



HAL
open science

Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôle des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique

Aurélien Rossi

► **To cite this version:**

Aurélien Rossi. Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôle des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique. Milieux et Changements globaux. Université de Rouen, 2010. Français. NNT : . tel-00690189

HAL Id: tel-00690189

<https://theses.hal.science/tel-00690189>

Submitted on 22 Apr 2012

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.

Université de Rouen
UFR de Sciences et Techniques
Ecole doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE)
UMR CNRS 6143 Morphodynamique continentale et côtière (M2C)

THESE de DOCTORAT

Discipline : Géologie
Spécialité : Hydrologie

par Aurélien Rossi

Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique

Thèse soutenue publiquement le lundi 13 décembre 2010 (Université de Rouen)

JURY :

V. MORON	Professeur, CEREGE, Université d'Aix-Marseille I	Rapporteur
H. WANG	Professeur, LOMC, Université du Havre	Rapporteur
J. RONCHAIL	Maître de Conférences, LOCEAN, Université de Paris VII	Examineur
A. CAZENAVE	Ingénieur CNES, LEGOS, Université Toulouse III	Examineur
D. HANNAH	Reader, Université de Birmingham (Angleterre)	Examineur
B. LAIGNEL	Professeur, M2C, Université de Rouen	Directeur
N. MASSEI	Maître de Conférences, HDR, M2C, Université de Rouen	Co-Directeur

Université de Rouen
UFR de Sciences et Techniques
Ecole doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE)
UMR CNRS 6143 Morphodynamique continentale et côtière (M2C)

THESE de DOCTORAT

Discipline : Géologie
Spécialité : Hydrologie

par Aurélien Rossi

Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique

Thèse soutenue publiquement le lundi 13 décembre 2010 (Université de Rouen)

JURY :

V. MORON	Professeur, CEREGE, Université d'Aix-Marseille I	Rapporteur
H. WANG	Professeur, LOMC, Université du Havre	Rapporteur
J. RONCHAIL	Maître de Conférences, LOCEAN, Université de Paris VII	Examineur
A. CAZENAVE	Ingénieur CNES, LEGOS, Université Toulouse III	Examineur
D. HANNAH	Reader, Université de Birmingham (Angleterre)	Examineur
B. LAIGNEL	Professeur, M2C, Université de Rouen	Directeur
N. MASSEI	Maître de Conférences, HDR, M2C, Université de Rouen	Co-Directeur

A ma Grand-Mère

AVANT-PROPOS

Cette thèse intitulée « *Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique* » a été financée par une allocation ministérielle de Recherche, pourvue par l'Ecole doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE). Ce travail de thèse a été réalisé au sein de l'UMR CNRS 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) à l'Université de Rouen, sous la direction de Benoît Laignel et Nicolas Massei.

REMERCIEMENTS

Ecrire ces remerciements revient à une finalité... une finalité tant espérée, tant rêvée... La thèse était pour moi un objectif majeur que je souhaitais atteindre, un travail long mais tellement passionnant finalisant 8 années d'études... finalisant un « chapitre » de mon existence. Pour cela, je tiens à remercier de nombreuses personnes, sans qui tout ceci n'aurait été possible, qui m'ont accompagné lors de ce travail, de ce chapitre de ma vie.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail : J. Ronchail (Présidente), H. Wang et V. Moron (Rapporteurs), A. Cazenave et D. Hannah (Examineurs).

Merci à mes Directeurs de thèse, Benoît Laignel et Nicolas Massei, pour le travail effectué, les discussions scientifiques et l'enthousiasme associé (parfois non mesuré !), mais aussi la confiance accordée depuis plusieurs années. Merci également à David Sebag pour ces nombreuses discussions (intenses) et informelles, la rigueur scientifique insufflée... Le « café-clopes » par excellence made in sciences ! Messieurs, c'est grâce à vous que j'écris ces mots aujourd'hui... Merci.

Merci évidemment à l'ensemble des membres du laboratoire M2C de Rouen, Professeurs, Maître de conférences et personnels. Dans le désordre, merci à J.P Dupont, R. Lafite, A. Durand, M. Fournier, Y. Copard, V. Mesnage, S. Le Bot, A. Jardani, J. Deloffre, J. Rodet, M. Decaux, M. Simon, I. Zimmerlin... Cette liste n'est pas exhaustive...et s'associe à des souvenirs particulier... merci à tous pour ces années passées avec vous !

Merci à mes collègues Doctorants : « l'Africa Team » (Rolf, Issa + Bouba), Serafina, Pierre-Arnaud, Joël ; les « anciens », Guillaume, Smail, Amer, Yann, Johanna, Alexandra... ; et les « nouveaux », Bastien, Sanae, Nicolas... (bon courage !). Une pensée particulière pour Julie, ma « colloque » de bureau... merci pour tout ces moments partagés, et de m'avoir supporté toutes ces années (...ou alors, c'est l'inverse !).

Petite pensée également aux moniteurs CIES (et futur- ex) pour ces moments de détente lors des formations et du stage résidentiel (Ah, ces druides... !)

Enfin, bien sûr, mes amis (je ne vais pas en faire la liste ici, ils se reconnaîtront) et ma famille, sans qui tout ceci n'aurait pas de sens... Mes parents, mon frère, grand-père... (et Oscar, évidemment !). Un mot tout particulier pour Vanessa, ma chérie et future femme (et oui, maintenant que la thèse est terminée...), qui a cru en moi et soutenu durant ces années, supporté parfois (rédaction, quand tu nous tiens...), et qui, pour ne pas s'étaler, prend une place très importante de mon bonheur passé, actuel, et futur...

Merci à toutes les autres personnes non citées qui ont fait partie de ma vie, de cette vie... avant qu'une nouvelle page s'écrive...

MERCI à tous !

Je ne peux terminer sans exprimer une pensée toute particulière pour ma grand-mère, à laquelle est dédié ce manuscrit... Merci...

RESUME

Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique

Les grands bassins versants d'échelle continentale, comme le Mississippi, intègrent la réponse hydrologique aux changements climatiques et environnementaux (fluctuations du climat, précipitations, débits, flux sédimentaires) à de larges échelles spatiales et temporelles, mais également les modifications du milieu physique d'origine anthropique (changements d'occupation des sols, aménagements...), ce qui rend parfois difficile l'identification des liens entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique. Les principaux objectifs de ce travail sont de déterminer et de quantifier les relations entre la variabilité hydrologique et les fluctuations du climat (précipitations régionalisées, indices climatiques) à l'échelle du bassin versant du Mississippi et de ses principaux sous-bassins ; via l'utilisation de méthodes d'analyses spectrales adaptées à l'étude des processus instationnaires (analyse en ondelettes continues, analyse de la cohérence par ondelettes).

La variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents est structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant de l'échelle annuelle aux échelles inter-annuelle (2-4 ans, 3-6 ans, 5-8 ans), décennale (8-16 ans, 12-16 ans) et à plus long terme (22 ans, 22-26 ans). Ces modes de variabilité sont fortement similaires à ceux observés dans les précipitations (avec une cohérence moyenne de 77% à 89% selon les sous-bassins), et opèrent aux mêmes échelles de temps que la variabilité des principales fluctuations du climat affectant la région (ENSO, PDO, AMO, NAO, NAM et PNA), préalablement identifiés et synthétisés par une méthodologie similaire. La variabilité des débits du bassin versant du Mississippi se trouve influencée par un ensemble de téléconnexions (cohérence de 63% à 66% en moyenne avec l'ensemble des indices climatiques), opérant toutefois à différentes échelles spatiales et temporelles, et qui évoluent au cours du temps (relations à divers degrés suivant les différentes échelles de temps, le mode de variabilité du climat mis en jeu et le sous-bassin versant considéré). De plus, la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents s'inscrit plus largement dans le cadre d'une rupture majeure du système climatique et des systèmes hydrologiques à l'échelle globale observée vers 1970, qui se traduit notamment par une augmentation et une plus forte variabilité des débits, ainsi que des changements de la composition spectrale des paramètres hydrologiques et climatiques. En ce sens, la construction d'un indice « hydro-climatique unifié » a été proposée en reprenant l'ensemble des caractéristiques globales du système climatique et celles plus spécifiques à l'échelle régionale (échelle des sous bassins versants).

Enfin, même si la majorité des paramètres hydrologiques se trouve apparemment très fortement liée par les paramètres climatiques, d'autres facteurs, comme les modifications du milieu physique (occupation des sols, aménagements...), peuvent avoir une influence non-négligeable sur l'évolution de certains paramètres hydrologiques (hauts et bas débits), mais qui serait beaucoup plus localisée dans le temps et dans l'espace (i.e., elle ne serait pas associée à l'existence d'oscillations dans l'hydrologie). A l'exception des flux hydrosédimentaires, marqués par de profonds changements qui ont pu être reliés aux aménagements du bassin versant et quantifiés par une méthodologie de modélisation spectrale (diminution des flux de sédiments en suspension exportés à l'exutoire d'environ $2,25 \cdot 10^8 \text{ t.an}^{-1}$ sur la période 1950-1975), ces influences apparaissent spatialement localisées, et restent difficiles à caractériser. Outre leurs faibles contributions, ceci provient également du fait que ces modifications du milieu physique agissent simultanément avec d'autres facteurs pouvant modifier la réponse hydrologique, comme les changements observés dans le climat, qui reste le facteur principal des changements observés.

Mots-clefs : Mississippi, variabilité hydrologique, fluctuations climatiques, analyses spectrales, transformée en ondelettes continues, flux hydrosédimentaires.

ABSTRACT

Spatial and temporal hydrological variability of the Mississippi River watershed: response to climate fluctuations vs. physical environment changes

Great River watersheds, as the Mississippi River in North America, integrate climate and environmental changes (climate fluctuations, precipitations, streamflow, sediment loads) at near-continent scale, as well as anthropogenic changes in physical environment (land uses, river management...) in their hydrologic response, which makes sometimes difficult the identification of linkages between hydrological and climate variability. The main objectives of this work is to determine and quantify the relationships between hydrological variability and climate fluctuations (regionalized precipitations, climate indices) of the Mississippi River and its main tributaries, using spectral approaches adapted to (the study of non-stationary processes (continuous wavelet transform, wavelet coherence).

Hydrological variability of the Mississippi River and its main tributaries is structured by several scales of variability, from annual to inter-annual (2-4y, 3-6y, 5-8y), decadal (8-16y, 12-16y) and multi-decadal scales (22y, 22-26y). These modes of streamflow variability are very similar to those observed in regionalized precipitations (mean coherency is estimated from 77% to 89% according to the sub-watershed), and operates at same time-scales variability of the main climate fluctuations affecting this region (ENSO, PDO, AMO, NAO, NAM et PNA), preliminary identified and synthesized using an similar methodology. Streamflow variability of the Mississippi River watershed appears influenced by several teleconnections (mean coherency of 63% to 66% with all climate indices), which operate at different spatial and temporal scales and change across time. Furthermore and not surprisingly, the hydrological variability of the Mississippi River and its main tributaries appears to be closely linked to a major shift in the climate system – as well as many other hydrosystems around the world – observed at global scale around 1970. This change would result in an increase in both streamflow mean and variance, as highlighted by changes in the spectral content of climate and hydrological parameters. In this way, a so-called "hydro-climatic" index was proposed in order to resume all those characteristics of the climate system that would imprint the typical scales of variability detected in the hydrological processes analyzed according to each sub-watershed.

Finally, even if the majority of hydrological parameters appears strongly affected by climate parameters, others factors such as changes in physical environment (land use, river management...) could also significantly influence hydrological parameters (e.g. low and high streamflow). We could detect such human-induced changes in the variability of suspended sediment loads and show that it involved a decrease in suspended sediment loads up to 2,25.108 metric t.y⁻¹ between 1950 and 1975 using a spectral modelling approach. However, the influence of these physical environmental changes in hydrology would be associated to trends or to very localized changes in space and time, rather than associated to the existence of oscillations in hydrological parameters as we could detect them. We then conclude that, despite the potential strong influence of environmental changes, climate fluctuations remain the main factor involved in the observed hydrological changes.

Keywords: Mississippi River, hydrological variability, climate fluctuations, spectral analysis, continuous wavelet transform, sediment loads.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.....	5
REMERCIEMENTS.....	6
RESUME.....	7
ABSTRACT.....	8
TABLE DES MATIERES.....	11
INTRODUCTION GENERALE.....	17
PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE.....	23
1. Le bassin versant du Mississippi.....	23
1.1. Contexte géomorphologique.....	23
1.2. Contexte climatique.....	31
1.3. Contexte hydrologique.....	37
1.4. Aménagements des fleuves/rivières et des bassins versants.....	42
2. Méthodologie.....	45
2.1. Données utilisées.....	45
2.2. Méthodes d'analyses des séries chronologiques.....	51
PARTIE II : CARACTERISATION DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI ET DE SES PRINCIPAUX SOUS-BASSINS VERSANTS.....	65
Introduction.....	65
1. Synthèse bibliographique sur les tendances de l'évolution des paramètres hydrologiques et climatiques observées aux Etats-Unis depuis le XX ^e siècle.....	67
1.1. Températures.....	67
1.2. Précipitations.....	68
1.3. Ruissellement et débits.....	70
1.4. Evénements hydrologiques extrêmes : sécheresses et inondations.....	72
2. Evolution des caractéristiques hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents.....	73
2.1. Tendances à long terme observées dans les débits et les précipitations régionalisées.....	73
2.2. Evolution des extrêmes hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents.....	78
2.3. Régimes hydrologiques.....	83
2.4. Synthèse sur l'évolution des caractéristiques hydrologiques du bassin versant du Mississippi.....	85
3. Détermination des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents (de 1928 à 2009).....	87
3.1. Caractérisation préliminaire du comportement spectral des débits du Mississippi : fonction d'autocorrélation et spectre de Fourier.....	89
3.2. Identification des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi par transformée en ondelettes continue.....	91

3.3. Contribution des modes de variabilité à la variance totale des débits du Mississippi	93
3.4. Evolution de la variance des débits du Mississippi au cours du temps.....	96
3.5. Synthèse sur la variabilité des débits du Mississippi.....	99
4. Vers la détermination de l'origine des modes de variabilité des débits du Mississippi : Comparaison avec les précipitations régionalisées	101
4.1. Les principaux modes de variabilité des précipitations régionalisées	101
4.2. Comparaison entre les principaux modes de variabilité observés dans les débits et les précipitations régionalisées.....	105
4.3. Evolution du degré de corrélation entre débits/précipitations régionalisées au cours du temps	107
4.4. Synthèse sur la comparaison entre la variabilité des débits et des précipitations du bassin versant du Mississippi.....	109
5. Discussion et conclusion sur la variabilité hydrologique du Mississippi	110
5.1. Discussion sur l'évolution des caractéristiques hydrologiques et des principaux modes de variabilité des débits	110
5.2. Cas des extrêmes hydrologiques	112
5.3. Une rupture globale observée dans les paramètres hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents en 1970	121
5.4. Perspectives.....	124
6. Publication (<i>PARTIE II</i>).....	125
PARTIE III : RELATIONS ENTRE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI ET LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES.....	143
Introduction.....	143
1. Les relations observées entre la variabilité hydrologique et les fluctuations du climat à l'échelle des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi.....	145
1.1. Synthèse bibliographique de l'influence des principaux modes de fluctuations du climat sur les paramètres climatiques et l'hydrologiques aux Etats-Unis	146
1.2. Synthèse à l'échelle du bassin versant du Mississippi.....	156
2. Les échelles de temps caractéristiques des modes de fluctuations du climat	157
2.1. Identification des modes dominants de la variabilité des principaux indices climatiques	158
2.2. Synthèse des échelles de temps caractéristiques des fluctuations climatiques à l'échelle globale.....	163
3. Origine climatique des modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents.....	167
3.1. Liens potentiels entre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et les fluctuations climatiques par transformée en ondelettes continues	167
3.2. Utilisation de la cohérence par ondelettes pour une investigation approfondie des liens entre hydrologie et fluctuations climatiques	170
4. Les effets des structurations climatiques sur la variabilité des débits du Mississippi	184
4.1. Effets des structurations climatiques sur l'évolution à long terme des débits	184
4.2. Effets des structurations climatiques sur l'évolution des régimes hydrologiques au cours du temps.....	193

5. Synthèse et discussion sur l'origine climatique des modes de variabilité des débits du Mississippi	195
5.1. Synthèse	195
5.2. Discussion : une rupture climatique globale observée en 1970	196
6. Publications (<i>PARTIE III</i>).....	201
PARTIE IV : DISCUSSION GENERALE SUR LA CONTRIBUTION DES FACTEURS CLIMATIQUES ET DE L'IMPACT DES MODIFICATIONS DU MILIEU PHYSIQUE SUR LA REPONSE HYDROLOGIQUE GLOBALE DU MISSISSIPPI	241
Introduction.....	241
1. Synthèse de l'influence des facteurs climatiques sur la réponse hydrologique du Mississippi : proposition d'un oscillateur « hydro-climatique »	243
1.1. Synthèse des relations entre la variabilité hydrologique du Mississippi et les fluctuations	243
1.2. Reconstitution de la réponse hydrologique du Mississippi aux échelles inter-annuelles à partir de la variabilité d'indices climatiques de référence : vers un « oscillateur hydro-climatique » unifié	246
1.3. Influence des autres facteurs climatiques	253
2. Déduction de l'impact des modifications du milieu physique sur la réponse hydrologique.....	256
2.1. Changements de l'occupation des sols.....	256
2.2. Impacts des aménagements	260
3. Publication (<i>PARTIE IV</i>)	271
CONCLUSION GENERALE	283
1. Synthèse générale et conclusions.....	283
Forte influence des facteurs climatiques (précipitations, fluctuations climatiques) sur la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux bassins versants.....	283
Influence déduite des autres facteurs climatiques et des modifications du milieu physique sur la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux bassins versants.....	287
2. Perspectives	289
Compréhension spécifique de l'impact des facteurs externes (climatiques) et internes au bassin versant sur la réponse hydrologique du Mississippi.....	289
Changements d'échelles spatiale et temporelle	290
Projection (modélisation).....	292
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	295
LISTE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX	309
ANNEXES	319
RESUME	333

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Le réchauffement du système climatique de la Terre observé depuis plusieurs décennies a de nombreuses conséquences à l'échelle de la planète : hausse des températures moyennes de l'atmosphère (estimée à $+0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ pour les températures moyennes globales de surface sur les 100 dernières années) et de l'océan, fonte massive de la neige et de la glace, élévation du niveau moyen de la mer, etc. (Solomon, 2007). Les changements climatiques sont également reliés à de nombreux changements environnementaux, en particulier aux nombreux changements observés dans le cycle hydrologique à grande échelle : modification de la distribution des précipitations, diminution de la couverture neigeuse et fonte des glaces accrues, modification de l'humidité du sol et du ruissellement, modification de la configuration et de l'intensité des extrêmes hydrologiques... et plus généralement à une intensification du cycle hydrologique global (Bates et al., 2008 ; Hungtinton, 2006 ; Labat et al., 2004 ; Solomon, 2007). Ils ont également un rôle important sur les transferts sédimentaires des continents vers les océans, une composante clé reflétant la dénudation globale du système (c'est-à-dire l'érosion ou la dénudation des surfaces continentales). La détermination de l'impact des changements climatiques sur les systèmes hydrologiques et leurs ressources en eau, que ce soit à l'échelle régionale ou à l'échelle globale, constitue un enjeu majeur pour le XXI^e siècle, auquel les scientifiques doivent répondre.

Les grands bassins versants, du fait de leur taille, intègrent les hétérogénéités de nombreux paramètres, notamment hydrologiques, sédimentaires et climatiques. De plus, ces grands bassins versants partagent la majorité de la population mondiale, et sont donc particulièrement affectés par les activités d'origine anthropique. Ils peuvent donc être considérés comme des indicateurs représentant à la fois les variations du climat et les activités humaines, dans un contexte de changement global. De nombreuses études concernant le fonctionnement global du système Terre ont utilisé les transferts d'eau des grands bassins versants comme « archives » des changements climatiques et environnementaux, à une échelle globale. Par exemple, en utilisant des enregistrements historiques de débits, Labat et al. (2004) et Labat (2006, 2008, 2010) concluent à une augmentation du ruissellement global en relation avec le réchauffement climatique, et montrent également l'existence de relations entre des oscillations du cycle hydrologique continental et des « forçages » climatiques, comme le phénomène ENSO (« El Niño Southern Oscillation ») ou la NAO (« North Atlantic Oscillation »).

Le Mississippi correspond à l'un des cinq plus grands fleuves mondiaux, intégrant la réponse hydrologique aux changements climatiques (précipitations, débits, charge sédimentaire) à de larges échelles, spatiale et temporelle (à l'échelle continentale de l'Amérique du Nord). Ce fleuve est particulièrement sensible aux changements climatiques récents (Labat et al., 2004), et se trouve fortement affecté par l'influence humaine depuis plusieurs décennies.

Plusieurs travaux sur le bassin versant du Mississippi ou aux Etats-Unis ont proposé de détecter les discontinuités temporelles des variations des flux d'eau en relation avec le changement climatique au XX^e siècle (Lins et Slack, 1999 ; Mauget, 2004 ; Novotny et Stefan, 2007). Des travaux récents sur le bassin hydrologique du Mississippi ont tenté de prédire les effets potentiels des changements climatiques sur l'hydrologie (Nijssen et al., 2001 ; Jha et al., 2004, 2006). D'autres travaux ont tenté de quantifier l'énergie et le budget du cycle de l'eau dans le but de pouvoir comprendre comment les processus environnementaux, les ressources naturelles et économiques (agriculture...) sont affectés par la variabilité climatique (Roads et al., 2003) ou par les activités humaines, comme les changements de l'occupation des sols (Twine et al., 2004). Puisque le bassin versant du Mississippi constitue l'une des régions agricoles les plus productives du monde (Foley et al., 2004), l'impact des activités humaines affecte également la qualité des eaux, comme par exemple, l'hypoxie importante des eaux observée au niveau du Golfe du Mexique (Donner et al., 2004 ; Foley et al., 2004 ; Goolsby et al., 1999 ; Turner et Rabalay, 2003). Walling et Fang (2003) et Walling (2006) ont également montré de récents changements associés aux flux sédimentaires des grands fleuves mondiaux en réponse aux activités (dénudation des surfaces continentales pour l'agriculture, piégeage de sédiments induits par les barrages). Le Mississippi, qui se situe parmi les fleuves les plus régulés du monde, est tout particulièrement affecté par une diminution dans les flux de sédiments en suspension (presque 80% depuis 1850), qui correspond à l'une des causes majeures de la diminution des zones humides sur les côtes de la Louisiane (Kesel, 1988, 1989 ; Mossa, 1996).

Cependant, la réponse hydrologique de ces grands bassins versants représente à la fois les variations du climat et les altérations liées aux activités humaines, ce qui rend précisément difficile la différenciation des causes de variations hydrologiques observées (Huntington, 2006). Il est donc important de pouvoir relier la variabilité hydrologique observée aux différents facteurs affectant cette variabilité (facteurs climatiques, facteurs internes au bassin versant), et de pouvoir estimer leur contribution aux changements observés. Dans cet objectif, il est toutefois nécessaire en premier lieu de comprendre et de caractériser l'enregistrement des variations du climat dans ces hydrosystèmes complexes, en étudiant notamment les relations existantes entre les fluctuations du climat et la variabilité hydrologique. Une fois ces relations déterminées, voire quantifiées, le rôle des autres facteurs sur les changements hydrologiques observés pourra être déterminé, en particulier le rôle des activités humaines.

Différentes approches méthodologiques existent pour détecter les changements potentiels dans les enregistrements hydrologiques historiques (comme par exemple les analyses statistiques de tendances). Ces méthodes ont déjà été utilisées dans plusieurs études concernant les débits du bassin versant du Mississippi ou à l'échelle des Etats-Unis (Lins et Slack, 1999 ; Mauget, 2004 ; Novotny et Stefan, 2007).

Notre étude utilisera tout particulièrement des approches méthodologiques basées sur des analyses spectrales issues du traitement du signal, comme les analyses en ondelettes continues, qui permettent de détecter les structures (périodicités, fluctuations) et leur évolution au cours du temps (discontinuités) des signaux instationnaires. Depuis la fin des années 1990, la transformée en ondelettes est devenue l'une des approches majeures pour l'analyse statistique des données hydrologiques, qui présentent généralement une forte instationnarité au cours du temps. Plusieurs exemples peuvent être trouvés dans une grande variété de contextes, où les données hydrométéorologiques sont utilisées pour étudier la variabilité temporelle de différents paramètres (précipitations, hauteur d'eau des lacs, débits, etc.) et leurs relations avec les fluctuations du climat (Coulbaly et Burn, 2004 ; Labat, 2006 ; Massei et al., 2007, 2009, 2010). Dans la littérature, on trouve ainsi des exemples de l'application de la transformée en ondelettes pour l'analyse de précipitations journalières (Nolin et Hall-McKim, 2006), de la hauteur d'eau des lacs (Kucuk et al., 2009), des

précipitations/débits (Zume et Tarhule,2006). Dans le même contexte que notre étude, des analyses spectrales en ondelettes des débits journaliers pour 91 rivières aux Etats-Unis et sur des îles tropicales ont été effectuées par Smith et al. (1998) pour caractériser la variabilité des débits.

Ce travail de thèse a essentiellement pour but de mieux comprendre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents et de caractériser les liens existants entre cette variabilité et les fluctuations climatiques (figure 1). Il sera proposé d'étudier la variabilité temporelle de la réponse hydrologique (changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques) par l'analyse de séries chronologiques (précipitations, débits) en relation avec les fluctuations climatiques (représentées par des indices climatiques comme le SOI, la NAO...). Les autres facteurs pouvant influencer la réponse hydrologique seront également approchés, notamment les modifications du milieu physique (changements de l'occupation des sols, aménagements) qui sont importantes sur le bassin versant du Mississippi.

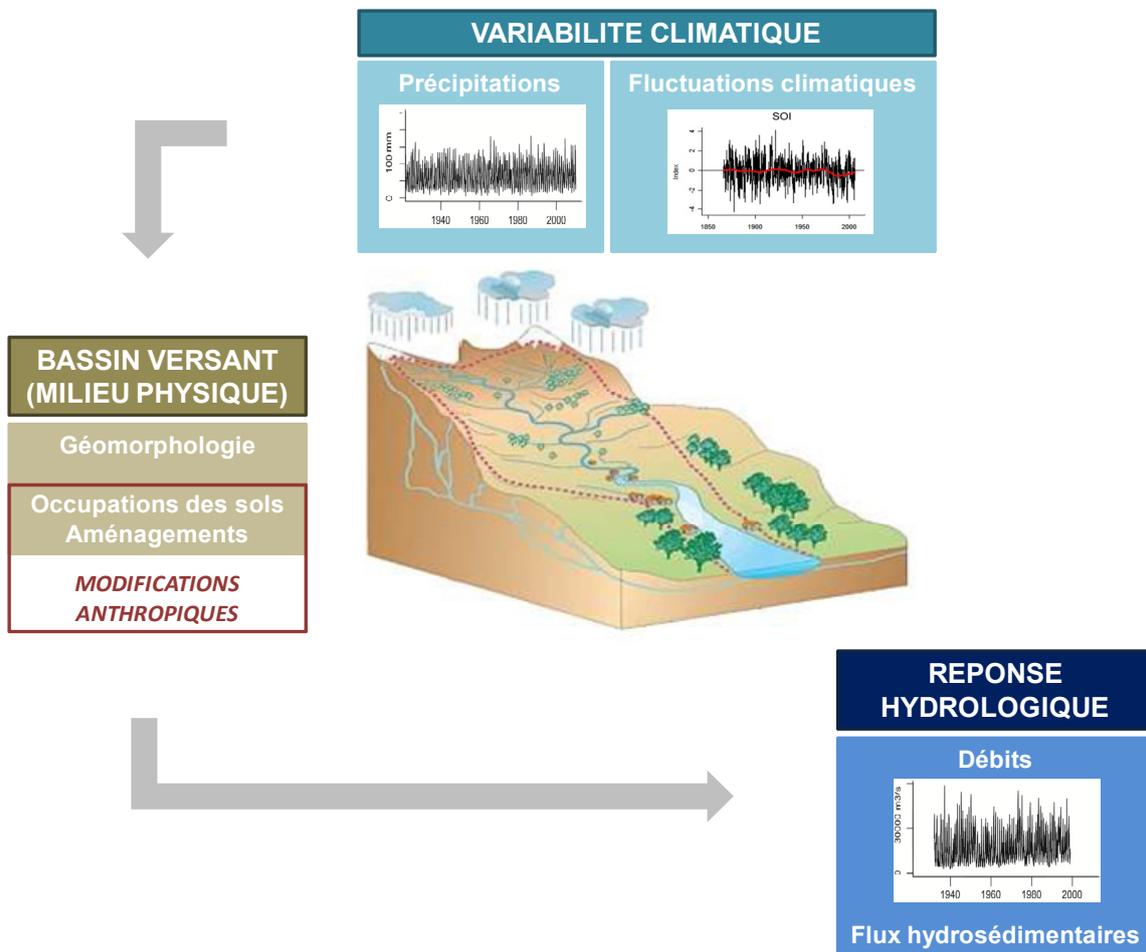


Figure 1 : Schéma général de la démarche adoptée au cours de ce travail de thèse, synthétisant les principaux facteurs affectant la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi

Les principaux objectifs de ce travail de thèse (figure 2) sont donc de :

- Déterminer et quantifier les principaux modes de la variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi.
- Etudier et quantifier les relations entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques (précipitations, indices climatiques).

Cette caractérisation nécessite toutefois de déterminer précisément les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques, ce qui n'est actuellement pas trouvé dans la littérature courante (au moins pour l'ensemble des indices). Une synthèse relativement exhaustive de ces échelles de temps sera donc proposée, au moyen d'une méthodologie unique.

- Dédire l'impact des modifications du milieu physique (barrages, occupation des sols) à l'origine des changements hydrologiques.

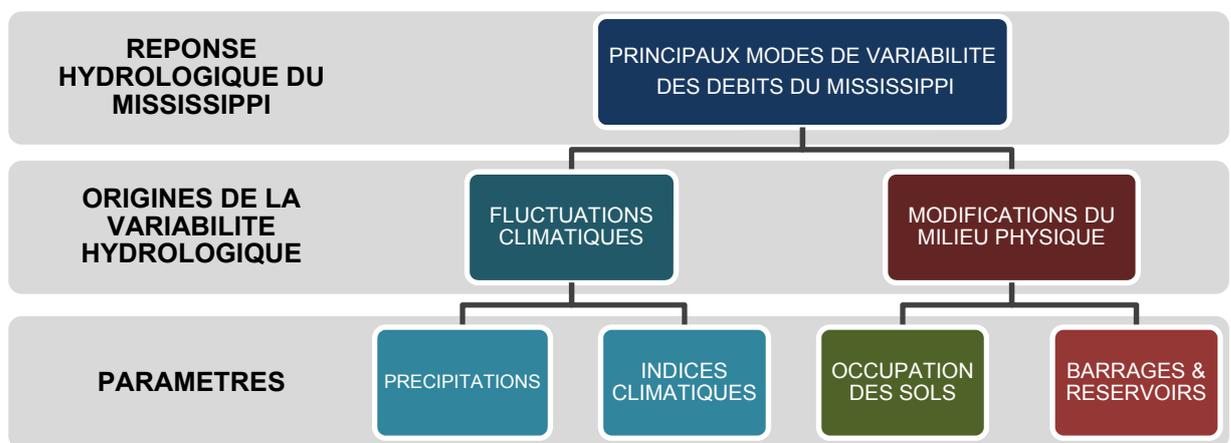


Figure 2 : Principaux objectifs de recherche de la thèse

Après une présentation du bassin versant du Mississippi et de la méthodologie qui sera employée, ce travail de thèse s'articulera autour de trois parties de recherche distinctes en adéquation avec les trois principaux objectifs définis précédemment. La première partie sera consacrée à la caractérisation des principaux modes de variabilité hydrologique (débit) du Mississippi et de ses principaux affluents. Cette caractérisation s'accompagnera d'une comparaison avec un signal climatique pertinent, les précipitations, dans le but de déterminer et de quantifier en première approche l'origine des variations hydrologiques observées. La seconde partie sera plus précisément consacrée aux relations existantes entre les débits du bassin versant du Mississippi et les principaux modes de variabilité du climat (au travers d'indices climatiques tels que le SOI, la NAO...); en s'attachant tout d'abord à déterminer les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques, puis d'en étudier les liens avec les paramètres hydrologiques. Enfin, une discussion générale synthétisant l'influence des facteurs climatiques et les déductions possibles de l'impact des modifications du milieu physique sur la variabilité hydrologique du Mississippi sera proposée.

PARTIE I

CONTEXTE ET METHODOLOGIE

PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE

1. LE BASSIN VERSANT DU MISSISSIPPI

Le **Mississippi**, fleuve d'Amérique du Nord, est l'un des plus grands fleuves du monde en termes hydrographique et hydrologique (longueur du fleuve, taille du bassin de drainage, débits), d'aspects écologiques (diversité des habitats, production biologique), et d'aspects économiques (agriculture, navigation). A l'échelle du globe, ce système se classe au troisième rang du point de vue de l'aire de bassin versant (3 270 000 km²), derrière l'Amazone et le Congo ; au quinzième rang en terme de longueur du fleuve (3780 km) ; au septième rang en terme de débits moyens (Benke et Cushing, 2005 ; Mac et al, 1998 ; Meade, 1995 ; Milliman et Meade, 1983).

1.1. Contexte géomorphologique

Le Mississippi traverse la partie centrale des Etats-Unis, parcourant 3 780 km depuis sa source au **Lac Itasca** (Nord du Minnesota) jusqu'au **Golfe du Mexique** (Louisiane) où le fleuve se jette dans l'océan Atlantique. Il correspond au second fleuve Nord-Américain en terme de longueur derrière le *Missouri* (4 370 km), l'un de ses principaux affluents.

Le fleuve du Mississippi est conventionnellement divisé en deux segments : la partie amont (**Upper Mississippi**), depuis sa source jusqu'au niveau de la confluence avec l'Ohio située à Cairo (Illinois) ; la partie aval (**Lower Mississippi**), depuis Cairo jusqu'au delta du Mississippi dans le Golfe du Mexique (Foley et al, 2004 ; Mac et al, 1998 ; Meade, 1995).

Le **bassin hydrographique** du Mississippi (figure I.1), d'une superficie avoisinant 3 200 000 km², s'étend des *montagnes Appalaches*, à l'Est des Etats-Unis, jusqu'aux *montagnes Rocheuses*, à l'Ouest. Le bassin draine environ 41% du territoire (continental) des Etats-Unis, recouvrant en totalité ou en parties 31 états (ainsi que deux provinces Canadiennes) essentiellement situés dans les *plaines centrales* et les *grandes plaines*.

Le bassin versant du Mississippi est généralement divisé en cinq sous-bassins, correspondant aux cours supérieur et inférieur du Mississippi (**Upper Mississippi** et **Lower Mississippi**), ainsi qu'aux principaux affluents que sont le **Missouri**, l'**Ohio** (incluant le *Tennessee*) et l'**Arkansas** (incluant la *Red River* et la *White River*).

Le tableau I.1 reprend les principales caractéristiques géomorphologiques du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents. Pour plus de détails, une carte des différents états et des provinces physiographiques des Etats-Unis sont disponibles en Annexes 1.1 et 1.2.



Figure I-1 : Géographie des Etats-Unis et le bassin versant du Mississippi

	Superficie	Longueur fleuve	Altitude maximum	Ordre du bassin
Missouri	1371000 km ²	4370 km	4277 m	9
Upper Mississippi	489500 km ²	2170 km	337 m	10
Ohio	529000 km ²	1580 km	2300 m	9
Arkansas	414900 km ²	2330 km	4340 m	7
Lower Mississippi	521600 km ²	1600 km	826 m	10
TOTAL*	≈ 3270000 km²	≈ 3780 km		

Tableau I-1 : Principales caractéristiques géomorphologiques des sous bassins versants du Mississippi (modifié d'après Benke et Cushing, 2005 ; Goolsby, 1999)

L'ordre des bassins versants du Mississippi est indiqué suivant la classification de Strahler.

Le Missouri, qui possède le plus grand bassin de drainage de ce système (environ 41% du bassin versant total), est le second plus grand bassin versant aux Etats-Unis (après le Mississippi donc), drainant environ 1/6^e des Etats-Unis et une petite partie (environ 25000km²) au Canada. Le Missouri recouvre plusieurs types de conditions climatiques, géologiques et de relief. Il parcourt les Montagnes Rocheuses (à l'Ouest, d'où il prend sa source), les grandes plaines et les plaines intérieures. La limite Sud de la glaciation continentale définit largement la course du Missouri, qui correspond historiquement à un fleuve tressé, possédant de nombreuses barrières sableuses, des îles et des bancs sableux instables. Le transport sédimentaire est très important (provenant de son parcours au travers des sols très érodables des grandes plaines), lui valant même le surnom de « *Big Muddy* ». Du fait d'une forte modification pour la navigation notamment, le Missouri se découpe aujourd'hui en trois segments : sa partie amont non modifiée, une partie « inter-réservoirs », puis sa partie aval chenalisée, aux digues stabilisées en fin de parcours (Benke et Cushing, 2005).

L'Upper Mississippi se situe principalement dans les plaines centrales (>85% de sa superficie), au Nord du bassin versant du Mississippi, bordant la partie Ouest des grands lacs. Une petite portion du bassin versant (au Sud) est comprise dans la région du plateau d'Ozark. La physiographie de l'Upper Mississippi, et plus largement les ensembles physiographiques situés au Nord des Etats-Unis, sont issus de processus glaciaires, impliquant donc une faible altitude et un relief limité. Ce bassin correspond au sous-bassin versant au plus faible relief de ce système (337 m). L'Upper Mississippi a un cours principal qui coule sur la majeure partie de sa longueur au travers d'une vallée profonde et étroite (1 à 10 km de largeur), entre plaines alluviales, îles et falaises ; conférant au cours amont un style fluvial en tresses (Benedetti, 2003 ; Meade, 1995). Il draine des paysages de forêts boréales, lacs formés par des glaciers, marais, plaines de sables et moraines (Benke et Cushing, 2005 ; Meade, 1995).

L'Ohio se situe dans les plaines centrales, à l'Est, au pied des montagnes Appalaches. Il prend sa source à la confluence dans les Appalaches à Pittsburgh (Pennsylvanie), et coule vers le Sud-ouest sur 1575 km au travers de zones d'agriculture, pour rejoindre le Mississippi à Cairo (Illinois). Ce sous-bassin versant, via ses affluents, draine à la fois les zones de plaines (affluents de sa rive droite) et de montagnes (affluents de sa rive gauche, notamment le Tennessee). La physiographie de l'Ohio est héritée indirectement de processus glaciaires, née (pour sa partie amont) à la suite de la rupture d'un grand lac formé sur la rivière Teays (la plus grande rivière de l'époque dans cette région). L'Ohio parcourt aujourd'hui d'anciens segments remaniés de cette ancienne rivière, dans une vallée profonde possédant de remarquables îles et barrières sableuses (Benke et Cushing, 2005).

L'Arkansas, tout comme le Missouri, draine essentiellement les grandes plaines à l'Ouest, ainsi qu'une faible portion des montagnes Rocheuses, où il prend sa source (au centre du Colorado, à 4300m). Avant sa confluence avec le Mississippi, l'Arkansas traverse également une zone de plus fort relief (provinces du plateau d'Ozark et des montagnes Ouachita). En arrivant dans les plaines, l'Arkansas devient une rivière à faible gradient (impliquant de très faibles débits), et redevient progressivement une véritable rivière en traversant des zones d'agricultures et de pâturages des grandes plaines. A ce niveau, c'est une rivière tressée, possédant un chenal sableux, qui est ensuite rejoint par plusieurs affluents turbides ou sableux. Vers sa confluence avec le Mississippi, l'Arkansas devient de type méandriforme, mais sa course est aujourd'hui interrompue par plusieurs barrages et réservoirs (Benke et Cushing, 2005). Le bassin versant de l'Arkansas englobe des affluents notables du Mississippi (mais pas de l'Arkansas directement), comme la Red River ou la White River.

Le Lower Mississippi correspond donc à la partie aval du plus grand système fluvial d'Amérique du Nord. Il s'initie depuis la confluence entre l'Upper Mississippi et le Missouri, intègre progressivement ses principaux affluents, et traverse une zone de faible relief, initiée par l'évolution historique du fleuve, la plaine alluviale du Mississippi (une province physiographique des plaines côtières, d'une largeur de 50 à 200 km). Cette partie du fleuve est très large et plate, fortement sinueuse (méandrique), bordée sur certaines portions par de grandes barres sableuses (>10m). Historiquement, la totalité de la plaine alluviale était inondée pendant les périodes de crues. Cependant, les mesures de protection contre les inondations, notamment les digues ou la suppression de méandres, ont confiné le cours sur une largeur de 20 à 30 km seulement (Benke et Cushing, 2005 ; Biedenharn et al, 2000 ; Harmar, 2004 ; Meade, 1995).

Le fleuve débouche sur une plaine deltaïque dans le Golfe du Mexique, zone de relief quasiment constituée de marais (les bayous en Louisiane) développés sur d'anciens méandres du fleuve. Le delta du Mississippi s'est historiquement formé par les dépôts de sédiments en suspension (processus dominant) du Mississippi et de ses affluents en bordure de la marge continentale. L'histoire complexe de la formation et de l'évolution morphologique du delta (formation de nombreux chenaux et lobes depuis 5000 ans) est à l'origine de la morphologie actuelle de la Louisiane (Meade, 1995). Le delta est aujourd'hui en recul, du fait notamment des effets conjugués de la diminution de l'aggradation sédimentaire, de sa subsidence, et de l'augmentation du niveau marin (Benke et Cushing, 2005).

Du fait de leur très large étendue, chacun de ces sous-bassins versants possède une physiographie unique en termes de géologie, de topographie et de climat. Par conséquent, chacun des principaux affluents du Mississippi possède des caractéristiques hydrologiques et hydrosédimentaires uniques (Harmar, 2004).

1.1.1. Contexte géologique

Les différences physiographiques observées sur les Etats-Unis (en particulier de relief), résultent d'une variété de processus géologiques, comme la tectonique des plaques. Ces processus géologiques ont fortement influencé les paysages observés actuellement, qui sont issus de nombreux paramètres, comme le type de roches ou leurs expositions en surface (érosion, remaniements sédimentaires...). Ainsi, chaque province physiographique possède une histoire géologique particulière, et donc des caractéristiques géologiques et géomorphologiques particulières.

Une brève description de l'histoire géologique est présentée, centrée sur les principales provinces physiographiques décrites précédemment (figure 1.1) : les zones montagneuses des Rocheuses, des Appalaches et d'Ouachita-Ozark ; les zones de plaines, intérieures et côtières. Pour plus d'informations sur l'histoire géologique de la région, une carte géologique généralisée des Etats-Unis (Reed et al., 2003) ainsi qu'une carte des principaux types de roches sont présentées en Annexe 1.3.

Les Appalaches sont des montagnes très anciennes, dont le début de la formation est estimé il y a environ 480 millions d'années. Cette période marque la formation de plusieurs chaînes de montagnes, issues de la collision de plaques tectoniques pour former la Pangée, supercontinent dont les Appalaches étaient situées près du centre. A la fin de l'ère Mésozoïque, les Appalaches ont été érodées jusqu'à devenir quasiment un paysage de plaines, alors qu'un soulèvement au Cénozoïque a permis d'obtenir le relief actuel. Les roches présentes correspondent à des ceintures allongées de roches sédimentaires marines faillées, de roches volcaniques et métamorphiques, ainsi que de fonds océaniques anciens.

La région montagneuse d'Ouachita-Ozark correspond à une chaîne de montagnes ancienne, composée de roches sédimentaires (essentiellement carbonatées) initialement déposées sur le fond océanique, d'âge Paléozoïque. Ces roches sédimentaires marines anciennes sont aujourd'hui fortement plissées et faillées, et sont d'une structuration proche des montagnes des régions voisines, ce qui suggère que cette région appartenait à une grande chaîne de montagnes, étendue des Appalaches aux montagnes Marathon au Texas. Cette grande chaîne de montagnes (Marathon-Ouachita-Appalaches) a été érodée au Mésozoïque. Aujourd'hui, cette zone de montagnes érodée est entourée par des roches sédimentaires et des dépôts quasi horizontaux des plaines intérieures et côtières de l'Atlantique.

Les Montagnes Rocheuses forment une barrière naturelle qui s'étend du Canada jusqu'au nouveau Mexique. Elles ont pris forme pendant une période d'activité des plaques tectoniques intense, qui a formé une grande partie des paysages accidentés de l'Ouest des Etats-Unis. Cette chaîne de montagnes s'est formée suivant trois épisodes majeurs (de 170 à 40 millions d'années), avec des origines géologiques distinctes. Le dernier événement, l'orogénèse Laramide, est responsable de l'élévation de cette zone. La chaîne des Rocheuses est un complexe de roches métamorphiques et magmatiques (cœur de granite Précambrien surélevé), entourée de roches sédimentaires issues de l'érosion Tertiaire des roches sédimentaires du Paléozoïque et du Mésozoïque.

Les plaines intérieures (grandes plaines, plaines centrales) correspondent à une vaste région qui s'étend sur le craton de l'Amérique du Nord (croûte continentale stable). Cette zone s'est formée par l'assemblage de plusieurs petits continents au Précambrien, il y a plus d'un milliard d'années. Des roches métamorphiques et ignées du Précambrien forment aujourd'hui le sous-sol des plaines intérieures et composent ce noyau stable de l'Amérique du Nord. Cette grande région présente un faible relief, reflétant plus de 500 millions d'années de relative stabilité tectonique, et correspond à une plateforme de dépôts marins et fluviaux depuis le Mésozoïque et plus récemment le Cénozoïque. Actuellement, cette région continue de recevoir des dépôts sédimentaires provenant de l'érosion des zones de relief environnantes, des Montagnes Rocheuses (à l'Ouest), des Appalaches (à l'Est) et des montagnes Ozark et Ouachita (au Sud).

Les plaines côtières du côté Atlantique possèdent les plus faibles pentes, s'inclinant légèrement des régions montagneuses intérieures vers l'océan dans une série de terrasses, et forment le plateau continental en se prolongeant dans le Golfe du Mexique et l'océan Atlantique. Le relief à l'interface océan-continent est si faible qu'il est parfois difficile d'en distinguer la limite (en particulier dans les Bayous en Louisiane ou dans les Everglades en Floride). Les débris sédimentaires et volcaniques feuilletés provenant de l'érosion des Appalaches et des autres régions montagneuses intérieures ont été transportés vers l'Est et le Sud par les rivières, recouvrant d'une forte épaisseur la région, jusqu'à la marge continentale. Aujourd'hui, les couches de roches sédimentaires les plus récentes (Mésozoïque et Cénozoïque) correspondent à la base rocheuse de cette zone de plaines côtières avec une très faible inclinaison.

Pour résumer, les zones de montagnes correspondent aux zones qui ont des formations le plus souvent très anciennes. Les zones de plaines, qui ont une histoire géologique beaucoup plus récente, sont essentiellement constituées de produits issus de l'érosion de ces zones de montagnes. De ce fait, à l'échelle de l'Amérique du Nord (et plus particulièrement sur le bassin versant du Mississippi), les principaux types de roches retrouvés actuellement correspondent à des roches sédimentaires (voir Annexe 1.3).

Ce matériel sédimentaire (qui peut être plus ou moins consolidé), recouvre donc le socle de roches initial, et constitue une couche plus ou moins épaisse (parfois supérieure à

300m d'épaisseur), sur laquelle les sols peuvent se développer. Cette couche superficielle de roches sédimentaires peut être également accompagnée de zones où le socle de roche est directement exposé (sans être recouvert), produisant alors des matériaux et des sols résiduels (Cress et al., 2010 ; Soler et al., 2009).

L'ensemble des sédiments et résidus superficiels des Etats-Unis (Cress et al., 2010), suivant une classification simplifiée en fonction de l'origine de formation, est présenté sur la figure I.2. La distribution et la nature des matériaux de surface varient régionalement. Au niveau des côtes Atlantique et du Golfe du Mexique, des matériaux argileux à sableux ont été déposés sur les plages, les lagons et les différents environnements littoraux associés. A l'intérieur des terres, de larges zones (en particulier au centre, au Sud et à l'Ouest du pays) sont recouvertes par de minces épaisseurs de résidus issus d'un faible transport, par mouvements de terrains ou dépôts de pentes (colluvions). Dans plusieurs endroits, le socle rocheux est exposé, en particulier sur les pentes de fort relief (montagnes, vallées, collines...). Pour de larges portions à l'Ouest de l'intérieur des terres, ces différents matériaux sont eux-mêmes recouverts par des dépôts éoliens. Des dépôts de sédiments fins à grossiers sont observés dans les lacs et la majorité des vallées des rivières (alluvions) (Cress et al., 2010 ; Soler et al., 2009).

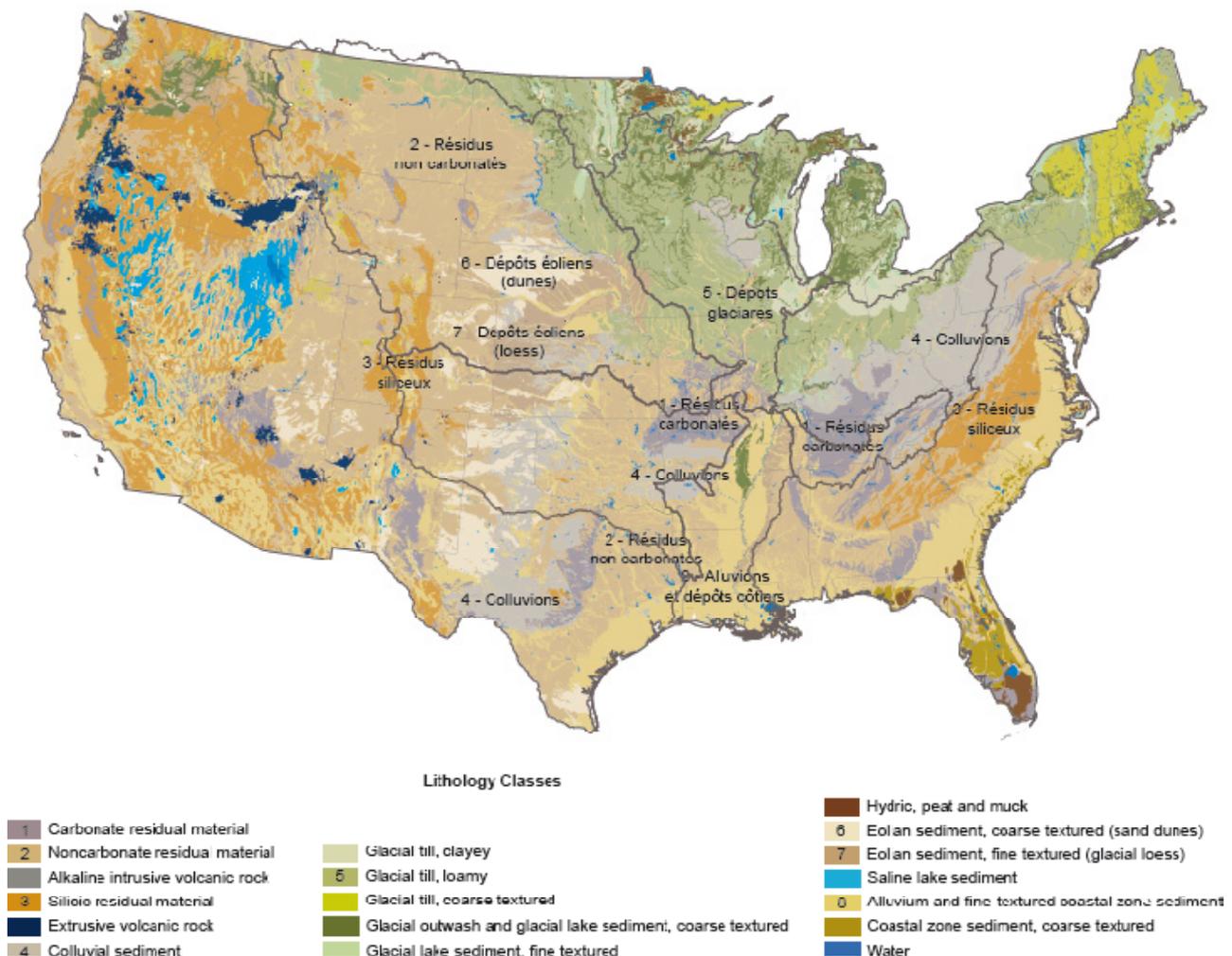


Figure I-2 : Carte simplifiée de la lithologie de surface des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi (modifiée d'après Cress et al., 2010)

Le bassin versant du Mississippi se situe donc sur divers ensembles de dépôts et résidus superficiels. Pour simplifier, huit ensembles superficiels majeurs peuvent être identifiés (figure I.2).

Le Missouri est essentiellement constitué de résidus non-carbonatés, de résidus siliceux (montagnes Rocheuses), de dépôts glaciaires (bordure située au Nord), de dépôts éoliens au centre du bassin versant (dunes et loess), et d'une très faible portion de résidus carbonatés (zone Ozark-Ouachita).

L'Upper Mississippi est essentiellement constitué de dépôts d'origine glaciaire, mis en place lors des dernières glaciations sur le continent.

L'Ohio comporte des colluvions (centre et Est du bassin), des dépôts glaciaires (Nord) et des résidus carbonatés (Sud).

L'Arkansas présente des dépôts et résidus superficiels relativement similaires au Missouri, avec des dépôts éoliens (dunes) et des résidus non-carbonatés dans la région des grandes plaines, des résidus siliceux dans les montagnes Rocheuses, et des résidus carbonatés et des colluvions dans la zone Ozark-Ouachita.

Le Lower Mississippi, est essentiellement constitué de dépôts d'alluvions (plaine alluviale du Mississippi) et de dépôts côtiers.

La diversité des ensembles de dépôts et résidus superficiels retrouvée aux Etats-Unis et dans le bassin versant du Mississippi joue un rôle important, que ce soit pour la géomorphologie des fleuves/rivières, ou pour le développement des sols et par extension, leurs occupations/utilisations.

1.1.2. Occupation des sols

Le bassin du Mississippi, qui accueille environ 70 millions d'habitants (sur un total de 300 millions d'habitants sur l'ensemble du pays), fait partie des régions agricoles les plus productives du monde, produisant la majorité des cultures de maïs et de blé, ou encore des élevages de bétails des Etats-Unis (Goolsby, 1999).

L'occupation des sols du bassin (figure I.3) est actuellement dominée par les zones de prairies et pâturages (40%) et les zones de cultures (21,5%), suivi par les forêts (29,5%) et les zones arbustives (5,7%), et les espaces urbanisés (1,5%) [Foley et al., 2004].

Cependant, la répartition de cette occupation des sols sur le territoire n'est pas homogène. Les zones de cultures correspondent à une part très importante de l'occupation du sol du bassin versant du Mississippi, et plus largement des Etats-Unis et de l'Amérique du Nord. En effet, l'Amérique du Nord est globalement caractérisée par une région de cultures intensives dans la partie centrale du continent, et des zones plus modérées de cultures le long des plaines côtières. L'un des éléments majeurs des zones de cultures intensives en Amérique du Nord et aux Etats-Unis correspond à « la ceinture de maïs » (connu sous le nom de « corn belt », zone de culture de maïs et de soja), située en majeure partie au Nord du bassin versant du Mississippi (Upper Mississippi et à l'aval du Missouri). Une autre zone intensive de culture correspond à la « région du blé », située majoritairement au Nord-Ouest du bassin versant du Mississippi (majoritairement le Missouri), mais aussi dans certaines parties plus au Sud des Etats-Unis (certaines parties du Kansas, de l'Oklahoma et du Texas). Des zones de plus faibles intensités de cultures se trouvent dans la région de « la ceinture laitière » entourant la bordure Sud de la région des grands lacs (cultures de Soja et Blé), mais aussi au Sud-Est des Etats-Unis (incluant le delta du Mississippi), au Sud des

plaines côtières, à l'Est des Appalaches. Ces dernières zones sont dominées par la culture de coton, de tabac, ou encore de riz (Rammantuky et Foley, 1998).

Les forêts sont plus communes dans la partie Est du bassin, ainsi qu'au Nord et au Sud de la partie centrale du bassin. Les pâturages et les terres arides nues se situent essentiellement dans la partie Ouest du bassin, tandis que les zones humides se trouvent au niveau des extrémités Nord et Sud. La plupart de la population occupe la partie Est du bassin, particulièrement dans le bassin de l'Ohio (Foley et al, 2004 ; Goolsby, 1999).

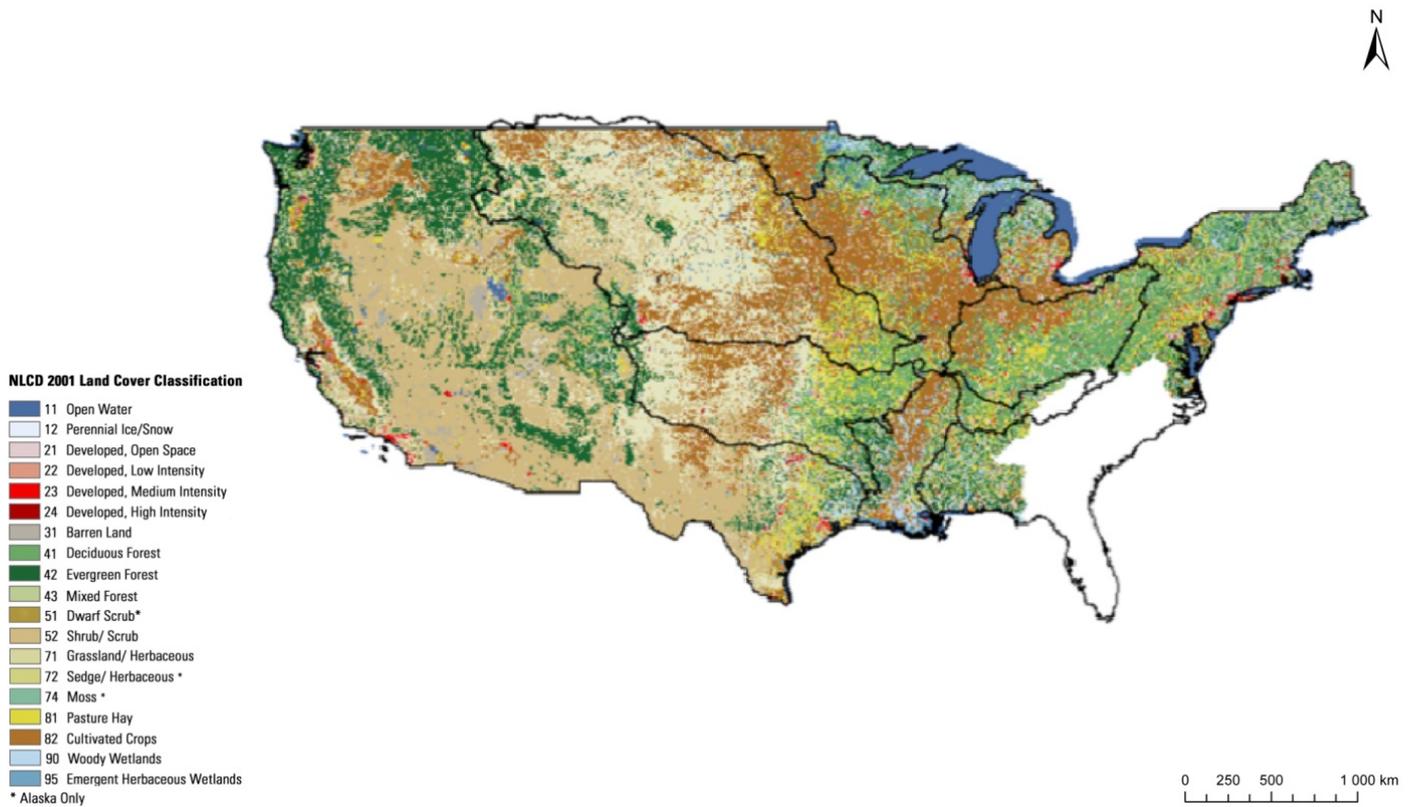


Figure I-3 : Carte de l'occupation des sols aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 2001 (source USGS)

Le tableau I.3 synthétise les pourcentages relatifs des principales catégories d'occupation du sol (zones de cultures, de pâturages/prairies, de forêts, de zones arbustives et de zones urbanisées) pour les principaux sous-bassins versant du Mississippi. Le bassin versant du Missouri est composé essentiellement de pâturages et de zones de cultures. L'Upper Mississippi est dominé par les zones de cultures, puis les pâturages. L'Arkansas est dominé par les zones de pâturages, puis par les zones de cultures et les forêts (à contributions équivalentes). L'Ohio et le Lower Mississippi sont majoritairement composés de forêts (très forte dominance pour l'Ohio), puis de zones de cultures.

	Cultures	Pâturages Prairies	Forêts	Zones arbustives	Zones urbaines
Missouri	20,5%	56%	8%	12,5%	2%
Upper Mississippi	40,5%	29,5%	22%	0%	2,5%
Ohio	18%	7%	66%	0%	3,5%
Arkansas	16,5%	59%	12%	5,5%	1%
Lower Mississippi	14,5%	26%	42,5%	0%	1%
Bassin versant du Mississippi (total)	21,5%	40%	29%	5,7%	1,5%

Tableau I-2 : Occupation des sols du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents (modifié d'après Foley et al., 2004)

1.2. Contexte climatique

Bien que la majeure partie du territoire soit située géographiquement dans la zone climatique tempérée des moyennes latitudes, les Etats-Unis sont toutefois situés à un « carrefour » d'influences climatiques contrastées et vont ainsi présenter une grande variété de types climatiques différents.

Le territoire continental des Etats-Unis est contrôlé par une circulation atmosphérique dominée par des systèmes de masses d'air et des systèmes de fronts se déplaçant lentement vers l'Est au travers du continent. Quatre types de masses d'air vont principalement affecter cette zone (voir Annexe 1.4) : des masses d'air polaires continentales (air sec et froid), provenant du Nord ; des masses d'air polaires maritimes (air froid et humide), le long des façades des océans Pacifique et Atlantique ; des masses d'air tropicales maritimes (air chaud et humide), au niveau du Golfe du Mexique et sur la façade Ouest ; des masses d'air tropicales continentales (air sec et chaud), originaires des plateaux présents au Nord du Mexique. La convergence de ces masses d'air et la localisation au milieu du continent peuvent produire une extrême variabilité saisonnière des conditions météorologiques sur certaines zones.

La majeure partie du bassin versant du Mississippi est comprise dans un système hautes et basses pressions de l'Atlantique subtropical ; avec toutefois d'importantes contributions du Nord (incursions de masses d'air polaires) et du Sud-Ouest du pays (moussons). La contribution des masses d'air maritimes du Pacifique est supposée faible, du fait de l'effet de blocage induit par les Montagnes Rocheuses. La trajectoire des masses d'air varie de façon saisonnière, mais elles se situent généralement au centre du continent en hiver, et se déplacent vers le Nord en été. Durant l'hiver, les températures diffèrent de manières importantes le long de la limite entre les masses d'air froides polaires et les masses d'air

chaudes tropicales ; générant de forts systèmes frontaux le long de cette limite, aux déplacements lents. En été, le gradient de température est faible ; les systèmes frontaux ainsi générés sont faibles et rapides. Les précipitations durant l'hiver sont de faibles intensités et souvent tardives. Cependant, des orages non associés aux systèmes frontaux peuvent engendrer des pluies intenses, parfois accompagnés de tornades (Clement, 1991 ; GCIP ; NOAA).

1.2.1. Distribution spatiale des températures aux Etats-Unis

Les températures de l'Amérique du Nord et des Etats-Unis sont contrôlées par l'irradiance solaire, et donc distribuées graduellement du Nord (plus froid) au Sud (plus chaud) [figure I.4]. Les températures annuelles moyennes varient de $>22^{\circ}\text{C}$ dans les zones les plus au Sud (Texas, Floride), à des températures $<4^{\circ}\text{C}$ dans les zones les plus au Nord et dans les zones de montagnes (Benke et Cushing, 2005 ; National Atlas).

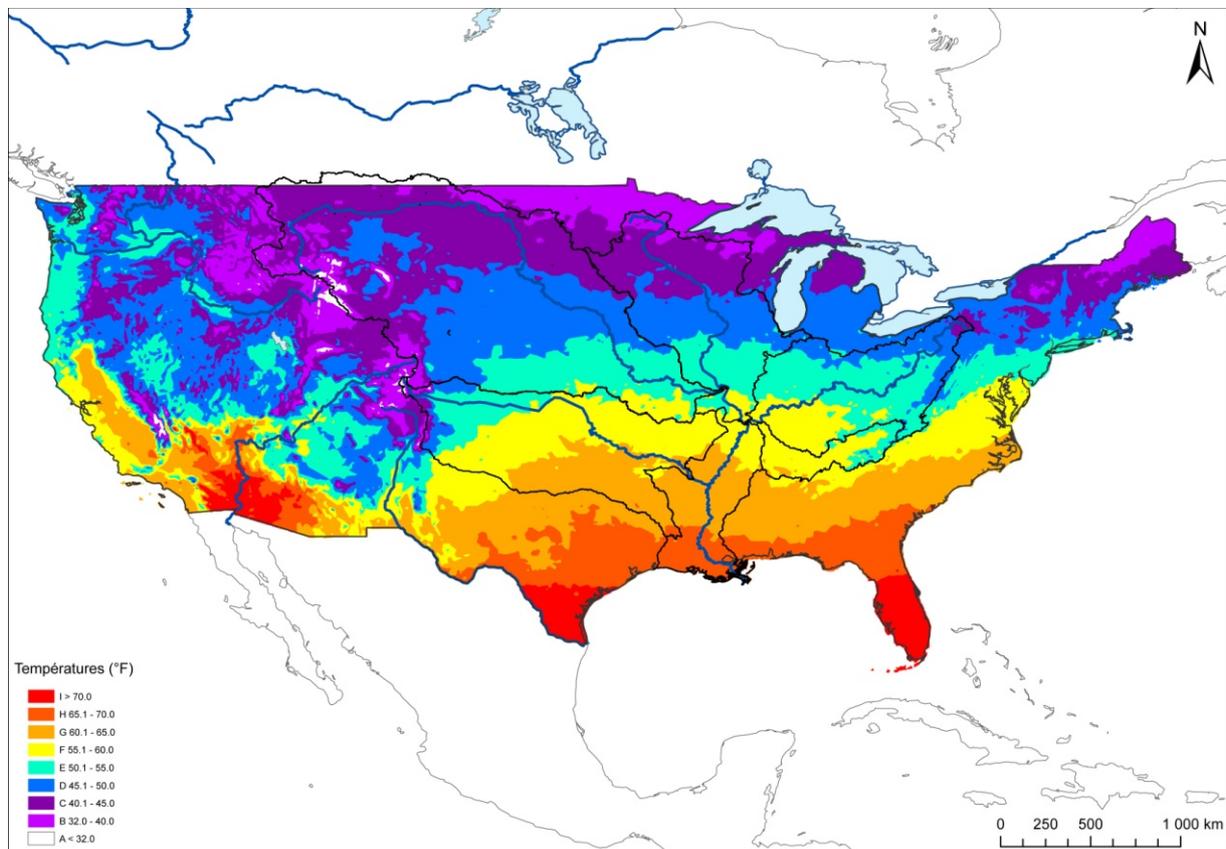


Figure I-4 : Carte des températures moyennes aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 1961-1990 (source CLIMAPS)

A l'échelle du bassin versant du Mississippi, du fait de sa taille notamment, les températures ne sont pas homogènes et varient fortement selon les sous-bassins versants ; et varient également au sein même d'un sous-bassin. Le Lower Mississippi et l'Arkansas sont les sous-bassins versants les plus chauds ; le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Ohio, les sous-bassins plus froids. L'évolution se fait tout de même principalement du Nord vers le Sud, comme observé pour les Etats-Unis.

1.2.2. Distribution spatiale des précipitations aux Etats-Unis

La distribution des précipitations de l'Amérique du Nord et des Etats-Unis est déterminée par les différentes sources d'humidités décrites précédemment. Les précipitations sont distribuées graduellement du Sud-Est (plus humide, influencé par les masses d'air de l'Atlantique subtropical) au Nord-Ouest (plus sec) jusqu'aux montagnes Rocheuses. Ces montagnes constituent une barrière naturelle à l'influence des masses d'air humides du Pacifique, dont l'influence est essentiellement localisée au Nord-Ouest des Etats-Unis (figure I.5). Cette zone correspond à la zone la plus humide du pays (jusqu'à >3000 mm/an), à laquelle on peut ajouter les régions situées au niveau du Golfe du Mexique (>1400 mm/an). Les zones les plus arides se situent au Sud-Ouest des Etats-Unis (entre 0 et 190 mm/an). A l'intérieur du pays, les régions de plaines ont des précipitations généralement comprises entre 200 et 900 mm/an, alors que les zones situées à l'Est des Etats-Unis ont des précipitations >1000mm/an (Benke et Cushing, 2005 ; GCIP ; National Atlas).

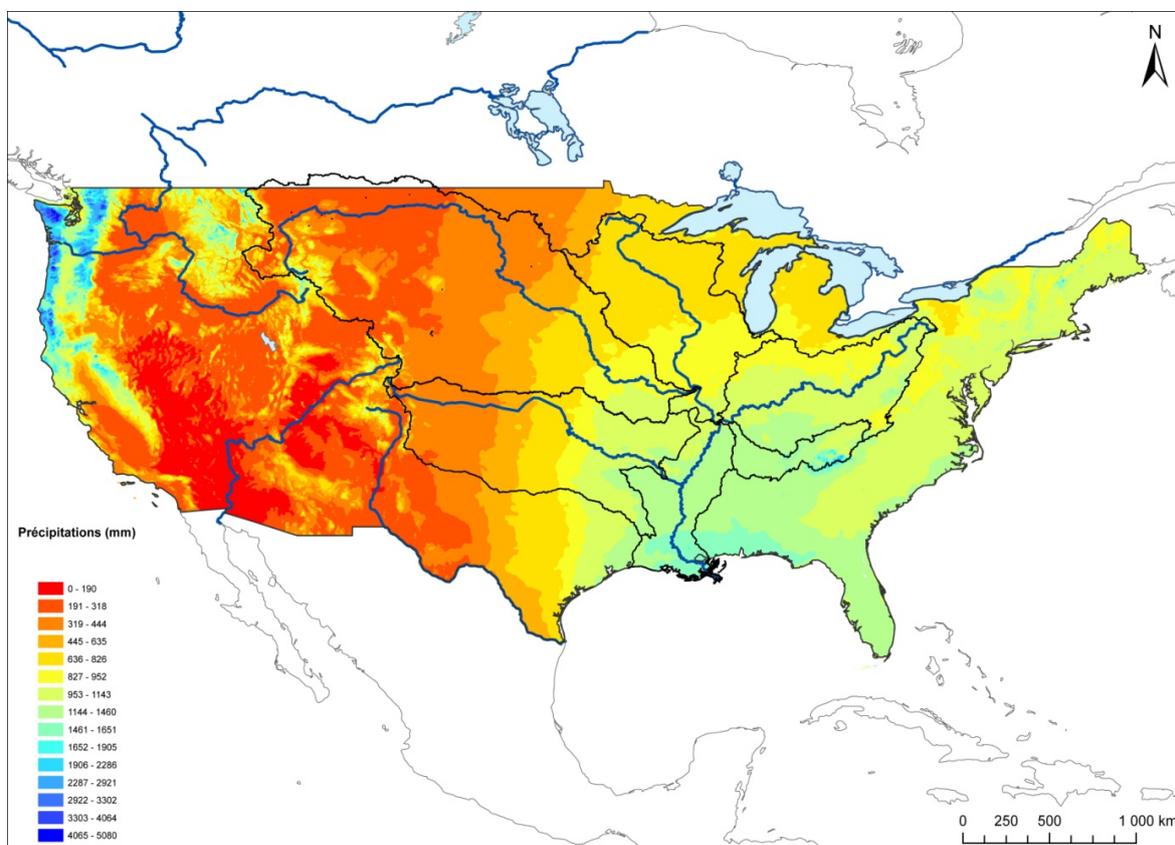


Figure I-5 : Carte des précipitations moyennes aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 1961-1990 (source CLIMAPS)

Tout comme les températures, les précipitations ne sont pas homogènes à l'échelle du bassin versant du Mississippi, et varient fortement selon les sous-bassins versants (et varient également au sein même d'un sous-bassin). Le Lower Mississippi, suivi de l'Ohio et de l'Upper Mississippi, sont les sous-bassins versants les plus humides ; le Missouri et l'Arkansas les plus secs. Globalement, l'isohyète à 600 mm/an divise la partie orientale du bassin (semi-humide) de la portion occidentale semi-aride (Foley et al, 2004).

Du fait de la distribution spatiale des températures et de son gradient Nord-Sud, les précipitations sous forme de neige (figure I.6) ont une grande importance aux Nord des Etats-Unis, ainsi que dans les zones de montagnes.

Les précipitations neigeuses les plus importantes (> 1200 mm) sont observées au niveau des montagnes Rocheuses, au Nord des Appalaches, au niveau de la zone des grands lacs, et aux extrémités Nord-Est et Nord-Ouest des Etats-Unis. A l'intérieur des terres, incluant le bassin versant du Mississippi, les quantités diminuent graduellement du Nord (>600mm) vers le Sud, atteignant une limite de distribution aux alentours d'une zone située au premier tiers Sud du pays (Benedetti, 2003).

A l'échelle du bassin versant du Mississippi, les précipitations sous forme de neige varient selon les bassins versants. Les chutes de neige sont plus importantes sur l'Upper Mississippi et le Missouri, suivi par l'Ohio. Elles sont beaucoup moins importantes et plus localisées pour l'Arkansas (surtout au niveau de la zone source dans les montagnes Rocheuses), et quasiment absentes pour le Lower Mississippi.

La contribution de la neige dans les précipitations totales pour chaque sous bassins-versants est estimée à 17% pour le Missouri, 9,7% pour l'Upper Mississippi, 5,8% pour l'Ohio et 4,4% pour l'Arkansas (Pardé, 1930).

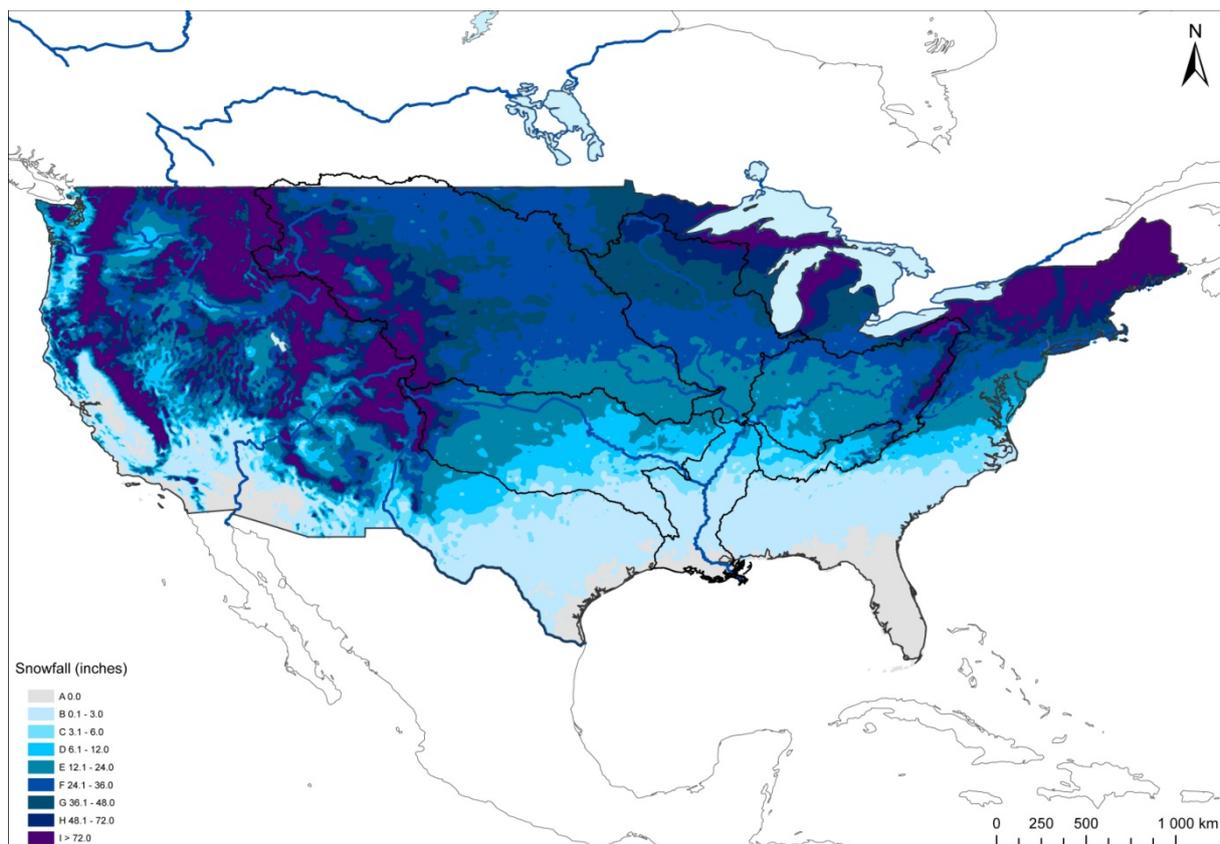


Figure I-6 : Carte des précipitations neigeuses moyennes aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 1961-1990 (CLIMAPS)

1.2.3. Répartition annuelle des températures et des précipitations des principaux sous-bassins versants du Mississippi

La répartition annuelle des températures et des précipitations des principaux sous-bassins versants du Mississippi est illustrée sur la figure I.7. Le tableau I.3 reprend les principales caractéristiques climatiques (températures, précipitations, types climatiques) à l'échelle des principaux sous-bassins versants.

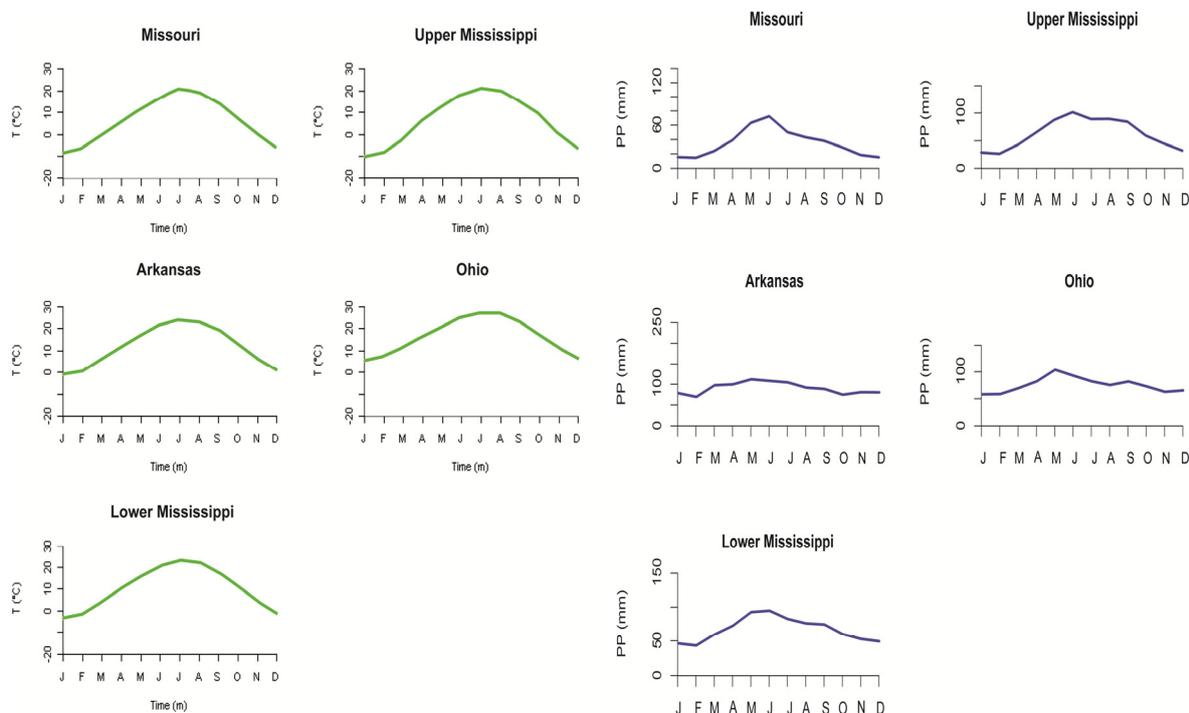


Figure I-7 : Répartition annuelle des températures (a) et des précipitations (b) des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Les données utilisées correspondent aux données régionalisées du NCDC (voir plus loin en partie I.2.1). Le module inter-annuel, moyennés sur la période 1895-2009, est figuré par les courbes vertes (températures) et bleues (précipitations).

Le climat du bassin versant du Missouri est de type semi-aride, caractéristique des grandes plaines. Les conditions climatiques varient considérablement entre les zones sources du bassin versant, situées dans les montagnes Rocheuses, et la majorité de la surface drainée dans les grandes plaines. La moitié du bassin versant reçoit moins de 41 cm/an de précipitations, dont 70% sont sous forme de pluies (et donc une part non négligeable sous forme de neige). Les hivers sont généralement longs et froids (-19°C en Janvier) ; le printemps est froid, humide et venteux ; les étés généralement chauds (30°C en Juillet) ; et l'automne est froid, sec et venteux (Benke et Cushing, 2005).

Le climat du bassin versant de l'Upper Mississippi est de type continental tempéré. Cependant, les conditions climatiques varient entre la partie nord et sud du bassin versant de l'Upper Mississippi. La température moyenne annuelle varie de 3°C au Nord à 15°C au Sud. Les précipitations présentent un gradient similaire, de 60 cm/an au Nord à 122 cm/an au Sud. Les précipitations sont plus importantes d'avril à juillet au Nord du bassin, d'avril à septembre au Sud. Janvier et février sont les mois les plus secs, mais les précipitations restent faibles également de novembre à mars, essentiellement sous forme de neige (Benke et Cushing, 2005).

L'Ohio présente un climat de type continental humide. Le bassin est généralement plus sec au Nord et plus humide au Sud, les précipitations variant de 95 à 114 cm/an. La météorologie est également caractérisée par de nombreux jours de tempêtes, qui confèrent un temps violent au printemps et en été. Les températures minimales sont observées en janvier (-6.7°C à l'Est des zones de montagnes), et les maximums sont observés en juillet (27°C). Les chutes de neiges varient de 30 à 90 cm à l'Est du bassin en moyenne, et peuvent être supérieures à 150 cm dans les zones de montagnes (Benke et Cushing, 2005).

Le climat du bassin versant de l'Arkansas est de type semi-aride à l'Ouest du bassin (grandes plaines) à subtropical humide en se rapprochant du Mississippi et du Golfe du Mexique. Les conditions climatiques varient également de façon importante entre sa zone source, dans les montagnes Rocheuses et le reste du bassin versant. Néanmoins, sur la majeure partie du bassin versant, les été sont généralement chauds et humides, et les hivers doux (avec d'occasionnels épisodes de froids). La température varie de 7°C en Janvier, à 29°C en juillet. Les précipitations sont en moyenne de 50 à 100 cm/an (Benke et Cushing, 2005).

Le climat de la vallée du Lower Mississippi varie également suivant la situation géographique dans le bassin. Il est de type continental humide au Nord (représentant une faible portion près de sa confluence avec l'Ohio), jusque subtropical humide au Sud. Les températures globales varient de 6°C en janvier à 27°C en juillet. Les précipitations sont de 7 cm pendant le mois d'août à 14,5 cm en décembre, totalisant 120 à 160 cm/an. Les précipitations sont plus élevées pour la période de novembre-juillet.

Toutefois, en considérant l'ensemble du bassin versant du Mississippi, les précipitations sont moins importantes en moyenne que sur le Lower Mississippi seul, et sont plus importantes en mai, et moins importantes en janvier-février (Benke et Cushing, 2005).

	Températures (°C)			Précipitations (mm)			Types climatiques dominants
	Tmin	Tmax	Tmoy	PPmin (mm/mois)	PPmax (mm/mois)	PPmoy (mm/an)	
Missouri	-9°C	23°C	7,4°C	15	80	500	Semi-aride
Upper Mississippi	-5°C	25°C	10,5°C	45	105	960	Continental tempéré
Ohio	6,7°C	27°C	12°C	7	130	1040	Continental humide
Arkansas	0°C	29°C	15°C	25	90,8	708	Semi-aride et Subtropical humide
Lower Mississippi	6°C	27°C	17°C	70	145	1400	Subtropical humide

Tableau I-3 : Caractéristiques climatiques des principaux sous bassins versants du Mississippi (modifié d'après Benke et Cushing, 2005)

1.3. Contexte hydrologique

1.3.1. Hydrologie de surface

La distribution spatiale des flux hydrologiques et hydrosédimentaires dans le bassin versant du Mississippi est complexe, dépendante de l'hétérogénéité des contextes climatique (températures, précipitations), géologique et géomorphologique (érosion) ; et des processus hydrologiques reliés à ces contextes, comme l'évapotranspiration ou l'infiltration (recharge des aquifères...). Il en résulte une distribution spatiale fortement asymétrique : les affluents de l'Est délivrent la majorité (plus de la moitié) des flux d'eau (figure 1.8), alors que les affluents de l'Ouest délivrent la majorité des sédiments (cf. partie 1.1.3.2) [Meade et Moody, 2010].

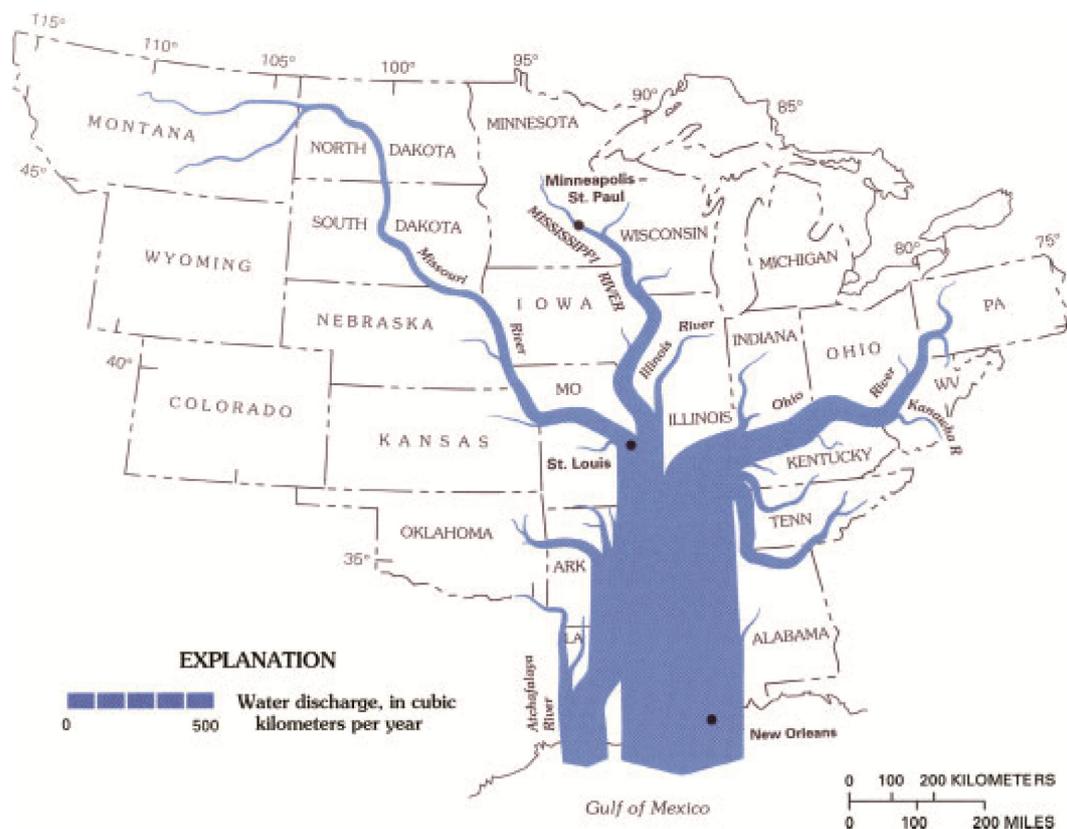


Figure 1-8 : Débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents (d'après Meade et Moody, 2010)

Le contraste Est/Ouest observé sur les débits des principaux affluents est important, du fait principalement de la distribution spatiale hétérogène des précipitations qui est marquée par un gradient du Sud-Est vers le Nord-Ouest (de 1200 mm/an à moins de 400 mm/an).

L'Ohio, avec un bassin versant drainant seulement 16% de la surface totale du bassin versant du Mississippi, contribue pour environ la moitié du flux d'eau total observé à l'exutoire. Par contraste, le Missouri (qui draine environ 43% de la surface totale), contribue seulement à hauteur de 12% du flux d'eau total du Mississippi. Après l'Ohio, les contributions sont respectivement plus importantes pour l'Upper Mississippi, le Missouri et l'Arkansas.

La saisonnalité des débits varie également régionalement, suivant l'hétérogénéité des différents contextes du bassin versant du Mississippi. La distribution des débits au cours de l'année est influencée par l'occurrence locale des précipitations, de l'évapotranspiration, de la contribution de la neige, du temps de trajet de l'eau en surface (ruissellement) et dans les réservoirs souterrains (infiltration), ou encore du management de la ressource en eau (Dettinger et Diaz, 2000).

La saisonnalité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents, comme illustré par les régimes hydrologiques annuels (figure I.9), est donc surtout influencée par les précipitations en hiver et par la couverture neigeuse (essentiellement pour les rivières situées au Nord des Etats-Unis). Les précipitations en été sont généralement moins contributives pour les débits (pour des quantités similaires de précipitations, l'augmentation de l'évapotranspiration estivale diminue la contribution aux débits) [Dettinger et Diaz, 2000].

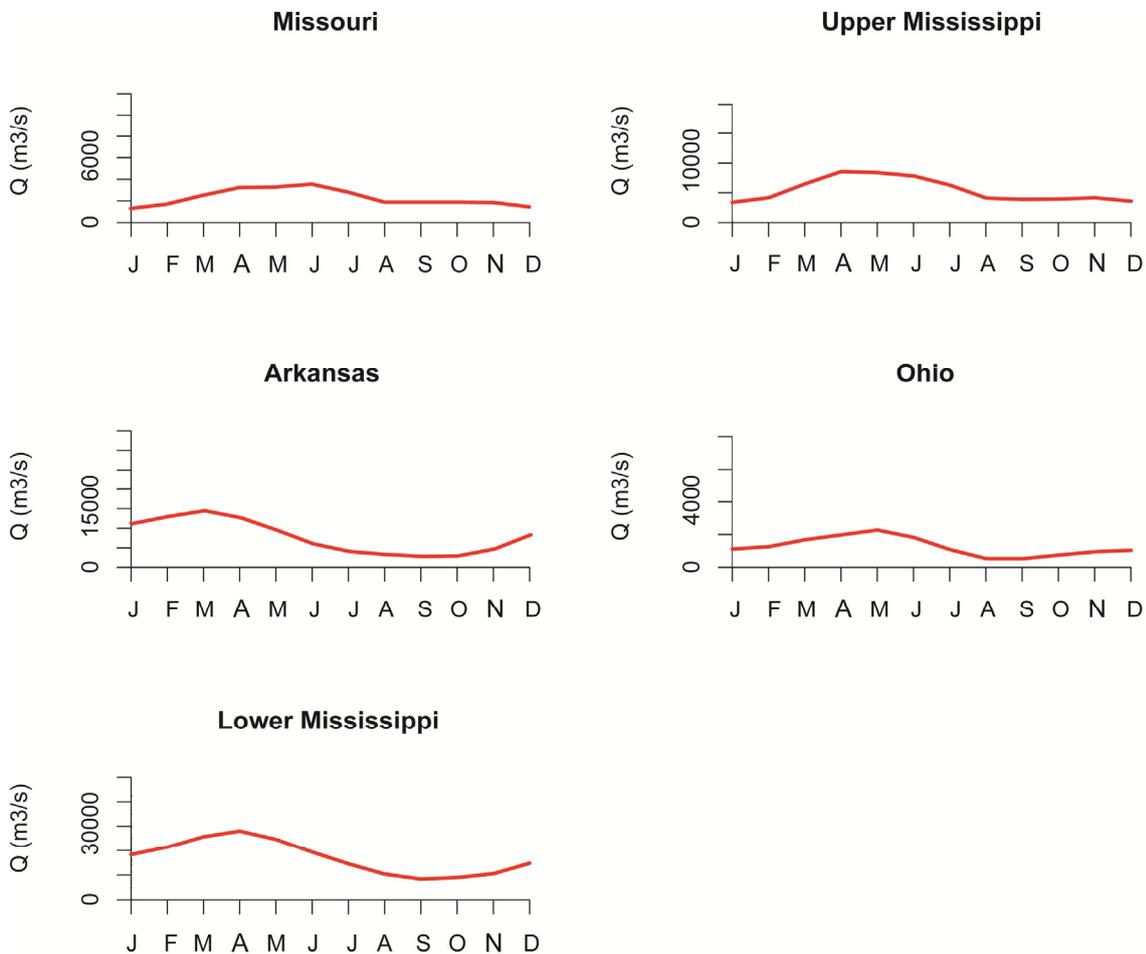


Figure I-9 : Régimes annuels des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

Les données de débits utilisées sont décrites en partie I.2.1. Le module inter-annuel moyen est figuré par les courbes rouges.

L'Upper Mississippi est fortement influencée par la couverture de neige. Les maximums de débits sont observés au printemps (avril à mai) en réponse à la fonte des neiges et aux pluies printanières. L'évapotranspiration augmente de mai à juin, provoquant la diminution des débits jusqu'en été. Une légère augmentation des débits est observée en automne, en

réponse à l'augmentation du ruissellement suivant les précipitations tardives d'automne, ainsi que d'une réduction de l'évapotranspiration et des températures, marquant un deuxième pic en septembre ou octobre (voire novembre). Les minimums de débits sont observés en hiver, avec la gelée des rivières et des bassins avoisinants (Benke et Cushing, 2005).

L'augmentation saisonnière des débits du Missouri débute en mars avec la fin des précipitations neigeuses et la fonte des neiges présentes sur les prairies. Le maximum de débit est observé en juin, correspondant à la fonte des neiges des montagnes Rocheuses et aux précipitations de fin de printemps. Les débits diminuent ensuite à partir de juillet (évapotranspiration). Une légère augmentation des débits est également observée en automne, en réponse aux précipitations tardives de cette époque (Benke et Cushing, 2005).

Les maximums de débit de l'Ohio sont observés de mars à mai, pendant la fonte des neiges. Les débits diminuent ensuite jusqu'en août et septembre. La forte évapotranspiration observée durant les mois d'été sont à l'origine des différences observées entre débits et précipitations. (Benke et Cushing, 2005).

Les débits de l'Arkansas, comme les dans les climats de l'Ouest, est essentiellement dépendant des pluies pendant l'hiver et au printemps, provoquant un maximum de débits sur cette période (généralement en mars). Les précipitations neigeuses (en hiver) sont beaucoup moins contributives que les pluies (bien que pouvant participer pendant les périodes de fontes des neiges au printemps). Une période de basses eaux est observée en été, jusqu'au début de l'automne (Benke et Cushing, 2005).

L'essentiel des débits du Lower Mississippi provient de ses principaux affluents, et plus particulièrement de l'Ohio et de l'Upper Mississippi (Meade et Moody, 2010). Les débits maximums sont observés en avril, période de fonte des neiges des affluents situés au Nord ; les débits minimums sont observés en septembre, suivant l'évapotranspiration durant les mois d'été. La fonte des neiges de l'Upper Mississippi est d'ailleurs parfois la cause de crues et d'inondations dans la partie aval du Mississippi (Benke et Cushing, 2005 ; Meade, 1995).

1.3.2. Caractéristiques hydrosédimentaires

Contrairement aux flux d'eau, les affluents de l'Ouest délivrent la majorité des sédiments au Mississippi (figure I.10). Le Missouri est de loin l'affluent qui procure la majorité des sédiments. La principale source de sédiments provient des grandes plaines, plutôt que des montagnes Rocheuses qui sont constituées de roches moins érodables. La plupart des sols des plaines, zone de forte culture, recouvrent des lits érodables de schistes argileux et de limons. Bien que cette zone soit soumise à de faibles à moyennes quantités de précipitations, leurs associations avec une culture intensive et des roches érodables au centre du bassin versant du Missouri suffit à produire une forte érosion et une importante charge sédimentaire associée.

Du fait de la construction des nombreux aménagements sur les fleuves/rivières et les sous-bassins versants, le flux hydrosédimentaire à l'exutoire a fortement décliné depuis le XIX^e siècle (environ 70% à 80% de diminution de la concentration de sédiments dans le Missouri par exemple). Actuellement, le flux hydrosédimentaire continue de diminuer fortement, puisqu'il était estimé à 255 millions de tonnes par an en 1980 (Meade et Moody, 2010).



Figure I-10 : Flux annuels des sédiments en suspension du Mississippi et de ses principaux affluents (d'après Meade et Moody, 2010)

1.3.3. Les grands aquifères aux Etats-Unis

Les principaux aquifères des Etats-Unis (figure I.11) sont contenus dans plusieurs types de roches perméables. Les principaux sous-bassins versants du Mississippi, qui possèdent des bassins de drainage différents des bassins hydrogéologiques, se situent toutefois sur huit grands aquifères : le Lower Tertiary aquifer (Missouri), le High plains aquifer (Missouri et Arkansas), le Cambrian-Ordovician aquifer system et le Mississippian aquifer (Upper Mississippi), l'Ozark plateaus aquifer (zone de confluence du Missouri, de l'Upper Mississippi et d'une petite partie du bassin de l'Arkansas), le Pennsylvanian aquifer (Ohio), le Mississippi River valley alluvial aquifer et le coastal plain aquifer (Lower Mississippi).

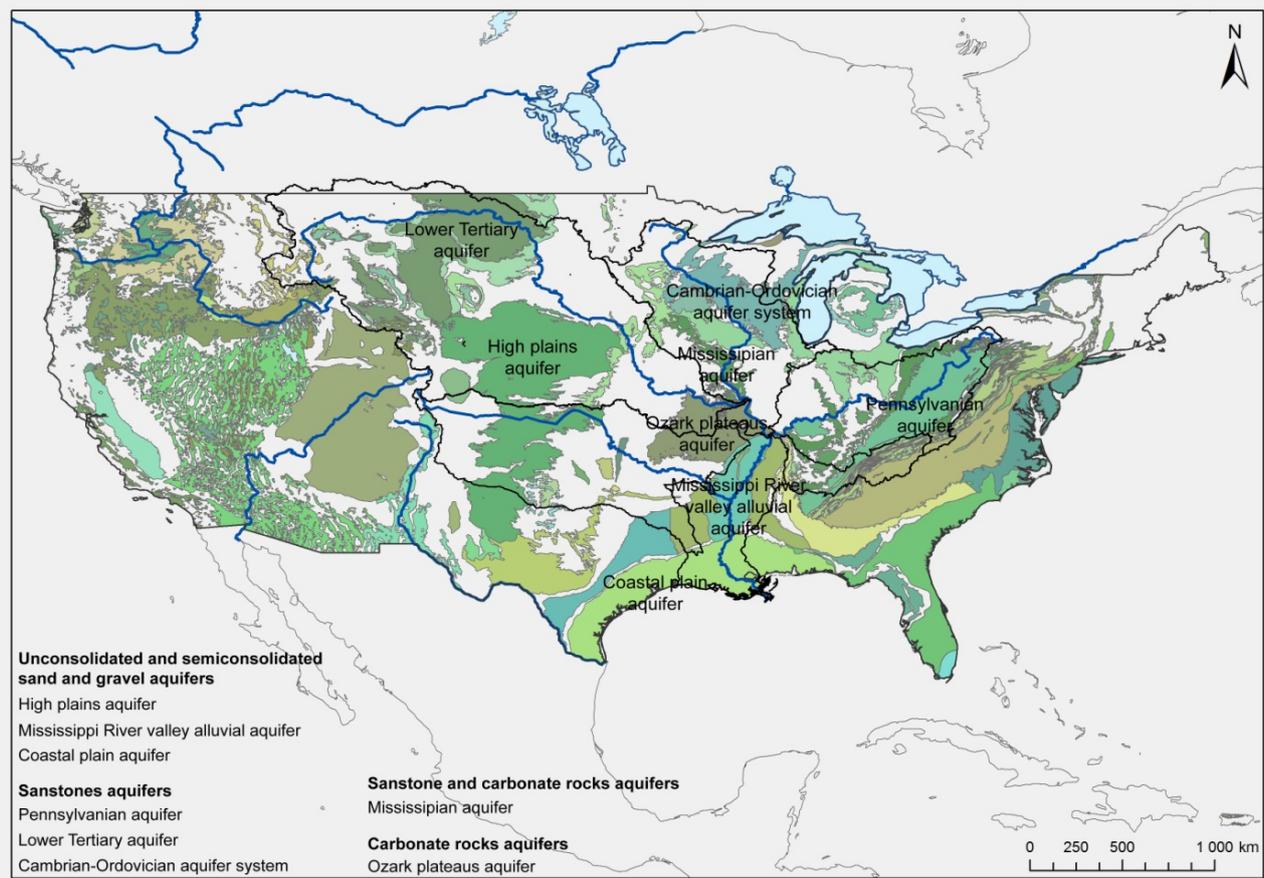


Figure I-11 : Carte des principaux aquifères des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi (source USGS, National Atlas)

L'aquifère des grandes plaines est l'aquifère composé de sables et graviers le plus répandu des Etats-Unis (450600 km² sur huit états), mais aussi le plus intensément utilisé dans le pays (pompage). Les dunes de sable présentes dans cette région permettent une absorption rapide d'une portion des précipitations, et donc de la recharge de l'aquifère. Les volumes extraits de l'aquifère varient selon les années et les besoins (essentiellement pour l'irrigation) : par exemple, environ 21 km³ ont été extraits en 1990. Ils sont généralement compris entre 2 et 35 fois la capacité de recharge naturelle de l'aquifère, ce qui a conduit à une diminution du niveau d'eau à partir de 1980 dans certaines zones de l'aquifère. A l'inverse, des augmentations locales du niveau d'eau peuvent être observées, en réponse à l'augmentation de la recharge lorsque l'eau superficielle appliquée pour l'irrigation s'infiltré.

Les autres aquifères faisant partie du système du bassin versant du Mississippi constituent également une ressource en eau importante, que ce soit pour l'agriculture (irrigation), la population ou les industries. L'extraction massive d'eau conduit dans la plupart des cas à une diminution de cette ressource, mais aussi une augmentation de problèmes liés à la qualité des eaux (turbidité...).

Le but de cette partie était de définir et de positionner les principaux aquifères pouvant être associés au bassin versant du Mississippi, se limitant ainsi uniquement à la description du principal aquifère des Etats-Unis (l'aquifère des grandes plaines). Des informations complémentaires sur ces principaux aquifères peuvent être trouvées dans le *Groundwater Atlas of the United States* (USGS).

1.4. Aménagements des fleuves/rivières et des bassins versants

Les fleuves, les rivières et les bassins hydrographiques des Etats-Unis ont subi de nombreuses modifications au cours du siècle dernier : constructions de barrages et de réservoirs, endiguements, chenalisation des cours d'eau, suppression de méandres, etc. Ces différents aménagements ont plusieurs objectifs, mais ont essentiellement pour but : de pouvoir contrôler les cours d'eau pour faciliter la navigation, de stocker de l'eau (ressource en eau, irrigation...), de protéger contre les crues et inondations, de protéger contre l'érosion, de soutenir les débits en période de sécheresse, ou encore de produire de l'énergie ou de proposer des usages récréatifs, etc. (Graf, 1999, 2006 ; USACE).

Les principaux barrages aux Etats-Unis et plus particulièrement sur le bassin versant du Mississippi sont indiqués en figure 1.12. Environ 75 000 barrages ont été construits aux Etats-Unis, possédant une capacité de stockage d'eau qui représente approximativement une année de ruissellement global de surface sur le pays. La plupart des barrages sont des ouvrages de faibles proportions, mais la plupart du stockage d'eau est associé à un nombre limité de grandes structures (3% du nombre total de structures), créant des réservoirs plus grand que $1.2 \times 10^9 \text{ m}^3$ (environ 63% de la capacité totale de stockage) (Graf, 1999).

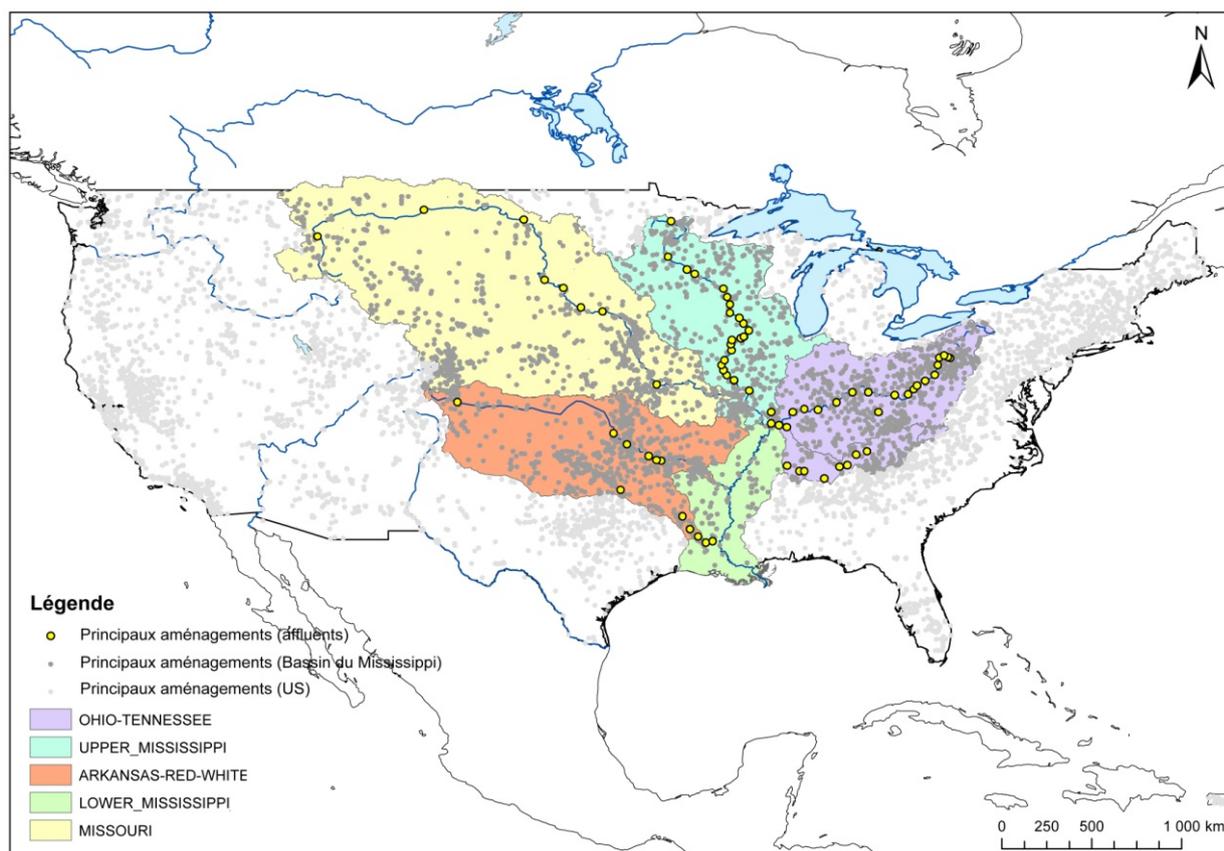


Figure I-12 : Carte des principaux barrages des fleuves/rivières et des bassins versants aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi (source National Atlas, National Inventory of Dams)

La densité de ces différents ouvrages est toutefois différente suivant les régions des Etats-Unis, ainsi que leurs impacts potentiels sur les systèmes hydrologiques. La plus grande densité de barrages est présente sur les côtes Est et au Sud-Est du pays. Cependant, les grandes plaines, les montagnes Rocheuses et les régions arides du Sud-Ouest ont a priori des impacts plus importants de ces barrages sur les rivières, puisque les aménagements peuvent stocker jusqu'à plus de trois fois le ruissellement régional annuel de ces zones (alors que les zones au Nord-Est et au Nord-Ouest des Etats-Unis ont une capacité de stockage d'environ 25% du ruissellement régional annuel) (Graf, 1999).

Chaque région a une évolution historique différente de la construction de ces aménagements, mais aussi de la capacité de stockage d'eau (et donc une évolution des impacts hydrologiques et écologiques). Une intensification de la mise en place de ces ouvrages à l'échelle des Etats-Unis a toutefois eu lieu entre la fin des années 1950 et la fin des années 1970. Depuis les années 1980, l'augmentation de la capacité de stockage est devenue faible, marquant une stabilisation du nombre de barrages. (Graf, 1999).

Ces barrages ont des impacts potentiels majeurs sur les systèmes hydrologiques et écologiques environnants, pouvant modifier le rythme « naturel » du cycle hydrologique. La perte en eau due à l'évaporation, combinée aux larges pertes induites par la consommation, réduisent la quantité totale d'eau délivrée aux systèmes hydrologiques. Sur certaines rivières, les barrages ont changés les flux sédimentaires, ou encore réduits (voire éliminés) la fréquence et l'intensité des crues et inondations (Graf, 1999).

Le Mississippi et ses principaux affluents, du fait de leur taille et de leur importance dans la vie économique et sociale (population, agriculture, commerce), ont fait l'objet de la construction de très nombreux aménagements sur les cours d'eau et sur leurs bassins hydrographiques (figure I.12 ; tableau I.4).

	Nombre de barrages	Ratio Aire / Barrage	Ratio Stockage / Aire	Ratio Stockage / Ruissellement
Missouri	16957	90 km ²	149,1 m ³ .km ⁻²	2,51
Upper Mississippi	4318	110 km ²	111,5 m ³ .km ⁻²	0,6
Ohio	4796	87 km ²	151,2 m ³ .km ⁻²	0,37
Arkansas	8284	81 km ²	143,7 m ³ .km ⁻²	0,72
Lower Mississippi	3813	71 km ²	223,7 m ³ .km ⁻²	0,9

Tableau I-4 : Statistiques des aménagements (barrages et réservoirs) du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents (d'après Graf, 1999)

Il est ici considéré les barrages >2m

Le Mississippi est historiquement l'un des fleuves les plus altérés aux Etats-Unis (endiguement dès le début du XIX^e siècle). C'est à la suite de catastrophes naturelles, comme la crue exceptionnelle de 1927 aux conséquences désastreuses, qu'un consensus a émergé pour aménager le fleuve et ses affluents. Les aménagements (réservoirs, écluses et barrages) sur l'ensemble du bassin versant du Mississippi font désormais partie intégrante

du *Mississippi River and Tributaries Project* de l'USACE, dans le but de contrôler les crues et inondations et de soutenir la navigation (Benke et Cushing, 2005).

Les aménagements majeurs de l'Upper Mississippi concernent essentiellement un système de 26 écluses et barrages depuis Saint-Paul (Minnesota) jusqu'à sa confluence avec le Missouri à Saint-Louis (Missouri), dans le but de maintenir une profondeur d'eau minimale du chenal de 2,75m pour la navigation. Initiée avant les années 1920, la période majeure de construction de ce système se situe pendant les années 1930. Ce système permet de maintenir cette profondeur minimale (surtout pendant les périodes de faibles débits), mais sans en altérer les pics (maxima). Un système supplémentaire de 11 barrages dans la zone source de l'Upper Mississippi a été construit pour des usages multiples : contrôle des crues et inondations, production hydro-électrique et aide à la navigation (Benke et Cushing, 2005).

Le Lower Mississippi ne possède pas de système d'écluses et de barrages comme le cours amont. Cependant, de nombreuses modifications du fleuve ont été opérées, comme la suppression de méandres du fleuve (pour créer un passage plus court pour la navigation et évacuer plus rapidement les crues), ou encore des digues pour lutter contre les inondations (qui s'étendent sur plus de 3000 km aujourd'hui). Bien qu'il n'y ait pas de barrages, ces modifications ont drastiquement changé la morphologie du Lower Mississippi.

Le comportement hydrologique « naturel » du Lower Mississippi a également été modifié vers son exutoire, avec une diversion d'environ $\frac{1}{4}$ du flux d'eau vers l'Ouest, via la structure de contrôle de l'Old River (*Old River Outflow Channel*). En rejoignant la Red River, ces eaux dérivées forment la rivière Atchafalaya et se jette dans le Golfe du Mexique. Cette diversion a été ouverte à la navigation en 1963. Des structures auxiliaires ont été ajoutées en 1987 et 1991, pour minimiser encore la diversion et empêcher la capture totale du fleuve (Meade et Moody, 2010 ; Mossa, 1996).

Le Missouri possède environ 1300 barrages et réservoirs sur son bassin versant, aux buts multiples précédemment décrits. La capacité de stockage d'eau est estimée à environ 130 km³. Le principal système d'aménagements concerne les six barrages et réservoirs du cours principal (plus de 70% de la capacité de stockage total d'eau), construits de 1937 à 1963. Le Missouri possède également un chenal maintenu à 3m de profondeur pour la navigation (Benke et Cushing, 2005).

L'Ohio est aujourd'hui une rivière hautement régulée et industrialisée. Le premier barrage pour la navigation a été construit en 1824. Un programme de 53 écluses et barrages a été initié en 1830 jusqu'en 1929, pour maintenir un chenal de 2 m de profondeur pour la navigation. La modernisation de ce système a été entreprise à partir de 1955, avec le remplacement de 14 écluses et barrages et l'implémentation de 5 ouvrages supplémentaires, pour créer un chenal de navigation plus profond de 3 m. Aujourd'hui, le système comprend seulement 20 écluses et barrages pour maintenir cette profondeur minimum. A ce système s'ajoute 78 barrages de préventions des crues et inondations sur le cours principal et ses affluents, initiés à la suite de la grande crue de 1937. Le dernier ouvrage a été complété en 1990. L'usage coordonné de ces barrages permet de réduire jusqu'à 3 m les pics de crues et de maintenir à plus de la moitié le niveau d'eau minimum en période de sécheresse. Sur l'Ohio même, les réservoirs majeurs de prévention des crues peuvent collectivement retenir environ 26,4 km³, soit plus de 6 fois le volume de la rivière. Le Tennessee, son principal affluent, contient également un système de 48 barrages sur son cours principal et ses principaux affluents, aux buts multiples (Benke et Cushing, 2005).

L'Arkansas est contrôlé par le système de navigation de McCellan-Kerr, un système de 17 écluses et barrages, 5 réservoirs (et autres aménagements) construit de 1957 à 1970 visant à faciliter la navigation (Benke et Cushing, 2005).

2. METHODOLOGIE

La réponse hydrologique des grands bassins versants est influencée par de nombreux facteurs, à la fois « externes » et « internes » au bassin versant : les facteurs « externes » correspondent essentiellement aux variations du climat (précipitations, températures, indices climatiques...) ; les facteurs « internes » correspondent aux facteurs du milieu physique et de ses modifications, comme la géomorphologie, l'occupation des sols, les aménagements d'origine anthropique, etc...

Au cours de ce travail de thèse, la variabilité temporelle de la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi sera principalement étudiée en comparant cette variabilité aux variations du climat (précipitations, indices climatiques). Le rôle du milieu physique et l'impact de ses modifications (changements de l'occupation des sols, aménagements) sera simplement abordé par déduction et par la proposition d'éléments d'interprétations supplémentaires. L'analyse des changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques, par l'analyse de séries chronologiques et l'utilisation de méthodes spectrales adaptées, permettront de déterminer les modes de variabilité de la réponse hydrologique en relation avec les fluctuations climatiques.

L'étude de la variabilité hydrologique du Mississippi est développée autour d'une approche spatiale intégrative, à l'échelle du bassin hydrographique dans sa totalité (exutoire), mais aussi à l'échelle de ses principaux sous-bassins versants. La variabilité hydrologique s'exprimant à différentes échelles de temps, cette approche est couplée à une approche temporelle, de l'échelle du cycle hydrologique à l'échelle du siècle.

2.1. Données utilisées

2.1.1. Données hydrologiques et sédimentaires

Débits du Mississippi et de ses principaux affluents

Les données de débit du Mississippi et de ses principaux affluents proviennent de la base de données hydrologique « *Water Data for the Nation* » de l'*U.S. Geological Survey (USGS)*. Les données de débits sont sélectionnées à l'exutoire du Mississippi afin d'intégrer l'ensemble des variations hydrologiques du bassin versant, mais aussi à l'exutoire de ses principaux sous-bassins versants, pour représenter les variations hydrologiques de ses affluents (figure I.13). Les données doivent également respecter deux critères importants : la longueur des chroniques d'une part (couvrir la plus grande période de temps possible), la qualité des données d'autre part (le moins de données manquantes possible).

Pour chaque sous-bassin versant, les sites ainsi sélectionnés sont les suivants (figure I.13) :

- Le Missouri à Hermann (site n°069345000)
- L'Upper Mississippi à Saint-Louis (site n°07010000)
- L'Ohio à Metropolis (site n°03611500)
- L'Arkansas à Murray Dam (site n°07263450)
- Le Lower Mississippi à Vicksburg (site n°07289000)

Dans le détail, les sites sélectionnés pour le Missouri, l'Ohio et l'Arkansas sont situés juste avant leurs confluences avec le Mississippi. Le site de l'Upper Mississippi (à Saint-Louis), se situe au niveau de la confluence avec le Missouri. Enfin, le site du Lower Mississippi (à Vicksburg) se situe avant la capture des eaux du Mississippi vers l'Atchafalaya par la diversion de l'*Old River* (cf. partie I.3.3).

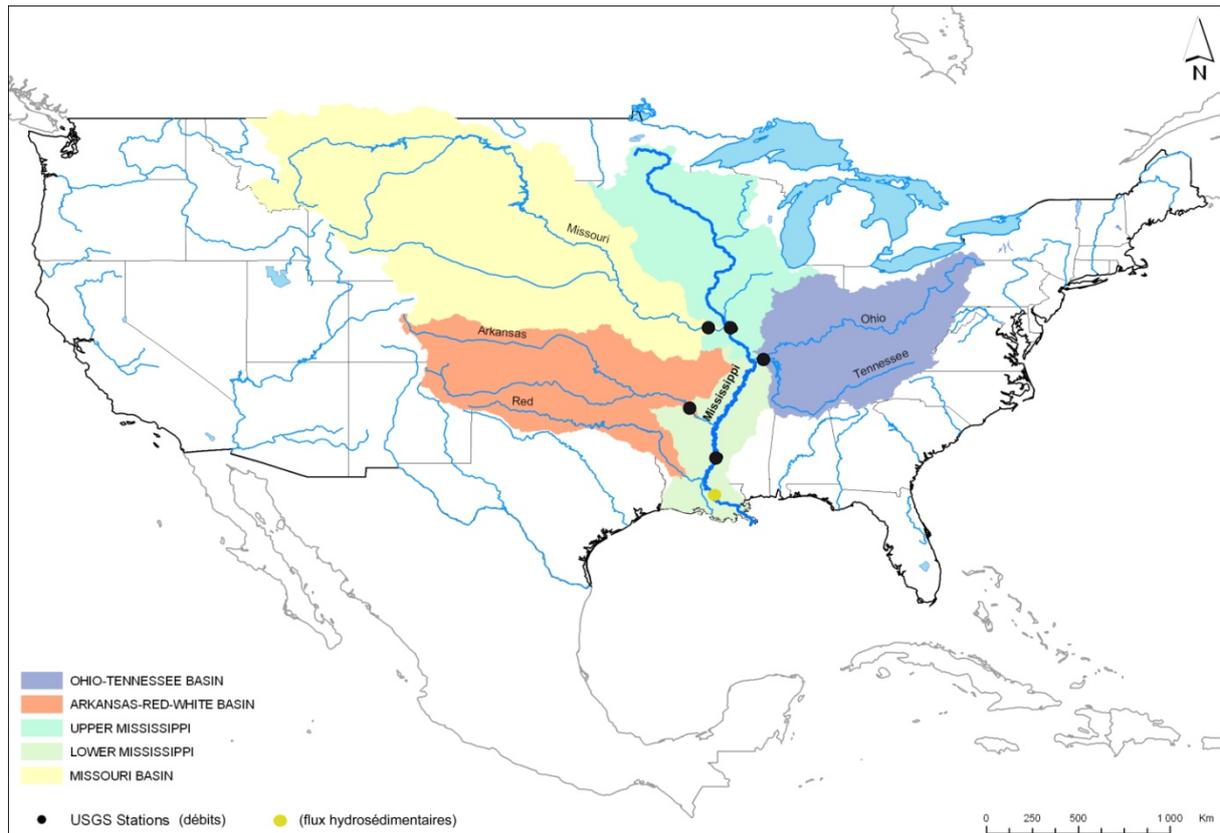


Figure I-13 : Localisation des stations de mesures hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents (USGS, National Atlas)

Les données sélectionnées (figure I.14) correspondent à des débits journaliers, sur une période recouvrant environ 80 ans : de 1928 (pour l'Upper Mississippi et l'Arkansas) ou 1929 (pour le Missouri et l'Ohio) à 2009. Seul le site sélectionné pour le Lower Mississippi dispose d'une période de mesure plus courte, de 1932 à 1998 (67 ans).

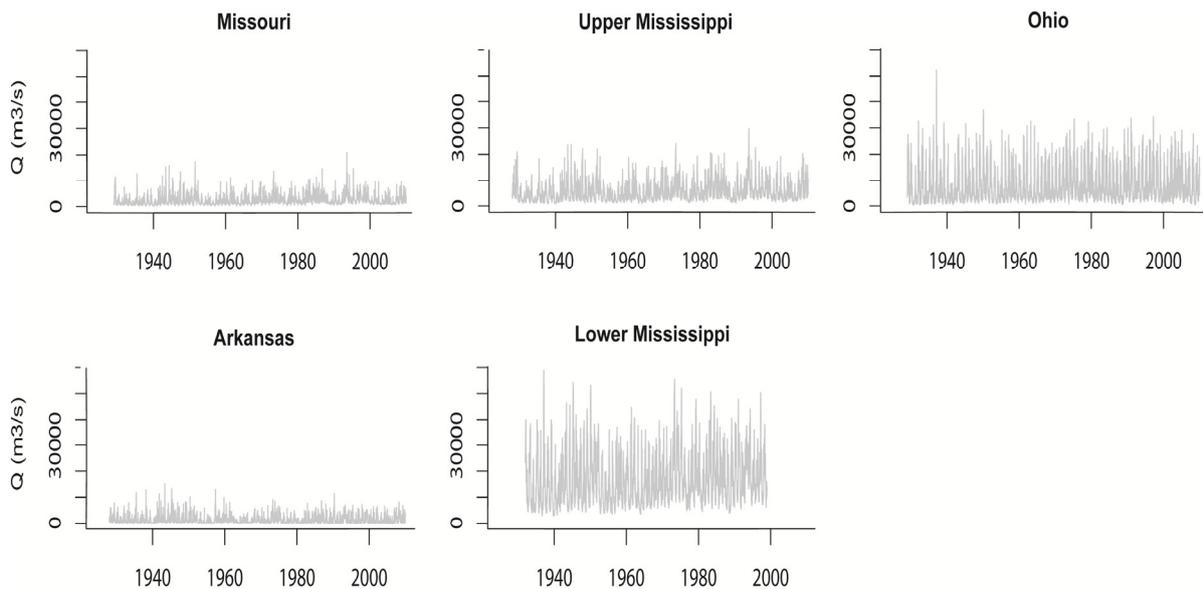


Figure I-14 : Débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents sur la période 1928-2009 (données USGS)

Sédiments en suspension à l'exutoire du Mississippi

L'évolution des flux hydrosédimentaires du Mississippi peut être analysée par l'évolution de la concentration de sédiments en suspension présents dans les eaux du fleuve. Les données de sédiments en suspension à l'exutoire du bassin versant du Mississippi, à Tarbert+Red Rivers Landings (figure I.13), ont été obtenues via la base de données des sédiments en suspension de l'USGS, pour la période 1950-1975.

Les mesures de la concentration en sédiments en suspension (exprimées en mg/L) sont des mesures journalières (figure I.15) :

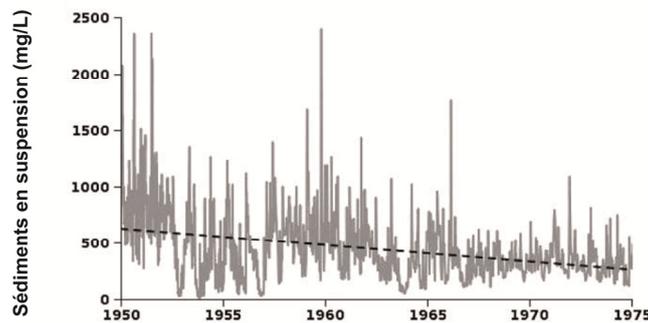


Figure I-15 : Concentration de sédiments en suspension journalières du Mississippi à Tarbert+Red River Landings sur la période 1950-1975 (données USGS)

Les chroniques de flux sédimentaires sur cette période ont été obtenues par le calcul des flux sédimentaires instantanés F (kg/s), traditionnellement calculés en multipliant la concentration C (Kg/m^3) par le débit Q (m^3/s) au même intervalle de temps t , suivant la formule (1) [in Laignel et al, 2006] :

$$F_t = C_t * Q_t \quad (1)$$

Pour des raisons de représentativité (bilan de masse), les flux sédimentaires calculés seront exprimés en $t/jours$. D'autre part, les mesures de concentrations de sédiments en suspension sont exprimées en mg/L . Un facteur de conversion est donc nécessaire, et la formule de calcul des flux sédimentaires devient finalement (2) [Goolsby, 1999] :

$$F_t (t/jours) = C_t (mg/L) * Q_t (m^3/s) * 86,4 \cdot 10^{-3} \quad (2)$$

2.1.2. Données climatiques

Précipitations régionalisées

La comparaison des chroniques de précipitations aux données hydrologiques nécessite de posséder des données de représentativité équivalente. Cependant, contrairement aux mesures de débits et de charge en suspension, les mesures de précipitations ne sont représentatives que d'une zone restreinte, et ne permettent donc pas d'intégrer l'ensemble des variations d'une région (Labat, 2006) : il est donc nécessaire d'obtenir des données de précipitations régionalisées.

Les données climatiques (températures et précipitations) utilisées par le *National Climatic Data Center (NCDC)*, regroupées en 9 régions climatiques distinctes sur le territoire contigu des Etats-Unis (Guttman et Quayle, 1996), permettent d'obtenir une régionalisation de ces données. Ces données régionales proviennent du regroupement de stations de mesures initiales en 344 divisions climatiques (moyenne non pondérée d'un nombre important de stations pour chaque division), divisions regroupées à l'échelle des états (moyenne pondérée par la surface des divisions climatiques pour chaque état), puis à l'échelle régionale (moyenne pondérée par la surface des états inclus dans une région).

Les régions climatiques sélectionnées (figure I.16) correspondent globalement aux principaux sous-bassins versants du Mississippi :

- la région *West North Central (WNC)* correspondant au Missouri
- la région *East North Central (ENC)* correspondant à l'Upper Mississippi
- la région *Central (C)* correspondant à l'Ohio
- la région *South (S)* correspondant à l'Arkansas

Le Lower Mississippi intégrant l'ensemble des variations hydrologiques du bassin versant du Mississippi, une série composite de données de précipitations a été calculée pour obtenir une représentativité spatiale équivalente (série TOTAL). Cette série est obtenue en effectuant une moyenne des données de précipitations des régions WNC, ENC, C et S.

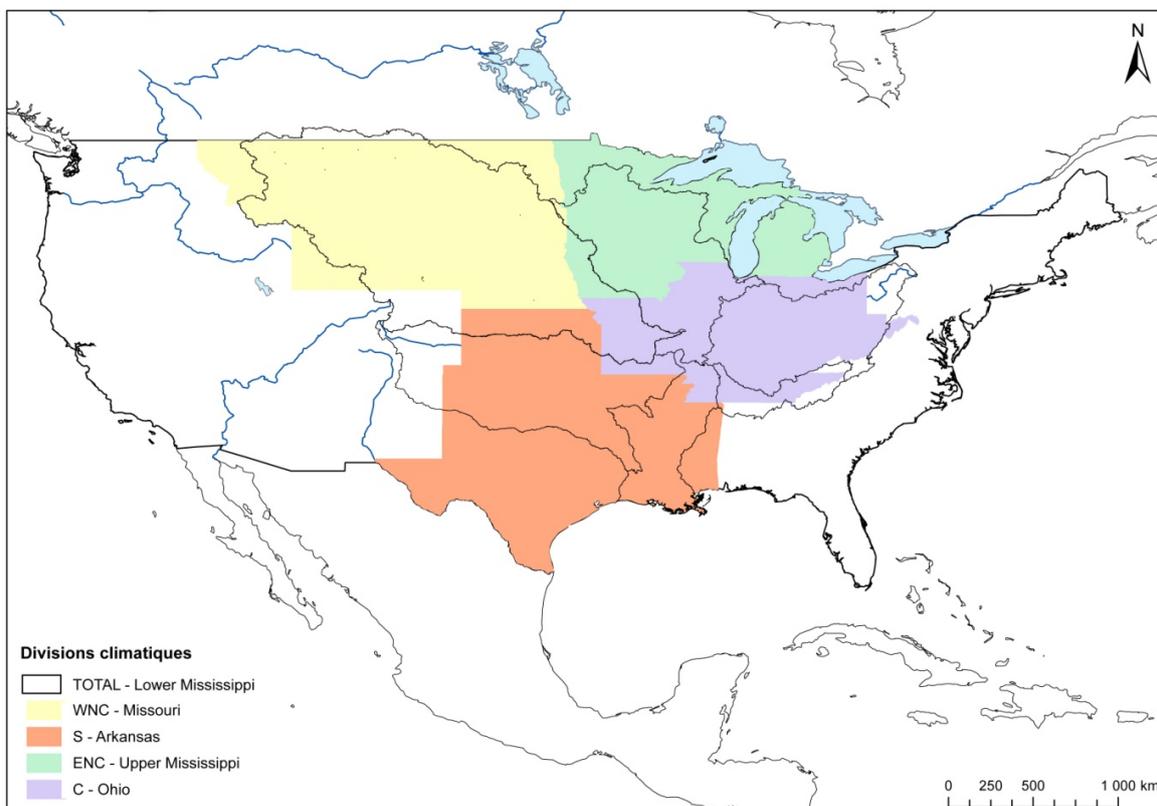


Figure I-16 : Comparaison entre les zones climatiques sélectionnées et les sous-bassins versants du Mississippi (NCDC, National Atlas)

Les données de précipitations pour les régions climatiques sélectionnées sont des précipitations mensuelles, pour la période 1895-2009 (figure I.17) :

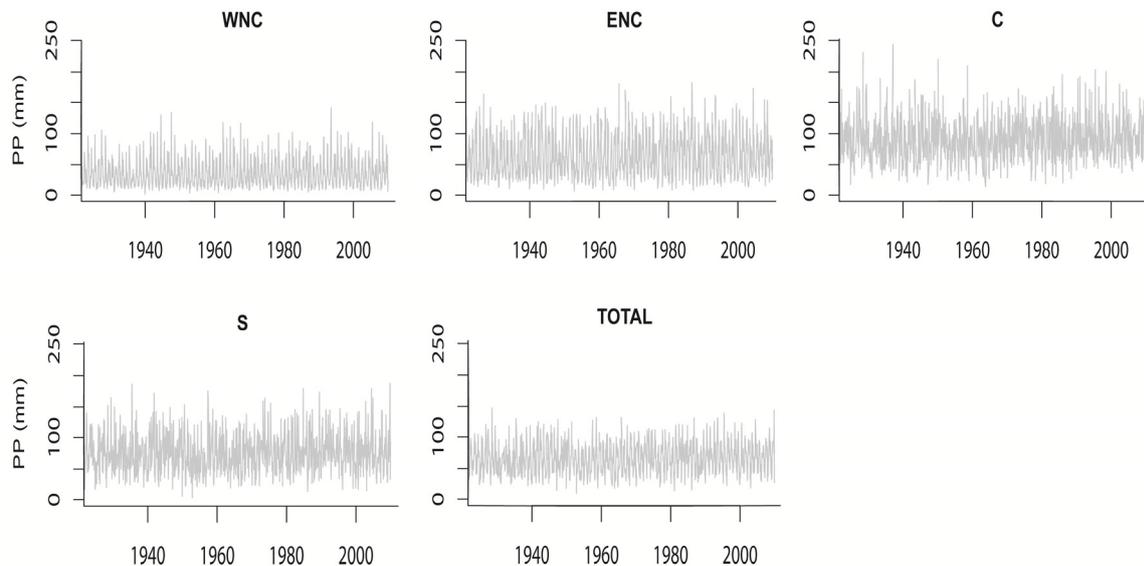


Figure I-17 : Précipitations mensuelles régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi sur la période 1928-2009 (données NCDC)

Températures régionalisées

Des données de températures pourront être également utilisées pour étudier les relations entre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et la variabilité climatique. Les données de températures régionalisées du NCDC, de la même façon que pour les précipitations, ont été sélectionnées suivant les régions climatiques qui correspondent globalement aux principaux sous-bassins versants du Mississippi. Pour rappel, il s'agit des régions *West North Central* (WNC), *East North Central* (ENC), *Central* (C), et *South* (S) (figure I.16). Une série composite a également été calculée (série TOTAL), en moyennant les données de températures de quatre régions, dans le but de représenter l'ensemble des variations du bassin versant du Mississippi.

Les données mensuelles de températures sélectionnées sont présentées en figure I.18 :

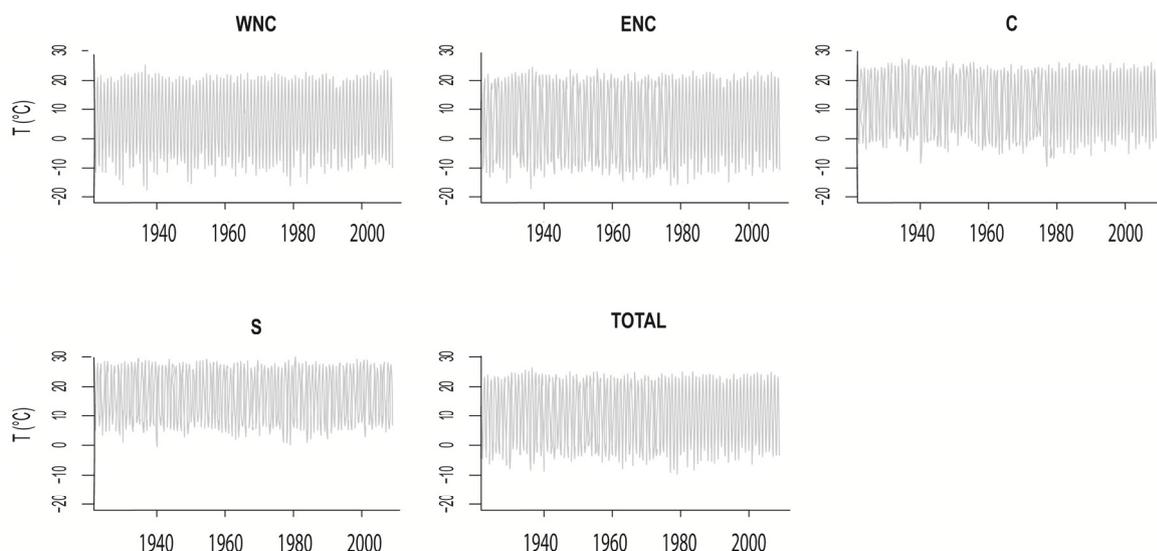


Figure I-18 : Températures mensuelles régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi sur la période 1895-2008 (données NCDC)

Principaux indices climatiques

La variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents sera également comparée aux modes de variabilité du climat connus pour influencer l'hydrologie de l'Amérique du Nord. Les principaux indices climatiques sélectionnés sont :

- L'AMO pour « *Atlantic Multidecadal Oscillation* »,
- La NAO pour « *North Atlantic Oscillation* »,
- La NAM pour « *Northern Annular Mode* »,
- La PDO pour « *Pacific Decadal Oscillation* »,
- Le SOI pour « *Southern Oscillation Index* », représentatif du phénomène *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO),
- La PNA pour « *Pacific-North-America teleconnection* »

Ces indices climatiques feront l'objet d'une présentation détaillée au titre de la synthèse bibliographique des relations observées entre la variabilité hydrologique et les fluctuations du climat à l'échelle des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi (partie III.1)

2.1.3. Données d'occupation du sol

Les données de l'évolution de l'occupation des sols utilisées sont fournies par l'*U.S. Department of Agriculture (USDA)*. Ces données correspondent à des données annuelles des principales catégories d'occupation des sols pour les différents états du pays, distribuées tous les 3 ou 4ans, pour la période 1945-2002. Afin de pouvoir comparer ces données avec les données hydrologiques et climatiques, une régionalisation des données est effectuée par la somme de la superficie des différentes catégories (cultures, forêts, pâturages, zones urbaines, autres), pour les états correspondant à une région hydrographique donnée, qui correspond aux zones climatiques utilisées pour les données de précipitations et de températures.

Des modifications du changement de l'occupation des sols peuvent, notamment, modifier le ruissellement et l'érosion. Les différentes catégories ont donc été choisies pour avoir une représentation des modifications potentielles du ruissellement : par exemple, les zones de cultures ou les zones urbaines ont tendances à augmenter le ruissellement et l'érosion, alors que les prairies et les forêts ont tendances à les diminuer.

Ces données seront avant tout utilisées pour calculer le % d'évolution au cours du temps des différentes catégories, selon chaque sous-bassin versant. Un exemple des données obtenues sur le bassin du Missouri est illustré sur la figure I.19, (voir Annexe 1.5 pour l'ensemble des données).

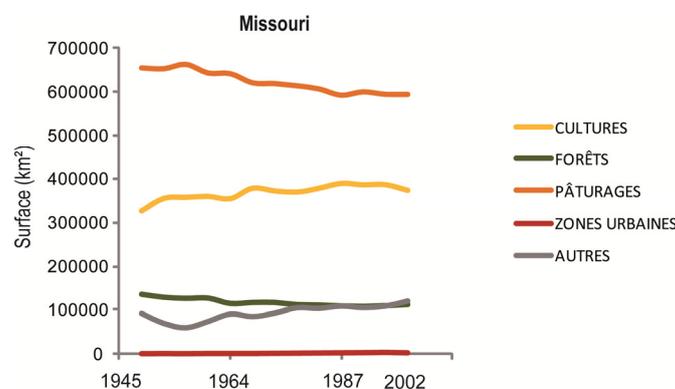


Figure I-19 : Exemple de l'évolution de l'occupation des sols du Missouri sur la période 1945-2003 (données USDA)

2.2. Méthodes d'analyses des séries chronologiques

La variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi sera appréhendée par l'utilisation de différentes méthodes d'analyses statistiques (figure I.20) : analyses descriptives de l'évolution à long terme des variables hydrologiques et climatiques (tendances...); analyses spectrales pour explorer, caractériser et quantifier le contenu fréquentiel, mais aussi afin de pouvoir visualiser les instationnarités au cours du temps.

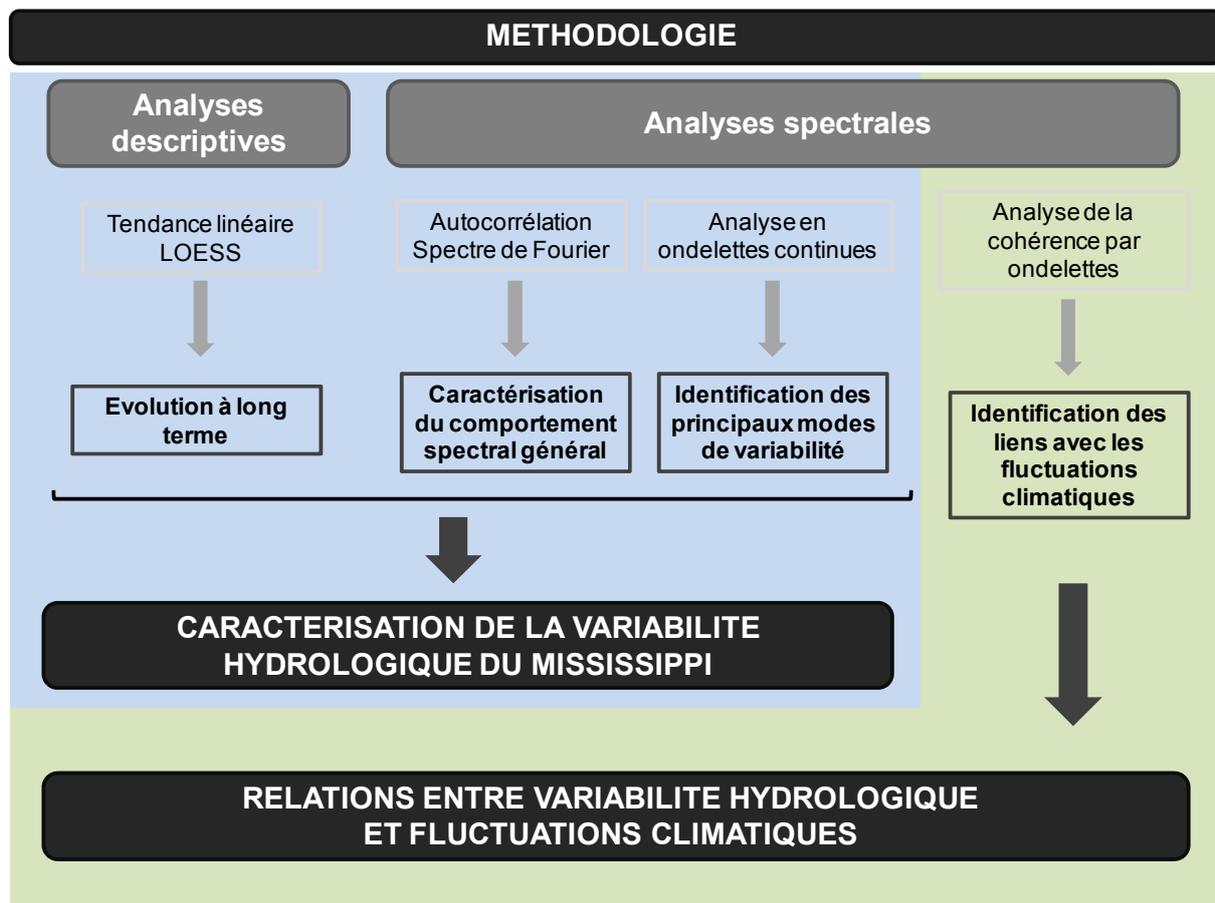


Figure I-20 : Méthodologie générale employée pour le traitement des données

Ces méthodes seront donc appliquées pour traiter les variables hydrologiques (débits) et climatiques (précipitations et fluctuations climatiques), afin de pouvoir comparer leurs structurations et leurs évolutions. Cette méthodologie générale a donc pour principaux objectifs de pouvoir :

- (i) Caractériser la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents, en comparant en première approche les données hydrologiques (débits) aux précipitations ;
- (ii) Déterminer les relations existantes entre cette variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques.

2.2.1. Choix des variables hydrologiques descriptives

Dans un contexte de changement climatique global, il est important de pouvoir caractériser la variabilité hydrologique sur différentes échelles de temps (de la variabilité à court terme jusqu'à la variabilité à long terme), que ce soit pour les valeurs observées ou des valeurs moyennes de débits, mais aussi pour les valeurs extrêmes (sécheresses et crues).

Les valeurs journalières de débits seront utilisées préférentiellement pour perturber le moins possible le signal hydrologique, en particulier pour les différentes analyses spectrales. Toutefois, ces données serviront de bases aux ré-échantillonnages parfois nécessaires pour d'autres analyses, comme les débits moyens annuels pour caractériser l'évolution à long terme, ou encore les débits moyens mensuels pour effectuer des analyses de la cohérence avec les principaux indices climatiques.

Plusieurs variables permettent de représenter les phénomènes extrêmes de débits liés aux sécheresses (valeurs minimales) et aux événements exceptionnels de type crues (valeurs maximales). Par exemple, l'utilisation de valeurs seuils dans la distribution des valeurs de débits (quantiles, quartiles...) est couramment utilisée dans la littérature

La définition de sécheresse n'aît d'ailleurs pas unique (sécheresse au sens météorologique, agricole, hydrologique...) (Andreadis et Lettenmaier, 2006). Nous considérons ici le minimum annuel des débits journaliers, qui correspond au débit le plus faible observé dans l'année, et qui reflète les conditions de débits de base (Lins et Slack, 1999). Ceci permet d'évaluer correctement les périodes globalement sèches ou humides, et donc de pouvoir approcher les sécheresses hydrologiques.

Les valeurs extrêmes de type crues sont examinées par le maximum annuel des débits journaliers, qui correspond donc au débit le plus fort observé dans l'année. Cette variable permet notamment d'évaluer la répartition et l'intensité des plus forts débits.

2.2.2. Etudes des tendances générales dans l'évolution des variables hydrologiques : lissage par LOESS

L'évolution à long terme des variables hydrologiques et climatiques est encore très souvent analysée par l'utilisation de tendances linéaires, qui correspondent à l'ajustement d'une régression linéaire aux données. Bien que d'un intérêt indéniable en termes descriptifs, la régression linéaire ne représente pas au mieux l'évolution propre des variables hydrologiques ou climatiques. Par exemple, McCabe et Wollock (2002) indiquent que l'évolution des débits aux Etats-Unis au cours du dernier siècle n'est pas linéaire mais s'effectue plutôt de manière brutale aux alentours de 1970. De ce fait, d'autres méthodes de tests statistiques de tendances sont également employées, basés sur la prise en compte de rangs ou de ruptures de pentes pouvant exister dans les données hydrologiques ou climatiques (test de Mann-Kendall, segmentation...).

La méthode de régression locale polynomiale (LOESS pour *Locally weighted regression*) est un outil non paramétrique, c'est-à-dire qu'il n'existe pas d'hypothèses quant à la forme de la fonction de régression. Cette méthode permet donc d'analyser l'évolution à long terme sans a priori, qu'elle soit effectivement linéaire ou plus structurée. Cette méthode est l'équivalent d'un lissage qui donne des résultats comparables à des techniques de filtrage de type Savitsky-Golay (paramétrique) ou moyenne mobile, employées à titre exploratoire sur les séries chronologiques et permettant notamment de mettre en évidence les fluctuations caractéristiques contenues dans une série de données. A la différence de la

moyenne mobile, le lissage LOESS (à l'instar du filtrage par convolution de Savitsky-Golay) permet une relativement bonne conservation de la variance du signal analysé. L'ajustement par polynômes est effectué localement sur l'ensemble de la série de données : un point x est ajusté par les points avoisinants, et pondéré par la distance à x de ces points. La fenêtre d'ajustement peut être choisie en fonction du type de données, de leurs pas d'échantillonnage, etc. Cet outil est donc bien adapté à l'exploration des fluctuations hydrologiques et climatiques (Cleveland et Devlin, 1988 ; Cleveland et Loader, 1996).

A titre d'exemple, l'analyse de l'évolution à long terme des débits journaliers du Missouri (figure I.21) indique clairement une structuration de l'évolution, surimposée à une augmentation des débits.

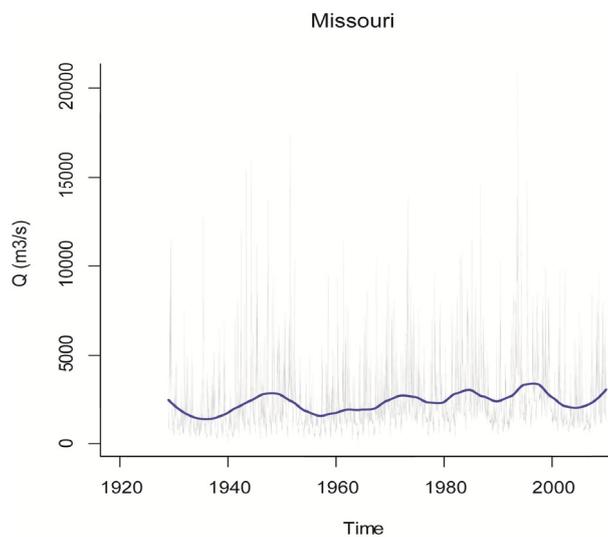


Figure I-21 : Exemple d'analyse de l'évolution à long terme par LOESS des débits du Missouri

Pour évaluer et caractériser au mieux l'évolution à long terme des données hydrologiques et climatiques à l'échelle du bassin versant du Mississippi, nous utiliserons les deux types de régressions : tests de tendances linéaires classique et lissages polynomiaux par LOESS. Ces derniers serviront finalement de première étape à l'exploration du contenu spectral des séries chronologiques.

2.2.3. Analyse spectrale

L'analyse spectrale est utilisée en premier lieu dans le but d'une caractérisation générale du contenu spectral de chaque signal hydrologique étudié. La procédure classique est suivie, comprenant la suppression de la tendance de chaque signal analysé (« detrend »), le calcul de la fonction d'autocorrélation et de sa transformée de Fourier en vue de l'obtention de l'énergie totale du signal (théorème de Wiener-Kinchine). La fonction d'autocorrélation et le spectre d'énergie représentent donc tous deux la même information, respectivement dans le domaine temporel et dans le domaine fréquentiel.

Autocorrélation

La fonction d'autocorrélation permet de déterminer le degré de structuration globale des données. L'autocorrélation traduit donc le degré de conservation de l'information au sein des séries chronologiques et est notamment utilisée pour identifier les phénomènes de longue dépendance (effets-mémoires).

La fonction d'autocorrélation compare le degré de corrélation d'une série chronologique avec elle-même, pour des décalages temporels de plus en plus grands. Dans le cas de processus structurés autorégressifs, possédant un effet mémoire, le corrélogramme décroît lentement. A l'inverse, la corrélation décroît rapidement pour des processus non autocorrélés (ne possédant pas d'effet mémoire). D'autre part, dans le cas d'un processus périodique, l'autocorrélation permet d'exacerber les périodicités existantes dans le signal.

Pour un signal donné $f(t)$, l'autocorrélation continue $Rf(\tau)$ est la corrélation croisée continue de $f(t)$ avec elle-même, à l'intervalle de temps τ , et est définie comme (éq.4) :

$$Rf(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t + \tau) f^*(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) f^*(t - \tau) dt \quad (4)$$

où f^* représente le conjugué complexe (pour une fonction réelle, $f^* = f$).

Un exemple de fonction d'autocorrélation pour les séries de données des débits du Missouri est présenté en figure I.22 :

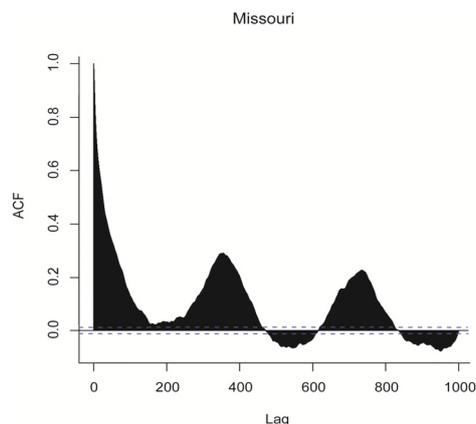


Figure I-22 : Exemple d'autocorrélation des débits du Missouri

La fonction d'autocorrélation des débits du Missouri présente une décroissance lente, avec un maintien de la corrélation, et certains regains de corrélations périodiques. Les débits du Missouri sont donc fortement structurés, avec notamment un net regain de corrélation (périodicité) tous les 365 jours environ.

Transformée de Fourier

Ce paragraphe a pour objet de présenter sommairement le principe général de la transformée de Fourier, et surtout de comprendre les intérêts de son utilisation dans l'analyse des séries chronologiques de paramètres climatiques ou hydrologiques, au travers d'un exemple appliqué aux débits du Missouri. Plus de détails sur la méthodologie de calculs de la transformée de Fourier peut être trouvé dans la littérature (par exemple, Box et Jenkins 1976).

L'analyse spectrale a essentiellement pour but d'identifier les principales bandes fréquentielles, ainsi que les périodicités potentielles présentes dans un signal.

En pratique, la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation donne le spectre d'énergie du signal qui permet d'identifier les fréquences qui sont les mieux exprimées, ce qui permet d'étudier la distribution de la variance du signal dans le domaine fréquentiel.

Le calcul de la transformée de Fourier $f(\omega)$ d'une série de donnée $s(t)$ pour une fréquence ω est obtenu par (éq. 5) :

$$f(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} dt s(t) e^{i\omega t}, \quad (5)$$

Le périodogramme de Fourier $|f(\omega)|^2$ permet ensuite d'estimer le spectre d'énergie des processus à la fréquence ω .

Dans notre cas, l'utilisation des spectres de Fourier peut nous permettre de caractériser le comportement général des signaux hydrologiques et climatiques : notamment elle permet de détecter les principales fréquences (et à l'inverse, les périodicités) ; mais aussi de pouvoir déterminer les régimes scalaires, qui sont associés à différents comportements de la composition spectrale (par exemple, variabilité à court terme vs. variabilité à long terme).

Un exemple de spectre d'énergie résultant d'une transformée de Fourier des débits du Missouri est présenté sur la figure I.23 :

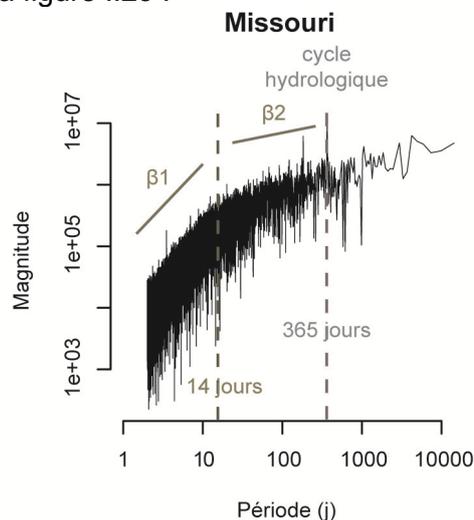


Figure I-23 : Exemple de spectre de Fourier des débits du Missouri

Les deux différentes pentes β_1 et β_2 caractérisent deux types de régimes scalaires de la variabilité des débits, respectivement associés à une variabilité à court terme (β_1) et à une variabilité à long terme (β_2). L'échelle de temps indiquant la rupture de pente séparant ces deux types de régimes correspond généralement, pour un signal hydrométéorologique, à l'échelle temporelle séparant la durée maximale des phénomènes synoptiques des fluctuations basse-fréquence caractéristiques des oscillations climatiques. Dans cet exemple, on peut également distinguer un pic spectral correspondant à une périodicité d'environ 1 an (cycle annuel).

2.2.4. Transformée en ondelettes

Contrairement aux méthodes spectrales couramment utilisées type transformée de Fourier, la transformée en ondelettes permet une localisation temporelle de la variabilité d'un signal donné. Cependant, la variabilité hydrologique ou climatique ne s'exprime pas uniquement sous forme de cyclicités ou de périodicités, en tous les cas pas nécessairement à l'échelle de la décennie ou du siècle. La variabilité peut s'exprimer plutôt sous forme de « pics d'énergie » ou de « bandes d'énergie », recouvrant certaines échelles de temps. La transformée en ondelettes, qui décompose le signal à la fois en temps et en fréquence, permet donc de décrire correctement ces fluctuations hydrologiques ou climatiques, périodiques ou non, en considérant, contrairement à la transformée de Fourier, les changements dans le contenu spectral du signal analysé.

La transformée en ondelettes est utilisée pour décomposer le signal sur la base d'ondelettes filles, qui correspondent à des versions paramétrées en échelle et translatées d'une ondelette mère de référence. Chaque ondelette a une longueur finie (une échelle) et est fortement localisée dans le temps. L'ondelette mère comprend deux paramètres pour l'exploration en temps-fréquence : un paramètre d'échelle a et un paramètre de localisation temporelle b (éq. 6) :

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi \left(\frac{t-b}{a} \right) \quad (6)$$

Le paramétrage en échelles et la translation des ondelettes filles permet la détection des différentes fréquences composant le signal. De plus, ces composantes fréquentielles peuvent être détectées et étudiées au cours du temps, ce qui permet une meilleure description des processus non-stationnaires (Schneider et Farge, 2006 ; Torrence et Compo, 1998).

La transformée en ondelettes continues d'un signal $S(t)$ produit un spectre local en ondelette, comme définit par (éq. 7) :

$$S(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi \left(\frac{t-b}{a} \right) \cdot dt \quad (7)$$

Un exemple d'analyse en ondelettes sur les débits du Missouri est présenté en figure I.24. Le spectre local en ondelettes permet une description et une visualisation de la distribution de la puissance (axe z) suivant les différentes fréquences (axe y) au cours du temps (axe x).

Plusieurs types d'ondelettes existent pour la transformée en ondelettes continues. Par exemple, l'ondelette de Morlet offre une bonne résolution fréquentielle et se trouve la plupart du temps utilisée avec un nombre d'onde égal à 6 (pour lequel l'échelle et la période de Fourier sont approximativement équivalentes). A l'inverse, l'ondelette de Paul dans sa configuration initiale d'un nombre d'ondes de 16, offre une meilleure résolution dans le domaine temporel que l'ondelette de Morlet (qui oscille plus rapidement) (De Moortel et al., 2004). La résolution fréquentielle de l'ondelette de Paul est donc inférieure, ce qui peut être

tout de même amélioré en augmentant le nombre d'ondes ($m=18$) et assurer une qualité suffisante de résolution fréquentielle. Toutefois, bien que la différence entre une ondelette Morlet-6 et une ondelette Paul-18 ne soit pas fortement significative, l'utilisation de l'ondelette de Paul permet une meilleure visualisation des fluctuations très localisées dans le temps, pouvant avoir une importance non-négligeable dans la variabilité des paramètres hydrologiques notamment. De ce fait, les ondelettes de Paul seront préférentiellement utilisées au cours de ce manuscrit.

Afin de minimiser la variance du spectre en ondelettes liée à l'échantillonnage, la longueur des données est augmentée artificiellement par ajout de zéros (*zero padding*). Le *zero-padding* a cependant pour effet d'accentuer les effets de bord par le fait que des zéros entrent dans le calcul de la transformée au voisinage de l'extrémité du signal. La zone du spectre pour laquelle le *zero padding* diminue la puissance de la transformée en ondelettes, en fonction de l'échelle, est connue sous le nom de cône d'influence, et sera systématiquement représentée sur les spectres locaux.

Un exemple d'analyse en ondelettes sur les débits journaliers du Missouri est présenté sur la figure I.24 :

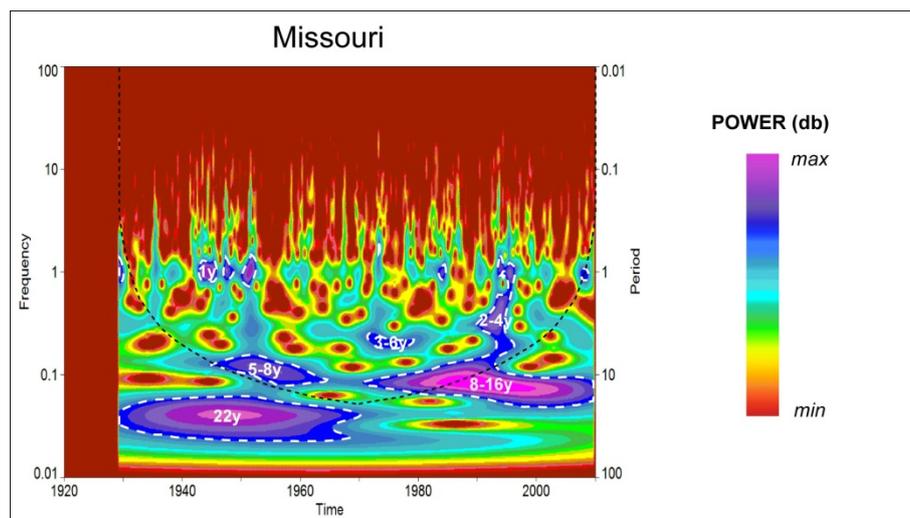


Figure I-24 : Exemple d'analyse en ondelettes des débits du Missouri

La puissance est distribuée sur l'axe z, des valeurs de faible puissance (rouge) aux valeurs de forte puissance (violet) ; en fonction des fréquences (axe y) et au cours du temps (axe x)

Le spectre local indique l'existence de plusieurs fluctuations, identifiées sur plusieurs échelles de temps : à l'échelle annuel (fluctuation d'1an), à l'échelle inter-annuelle (fluctuations observées à 2-4ans, 3-6ans et 5-8ans), à l'échelle décennale (8-16ans) et sur le plus long terme (22ans). Des instationarités (discontinuités temporelles) peuvent également être observées : une rupture en 1970 semble marquer la disparition de la fluctuation à 22ans au profit de l'apparition de la fluctuation à 8-16ans, impliquant une structuration différente de la variabilité entre la période pré- et post-1970.

Filtrage et reconstruction

La transformée en ondelettes correspond à un filtre passe-bande permettant de sélectionner une gamme de fréquences en particulier. Il est donc possible d'effectuer une reconstruction des données originelles correspondant à une bande de fréquence spécifique, par transformée en ondelettes inverse. Toutefois, la transformée en ondelettes continue possède une base non-orthogonale, c'est-à-dire que les vecteurs utilisés lors de la transformation des données ne sont pas indépendants. Ceci implique une redondance de l'information, à la fois en échelle et en temps (Torrence et Compo, 1998) qui rigoureusement empêche de quantifier la part de variance imputable à une composante spectrale donnée. Afin d'estimer la contribution d'une composante au signal total, nous avons choisi d'opérer une reconstruction par transformée inverse de la composante, et de comparer son écart-type à l'écart-type de la série initiale. La reconstruction peut être réalisée par transformée en ondelettes inverse (Torrence et Compo, 1998) ou par transformée de Fourier inverse. Les deux approches ont été testées et donnent des résultats tout à fait équivalents.

A titre d'exemple, la bande d'énergie identifiée à 8-16ans dans les débits du Missouri (figure I.24) a été filtrée et reconstruite par transformée de Fourier inverse (figure I.25). Cette reconstruction indique que la fluctuation observée pour cette bande de fréquence, apparue en 1970, est fortement impliquée dans la structuration de la variabilité des débits.

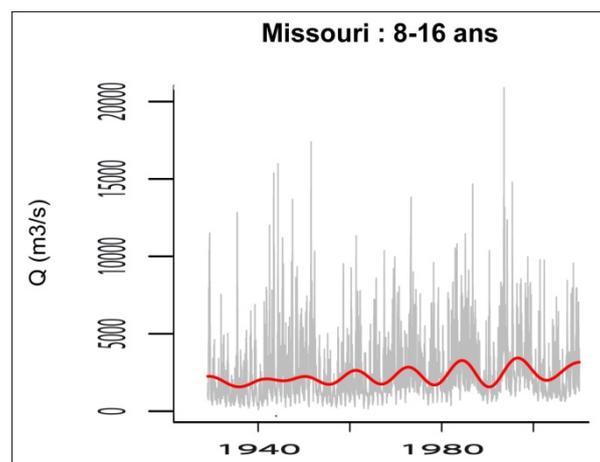


Figure I-25 : Exemple de reconstruction de la bande 8-16 ans des débits du Missouri

Analyse de la variance : spectres moyennés en échelles

La transformée en ondelettes permet également de pouvoir étudier la distribution de la variance au cours du temps, totale ou associée plus spécifiquement aux fluctuations au sein d'une gamme d'échelles (bande d'énergie). Ces spectres moyennés en échelles sont calculés par la somme pondérée de l'énergie du spectre en ondelettes entre les deux échelles associées. Les spectres moyennés en échelles correspondent donc à la distribution de la variance moyenne sur une certaine bande d'énergie au cours du temps. Ils sont généralement utilisés pour examiner les possibles modulations d'une série de données par une autre, ou d'une fréquence par une autre au sein d'une même série (Torrence et Compo, 1998).

L'exemple de spectres moyennés en échelles de la bande d'énergie identifiée à 8-16 ans des débits du Missouri (figure I.26) représente la distribution de la variance de cette bande au cours du temps. La variance estimée correspond bien aux observations effectuées sur le spectre local en ondelettes et à la reconstruction associée à cette bande d'énergie pour cette échelle de temps, avec une variance qui augmente fortement à partir de 1970 (période à partir de laquelle ce mode de variabilité est détecté).

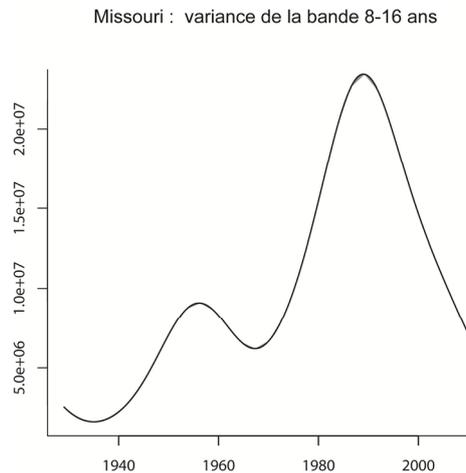


Figure I-26 : Exemple de spectres moyennés en échelles des débits du Missouri sur la bande d'énergie identifiée à 8-16 ans

Analyse de la cohérence par ondelettes

Plusieurs méthodes permettent de déterminer la corrélation pouvant exister entre la variabilité des paramètres hydrologiques et celle de paramètres climatiques.

Par analogie aux spectres croisés par transformée de Fourier, le spectre en ondelettes croisées est une méthode qui permet d'évaluer la corrélation entre deux signaux suivant les différentes échelles (fréquences) au cours du temps. Le spectre par ondelettes croisées $W_{XY}(a, T)$ entre deux signaux $x(t)$ et $y(t)$ est calculé suivant l'équation 8, où $C_X(a, T)$ et $C^*Y(a, T)$ sont respectivement le coefficient de l'ondelette du signal continu $x(t)$ et le conjugué du coefficient de l'ondelette de $y(t)$:

$$W_{XY}(a, \tau) = C_X(a, \tau)C_Y^*(a, \tau) \quad (8)$$

Cependant, ces analyses ne sont pas suffisantes pour étudier les relations entre deux processus. Notamment, l'analyse croisée peut provoquer des erreurs d'interprétation, puisque de l'énergie ne peut être obtenue sur le spectre croisé si seulement l'un des deux signaux présente une forte puissance (Maraun et Kurths, 2004). L'analyse de la cohérence par ondelettes est donc suggérée préférentiellement.

L'analyse de la cohérence décrit, de façon générale, la mesure de la corrélation entre deux signaux (Labat, 2010). L'analyse de la cohérence par ondelettes permet de caractériser le degré de linéarité entre deux processus (degré de corrélation), suivant une représentation en temps-fréquences. La cohérence par ondelettes est calculée en utilisant des spectres en

ondelettes lissés des séries $SW_{XX}(a, T)$ et $SW_{YY}(a, T)$ et un spectre en ondelettes croisé lissé $SW_{XY}(a, T)$, suivant l'équation 9 (Torrence et Webster, 1999) :

$$WC(a, \tau) = \frac{|SW_{XY}(a, \tau)|}{\sqrt{[|SW_{XX}(a, \tau)| \cdot |SW_{YY}(a, \tau)|]}} \quad (9)$$

La cohérence peut donc se définir comme le module du spectre croisé par ondelettes, normalisé par les spectres simples (Maraun, 2006). Les résultats de la cohérence par ondelettes sont compris entre 0 et 1 : une valeur de 1 signifie une corrélation linéaire entre les deux signaux à un instant T à l'échelle a , une valeur de 0 indique une corrélation nulle (Maraun et Kurths, 2004 ; Maraun, 2006 ; Labat, 2010). Par extension, cette méthode autorise donc une quantification relative simple de ce degré de corrélation.

Cette méthode permet donc, dans notre cas, de pouvoir évaluer et décrire les liens existants entre la variabilité hydrologique et climatique (représentée par les indices climatiques), à la fois pour les différentes échelles (fréquences) et suivant l'évolution des relations au cours du temps. Un exemple d'analyse de la cohérence par ondelettes entre les débits du Missouri et le SOI est présenté sur la figure I.27.

La cohérence des débits du Missouri avec le SOI est distribuée de l'échelle inter-annuelle (2-8ans) jusqu'à une échelle pluri-décennale (16-32ans), ce qui suggère une influence de cet indice climatique sur la variabilité des débits pour toutes les échelles de temps. En se focalisant par exemple sur une échelle décennale (8-16ans), on peut remarquer une forte cohérence à partir de la fin des années 1970, qui peut être mise en relation avec l'apparition du mode de variabilité observée à cette échelle dans les débits ; ce qui suggère donc une influence du SOI sur le mode de variabilité à 8-16ans des débits. A l'inverse, il n'existe qu'une faible cohérence à l'échelle annuelle, qui semble être affectée uniquement à partir des années 2000 : la variabilité annuelle n'est donc a priori pas en relation avec le SOI avant cette période.

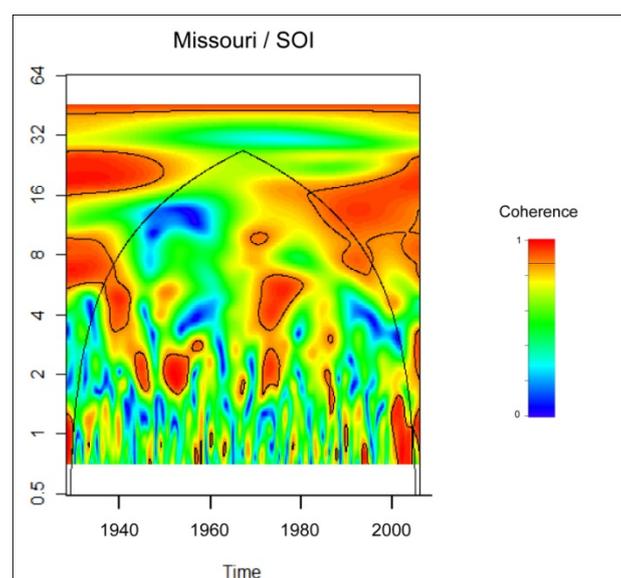


Figure I-27 : Exemple de l'analyse de la cohérence par ondelettes entre les débits du Missouri et le SOI

La cohérence entre les deux signaux est distribuée des faibles valeurs de cohérence (bleu) aux fortes valeurs de cohérence (rouge).

Significativité statistique

La significativité statistique des fluctuations observées par la transformée en ondelettes est évaluée en comparant les spectres locaux en ondelettes contre des spectres théoriques distribués aléatoirement. Pour la plupart des processus géophysiques, les spectres appropriés pour tester les résultats de la transformée en ondelettes correspondent à des bruits blancs (spectre de Fourier présentant une distribution équivalente de la variance pour toutes les fréquences) et à des bruits rouges (augmentation de la variance avec la diminution des fréquences). Les spectres théoriques sont modélisés à partir de processus autorégressifs des données pour un bruit blanc ($AR(1)=0$) ou pour un bruit rouge, distribués aléatoirement par simulations de Monte-Carlo autour de leurs spectres théoriques correspondants (généralement 100000 réalisations).

L'hypothèse nulle définie pour le spectre de puissance en ondelettes correspond au dépassement significatif d'un pic ou d'une fluctuation par rapport à la moyenne des réalisations du spectre théorique testé, pour un certain niveau de confiance (généralement 90% ou 95%). Ces pics ou fluctuations sont donc considérés comme statistiquement différents d'une réalisation aléatoire pour ce niveau de confiance, et donc interprétable comme « réels » (présents dans le signal) (Torrence et Compo, 1998). Plus de détails sur ces tests statistiques sont indiqués et discutés dans la littérature associée (Maraun et Kurths, 2004 ; Torrence et Compo, 1998).

2.2.5. Décomposition empirique en modes propres

Les analyses spectrales, et notamment la transformée en ondelettes, sont des outils parfaitement adaptés à l'étude de signaux non-stationnaires, comme les variables hydrologiques et climatiques. Cependant, la limitation principale de ces méthodes provient des données elles-mêmes, qui nécessitent un échantillonnage constant et suffisamment important pour identifier les principaux modes de variabilités. Notamment, la longueur des séries temporelles, si elle est trop courte, n'autorise pas une description correcte de la variance via l'utilisation de ces méthodes. Pour cette étude, cette limitation pourra se présenter lors de l'analyse des valeurs extrêmes, qui correspondent à des valeurs annuelles (minimales ou maximales) au cours du temps, soit une longueur de séries temporelles d'environ de 80 données pour les débits par exemple. Dans ce cas, il est donc nécessaire d'utiliser d'autres outils exploratoires de la variance qui ne sont pas ou peu affectés par cette limitation, comme la décomposition empirique en modes propres.

La décomposition empirique en modes propres consiste à décomposer un signal sur une base de fonctions, comme le ferait une décomposition en séries de Fourier ou une décomposition en ondelettes, à l'exception que la base de fonctions n'est pas donnée *a priori* mais est construite à partir des propriétés du signal (notamment la variance). Ces fonctions sont généralement orthogonales et autorisent donc une reconstruction de ces modes sans redondance.

Brièvement, cette méthode décompose les séries de données dans un espace vectoriel en une matrice de covariance C_x , dont les vecteurs propres p_k sont appelés *Empirical Orthogonal Fonctions (EOF)* [éq.10] :

$$c_{ij} = \frac{1}{N - |i - j|} \sum_{t=1}^{N - |i - j|} X(t)X(t + |i - j|). \quad (10)$$

Les valeurs propres de la matrice de covariance correspondent à la variance partielle des vecteurs propres, la somme de ces valeurs donnant la variance totale des données.

Contrairement aux méthodes spectrales précédemment décrites, les EOF obtenus par cette méthode de décomposition ne sont pas nécessairement sous formes de fonction périodiques (sinus, cosinus), pouvant capter plusieurs formes d'oscillations (conformément aux données), voire même plusieurs oscillations au sein d'un même vecteur propre. Les vecteurs propres ainsi identifiés peuvent donc être seuls ; ou conjugués s'ils présentent une quadrature de phase, ce qui indique une véritable oscillation périodique au sein des données (variabilité périodique, sur deux périodes différentes). Les composantes principales (*PC pour Principal Components*) A_k sont obtenues en projetant les vecteurs propres sur les séries de données (éq.11) :

$$A_k(t) = \sum_{j=1}^M X(t+j-1) \rho_k(j). \quad (11)$$

La reconstruction R_k de ces composantes au sein des séries de données peut s'effectuer par la restitution d'un ou plusieurs vecteurs propres associés linéairement aux composantes principales respectives (M_t étant un facteur de normalisation) (éq.12):

$$R_{\mathcal{X}}(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{k \in \mathcal{K}} \sum_{j=L_t}^{U_t} A_k(t-j+1) \rho_k(j); \quad (12)$$

Une description plus détaillée de cette méthode est indiquée dans la littérature (Elsner et Tsonis, 1996 ; Ghil et al., 2002).

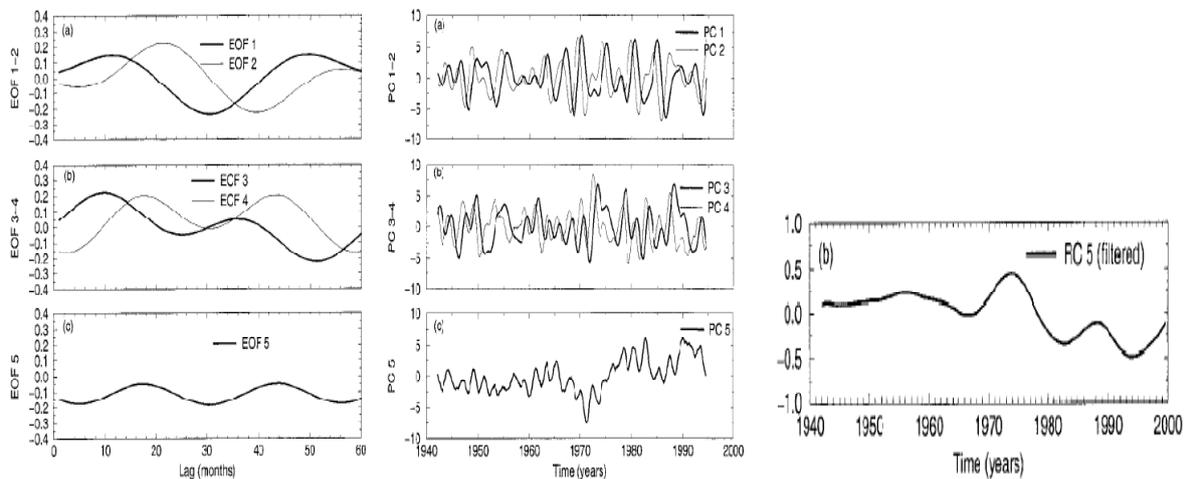


Figure I-28 : Exemple de décomposition empirique en modes propres de l'indice SOI (d'après Ghil et al., 2001)

Cette méthode sera employée dans l'exploration et la description des extrêmes hydrologiques des débits du bassin versant du Mississippi, du fait de la limitation de la longueur de ces séries de données. Pour validation et comparaison, les reconstructions des composantes principales identifiées seront comparées aux principaux modes de variabilité identifiés par les analyses spectrales.

PARTIE II

**CARACTERISATION DE LA VARIABILITE
HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI ET DE SES
PRINCIPAUX SOUS-BASSINS VERSANTS**

PARTIE II : CARACTERISATION DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI ET DE SES PRINCIPAUX SOUS-BASSINS VERSANTS

INTRODUCTION

La réponse hydrologique des grands bassins versants intègre à la fois les variations du climat et les altérations liées aux activités humaines. Dans le contexte actuel des changements climatiques et globaux, la connaissance des modes de variations des processus environnementaux, notamment hydrologiques, est essentielle pour pouvoir les relier aux différents facteurs affectant cette variabilité (facteurs climatiques, facteurs internes au bassin versant). Il est donc important de pouvoir distinguer si les variations hydrologiques sont liées à des effets locaux, à une tendance générale, ou s'ils sont en relation avec des phénomènes de plus larges ampleurs. Plusieurs études ont montré que certains changements hydrologiques dans le ruissellement global pouvaient être associés à de grandes tendances, d'échelle continentale (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wolock, 2002 ; Milly et al., 2005). Pour comprendre les tendances ou les fluctuations observées, d'autres études ont tenté de relier les variations hydrologiques (débits) aux fluctuations du climat (précipitations, indices climatiques) (Collins, 2009 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Kahya et Dracup, 1993 ; Küçük et al., 2009 ; Labat, 2006, 2008, 2010 ; Massei et al., 2007, 2009, 2010 ; Tootle et al., 2005)

Pour détecter les changements potentiels dans les enregistrements hydrologiques, différentes approches méthodologiques peuvent être utilisées, comme par exemple les analyses statistiques de tendances ou de détection de ruptures. Ces méthodes ont déjà été utilisées dans plusieurs études concernant les débits du bassin versant du Mississippi ou à l'échelle des Etats-Unis (Lins et Slack, 1999 ; Maugé, 2004 ; Novotny et Stefan, 2007). Toutefois, les caractéristiques des processus hydrologiques peuvent évoluer au cours du temps. Il est donc nécessaire de pouvoir caractériser également ces évolutions, en utilisant des approches méthodologiques basées sur des analyses spectrales (comme les analyses en ondelettes continues), qui permettent de détecter les structures (périodicités, fluctuations) et leur évolution au cours du temps (discontinuités) des signaux instationnaires.

Cette deuxième partie a pour but de caractériser la variabilité hydrologique (changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques) du Mississippi et de ses principaux affluents. Pour déterminer l'origine des variations hydrologiques observées, en première approche, une comparaison avec un signal climatique (les précipitations) sera effectuée (figure II.1) :

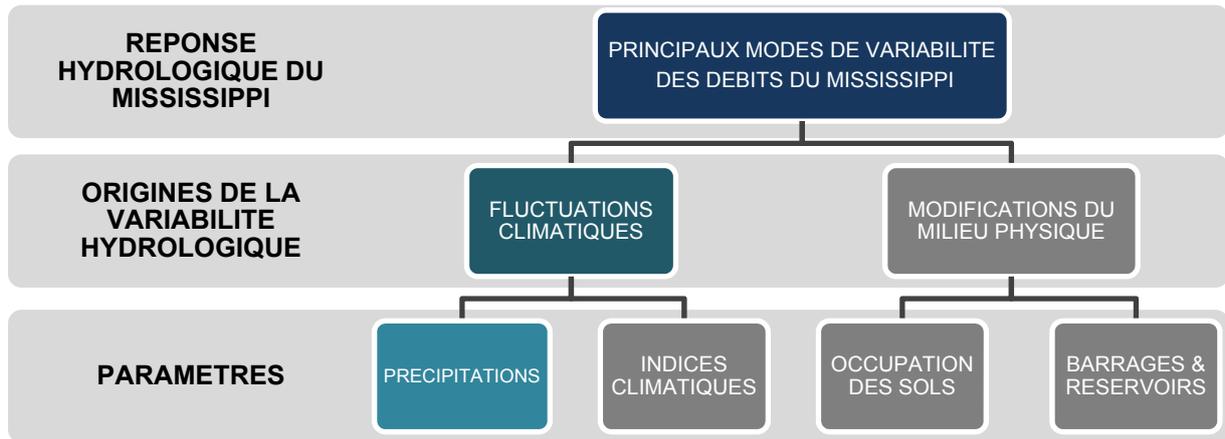


Figure II-1 : Principaux objectifs de recherche – Partie II

Il s'agit donc ici de caractériser l'évolution des paramètres hydrologiques au cours du temps (tendances, extrêmes, répartition annuelle...), d'identifier et quantifier les principaux modes de variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi, et de comprendre et quantifier les relations entre la variabilité hydrologique (débits) et les fluctuations climatiques (précipitations).

1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LES TENDANCES DE L'ÉVOLUTION DES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES ET CLIMATIQUES OBSERVÉES AUX ÉTATS-UNIS DEPUIS LE XX^E SIÈCLE

Le changement climatique observé à l'échelle globale est à l'origine de nombreuses modifications dans la répartition et la distribution des paramètres climatiques et hydrologiques : augmentation significative des températures de surfaces et des précipitations au-dessus des continents (Folland et al., 2001), intensification du cycle global de l'eau (Labat et al., 2004 ; Huntington, 2006), modifications du ruissellement et des débits des rivières (Labat et al., 2004 ; Milly et al., 2005 ; Probst et Tardy, 1987), mais aussi de l'évaporation et évapotranspiration, de l'humidité des sols, de la couverture neigeuse, etc. (Solomon, 2007). Cependant, les changements associés à ces paramètres varient d'une région du globe à l'autre, en proposant une réponse différente au réchauffement du climat.

Dans cette partie introductive, une synthèse bibliographique des grandes tendances de l'évolution des principaux paramètres climatiques et hydrologiques (précipitations, températures, écoulements, sécheresses, évapotranspiration...) à l'échelle régionale des États-Unis depuis le XX^e siècle est présentée.

1.1. Températures

A l'échelle des États-Unis, la tendance et les variations basses-fréquences des températures moyennes annuelles de surface sont identiques à ce qui peut être observé à l'échelle de l'hémisphère Nord (figure II.2a). Sur la période 1895-2002, l'augmentation de températures est estimée à $0,56^{\circ}\text{C} \cdot 100 \text{ ans}^{-1}$ (contre $0,65^{\circ}\text{C} \cdot 100 \text{ ans}^{-1}$) pour l'hémisphère Nord). Cependant, le réchauffement observé n'est pas linéaire, l'augmentation de températures s'effectuant suivant deux phases distinctes avant 1940 et après 1970, entrecoupée d'une phase de relative stabilité (voire de léger refroidissement) (Groisman et al., 2004 ; Karl et al., 1996).

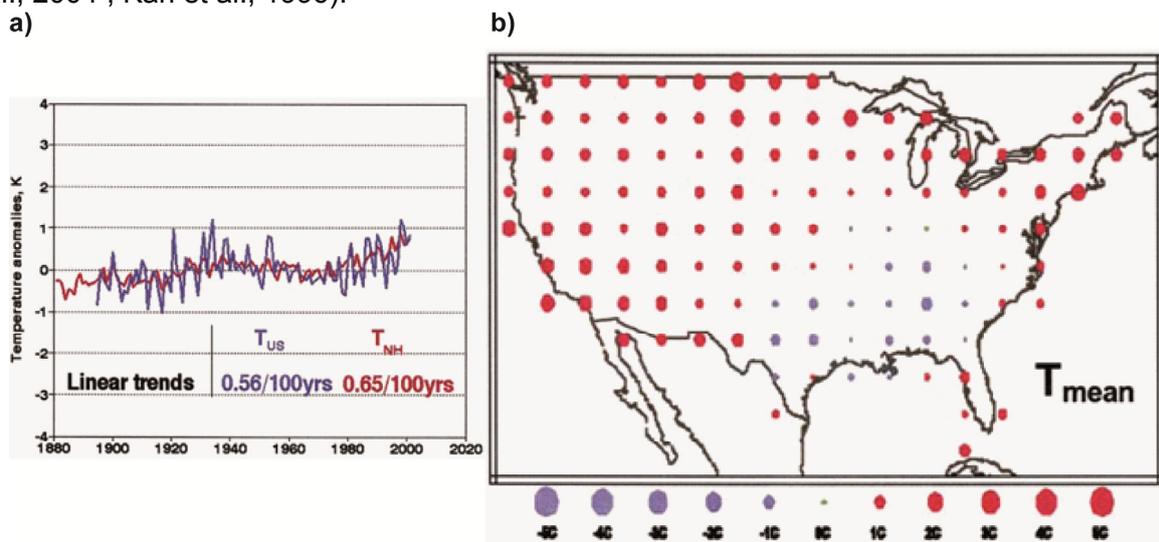


Figure II-2 : Les températures moyennes annuelles de surface aux États-Unis au cours du XX^e siècle (d'après Groisman et al., 2004)

(a) Températures moyenne à l'échelle des États-Unis en comparaison de l'hémisphère Nord sur la période 1895-2002 (b) Tendances des températures moyennes annuelles sur la période 1900-2002. Les ronds sont proportionnels aux tendances observées (augmentations en rouge, diminutions en violet).

L'augmentation de température est toutefois asymétrique géographiquement (figure II.2b) : les augmentations les plus importantes se situent au Nord et à l'Ouest des Etats-Unis, alors que des tendances à la diminution des températures sont observées au Sud-Est (Groisman et al., 2004).

Les températures minimales présentent une tendance à l'augmentation en hiver et au printemps, essentiellement dans la partie Nord-Ouest des Etats-Unis (Groisman et al., 2004).

Sur le bassin versant du Mississippi, l'augmentation de températures est en moyenne estimée à $+0,9^{\circ}\text{C}$ sur la période 1948-2004 (Qian et al., 2007).

1.2. Précipitations

A l'échelle des Etats-Unis, les précipitations présentent une tendance à l'augmentation au cours du XX^e siècle, estimée à $7\% \cdot 100\text{ans}^{-1}$ régionalement à l'échelle annuelle sur la période 1908-2002 (Groisman et al., 2004). Les précipitations se caractérisent par une variabilité spatiale et temporelle plus importante que les températures de surface (Groisman et al., 2004 ; Huntington, 2006 ; Karl et al. 1996 ; Karl et Knight, 1998). Ces précipitations présentent une variabilité annuelle significative, avec deux décennies particulièrement sèches dans les années 1930 et 1950, suivies par des décennies relativement humides (1970-1999) qui induisent cette tendance centennale à l'augmentation. La période 1999-2002 est marquée par une diminution des précipitations (figure II.3a).

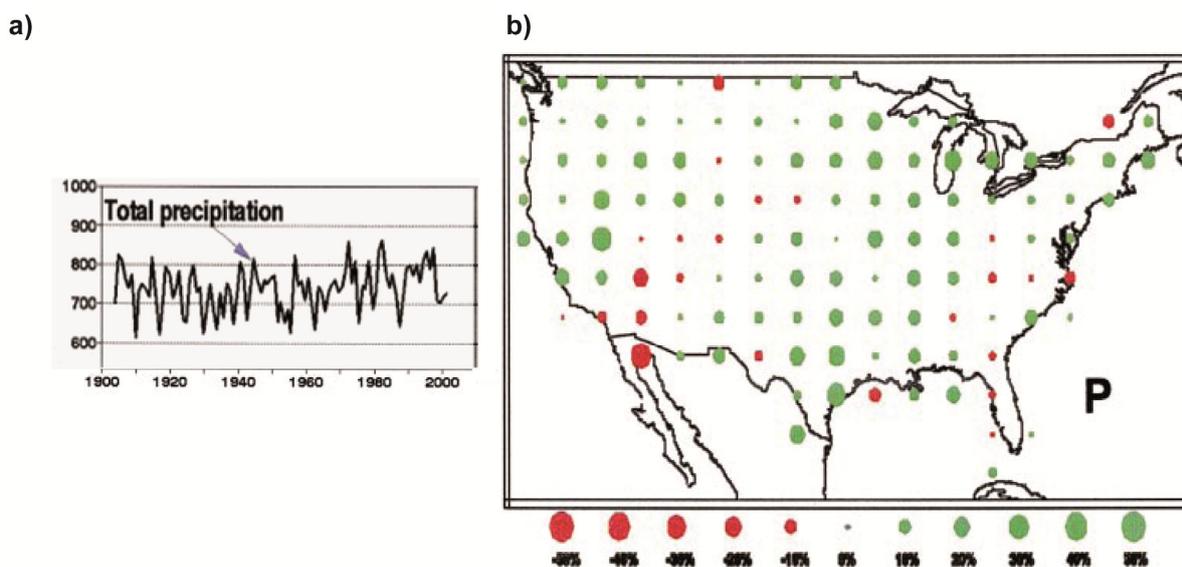


Figure II-3 : Les précipitations moyennes annuelles aux Etats-Unis au cours du XX^e siècle (d'après Groisman et al., 2004)

(a) Précipitations annuelle à l'échelle des Etats-Unis sur la période 1900-2002 (b) Tendances des précipitations moyennes annuelles sur la période 1900-2002. Les ronds sont proportionnels aux tendances observées (augmentations en vert, diminutions en rouge).

L'augmentation des précipitations varie géographiquement (figure II.3b). Par exemple, cette tendance est absente au niveau du Sud-Est et du Sud-Ouest des Etats-Unis, alors que le bassin versant du Mississippi est associé majoritairement à de plus fortes augmentations (entre 10%-20%. 100 ans^{-1} pour les plus fortes valeurs locales) [Groisman et al., 2004].

La majorité de l'augmentation des précipitations moyennes est toutefois exprimée essentiellement pour le printemps, l'été et l'automne (de 7% à 15%.100 ans⁻¹ sur l'ensemble du pays) [Groisman et al., 2001, 2004 ; Karl et Knight, 1998].

Les changements observés dans les précipitations au cours du XX^e siècle aux Etats-Unis sont encore plus importants et disproportionnés dans la distribution et l'intensité des valeurs les plus rares et extrêmes de précipitations (valeurs >95^{ème} percentile). Ces événements ont augmenté de façon encore plus significative que les précipitations moyennes (15-20%.100 ans⁻¹), sur la majeure partie des Etats-Unis depuis une trentaine d'année. Ces tendances sont d'autant plus importantes sur les 2/3 de la partie est du pays, recouvrant donc une majorité du bassin versant du Mississippi (à l'exception du bassin versant du Missouri et de l'extrémité Ouest du bassin de l'Arkansas), essentiellement durant l'été (Easterling et al. 2000 ; Groisman et al. 1999, 2001, 2004 ; Houghton et al. 2001 ; Karl et Knight 1998 ; Kunkel et al. 1999 ; Kunkel, 2003). La zone recouvrant le Missouri et l'Ouest de l'Arkansas, qui n'est donc pas/peu affectée par ces changements, est une zone identifiée comme étant constituée à plus de 20% de précipitations solides.

Les précipitations neigeuses correspondent en effet à une composante importante du cycle de l'eau, influençant notamment le ruissellement annuel, la recharge en eau souterraine, et plus largement les ressources en eau (et donc le management de ces ressources, en particulier au Nord et à l'Ouest des Etats-Unis). La fonte rapide du stock neigeux est d'ailleurs identifiée comme une cause majeure des crues observées au Nord des Etats-Unis (Graybeal et Leathers 2006). A l'échelle des Etats-Unis, une tendance à la diminution est globalement observée dans les précipitations neigeuses au printemps, en lien avec le réchauffement récent observé sur cette saison. Un raccourcissement général de la saison neigeuse est également observé (Groisman et al., 2004). Toutefois, les tendances observées ne sont pas homogènes régionalement (figure II.4) :

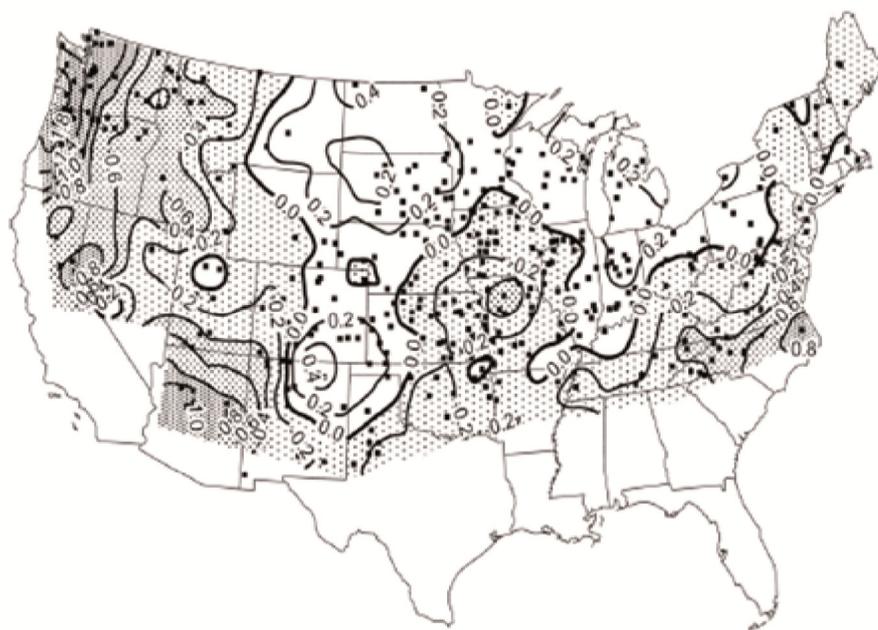


Figure II-4 : Tendances des précipitations neigeuses à l'échelle des Etats-Unis (d'après Kunkel et al., 2009a)

Tendances des précipitations neigeuses sur la période 1930-2007. Les tendances figurées dans des cercles pleins correspondent à des augmentations, les cercles ouverts à des diminutions. Les tendances sont indiquées en % d'évolution.

Depuis les années 1920, les chutes de neiges ont tendance à diminuer à l'Ouest et sur la côte Est des Etats-Unis. Ce déclin est d'ailleurs devenu récemment plus prononcé pour au Sud du bassin versant du Missouri, et dans certaines parties du Nord-Est des Etats-Unis. A l'inverse, les précipitations neigeuses ont tendance à augmenter dans quelques régions, comme les zones abritées des montagnes Rocheuses, la zone des Grands Lacs et au Nord de la vallée de l'Ohio, et plus faiblement dans certaines parties au Nord des plaines centrales des Etats-Unis (Kunkel et al., 2009).

Du fait de tendances observées dans les températures de surface, des précipitations (pluies) et des précipitations neigeuses, le ratio neige/pluie a donc été modifié au cours du siècle dernier. Les changements de la forme solide vers la forme liquide des précipitations, faisant suite à une augmentation des températures de surface, peuvent par exemple influencer le moment d'apparition du ruissellement de printemps et causer des manques d'eau en été. Sur la période 1949-2005, ce ratio a fortement diminué au Nord-Ouest et au Centre des Etats-Unis, et a diminué plus faiblement à l'Est. La diminution est plus forte en fin d'hiver (mars). Bien que les causes de modification de ce ratio puissent varier localement, les changements observés sont globalement attribués en premier lieu aux changements dans les précipitations neigeuses, et à un moindre degré aux effets des changements observés dans les précipitations en hiver. La diminution de ce ratio est associée à de larges augmentations dans les températures moyennes des jours humides en hiver, à l'Ouest et au Centre des Etats-Unis, augmentations plus faibles à l'Est (Feng et Hu, 2007).

1.3. Ruissellement et débits

Les changements des températures et des précipitations vont affecter significativement le cycle de l'eau de surface (humidité du sol, ruissellement, débits, niveaux des lacs...) [Groisman et al., 2004]. L'augmentation du ruissellement et des débits (mensuels et annuels) des rivières au cours du XX^e siècle est associée à l'augmentation globale des précipitations moyennes à l'échelle des Etats-Unis (Groisman et al., 2001, 2004 ; Huntington, 2006 ; Lettenmaier et al., 1994 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wolock, 2002). Par exemple, le débit du Mississippi a augmenté de 22% sur la période 1949-1997, période pour laquelle les précipitations ont augmenté d'environ 10% (Milly et Dunne, 2001).

Cependant, les tendances ne sont pas observées de façon homogène en fonction des paramètres de débits (figure II.5a). En effet, les débits minimums annuels (ou les fractions de faibles débits) ainsi que les débits annuels médians (ou les fractions moyennes de débits) présentent des tendances à l'augmentation, essentiellement à l'Est des Etats-Unis (incluant l'Ohio, l'Upper et le Lower Mississippi, l'Arkansas). Localement, quelques sites présentent des tendances à la diminution, essentiellement localisée au Nord-Ouest et au Sud-Est des Etats-Unis. La grande majorité du pays reste donc largement dominée par des augmentations (ce qui représente des tendances statistiquement significatives pour environ 50% des 400 sites de mesures sur les rivières à travers le pays pour les études citées) (Douglas, 2000 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wollock, 2002). Cette augmentation des débits annuels coïncide avec l'augmentation des précipitations à l'Est des Etats-Unis (Karl et Knight, 1998). A l'échelle saisonnière, Karl et Knight (1998) indiquent également que l'augmentation des précipitations est plus importante durant l'automne par rapport aux autres saisons, ce qui correspond à l'augmentation observée dans les débits annuels minimums (qui apparaissent le plus souvent en septembre-octobre) et les débits annuels médians (plus fréquents en novembre-décembre-janvier) [McCabe et Wollock, 2002].

Les débits maximums annuels (ou les fractions de forts débits) présentent des résultats plus contrastés entre des tendances à l'augmentation et à la diminution (statistiquement significative pour seulement 10-20% des sites étudiés) essentiellement situées à l'Est des Etats-Unis (Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wollock, 2002). Les résultats diffèrent également à ce sujet suivant les données utilisées (type, longueur) et la méthodologie employée par les différents auteurs (McCabe et Wollock, 2002), puisque ces résultats diffèrent de Douglas et al. (2000) qui n'observent pas de tendances dans les crues. A l'inverse, Groisman et al. (2001, 2004) indiquent une augmentation significative des hauts-débits, essentiellement observée sur les 2/3 Est des Etats-Unis, zone pour laquelle l'accumulation de neige n'est pas un facteur déterminant dans le changement annuel du ruissellement, et où les changements régionaux des fortes précipitations et des hauts débits sont concordants. Cette situation n'est pas observée dans le tiers Ouest des Etats-Unis, où la part significative des hauts-débits est associée à la fonte des neiges.

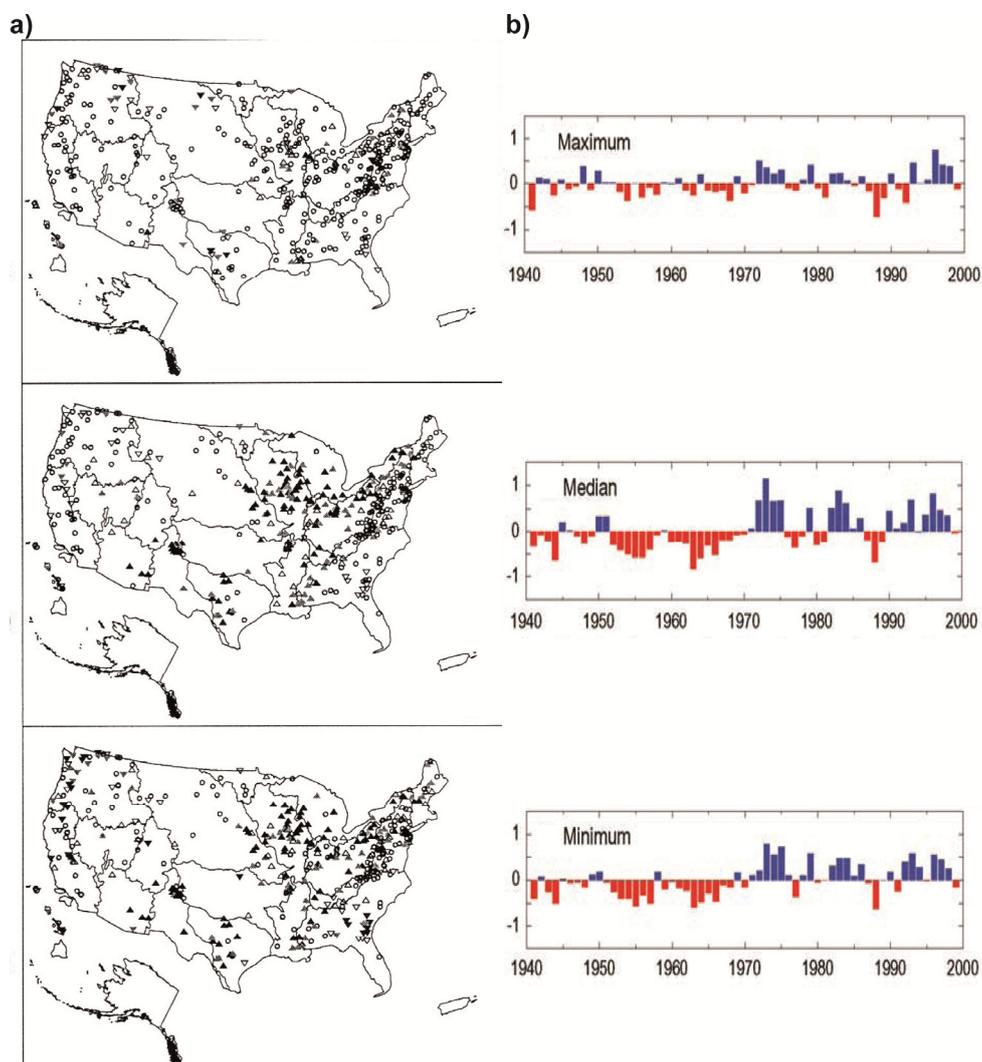


Figure II-5 : Tendances des débits médian, minimum et maximum aux Etats-Unis au cours du XX^e siècle

- (a) Tendances dans les débits journaliers maximum, médian, et minimum. Les triangles pointés vers le haut indiquent des tendances à l'augmentation, et inversement. Modifié d'après Lins et Slack (1999) ; (b) Evolution des débits annuels standardisés maximum, médian et minimum, moyennés sur l'ensemble des Etats-Unis. Modifié d'après McCabe et Wollock (2002)

Dans tous les cas, l'évolution des débits ne semble pas linéaire au cours du temps (figure II.5b) : pour toutes les catégories statistiques de débits (minimums, médians, maximums), une augmentation brutale (plutôt que graduelle) est observée aux alentours de 1970 (anomalies négatives vers des anomalies positives de débits), essentiellement à l'Est des Etats-Unis. L'amplitude des anomalies est toutefois moins importante et plus contrastée pour les débits maximums annuels (peu de tendances significatives, faible contraste entre augmentations et diminutions) que celle observée pour les débits minimums et médians (McCabe et Wollock, 2002). Cette augmentation des débits annuels coïncide avec l'augmentation des précipitations à l'Est des Etats-Unis (Karl et Knight, 1998). Finalement, les Etats-Unis ont donc tendance à devenir plus humide, et moins extrême (Lins et Slack, 1999).

1.4. Evénements hydrologiques extrêmes : sécheresses et inondations

Les inondations et les sécheresses sont des événements extrêmes qui ont un impact majeur sur l'évolution de la ressource en eau, ainsi que sur la population. Ces événements causent d'ailleurs plus de dommages que n'importe quel autre désastre naturel aux Etats-Unis (Lins et Slack, 1999).

1.4.1. Les périodes humides et les périodes de sécheresse

Un aspect important des extrêmes climatiques concerne les périodes excessivement sèches ou humides, en lien notamment avec l'évolution des températures et des précipitations observées. A l'échelle du globe, une augmentation des zones affectées par des sécheresses ou une humidité excessive est observée depuis le début du dernier siècle, en particulier depuis la fin des années 1970 (Dai et al., 1998, 2004).

Les périodes de sécheresse présentent une variabilité spatiale et temporelle importante, et ont vu leurs caractéristiques modifiées au cours du XX^e siècle. Les Etats-Unis ont subi deux périodes majeures de sécheresses, dans les années 1930 et 1950 (Easterling et al., 2000 ; Karl et al., 1996 ; McCabe et al., 2004). Plus récemment, des périodes de sécheresse (moins importantes) ont été observées en 1988 à l'ouest et au centre du pays, et en 1995-1996 au sud-ouest (Karl et al., 1996). Ces grandes périodes de sécheresse couvrent une grande extension spatiale : par exemple, la sécheresse des années 1930 a recouvert plus de 50% des Etats-Unis (Karl et al., 1996). Cependant, à l'exception du Sud-ouest et de certaines parties à l'intérieur de la région Ouest, les périodes de sécheresse tendent à devenir plus courtes, moins fréquentes, et plus localisées sur la majorité du pays (Andreadis et Lettenmaier, 2006).

A l'inverse, les zones qui présentent une humidité excessive ont tendance à augmenter, en particulier depuis les années 1970, en relation avec l'augmentation observée des précipitations annuelles et des fractions extrêmes. (Easterling et al., 2000 ; Groisman et al., 2004 ; Karl et al., 1996 ; Karl et Knight, 1998). Des épisodes de surplus d'humidité peuvent engendrer des épisodes de crues et d'inondations importantes, comme celles observées sur le Mississippi et ses affluents au cours de l'été 1993.

1.4.2. Crues et inondations

Les augmentations de précipitations observées au XX^e siècle, en particulier dans les fractions extrêmes de précipitations, peuvent augmenter la fréquence des crues et des inondations (Groisman et al., 2001, 2004 ; Kunkel, 1999). A l'échelle du globe, la fréquence des grandes crues (dépassant le niveau centennal) de bassins versants avec une superficie supérieure à 200 000 km² augmente de façon significative depuis cette époque (Milly et al., 2002). Cependant, l'augmentation des fractions les plus importantes de débits ne supportent pas unanimement une augmentation significative aux Etats-Unis (où l'évolution des débits maximum est beaucoup plus contrastée ; partie II.1.3) (Douglas, 2000 ; Groisman et al., 2001, 2004 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wollock, 2002).

Les inondations les plus dévastatrices observées aux Etats-Unis ont eu lieu en 1993 dans le bassin versant de l'Upper Mississippi (Changnon, 1996 ; Kunkel, 1999). D'autres inondations importantes ont eu lieu à l'Ouest en 1997, au Mid-Ouest et dans la vallée de l'Ohio. Sur le bassin versant du Mississippi, les inondations de 1953 et 1973 peuvent être également citées.

2. EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES DU MISSISSIPPI ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS

Afin de comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin versant du Mississippi et de ses sous-bassins, une description détaillée de l'évolution des principales caractéristiques hydrologiques est nécessaire au préalable. Notamment, l'évolution à long terme de certaines caractéristiques hydrologiques (modules annuels, minima/maxima journaliers annuels) est un indicateur important de la variabilité hydrologique globale.

Les paramètres hydrologiques susceptibles d'être utilisés sont très nombreux, ce qui induit un choix nécessairement non exhaustif. Pour caractériser la variabilité hydrologique dans son ensemble, il a été choisi de :

- caractériser l'évolution à long terme des débits observés ;
- caractériser l'évolution des extrêmes hydrologiques : les minima annuels, comme indicateurs de périodes de bas niveaux d'eau (sécheresses et évolution des réserves hydrologiques) ; les maxima annuels, comme indicateurs de l'évolution des hauts niveaux d'eau et des événements exceptionnels (crues, inondations...) ;
- caractériser l'évolution des régimes hydrologiques (distribution à l'échelle mensuelle des débits au cours de l'année).

L'évolution au cours du temps de ces paramètres hydrologiques sera donc décrite et systématiquement comparée à l'évolution des précipitations régionalisées, pour chaque sous-bassin versant du Mississippi.

2.1. Tendances à long terme observées dans les débits et les précipitations régionalisées

L'évolution à long terme des débits du Mississippi est dans un premier temps estimée par de simples tests de tendance linéaire dans les débits journaliers et les précipitations mensuelles régionalisées. Dans un second temps, un filtrage non paramétrique polynomial de type LOESS est effectué afin d'obtenir, en première approche, une estimation des modalités de la variabilité interannuelle à pluri-décennale.

2.1.1. Tendances linéaires observées dans les débits et les précipitations régionalisées du bassin versant du Mississippi

Débits journaliers

Les tendances linéaires des débits du Mississippi et de ses principaux affluents sont présentées sur la figure II.6. Ces tendances sont testées statistiquement (test de Fisher). Les résultats, accompagnés d'un rappel des principales caractéristiques hydrologiques de chaque sous-bassin versant (décrites en partie I.3), sont présentés dans le tableau II.1.

Sur la période considérée, le Lower Mississippi, intégrateur des différents sous-bassins versants, présente naturellement les plus fortes valeurs de débits. L'Ohio (qui possède la plus forte contribution hydrologique, pour 46,2%), ainsi que l'Upper Mississippi, présentent également de fortes valeurs de débits. A un degré moindre de contribution, le Missouri et surtout l'Arkansas présentent de plus faibles valeurs de débits.

Les débits du Mississippi et de ses principaux sous-bassins versants présentent tous des tendances à l'augmentation (statistiquement significative) sur la période considérée. Les plus faibles augmentations sont observées sur l'Arkansas et l'Ohio. Les plus fortes augmentations sont observées sur le Missouri et surtout sur l'Upper Mississippi.

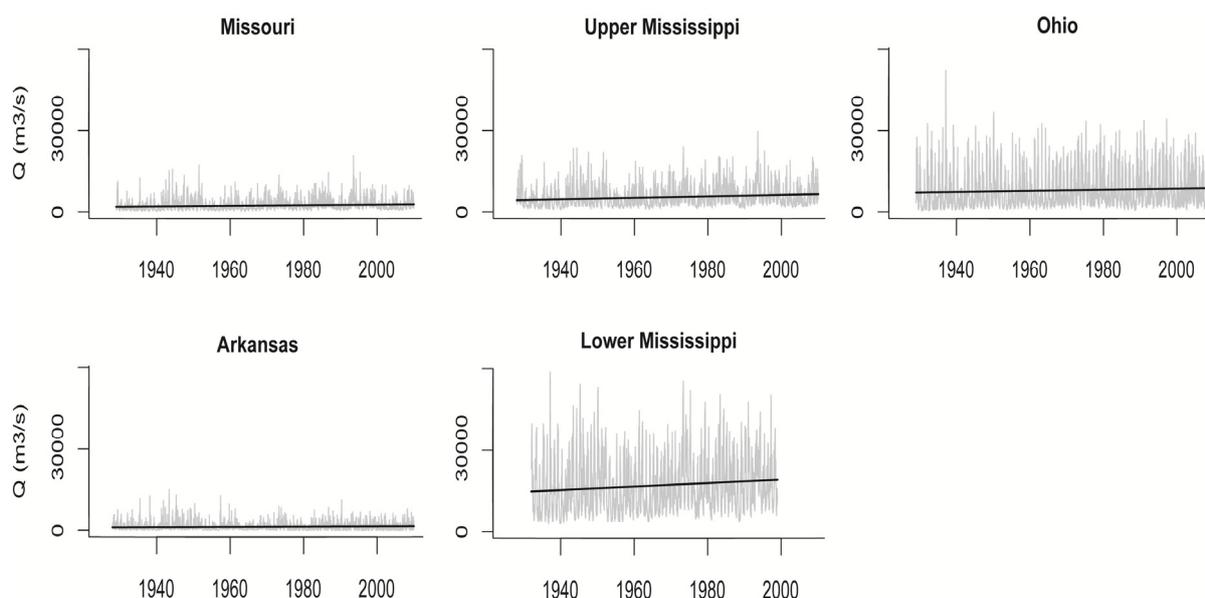


Figure II-6 : Tendances des débits du Mississippi et des principaux affluents

Bassin versant	Périodes	Q_{moy}	Q_{min}	Q_{max}	Contribution à l'exutoire*	Tendances
Missouri	1929-2009	2283	119	20916	13,4%	+ $F=658,6$; $p < 2,2 \cdot 10^{-16}$
Upper Mississippi	1928-2009	5359	787	29717	31,4%	+ $F=973,5$; $p < 2,2 \cdot 10^{-16}$
Ohio	1929-2009	7888	425	52360	46,2%	+ $F=163,6$; $p < 2,2 \cdot 10^{-16}$
Arkansas	1928-2009	1252	0,4	15170	7,3%	+ $F=181,9$; $p < 2,2 \cdot 10^{-16}$
Lower Mississippi	1932-1998	17059	2830	58869	1,7%	+ $F=369,6$; $p < 2,2 \cdot 10^{-16}$

Tableau II-1 : Synthèse des caractéristiques hydrologiques des débits du Mississippi

Précipitations mensuelles régionalisées

Les tendances linéaires des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi sont présentées sur la figure II.7. Ces tendances sont testées statistiquement (test de Fisher). Les résultats, accompagnés d'un rappel des principales caractéristiques des précipitations de chaque région (décrites en partie I.2), sont présentés dans le tableau II.2.

De 1895 à 2009, les régions C (Central) et S (South) présentent les plus fortes valeurs de précipitations. Les régions ENC (East North Central) et TOTAL ont des valeurs légèrement inférieures, mais relativement fortes. La région WNC (West North Central) présente les plus faibles valeurs de précipitations. On notera également que la région TOTAL ne présente pas les plus fortes valeurs de précipitations, ce qui constitue une différence notable avec les débits. En effet, la série composite utilisée est une moyenne des autres régions, et non un cumul, pour représenter au mieux la variabilité des précipitations à l'échelle du bassin versant du Mississippi dans son ensemble sans prendre en compte l'influence des effets locaux (un cumul prend en compte implicitement les effets locaux des différents facteurs sur les sous-bassins versants, comme l'évapotranspiration, l'infiltration, ou l'occupation des sols, qui peuvent être très différents d'un sous-bassin à l'autre).

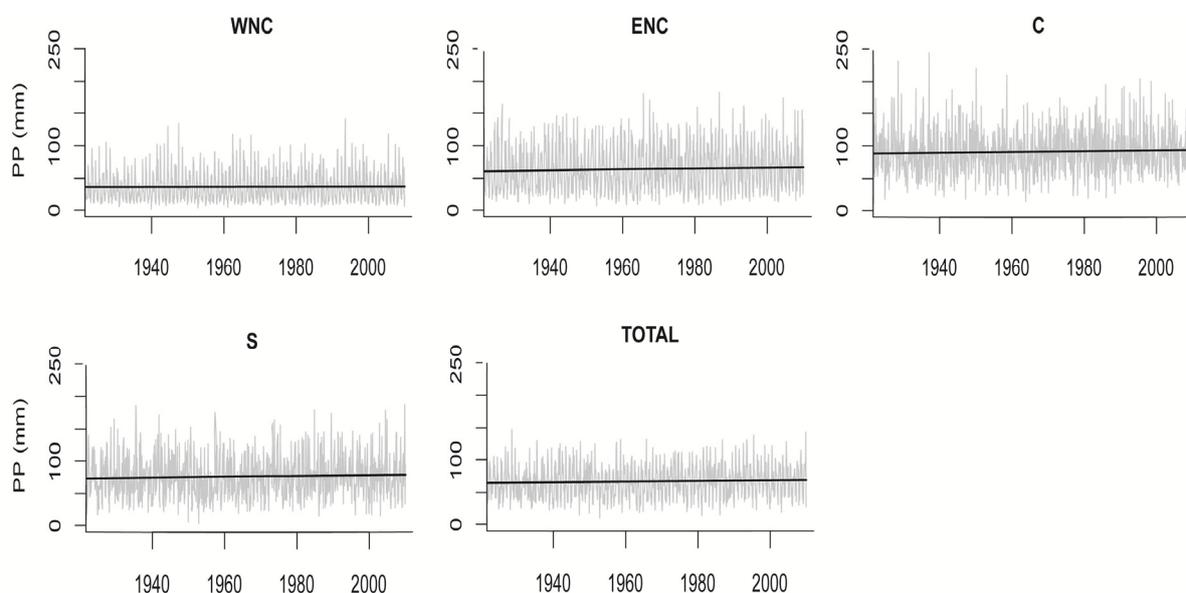


Figure II-7 : Tendances des précipitations régionalisées sur le bassin versant du Mississippi

Les précipitations régionalisées présentent toutes des tendances à l'augmentation, mais statistiquement non significatives sur la période considérée. Les plus fortes augmentations sont observées sur l'ENC, le C et le S et à un degré moindre, le TOTAL. La plus faible augmentation est observée sur l'ENC, qui présente une évolution finalement quasi-constante.

Régions	Périodes	PP _{moy}	PP _{min}	PP _{max}	Tendances
WNC	1895-2009	35,8	1,5	141,2	+ F=0,20 ; p=0,6513
ENC	1895-2009	63,3	5,8	183,1	+ F=5,874 ; p=0,01549
C	1895-2009	90,4	13,5	244,1	+ F=5,189 ; p=0,02289
S	1895-2009	75,1	3,0	187,7	+ F=5,525 ; p=0,01889
TOTAL	1895-2009	66,1	9,1	147,7	+ F=3,63 ; p=0,05696

Tableau II-2 : Synthèse des caractéristiques des précipitations régionalisées sur le bassin versant du Mississippi

Les tendances à long terme observées dans les débits et les précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi correspondent aux évolutions décrites dans la littérature (partie II.1).

En comparaison de l'évolution à long terme observée dans les débits, les tendances observées dans les précipitations régionalisées sont moins importantes (et non significatives) que celles observées dans les débits du Mississippi. D'autre part, les plus fortes (ou faibles) augmentations ne correspondent pas entre ces deux paramètres entre les différentes régions et sous bassins, ce qui pourrait traduire une différence de comportement (effets locaux, fonctionnement interne) entre les sous-bassins versants.

2.1.2. Estimation non-paramétrique de l'évolution à long terme des débits et des précipitations régionalisées par LOESS

L'évolution à long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est ici étudiée par l'application de lissage de type LOESS. Cette méthode non-paramétrique (i.e. sans hypothèse quant à la forme de la fonction de régression, voir partie I.2.2.2), permet une première analyse des modalités de l'évolution à long terme des débits.

L'évolution à long terme des débits des différents sous-bassins versants est comparée à celle présente dans les régions de précipitations correspondantes (figure II.8). Le calcul s'effectue sur des données annuelles (meilleure représentativité de l'évolution à long terme, mais aussi pour s'affranchir des problèmes inhérents à différents pas d'échantillonnages), centrées-réduites, pour la même période. Deux types de lissage LOESS sont appliqués pour comprendre au mieux cette évolution, pour des fenêtres de régression à 25% (évolution à plus court terme) et à 50% (évolution à plus long terme) des données.

Les débits du Mississippi présentent une évolution à long terme ayant un comportement apparemment structuré par des fluctuations interannuelles marquées. Quatre grandes périodes hydrologiques peuvent être identifiées pour tous les sous-bassins versants : une période de plus faibles débits avant le début des années 1940 ; une période de plus forts débits aux alentours de 1950 ; une période de plus faibles débits de 1955 à 1970 ; une très forte augmentation des débits à partir de 1970. Les périodes de basses-eaux correspondent en effet à des périodes de grandes sécheresses aux Etats-Unis (McCabe et al., 2004).

Dans le détail, ces périodes semblent plus particulièrement structurées pour la période post-1970 (ainsi que, dans une moindre mesure, pour la période de 1955 à 1970). Dans tous les cas, le bassin versant du Mississippi se caractérise par une forte augmentation globale des débits à partir de 1970. Le maximum de débits est observé dans les années 1990 ; et une diminution semble être observée à partir de 2000, pour tous les sous-bassins.

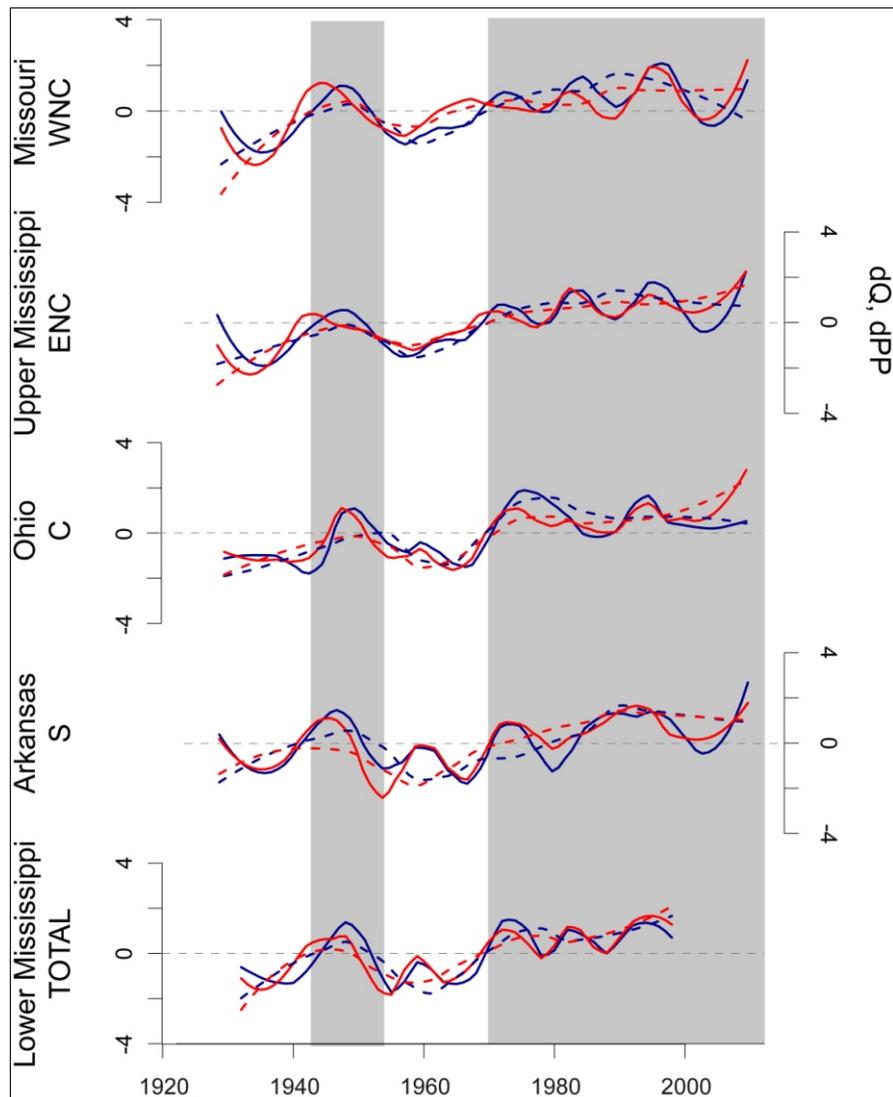


Figure II-8 : Comparaison de l'évolution à long terme (estimée par LOESS) entre les débits (bleu) et les précipitations régionalisées (rouge) à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Les données sont des moyennes annuelles, centrées-réduites pour permettre une comparaison entre les débits/précipitations, ainsi qu'entre les sous-bassins versants. Les LOESS sont estimés à 25% (trait plein) et 50% (pointillé) des données.

Globalement, l'évolution à long terme des précipitations régionalisées est similaire à celle observée dans les débits, suivant les régions associées respectivement. Les périodes de plus fortes (ou de plus faibles) débits correspondent bien aux périodes de plus fortes (plus faibles) précipitations. Les structurations, y compris celles observées post-1970, sont également présentes et semblables (de faibles différences, notamment sur l'amplitude ou sur l'occurrence de certains maxima/minima sont toutefois à noter).

Ces résultats indiquent donc que l'évolution à long terme des débits est logiquement fortement liée à celle observée dans les précipitations, à la fois en termes de tendances et de structurations.

2.2. Evolution des extrêmes hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents

L'évolution à long terme des extrêmes hydrologiques du Mississippi (minima et maxima) est évaluée comme précédemment, puis par des lissages de type LOESS successifs. L'évolution des extrêmes hydrologiques est comparée à l'évolution moyenne annuelle des débits (représentative des débits décrits en partie I.2.1.1), mais aussi à l'évolution des extrema observés dans les précipitations régionalisées.

2.2.1. Tendances linéaires observées dans les extrema

L'évolution à long terme estimée par tendances linéaires des extrema (minima et maxima) et des moyennes annuelles des débits du Mississippi et de ses principaux bassins-versants sont présentés sur la figure II.9. Les résultats sont synthétisés et comparés aux tendances linéaires de ces paramètres observés dans les précipitations régionalisées (présentées en Annexe 2), en tableau II.3.

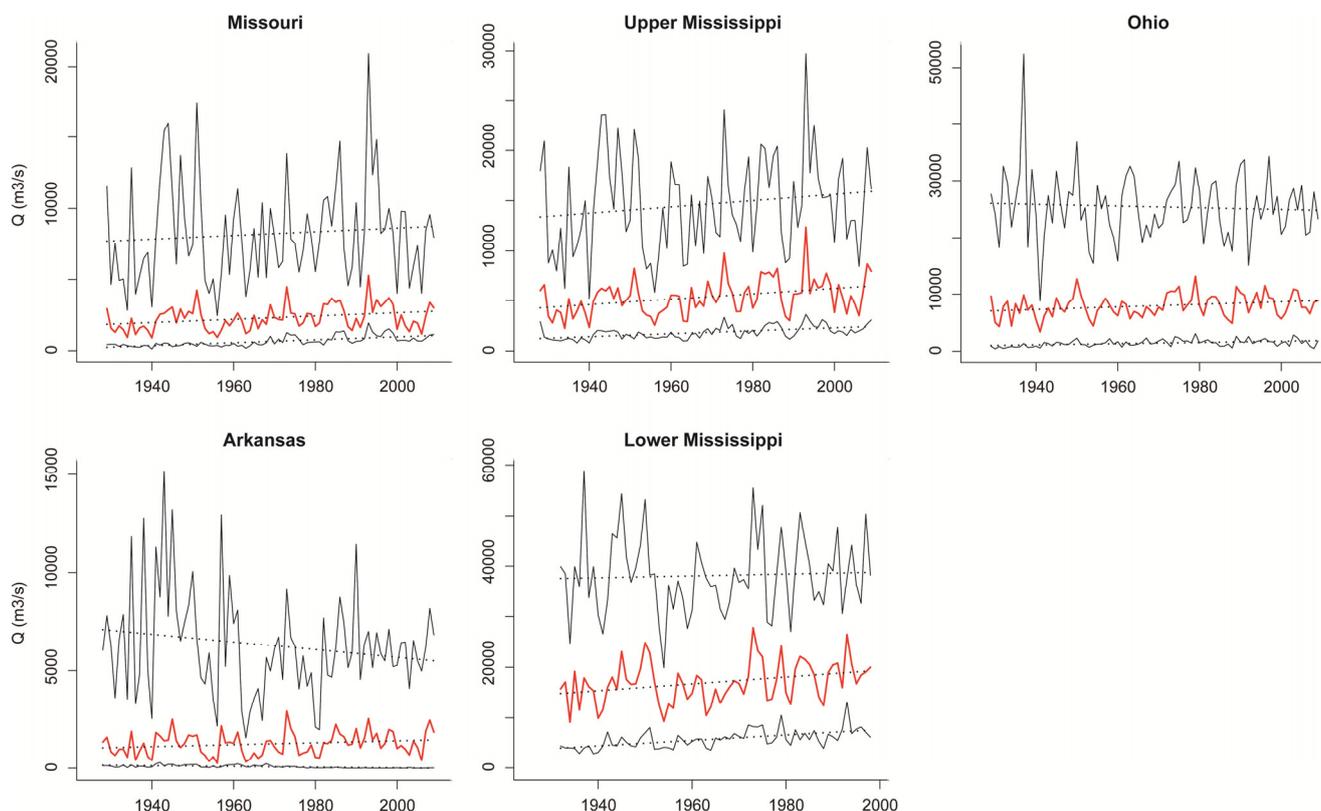


Figure II-9 : Tendances observées sur les débits moyen (rouge), maximum et minimum du Mississippi et de ses principaux affluents

Pour des raisons de lisibilité, l'échelle indiquant le débit (axe y) n'est pas uniformisée, mais propre à chaque sous-bassin versant pour refléter au mieux la variabilité des trois paramètres hydrologiques.

Les extrema annuels (Q_{\max} , Q_{\min}) du Mississippi et de ses principaux affluents suivent globalement une évolution similaire aux débits moyens annuels (Q_{moy}), en décrivant des tendances à l'augmentation sur la période considérée. Seuls les Q_{\max} et Q_{\min} de l'Arkansas et les Q_{\max} de l'Ohio présentent une différence majeure, à savoir des tendances à la diminution.

Paramètres	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
$Q_{\text{moy}} / PP_{\text{moy}}$	+ / \approx	+ / +	+ / +	+ / +	+ / +
Q_{\min} / PP_{\min}	+ / -	+ / +	+ / +	- / +	+ / +
Q_{\max} / PP_{\max}	+ / +	+ / +	- / +	- / +	+ / +

Tableau II-3 : Comparaison des tendances observées sur les valeurs annuelles moyennes, minimales et maximales des débits (Q) / précipitations régionalisées (PP)

Les tendances à l'augmentation (+), à la diminution (-) ou à la stabilisation (\approx) sont représentées en rouge si des différences sont observées entre les précipitations et les débits.

L'évolution à long terme des extrêmes des débits du Mississippi sont pour la plupart reliés à celles des extrêmes observés dans les précipitations régionalisées (Annexe 2). Par exemple, une augmentation des débits minimums annuels de l'Upper Mississippi est en relation avec une augmentation des précipitations minimums annuelles de la région ENC. Les différences préalablement observées sur la comparaison des débits extrêmes/débits moyens sont également retrouvées pour les Q_{\max} et Q_{\min} de l'Arkansas et les Q_{\max} de l'Ohio, qui présentent des tendances opposées à celles observées dans les précipitations. On remarque, cependant, une différence notable dans les Q_{\min} du Missouri (augmentation), qui ne correspondent pas à la tendance observée dans la région WNC (diminution).

L'analyse de la répartition des extrema annuels (Q_{\max} , Q_{\min}) du Mississippi et de ses principaux affluents permet également de mettre en évidence une différence de comportement par rapport au débit moyen annuel (Q_{moy}) : l'écart à la moyenne est plus important pour les Q_{\max} que pour les Q_{\min} , sur l'ensemble des sous-bassins versants. Ceci traduit l'importance des événements extrêmes (ex : très fortes pluies) dans la variabilité des débits du Mississippi.

2.2.2. Structuration de l'évolution à long terme des minima et maxima annuels par LOESS

L'évolution à long terme des extrema annuels des débits et des précipitations régionalisées décrite et caractérisée par LOESS est présentée sur la figure II.10 (*minima*) et figure II.11 (*maxima*). De la même façon que précédemment, deux types de LOESS sont appliqués pour comprendre au mieux cette évolution, pour des fenêtres de régression à 25% (évolution à plus court terme) et à 50% (évolution à plus long terme) des données.

Minima annuels

Les minima annuels des débits (Q_{\min}) du Mississippi et de ses principaux affluents présentent une évolution sur le long terme structurée (figure II.10), semblable à celle observée pour les débits annuels moyens (selon chaque sous bassin versant respectivement). Cette structuration est notamment marquée par de fortes valeurs des débits minimums à partir des années 1970 pour tous les sous bassins versants (un peu plus précocement pour l'Ohio, au début des années 1960), à l'exception de l'Arkansas qui est marquée par une diminution brutale de ses minima à la même période.

D'autre part, les minimums annuels des débits suivent également une évolution similaire aux minimums des précipitations régionalisées (PP_{\min}) respectives (figure II.10). Bien que

plusieurs différences puissent être observées entre l'évolution de ces deux signaux, notamment en termes d'amplitude, le comportement général des ajustements (tendance générale, structuration) est globalement proche. Ceci est tout particulièrement observé pour le Lower Mississippi et l'Ohio.

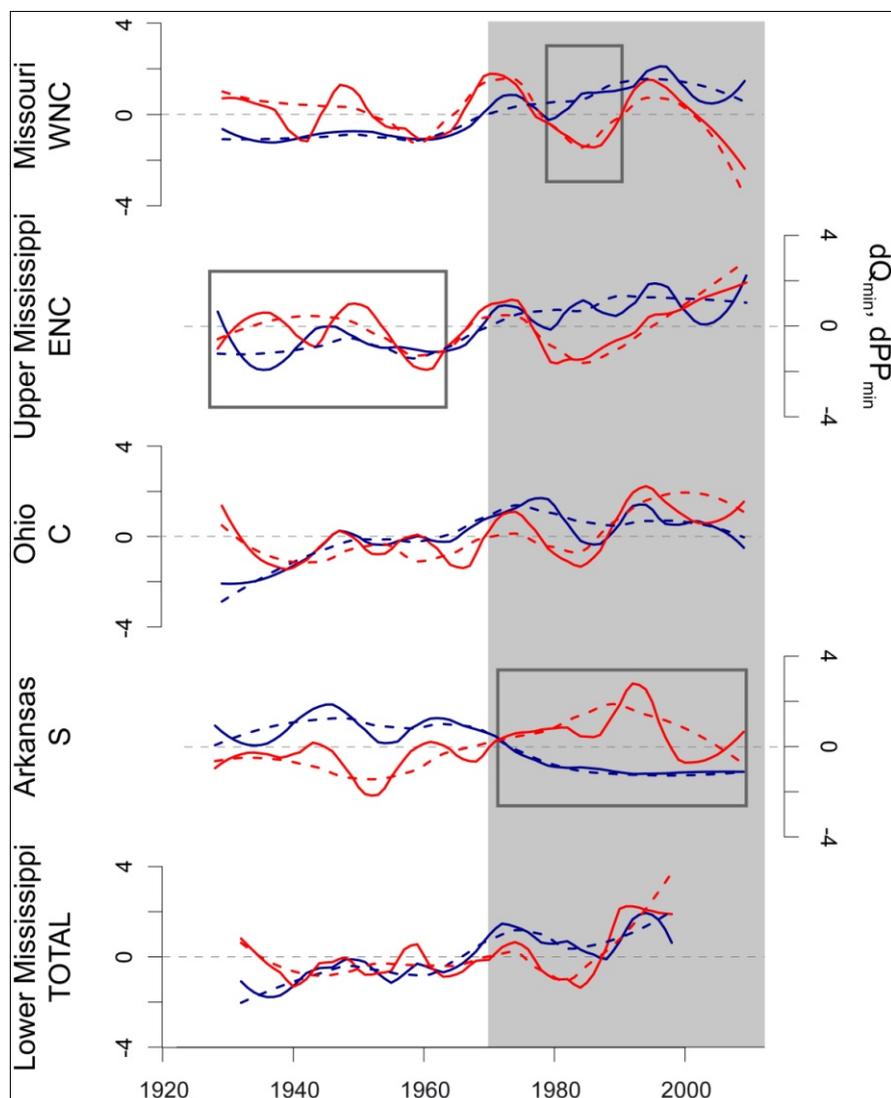


Figure II-10 : Comparaison de l'évolution à long terme (estimée par LOESS) entre les minima annuels des débits (bleu) et des précipitations régionalisées (rouge) à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Les données sont des extrema annuels, centrés-réduits pour permettre une comparaison entre les débits/précipitations, ainsi qu'entre les sous-bassins versants. Les LOESS sont estimés à 25% (trait plein) et 50% (pointillé) des données. Les rectangles (gris) indiquent les différences notables entre débits et précipitations.

Cependant, comme révélé précédemment par la comparaison des tendances linéaires, le Missouri et l'Arkansas sont effectivement marqués par des différences importantes entre l'évolution des minima annuels de débits et de précipitations. L'Arkansas présente, en effet, une forte tendance à la diminution de ses débits minimums, alors qu'une augmentation est observée dans les précipitations minimums. On notera également une perte de la structuration dans les débits minimums de l'Arkansas après 1970. Le Missouri présente une légère tendance à l'augmentation de ses débits minimums, contre une légère diminution des

précipitations minimums. La structuration des débits reste semblable à celle observée dans les précipitations, à l'exception d'une courte période dans les années 1980. Enfin, l'Upper Mississippi présente de fortes dissimilarités avec les précipitations non relevées jusque lors, avant le milieu des années 1960.

Maxima annuels

Les maximums annuels des débits (Q_{max}) du Mississippi et de ses principaux affluents présentent une évolution sur le long terme structurée (figure II.10). Cette structuration est plus ou moins semblable à celle observée pour les débits annuels moyens (selon chaque sous bassin versant respectivement). La principale différence entre ces structurations provient de l'amplitude : bien qu'une augmentation des maximums annuels semble se dessiner à partir de 1970 pour tous les sous bassins versants (excepté l'Ohio), l'amplitude est plus importante avant la fin des années 1950.

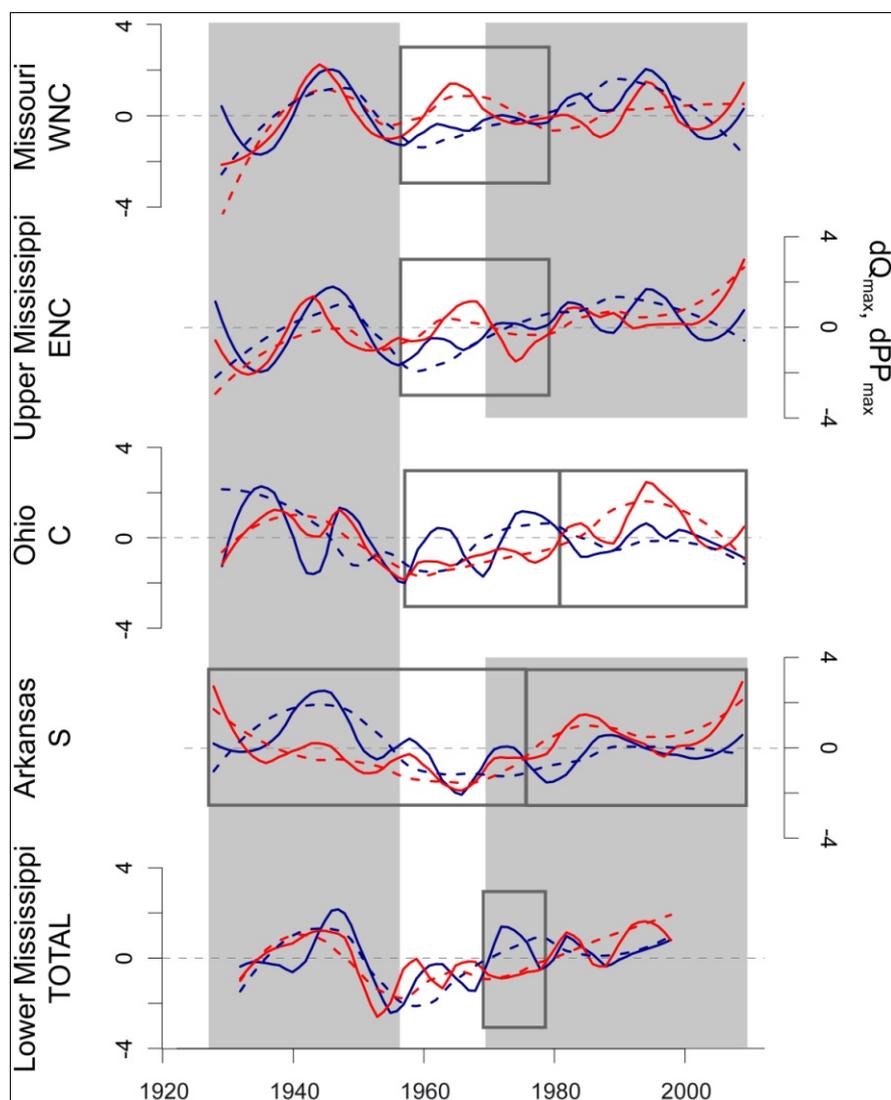


Figure II-11 : Comparaison de l'évolution à long terme (estimée par LOESS) entre les maxima annuels des débits (bleu) et des précipitations régionalisées (rouge) à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Les données sont des extrema annuels, centrés-réduits pour permettre une comparaison entre les débits/précipitations, ainsi qu'entre les sous-bassins versants. Les LOESS sont estimés à 25% (trait plein) et 50% (pointillé) des données. Les rectangles (gris) indiquent les différences notables entre débits et précipitations.

D'autre part, les maximums annuels des débits suivent également une évolution similaire aux maximums des précipitations régionalisées (PP_{max}) respectives par sous bassins (figure II.11). Bien que de nombreuses différences puissent être observées entre l'évolution de ces deux signaux, notamment en termes d'amplitude et/ou de structuration, le comportement général des ajustements (tendance générale, structuration) est relativement proche, au moins sur une partie des observations. Par exemple, la forte amplitude détectée avant la fin des années 1950 semble reliée aux précipitations pour tous les sous bassins versants (sauf l'Arkansas). Le Missouri et l'Upper Mississippi ont une évolution semblable aux maximums de précipitations, à l'exception d'une période localisée depuis la fin des années 1950 jusqu'en 1980, où les débits maximums varient peu alors qu'une forte amplitude est marquée dans les précipitations.

Comme révélé précédemment par la comparaison des tendances linéaires, l'Arkansas et l'Ohio sont effectivement marqués par des différences importantes avec l'évolution des maximums de précipitations (tendance à la diminution des débits contre une tendance à l'augmentation des maximums de précipitations). Dans le détail, ces deux sous bassins versants présentent également d'autres différences intéressantes. Depuis la fin des années 1950 jusqu'en 1980, l'Ohio présente une structuration et une amplitude des maxima de débits qui ne sont pas observées dans les maxima de précipitations, puis seulement une différence d'amplitude, qui se trouve plus faible des Q_{max} après 1980. L'Arkansas présente une structuration similaire entre les maximums de débits et les maximums de précipitations, avec toutefois une différence d'amplitude qui s'inverse vers la fin des années 1970 : les plus fortes valeurs des maximums Q_{max} sont exprimées avant cette période, contre les plus faibles valeurs des PP_{max} ; les plus faibles valeurs de Q_{max} après 1970, contre les plus fortes valeurs des PP_{max} . Bien que les différences d'amplitudes soient inhérentes aux données mêmes (variations relatives d'une ou plusieurs années exceptionnellement fortes ou faibles par rapport à l'ensemble des données), cette période va traduire un changement de comportement du bassin versant de l'Arkansas vis-à-vis des maximums de précipitations : pour des maximums de précipitations proportionnellement plus forts après la fin des années 1970, la réponse des débits est proportionnellement plus faible ; et inversement avant la fin des années 1970, la réponse des maximums de débits est proportionnellement plus forte pour des maximums de précipitations proportionnellement plus faibles.

Enfin, le Lower Mississippi présente une structuration des maxima de débits similaire aux maxima de précipitations (avec la présence de quelques décalages temporels), à l'exception d'une période entre 1970 et 1980, où les maximums de débits enregistrés présentent de fortes amplitudes positives, observées pour l'Arkansas mais non relevées dans les précipitations composites TOTALE. Ces quelques différences peuvent, dans ce cas, être attribuées au côté « intégrateur » des débits du Lower Mississippi et au choix de la méthodologie de construction des données composites, qui ne prend pas en compte les contributions des différentes zones climatiques (calculée par une moyenne des différentes zones recouvrant le bassin versant du Mississippi) contrairement aux débits.

2.3. Régimes hydrologiques

La détermination des régimes hydrologiques inter-annuels pour chaque sous-bassin permet une bonne représentation générale de la distribution des débits moyens mensuels au cours de l'année. Cette méthode est classiquement utilisée en hydrologie pour caractériser le fonctionnement hydrologique des rivières, notamment en réponse au contexte climatique régional. Le régime hydrologique correspond ainsi à un état hydrologique moyen sur une période donnée. Cependant, le fonctionnement hydrologique n'est probablement pas stationnaire au cours du temps (évolution des contraintes climatiques régionales et changement climatique global, anthropisation...).

Les régimes hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents (figure II.12) ont été déterminés sur les périodes 1928-2009 pour l'Upper Mississippi et l'Arkansas, sur 1929-2009 pour le Missouri et l'Ohio, et sur 1932-1998 sur le Lower Mississippi :

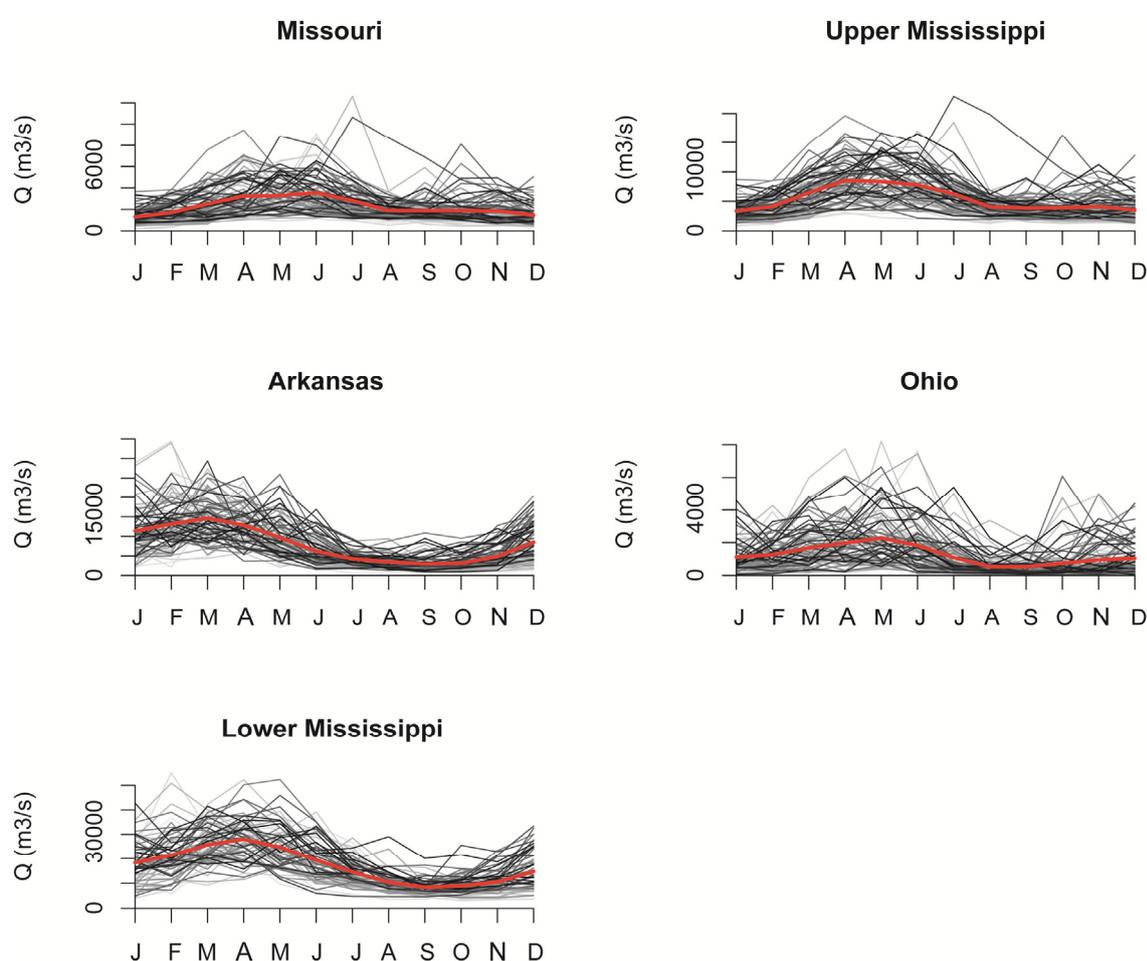


Figure II-12 : Régimes hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents

Les régimes hydrologiques sont distribués graduellement du plus ancien (gris clair) au plus récent (noir). Le module mensuel inter-annuel (rouge) représente le régime hydrologique moyen sur l'ensemble de la période. Les lettres désignent les mois de l'année, de janvier à décembre.

Globalement, l'évolution au cours du temps marque une diminution de l'écart à la moyenne pour l'ensemble des bassins : les valeurs de débits les plus anciennes, en gris, semblent avoir des écarts plus importants que les valeurs les plus récentes, en noir. Ceci traduirait

donc que les débits minimum ont eu tendances à augmenter, et que les écarts avec les débits maximum soient devenu plus faibles ; ce qui est concordant avec les résultats obtenus sur les tendances des extrema de débits.

De faibles décalages dans le temps des régimes de hautes-eaux peuvent être également identifiés. Par exemple, le pic printanier du Missouri semble évoluer d'avril à juin au cours du temps (plusieurs pics successifs peuvent être observés pour les trois mois concernés), les plus anciens (gris) étant a priori focalisé en avril.

Enfin, il est à noter que l'écart au module interannuel moyen se focalise sur les hautes-eaux. Ceci est généralement typique de la variabilité climatique inter-annuelle affectant le mode d'alimentation du bassin (i.e. les précipitations).

Même s'il est difficile de pouvoir identifier des modifications importantes de la distribution des régimes hydrologiques au cours du temps, les modifications décrites (diminution de l'écart à la moyenne, décalages dans le temps des pics de crues...) peuvent être comparées à l'évolution de la distribution des précipitations pour déterminer si ces évolutions sont d'origine climatique ou issus d'autres facteurs. Les régimes pluviométriques associés aux principaux sous-bassins versant du Mississippi ont été déterminé pour la période 1895-2009 (figure II.13) :

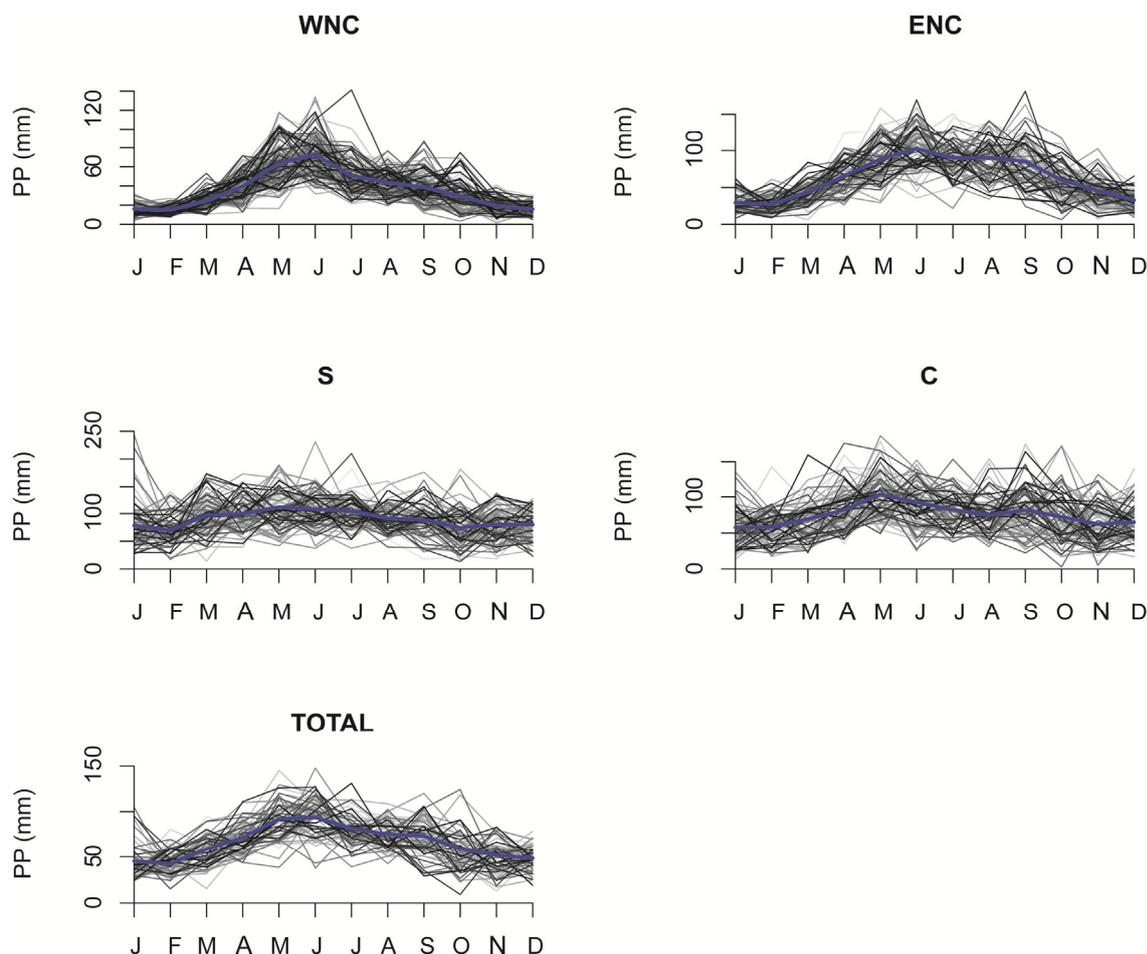


Figure II-13 : Régimes pluviométriques à l'échelle du bassin versant du Mississippi

Les régimes pluviométriques sont distribués graduellement du plus ancien (gris clair) au plus récent (noir). Le module mensuel inter-annuel (bleu) représente le régime hydrologique moyen sur l'ensemble de la période. Les lettres désignent les mois de l'année, de janvier à décembre.

La distribution des régimes pluviométriques est beaucoup plus fluctuante au cours de l'année que ce qui a pu être observé sur les débits. De ce fait (mais aussi du type de représentation choisie), il est difficile d'attribuer des modifications dans la répartition des précipitations au cours de l'année, qui ne semble pas affectés par de changements majeurs en tous les cas.

Il apparaît donc nécessaire d'effectuer une analyse plus fine pour relier les changements de modalités observés dans les régimes hydrologiques, en étudiant ces relations à l'échelle saisonnière.

2.4. Synthèse sur l'évolution des caractéristiques hydrologiques du bassin versant du Mississippi

L'évolution tendancielle à long terme (tendances linéaires, filtrages de type LOESS) des débits du Mississippi et de ses principaux affluents suit globalement celle observée dans les précipitations régionalisées, selon chaque sous-bassin versant. Une synthèse des résultats de la comparaison débits/précipitations sur les différents paramètres hydrologiques relatifs au débit (Q_{moy} , Q_{max} , Q_{min}), reprenant les principales différences observées, est présentée dans le tableau II.4.

L'analyse des tendances linéaires à long terme des débits indique une augmentation significative de ces derniers pour tous les sous-bassins versants du Mississippi. L'Arkansas se distingue tout de même par une augmentation plus faible que les autres affluents. Cette augmentation est directement à mettre en relation avec les tendances à l'augmentation observées dans les précipitations (bien que non significatives statistiquement).

Cependant, les LOESS suggèrent un comportement structuré de l'évolution des débits et des précipitations pour le bassin versant du Mississippi dans son ensemble, avec des périodes de faibles débits/précipitations avant le début des années 1940 et de 1955 à 1970, ainsi que des périodes de plus forts débits/précipitations aux alentours de 1950 et surtout à partir de 1970.

De la même façon, on observe une augmentation globale des débits extrêmes annuels (minima, maxima) en relation avec l'augmentation des tendances globales moyennes (débits et précipitations), à l'exception du Missouri (Q_{min}), de l'Ohio (Q_{max}) et de l'Arkansas (Q_{min} , Q_{max}).

Paramètres	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
Q_{moy} PPmoy	+ (>1970)	+ (>1970)	+ (>1970)	+ (>1970)	+ (>1970)
Q_{min} PPmin	+ / - T	+ S (<1960-1970)	+ (>1970)	- / + T	+ (>1970)
Q_{max} PPmax	+ S (fin 1950-1980)	+ S (fin 1950-1980)	- / + T (fin 1950-1980)	- / + T, A (>fin 1970)	+ S (1970-1980)

Tableau II-4 : Synthèse de l'évolution tendancielle à long terme observée entre débits / précipitations régionalisées des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Ce tableau reprend les caractéristiques des tendances observées dans les débits, en comparaison des précipitations. Les différences majeures sont signifiées en gras pour des différences sur : tendance = T, structuration = S, amplitude = A. Les différences indiquées en rouge correspondent aux différences d'évolution des tendances linéaires. Si aucune différence n'est observée, l'évolution générale est indiquée.

La structuration des minima annuels est semblable à celle observée pour les débits annuels moyens (selon chaque sous bassin versant). Cette structuration est notamment marquée par de fortes valeurs des débits minimums à partir des années 1970 pour tous les sous bassins, à l'exception de l'Arkansas qui est marqué (à la même période) par une diminution brutale de ses minima. Ces structurations sont similaires à celles observées dans les minima annuels de précipitations, à l'exception de l'Upper Mississippi se distingue par de fortes dissimilarités de structuration avec les précipitations avant le milieu des années 1960.

La structuration des maxima annuels est plus complexe : bien que globalement semblable à celle observée pour les débits annuels moyens (selon chaque sous bassin versant), elle présente des différences notables d'amplitude, ainsi que de plus nombreuses dissimilarités de structuration avec les précipitations que les autres paramètres hydrologiques. L'Arkansas et l'Ohio sont marqués par les différences les plus importantes : l'Ohio présente une structuration qui n'est pas observée dans les précipitations entre 1950-1960 et 1980, l'Arkansas présente une structuration similaire aux maximums de précipitations avec une différence en termes d'amplitude, qui s'inverse vers la fin des années 1970, traduisant un changement de comportement de ce bassin versant de l'Arkansas vis-à-vis des maximums de précipitations.

Enfin, l'analyse des régimes hydrologiques annuels a mis en évidence une diminution de l'écart à la moyenne de débits pour l'ensemble des bassins, soulignant notamment l'augmentation des débits minimums. De possibles décalages dans le temps de l'occurrence des hautes-eaux (pics saisonniers) sont également mis en avant.

Ces résultats indiquent donc que l'évolution à long terme des paramètres du débit du Mississippi et de ses principaux affluents est, pour la plupart des cas, en relation avec l'évolution des précipitations. Toutefois, les différents résultats soulignent des changements potentiellement importants au cours du temps des caractéristiques hydrologiques liés à un caractère probablement fortement instationnaire du signal d'entrée climatique. A ce stade, le recours à des approches d'analyses de séries chronologiques adaptées à l'étude des différentes échelles de variabilité caractérisant les signaux hydrologiques, et à leur variation au cours du temps, s'avèrent déterminant.

D'autre part, des différences dans l'évolution à long terme ont été observées entre les débits et les précipitations (notamment sur les extrema). Il sera donc nécessaire de déterminer les facteurs responsables de ces différences, en particulier de comprendre si l'origine de ces différences est d'ordre climatique, ou interne au bassin versant (géomorphologie, occupations des sols, aménagements...).

3. DETERMINATION DES PRINCIPAUX MODES DE VARIABILITE DES DEBITS DU MISSISSIPPI ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS (DE 1928 A 2009)

Les analyses de l'évolution des caractéristiques hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents ont permis de montrer une certaine structuration de l'évolution des débits au cours du temps (débits et extrema annuels), majoritairement en relation avec les précipitations. Ces résultats suggèrent donc une forte variabilité structurée au cours du temps, et donc le caractère non-linéaire de l'évolution de ces paramètres hydrologiques.

Bien que sur de grandes échelles de temps (centennale par exemple), une évolution linéaire de ces paramètres peut être appréciée, les différentes études menées sur les grandes tendances de l'évolution des paramètres hydrologiques et climatiques (partie II.1) précisent toutefois une certaine variabilité de ces paramètres au cours du temps (Groisman et al., 2001, 2004 ; Huntington, 2006 ; Karl et al., 1996 ; Karl et Knight, 1998 ; Kunkel, 2003 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wollock, 2002).

De nombreuses études ont pour objet de caractériser la variabilité hydrologique et de comprendre les changements que cette variabilité induit (changements abruptes, les fluctuations, tendances observées...), mais aussi pouvoir identifier l'origine de ces variations, majoritairement reliées aux fluctuations du climat (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Collins, 2009 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Kahya et Dracup, 1993 ; Küçük et al., 2009 ; Labat, 2006, 2008, 2010 ; Massei et al., 2007, 2009 ; Tootle et al., 2005).

La variabilité des débits est fortement associée à la succession des périodes sèches et humides observées au cours du siècle dernier. Cette variabilité peut toutefois s'exprimer sur différentes échelles de temps, que ce soit à l'échelle inter-annuelle, à l'échelle décennale ou à plus long terme. A l'échelle globale, Labat (2006) a identifié les fluctuations récentes du cycle hydrologique de surface dans les débits de plusieurs grands fleuves mondiaux, pour des échelles inter-annuelles (fluctuations d'une périodicité de 4-8 ans), décennale et pluri-décennale (14-16 ans, 20-25 ans, 30-40 ans). A l'échelle de l'Amérique du Nord, des fluctuations sont également détectées dans la variabilité inter-annuelle des débits (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Coulibaly et Burn, 2004) et des précipitations du Canada (Coulibaly, 2006). De la même façon, des variations d'échelles décennale et pluri-décennale sont détectées dans les précipitations de 168 stations de la région centrale des Etats-Unis, où les différentes phases des fluctuations identifiées à 20ans sont associées aux périodes sèches (phases négatives) et humides (phases positives) de la région (Hu et al., 1998).

D'autre part, le caractère fortement non-stationnaire des débits et des précipitations implique également que la variabilité ne s'exprime pas uniformément dans le temps. Ainsi, Pagano et Garen (2005) reportent trois périodes différentes dans la variabilité des débits dans l'Ouest des Etats-Unis :

- une période entre les années 1930 et 1950, marquée par une faible variabilité et une faible persistance hydrologique, se traduisant par le fait que les périodes sèches et humides se suivent alternativement ;

- une période entre les années 1950 et 1970, période de faible variabilité et d'anti-persistance : les périodes sèches sont plus souvent suivies par plus de périodes humides (et inversement) ;

- après les années 1980, qui correspond à une période de forte variabilité et de forte persistance.

McCabe et Wolock (2002) indiquent une augmentation « brutale » (plutôt que linéaire) des débits en 1970 aux Etats-Unis. Hu et al. (1998) reportent également une amplification après le milieu des années 1960 des variations décennales (12 ans) des précipitations de la région centrale des Etats-Unis, accompagné d'une réduction de l'amplitude des variations pluri-décennales (20 ans).

Le caractère non-stationnaire de la variabilité des paramètres hydrologiques souligné par ces études et par les résultats précédents implique une méthodologie d'étude spécifique. Les méthodes spectrales du traitement du signal, comme les méthodes basées sur la transformée en ondelette qui permettent de détecter les structures (périodicités, fluctuations) et leur évolution au cours du temps (discontinuités), sont particulièrement adaptées au problème de l'instationarité.

3.1. Caractérisation préliminaire du comportement spectral des débits du Mississippi : fonction d'autocorrélation et spectre de Fourier

Les fonctions d'autocorrélations et les analyses spectrales de Fourier sont utilisées en premier lieu dans le but de déterminer les principales échelles temporelles caractérisant la variabilité des séries de débit étudiées du Mississippi et de ses principaux affluents (figure II.14) : la fonction d'autocorrélation permet de déterminer le degré de structuration globale des données ; les analyses spectrales de Fourier permettent de déterminer les régimes scalaires ainsi que les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des débits (identification des fréquences présentes dans le signal). Les principaux résultats de ces analyses spectrales préliminaires sont synthétisés dans le tableau II.5.

Les fonctions d'autocorrélation (figure II.14) montrent une forte périodicité, au travers de regain de corrélation périodique en fonction du décalage tous les 365 jours environ, correspondant à une forte structuration du cycle annuel dans les débits du Mississippi et de ses principaux affluents. Le Lower Mississippi et l'Ohio montrent un plus grand degré de corrélation, c'est-à-dire une plus forte structuration du cycle hydrologique, alors que l'Arkansas apparaît comme le sous-bassin versant le moins structuré.

L'effet mémoire, paramètre représentant le degré de corrélation linéaire entre valeurs successives, est estimé ici en ajustant une décroissance exponentielle ($y=y_0+a.e^{-b.t}$) aux autocorrélogrammes. La vitesse de décroissance de cet ajustement exponentiel (exprimé en jours⁻¹) caractérise alors la vitesse à laquelle l'information est perdue dans les séries de débits. L'effet mémoire est donc estimé par la valeur du paramètre b de l'ajustement : plus la valeur de b est grande, plus l'effet mémoire est grand. Sur le bassin versant du Mississippi (table II.5), l'Arkansas possède le plus petit effet mémoire ($-2,98.10^{-2} j^{-1}$) alors que le Missouri présente le plus grand ($-2,26.10^{-2} j^{-1}$).

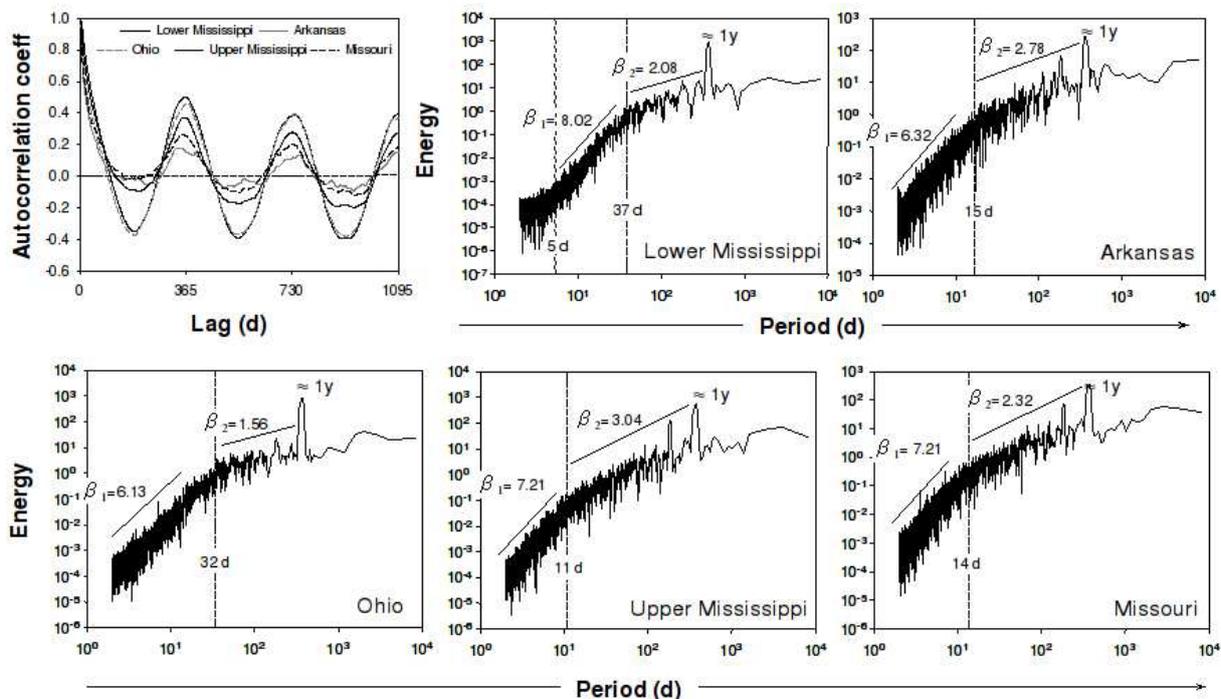


Figure II-14 : Autocorrélations et spectres de Fourier des débits du Mississippi (d'après Massei et al., in press)

Les analyses spectrales de Fourier des débits du bassin versant du Mississippi (figure II.14) révèlent l'existence d'une rupture de pente dans les spectres, séparant deux types de comportements de la variabilité, c'est-à-dire deux types de régimes de variabilité distincts. L'échelle de temps indiquant la rupture de pente séparant ces deux types de régimes correspond à celle séparant les fluctuations météorologiques à court terme des oscillations climatiques à long terme. La période de Fourier séparant ces deux domaines est connue sous le nom de maximum synoptique, défini comme étant l'échelle de temps maximale pour laquelle les événements synoptiques perdurent. Les valeurs des exposants spectraux β apportent des renseignements sur la variabilité de chaque signal, selon l'échelle de temps considérée : une faible valeur de β correspond à une plus grande variabilité dans les données, alors qu'une forte valeur de β correspond à des variations plus faibles. Les deux différentes pentes β_1 et β_2 caractérisent donc deux types de régimes de variabilité, respectivement associés à une variabilité à court terme (β_1) et à une variabilité à long terme (β_2).

Les spectres présentent tous une périodicité d'environ 1an (cycle annuel), et sont caractérisés par des valeurs distinctes de leurs exposants β_1 et β_2 , avec une légère différence dans leurs maximums synoptiques (de 11 à 37 jours).

Sur le long terme (β_2), les sous-bassins versants du Mississippi révèlent différents comportements : l'Upper Mississippi présente une plus faible variabilité (plus grand β_2) que les autres sous-bassins versants, alors que l'Ohio se caractérise par une plus grande variabilité (plus petit β_2).

Sur le court terme (β_1), l'Ohio et l'Arkansas présentent une forte variabilité (plus petits β_1) alors que l'Upper Mississippi, le Missouri et le Lower Mississippi montrent de plus faibles variations (plus grands β_1).

Paramètres spectraux	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
Effet mémoire	$-2,26 \cdot 10^{-2} \text{ j}^{-1}$	$-2,32 \cdot 10^{-2} \text{ j}^{-1}$	$-2,70 \cdot 10^{-2} \text{ j}^{-1}$	$-2,98 \cdot 10^{-2} \text{ j}^{-1}$	$-2,64 \cdot 10^{-2} \text{ j}^{-1}$
Maximum synoptique	14 jours	11 jours	32 jours	15 jours	14 jours
Exposant β_1	7,21	7,21	6,13	6,32	8,02
Exposant β_2	2,32	3,04	1,56	2,78	2,08

Tableau II-5 : Principales caractéristiques spectrales des débits du Mississippi et de ses principaux sous-bassins versants

Les fonctions d'autocorrélation suggèrent donc que les débits du bassin versant du Mississippi sont fortement structurés, en particulier par le cycle annuel. L'analyse des spectres de Fourier confirme l'importance de ce cycle dans la structuration des débits. Ces analyses révèlent également que les débits du Mississippi et de ses principaux affluents se structurent suivant deux régimes distincts de variabilité, à court terme et sur le long terme. La variabilité associée à ces deux types de régimes est inhérente à chaque sous-bassin versant. Notamment, l'Arkansas est le sous-bassin versant qui présente les propriétés les plus contrastées entre ces deux régimes de variabilité (forte variabilité sur le court terme, et une variabilité plus faible sur le long terme), mais présente également le cycle annuel le moins structuré.

Cependant, ces analyses spectrales préliminaires permettent seulement d'avoir des informations sur le comportement général des débits du Mississippi. Pour approfondir la compréhension du comportement des débits, et notamment pour comprendre pourquoi l'Arkansas présente un comportement si particulier par exemple, de nouvelles recherches sont nécessaires pour approfondir cette notion de variabilité hydrologique.

3.2. Identification des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi par transformée en ondelettes continue

Contrairement aux méthodes spectrales classiquement utilisées (comme la transformée de Fourier), la transformée en ondelettes permet une localisation dans le temps de la variabilité d'un signal donné. De plus, cette méthode autorise d'outrepasser une seconde limitation de la transformée de Fourier, qui implique de détecter des cycles. Or, la variabilité des paramètres naturels (que ce soit des variables climatiques ou hydrologiques), ne s'exprime pas toujours au travers de cycles ou périodicités, en tous les cas pas nécessaire à l'échelle de temps considérée (surtout en hydrologie, dont les données remontent rarement au-delà du XX^e siècle). Pour décrire correctement ces fluctuations, il est donc nécessaire d'identifier des « pics d'énergie » ou des « bandes d'énergie » recouvrant certaines échelles de temps, ce qu'autorise la transformée en ondelettes (que ce soit pour des fluctuations périodiques ou non). Cette méthode constitue donc un outil particulièrement adapté à l'étude des variables non-stationnaires, comme les paramètres climatiques ou hydrologiques.

Les analyses en ondelettes continues sont donc ici utilisées pour identifier les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux sous-bassins versants, mais aussi pour détecter d'éventuelles ruptures temporelles dans la structuration de cette variabilité. Autrement dit, pour quelles échelles de temps caractéristiques les débits évoluent-ils ? La structuration de la variabilité est-elle identique ou évolue-t-elle au cours du temps ?

Les spectres locaux des analyses en ondelettes des débits journaliers du Mississippi sont présentés sur la figure II.15. Les modes de variabilité identifiés sont testés statistiquement par simulations de Monte-Carlo contre un bruit blanc ($AR(1) = 0$), à un niveau de confiance de 90%.

Le Mississippi et ses principaux bassins versants se caractérisent par plusieurs modes de variabilité, de l'échelle annuelle aux échelles inter-annuelle, décennale et sur le long terme (figure II.15) :

- 1an : un cycle annuel structuré est observé, marqué par une forte atténuation entre 1955 et 1975 pour tous les bassins (toutefois moins marqué sur le Lower Mississippi et l'Ohio) ;
- 2-4 ans : une forte fluctuation apparaît aux alentours de 1990 pour tous les bassins versants, excepté l'Ohio ;
- 3-6 ans et 5-8 ans : une fluctuation à 5-8ans, affectée par un changement vers une fluctuation à 3-6 ans vers 1970. Une autre fluctuation à 5-8 ans est également détectée aux alentours de 2000 pour l'Ohio uniquement ;
- 8-16 ans : une forte fluctuation est détectée après 1970, caractérisant distinctement le Missouri et l'Upper Mississippi ;
- 12-16 ans : une fluctuation d'échelle décennale est détectée seulement pour l'Arkansas (forte) et le Lower Mississippi (plus faible que l'Arkansas), entre 1940 et 1990. Cette fluctuation est également détectée dans l'Ohio, mais faiblement exprimée et localisée avant 1960 ;
- 22 ans, 22-26 ans : une forte fluctuation d'échelle pluri-décennale (22 ans) affecte le Missouri et l'Upper Mississippi avant 1970. Sur la même échelle de temps, une plus faible fluctuation de 22-26 ans est également exprimée dans l'Ohio (bande d'énergie présente sur toute la série), le Lower Mississippi (avant 1980) et l'Arkansas (avant 1960).

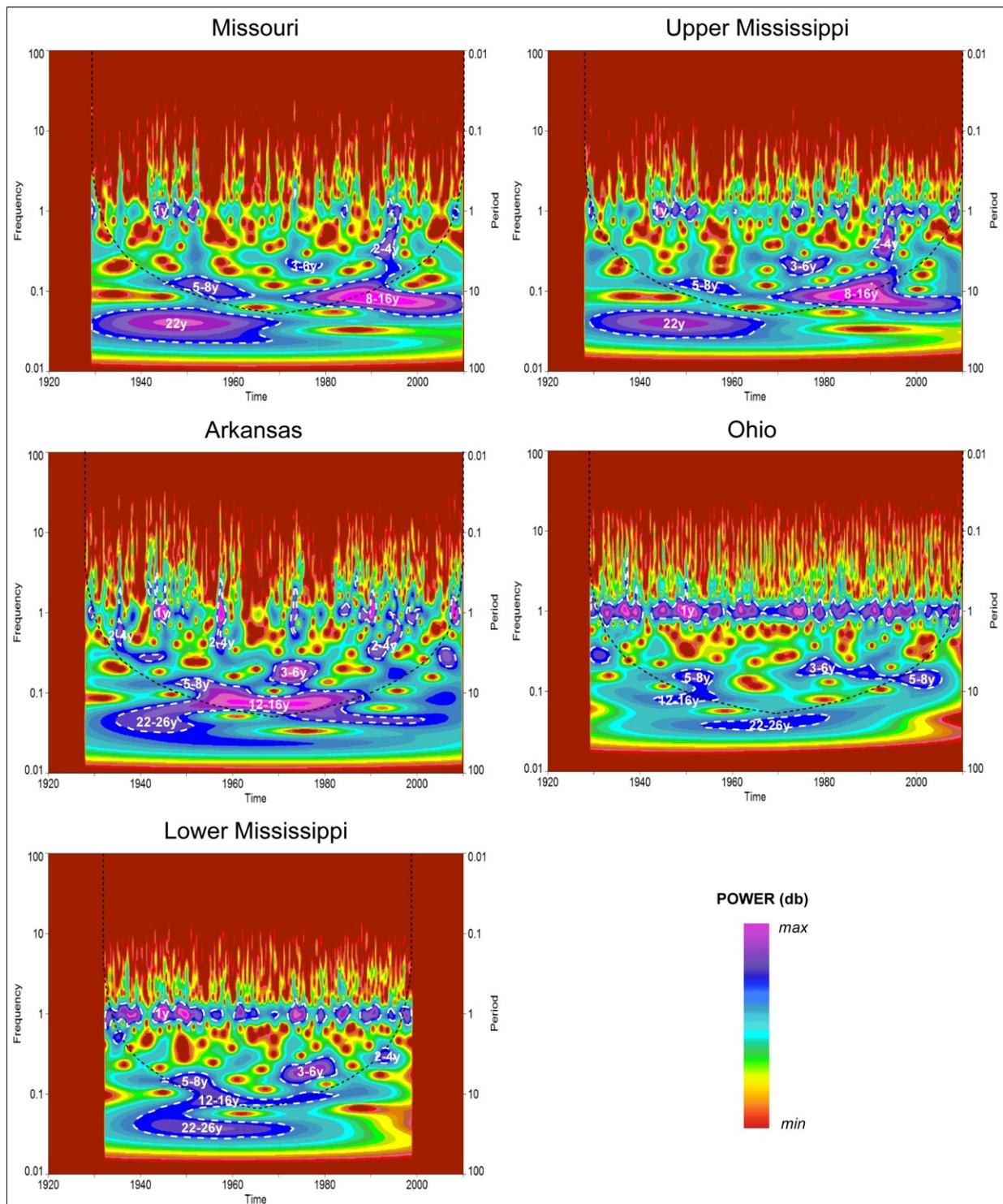


Figure II-15 : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents

Les contours en pointillés blancs figurent les fluctuations statistiquement significatives contre un bruit blanc ($AR(1)=0$), à un niveau de niveau de confiance de 90% ; les pointillés noirs figurent le cône d'influence.

Des modes communs de variabilité des débits sont observés pour tous les sous-bassins versants du Mississippi (le cycle annuel, les fluctuations d'échelle inter-annuelle à 2-4ans, 3-6ans et 5-8ans), alors que d'autres semblent plus spécifiques à certains sous-bassins, comme par exemple la fluctuation à 8-16ans exprimée uniquement sur le Missouri et l'Upper Mississippi. Cependant, ces modes particuliers de la variabilité des débits sont exprimés aux mêmes échelles de temps pour tous les sous-bassins versants (cycle annuel ; 2-4ans, 3-6ans et 5-8ans ; 8-16ans ou 12-16ans ; 22ans ou 22-26ans), avec une occurrence temporelle similaire dans la plupart des cas.

D'autre part, un changement majeur est observé en 1970, affectant les composantes d'échelle inter-annuelle (5-8ans vers 3-6ans pour tous les sous-bassins) et à long terme (22 ans vers 8-16ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi).

On notera également une structuration de la variabilité des débits commune pour le Missouri/Upper Mississippi (composée par des modes à 1an, 2-4ans, 3-6ans/5-8ans, 8-16ans et 22ans), et l'Arkansas/Lower Mississippi (1an, 2-4ans, 3-6ans/5-8ans, 12-16ans et 22-26ans. Bien que le changement dans la variabilité des débits soit également détecté en 1970, l'Ohio présente une structuration de sa variabilité différente des autres sous-bassins versants.

3.3. Contribution des modes de variabilité à la variance totale des débits du Mississippi

La contribution à la variance totale des modes de variabilité des débits identifiés est calculée via la reconstruction de ces modes par transformée de Fourier inverse (voir partie I.2.2 pour plus de détails sur la méthodologie employée), et synthétisée dans le tableau II.6 :

MODES VARIABILITE	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
< 1an	52,19%	43,02%	44,60%	60,05%	32,25%
1an	22,40%	31,72%	44,12%	17,98%	49,24%
2-4ans	8,43%	9,49%	-	5,80%	5,57%
3-6ans	7,04%	8,64%	4,45%	4,53%	7,37%
5-8ans	3,94%	5,54%	3,50%	2,33%	4,34%
8-16ans	7,27%	7,77%	-	-	-
12-16ans	-	-	0,65%	1,09%	1,66%
22ans	4,11%	4,11%	-	-	-
22-26ans	-	-	0,85%	1,24%	1,58%
Inter-annuelle (2-8ans)	12,50%	15,00%	6,97%	9,21%	11,45%
Décennale (8-16ans)	7,27%	7,77%	1,67%	3,40%	3,62%
Long terme (> 16ans)	5,14%	4,87%	1,22%	1,52%	2,55%
TOTAL	24,91%	27,64%	9,86%	14,13%	17,62%

Tableau II-6 : Contribution des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

L'essentiel de la variabilité des débits du Mississippi est associé aux événements de plus hautes fréquences (<1an), qui expriment entre 30% (Lower Mississippi) et 60% (Arkansas) de la variabilité totale. Ces événements correspondent aux événements d'échelles synoptiques, voire mensuelles, qui traduisent (a priori) une réponse directe du système aux précipitations et aux événements extrêmes, et possèdent de ce fait une très forte variabilité.

Le cycle annuel possède toutefois une forte contribution à la variance totale, surtout pour l'Ohio et le Lower Mississippi (>40%). Le Missouri et l'Arkansas ont une variabilité annuelle beaucoup moins contributive, aux alentours de 20%. Ces résultats concordent avec les résultats précédents indiquant notamment une plus faible structuration à l'échelle annuelle des débits de l'Arkansas et du Missouri, au contraire de l'Ohio et du Lower Mississippi.

Les autres composantes préalablement identifiées, d'échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme, représentent une contribution à la variance totale de 10% à 28%. L'Ohio et l'Arkansas possèdent les plus faibles contributions pour ces échelles de temps, au contraire de l'Upper Mississippi et du Missouri qui possèdent les plus grandes contributions relatives.

Afin de représenter plus précisément l'expression de ces modes dans la variabilité des débits, et notamment pour comprendre l'influence des structurations sur la variabilité du cycle hydrologique, une reconstruction des ces modes est proposée pour chaque sous-bassins versants. Les reconstructions obtenues sont centrées pour effectuer une comparaison entre les différentes composantes de la variabilité des débits. Ces reconstructions sont regroupées selon trois niveaux d'échelles (inter-annuelle, décennale et sur le long terme) et comparées à la variabilité annuelle des débits (figure II.16).

Bien que ces composantes représentent une plus faible contribution à la variance totale que la variabilité annuelle ou infra-annuelle, elles peuvent toutefois représenter des variations importantes de débits. Par exemple, la composante identifiée à 8-16 ans dans les débits de l'Upper Mississippi représente des variations d'environ +/- 2000 m³/s.

De plus, ces composantes sont fortement impliquées dans la structuration du cycle annuel des débits, en particulier à l'échelle décennale et sur le long terme. Ceci s'observe par des augmentations/diminutions de débits à l'échelle annuelle en relation avec ces mêmes modifications de débits sur des échelles de plus basses fréquences. Pour ces échelles de temps, le Missouri et l'Upper Mississippi sont marqués par une très forte structuration du cycle hydrologique, avec notamment un changement de composition aux alentours de 1970 (passage d'un mode à 22 ans vers un mode 8-16ans). Les autres sous-bassins versants présentent des composantes à ces échelles de temps relativement moins bien structurés, mais qui peuvent toutefois être liées à des variations de débits qui restent importantes. Les composantes d'échelle inter-annuelle, participent également à la structuration du cycle hydrologique annuel, à un degré moindre que les plus basses fréquences bien que dotées d'une plus forte contribution relative. Dans tous les cas, la superposition de ces modes, même peu structurés, indiquent une très forte influence dans la structuration de la variabilité hydrologique.

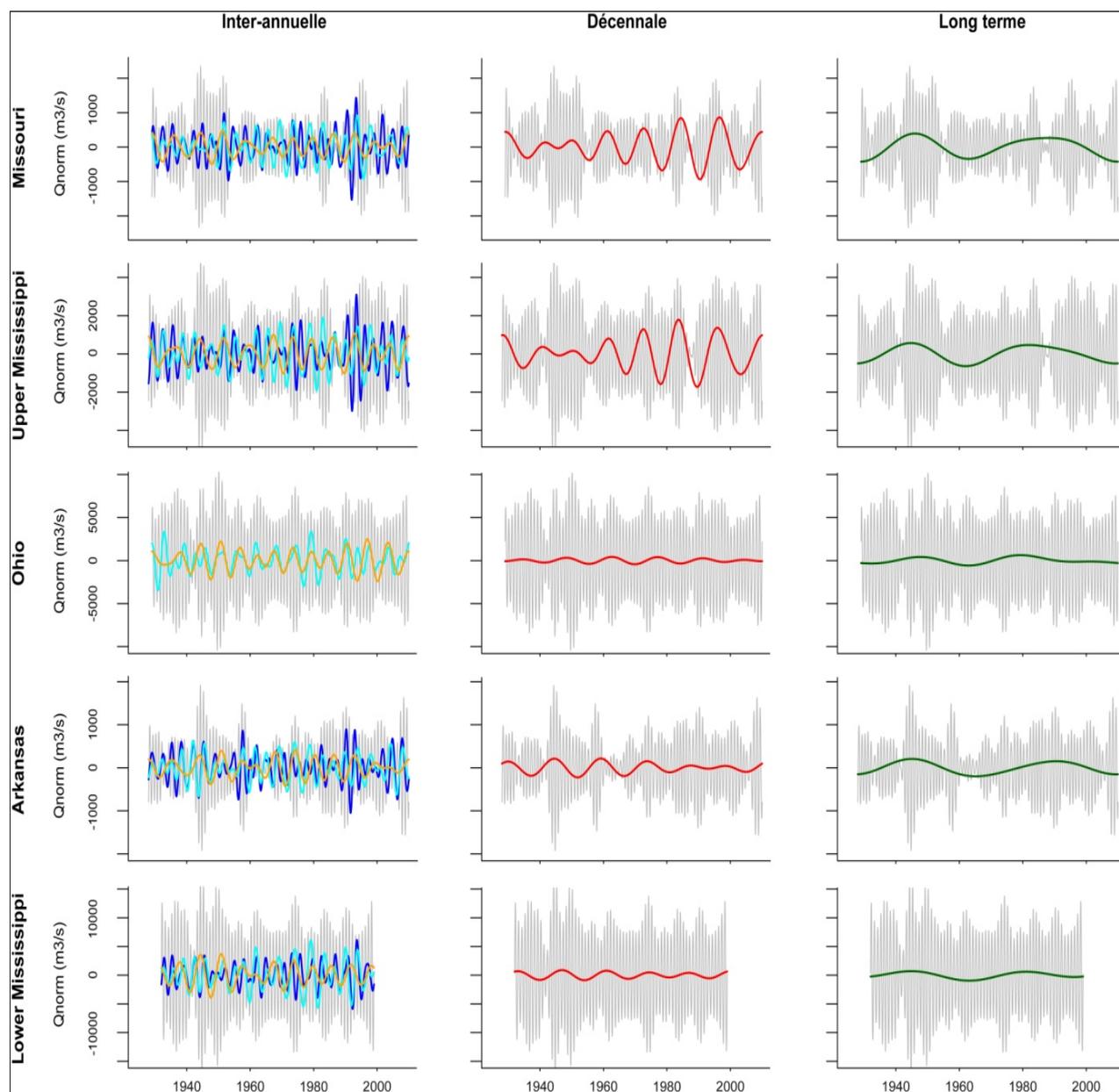


Figure II-16 : Reconstruction des principaux modes de variabilité des débits des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Comparaison des modes de variabilité des débits normalisés aux échelles inter-annuelle (2-4 ans en bleu, 3-6 ans en bleu clair, 5-8 ans en orange), décennale (8-16 ans et 12-16 ans en rouge) et sur le long terme (22 ans et 22-26 ans en vert foncé) avec le cycle annuel (gris)

3.4. Evolution de la variance des débits du Mississippi au cours du temps

Les précédents résultats ont permis d'identifier et de quantifier les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents, et notamment de montrer que les modes d'échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme étaient très fortement impliqués dans la structuration de la variabilité hydrologique. Mais comment évolue cette variabilité hydrologique au cours du temps ? Dans un contexte d'intensification du cycle hydrologique (voir partie II.1), il est intéressant de pouvoir déterminer l'évolution de cette variabilité, que ce soit la variabilité totale des débits à l'échelle du bassin versant du Mississippi, mais aussi plus particulièrement la variance associée à certaines échelles de temps (échelle annuelle, échelle inter-annuelle ou à plus long terme...). La variance peut être calculée par transformée en ondelettes inverse, en extrayant la variance associée à chaque fréquence au sein d'une échelle de temps spécifique, au cours du temps (voir partie I.2.2.4 pour la méthodologie employée).

La variance des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est calculée pour trois échelles de temps différentes : la variance associée au cycle hydrologique (échelle annuelle) ; la variance associée aux échelles de temps supérieures à deux ans, représentative de l'évolution de la variabilité combinée des fluctuations inter-annuelles, décennales et à plus long terme ; la variance totale (variance pour toutes les échelles de temps) est analysée comme indicateur de l'évolution globale de la variabilité des sous-bassins versants du Mississippi. L'évolution à long terme de la variance des débits pour ces échelles de temps est caractérisée par des filtrages de type LOESS.

3.4.1. Evolution de la variance du cycle hydrologique

L'évolution de la variance du cycle hydrologique (échelle annuelle) des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est présentée sur la figure II.17 :

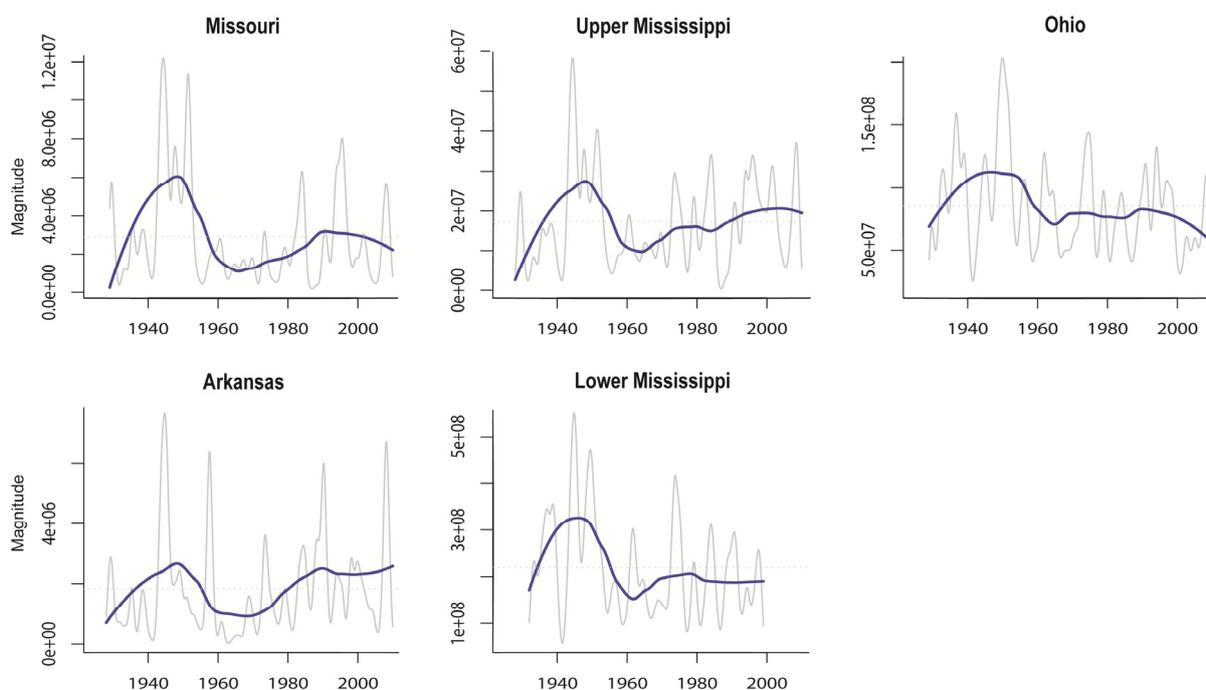


Figure II-17 : Distribution de la variance au cours du temps associée au cycle hydrologique des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

L'évolution de la variance est estimée par LOESS à 25% (bleu), en superposition de la reconstruction de la variance à l'échelle annuelle (gris).

Chaque sous-bassin présente une évolution de sa variabilité annuelle propre. Cependant l'évolution de la variabilité du cycle hydrologique pour l'ensemble des sous-bassins versants du Mississippi s'inscrit dans un schéma identique, découpé en trois périodes distinctes :

- la période 1930-1960 montre une très forte variabilité (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ;
- cette période est suivie d'une période de plus faible variabilité en 1960-1970 pour l'Upper Mississippi, l'Ohio et le Lower Mississippi, en 1960-1980 pour le Missouri et l'Arkansas (avec un minimum atteint dans tous les cas vers 1970) ;
- A partir de 1970, la variance des débits augmente pour le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Arkansas (dans de plus faibles proportions que pour la première période). En revanche, la variance se stabilise pour le Lower Mississippi, et diminue légèrement pour l'Ohio. Un maximum de variance est atteint dans les années 1990. Depuis ce dernier maximum toutefois, la variance du cycle annuel semble diminuer sur tous les bassins versants, à l'exception de l'Arkansas.

3.4.2. Evolution de la variance aux échelles inter-annuelle, décennale et sur le long terme

L'évolution de la variance de l'échelle inter-annuelle sur le long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est présentée sur la figure II.18 :

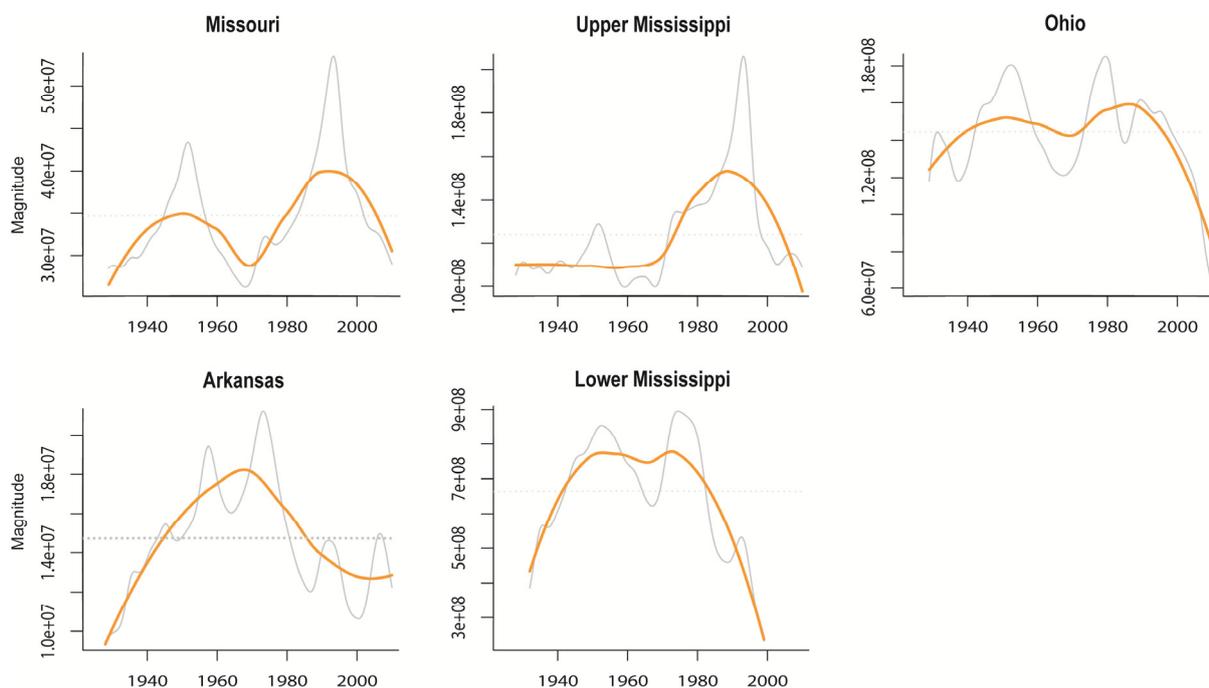


Figure II-18 : Distribution de la variance au cours du temps associée de l'échelle inter-annuelle au long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

L'évolution de la variance est estimée par LOESS à 50% (orange), en superposition de la reconstruction de la variance aux échelles inter-annuelle, décennale et sur le long terme (gris).

Pour ces échelles de temps, la variance est représentative des modes de variabilité existants dans les débits de chaque sous-bassin versant, en particulier des fluctuations d'échelle

décennale et à plus long terme. Ainsi, les pics de variance observés correspondent aux périodes durant lesquelles les fluctuations à 8-16 ans (Missouri, Upper Mississippi) et 22 ans (Missouri), ou 12-16 ans et 22-26 ans (Ohio, Arkansas, Lower Mississippi) sont exprimées.

Un changement dans la distribution de la variance est observé vers 1970 pour tous les bassins versants (à l'exception de l'Arkansas), se traduisant par une augmentation importante de la variance pour le Missouri et l'Upper Mississippi, et une augmentation (mais moins importante) pour l'Ohio et le Lower Mississippi (du fait que la variance pré-1970 était importante). Une forte diminution de la variance pour l'Arkansas est observée à partir de 1980.

3.4.3. Variance totale

L'évolution de la variance totale des débits du Mississippi et des ses principaux affluents est présentée sur la figure II.19 :

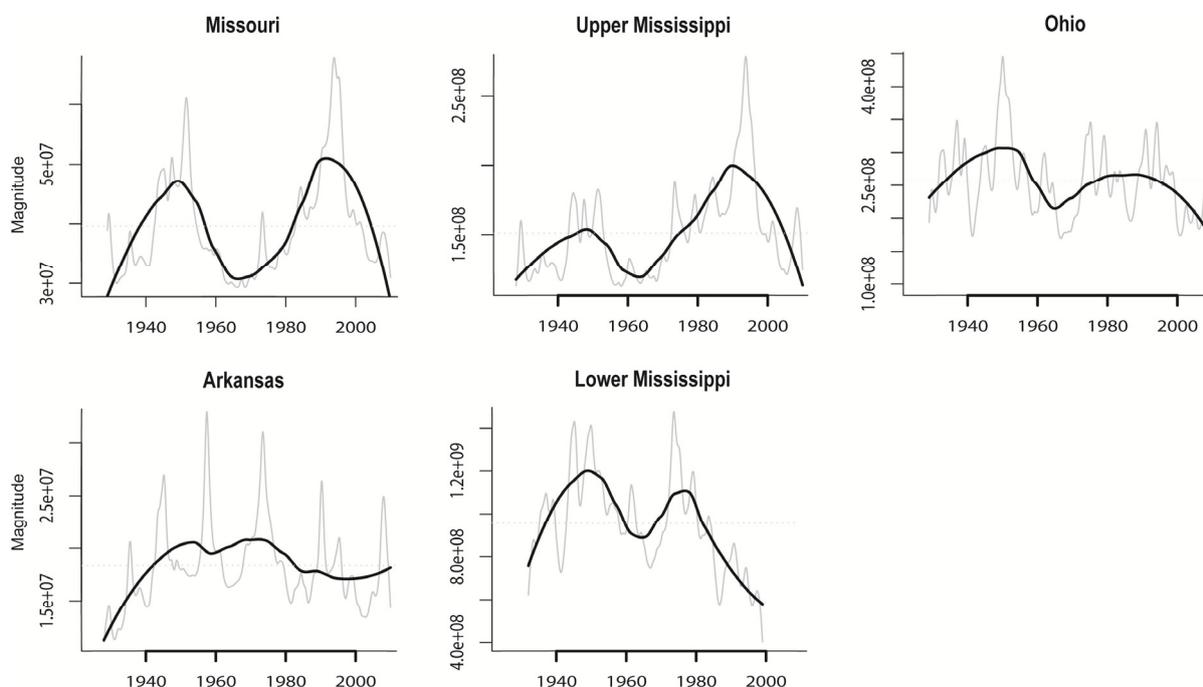


Figure II-19 : Distribution de la variance totale au cours du temps des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

L'évolution de la variance est estimée par LOESS à 25% (gras), en superposition de la reconstruction de la variance totale (gris).

Chaque sous-bassin versant présente une évolution de sa variabilité totale propre. Cependant l'évolution de la variabilité totale des débits pour l'ensemble des sous-bassins versants du Mississippi s'inscrit dans un schéma identique, à l'exception de l'Arkansas, découpé en trois périodes distinctes :

- la période 1930-1960 montre une forte variabilité (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ;
- cette période est suivie d'une période de plus faible variabilité en 1960-1970, voire 1960-1980 pour le Missouri (avec un minimum atteint dans tous les cas vers 1970) ;

- A partir de 1970, la variance des débits augmente fortement pour le Missouri et l'Upper Mississippi, mais dans une moindre mesure pour le Lower Mississippi et l'Ohio (la tendance générale pour ces deux bassins versants est d'ailleurs plutôt à la diminution sur l'ensemble de la période considérée). Cette période marque donc une période de plus forte variabilité, avec un maximum de variance atteint vers 1980 pour le Lower Mississippi, dans les années 1990 pour les autres bassins. Depuis ce dernier maximum, la variance du cycle annuel semble diminuer.

L'Arkansas présente un schéma totalement particulier : depuis 1940 (où la variabilité est très faible), une stabilisation de la variance est globalement observée (voire en légère diminution).

3.5. Synthèse sur la variabilité des débits du Mississippi

La caractérisation préliminaire du comportement spectral des débits du Mississippi et de ses principaux affluents (par la fonction d'autocorrélation et les spectres de Fourier) a montré une forte structuration des débits, en particulier par le cycle annuel. Les débits se structurent suivant deux régimes distincts de variabilité, à court terme et sur le long terme.

Les principaux modes de variabilité des débits du bassin versant du Mississippi ont été identifiés par analyses en ondelettes continues. Des modes communs de variabilité des débits sont observés pour tous les sous-bassins versants (le cycle annuel, les fluctuations d'échelle inter-annuelle à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans), alors que d'autres semblent plus spécifiques à certains sous-bassins (comme par exemple la fluctuation à 8-16 ans exprimée uniquement sur le Missouri et l'Upper Mississippi), bien qu'ils s'expriment aux mêmes échelles de temps pour tous les sous-bassins versants.

Un changement majeur est également observé en 1970, affectant les composantes d'échelle inter-annuelle (5-8 ans vers 3-6 ans pour tous les sous-bassins) et à long terme (22 ans vers 8-16 ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi).

Le calcul de la contribution de ces modes de variabilité à la variance totale indique que l'essentiel de la variabilité des débits du Mississippi est associé aux événements de plus hautes fréquences (<1 an) et au cycle annuel (pour environ entre 70% et 90%). Les composantes d'échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme, représentent une contribution à la variance totale de 10% à 28%. Bien que ces composantes représentent une plus faible contribution à la variance totale, les reconstructions de ces modes indiquent qu'ils sont fortement impliqués dans la structuration du cycle annuel des débits (en particulier à l'échelle décennale et sur le long terme), et donc de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents.

L'évolution de la variance du cycle annuel des débits du Mississippi au cours du temps, et plus largement de la variance totale, s'inscrit dans un schéma identique pour tous les sous-bassins versants (à l'exception de l'Arkansas), en trois périodes distinctes : la période 1930-1960 montre une forte variabilité (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ; suivi d'une période de plus faible variabilité en 1960-1970 (avec un minimum atteint dans tous les cas vers 1970). A partir de 1970, la variance des débits augmente plus ou moins fortement suivant les bassins versants, et marque une période de plus forte variabilité (avec un maximum de variance atteint dans les années 1990). Les changements observés dans l'évolution de la variance peuvent être reliés aux changements observés dans la composition spectrale des débits, en particulier avec les changements observés en 1970.

L'évolution des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est donc structurée par plusieurs modes de variabilité, pour différentes échelles temporelles. A ce stade, les origines de ces modes de variabilité restent à déterminer : origines climatiques ? interne au bassin versant ? influence anthropique ? effets combinés ? Pour tenter de répondre à cette question, la même méthodologie sera employée dans un premier temps aux précipitations régionalisées, pour comparer les débits à un signal climatique pertinent.

4. VERS LA DETERMINATION DE L'ORIGINE DES MODES DE VARIABILITE DES DEBITS DU MISSISSIPPI : COMPARAISON AVEC LES PRECIPITATIONS REGIONALISEES

Afin de déterminer l'origine de la structuration de la variabilité des débits du Mississippi, les principaux modes de variabilité observés sont, en première approche, comparés à ceux observés dans les précipitations. Cette comparaison doit permettre dans un premier temps de savoir si les modes observés sont d'origine climatique, et par opposition, d'origine interne aux sous-bassins versants (milieu physique). La même méthodologie que celle utilisée précédemment (spectre de Fourier, analyse en ondelettes continues, filtrage et reconstruction...) sera employée pour identifier et caractériser les principaux modes de variabilité des précipitations régionalisées (voir partie I.2.1.2 pour la régionalisation des précipitations). Nous pourrions donc ainsi comparer la structuration de la variabilité des précipitations avec celle des débits.

Pour rappel, les acronymes utilisés dans cette section correspondent aux régions WNC (*West North Central*, représentative du bassin du Missouri), ENC (*East North Central*, vs. Upper Mississippi), C (*Central*, vs. Ohio), S (*South*, vs. Arkansas) et TOTAL (série composite des régions représentant l'ensemble des variations intégrées au niveau du Lower Mississippi).

4.1. Les principaux modes de variabilité des précipitations régionalisées

4.1.1. Caractérisation du comportement spectral des précipitations

Les analyses spectrales de Fourier des précipitations à l'échelle du bassin versant du Mississippi (figure II.20) révèlent un comportement général significativement différent par rapport aux débits (figure II.14).

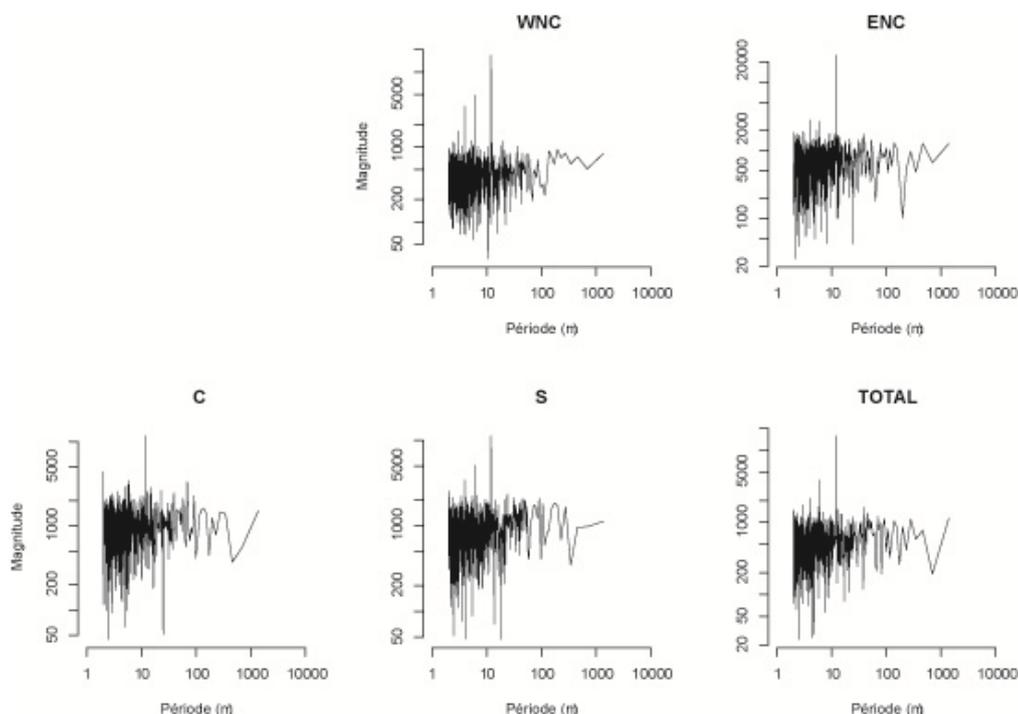


Figure II-20 : Spectres de Fourier des précipitations mensuelles régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi

Les spectres n'ont pas de ruptures de pentes majeures, suggérant donc qu'il n'existe pas plusieurs régimes scalaires. L'allure horizontale des spectres traduit le fait que l'amplitude ne diminue pas avec les fréquences : autrement dit, que la magnitude est distribuée pour toutes les fréquences. Cette distribution s'apparente à un « bruit blanc », caractéristique des séries de précipitations.

Les spectres indiquent également que le cycle saisonnier annuel (12 mois) est très fortement structuré pour toutes les régions. Du fait de la nature « bruitée » de ces séries, aucune autre structuration ne peut être détectée.

4.1.2. Identification des principaux modes de variabilité des précipitations

Les spectres locaux des analyses en ondelettes des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi sont présentés sur la figure II.21. Les modes de variabilité identifiés sont testés statistiquement par simulations de Monte-Carlo contre un bruit blanc ($AR(1) = 0$), à un niveau de confiance de 90%.

Les précipitations régionalisées se caractérisent par les modes de variabilité que ceux observées dans les débits (figure II.15), de l'échelle annuelle aux échelles inter-annuelle, décennale et sur le long terme (figure II.21) :

- 1an : un cycle annuel (correspond au cycle saisonnier) structuré est observé pour toutes les régions. Ce cycle est très fortement marqué sur la WNC, l'ENC et la série TOTAL, moins sur le C et S ;
- 2-4 ans : une bande d'énergie plus ou moins est identifiée marquée sur l'ensemble des chroniques suivant les régions, avec notamment une fluctuation de forte puissance (semblable aux débits) aux alentours de 1990 pour tous les bassins versants, excepté le C et le TOTAL ;
- 3-6 ans et 5-8 ans : des bandes d'énergie relativement bien structurées observées sur l'ensemble des chroniques, pour toutes les régions. On notera la présence d'une fluctuation à 5-8 ans avant 1970 et d'une fluctuation à 3-6 ans après 1970, conformément à ce qui est observé dans les débits. De la même façon, une fluctuation à 5-8 ans est également détectée aux alentours de 2000 pour le C uniquement (équivalent de l'Ohio) ;
- 8-16 ans : une forte fluctuation exprimée après 1970, caractérise distinctement le WNC et l'ENC ;
- 12-16 ans : une fluctuation d'échelle décennale est détectée seulement pour le S (forte) entre 1940 et 1990, et le TOTAL (plus faible). Cette fluctuation est également détectée dans le C, mais faiblement exprimée et localisée avant 1980 ;
- 22 ans, 22-26 ans : une forte fluctuation d'échelle pluri-décennale (22 ans) affecte le WNC et l'ENC avant 1970. Sur la même échelle de temps, une plus faible fluctuation de 22-26 ans affecte également le C (avant 1980), le TOTAL (avant 1970) et le S (avant 1960).

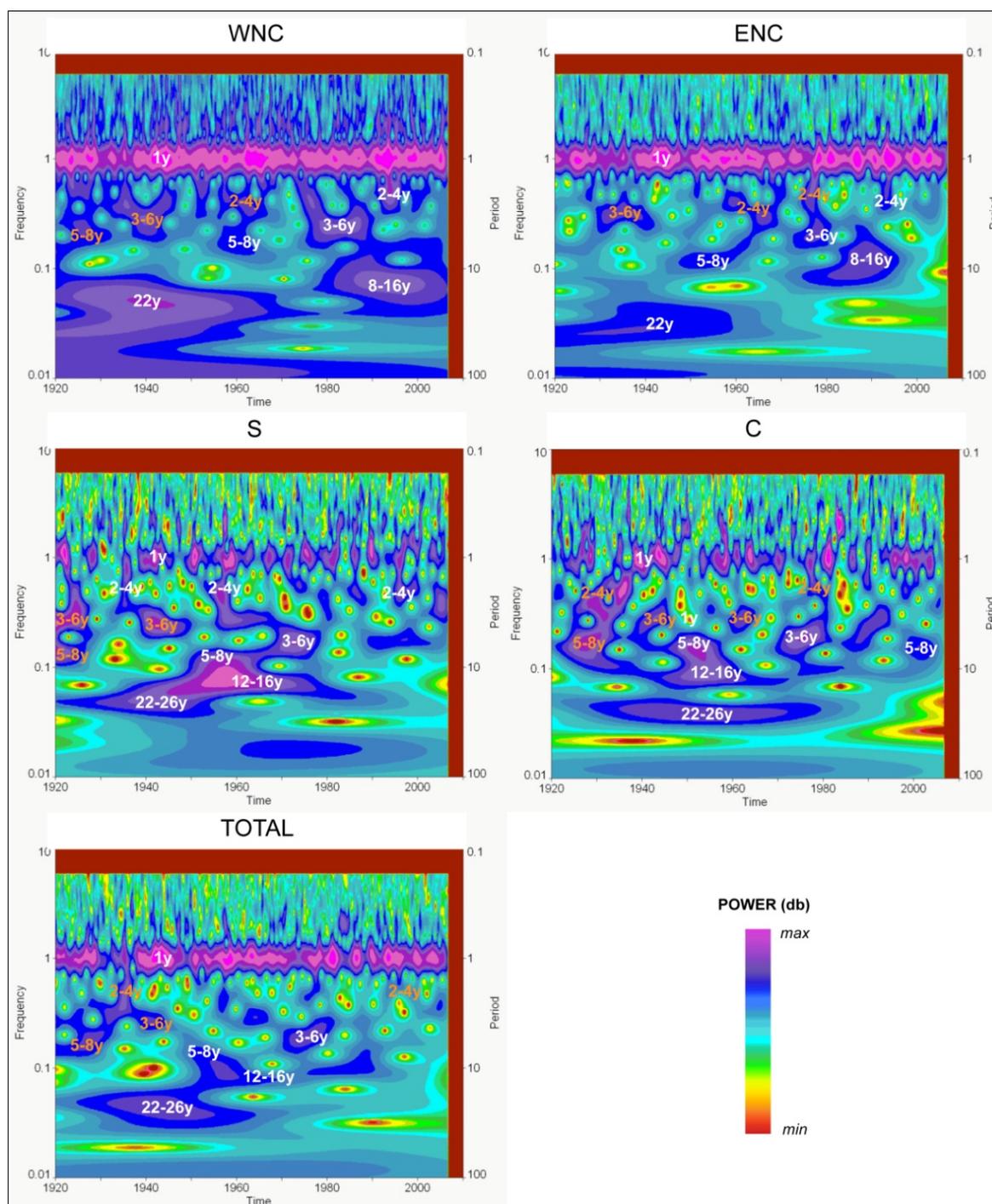


Figure II-21 : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des précipitations régionalisées du bassin versant Mississippi

Du fait de la part très importante de la variance allouée par le cycle annuel, le code couleur des spectres locaux a été modifié en comparaison de celui utilisé dans les débits (augmentation des dB pour chaque niveau). Les fluctuations signifiées en orange représentent les fluctuations qui ne sont pas ou peu exprimées dans les débits. Les contours en pointillés blancs figurent les fluctuations statistiquement significatives contre un bruit blanc ($AR(1)=0$), à un niveau de niveau de confiance de 90% ; les pointillés noirs figurent le cône d'influence.

La structuration de la variabilité des précipitations régionalisées (figure II.21) est donc identique à celle observée dans les débits (figure II.15), selon chaque sous-bassin versants. On retrouve des modes communs de variabilité entre les régions (le cycle saisonnier, les fluctuations d'échelle inter-annuelle à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans), alors que d'autres sont plus spécifiques à certaines régions, comme la fluctuation à 8-16 ans exprimée uniquement sur le WNC (Missouri) et l'ENC (Upper Mississippi) ; à 12-16 ans pour le C (Ohio), le S (Arkansas) et le TOTAL (Lower Mississippi). Le changement majeur observé dans les débits en 1970 est également observé dans les précipitations, affectant les composantes d'échelle inter-annuelle (5-8 ans vers 3-6 ans pour toutes les régions) et à long terme (22 ans vers 8-16 ans pour le WNC et l'ENC). On notera toutefois quelques différences, comme la présence de fluctuations qui ne sont pas ou peu exprimées dans les débits et fortement exprimées dans les précipitations, toutes situées à l'échelle inter-annuelle, essentiellement avant 1970.

4.1.3. Contribution des modes de variabilité à la variance totale des précipitations

La contribution à la variance totale des modes de variabilité des précipitations régionalisées est calculée et synthétisée dans le tableau II.7 :

MODES VARIABILITE	WNC	ENC	C	S	TOTAL
< 1an	30,78%	31,08%	65,12%	59,27%	39,85%
1an	60,00%	60,66%	19,02%	21,19%	50,29%
2-4ans	1,63%	2,55%	4,17%	5,44%	3,43%
3-6ans	0,99%	1,61%	4,51%	4,06%	3,06%
5-8ans	0,29%	0,88%	2,15%	2,34%	1,43%
8-16ans	0,45%	0,85%			
12-16ans			0,43%	0,97%	0,51%
22ans	0,14%	0,44%			
22-26ans			0,45%	0,49%	0,51%
Inter-annuelle (2-8ans)	2,36%	3,32%	7,43%	9,04%	5,53%
Décennale (8-16ans)	0,45%	0,85%	1,20%	1,46%	0,99%
Long terme (> 16ans)	0,42%	0,59%	0,80%	0,86%	0,79%
TOTAL	3,23%	4,76%	9,43%	11,36%	7,31%

Tableau II-7 : Contribution des principaux modes de variabilité des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi

L'essentiel de la variabilité des précipitations régionalisées est associée aux événements de plus hautes fréquences (>1an) et au cycle saisonnier (1 an), pour 80% à 90% de la variance totale (somme des deux contributions). Les cycles saisonniers fortement structurés observés sur les spectres locaux du WNC (Missouri), ENC (Upper Mississippi) et du TOTAL (Lower Mississippi) montrent une contribution très importante (50% à 60%) ; alors que pour les régions du S (Arkansas) et du C (Ohio), qui présentaient une plus faible structuration annuelle, ce cycle représente environ 20% (ces régions sont donc dominées par les événements hautes-fréquences). A l'exception de l'Arkansas (S), ces résultats ne sont pas totalement en accord avec les contributions des modes de variabilité observés dans les débits, puisque le Missouri (WNC) et le Lower Mississippi (TOTAL) ont une variabilité dominée par les hautes-fréquences, ce qui n'est pas observé dans les précipitations.

Du fait que la variance soit largement dominée par ces échelles « rapides », les fluctuations d'échelles inter-annuelle, décennale et sur le long terme représentent une très faible part de

la variance totale (de 3% pour le WNC à environ 11% pour le S). Ce phénomène s'explique par la structuration même du signal de précipitations de façon générale, paramètre variant à des échelles de très hautes fréquences, et de plus fortement bruité. Cependant, ces modes de variabilité sont impliqués dans la structuration des précipitations, et peuvent être à l'origine d'écart importants de précipitations (valeurs observées), et donc de débits.

Finalement, bien que la contribution relative des modes de variabilité ne soit pas exactement semblable entre les précipitations régionalisées et les débits, ce qui est inhérent à l'expression même des modes de variabilité au sein de ces deux paramètres, la structuration spectrale est identique. Les quelques différences, comme la présence de fluctuations qui ne sont pas ou peu exprimées dans les débits à l'échelle inter-annuelle, peuvent provenir de la longueur des données utilisées (les données de précipitations débutent en 1895, pouvant expliquer que ces modes ne soient pas/peu détectés dans les débits qui débutent peu avant 1930) ; ou bien de la structuration même de la composition spectrale, qui diffère entre ces deux variables (effet de filtrage du bassin versant, série bruitée de précipitations...). Dans tous les cas, les fluctuations observées dans les débits sont rigoureusement observées dans les précipitations régionalisées (à la fois en fréquence et en occurrence temporelle), suggérant donc une très forte influence climatique de la structuration de la variabilité des débits.

4.2. Comparaison entre les principaux modes de variabilité observés dans les débits et les précipitations régionalisées

Afin de comparer plus précisément les principaux modes de variabilité des débits et des précipitations régionalisées du Mississippi, une reconstruction de ces modes est proposée pour chaque régions/sous-bassins versants associés (figure II.22). Les reconstructions obtenues sont centrées-réduites pour obtenir une meilleure comparaison (notamment pour l'amplitude des modes), et sont regroupées selon trois niveaux d'échelles (inter-annuelle, décennale et sur le long terme).

Comme suggéré par les spectres locaux des analyses en ondelettes continues, les principaux modes de variabilité sont fortement similaires entre les débits et les précipitations, que ce soit en termes de fréquence, d'occurrence temporelle ou d'amplitude.

On notera toutefois, essentiellement à l'échelle inter-annuelle, quelques différences d'amplitude (comme par exemple entre 1980 et 1990 pour le Missouri vis-à-vis du WNC). Sur le long terme, les modes de variabilité ont une amplitude équivalente mais quelques (légers) décalages temporels se manifestent (déphasages). L'échelle décennale est l'échelle temporelle qui marque une correspondance quasi-identique entre les signaux de débits/précipitations, à l'exception d'une brève période aux alentours des années 1950-1960 sur le Missouri/WNC et l'Upper Mississippi/ENC. Ces différences peuvent être imputées à plusieurs facteurs, comme ceux cités précédemment (structuration propres des signaux...), ou encore par l'effet de filtrage exercé par les sous-bassins versants, ou encore par d'autres facteurs internes aux bassins (occupation des sols, constructions de barrages et réservoirs...).

Dans tous les cas, les fluctuations observées dans les débits sont rigoureusement observées dans les précipitations régionalisées, suggérant donc une très forte influence climatique de la structuration de la variabilité des débits. Ces résultats sont d'autant plus remarquables aux vues du degré de filtrage que peuvent représenter les hydrosystèmes naturels comme les bassins-versants.

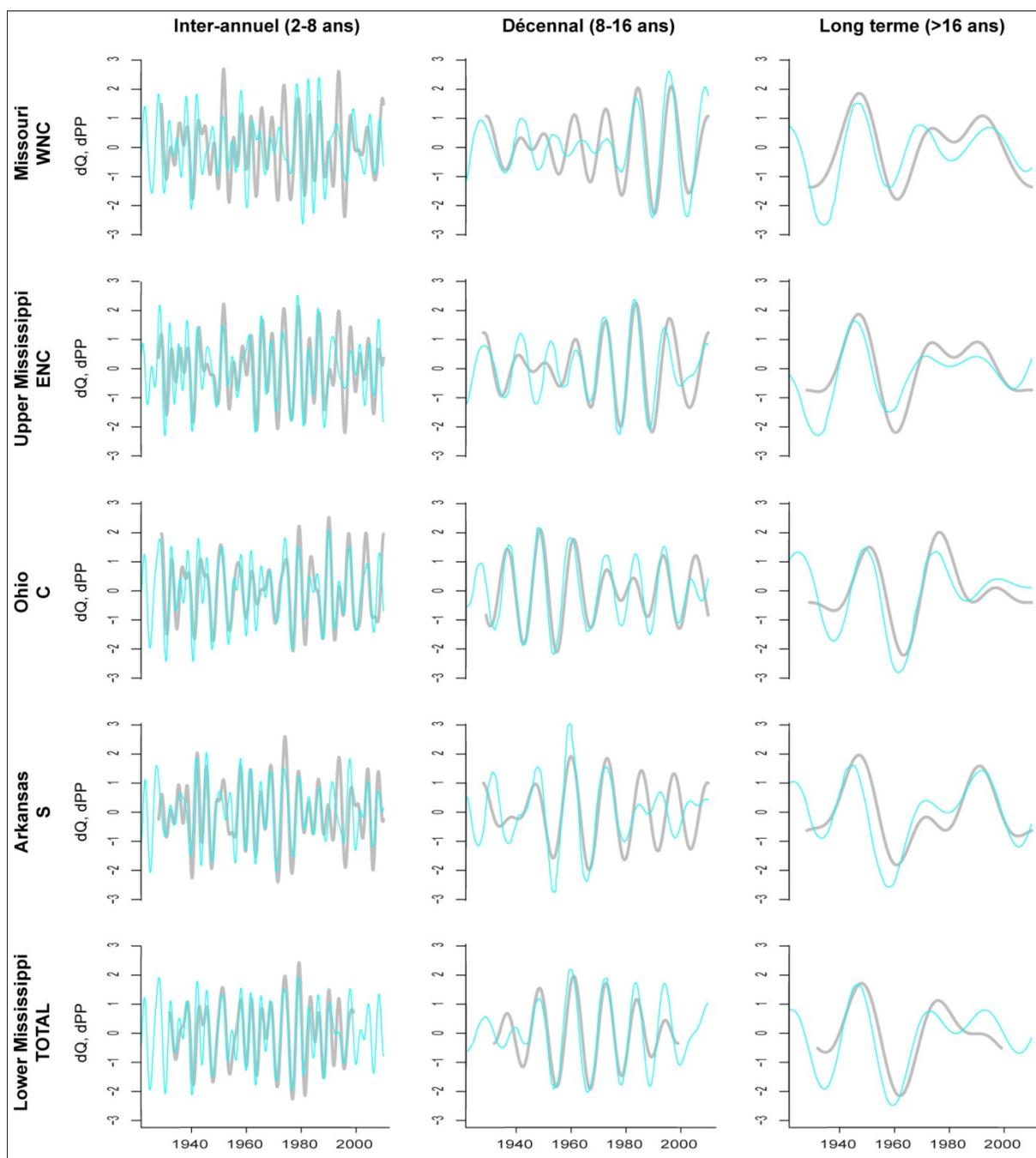


Figure II-22 : Comparaison des principaux modes de variabilité des débits / précipitations régionalisées aux échelles inter-annuelle, décennale et long terme sur le bassin versant du Mississippi

La comparaison des modes de variabilité des débits (gris) et des précipitations (bleu ciel) s'effectue sur des modes centrés-réduits

4.3. Evolution du degré de corrélation entre débits/précipitations régionalisées au cours du temps

Les résultats précédents, issus des analyses en ondelettes continues et des reconstructions des modes de variabilité, ont montré une forte relation existant entre les modes observés dans les débits et les précipitations sur le bassin versant du Mississippi, avec toutefois quelques différences. Pour aller plus loin, il serait intéressant de pouvoir caractériser plus précisément la variabilité commune (ou différente) entre ces deux paramètres, et surtout de pouvoir estimer l'impact des modes de variabilité des précipitations sur la variabilité des débits. En ce sens, l'analyse de la cohérence par ondelettes permet de caractériser le degré de linéarité entre deux processus, suivant les différents niveaux d'échelles (de l'échelle inter-annuelle jusqu'au long terme), au cours du temps. Cette méthode autorise également une quantification simple du degré de corrélation et de son évolution au cours du temps (voir partie I.2.2.4 pour une description détaillée de la méthode).

Pour chaque région/sous-bassin versant du Mississippi, l'analyse de la cohérence existant entre la variabilité des débits et des précipitations est proposée sur la figure II.23. Les résultats sont testés statistiquement, à un niveau de confiance de 90%.

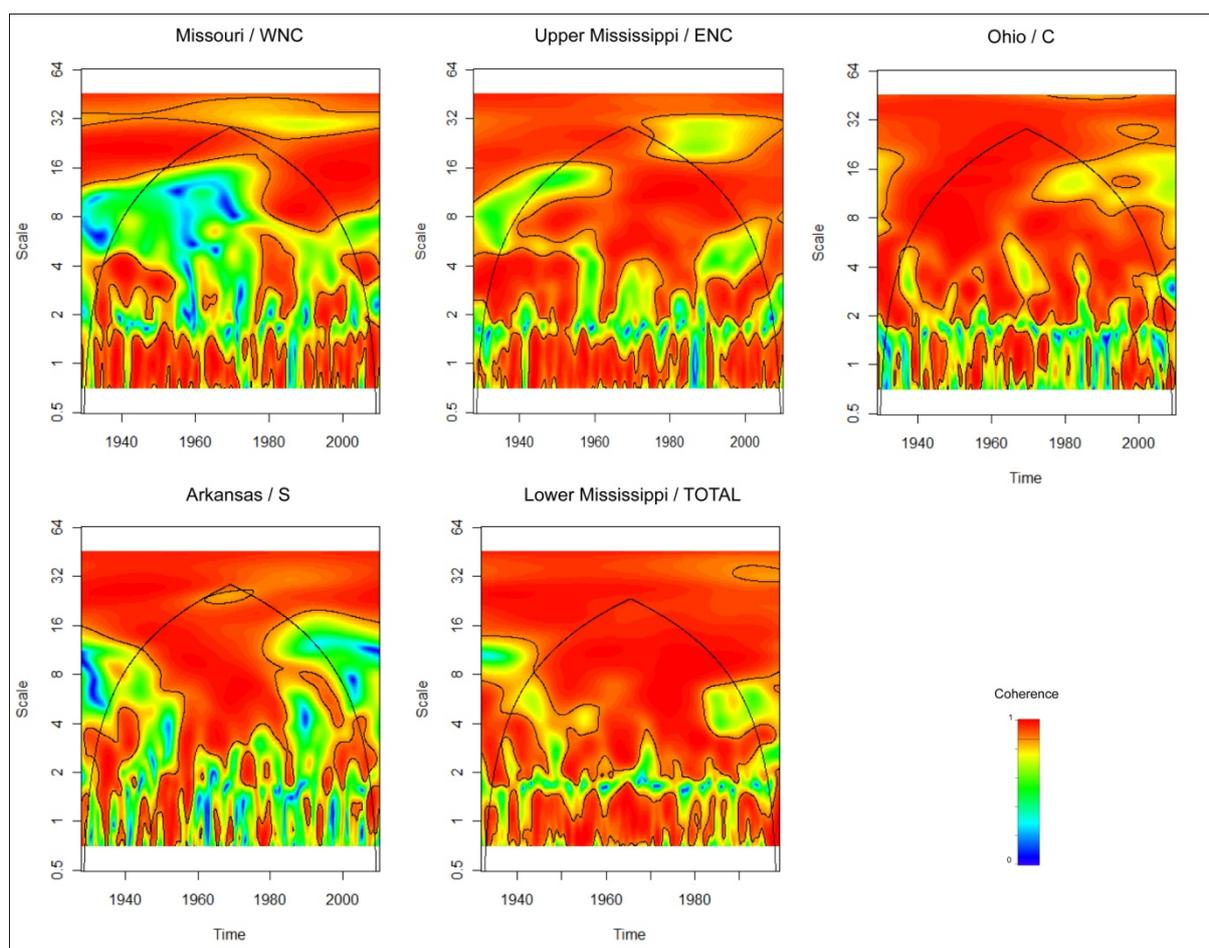


Figure II-23 : Spectres locaux de l'analyse de la cohérence des débits/précipitations régionalisées par ondelettes sur les principaux sous-bassins versants du Mississippi

La variabilité des débits montre globalement une forte cohérence avec les précipitations, quelque soit le niveau d'échelle. On notera toutefois des pertes de cohérences (signifiées en bleu sur les spectres) aux échelles inter-annuelle et décennale, observées particulièrement pour le Missouri/WNC (avant la fin des années 1970) et l'Arkansas/S (avant le milieu des années 1950, et après 1980). Les autres régions présentent également certaines diminutions de la cohérence, mais de façon moins marquée (la cohérence reste à un niveau >50%, en vert sur les spectres).

Ces pertes (ou diminutions) de cohérence peuvent être dû aux données choisies elles-mêmes, puisque les données de précipitations ne couvrent pas totalement les sous-bassins versants, ou imputable à d'autres facteurs d'origines diverses (physiographie des bassins, impact anthropique, autres composantes du cycle de l'eau, autres facteurs climatiques...). Il sera donc nécessaire d'approfondir ces résultats ultérieurement afin de déterminer l'origine de ces différences.

La forte cohérence observée entre la variabilité des débits et des précipitations régionalisées suggère une influence importante de la variabilité du climat sur la réponse hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents. Cette influence peut être estimée globalement en calculant la cohérence moyenne débits/précipitations sur la période de temps considérée, d'environ 1930 à 2008 (tableau II.8) :

ECHELLES DE TEMPS	Missouri WNC	Upper Mississippi ENC	Ohio C	Arkansas S	Lower Mississippi TOTAL
TOTAL	76,7%	85,18%	87,01%	79,56%	88,85%

Tableau II-8 : Quantification des relations entre débits et précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi

Les résultats indiquent qu'il existe une très forte cohérence entre la variabilité des débits du Mississippi et des précipitations régionalisées, allant de 76,7% au minimum pour le Missouri/WNC jusqu'à 88,85% au maximum pour le Lower Mississippi/TOTAL.

Malgré les pertes de cohérences ponctuellement observées (dont les origines sont à déterminer), il apparaît que la variabilité des débits du Mississippi est très fortement influencée une variabilité d'origine climatique. Autrement dit, seulement 10% à 20% de la variabilité observée dans les débits n'est pas directement reliée aux variations de précipitations (ce qui n'implique pas nécessairement que ce ne soit pas d'origine climatique, d'autres facteurs comme la température ou l'évapotranspiration peuvent également influencer la réponse hydrologique).

4.4. Synthèse sur la comparaison entre la variabilité des débits et des précipitations du bassin versant du Mississippi

Afin de déterminer l'origine de la structuration observée dans la variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents, ces modes ont été comparés en première approche à ceux observés dans les précipitations régionalisées.

La caractérisation du comportement spectral des précipitations indique une très forte structuration du cycle saisonnier annuel. Cependant, aucune autre structuration ne peut être détectée du fait de la nature « bruitée » de ces séries, et donc difficilement comparable à ce qui a pu être observé dans les débits.

La structuration de la variabilité des précipitations régionalisées est identique à celle observée dans les débits, selon chaque sous-bassin versants. Des modes communs de variabilité entre les régions sont observés (le cycle saisonnier, les fluctuations d'échelle inter-annuelle à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans), alors que d'autres sont plus spécifiques à certaines régions, comme la fluctuation à 8-16 ans exprimée uniquement sur le WNC (Missouri) et l'ENC (Upper Mississippi). Le changement majeur observé dans les débits en 1970 est également observé dans les précipitations, affectant les composantes d'échelle inter-annuelle (5-8 ans vers 3-6 ans pour toutes les régions) et à long terme (22 ans vers 8-16 ans pour le WNC et l'ENC). Quelques différences sont toutefois présentes, comme la présence de fluctuations d'échelle inter-annuelle (essentiellement avant 1970) qui ne sont pas ou peu exprimées dans les débits. La contribution relative des différents modes de variabilité n'est pas exactement semblable à celle observée dans les débits, ce qui est inhérent à l'expression même des modes de variabilité au sein de ces deux paramètres.

La comparaison des reconstructions des principaux modes de variabilité des débits et des précipitations confirme que ces modes sont fortement similaires, que ce soit en termes de fréquence, d'occurrence temporelle ou d'amplitude. La variabilité des débits montre d'ailleurs une forte cohérence avec les précipitations (76,7% de cohérence moyenne au minimum), quelque soit le niveau d'échelle.

Au final, les fluctuations observées dans les débits sont rigoureusement observées dans les précipitations régionalisées, suggérant donc une très forte influence climatique de la structuration de la variabilité des débits.

5. DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI

5.1. Discussion sur l'évolution des caractéristiques hydrologiques et des principaux modes de variabilité des débits

L'analyse de l'évolution à long terme des paramètres hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents (à partir de tendances linéaires et de filtrages de type LOESS) suit majoritairement celle observée dans les précipitations régionalisées, selon chaque sous-bassin versant. Les tendances linéaires à long terme des débits indiquent une augmentation significative de ces derniers pour tous les sous-bassins versants du Mississippi, à mettre en relation avec les tendances à l'augmentation observées dans les précipitations (statistiquement non significatives pour les précipitations). Cependant, les LOESS suggèrent un comportement non-linéaire de l'évolution des débits et des précipitations (évolution structurée), avec des périodes de faibles débits/précipitations avant le début des années 1940 et de 1955 à 1970, ainsi que des périodes de plus forts débits/précipitations aux alentours de 1950 et surtout à partir de 1970, qui marque une augmentation particulièrement forte de ces paramètres. Ces périodes correspondent à la succession des périodes sèches et humides observées depuis le début du XX^e siècle dernier aux Etats-Unis. Les résultats sont conformes à ce qui a pu être observé dans les différentes études des débits et des précipitations à l'échelle des Etats-Unis (Groisman et al., 2001, 2004 ; Karl et al., 1996 ; Karl et Knight, 1998 ; Kunkel, 2003 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wollock, 2002).

L'analyse des débits du Mississippi et de ses principaux affluents par transformée en ondelettes, a permis de montrer que cette évolution est effectivement structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant pour différentes échelles temporelles. Des modes communs de variabilité des débits sont observés pour tous les sous-bassins versants : le cycle hydrologique annuel, et les fluctuations d'échelle inter-annuelle à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans. Les modes d'échelle décennale et à plus long terme sont plus spécifiques à certains sous-bassins versants (8-16 ans et 22 ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi, 12-16 ans et 22-26 ans pour l'Ohio, l'Arkansas et le Lower Mississippi), bien qu'ils s'expriment aux mêmes échelles de temps pour tous les bassins. Un changement majeur est également observé en 1970, affectant les composantes d'échelle inter-annuelle (5-8 ans vers 3-6 ans pour tous les sous-bassins) et à long terme (22 ans vers 8-16 ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi). L'essentiel de la variabilité des débits du Mississippi est associée aux événements de plus hautes fréquences (<1 an) et au cycle annuel (entre 70% et 90%). Les composantes d'échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme, représentent une contribution à la variance totale de 10% à 28%. Bien que ces composantes représentent une plus faible contribution à la variance totale, les reconstructions de ces modes indiquent qu'ils sont fortement impliqués dans la structuration du cycle annuel des débits (en particulier à l'échelle décennale et sur le long terme), et donc de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents.

Ces modes de variabilité ont été comparés en première approche à ceux observés dans les précipitations régionalisées, dans le but de déterminer l'origine de la structuration observée dans les débits du Mississippi et de ses principaux affluents. La structuration de la variabilité des précipitations régionalisées est identique à celle observée dans les débits, selon chaque sous-bassin versant. Le changement majeur observé dans les débits en 1970 affecte également les composantes des précipitations à l'échelle inter-annuelle (5-8 ans vers 3-6 ans pour toutes les régions) et à long terme (22 ans vers 8-16 ans pour le WNC et l'ENC). La comparaison des reconstructions des principaux modes de variabilité des débits

et des précipitations confirme que ces modes sont fortement similaires, que ce soit en termes de fréquence, d'occurrence temporelle ou d'amplitude.

Au final, les fluctuations observées dans les débits sont rigoureusement observées dans les précipitations régionalisées, à la fois en termes de fréquence, d'amplitude, et d'occurrence temporelle. De plus, la forte cohérence existant entre la variabilité des débits et des précipitations régionalisées (76,7% de cohérence totale moyenne observée au minimum), confirme définitivement une influence climatique très importante sur la structuration de la variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents.

Les modes de variabilités identifiés dans les débits du Mississippi et les précipitations régionalisées correspondent à des échelles de temps en accord avec les modes de variabilités observés dans ces paramètres aux Etats-Unis et plus largement en Amérique du Nord (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Collins, 2009 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004; Hu et al., 1998 ; Labat, 2006). Par exemple, ces modes de variabilité correspondent aux variations d'échelles décennale et pluri-décennale détectées dans les données de précipitations (stations de mesures) d'une zone de la région centrale des Etats-Unis par Hu et al. (1998). Dans cette étude locale (zone de cinq états recouvrant le Missouri et l'Upper Mississippi), un mode est identifié à 20 ans, marqué par une diminution de l'amplitude après le milieu des années 1960 ; et un mode est identifié à 12 ans, marqué par une augmentation de l'amplitude après cette même période. Les auteurs relient les différentes phases de cette fluctuation à plus long terme aux périodes sèches (phases négatives) et humides (phases positives) de la région. Les modes de variabilité observés dans les débits du Mississippi correspondent également aux mêmes échelles de temps que les fluctuations identifiées à 4-8 ans ou 24 ans (après 1930) par Labat (2006) dans le débit annuel composite du continent Nord-Américain. D'autres modes de variabilité concordants sont également identifiés dans les débits et les précipitations sur d'autres zones du pays et du continent, comme par exemple à l'Ouest (Hanson et al., 2006) ou à l'Est (Collins, 2009) des Etats-Unis ; ainsi qu'au Canada avec des modes identifiés à 2-3 ans, 3-6 ans et 6-12 ans (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004).

Les différents modes de variabilité observés dans les débits et les précipitations sont a priori majoritairement reliés aux modes de fluctuations du climat, comme l'ENSO, la PDO ou encore la NAO (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Collins, 2009 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Kahya et Dracup, 1993 ; Küçük et al., 2009 ; Labat, 2006, 2008, 2010 ; Massei et al., 2007, 2009 ; Tootle et al., 2005).

Les résultats obtenus indiquent donc que les variations du climat peuvent être enregistrées dans les grands bassins versants comme le Mississippi, que ce soit à l'échelle des sous-bassins versants (où des modes équivalents sont retrouvés à une échelle locale, Hu et al., 1998), ou à l'échelle intégratrice du bassin du Mississippi dans son ensemble (où des modes comparables sont identifiés à une échelle continentale, Labat, 2010). Même si le Mississippi a fait l'objet de nombreuses études, la caractérisation de la variabilité hydrologique et la détermination de son origine ne semblent pas avoir été effectués, tout du moins à l'échelle du bassin versant dans son ensemble (incluant les principaux sous-bassins versants). Il serait donc intéressant de pouvoir déterminer plus précisément les origines climatiques de la variabilité hydrologique observée, c'est-à-dire de déterminer à quel(s) mode(s) de fluctuations du climat est reliée la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi.

5.2. Cas des extrêmes hydrologiques

Les inondations et les sécheresses sont des événements extrêmes qui ont un impact majeur sur l'évolution de la ressource en eau, ainsi que sur la population.

Sur le bassin versant du Mississippi, on observe une augmentation globale des extrêmes hydrologiques annuels des débits (minima, maxima) en relation avec l'augmentation des tendances globales (débits et précipitations), à l'exception du Missouri (Q_{\min}), de l'Ohio (Q_{\max}) et de l'Arkansas (Q_{\min} , Q_{\max}). Ceci suggère donc que l'évolution des extrêmes hydrologiques est, hors exceptions, majoritairement influencée par l'évolution des extrêmes climatiques (précipitations) sur le bassin versant du Mississippi.

La structuration de l'évolution des minima annuels est semblable à celle observée pour les débits annuels moyens (selon chaque sous bassin versant). Cette structuration est notamment marquée par de fortes valeurs des débits minimums à partir des années 1970 pour tous les sous bassins versants, à l'exception de l'Arkansas qui est marquée (à la même période) par une diminution brutale de ses minima. Ces structurations sont similaires à celles observées dans les minima annuels de précipitations, à l'exception de l'Upper Mississippi qui se distingue par de fortes dissimilarités de structuration des débits avec les précipitations avant le milieu des années 1960.

La structuration de l'évolution des maxima annuels est plus complexe, bien que globalement semblable à celle observée pour les débits annuels moyens (pour chaque sous bassin versant) : elle présente des différences notables d'amplitude, ainsi que de plus nombreuses dissimilarités de structuration avec les précipitations que les autres paramètres hydrologiques utilisés (débits moyens et minimums). L'Arkansas et l'Ohio sont marqués par les différences les plus importantes. L'Ohio présente une structuration qui n'est pas observée dans les précipitations entre 1950-1960 et 1980. L'Arkansas, qui présente une structuration similaire aux maximums de précipitations, présente un changement de comportement de sa réponse aux maximums de précipitations après la fin des années 1970, qui devient proportionnellement plus faibles pour des maximums de précipitations proportionnellement plus forts.

L'évolution des extrema annuels de débits du Mississippi présente donc une structuration particulière, majoritairement semblable à l'évolution des extrêmes climatiques (précipitations). Cette évolution est plus ou moins en relation avec l'évolution des débits annuels moyens, ce qui suppose des modes de variabilité plus ou moins équivalents. Il serait donc intéressant de pouvoir identifier plus précisément les modes de variabilité des extrema de débits, pour pouvoir identifier les similitudes/différences par rapport aux modes de variabilité des débits moyens. Ces modes sont-ils identiques ? La contribution de ces modes est-elle similaire ou observe t-on une modification de la distribution dans la contribution à la variance totale ? D'autre part, l'évaluation de la variabilité inter-annuelle et à plus long terme de ces extrêmes hydrologiques constitue une question importante, notamment pour la compréhension et l'estimation de l'évolution future des périodes de sécheresses et des inondations. Autrement dit, les événements hydrologiques extrêmes sont-ils influencés (contrôlés) par des variations sur le plus ou moins long terme ?

5.2.1. Hautes-fréquences (événements synoptiques) et maxima annuels

Le maximum annuel est une variable classiquement utilisée en hydrologie pour la modélisation stochastique des crues (prévision), ce qui implique implicitement que ces événements ont une distribution aléatoire (ou du moins non contrôlée) au cours du temps. Les tendances observées aux Etats-Unis (Douglas, 2000 ; Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wollock, 2002, ainsi que la structuration de leur évolution dans le temps, indiquent effectivement des résultats beaucoup plus contrastés que ceux observés dans les débits annuels moyens et minimums (moins de tendances significatives, proportion quasi équivalente de tendances à l'augmentation ou à la diminution). Ceci suggère effectivement que l'évolution dans le temps de ces événements est moins influencée, a priori, par des composantes de plus basses-fréquences comme celles observées dans les autres paramètres hydrologiques utilisés, et donc que ces évènements ont une distribution plus aléatoire en comparaison.

Cependant, l'évolution à long terme décrite par LOESS suggère tout de même une structuration dans le temps, qu'il est nécessaire d'approfondir pour déterminer plus précisément si cette structuration est d'origine aléatoire ou non. En ce sens, Massei et al., 2009 ont montré que la variance associée aux évènements synoptiques devenait plus importante (tendance à l'augmentation), en particulier après le milieu des années 1950. De plus, une possible modulation par des fluctuations d'échelle inter-annuelle (2-4ans) est indiquée, ce qui suggère un contrôle de plus basse-fréquence de ces évènements. Cette modulation est caractéristique des échelles de temps de variabilité de l'indice climatique ENSO, connu pour avoir une forte puissance dans cette bande d'énergie, en particulier depuis 1960 (Torrence et Compo, 1998). Ces résultats suggèrent donc un contrôle significatif des fluctuations les plus rapides des débits par des modes de fluctuations du climat.

Pour aller plus loin, une étude de la variance associée aux hautes-fréquences (évènements synoptiques <30 jours) est proposée. La reconstruction des hautes-fréquences (<30 jours) des débits des sous-bassins versants du Mississippi (voir Annexe 3), qui représentent environ 10% de la variance totale. Dans un premier temps, la distribution de la variance associée à ces évènements est calculée (pour les débits journaliers) et son évolution caractérisée par LOESS. Dans un second temps, les modes de variabilité (s'ils existent) des débits maximums annuels sont explorés. Du fait du nombre limité de valeurs disponibles (valeurs annuelles), les analyses spectrales précédemment utilisées (transformée de Fourier, analyses en ondelettes continues...) ne sont pas adaptées. Ces modes de variabilité seront donc tout d'abord évalués par une analyse de la cohérence entre les débits moyens et débits maximums annuels (bien que cette méthode soit basée sur la transformée en ondelettes, elle évalue la corrélation linéaire point par point entre les deux signaux, ce qui permet une estimation raisonnable malgré le nombre de valeurs réduit). La comparaison des maxima annuels aux débits moyens permet donc d'approcher les similitudes/différences de ces structurations. Indépendamment, une analyse par décomposition empirique en modes propres sera effectuée pour déterminer les composantes principales de la variabilité des maxima annuels (cf. partie I.2.2.5). Cette méthode n'est pas dépendante du nombre de valeurs, puisqu'elle détermine les modes au sein du nuage de répartition de la variance. Les modes propres de variabilité ainsi identifiés sont reconstruits et comparés aux modes de variabilité présents dans les débits journaliers (identifiés préalablement en partie II.4), suivant les échelles de temps suggérées par l'analyse de la cohérence.

L'évolution de la variance des hautes-fréquences (>30jours), associée aux évènements synoptiques, est présentée sur la figure II.24 :

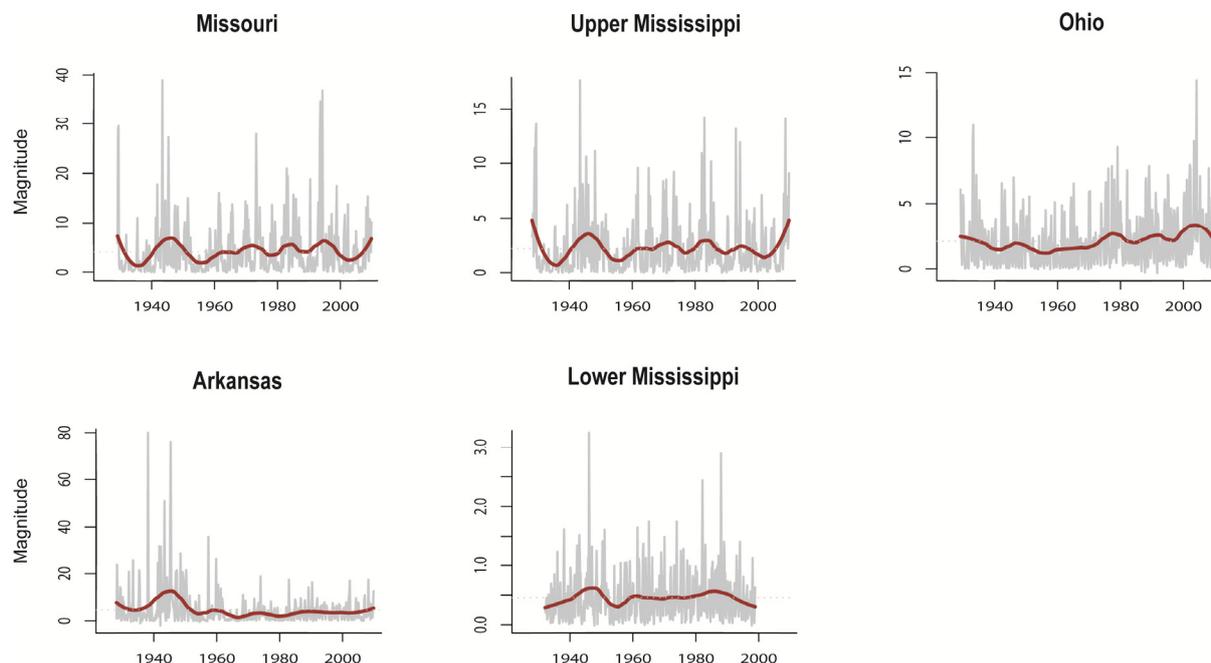


Figure II-24 : Distribution de la variance au cours du temps associée aux hautes-fréquences des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

L'évolution à long terme estimée par LOESS indique une structuration de la variance associée aux hautes-fréquences des débits. Conformément aux résultats de Massei et al., 2009, une rupture est observée au milieu des années 1950 pour tous les sous-bassins versants. Une forte amplitude de la variance est observée avant cette rupture, puis une tendance à l'augmentation de la variance associée aux évènements synoptiques est observée pour le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Ohio (le Lower Mississippi présente une évolution globale stable, alors que l'Arkansas présente une forte diminution). La structuration semble également évoluer, vers de plus hautes-fréquences. Cette évolution à long terme de la variance associée aux hautes-fréquences est très proche de celle observée pour les maxima annuels de débits (figure II.11).

L'analyse de la cohérence existant entre la variabilité des débits moyens et des maximums annuels pour les sous-bassins versants du Mississippi est présentée sur la figure II.25. Pour l'ensemble des sous-bassins versants, une cohérence est détectée : les débits maximums annuels présentent des modes de variabilité communs aux échelles inter-annuelle (bandes d'énergie de 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans), décennale (bande d'énergie 8-16 ans et 12-16 ans), et sur le long terme (22 ans et 22-26 ans). Deux exceptions toutefois sont relevées : l'Arkansas, qui présente uniquement de modes communs à 2-4 ans à l'échelle inter-annuelle (absence à 3-6 ans et 5-8 ans) ; et l'Ohio, qui ne présente pas de modes communs de variabilité au-delà de l'échelle décennale.

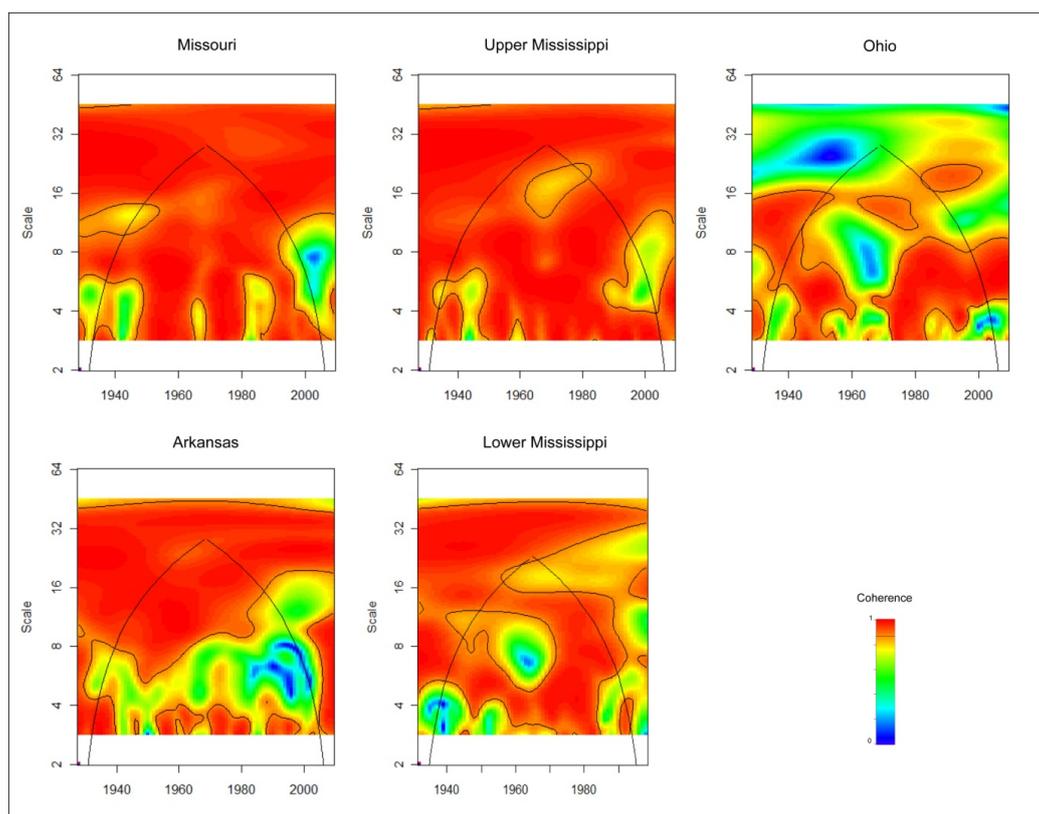


Figure II-25 : Analyse de la cohérence des modes de variabilité entre les débits moyens et les débits maxima annuels du Mississippi et de ses affluents

Ces résultats confirment la possible modulation par des fluctuations de 2-4 ans de la variance associée aux événements synoptiques identifiée par Massei et al., 2009. Plus largement, ces résultats suggèrent donc un contrôle de la distribution des maximums annuels de débits aux échelles inter-annuelle, décennale et sur le long terme, a priori par les mêmes modes de variabilité identifiés dans les débits journaliers du Mississippi.

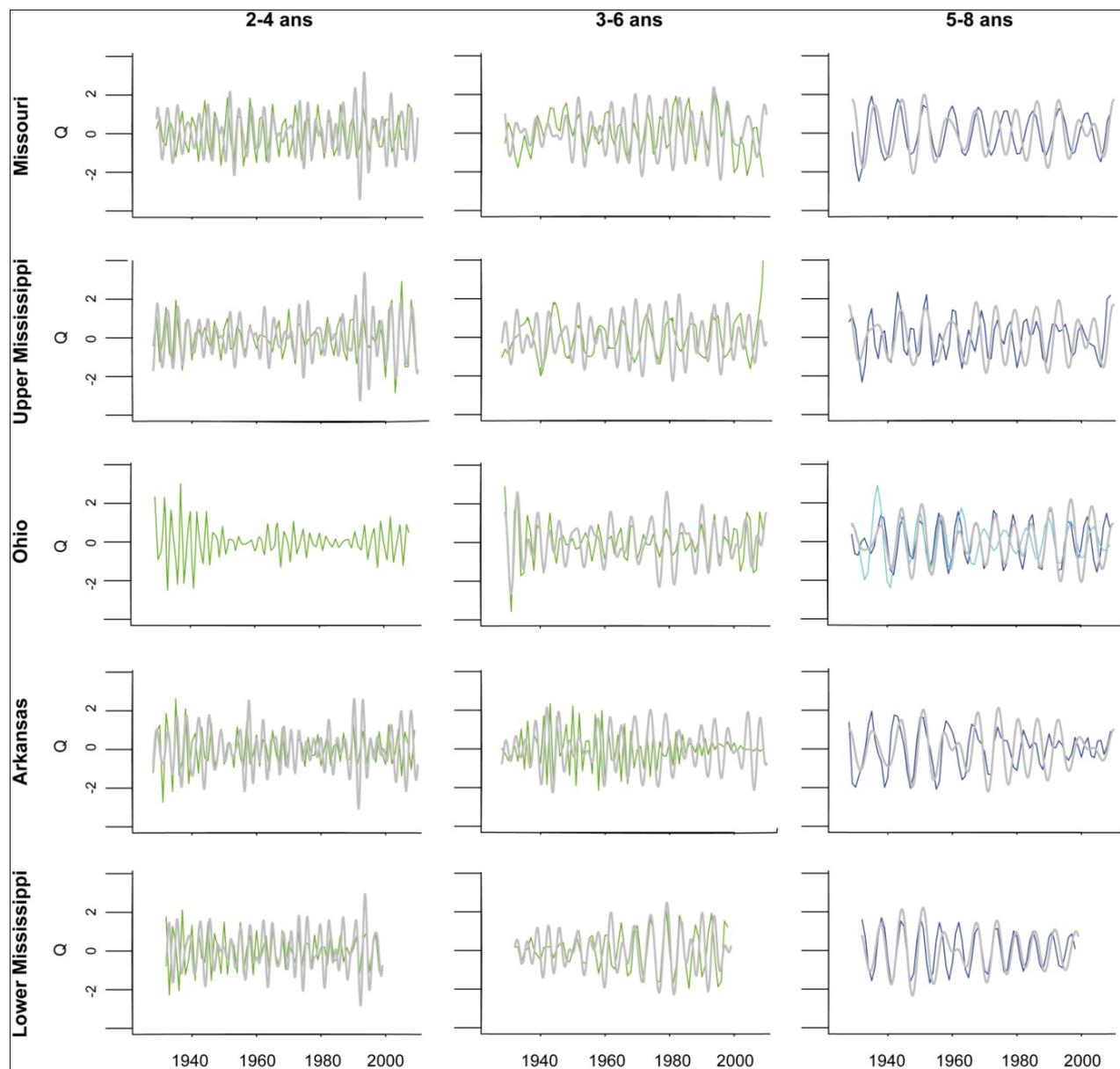
L'analyse de la variabilité des débits maximums annuels par l'analyse en composantes principales confirme ces résultats : des modes propres de variabilité peuvent être identifiés, aux échelles de temps décrites précédemment par l'analyse de la cohérence. Le tableau II.9 synthétise les modes propres identifiés dans les maximums annuels des débits, en comparaisons des principaux modes de variabilité identifiés précédemment dans les débits journaliers du Mississippi.

	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
Echelle inter-annuelle	PC ₁₆₋₁₇ = 2-4y	PC ₉₋₁₀ = 2-4y	PC ₇₋₈ = 2-4y	PC ₇₋₈ = 2-4y	PC ₁₇ = 2-4y
	PC ₅ = 3-6y	PC ₃₋₄ = 3-6y	PC ₁₂ = 3-6y	PC ₅₋₆ = 3-6y	PC ₆₋₇ = 3-6y
	PC₁₋₂ = 5-8y	PC ₂₀₋₂₁ = 5-8y	PC₁₋₂ = 5-8y PC ₃₋₄ = 5-8y	PC ₁₂₋₁₃ = 5-8y	PC₁₋₂ = 5-8y
Echelle décennale	PC ₁₀ = 8-16y	PC₁₋₂ = 8-16y	PC ₅₋₆ = 12-16y	PC₁₋₂ = 12-16y	PC ₃₋₄ = 12-16y
Long terme	PC ₉ = 22y	PC ₇₋₈ = 22y	-	PC ₃ = 22-26y	PC ₅ = 22-26y

Tableau II-9 : Synthèse de relations observées entre les modes propres des maxima annuels et des modes de variabilité des débits du bassin versant du Mississippi

Les composantes principales (PC) analysées au total sont de 40. L'ordre des PC représente le degré de contribution à la variance totale

Les modes propres correspondent aux modes de variabilité composants les débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents. Un exemple de la comparaison entre les reconstructions de ces modes propres et des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi est présenté sur la figure II.26 :



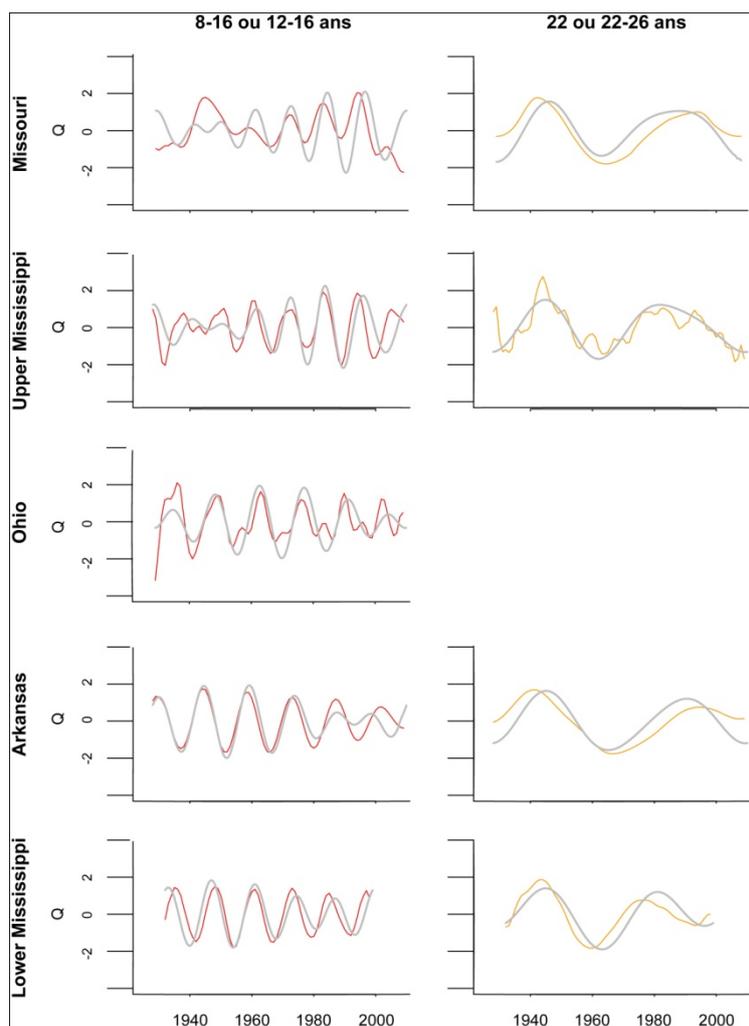


Figure II-26 : Comparaison entre les modes propres des maxima annuels de débits du bassin versant du Mississippi et les reconstructions des principaux modes de variabilité des débits journaliers

L'exemple de la comparaison entre la première composante principale des maxima annuels des débits du Missouri et la reconstruction du mode de variabilité identifié à 22 ans illustre parfaitement le fait que ces modes correspondent à un mode unique de variabilité.

Les principaux modes propres des maxima annuels de débits identifiés correspondent aux modes de variabilité d'échelles inter-annuelle à 2-4 ans, 5-8 ans, décennale à 8-16 ans et 12-16 ans, et à plus long terme à 22 ans et 22-26 ans pour l'ensemble des sous-bassins versants. L'Ohio est le seul sous-bassin à ne pas présenter un mode à plus long terme. On notera toutefois que la contribution relative est plus importante pour les modes à 5-8 ans et 8-16 ans, suggérant que ces fluctuations sont prépondérantes dans la distribution des maxima annuels de débits.

Dans tous les cas, ces résultats suggèrent une composition non-aléatoire des maxima annuels de débits, puisqu'ils présentent des modes de variabilités au moins aux échelles inter-annuelle et décennale (voire plus long terme). La distribution des maxima n'est donc pas purement aléatoire (stochastique), avec un contrôle marqué de ces événements par des fluctuations 2-4 ans, 5-8 ans, 8-16 ans, 12-16 ans, et 22-26 ans, dont l'origine reste à déterminer. Comme souligné dans Massei et al., 2009 ces modes correspondent des échelles de temps caractéristiques de la variabilité des modes de fluctuations du climat, comme l'ENSO. De futures analyses sont donc nécessaires pour déterminer plus précisément l'origine de la structuration des maxima annuels.

5.2.2. Minima annuels

Les minima annuels de débits sont utilisés en hydrologie comme indicateurs des périodes de sécheresses. Afin de déterminer si ces périodes de faibles débits sont influencées par des modes de plus basses-fréquences, la même méthodologie qu'employée précédemment pour les maxima annuels sera utilisée : une analyse de la cohérence par ondelettes entre les débits moyens et minimaux annuels sera effectuée pour déterminer les échelles de variabilité communes ; une analyse en composante principale pour extraire les modes propres de variabilité ; enfin, une comparaison entre les modes propres et les principaux modes de variabilité observés dans les débits journaliers.

L'analyse de la cohérence existant entre la variabilité des débits moyens et des maxima annuels pour les sous-bassins versants du Mississippi est présentée en figure II.27. Pour l'ensemble des sous-bassins versants, une cohérence est détectée : les débits minimums annuels présentent des modes de variabilité communs aux échelles inter-annuelle (bandes d'énergie >4 ans), décennale (bande d'énergie 8-16 ans et 12-16 ans), et sur le long terme (22 ans et 22-26 ans). Dans le détail, la cohérence est relativement spécifique à chaque sous-bassin versant : le Missouri et l'Upper Mississippi présentent une cohérence reliée au mode de variabilité à 22 ans avant 1970, puis à 8-16 ans et à l'échelle inter-annuelle essentiellement après 1970 ; l'Ohio présente une cohérence reliée au mode 22-26 ans sur toute la série, et à l'échelle inter-annuelle avant 1960 et après le début des années 1980 (ainsi qu'une cohérence d'échelle décennale) ; le Lower Mississippi présente une cohérence à long terme (22-26 ans) sur toute la série, décennale et inter-annuelle entre 1950 et 1980. L'Arkansas présente un schéma particulier, avec une cohérence distribuée pour toutes les échelles de temps avant 1970 uniquement.

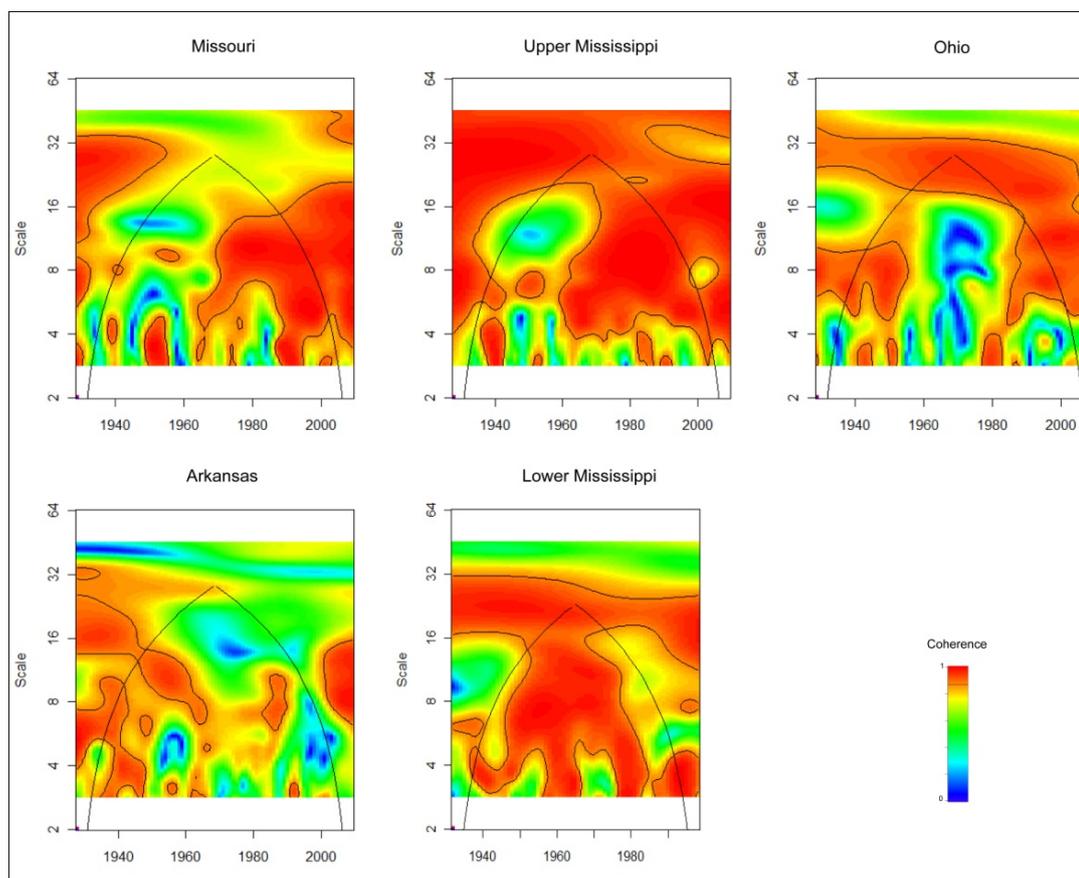


Figure II-27 : Analyse de la cohérence des modes de variabilité entre les débits moyens et les minima annuels du Mississippi et de ses affluents

Ces résultats sont finalement beaucoup plus complexes que ceux observés pour l'analyse des débits maximums. Toutefois, la cohérence semble plus particulièrement distribuée pour des échelles de plus basses-fréquences, pour des échelles décennale et à plus long terme. Les échelles inter-annuelles semblent être affectées plus localement en fonction des sous-bassins versants.

L'analyse de la variabilité des débits minimums annuels par l'analyse en composantes principales confirme ces résultats : des modes propres de variabilité peuvent être identifiés, aux échelles de temps décrites précédemment par l'analyse de la cohérence. Le tableau II.10 synthétise les modes propres identifiés dans les minimums annuels des débits, en comparaison des principaux modes de variabilité identifiés précédemment dans les débits journaliers du Mississippi.

	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
Echelle inter-annuelle	PC ₁₈₋₁₉ = 2-4y	PC ₁₁₋₁₂ = 2-4y	PC ₁₋₂ = 2-4y PC ₃₋₄ = 3-6y	PC ₇₋₈ = 2-4y	PC ₃₋₄ = 2-4y
	PC ₃ = 5-8y	PC ₅₋₆ = 5-8y	PC ₉ = 5-8y	PC ₉₋₁₀ = 5-8y	PC ₅₋₆ = 5-8y
Echelle décennale	PC ₁₋₂ = 8-16y	PC ₁₋₂ = 8-16y	PC ₁₈ = 12-16y	PC ₃₋₄ = 12-16y	PC ₃₋₄ = 12-16y
Long terme	-	-		PC ₅₋₆ = 22-26y	PC ₁₋₂ = 22-26y

Tableau II-10 : Synthèse des relations observées entre les modes propres des minima annuels et des modes de variabilité des débits du bassin versant du Mississippi

Les composantes principales (PC) analysées au total sont de 40. L'ordre des PC représente le degré de contribution à la variance totale

Les modes propres correspondent aux modes de variabilité composants les débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents. Un exemple de la comparaison entre les reconstructions de ces modes propres et des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi est présentée en figure II.28.

L'exemple de la comparaison entre la première composante principale des minima annuels des débits de l'Upper Mississippi et la reconstruction du mode de variabilité identifié à 8-16 ans illustre parfaitement le fait que ces modes correspondent à un mode similaire de variabilité.

Les principaux modes propres identifiés correspondent aux modes de variabilité d'échelles inter-annuelle à 2-4 ans, 5-8 ans, décennale à 8-16 ans et 12-16 ans et à plus long terme (22 ans et 22-26 ans) pour l'ensemble des sous-bassins versants. Les modes propres les plus importants (contribution la plus élevée) correspondent aux modes d'échelles décennale et à plus long terme.

Toutefois, il est ici observé plus de différences que lors de la comparaison précédente des modes identifiés dans les maximums de débits et ceux des débits journaliers, en particulier sur le long terme de l'Arkansas et du Lower Mississippi.

Dans tous les cas, ces résultats suggèrent une composition non-aléatoire des minima annuels de débits, puisqu'ils présentent des modes de variabilités au moins aux échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme.

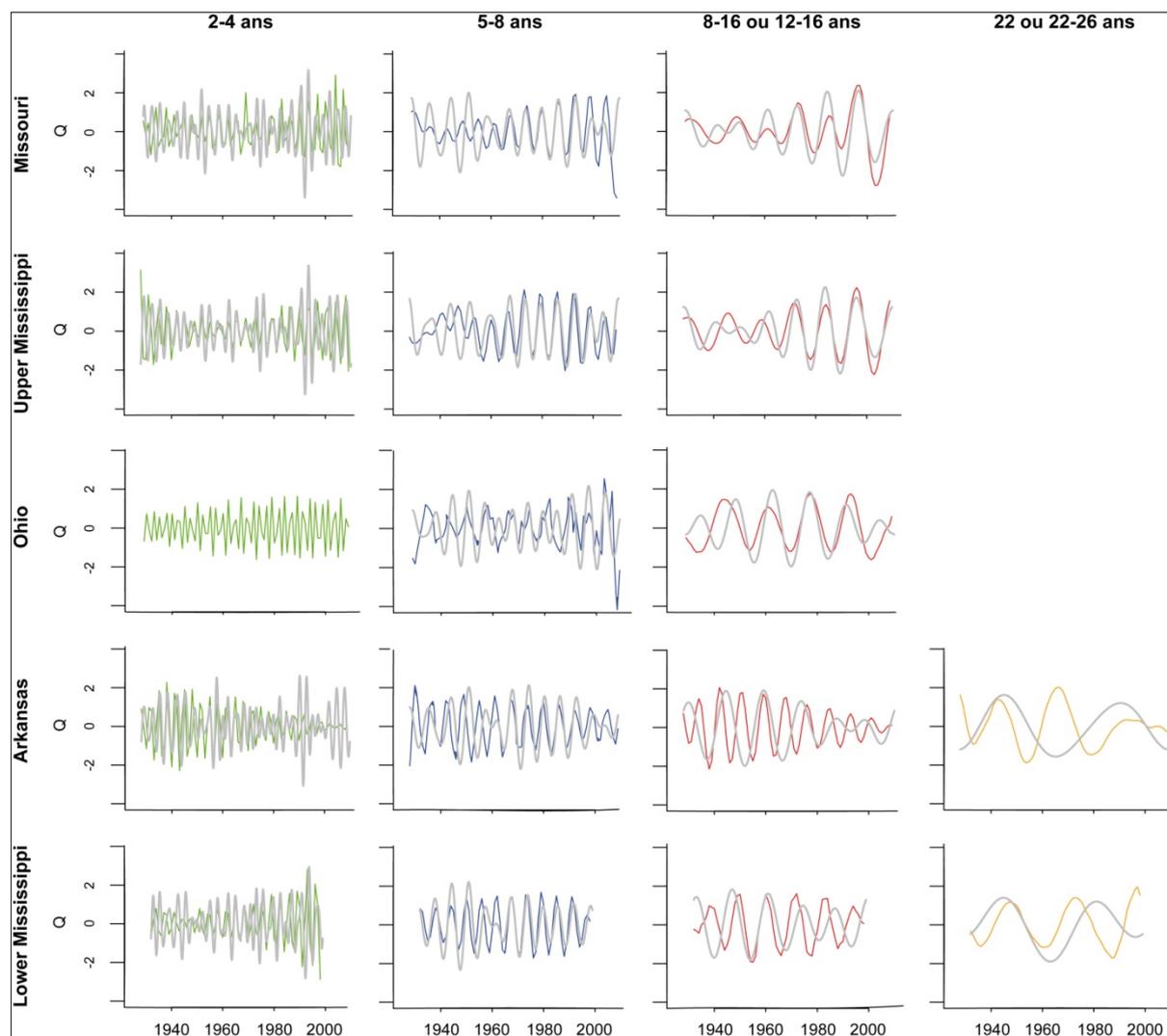


Figure II-28 : Comparaison entre les modes propres des minima annuels de débits du bassin versant du Mississippi et les reconstructions des principaux modes de variabilité des débits journaliers

La distribution des minima est donc marquée essentiellement par des échelles de temps de plus basses-fréquences en comparaison des débits maximums et moyens annuels. Ces résultats correspondent à l'idée que les minima annuels sont des « lissages » sur long terme des débits observés, représentatifs des sécheresses. Cependant, les périodes de sécheresses s'expriment particulièrement sur des échelles de temps beaucoup plus long (>100 ans), ce qui pourrait expliquer la plus faible cohérence observée et des liens finalement plus complexes à déterminer en comparaison des maximums annuels. Il serait donc intéressant de pouvoir étudier ces relations avec des paramètres hydrologiques plus spécifiques à l'analyse des périodes de sécheresses, comme le PDSI par exemple.

Au final, il apparaît tout de même que les minima annuels (tout comme les maxima annuels) des débits du Mississippi sont contrôlés par des modes de variabilité, dont l'origine reste à déterminer. Notamment, les modes de variabilité majoritairement mis en jeu sont a priori différents, suggérant des influences différentes dans le contrôle des mécanismes des extrêmes hydrologiques.

5.3. Une rupture globale observée dans les paramètres hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents en 1970

Une discontinuité aux alentours de 1970 est apparue systématiquement tout au long de l'analyse des débits et des précipitations à l'échelle du bassin versant du Mississippi. Cette discontinuité est observée dans l'évolution à long terme des débits et des précipitations (annuels) du Mississippi et de ses principaux affluents, qui augmentent fortement à partir de 1970, mais aussi dans les minima annuels (forte augmentation pour tous les sous bassins versants, à l'exception de l'Arkansas qui est marquée par une diminution brutale de ses débits minimums). De plus faibles changements sont également observés dans l'évolution des maxima annuels, marquant une (faible) augmentation également pour tous les bassins versants (excepté l'Ohio).

Ces changements observés dans l'évolution à long terme des paramètres hydrologiques s'accompagnent de changements dans la composition spectrale des débits et des précipitations : un changement majeur de la composition spectrale est observé en 1970, à la fois dans les débits et les précipitations, affectant les composantes d'échelle inter-annuelle (5-8 ans vers 3-6 ans pour tous les sous-bassins) et à long terme (22 ans vers 8-16 ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi). Des changements sont également observés dans la variance des débits (échelle annuelle) : à partir de 1970, la variance des débits augmente pour le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Arkansas ; ou se stabilise (Lower Mississippi) voire diminue légèrement (Ohio). Les changements observés dans l'évolution de la variance peuvent être reliés aux changements observés dans la composition spectrale des débits, en particulier à l'échelle décennale et à plus long terme (par exemple, le changement observé en 1970 d'une fluctuation à 22 ans pour une fluctuation à 8-16 ans dans les débits du Missouri et l'Upper Mississippi). De la même façon, des changements sont observés dans la variance totale des débits : à partir de 1970, la variance totale des débits augmente fortement pour le Missouri et l'Upper Mississippi, mais dans une moindre mesure pour le Lower Mississippi et l'Ohio. Enfin, certains changements peuvent être observés dans la cohérence des débits/précipitations, avec notamment des pertes de cohérences aux échelles inter-annuelle et décennale observées avant la fin des années 1970 pour le Missouri/WNC.

Les changements observés en 1970 dans les débits et les précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi, que ce soit dans l'évolution à long terme (augmentation des valeurs annuelles et minimales dans la plupart des cas, voire maximales), dans le changement des structurations fréquentielles, dans la modification de la distribution de la variance, voire des modifications de cohérence entre les signaux, marque un changement majeur du comportement hydrologique et climatique à l'échelle du bassin versant du Mississippi.

Cette rupture s'inscrit dans un schéma global d'évolution de la variance des paramètres hydrologiques au cours du siècle dernier, comme indiqué par la comparaison de l'évolution de la variance totale des débits en comparaison des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi (figure II.29) :

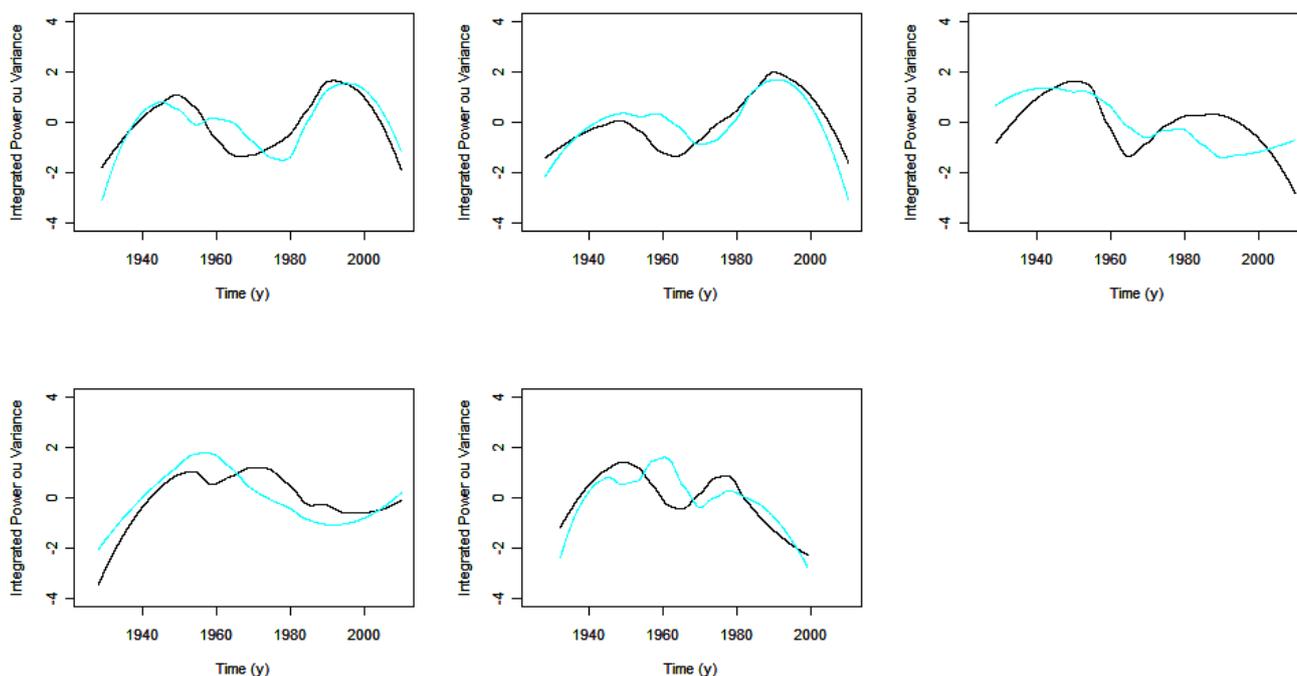


Figure II-29 : Evolution au cours du temps de la distribution de la variance totale des débits et des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi

L'évolution de la variabilité totale des débits et des précipitations régionalisées pour l'ensemble des sous-bassins versants du Mississippi s'inscrit dans un schéma identique, à l'exception de l'Arkansas, découpé en trois périodes distinctes : la période 1930-1960 montre une forte variabilité (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ; suivi d'une période de plus faible variabilité en 1960-1970 (voire 1960-1980), avec un minimum atteint dans tous les cas vers 1970. A partir de 1970, la variance des débits et des précipitations augmente plus ou moins fortement. Cette période marque donc une période de plus forte variabilité, avec un maximum de variance atteint dans les années 1990. Depuis ce dernier maximum, la variance du cycle annuel semble diminuer. L'Arkansas et la région S présentent un schéma totalement particulier : depuis 1940 (où la variabilité est très faible), une stabilisation de la variance est globalement observée (voire en légère diminution). Les changements observés dans l'évolution de la variance peuvent être reliés aux changements observés dans la composition spectrale des débits (partie II.4.2), en particulier avec les changements observés en 1970.

Ce changement majeur est également observé dans plusieurs autres indicateurs à travers le monde, en hydrologie (Laignel et al., 2008, 2010 ; McCabe et Wollock, 2002 ; Rossi et al., 2009), sur les températures de l'hémisphère Nord (Ivanov et Estimov, 2010), en climatologie (Baines et Folland, 2007), etc... Par exemple, dans leur étude des débits de bassins versants non régulés de l'Ouest des Etats-Unis, Pagano et Garen, 2005 concluent à l'existence de différentes périodes dans la variabilité des débits, notamment une identifiée entre 1950 et 1970. Coulibaly et Burn (2004) reportent également de fortes corrélations locales entre certains indices climatiques et la variabilité des débits au Canada dans les bandes d'énergie à 2-3 ans et 3-6 ans, avec des changements notables aux alentours de

1950 et 1970. McCabe et Wolock (2002) indiquent un changement en 1970 qu'ils interprètent comme étant « une marche » vers l'augmentation des débits aux Etats-Unis.

Jusqu'à présent, les possibles causes physiques de ces discontinuités ne sont pas encore comprises. Cependant, selon McCabe et Wolock (2002), ce changement brutal peut être interprété comme un changement au sein du système climatique terrestre vers un nouveau régime qui devrait être constant jusqu'à ce qu'un nouveau changement apparaisse. En ce sens, Tsonis et al. (2007) ont récemment montré un nouveau mécanisme dynamique pour la compréhension de ce type de changements climatiques, en étudiant le comportement collectif d'un réseau basé sur les indices climatiques observés. Leurs résultats indiquent que plusieurs changements de régimes climatiques ont eu lieu au cours du siècle dernier (en 1910, 1940 et au milieu des années 1970), associés à des changements significatifs dans la tendance des températures globales et dans la variabilité de l'ENSO. En identifiant les changements des pluies tropicales, Baines et Folland (2007) attribuent ces observations à un changement climatique rapide global aux alentours de la fin des années 1960. Ivanov et Evtimov (2009) ont montré que la série des températures annuelles de surface de l'hémisphère Nord durant le XX^e siècle peut correctement être décrite par une tendance linéaire, mais que celle-ci « se casse » en 1963. Les auteurs indiquent qu'après six années de transition, en 1970, la température entre dans un nouveau régime qui correspond à un réchauffement linéaire trois fois supérieur. Pour l'émergence de cette « cassure abrupte », les auteurs attribuent le rôle clef potentiel de l'éruption du Mont Agung, ainsi que de la variabilité inter-annuel et décennale des principaux indices climatiques.

D'autres discontinuités peuvent être également identifiées et analysées sous l'angle des régimes climatiques. Les trois périodes globalement identifiées en 1930-1960, 1960-1980 et 1980-2010 dans les débits et les précipitations régionalisées du bassin versant du Mississippi, s'inscrivent dans cet ordre d'idées. Par exemple, 1990 correspond à un maximum de variance post-1970 de ce changement majeur, et est également relié aux variables hydrologiques. Cette période est connue comme étant une période de forte variabilité du cycle hydrologique (Massei et al., 2010).

Bien que ces résultats ne soient pas toujours directement connectés aux observations hydrologiques, ces nouveaux genres d'approches doivent être pris en compte dans les futures études, dans le but de déterminer l'origine des ces discontinuités.

5.4. Perspectives

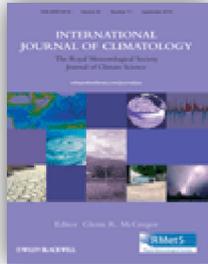
A la suite des principaux résultats obtenus pour la caractérisation de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux bassins versants, deux axes de recherche majeurs sont à poursuivre.

En effet, l'évolution à long terme des caractéristiques hydrologiques, ainsi que les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi, sont fortement en relation avec les précipitations régionalisées. Il apparaît donc nécessaire de pouvoir déterminer plus précisément l'influence des paramètres climatiques sur la variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents, notamment les relations pouvant exister avec les principaux modes de fluctuations du climat affectant la région.

D'autre part, plusieurs différences sont apparues entre l'évolution des caractéristiques des débits et des précipitations, mais aussi sur la comparaison des modes de variabilité. Bien que ces différences ne soient pas majeures, il apparaît important de pouvoir déterminer leurs origines : est-ce le résultat d'autres facteurs climatiques, de facteurs internes aux bassins versants ou d'un impact anthropique ?

Ces deux axes majeurs de recherche seront traités, et feront en partie l'objet des deux parties suivantes du manuscrit.

6. PUBLICATION (*PARTIE II*)



Massei, N., Laignel, B., Rosero, E., Motelay, A., Deloffre, J., Yang, Z-L. and **Rossi, A.**, 2009. A wavelet approach to the intra-annual to pluridecennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. *International Journal of Climatology*, *In press*.

INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY
Int. J. Climatol. (2009)
 Published online in Wiley InterScience
 (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1995



A wavelet approach to the short-term to pluri-decennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998

N. Massei,^{a*} B. Laignel,^a E. Rosero,^b A. Motelay-massei,^a J. Deloffre,^a Z.-L. Yang^b
 and A. Rossi^a

^a UMR CNRS 6143 "Continental and Coastal Morphodynamics", Department of Geology, University of Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France

^b Department of Geological Sciences, The University of Texas at Austin, 1 University Station #C1100 Austin, TX 78712-0254, USA

ABSTRACT: The temporal variability of streamflow in the Mississippi river basin, including its major tributaries (Missouri, Upper Mississippi, Ohio and Arkansas rivers), was analysed using continuous wavelet methods in order to detect possible changes over the past 60 years. Long- to short-term fluctuations were investigated. The results were compared with SOI, PDO and NAO indices and precipitation time series and were also processed by wavelet methods. A major change point around 1970, also reported in other works, was recovered in all climate and hydrological processes. It is characterised by the occurrence of an 8–16-year mode for Upper Mississippi and Missouri and of a 3–6-year mode for all rivers. Two other discontinuities around the mid-1950s and 1985 were also detected. A strong power attenuation of the annual cycle in the Arkansas, Upper Mississippi and Missouri rivers was also found between 1955 and 1975. In general, the dominant modes of inter-annual to pluri-annual streamflow variability lay in the 2–4-year, 4–8-year and 10–16-year ranges, which was typical of SOI for the period of study. A preferential link with the Mississippi basin headwater zone (i.e. Upper Mississippi and Missouri) was deduced during the ≈ 1934 –1950 and ≈ 1970 –1985 periods.

Overall, the contribution of inter-annual to pluri-annual oscillations ranged from 6.6 to 26% of streamflow variance, while the short-term scales (<2–3 weeks) explained from 1.1 to 6.4%. The annual cyclicity explained from 19.1 to 48.6% of streamflow variance. High-frequency streamflow fluctuations linked to synoptic activity were also found to increase after 1955 for all basins except Upper and Lower Mississippi, apparently modulated by a ≈ 2 –4-yr oscillation. Copyright © 2009 Royal Meteorological Society

KEY WORDS Mississippi; streamflow variability; climate fluctuations; wavelet

Received 5 October 2007; Revised 29 June 2009; Accepted 10 July 2009

1. Introduction

Great rivers' watersheds play a major role in the world in terms of water resources. However, the way climate and global environmental changes affect streamflow variability in such basins remains challenging, especially in terms of quantification of their respective impact. Ziegler *et al.* (2005) stated that about 350 years are required to detect plausible changes in the annual streamflow. Yet, it is still possible to attempt the description of changes in streamflow during shorter periods (measurements usually do not span more than 100 years).

In the conterminous or in the central United States, many authors investigated the temporal trends of streamflow variability (Lins and Slack, 1999; McCabe and Wolock, 2002). To investigate the temporal trends in streamflow in the United States, Lins and Slack (1999)

used a methodology based on compilation of quite a large number of daily discharge records (i.e. 395 time series) for watersheds relatively free of anthropogenic effects by trend testing. These authors detected increasing trends for most of the US water resource regions for discharge regimes below the upper quartile (Q75), except on the Pacific coast and in some regions of the Southeast, which exhibited decreasing trends at all quantiles. They concluded that the conterminous United States was getting wetter, but it was less extreme.

Pagano and Garen (2005), in their study of streamflow data from 141 unregulated basins in the western United States, reported three different periods of streamflow variability: (1) a low variability and high persistence (i.e. positive autocorrelation, which means that either dry or wet periods follow each other) between the 1930s and the 1950s, (2) a low variability and anti-persistence (dry periods more often followed by wet periods and converse) between the 1950s and the 1970s and (3) a high variability and persistence after the 1980s. After McCabe *et al.* (2004), 52% of the spatial and temporal variance in

* Correspondence to: N. Massei, UMR CNRS 6143 "Continental and Coastal Morphodynamics", Department of Geology, University of Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France.
 E-mail: nicolas.massei@univ-rouen.fr

N. MASSEI *ET AL.*

multi-decadal drought frequency over the United States may be attributed to the PDO and the Atlantic multi-decadal oscillation (AMO), while an additional 22% could be possibly due to general climate warming.

McCabe and Wolock (2002) carried out a study on large-scale streamflow variability using the records of several tens of gauges and concluded that there is a step increase in streamflow variability rather than a gradual change around 1970. Coulibaly and Burn (2004) also noted striking climate-related features before the 1950s and after the 1970s in mean annual streamflows from 79 rivers selected from the Canadian Reference Hydrometric Basin Network (RHBN) by continuous wavelet transform. This 1970 change point was also reported in the study from Anciaux and Coulibaly (2004) on the description of the local inter-annual streamflow variability in southern Québec, Canada.

Recent works published on the Mississippi basin attempted to predict the potential effects of climate changes on hydrology (Nijssen *et al.*, 2001; Jha *et al.*, 2004, 2006): for instance, Nijssen *et al.* (2001), modelling water balance changes up to 2045, demonstrated a decrease in snow water storage, resulting in increased runoff during the winter, but decreased runoff during the snowmelt period. Many significant works used trend-testing statistical methods to detect potential changes in both amplitude and mean values (Lins and Slack, 1999; Mauget, 2004; Novotny and Stefan, 2007). In other words, these works aim at describing and quantifying potential temporal changes in mean and amplitude in streamflow. This addresses the problem of non-stationarity for which wavelet-based methods are precisely designed.

In this work, we propose to investigate streamflow variability in the Mississippi river basin using continuous wavelet analysis. This method had apparently never been applied to Mississippi streamflow according to the very rich literature available. The paper aims at giving a quantitative overview, statistically speaking, of the respective contribution of long-term potentially climate-related oscillations. Two main issues are addressed: (1) the identification of the nature of time-varying characteristics of long-term fluctuations and the quantification of their influence in streamflow variability and (2) the evolution of short-term fluctuations (1 day to 3 weeks) and their potential link to longer-term climate patterns. Daily streamflow data of some of the major tributaries of the

Mississippi river are used, that is, Missouri, Upper Mississippi, Ohio and Arkansas rivers. These streamflow series are finally compared with the global Mississippi streamflow series.

2. Hydroclimatological data

2.1. Hydrometeorological time series

The discharge time series that was used consisted of daily streamflow values from the entire Mississippi river watershed (referred to as 'Lower Mississippi') and some of its most significant sub-basins in terms of discharge contribution, i.e. Arkansas, Ohio, Upper Mississippi and Missouri Rivers (Figure 1a and b). Overall, five daily streamflow time series were used. Data were obtained from the National Water Information System of the US Geological Survey (<http://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>). All the records used here span a 64-year period from 1934 to 1998. Streamflow values were recorded from stations located at the outlet of the Missouri, Upper Mississippi, Ohio and Arkansas Rivers. There were very few missing values; when existing, blanks were interpolated using a cubic spline algorithm. The overall Mississippi streamflow time series was also investigated, corresponding to daily values at the outlet of the Lower Mississippi. Table I gives the location of stream gauges along with the total watershed area for each basin and the number of large dams when available.

Precipitation variations were also investigated. The series that was used consisted of mean annual precipitation data for climatic regions of the United States (Figure 1a) between 1895 and 2000, as defined in Guttman and Quayle (1996) and provided by the US National Climatic Data Center (NCDC). The climatic regions selected for data analysis were – according to each basin – the West North Central, East North Central, Central and South regions. An additional mean precipitation series was used by averaging over five others to represent precipitation over all five regions. Although this only gives a simplistic representation, it is likely to be sufficient in order to look at large-scale long-term modes of variability in precipitation of annual rainfall in the whole area.

2.2. Climate index time series

Additionally, three monthly climate indices, among major indicators, were chosen according to the pertinence of

Table I. Stream gauges location and total area and number of large dams for all basins.

	Lower Mississippi	Arkansas	Ohio	Upper Mississippi	Missouri
Watershed area (km ²)	3 202 230	435 122	490 603	489 508	1 331 810
Stream gauge location	Tarbert+RR landings (LA)	Murray dam near Little Rock (AR)	Metropolis (IL)	Saint Louis (MO)	Hermann (MO)
Large Dams (World Resources Institute)	2091	387	711	Unknown	581

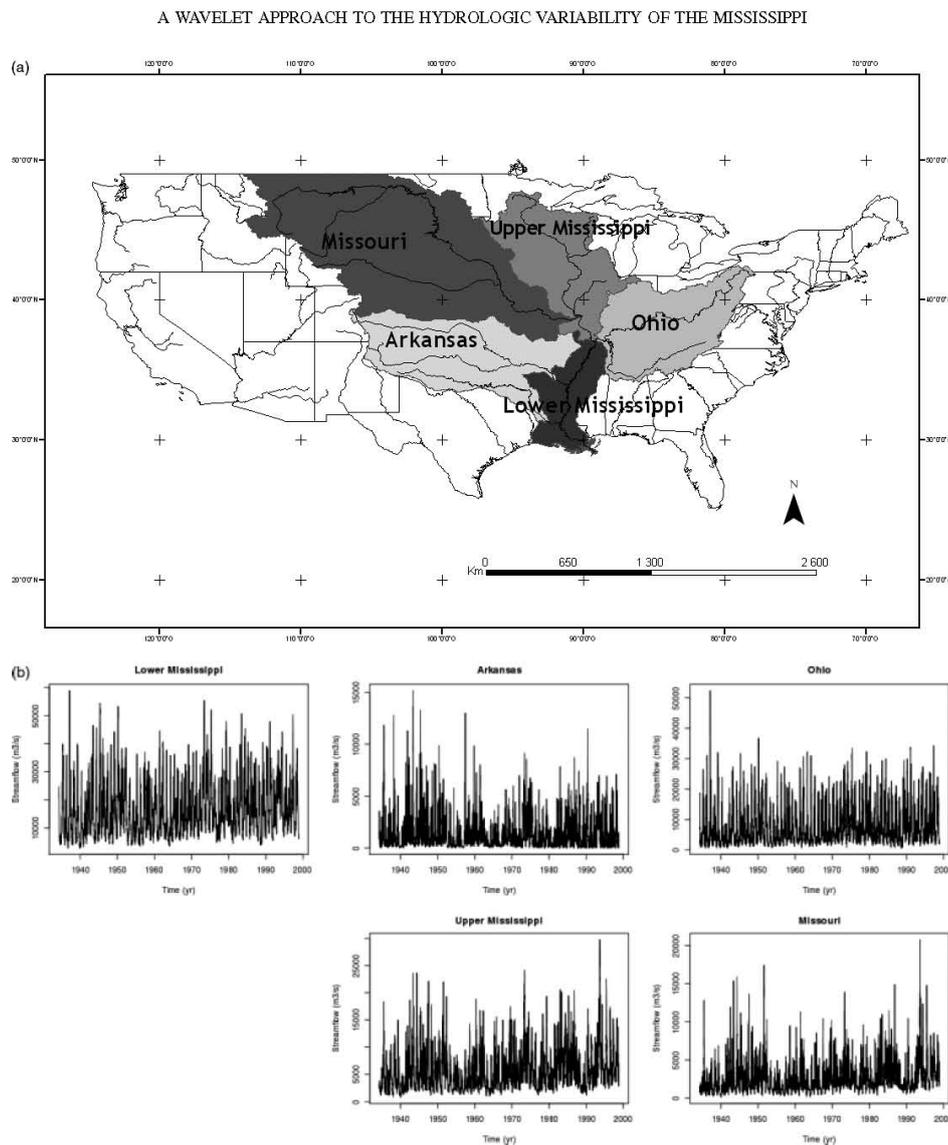


Figure 1. (a) The Mississippi river basin and its main tributaries: the bottom left map shows the regional precipitation regions defined in Guttman and Quayle (1996); (b) daily streamflow time series used for the study.

their effect on hydro-climatic variability in North America (Jain and Lall, 2001; Anctil and Coulibaly, 2004; Coulibaly and Burn, 2004; Pagano and Garen, 2005; Stewart *et al.*, 2005): the Pacific decadal oscillation (PDO), the Southern oscillation (SO) and the North Atlantic oscillation (NAO). These three climate indices are obviously not the only climate patterns or teleconnections influencing streamflow and, to a larger extent, hydroclimatology of the United States. However, they are still major indicators of climate variability and changes in

the Northern Hemisphere and North America. As a consequence, the main characteristics affecting their variability are likely to be representative of major global climate activity in the Mississippi basin. Their temporal variability may then constitute a good indicator of some general relationships between climate fluctuations and streamflow variability.

The PDO is a long-lived El Niño-like pattern of Pacific climate variability, which can be defined as the leading principal component of North Pacific monthly sea surface

N. MASSEI *ET AL.*

temperature variability. As reported in Hanson *et al.* (2006), a change in the PDO index is a change in the cold and warm water masses of the Pacific Ocean and alters the path of the jet stream that delivers storms to the United States. A positive-phase PDO acts to push the jet stream further south into the southwestern United States, while a negative-phase PDO brings the jet stream further north. Therefore, a negative-phase PDO index may lead to less precipitation in the southwest.

The Southern Oscillation index (SOI) is calculated from the monthly or seasonal fluctuations in the air pressure difference between Tahiti (T) and Darwin (D) (i.e. mean sea level pressure anomalies $T - D$). Sustained negative values of the SOI often indicate El Niño episodes; the SOI and El Niño/Southern Oscillation (ENSO) are out of phase. During El Niño years/negative SOI, the storm track splits more frequently into two preferred branches. The first branch would bring mildly increased storminess in the southern coast of the main part of Alaska. On the contrary, the second branch would involve a weakening of the storms approaching the Pacific northwest and southwest Canada. In this last case, winter tends to be wetter than usual from southern California eastward across Arizona, southern Nevada and Utah, New Mexico and into Texas. In the Pacific northwest, El Niño tends to bring drier winters in areas including Washington, Oregon and the more mountainous portions of Idaho, western Montana and northwest Wyoming; these areas correspond well to the northwestern part of the Missouri River. In between these regions, including central and northern California, northern Nevada, southern Oregon, northern Utah, southern Wyoming and much of Colorado, the effects of El Niño are ambiguous. No strong association can be discerned in either direction (towards wet or dry).

As described by Hurrell (2000), 'The NAO refers to a redistribution of atmospheric mass between the Arctic and the subtropical Atlantic, and swings from one phase to another produce large changes in the mean wind speed and direction over the Atlantic, the heat and moisture transport between the Atlantic and the neighboring continents, and the intensity and number of storms, their paths, and their weather'. The NAO reflects the main fluctuation of climatic conditions in Europe and also affects the eastern/north-eastern coast of North America: during positive NAO, these regions as well as northern Europe undergo wetter weather conditions and the converse is true for negative NAO.

The climate index data series can be obtained from a number of climate research centre websites (<http://www.cru.uea.ac.uk>, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.htm>, <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>).

3. Methods

Data analysis consisted of Fourier spectral and continuous wavelet analyses. Fourier spectral analysis was used as a first step to describe the overall behaviour of each time series for the selected 64-year period.

Fourier energy spectra allowed identification of specific behaviours according to representative time scales, as well as the comparison of streamflow variability for each watershed. Spectra were obtained from autocorrelation functions of time series, on which fast Fourier transform were performed with application of a Tukey filtering window. Fourier spectra were used to compare the hydrological behaviour of the sub-basins: for any scaling field, the power or energy spectrum for a given time series has a power-law dependency on frequency:

$$E(\omega) \sim \omega^{-\beta} \quad (1)$$

where ω is the frequency, β the spectral exponent and $E(\omega)$ the energy of the spectrum. When plotted within a log-log scale, the energy spectrum displays a linear behaviour with slope equal to $-\beta$. A slope change in the spectrum separates different scaling fields, each related to a different hydrologic regime according to time scale. Here, the period ($1/\omega$) is used for the x -axis instead of frequency.

Time-frequency exploration was performed in a second step using continuous wavelet transform; this method allows identification of instationarity of the time series studied. This approach has already been successfully applied to surface watersheds (Coulibaly and Burn, 2004; Labat *et al.*, 2005). Many published works have already presented the general principle of wavelet analysis (see, for instance, Anctil and Coulibaly, 2004; Labat, 2005), most of which are based on the very accurate presentation of continuous wavelet analysis techniques by Torrence and Compo (1998); the reader is referred to the above-mentioned paper. An even more detailed mathematical presentation is given in Schneider and Farge (2006). In our study, the Morlet wavelet (a Gaussian-modulated sine wave) was chosen for continuous wavelet transform owing to its good basic frequency resolution; in addition, a wavenumber of 6 was used for the reference mother wavelet resolution, which offered a good trade-off between spectral component detection and time localisation.

The question often arises about the choice of the mother wavelet (What if a different wavenumber/wavelet were chosen? Would the result be the same? etc.). Other wavelets can be used and have been tested to analyse the present dataset, namely the Paul and DOG (derivative of Gaussian). Depending on the wavelet used, different types of features show up slightly differently. This does not dramatically change the characteristics of the spectral content: some features appear more clearly than others when a given wavelet/wavenumber is used, and the converse is also true. Ideally, several wavelet and several basic resolutions of the mother wavelet (wavenumber) should be employed to highlight the most striking features of a signal and to choose the most appropriate tool regarding the phenomenon to be analysed and described. For instance, increasing the magnitude of the wavenumber would result in a better frequency resolution, in the detriment of time resolution, i.e. the

A WAVELET APPROACH TO THE HYDROLOGIC VARIABILITY OF THE MISSISSIPPI

temporal discontinuities would get 'blurred'. All these tests were realised in this study.

The time–frequency diagrams produced give a visualisation of the main energy bands present in the time series and highlight instationarities, that is, the temporal discontinuities that may exist in the signal studied. Finally, examination of power fluctuations for either the entire spectral content or selected energy bands is carried out by computing and plotting the so-called scale-averaged wavelet continuous wavelet spectra. The scale-averaged wavelet power corresponds to the temporal evolution of power associated with a selected band of the wavelet spectrum.

4. Scaling regimes of streamflow time series

As a preliminary step to the identification of characteristic time scales and time periods, Fourier spectral analysis is applied to each time series. Table II summarises the

main results that could be obtained from autocorrelation functions and corresponding energy spectra (Figure 2).

For all streamflow series, trends (to be removed before autocorrelation and Fourier transform) were statistically tested. All streamflow time series exhibited increasing trends and the *F*-statistic provided indication on the increase rate of each trend. Contrary to what Walling and Fang (2003) stated, an increasing trend for the Mississippi River was found to be statistically significant at the 95% confidence limit ($F = 392.4$, $p < 0.0001$ in Table II).

Autocorrelation functions (Figure 2) clearly show that the annual cycle is well represented in the series. Indeed, autocorrelation functions display a strong periodicity (gain in correlation) every ~ 365 days. However, they also reveal different memory effects, which can be represented as a quantitative value characterising the degree of linear correlation for a value with the previous ones. Here, the memory effect is estimated by fitting an exponential decay ($y = y_0 + a.e^{-b.t}$) to the autocorrelograms. The

Table II. Trends, representative time scales and slopes (exponents) for the different streamflow series over the 64-year (1934–1998) period.

	Lower Mississippi	Arkansas	Ohio	Upper Mississippi	Missouri
<i>F</i> -statistic for increasing trend in streamflow	392.4	115.5	228.4	986.2	906.6
Memory effect (per day)	$-2.64 \cdot 10^{-2}$	$-2.98 \cdot 10^{-2}$	$-2.70 \cdot 10^{-2}$	$-2.32 \cdot 10^{-2}$	$-2.26 \cdot 10^{-2}$
Breakup time scale (day)	37	15	32	11	14
β_1 exponent	8.02	6.32	6.13	7.21	7.21
β_2 exponent	2.08	2.78	1.56	3.04	2.32

All *p*-values are < 0.0001 .

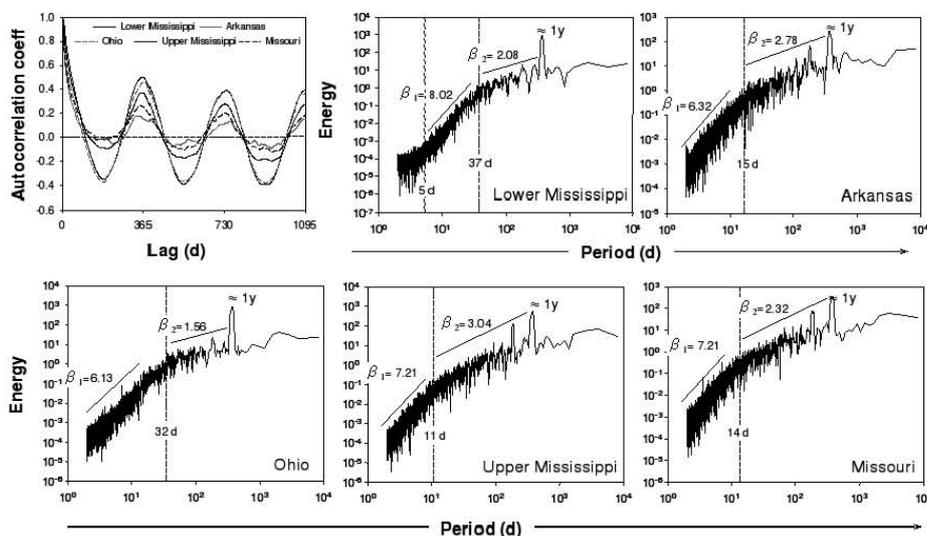


Figure 2. Autocorrelation functions and Fourier energy spectra of streamflow time series. Each spectrum displays two different scaling regimes separated by an 11–37-day time scale, which characterises the difference between short-term behaviour (mainly related to the meteorologic conditions and physiographic features of each basin) and long-term climate patterns. This typical time scale can be related to the so-called synoptic maximum.

N. MASSEI ET AL.

speed at which the fitted exponential decays (expressed in per day) characterises the speed at which information gets lost in the time series. It constitutes an indicator of the global structuration of a time series. The memory effect values presented in Table II correspond to the values of parameter b of the exponential. The smaller the value of b , the smaller is the memory effect. Arkansas has the smallest memory effect, while Missouri displays the largest one: the Arkansas streamflow series would then be poorly structured regarding other watershed series. The reason why the Arkansas streamflow series is less structured overall than the others is not clear. Additional research and further investigation would be needed in order to provide consistent hypotheses for this special behaviour of Arkansas streamflow autocorrelation. In all of the events, the autocorrelation function remains an interesting tool to get an overview of the general behaviour of a signal, although it only provides global information precisely.

Representative time scales and scaling regimes could be investigated by Fourier spectral analysis (Figure 2). The spectra display clear breaks separating at least two distinct flowing regimes. The values of the associated spectral exponents β are related to the variability of each signal according to time scale: the lower the magnitude of β , the higher is the variability in the data, whereas higher β values correspond to smoother variations. The two different slopes β_1 and β_2 characterise two types of flow regimes associated respectively with a short-term variability and a long-term variability, respectively. The breakup time scale that separates these two types of flowing regimes would be related to the typical time scale separating short-term meteorological field fluctuations from long-term climate oscillations. The Fourier period separating these two domains is known as *the synoptic maximum*, the maximum time scale characterising the lifetime duration of synoptic events. All energy spectra display a 1-year periodicity (the annual cycle) and are characterised by distinct β_1 and β_2 values, with slightly different synoptic maxima.

In the long term (β_2 exponent), the Mississippi river sub-basins reveal different behaviours. The Upper Mississippi watershed displays a lower variability (highest β_2 exponent) than the other sub-basins. On the contrary, Ohio is characterised by a higher variability in the long term (low β_2 exponent of 1.56). In the short term, arranging the various basins according to decreasing β_1 gives the following: Lower Mississippi, Missouri/Upper Mississippi, Arkansas, Ohio. Arkansas and Ohio present a high variability (low β_1 exponents), whereas Upper Mississippi/Missouri show smoother variations (higher β_1). Arkansas displays more contrasted scaling properties between the two long- and short-time scaling regimes with a low β_1 and a high β_2 exponent. The variability in the streamflow is high in the short term, while longer time scales exhibit a lower variability with smoother variations.

It is difficult to distinguish any clear hierarchisation of watersheds according to their scaling exponents. This

might be either due to the small amount of samples (i.e. the five watershed time series used) or due to the statistical nature of the scaling exponent β , inasmuch as the stochastic processes.

5. Fluctuations at annual to pluri-decennial scales

In this section, continuous wavelet transform (Figure 3) is used to investigate the variability of each streamflow series according to time (i.e. throughout the period of study) and wavelet scale (i.e. from the short term to the long term). The detected modes of variability are then compared with those characterising climate indices and precipitation.

Colours indicate the distribution of power, here expressed as normalised decibels (i.e. maximum power = 0 db for each scale), with a decreasing power from purple (maximum power) to dark red (minimum power). All series were zero-padded to twice the data length to prevent spectral leakage consequently to wavelet transform. However, zero-padding does not prevent from edge effects, causing some spectral components to be underestimated, especially in the lowest frequencies and near the edges of the series. The area under the white-dotted curve on each local wavelet spectrum marks those parts of the spectrum where energy bands are likely to be less powerful than they actually are. This area is known as *the cone of influence*.

5.1. Main modes of variability and characteristic time scales

Several energy bands can be separated on the streamflow local wavelet spectra (Figure 3, Table III):

- A 1-year band (annual cycle, A in Figure 3). A strong and obvious attenuation of the intensity – in terms of variance – of the annual cycle between approximately 1955 and 1975 is observed for all watersheds. This phenomenon is less marked for the Lower Mississippi and Ohio Rivers, which reveal a good sustenance of the annual cycle power. The annual cycle for Arkansas River seems poorly structured and less powerful.
- A 2–4-year band (B), a powerful structure that occurs around 1990 in all streamflow series except Ohio River, for which this band is barely present.
- A 5–8-year band (C), which seems to be affected by a change towards a 3–6-year band (D) around 1970.
- A 8–16-year band (E) clearly characterises the Upper Mississippi and Missouri Rivers, with a powerful structure beginning in the early 1970s (around a 10-year Fourier period). This structure is not visible in other streamflow series.
- A last low-frequency 12–16-year band (F) is only detected in the Lower Mississippi and Arkansas streamflow spectra, well localised between 1940 and the mid-1980s.

Common fluctuations could be recovered for all streamflow series, while others (for instance, the 8–16-year band E) seemed more specific for some watersheds

A WAVELET APPROACH TO THE HYDROLOGIC VARIABILITY OF THE MISSISSIPPI

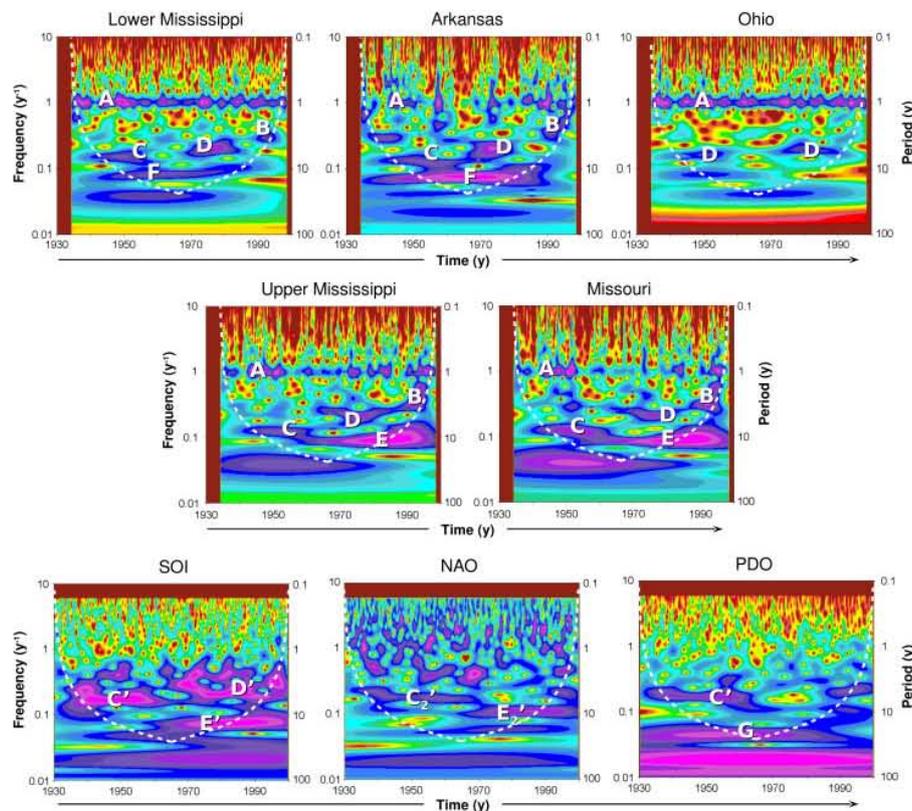


Figure 3. Continuous local wavelet spectra of streamflow and climate index time series. The white dotted curves delimit the cone of influence, i.e. the area under which power can be underestimated as a result of edge effects, wraparound effects and zero padding. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/joc

Table III. Contribution of selected energy bands to total variance of streamflow for all studied basins.

Energy band	Streamflow	Energy band	PDO	SOI	NAO
A	1 year	G	20–26 years	–	–
B	2–4 years	C'	4–8 years	4–8 years	–
C	5–8 years	D'	–	2–8 years	–
D	3–6 years	E'	–	10–16 years	–
E	8–16 years	C ₂	–	–	5–7 years
F	12–16 years	E ₂	–	–	8–12 years

(typically Upper Mississippi and Missouri). In addition, a shift towards higher frequency fluctuations (Figure 3, in chronologic order: C->D->B) could be observed for almost all series but Ohio.

In brief, three major patterns show up on the local wavelet spectra (Figure 3):

1. A first discontinuity is visible around 1950–1960: it involves a shift from band C to D for Lower Mississippi, Arkansas, Upper Mississippi and Missouri and

an interruption of band D for Ohio. It is also accompanied by a lack of power affecting more specifically the annual band (A) between approximately 1950 and 1975 as described above, and seems more pronounced for Arkansas, Upper Mississippi and Missouri.

2. A second discontinuity is visible around 1970 and seems to affect most of the signal components. It is characterised by the occurrence of a powerful 8–16-year band (E) for both Upper Mississippi and

N. MASSEI *ET AL.*

Missouri Rivers, and of a 3–6-year band (D) for all rivers.

3. A third discontinuity can be observed around 1985: the B and D energy bands seem to be more particularly concerned by this change, while the lower frequencies do not display any striking change. The 3–6-year band (D) would shift quite abruptly towards a 2–4-year fluctuation (B).

These results seem to be in concordance with those of Pagano and Garen (2005), who concluded that there exist three different periods of streamflow variability in their analysis of April–September streamflow volume data from 141 unregulated basins in the western United States: between the 1930s and the 1950s, the 1950s and the 1970s and after the 1980s. Similarly, Coulibaly and Burn (2004) reported strong local correlations between teleconnection patterns and western, central and eastern Canadian streamflows in both 2–3- and 3–6-year bands with striking changes around 1950 and 1970. Other authors, such as McCabe and Wolock (2002), reported a 1970 discontinuity, which they interpreted as a step increase in streamflow in the United States, coinciding with an increase in precipitation. Overall, these studies did not propose any physical mechanisms to explain the physical influence of climate over streamflow – which remains extremely difficult.

Wavelet transforms of monthly SOI, PDO and NAO indices were performed in order to compare the scale and temporal patterns of streamflow with the fluctuations of three of the major climatic patterns known to impact North America (Anctil and Coulibaly, 2004; Coulibaly and Burn, 2004; Hanson *et al.*, 2006). All three indices are affected by clear temporal discontinuities in their spectral composition (Figure 3). For the 1930–2000 period, the selected climate indices are characterised by the following modes:

- > SOI: before ~1970, 4–7-year band (C'); after ~1970, 2–6-year (D') and 11–16-year (E') bands
- > NAO: before ~1970, 4.5–6.6-year band (C_2'); after ~1970, 8.3–10.6-year band (E_2'). NAO is also characterised by powerful short-term structures;
- > PDO: it is characterised by a longer-term variability (19.2–26.3-year band G). A 5.2–7.1-year band (C') is clearly expressed before ~1970 and disappears afterwards.

The time scales of the observed energy bands are given in Table III along with those detected in streamflow. A more accurate description of the spectral modes of these climate indices can be found in many other works such as Fernandes *et al.* (2003), Garcia *et al.* (2005), Massei *et al.* (2007), Coulibaly and Burn (2004), Torrence and Compo (1998), etc.

Local wavelet spectra of annual precipitation time series (Figure 4) clearly display very similar features that could be observed in streamflow and climate indices. Major spectral components and discontinuities

are detected such as 8–16-year and 3–6-year bands present in West/East North Central precipitation and Missouri/Upper Mississippi series, high power at 3–6-year around 1950 and between 1975 and 1990 in central precipitation as detected in Ohio streamflow (band D). The same ~1970 discontinuity is observed as well.

5.2. Relation between climate fluctuations and streamflow instationarity

Some general patterns and changes affecting climate indices are recovered in long-term fluctuations of streamflow. Although wavelet coherence would undoubtedly help in determining the intensity of correlation between the climatic and streamflow signals analysed, this approach was not used here because the time step for streamflow series and climate indices was basically not the same (respectively daily and monthly), which would have required streamflow to be downsampled according to a monthly time step. However, a detailed study of wavelet coherence would add some value, especially for the comparison of streamflow with several (more than three, as used in this study) climate indicators.

The change point around 1970 seems to be a constant pattern for precipitation, streamflow and climate index time series. Also, similar energy bands may be recovered (Figures 3 and 4, Table III). This characteristic time discontinuity was also reported by other works in unregulated watersheds (McCabe and Wolock, 2002; Anctil and Coulibaly, 2004; Coulibaly and Burn, 2004), which would then suggest a climatic rather than an anthropogenic origin of such a transient pattern. Here we demonstrate that this change point is associated with two major effects in streamflow according to the watershed considered:

1. It involves a shift in the inter- to pluri-annual band (in chronologic order: C, D, B) for Lower Mississippi, Upper Mississippi, Missouri and Arkansas (Figure 3). The (C, D, B) energy bands span the range of scales 2–8 years, which is also typical of SOI (Table III).
2. It involves the occurrence of an 8–16-year band (E) in Upper Mississippi and Missouri.

Although the 1970 change point and energy band D were detected in Ohio streamflow, this watershed is clearly apart from the others in terms of long-term inter-annual to pluri-annual fluctuations. We can also notice that it appears rather difficult to relate the power attenuation over the 1-year band with climate indices or precipitation variability, although it is particularly well marked for Arkansas, Upper Mississippi and Missouri.

SOI in particular appeared to display very similar modes of variability as those detected in the streamflow time series, especially in the case of Upper Mississippi and Missouri streamflow (Figure 3, bands E, C, D, B and C' , E' , D'), which deserves particular attention here. A global wavelet spectrum, gathering power across all the temporal range like a Fourier spectrum, was performed on these series to better compare the spectral

A WAVELET APPROACH TO THE HYDROLOGIC VARIABILITY OF THE MISSISSIPPI

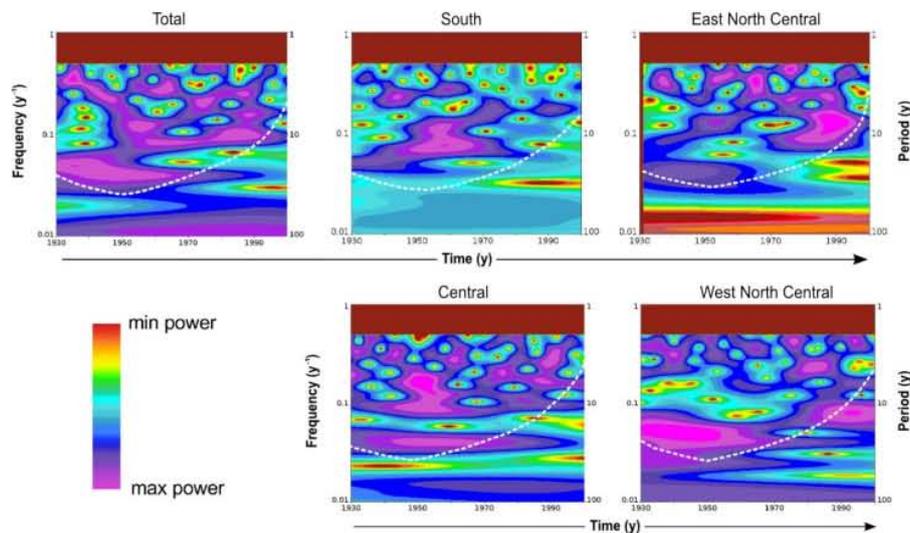


Figure 4. Continuous local wavelet spectra of annual precipitation time series. All purple contours are at least 90% significant when tested by the Monte Carlo simulation against a background red noise $AR(1) = 0.98$. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/joc

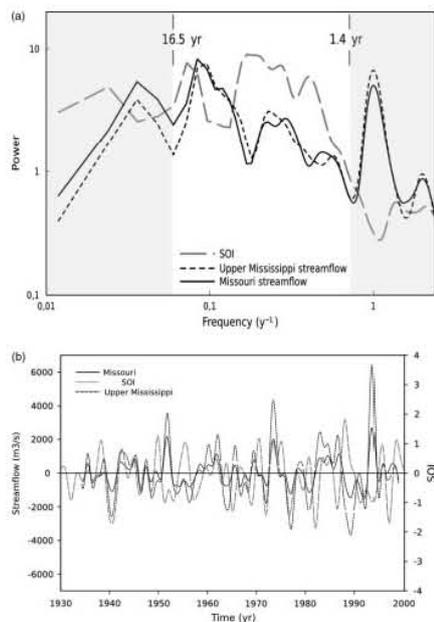


Figure 5. (a) Global wavelet spectra of SOI, Upper Mississippi and Missouri streamflow time series; (b) time-domain reconstructions of SOI, Upper Mississippi and Missouri streamflow 1.4–16.5-year energy bands.

components (Figure 5a). Upper Mississippi and Missouri spectra display clear similarities with the SOI spectrum

in the frequency range corresponding to the 1.4–16.5-year time scales. A shift in the spectrum towards higher frequencies is characteristic of a modulation by a high-frequency bearing signal: here it would provide evidence of a strong influence of SOI on Upper Mississippi and Missouri, i.e. on the Mississippi watershed headwaters in the 1.4–16.5-year scale range. It is difficult at this point to draw hypotheses on what physical mechanism would be involved in the filtering of the climate signal in Mississippi headwaters streamflow (atmospheric processes, anthropogenic impact...). Although the global wavelet spectra revealed a shift in the frequency of the streamflow in the 1.4–16.5-year band compared to the same band in SOI, it would be rewarding to compare the corresponding time-domain bands between streamflow and SOI. The purpose of reconstruction is to check for similarity between the detected oscillations in SOI and in streamflow (not between the two streamflow series) in terms of the expected physical influence: Do negative SOI values correspond to above-normal streamflow for that component that could possibly link SOI and streamflow? A reconstruction of the 1.4–16.5-year band for Upper Mississippi, Missouri streamflow and SOI by inverse wavelet transform (Figure 5b) tend to show an overall good match between SOI and streamflow oscillations for the periods ≈ 1934 – 1950 and ≈ 1970 – 1985 . This is consistent with the fact that positive ENSO phases (negative SOI phases) are associated with drier conditions in this region of the United States and the converse is also true. On the other hand, the ≈ 1950 – 1970 and ≈ 1985 – 1998 periods are characterised by a poorer correspondence between SOI and streamflow, which can be related to the temporal changes in the spectral composition described previously

N. MASSEI ET AL.

in wavelet spectra (Figure 3). In all of the events, further physical interpretations would require many additional investigations.

From a quantitative standpoint, it is interesting to provide information about the part of variance associated with the various observed time scales. This can be achieved by wavelet scale averaging. Averaging in scale consists of extracting the power of a given energy band for a time series to either check for power variation through time or obtain the variance of the corresponding band relating to the total variance of the series. In our case, the issue to be addressed was the contribution of short-term (inferior to the synoptic maximum), annual and inter-/pluri-annual fluctuations of the total streamflow variance. We then computed scale-averaged wavelet spectra (not shown here) over the corresponding energy bands (Table IV). Three scale-averaged wavelet spectra were computed: the first spanning the range of short time scales inferior to the synoptic maximum, the second corresponding to the annual fluctuation power and the third corresponding to inter-/pluri-annual fluctuations. The time interval chosen for power integration was 3 months, which could preserve power variability associated with seasonal fluctuation. Each scale-averaged wavelet spectrum consisted of a 259 point-time series. The part of variance of the different energy bands is expressed as a percentage of the overall variance of each time series. The annual fluctuation obviously represents a large part of total power for each streamflow time series. However, in the long term, Upper Mississippi and Missouri display a strong power probably related to SOI variations as discussed above, whereas the overall Mississippi streamflow series (Lower Mississippi) and Ohio are definitely dominated by the annual oscillation. The strong power at the annual time scale in the lower Mississippi and Ohio compared to Upper Mississippi and Missouri cannot be explained here. One potential research track to be explored would concern the lower number of large dams with respect to the total basin area observed for the Missouri River compared to the others; for instance, the Missouri River comprises 581 large dams for an area of 1 331 810 km², while Ohio comprises 711 for 490 603 km². An attenuation of longer-term components, enhancing the variability associated with the annual cycle, could be a question that would require further investigations.

In the short term, Ohio, Arkansas and Missouri present the strongest contribution of high-frequency events compared to Lower and Upper Mississippi (2.9

and 1.1% respectively). Finally, summing the percentage of variance explained by high-frequency, annual and inter-/pluri-annual fluctuations for each series shows that Arkansas, with less than 40% of variance explained by powerful well-individualised components, is the more poorly structured time series, the remaining variance being explained by more or less noisy structures in the streamflow signal.

6. Long-term evolution of short-time flood events

One challenging concern lies in the link between high-frequency/extreme events (rain events, storms, depressions and other synoptic events...) and long-term variability. Jain and Lall (2001) investigated the potential impact of quasi-periodic, inter-annual and inter-decadal variations in climate (e.g. the ENSO) on flood frequency and reported a clear control of climate on floods. In this section, we try to investigate a possible control of long-term climate-driven oscillations on the short-term behaviour of the streamflow time series. In addition, the overall evolution in the power of high-frequency bands of streamflow is statistically tested to assess the temporal evolution of flood events over the 64-year period of study.

Scale-averaged wavelet spectra in Figure 6 are produced by scale averaging over the so-called synoptic band determined by the Fourier spectral analysis (i.e. the breakup time scale, approximately less than 30 days). The corresponding distribution of variance through time highlighted a statistically significant increase in the contribution of short-term fluctuations for Ohio, Upper Mississippi and Missouri (Figure 6). In order to investigate the possible modulations of these short-term time scales, that is, inferior to the synoptic maximum, by larger-scale climate fluctuations, we proceeded to a smoothing of all scale-averaged spectra using a Savitzky-Golay polynomial low-pass filter (Figure 7). This method is based on least squares polynomial fitting across a moving window within the data. It presents the advantage of preserving the higher moments in time-domain spectral peak data. The parameters of the filter chosen here were a fourth-order polynomial and a 2-year width smoothing window, which offered the best trade-off between variance conservation and smoothing.

For all time series, the smoothed scale-averaged wavelet spectra revealed an obvious modulation by larger time scales, in particular by a ≈ 2 –4-year fluctuation (Figure 7). This time scale is typical of some well-known

Table IV. F-statistics and associated *p*-values for increasing trend of each reconstructed climate-related component.

	Lower Mississippi	Arkansas	Ohio	Upper Mississippi	Missouri
% of total variance for time scales < synoptic max.	2.9	4.8	6.4	1.1	4.7
% of total variance for annual fluctuation	48.6	19.1	45.3	30.8	19.2
% of total variance for inter-annual/pluri-annual fluctuations	11.5	16.0	6.6	25.3	26.0
Sum of < synoptic max., annual and inter-/pluriannual (%)	63.0	39.9	58.3	57.2	49.9

A WAVELET APPROACH TO THE HYDROLOGIC VARIABILITY OF THE MISSISSIPPI

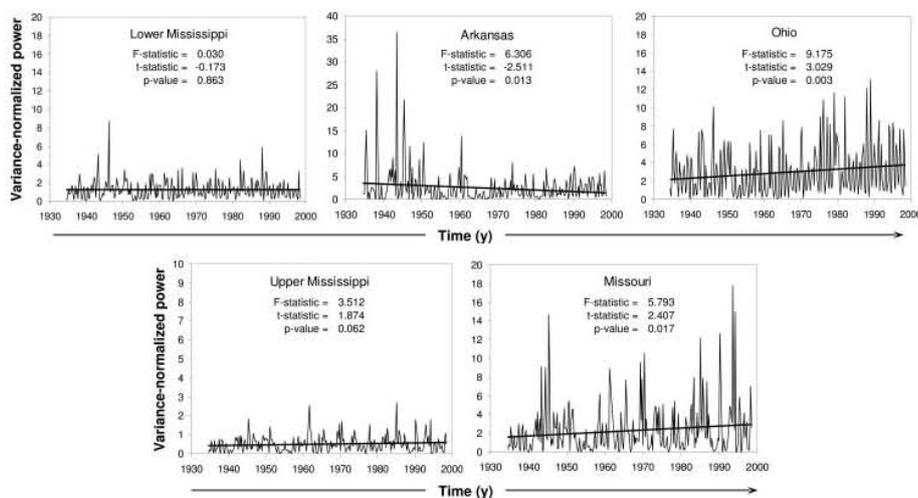


Figure 6. Scale-averaged wavelet spectra of short-term streamflow fluctuations. The short-term time scale limit was chosen according to Fourier spectra (β scaling exponent), and one seeks possible trends in meteorologic-induced short-time events such as floods. Linear regression models and slopes are statistically tested by ANOVA (F-statistic) and Student t -test (t -statistic) respectively.

climate indices' fluctuations such as the SOI/ENSO, as described in Section 5 above, which is known to display a particularly strong power since approximately 1960 (Torrence and Compo, 1998). This would suggest a significant control of large-scale climate on the most rapid fluctuations in streamflow. The discontinuity that could be observed on the local wavelet spectra starting around the mid-1950s (see Section 5.1) was observed on the smoothed scale-averaged spectra, which was barely visible on the initial scale-averaged spectra (Figure 6) except for Arkansas. After this mid-1950s' discontinuity, all smoothed spectra but those of lower and Upper Mississippi displayed a statistically significant increase in the power of high-frequency streamflow, which means that the contribution in terms of amplitude of short-term events to the total discharge tends to become greater. A flood frequency analysis should be conducted additionally to test the hypothesis of an associated increase in their number.

7. Conclusion

In this study, Mississippi and tributaries streamflow series were used to investigate long-term to short-term streamflow variability in relation with climate fluctuations. Two main issues were initially addressed (i) the identification of the nature and the temporal characteristics of long-term fluctuations and the quantification of their influence in streamflow variability and (ii) the behaviour of streamflow regarding short-term fluctuations related to meteorologic events (of the order of 15 to 25 days) such as strong floods: Are they linked to longer-term climate patterns, of what type/nature? Do they present a significant trend throughout the last 64 years?

All streamflow time series exhibited statistically significant increasing trends. A major change point was observed in streamflow around 1970. This change point, also reported in many other works, would affect most of the spectral components, and is characterised by the occurrence of a powerful 8–16-year band for both Upper Mississippi and Missouri Rivers, and of a 3–6-year band for all rivers. It has been shown that this discontinuity is also a characteristic pattern of all selected climate indices (SOI, PDO, NAO). Also, a lack of power affecting more specifically the annual band between approximately 1955 and 1975 was detected to be more pronounced for Arkansas, Upper Mississippi and Missouri, which would occur almost simultaneously with another temporal discontinuity starting in the mid-1950s; however, no link could be established between these two phenomena. It may be rewarding in further investigations to search for possible links between this 1-year band power attenuation and major periods of dam construction. Finally, a last change starting around 1985 was detected in streamflow series. It was difficult to relate the energy bands observed in climate indices and in streamflow, except between SOI and Upper Mississippi and Missouri. For those basins, a potentially strong link was deduced in the 1.4–16.5-year range, which appeared rather consistent from a physical standpoint after time-domain reconstruction of this mode of variability in each series. A wavelet coherence analysis involving climate indices, precipitation and the same streamflow series, currently carried out as a continuity of this work, will certainly constitute a most appropriate approach to the quantification of climate-originating modes in streamflow variability.

The contribution of inter-annual to pluri-annual oscillations ranged from 6.6 to 26% of the total streamflow

N. MASSEI ET AL.

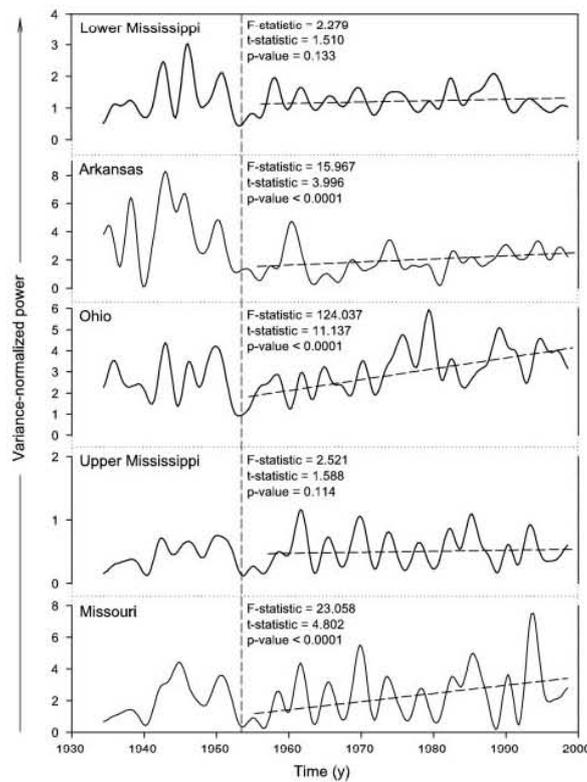


Figure 7. Stavitsky–Golay fourth-order polynomial smoothing of scale-averaged wavelet spectra presented in Figure 4. The smoothing procedure reveals (1) a possible modulation of short-term fluctuations by a quasi-biennial fluctuation (less expressed for Arkansas and Ohio) and (2) a time discontinuity beginning around about 1953, after which high-frequency streamflow increases significantly and seems to be more controlled by a quasi-biennial climate fluctuation.

variance. In the short term, i.e. for time scales related to synoptic activity ($>2\text{--}3$ weeks), high-frequency fluctuations explained from 1.1 to 6.4% of the total streamflow variance. The annual cyclicity was more or less well expressed in streamflow variability according to each watershed, from 19.1 to 48.6%. High-frequency streamflow fluctuations linked to synoptic activity were also found to increase after 1955 for all basins except Upper Mississippi and Lower Mississippi (i.e. the whole Mississippi basin). Finally, a control of short-term streamflow variations by larger-scale climate fluctuations was demonstrated in the form of a modulation by a $\approx 2\text{--}4$ -year fluctuation.

References

- Anctil F, Coulibaly P. 2004. Wavelet analysis of the interannual variability in southern Quebec streamflow. *Journal of Climate* **17**: 163–173.
- Coulibaly P, Burn D. 2004. Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research* **40**: W03105, DOI:10.1029/2003WR002667.
- Fernandez I, Hernandez CN, Pacheco JM. 2003. Is the North Atlantic Oscillation just a pink noise? *Physica A* **323**: 705–714.
- Garcia NO, Gimeno L, De La Torre L, Nieto R, Anem JA. 2005. North Atlantic Oscillation (NAO) and precipitation in Galicia (Spain). *Atmosfera* **1**: 25–32.
- Guttman NB, Quayle RG. 1996. A historical perspective of U.S. climate divisions. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**(2): 293–303.
- Hanson RT, Dettinger MD, Newhouse MW. 2006. Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States. *Hydrogeology Journal* **14**(7): 1122–1146, DOI:10.1007/s10040-006-0067-7.
- Hurrell J, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M. 2003. The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophysical monograph (American Geophysical Union)* **134**: 1–35.
- Jain S, Lall U. 2001. Floods in a changing climate: does the past represent the future? *Water Resources Research* **37**(12): 3193–3205.
- Jha M, Arnold JG, Gassman PW, Giorgi F, Gu RR. 2006. Climate change sensitivity assessment on Upper Mississippi River Basin streamflows using SWAT. *Journal of the American Water Resources Association* **42**(4): 997–1015.
- Jha M, Pan ZT, Takle ES, Gu R. 2004. Impacts of climate change on streamflow in the Upper Mississippi River Basin: A regional climate model perspective. *Journal of Geophysical Research* **109**: D09105, DOI:10.1029/2003JD003686.
- Labat D. 2005. Recent advances in wavelet analysis: part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology* **314**: 275–288.

A WAVELET APPROACH TO THE HYDROLOGIC VARIABILITY OF THE MISSISSIPPI

- Labat D, Ronchaill J, Guyot JL. 2005. Recent advances in wavelet analyses: part 2 – Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology* **314**(1–4): 289–311.
- Lins HF, Slack JR. 1999. Steamflow trends in the United States. *Geophysical Research Letters* **26**(2): 227–230.
- McCabe GJ, Palecki MA, Betancourt JL. 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **101**(12): 4136–4141.
- McCabe GJ, Wolock DM. 2002. A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophysical Research Letters* **29**(24): 2185.
- Massei N, Durand A, Deloffre J, Dupont JP, Valdes D, Laignel B. 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**: D09121, DOI:10.1029/2005JD007000.
- Mauget S. 2004. Low frequency streamflow regimes over the central United States: 1939–1998. *Climatic Change* **63**: 121–144.
- Nijssen B, O'donnell GM, Hamlet AF, Lettenmaier DP. 2001. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climatic Change* **50**: 143–175.
- Novotny EV, Stefan HG. 2007. Stream flow in Minnesota: indicator of climate change. *Journal of Hydrology* **334**(3–4): 319–333.
- Pagano T, Garen D. 2005. A recent increase in western U.S. streamflow variability and persistence. *Journal of Hydrometeorology* **6**: 173–179.
- Schneider K, Farge M. 2006. Wavelets: theory. In *Encyclopedia of Mathematics Physics*, Françoise JP, Naber G, Tsu TS (eds). Elsevier, 426–437.
- Stewart IT, Cayan DR, Dettinger MD. 2005. Changes toward Earlier Streamflow Timing across Western North America. *Journal of Climate* **18**: 1136–1155.
- Torrence C, Compo GP. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**: 61–78.
- Walling DE, Fang D. 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* **39**(1–2): 111–126.
- Ziegler AD, Maurer EP, Sheffield J, Nijssen B, Wood EF, Lettenmaier DP. 2005. Detection time for plausible changes in annual precipitation, evapotranspiration, and streamflow in three Mississippi River sub-basins. *Climatic Change* **72**(1–2): 17–36.

PARTIE III

**RELATIONS ENTRE LA VARIABILITE
HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI ET LES
FLUCTUATIONS CLIMATIQUES**

PARTIE III : RELATIONS ENTRE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI ET LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES

INTRODUCTION

Les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents ont été identifiés et quantifiés (partie II.3), et sont identiques à ceux détectés dans les précipitations régionalisées (selon chaque sous-bassin versant), à la fois en terme de fréquences et de périodes d'occurrences de ces modes (partie II.4). Ces résultats suggèrent donc une influence d'origine climatique sur la variabilité des débits du Mississippi.

Bien que la variabilité de la réponse hydrologique soit liée à une tendance générale (structurée), il reste important de pouvoir distinguer si ces variations sont connectées à des phénomènes de plus larges ampleurs spatiales et temporelles, ou s'ils sont seulement une expression des effets locaux. Plusieurs études ont relié les variations hydrologiques (débits des rivières, précipitations) aux fluctuations du climat (Collins, 2009 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Kahya et Dracup, 1993 ; Küçük et al., 2009; Labat, 2006, 2008, 2010 ; Massei et al., 2007, 2009, 2010 ; Tootle et al., 2005) dans le but de comprendre les changements abruptes, les fluctuations et les tendances observées. Par exemple, Labat (2006, 2008, 2010) a identifié les fluctuations récentes du cycle hydrologique de surface dans les débits de plusieurs grands fleuves mondiaux, en relation avec les principaux modes de variabilité du climat (ENSO, NAO, PDO). A l'échelle de l'Amérique du Nord, des fluctuations sont également détectées dans la variabilité inter-annuelle des débits et des précipitations du Canada (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Coulibaly, 2006), en relation avec l'ENSO, la NAO, la NAM et la PNA.

Cette troisième partie a donc pour but de déterminer et quantifier les relations existantes entre les modes de variabilité observés dans les débits/précipitations et les principaux modes de variabilité du climat (figure III.1).

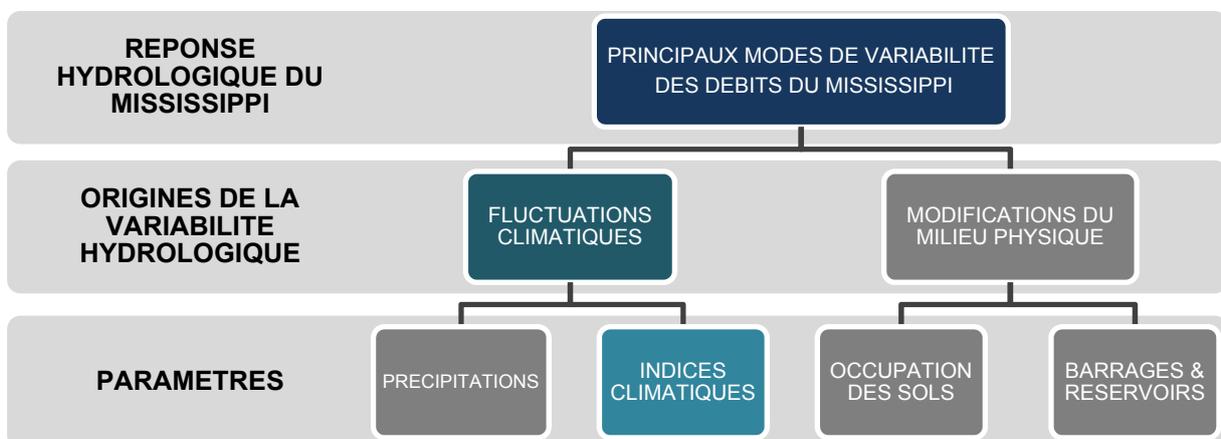


Figure III-1 : Principaux objectifs de recherche – Partie III

Autrement dit, il s'agit de déterminer à quel(s) indice(s) de fluctuation(s) du climat ces modes de variabilité sont-ils reliés ? Ces relations sont-elles constantes ou varient-elles au cours du temps ?

Pour ce faire, après une description synthétique des relations observées au travers de la littérature entre la variabilité hydrologique et des principales fluctuations du climat, les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques seront identifiées par la même méthodologie que celle employée pour les débits et précipitations (analyses en ondelettes continues). Ces échelles caractéristiques seront ensuite comparées aux modes de variabilité des débits, avant de proposer une caractérisation synthétique des liens observés entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques.

1. LES RELATIONS OBSERVEES ENTRE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET LES FLUCTUATIONS DU CLIMAT A L'ECHELLE DES ETATS-UNIS ET DU BASSIN VERSANT DU MISSISSIPPI

Dans cette partie introductive, il s'agit de présenter une description synthétique des relations observées entre la variabilité hydrologique et les principales fluctuations du climat, afin de mieux appréhender les liens potentiels pouvant affecter la variabilité hydrologique et climatique à l'échelle du bassin versant du Mississippi.

Une description synthétique des principaux indices climatiques affectant l'Amérique du Nord est tout d'abord présentée (définitions, principaux résultats, références) : l'AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*), la NAO (*North Atlantic Oscillation*), la NAM (*Northern Annular Mode*), la PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), le SOI (*Southern Oscillation Index*) et la PNA (*Pacific-North-America teleconnection*). Une représentation schématique des impacts sur le climat et l'hydrologie des Etats-Unis (et plus particulièrement sur le bassin du Mississippi), synthétisant les informations issues de la bibliographie associée, est également proposée pour chaque indice climatique. Les interactions possibles entre ces différents indices climatiques (« téléconnexions ») feront également l'objet d'une présentation. Enfin, une synthèse de l'influence des principaux indices climatiques à l'échelle du bassin versant du Mississippi est proposée.

Les principaux indices climatiques discutés (qui seront également utilisés au cours de cette troisième partie de thèse) sont présentés sur la figure III.2 :

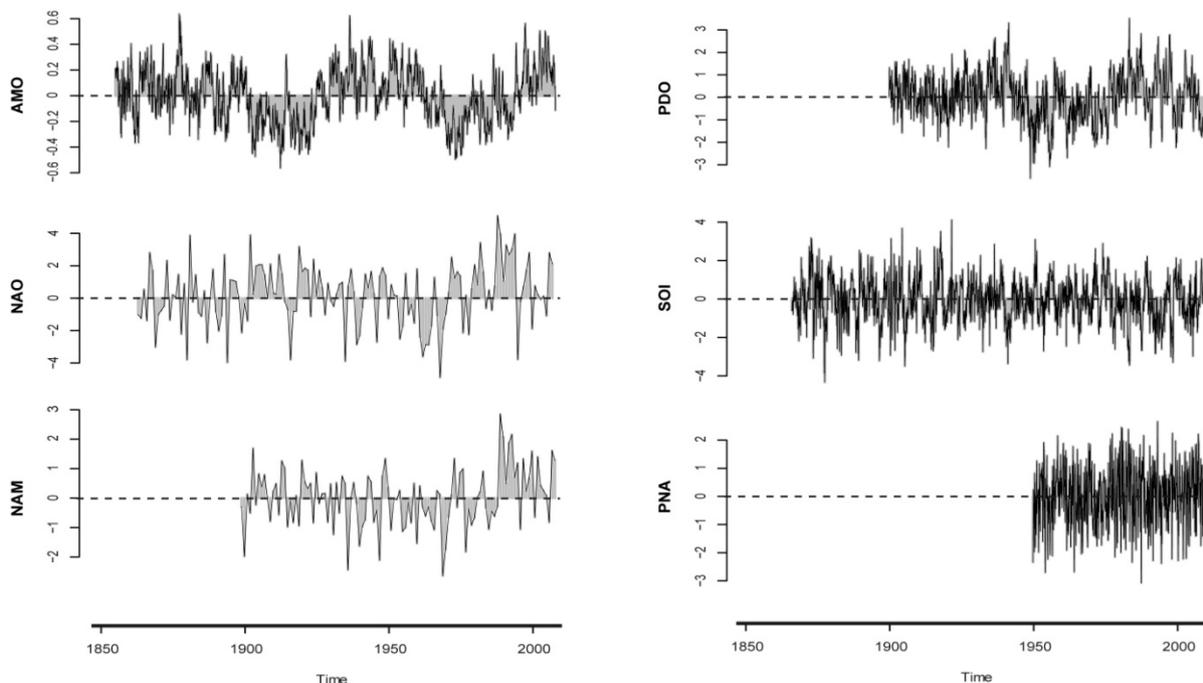


Figure III-2 : Les principaux indices climatiques utilisés (AMO, NAO, NAM, PDO, SOI, PNA)

1.1. Synthèse bibliographique de l'influence des principaux modes de fluctuations du climat sur les paramètres climatiques et l'hydrologiques aux Etats-Unis

1.1.1. Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)

L'Oscillation Multidécennale Atlantique, ou **AMO** pour **Atlantic Multidecadal Oscillation** (Kerr, 2000) (figure III.2), se définit comme le mode principal de variabilité basse-fréquence des anomalies de températures de surface de l'Atlantique Nord (0°-70°N). L'AMO présente un cycle d'environ 65-80 ans ($\pm 0,4^{\circ}\text{C}$), incluant des phases chaudes durant les périodes 1860-1880 et 1930-1960, et des phases froides en 1905-1925 et 1970-1990. Dernièrement, le cycle de l'AMO est retourné dans une phase chaude depuis le milieu des années 1990 (Enfield et al., 2001 ; Gray et al., 2004 ; Tootle et al., 2005).

L'AMO exerce une forte influence sur le climat et l'hydrologie à travers le monde : les études montrent en effet que cette cyclicité océanique est par exemple reliée à l'occurrence des sécheresses au Sahel (Folland et al., 1986 ; Rowell et al., 1995), à la variabilité des précipitations au Nord du Brésil (Folland et al., 2001), au climat et aux débits des rivières en Amérique du Nord (Enfield et al., 2001 ; McCabe et al., 2004 ; Rogers et Coleman, 2003 ; Sutton et Hodson, 2005 ; Tootle et al., 2005), ou encore à la fréquence observée des ouragans en Atlantique (Goldenberg et al., 2001).

A l'échelle de l'Amérique du Nord, et plus particulièrement au niveau des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi, les différentes phases de l'AMO vont avoir une influence différente sur les variables climatiques et hydrologiques (figure III.3) :

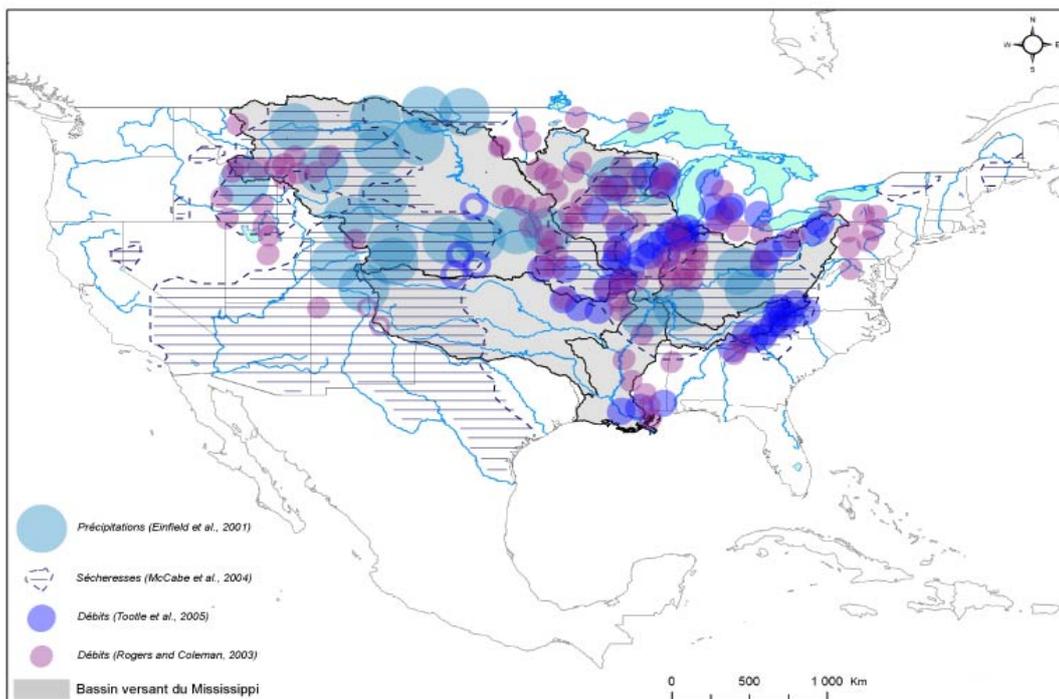


Figure III-3 : Synthèse de l'impact hydrologique et climatique de l'AMO sur le bassin versant du Mississippi

Sont figurés en cercle bleu ciel : corrélations négatives précipitations/AMO (d'après Enfield et al., 2001) ; en zones hachurées (violet foncé) : corrélations spatiales des fréquences des sécheresses multi-décennales/AMO (d'après McCabe et al., 2004) ; en cercle bleu plein (vide) : corrélations négatives (positives) débits/AMO (d'après Tootle et al., 2005) ; en cercle violet : corrélations débits/AMO (d'après Rogers et Coleman, 2003).

La majorité des Etats-Unis présente **moins de précipitations** que la normale pendant les **phases chaudes de l'AMO**, en particulier durant l'été, incluant les grandes sécheresses des années 1930 et 1950. Les corrélations effectuées entre les précipitations et l'indice AMO montrent en effet de fortes (et significatives) corrélations négatives, dont la plupart se situent dans le bassin versant du Mississippi (Enfield et al., 2001 ; Rogers et Coleman, 2003).

Les **phases froides de l'AMO** sont associées à une **augmentation des débits** dans différentes régions, de la partie centrale jusqu'à l'amont du Mississippi, dans les Appalaches et le Golfe du Mexique (Tootle et al., 2005). De plus, les différentes phases de l'AMO sont associées à de nombreux événements extrêmes, comme les hauts-niveaux d'eau de 1937 ou 1949-1952, ou les bas-niveaux d'eau reliés aux sécheresses des années 1930 et au milieu des années 1950 (Rogers et Coleman, 2003).

1.1.2. North Atlantic Oscillation (NAO)

L'oscillation du Nord Atlantique, ou **NAO** pour **North Atlantic Oscillation** (figure III.2) est l'un des modes dominant de variabilité de la circulation atmosphérique affectant les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord, en particulier durant les mois de la saison froide (novembre-avril). La NAO correspond à une oscillation Nord-Sud des masses atmosphériques dont les centres d'actions sont situés sur l'Arctique et l'Atlantique subtropical (Hurrell et al., 2003). La NAO se définit comme étant la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer (SLP), mesurée au niveau de deux stations représentant les centres d'actions au dessus de l'Islande et des Açores (Bridgman et Oliver, 2006). L'indice NAO est calculé entre Stykkisholmur (Islande) et différentes stations représentant le centre d'action le plus au Sud : Porta Delgarda (Rogers, 1997), Lisbonne (Hurrell, 1995), Gibraltar (Jones et al., 1997). Le principal indice NAO (Hurrell, 1995) est calculé pendant l'hiver (décembre-mars), période où la signature de la NAO est la plus importante.

La NAO comporte deux modes qui ont une influence marquée sur la nature des hivers à la fois en Europe de l'Ouest et à l'Est de l'Amérique du Nord. Les oscillations entre les deux modes produisent de larges changements dans la vitesse moyenne et la direction des vents au niveau de l'Atlantique, le transport de chaleur et d'humidité entre l'Atlantique et les continents voisins, ainsi que l'intensité, le chemin et le nombre de dépressions (Bridgman et Oliver, 2006 ; Hurrell et al., 2003). La phase positive de la NAO correspond à un renforcement du centre de haute pression subtropical, et à un approfondissement du centre de basse-pression de l'Islande. L'augmentation de la différence de pression entre les deux centres d'actions ainsi générée produit un déplacement vers le Nord du rail de dépression le long de l'océan Atlantique Nord. En Europe de l'Ouest, une phase positive de la NAO produit des hivers plus chauds et humides ; alors que les hivers sont probablement plus doux et humides à l'Est des Etats-Unis. La phase négative de la NAO correspond à un affaiblissement des deux centres d'actions. La diminution de la différence de pression atmosphérique produit un déplacement vers le Sud et un affaiblissement du rail de dépression. Il en résulte plus d'invasions de masses d'air froides à l'Est de l'Amérique du Nord, et donc des hivers plus froids et secs, tout comme à l'Ouest de l'Europe et en Méditerranée (Bridgman et Oliver, 2006 ; Hurrell et van Loon, 1997 ; Hurrell et al., 2003 ; Serreze et al., 1998).

A l'échelle de l'Amérique du Nord, et plus particulièrement au niveau des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi, les différentes phases de la NAO n'ont à priori qu'une faible influence sur les variables climatiques et hydrologiques (Marshall et al., 2001) (figure III.4) :

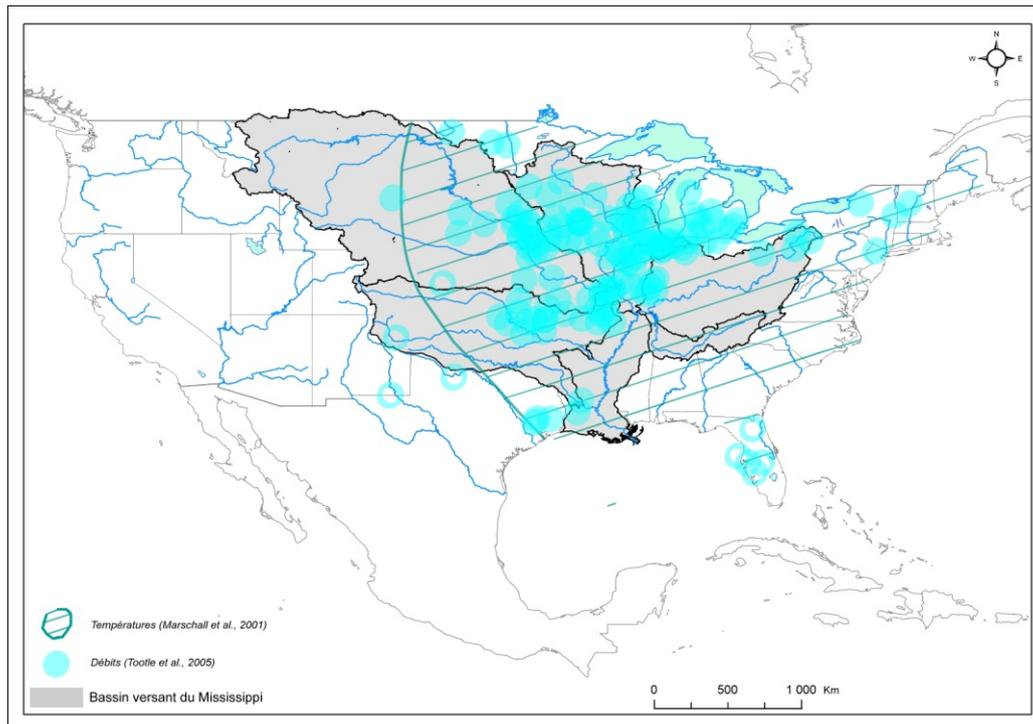


Figure III-4 : Synthèse de l'impact hydrologique de la NAO sur le bassin versant du Mississippi

Sont figurés en cercle bleu clair plein (vide) : corrélations positives (négatives) débits/NAO (d'après Tootle et al., 2005) ; en zone hachurée : faibles corrélations positives températures de surface/NAO (d'après Marshall et al., 2001)

Cependant, certaines relations ont été montrées, essentiellement à l'Est des Etats-Unis : sur les précipitations neigeuses (Hartley et Keables, 1998), ou les débits en Nouvelle-Angleterre (Collins, 2009 ; Kingston et al., 2007). A noter que dans le bassin versant du Mississippi, Tootle et al., 2005 ont reliés les anomalies de débits à la NAO : les **phases positives de la NAO** résultent en une **augmentation des débits** du Mississippi amont jusqu'au centre du bassin (et inversement en phase négative de la NAO).

1.1.3. Northern Annular Mode (NAM)

Le mode annulaire de l'hémisphère Nord, ou **NAM** pour **Northern Annular Mode** (également appelé AO pour *Arctic Oscillation*) (figure III.2), se définit comme la première composante principale des anomalies de SLP (20°N-90°N). Ce mode de variabilité explique 23% de la variance en hiver (décembre-mars), et se trouve dominé par la structure de la NAO dans le secteur Atlantique. Bien qu'il existe quelques différences entre l'expression du mode régional de l'Atlantique et la zone Arctique, la principale différence entre ces deux modes de variabilité du climat correspond à l'amplitude des variations observées au niveau du Pacifique Nord, du même signe que celui observé sur le secteur de l'Atlantique. Cette disposition confère à la NAM une structure plus « annulaire ». La tendance observée de la NAM est relativement importante pendant les hivers de l'Hémisphère Nord, est plus prononcée depuis le milieu des années 1960 jusqu'à la fin des années 1990, et se retrouve moins importante depuis la dernière décennie. La NAM est caractérisée par de larges variations inter-annuelles, avec une composante décennale qui s'intensifie depuis 1950 (Paeth et al., 2008 ; Thompson et Wallace, 1998 ; Thompson et Wallace, 2000a ; Thompson et Wallace, 2000b ; Thompson et Wallace, 2001 ; Wallace et Thompson, 2002).

L'influence de la NAM sur les variables climatiques et hydrologiques est donc similaire à celle de la NAO, pour le secteur Atlantique tout du moins, en étant associée à de larges différences dans la distribution des précipitations en Europe, au centre du Canada et à l'Est des Etats-Unis (voir figure III.4 pour une représentation spatiale sur le bassin versant du Mississippi). La NAM semble également avoir une influence non-négligeable sur ces paramètres au niveau du Pacifique, notamment sur les côtes Ouest de l'Amérique du Nord ; et donc une influence spatiale plus étendue que la NAO (Thompson et Wallace, 2001 ; Wallace et Thompson, 2002). Enfin, la NAM n'affecte pas seulement les conditions climatiques « moyennes », mais aussi la fréquence de l'occurrence de certains événements météorologiques extrêmes, comme les événements exceptionnellement froids, qui sont plus fréquents en phase négative (Thompson et Wallace, 2001).

1.1.4. Pacific Decadal Oscillation (PDO)

L'Oscillation Pacifique Décennale, ou **PDO** pour *Pacific Decadal Oscillation* (Hare, 1996 ; Mantua et al., 1997 ; Zhang, 1997) (figure III.2), est un phénomène couplé océan-atmosphère, se définissant par la première composante principale de la variabilité des températures de surface du Pacifique Nord. Cette oscillation varie d'une période caractéristique de 50-60 ans (une phase de la PDO persiste donc environ 20-30 ans) [Mantua et al., 1997 ; Mantua et Hare, 2002 ; Tootle et al., 2005]. La PDO peut se décrire comme étant un mode basse-fréquence du phénomène ENSO influençant la variabilité climatique du Pacifique (Zhang et al. 1997), avec une variabilité pluri-décennale ayant des impacts notables sur les systèmes naturels dans le bassin du Pacifique et sur le climat de l'Amérique du Nord : ressources en eau en Amérique du Nord et en Amérique du Sud, écologie marine... (Mantua et Hare, 2002). Les changements de phases de la PDO sont observés en 1925, 1945 et 1977. La PDO présente des périodes froides en 1890-1924 et 1947-1976, des périodes chaudes en 1925-1946 et 1977-milieu des années 1990. (Mantua et al., 1997 ; Mantua et Hare, 2002 ; Zhang, 1997).

Les anomalies climatiques en Amérique du Nord et sur le bassin versant du Mississippi associées aux phases chaudes et froides de la PDO (figure III.5) sont relativement similaires à celles associées au phénomène ENSO (El-Niño, La Niña) [Hare et Mantua, 2002 ; Latif et Barnett, 1995, 1996 ; Mantua et al., 1997 ; Zhang et al., 1997].

Les phases chaudes de la PDO sont corrélées aux anomalies de température et de précipitation, similaires à celles observées avec El-Niño : des anomalies positives de température en hiver et au printemps sont observées dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord, et des anomalies négatives sont observées dans le sud-est des Etats-Unis ; des anomalies positives de précipitation en hiver et au printemps sont observées dans le sud des Etats-Unis et au nord du Mexique, et des anomalies négatives au nord-ouest du Pacifique, dans la région des grands lacs et dans la vallée de l'Ohio aux Etats-Unis. Les phases froides sont corrélées au schéma inverse, similaire aux anomalies observées en période La Niña.

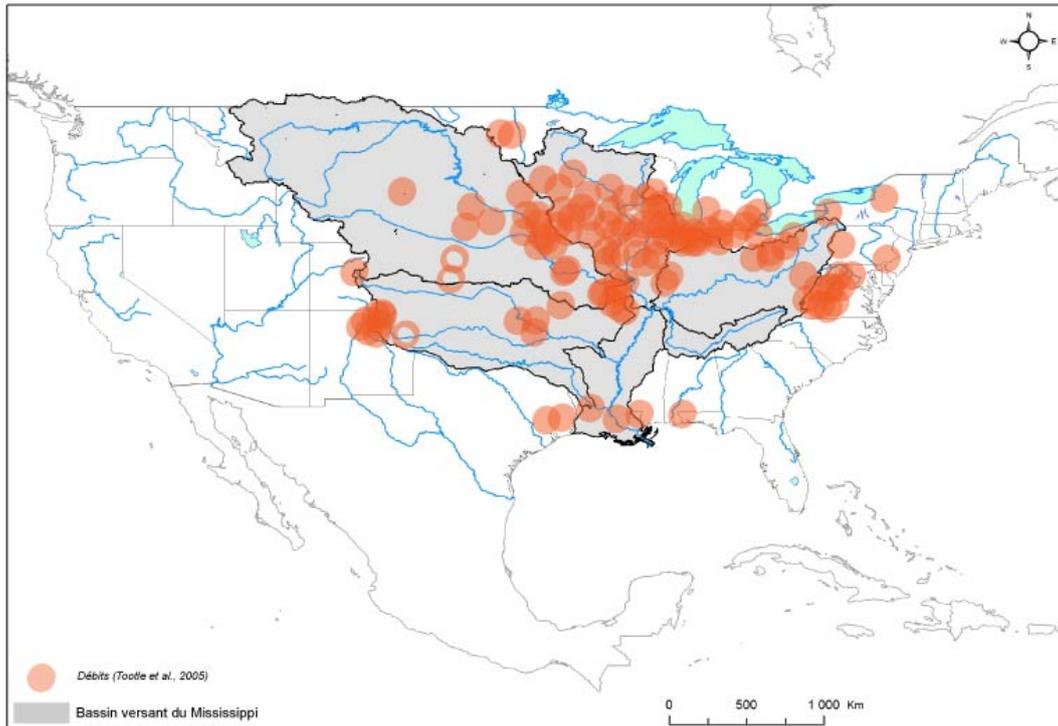


Figure III-5 : Synthèse de l'impact hydrologique de la PDO sur le bassin versant du Mississippi
Sont figurés en cercle orange clair plein (vide) : corrélations positives (négatives) débits/PDO (d'après Tootle et al., 2005)

Du fait de ces relations avec les anomalies de température et de précipitation, la PDO est fortement reliée à des variations de la couverture neigeuse ou des anomalies de débit, particulièrement à l'ouest de l'Amérique du Nord où la PDO possède une forte influence (Mantua et al., 1997 ; Nigam et al., 1999). D'autres régions sont également reliées aux variations de la PDO aux Etats-Unis, comme la partie centrale du pays (incluant le bassin versant du Mississippi). Toutefois, l'influence de la PDO est diminuée sur cette zone à l'échelle annuelle, du fait qu'elle intègre des influences saisonnières souvent contrastées entre les mois d'hiver et les mois d'été (McCabe et al., 2004). Les influences de la PDO sur cette zone sont donc plus difficiles à observer (rarement significative d'un point de vue statistique). Néanmoins, la PDO possède une influence notable sur le bassin versant du Mississippi, où les **phases chaudes (froides)** de la PDO correspondent à une **augmentation (diminution) des débits** sur la partie centrale du bassin jusqu'à l'amont du Mississippi (Nigam et al., 1999 ; Tootle et al., 2005). Des relations inverses peuvent-être observées à l'est du bassin versant (incluant l'Ohio), où des phases chaudes (froides) de la PDO correspondent à une diminution (augmentation) des débits (Poore et al., 2001).

Cependant, d'autres régions aux Etats-Unis peuvent-être reliées aux variations de la PDO, notamment dans la partie centrale du pays, incluant le bassin versant du Mississippi : sur une zone située de la partie centrale du bassin jusqu'à l'amont du Mississippi, les **phases chaudes (froides)** correspondent à une **augmentation (diminution) des débits** (Nigam et al., 1999 ; Tootle et al., 2005). Des relations inverses peuvent-être observées à l'est du bassin versant du Mississippi (incluant l'Ohio), où des phases chaudes (froides) de la PDO correspondent à une diminution (augmentation) des débits (Poore et al., 2001).

1.1.5. El-Niño/Southern Oscillation (ENSO)

Le phénomène El-Niño/Southern Oscillation (ENSO) (figure III.2) est une oscillation climatique du système océan-atmosphère au niveau du Pacifique Tropical, reconnu pour avoir une grande influence sur la variabilité du climat à l'échelle mondiale. Le phénomène « El-Niño » est à l'origine (sens strict) un courant océanique saisonnier local, survenant environ une ou deux fois par décennies le long des côtes Sud-Américaines. Au sens large (actuel), ce phénomène désigne des anomalies thermiques des eaux océaniques de surface persistantes sur l'est et le centre du Pacifique équatorial, persistant pendant 6 à 18 mois. On distingue une phase anormalement chaude, « El-Niño », et une phase anormalement froide, « La Niña » ; avec une périodicité d'environ 2 à 7 ans. Ce phénomène océanique est en relation directe avec l'Oscillation Australe (Southern Oscillation ou SO), désignant les oscillations de pression atmosphérique de surface sur l'ensemble du bassin du Pacifique équatorial (Tootle et al., 2005 ; Trenberth 1997; entre autres).

Le phénomène El-Niño peut-être quantifié par de simples indices lorsque les anomalies de SST de la région Niño-3 (5°N - 5°S , 150° - 90°W) dépassent $0,5^{\circ}\text{C}$, ou dépassent $0,4^{\circ}\text{C}$ dans la région Niño-3.4 (5°N - 5°S , 170° - 120°W) [Trenberth, 1997 ; Trenberth et Stepaniak, 2001]. Un autre moyen d'observer les variations du phénomène ENSO est d'utiliser un index atmosphérique, le SOI (pour Southern Oscillation Index), mesurant les fluctuations de la pression atmosphérique entre l'ouest et l'est du Pacifique tropical pendant les épisodes El-Niño et La Niña. Traditionnellement, le SOI est calculé d'après les différences des anomalies de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin (Australie). Les fluctuations de la SO et de l'ENSO sont en opposition de phase : les périodes prolongées de valeurs négatives (positives) du SOI coïncident avec des eaux océaniques anormalement chaudes (froides) à l'est du Pacifique tropical, typique des épisodes El-Niño (La-Niña) [Velasco et Mendoza, 2008]. Les années 1980 et 1990 comportent un cycle ENSO très actif, avec cinq épisodes El-Niño (1982/83, 1986/87, 1991-1993, 1994/95, et 1997/98) et trois épisodes La Niña (1984/85, 1988/89, 1995/96). Cette période détient également deux des plus intenses épisodes El-Niño du siècle (1982/83 et 1997/98), tout comme deux périodes consécutives de conditions El-Niño sans intervention d'un épisode La Niña (1991-1995). Historiquement, le cycle ENSO possède une variabilité très importante d'une décennie à l'autre, impliquant des décennies où le cycle est relativement peu actif, ou d'autres où l'activité du phénomène est beaucoup plus prononcée, comme celle observée récemment.

Le phénomène ENSO possède une grande influence sur le climat à l'échelle du globe. Pendant les conditions El-Niño (La Niña), des périodes anormalement sèches (humides) sont observées au Nord de l'Australie, en Indonésie et aux Philippines ; alors que des périodes plus humides (sèches) sont par exemple observées en Amérique du Sud (Chiew et McMahon, 2002 ; Dai et al., 1998 ; Dettinger et al., 2000 ; Diaz et al., 2001). En Amérique du Nord, et plus particulièrement aux Etats-Unis (figure III.6), le phénomène ENSO est associé à des modifications prononcées des conditions climatiques. Les épisodes El-Niño sont associés à des hivers plus rigoureux (augmentation des tempêtes...) et une augmentation des précipitations en Californie et dans le sud des Etats-Unis ; à des hivers plus doux au nord des Etats-Unis et à l'ouest du Canada. Les épisodes La Niña sont associés à la présence de masses d'air froides et à une augmentation des tempêtes et des précipitations au centre de l'Amérique du Nord (incluant le nord des Etats-Unis) ; et à des conditions plus chaudes avec une diminution des précipitations au sud des Etats-Unis (NOAA National Climate Prediction Center ; voir Annexe 4).

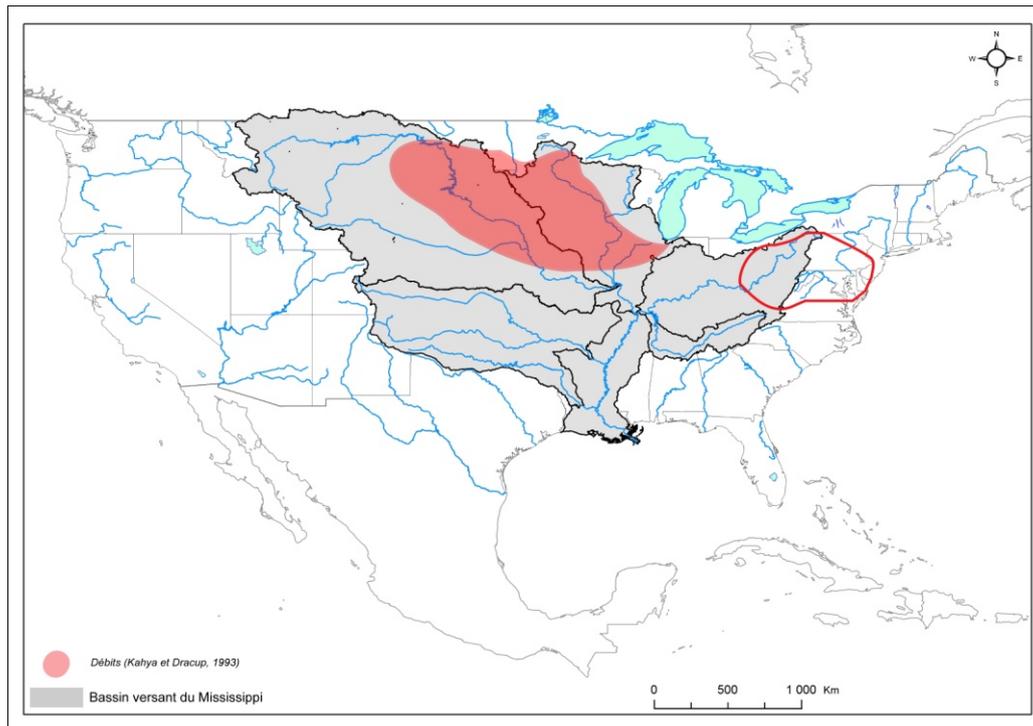


Figure III-6 : Synthèse de l'impact hydrologique de l'ENSO (El-Niño) sur le bassin versant du Mississippi

Sont figurés en zone rouge clair plein (vide) : corrélations positives (négatives) débits/El-Niño (d'après Kahya et Dracup., 1993)

De nombreuses études ont montré l'influence existante du phénomène ENSO sur les températures et précipitations aux Etats-Unis (Diaz et al., 2001 ; Enfield et al., 2001 ; Gershunov et Barnett, 1998 ; McCabe et Dettinger, 1999 ; Montroy et al., 1997, 1998 ; Ropolewski et Halpert, 1986 ; Smith et al., 1998), sur les précipitations neigeuses (Kunkel et Angel, 1999), sur les sécheresses (Dai et al., 1998 ; Piechota et Dracup, 1996 ; Rajagopalan et al., 2000), ou sur les débits (Chiew et McMahon, 2002 ; Dracup et Kahya, 1994 ; Dettinger et al., 2000 ; Kahya et Dracup, 1993 ; Tootle et al., 2005). Pour résumer, plusieurs régions sont associées à une forte influence du phénomène ENSO : durant les épisodes El-Niño, des anomalies positives de débits (épisodes humides) sont observées au niveau du Golfe du Mexique et de la Floride, du sud-ouest et au nord de la partie centrale des Etats-Unis ; des anomalies négatives (épisodes secs) au nord-ouest et à l'est des Etats-Unis. Les conditions sont globalement inversées en épisodes La Niña : des conditions plus humides sont observées au nord-ouest et à l'est des Etats-Unis ; des conditions plus sèches dans les autres régions précédemment décrites. Ces régions possèdent de fortes relations avec le phénomène ENSO et sont donc largement identifiées comme telles dans la bibliographie. Cependant, il est intéressant de noter que, du fait de la diversité des méthodologies employées d'une part (variables, données et méthodes utilisées, échelles temporelles étudiées...), et de la complexité même du phénomène d'autre part, le degré de relation attribué varie énormément en fonction des différentes études, ainsi que l'identification des régions comme étant impactées par l'ENSO. Ce constat est particulièrement dirigé vers les régions se situant au centre des Etats-Unis, incluant une grande partie du bassin versant du Mississippi, où le signal observé de l'ENSO semble moins fort (et moins significatif que les autres régions).

Toutefois, plusieurs auteurs ont relié le phénomène ENSO à des anomalies climatiques et hydrologiques dans le bassin versant du Mississippi (Gershunov et Barnett 1998 ; Kunkel et Angel, 1999 ; Montroy et al., 1998 ; Ropolewski et Halpert 1986 ; Smith et al., 1998). Notamment, Twine et al. (2005) ont étudié les associations entre ce phénomène

et les anomalies observées dans le climat, l'hydrologie et dans la balance hydrique au sein de ce bassin versant. Des anomalies significatives dans toutes les composantes sont reportées, affectant certaines régions du bassin, avec une grande variabilité (spatiale, saisonnière...) en réponse à une phase particulière de l'ENSO. En accord avec la littérature précédemment citée, les anomalies de **précipitations** durant les événements El-Niño et La Niña varient fortement spatialement et temporellement, notamment en fonction des saisons. Durant les **épisodes El-Niño**, des **anomalies négatives** de précipitations se retrouvent à **l'est et au sud du bassin**, et des **anomalies positives** de précipitations se retrouvent **au nord-ouest et au centre du bassin**. Durant les épisodes **La Niña**, des **anomalies positives** de précipitations se retrouvent essentiellement au **centre et à l'est du bassin**.

Les **débits** sont également affectés pendant les événements **El-Niño** : à l'échelle annuelle, des **anomalies positives** de débits sont retrouvées dans l'**Upper Mississippi**, le **Missouri** et l'**Arkansas** ; et des **anomalies négatives** dans l'**Ohio** et plus largement dans la partie nord-est des Etats-Unis. A l'inverse, pendant les événements **La Niña**, des **anomalies négatives** sont retrouvées dans l'**Upper Mississippi**, le **Missouri**, l'**Arkansas** ; et des anomalies positives dans l'**Ohio**. Toutefois, l'influence du phénomène ENSO varie largement à l'échelle saisonnière, pouvant conduire à des effets opposés entre les mois d'hiver, de printemps ou d'été, au sein d'un même sous-bassin versant. Ces effets contrastés peuvent donc diminuer l'intensité de la réponse des paramètres hydrologiques à l'échelle annuelle. De la même façon, les débits à l'exutoire du bassin versant (Lower Mississippi) intègrent l'ensemble des caractéristiques de la relation ENSO/débits des différents sous-bassins versants, parfois en opposition ; de ce fait, les signaux des épisodes du phénomène ENSO y sont atténués et non-significatifs (Twine et al., 2005).

Les **débits** sont également affectés pendant les événements **El-Niño** : des **anomalies positives** de débits sont retrouvées dans l'**Upper Mississippi** (printemps), le **Missouri** et l'**Arkansas** (hiver) ; et des **anomalies négatives** dans l'**Arkansas** (printemps et été), l'**Ohio** et plus largement dans la partie Nord-Est des Etats-Unis. Pendant les événements **La Niña**, des **anomalies négatives** sont retrouvées dans l'**Upper Mississippi** (été et printemps), l'**Ohio**, le **Missouri** (printemps), l'**Arkansas** (printemps et été) ; et des anomalies positives dans l'**Arkansas** (hiver). A noter que les débits à l'exutoire du bassin versant (Lower Mississippi) intègrent les caractéristiques de la relation ENSO/débits des sous-bassins versants, parfois en opposition ; de ce fait, les signaux des épisodes du phénomène ENSO y sont atténués et non-significatifs (Twine et al., 2005).

1.1.6. Pacific North American teleconnection (PNA)

Le mode climatique de la **PNA**, pour **Pacific / North American teleconnection** (figure III.2), est l'un des modes basses-fréquences important de la variabilité climatique dans l'Hémisphère Nord extra-tropical. La PNA possède quatre centres d'actions atmosphériques situés sur le Pacifique Nord et sur l'Amérique du Nord (Wallace et Gutzler, 1981). La PNA est reliée à une modulation de la force et la localisation du courant Jet de l'Asie de l'Est. Les phases positives de la PNA sont associées à des augmentations de pression atmosphérique aux alentours d'Hawaii et sur la région montagneuse de l'Amérique du Nord, et des diminutions de pression atmosphérique localisées au Sud des îles des Aléoutiennes et au Sud-Est des Etats-Unis. Dans ce cas, le courant Jet de l'Asie de l'Est est renforcé et sa région de sortie déplacé vers l'Est, vers l'Ouest des Etats-Unis. A l'inverse, la phase négative est associée à une rétraction vers l'Ouest du courant Jet, vers l'Asie de l'Est, bloquant l'activité Nord Pacifique vers les hautes latitudes, et avec un fort cisaillement du flux au centre du Pacifique Nord. Les phases négatives de la PNA sont observées de 1964 à 1967 et de 1989 à 1990, et des phases positives de 1976 à 1988 et de 1991 à 1993.

Généralement, la PNA est considérée comme un phénomène régional ayant des influences sur les anomalies de température et de précipitation sur le Pacifique Nord et l'Amérique du Nord, en particulier pendant la saison hivernale. La phase positive de la PNA est associée à des anomalies positives de températures à l'Ouest du Canada et à l'extrémité de l'Ouest des Etats-Unis, et des anomalies négatives de température au Sud et au Sud-Est des Etats-Unis. La PNA tend à avoir de faibles impacts sur la variabilité des températures de surface de l'Amérique du Nord en été. On observe également des anomalies positives de précipitations du Golfe de l'Alaska jusqu'au Nord-Ouest des Etats-Unis, et des anomalies négatives en amont du « Midwest » (Hurrell et al., 2003 ; Leather et al., 1991 ; NOAA ; Trenberth et al., 1998 ; Viles et Goudie, 2003 ; Wallace et Gutzler, 1981).

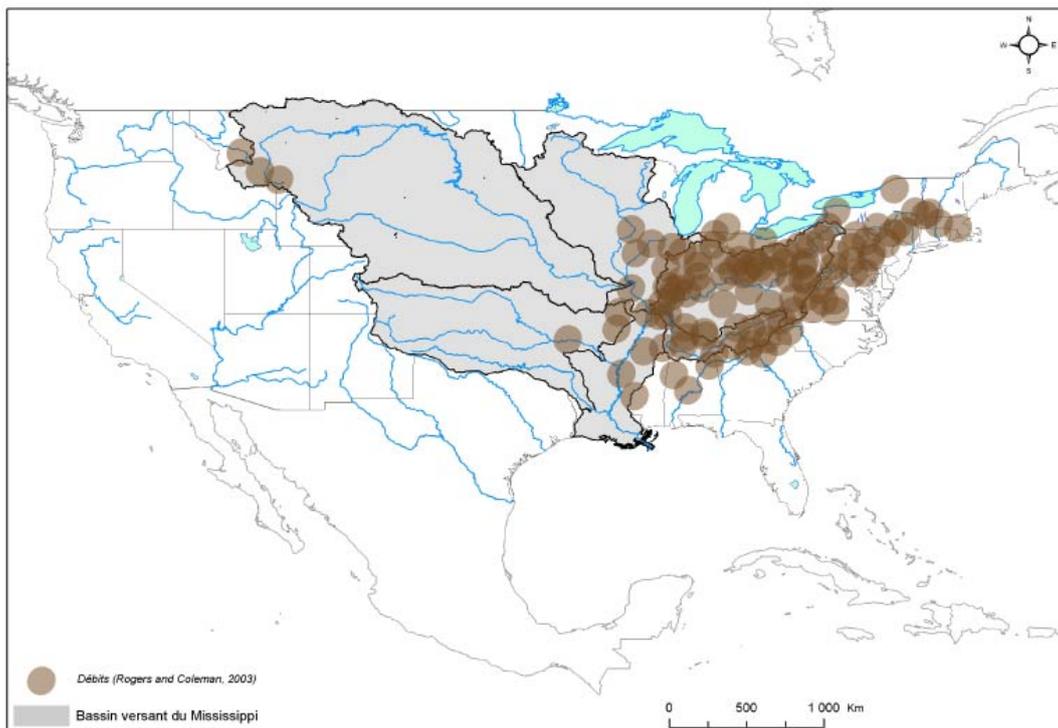


Figure III-7 : Synthèse de l'impact hydrologique de la PNA sur le bassin versant du Mississippi

La PNA est reliée à des anomalies climatiques et hydrologiques au niveau du bassin versant du Mississippi, par exemple sur les précipitations et les précipitations neigeuses (Leather al al., 1991 ; Rogers et Coleman, 2003 ; Serreze et al., 1998). Les **phases négatives de la PNA** sont également associées à l'**augmentation des précipitations, des précipitations neigeuses** et des **débits** dans la région de l'Ohio (Leather al., 1991 ; Rogers et Coleman, 2003). Toutefois, Serreze et al. (1998) indique que les relations observées sont plus fortes durant les **phases positives de la PNA**, notamment pour les précipitations neigeuses, qui est reliée à des **anomalies négatives** des paramètres hydrologiques et climatiques. L'influence de la PNA est particulièrement exprimée dans les zones situées à l'Est des Etats-Unis, même si elles peuvent également être trouvées au Nord-Ouest du bassin versant du Mississippi.

1.1.7. Interactions entre les différents modes de fluctuations du climat et conséquences hydrologiques

L'énergie du système climatique étant préservée à l'échelle globale, il y a une certaine continuité entre ces différents modes de variabilité du climat, qui sont donc plus ou moins connectés entre eux. Ces « téléconnexions » impliquent une variabilité pouvant être commune, et peuvent suivre potentiellement des échelles de temps similaires. Des recherches récentes se sont intéressées aux couplages (interactions) entre différents indices climatiques (notamment entre l'ENSO et quelques autres indices climatiques, comme la PDO, l'AMO et la NAO) et leurs effets potentiels sur l'évolution des paramètres hydrologiques et climatiques (Enfield et al., 2001, Gershunov et Barnett, 1998 ; McCabe et al., 2004 ; Rogers et Coleman, 2003 ; Tootle et al., 2005). Cette section a pour objet de proposer une brève description des principaux résultats impliquant des interactions entre les différents indices climatiques, ainsi que les conséquences hydrologiques et climatiques potentiellement engendrées et pouvant affecter le bassin versant du Mississippi.

Les interactions entre les indices climatiques peuvent se traduire de différentes manières, la principale étant que certains modes de variabilité du climat peuvent en « moduler » d'autres, c'est-à-dire renforcer ou diminuer leurs impacts potentiels.

Par exemple, plusieurs études ont montré l'influence de la PDO sur l'ENSO, cas le plus reconnu. Notamment, en étudiant l'influence de la PDO sur l'ENSO pour les SLP et les précipitations aux Etats-Unis, Gershunov et Barnett (1998) ont montré que les signaux des phénomènes El-Niño (La Niña) sont plus forts et plus stables durant les phases positives (négatives) de la PDO.

Enfield et al., 2001 ont montré le rôle de l'AMO sur la relation entre l'ENSO et les précipitations aux Etats-Unis, notamment que l'on observe moins de précipitations durant les épisodes El-Niño pendant les phases positives de l'AMO (corrélations négatives), ce qui n'est pas observé pendant les phases négatives de l'AMO (où les corrélations deviennent positives). Hidalgo et Dracup (2003) ont également montré une modulation du couple ENSO/PDO par l'AMO dans le bassin du Colorado.

Rogers et Coleman (2003) ont évalué les interactions entre l'AMO, l'ENSO et la PNA sur les débits aux Etats-Unis. Ils ont montré que la réponse des débits de l'Upper Mississippi et la région proche des Rocheuses (entre autres) aux changements de phases de l'AMO était apparente, mais que cette relation pouvait être perturbée par l'influence de l'ENSO et de la PNA, notamment sur le Mississippi à la fin des années 1940 / début des années 1950, du fait de quatre hivers exceptionnellement humides.

La PNA est d'ailleurs influencée par l'ENSO, avec des phases positives qui tendent à être associées aux phases chaudes du Pacifique (El-Niño), et les phases négatives de la PNA associées aux phases froides (La Niña) (Serreze et al., 1998).

McCabe et al. (2004) attribuent un peu plus de 50% de la variance spatiale et temporelle des sécheresses multi-décennales à la PDO et l'AMO. Ils ont identifié quatre périodes en fonction du couplage entre les phases positives ou négatives de l'AMO et de la PDO. A noter que la phase positive de l'AMO est associée, quelque soit la phase de la PDO, à une augmentation de la fréquence des sécheresses.

Ces exemples (non exhaustifs) soulignent la complexité des relations existantes entre les principaux modes de variabilité du climat d'une part, et de leurs influences potentielles sur l'évolution des paramètres hydrologiques et climatiques d'autre part. Les relations existantes entre ces paramètres et les principaux modes de variabilité du climat évoluent donc fortement au cours du temps, traduisant une forte instationarité, qu'il sera nécessaire de prendre en compte pour identifier au mieux l'influence de ces facteurs sur la réponse hydrologique du Mississippi.

1.2. Synthèse à l'échelle du bassin versant du Mississippi

L'influence des principaux modes de fluctuations du climat (AMO, NAO, NAM, PDO, ENSO, PNA) sur l'évolution des paramètres climatiques et hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents est potentiellement très importante.

Les influences potentielles de ces indices climatiques sur les précipitations et les débits du bassin versant du Mississippi sont synthétisées dans le tableau III.1, aux vues des éléments bibliographiques décrits précédemment :

INDICES CLIMATIQUES	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
AMO+	-	-	-	-	-
NAO+	+	+	+	+	+
NAM+	+	+	+	+	+
PDO+	+	+	-	+	+
SOI+	-	-	+	-	-
PNA+	-	-	-	-	-

Tableau III-1 : Synthèse des influences hydrologiques des principaux modes de fluctuations du climat sur le bassin versant du Mississippi

Ce tableau présente les influences potentielles des phases positives des principaux indices climatiques sur les précipitations et les débits des principaux sous-bassins versants du Mississippi. Le sigle + indique une influence positive potentielle (augmentation) ; le sigle - indique une influence négative potentielle (diminution). Les relations inverses en phases négatives sont observées.

En phase positive, l'AMO et la PNA ont potentiellement des influences négatives (diminutions) sur les débits et les précipitations de tous les sous-bassins versants du Mississippi. La NAO, la NAM ont des influences potentiellement positives (augmentations) pour tous les sous-bassins versants. Le SOI (dont la phase positive correspond à une phase froide La-Niña) à une influence potentiellement négative (diminution) pour tous les sous-bassins versants, à l'exception de l'Ohio où son influence est inversée (une phase positive correspond à une augmentation). A l'inverse du SOI, la PDO à une influence potentiellement positive (augmentation) pour tous les sous-bassins versants, à l'exception de l'Ohio où son influence est inversée (une phase positive correspond à une diminution).

2. LES ECHELLES DE TEMPS CARACTERISTIQUES DES MODES DE FLUCTUATIONS DU CLIMAT

Les principaux modes de fluctuations du climat possèdent des caractéristiques d'évolution (polarité des indices, évolution à long terme) et une variabilité propres à chaque mode. Afin d'identifier les liens existants entre la variabilité hydrologique du Mississippi et les principaux indices climatiques, il est préalablement nécessaire d'identifier les échelles de temps caractéristiques de la variabilité de ces fluctuations du climat.

Cependant, il est difficile de trouver dans la littérature courante une synthèse comprenant ces différentes échelles, du fait notamment que les nombreuses études sont menées avec des techniques analytiques différentes, dans de nombreux domaines de recherche (écologie, océanographie, physique-statistique, hydrologie, climatologie...). De ce fait, nous proposons d'identifier et de synthétiser les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques affectant l'Amérique du Nord, par une méthodologie similaire à celle employée précédemment pour la caractérisation de la variabilité des débits et des précipitations. L'évolution à long terme est estimée par filtrage de type LOESS ; l'identification et la quantification (contribution à la variance totale) des différentes échelles de temps est effectuée par analyses en ondelettes continues.

Au cours de ce travail préliminaire, nous serons également amenés à approcher des questions plus générales portant sur la variabilité climatique dans un contexte plus général : notamment, existe-t-il des modes communs de variabilité à l'échelle globale ? Ces modes communs correspondent-ils aux modes exprimant la majeure partie de la variance des signaux climatiques ? Ces questions seront discutées au cours d'une synthèse reprenant les principales caractéristiques des échelles de temps de la variabilité des indices climatiques.

Les caractéristiques des données des principaux indices climatiques utilisés au cours de cette troisième partie (échantillonnage, périodes disponibles, sources) sont présentées dans le tableau III.2 :

Indices climatiques	Données	Périodes	Sources
AMO	<i>mensuelle</i>	1856-2008	NOAA Climate Prediction Center (CPC) http://www.cdc.noaa.gov/data/correlation/amon.us.long.data
NAO	<i>annuelle</i>	1864-2008	National Center for Atmospheric Research (NCAR) http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon
NAM	<i>annuelle</i>	1899-2008	National Center for Atmospheric Research (NCAR) http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon
PDO	<i>mensuelle</i>	1856-2008	Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO) http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest
SOI	<i>mensuelle</i>	1856-2008	NOAA Climate Prediction Center (CPC) http://www.cdc.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/soi.dat
PNA	<i>mensuelle</i>	1950-2008	NOAA Climate Prediction Center (CPC) http://www.cdc.noaa.gov/data/correlation/pna.data

Tableau III-2 : Données sources des indices climatiques utilisés (format, périodes recouvertes, sources et liens)

2.1. Identification des modes dominants de la variabilité des principaux indices climatiques

Pour chaque indice climatique, une description des principaux modes de variabilité est proposée selon les différentes échelles de temps, la contribution de ces modes à la variance totale, la significativité statistique ; ainsi que la caractérisation des non-stationnarités de ces modes (s'ils existent). Une description plus précise et détaillée pour chaque indice est proposée dans l'article portant sur ce sujet (Rossi et *al.*, *accepté* dans *Global and Planetary Change* ; voir plus loin en section III.6).

L'évolution à long terme des principaux indices climatiques est estimée par filtrage non-paramétrique de type LOESS (figure III.8). Les résultats obtenus sur les différents indices climatiques présentent les mêmes caractéristiques (périodicités, phases positives et négatives) que celles décrites dans la littérature et présentées en partie III.1.1.

L'évolution à long terme de l'AMO indique une cyclicité d'environ 70 ans (65-80ans), incluant des phases chaudes observées durant les périodes 1860-1880, 1930-1960, et depuis le milieu des années 1990 ; et des phases froides en 1905-1925 et 1970-1990.

La NAO présente une tendance en phases positives sur les périodes 1900-1950 et depuis la fin des années 1970/début des années 1980, entrecoupées d'une tendance en phase négative. La NAM présente les mêmes caractéristiques que la NAO, avec toutefois une période en phase négative plus longue (1930-fin des années 1970/début des années 1980). Depuis 1960, ces deux indices climatiques présentent une forte tendance à l'augmentation, jusqu'à la fin des années 1990. La dernière décennie marque une tendance à la stabilisation.

L'évolution à long terme de la PDO indique une cyclicité d'environ 50-60ans, avec des périodes froides en 1890-1924 et 1947-1976, des périodes chaudes en 1925-1946 et 1977-milieu des années 1990.

Le SOI présente une tendance à exprimer plus de valeurs négatives (plus d'épisodes El Niño) depuis la fin des années 1970 (1976/1977). Cette tendance est moins prononcée depuis les années 1990, le SOI ayant même tendance jusqu'à présenter des valeurs négatives tout récemment (milieu des années 2000).

La PNA présente une évolution relativement stable jusqu'au début des années 1990 (où de courtes phases négatives et positives peuvent-être distinguées), qui marque depuis une tendance plus importante des phases positives.

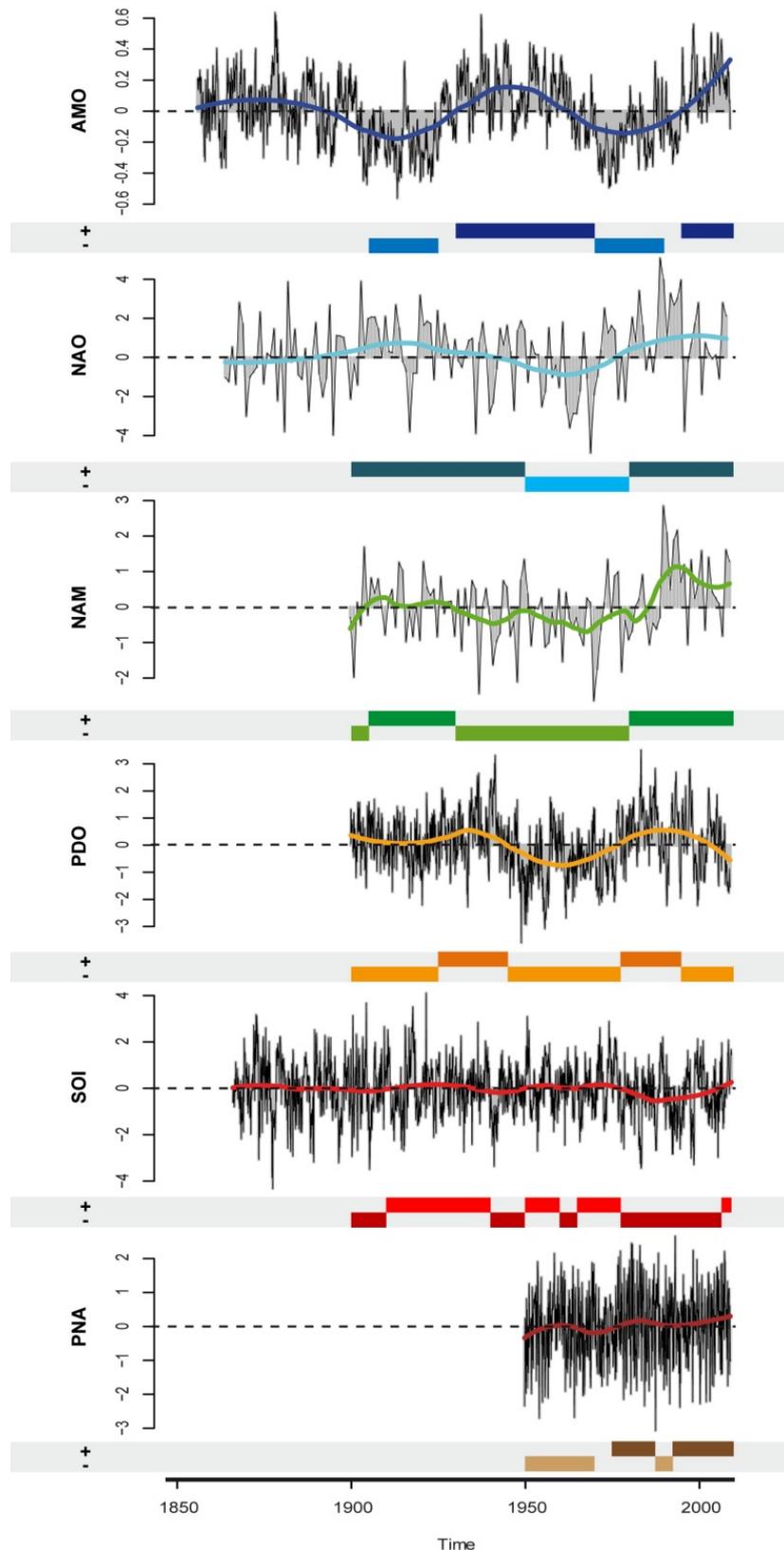


Figure III-8 : Evolution à long terme des indices climatiques identifiés par LOESS

Les phases globalement positives ou négatives des indices climatiques sont harmonisées et schématisées sur la période 1900-2008.

Les spectres locaux des analyses en ondelettes des principaux indices climatiques sont présentés sur la figure III.9 :

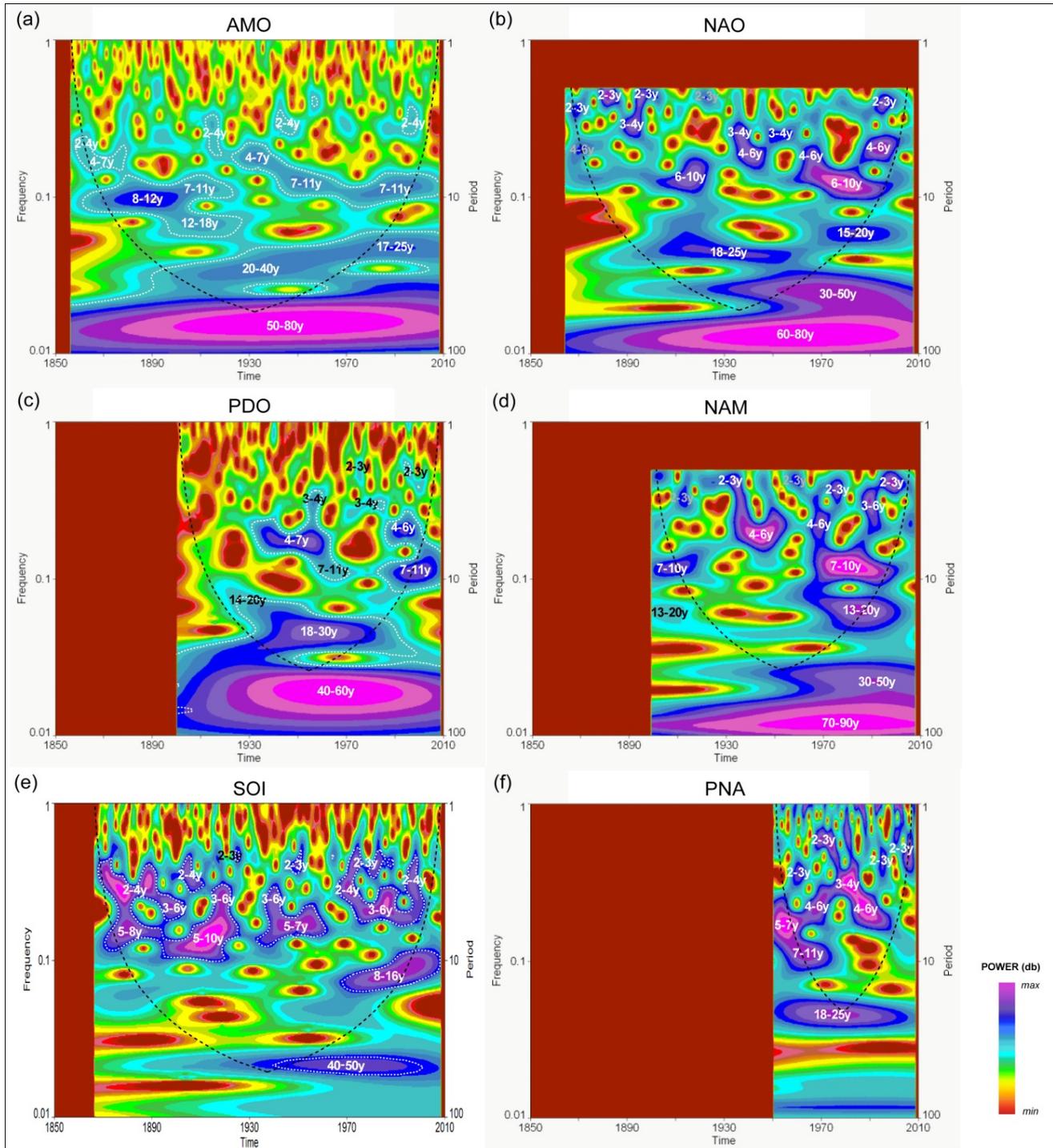


Figure III-9 : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des principaux indices climatiques

(a) AMO (b) NAO (c) PDO (d) NAM (e) SOI et (f) PNA. Les contours en pointillés blancs figurent les fluctuations statistiquement significatives contre un bruit blanc ($AR(1)=0$), à un niveau de confiance de 90% ; les pointillés noirs figurent le cône d'influence.

L'AMO (figure III.9a) est dominée par des fluctuations basses-fréquences (80%), recouvrant des échelles de temps estimées à 17-25 ans, 20-40 ans et 50-80 ans. Le principal mode de variabilité est observé à 50-80 ans (62%), correspondant à la tendance cyclique précédemment identifiée par LOESS (figure III.8). Cette composante reflète le fonctionnement interne de cette oscillation des anomalies de SST de l'océan Atlantique Nord, avec une cyclicité d'environ 65-80 ans observée sur la période instrumentale (Enfield et al., 2001 ; Gray et al., 2004 ; Knight et al., 2005). Un changement notable dans la structuration fréquentielle est détecté en 1970, avec un passage de fluctuations de 20-40 ans à 17-25 ans. Les fluctuations d'échelles inter-annuelle (2-4 ans, 4-7 ans) et décennale (7-11 ans, 8-12 ans, 12-18 ans) ont une contribution à la variance totale (environ 20%) inférieure à celle des fluctuations à plus long terme. Un second changement notable est également détecté dans la composition fréquentielle à l'échelle décennale en 1930, avec un changement de la fluctuation 12-18 ans vers une fluctuation plus basse-fréquence à 20-40 ans ; ainsi que l'apparition d'une fluctuation 4-7 ans connectée à une bande d'énergie 7-11 ans après 1940.

L'ensemble des fluctuations détectées dans l'AMO sont statistiquement significatives à 90% de niveau de confiance. De plus, certaines de ces échelles de temps correspondent aux fluctuations d'échelle inter-décennale composant l'AMO, avec des pics d'énergie estimés par d'autres méthodes à approximativement 40 ans ; tandis que les analyses spectrales des paléoreconstructions montrent de l'énergie distribuée sur une large bande fréquentielle d'environ 40-128 ans (Gray et al., 2004).

Les fluctuations d'échelle inter-annuelle ne sont pas mentionnées dans la littérature. Ceci peut s'expliquer du fait de la sensibilité du test statistique utilisé (par exemple, à un niveau de confiance de 95%) ; ou parce que la longueur des enregistrements utilisés est trop importante (paléo-reconstructions de l'AMO), impliquant une domination de plus basses-fréquences (et donc une réduction de la répartition de l'énergie dans les hautes-fréquences, affectant la significativité statistique à cette échelle). En ce sens, Gray et al. (2004) argumentent que le fait de l'absence d'énergie significative dans la bande 7-25 ans des données observées et reconstruites distinguent l'AMO des premiers modes associés à la NAO et à la NAM, deux formes apparentées de la variabilité de pression atmosphérique contrôlant le climat en hiver de l'Hémisphère Nord (Hurrell, 1995 ; Thompson et Wallace, 1998). Cependant, des fluctuations significatives (à un niveau de confiance de 90%) sont détectées dans cette bande d'énergie de 7-25 ans (4-7 ans, 7-11 ans, 12-18 ans, et 17-25 ans), mais avec une relativement faible contribution. Ceci illustre bien la problématique de la sensibilité des différentes méthodes spectrales, ainsi que la non-stationarité de ces processus climatiques.

La NAO (figure III.9b) est légèrement dominée par des fluctuations basses-fréquences (38,5%), de l'échelle multi-décennale (60-80 ans) aux échelles décennales (15-20 ans, 18-25 ans) et pluri-décennale (30-50 ans). Le principal mode de variabilité correspond à la composante long terme de la NAO, estimée à 60-80 ans ($\approx 17\%$). Ces modes de variabilités sont essentiellement structurés à partir de 1900. Une instationarité est observée à l'échelle décennale, avec un changement de la fluctuation à 18-25 ans vers une fluctuation à 15-20 ans en 1960-1970. Cette période de transition correspond également à l'apparition d'une fluctuation de forte puissance de 6-10 ans. Les fluctuations d'échelle inter-annuelle (2-3 ans, 3-4 ans, 4-6 ans, 6-10 ans) représentent environ 25,6% de la variabilité totale. Ces fluctuations s'organisent différemment au cours du temps. En particulier, nous pouvons noter une structuration des fluctuations à 4-6 ans après 1930, l'absence des fluctuations à 2-3 ans durant la période 1930-1990, et la présence de fluctuations à 3-4 ans en 1930-1950 (la seule période au cours du dernier siècle).

Les différents modes de variabilité détectés dans la NAO ne sont pas statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 90%. En effet, comme définit dans différents

travaux, les analyses spectrales (incluant les analyses en ondelettes) ne montrent pas d'échelle de temps préférentielle de la variabilité de la NAO. Le spectre d'énergie de la NAO se définit comme étant un bruit légèrement « rouge », avec une puissance qui augmente avec les fréquences (Fernández et al., 2003 ; Hurrell et al., 2003), ce qui peut expliquer la non-significativité des modes détectés. Des résultats similaires sont d'ailleurs obtenus avec la NAM ou une autre forme de l'indice NAO, calculé en composante principale (Hurrell et al., 2003). Toutefois, la NAO est couramment caractérisée par les échelles de temps identifiées ici : ce mode est reconnu pour avoir une variabilité quasi-biennale (2-4 ans), une faible puissance associée à la bande 3-6 ans, et une légère augmentation de puissance dans la bande d'énergie à 8-10ans, particulièrement à la fin du XX^e siècle. Des composantes multi-décennales sont aussi détectées à 20-24 ans et 44 ans (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Cook et al., 1998 ; Fernández et al., 2003 ; Hurrell et al., 2003 ; Hurrell et Van Loon, 1997 ; Massei et al., 2007).

La NAM (figure III.9d) présente une structuration fréquentielle équivalente en terme de contribution à la variance totale pour toutes les échelles de temps observées (>10% pour tous les modes). Les fluctuations d'échelles inter-annuelles sont structurées sur l'ensemble de la période considérée (avec une prédominance du mode à 4-6 ans, en particulier en 1930-1960), alors que les composantes basses-fréquences (7-10 ans, 13-20 ans, 30-50 ans) sont exprimées après les années 1960. Cette période est marquée par un changement majeur de la structuration fréquentielle de cet indice, avec une prédominance relative des composantes d'échelles décennales à multi-décennales.

Les modes de variabilité de la NAM ne sont pas statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 90%. En effet, les analyses spectrales ne montrent pas d'échelle de temps préférentielle de la variabilité de la NAM. Le spectre d'énergie de la NAM est quasi-identique à celui de la NAO, inhérent à un signal bruité (se rapprochant d'un « bruit rouge ») [Fernández et al., 2003 ; Hurrell et al., 2003], pouvant expliquer la non-significativité des modes détectés. Cependant, la NAM est caractérisée par les mêmes échelles de temps que celles composant la NAO, par exemple identifiée à des périodes de 2-3 ans, 7-10 ans et 13-20 ans (Jevrejeva et al., 2003, 2005).

La PDO (figure III.9c) possède une structuration fréquentielle ainsi qu'une répartition de sa variance proche de celles observées pour l'AMO. La PDO est dominée par des fluctuations basses-fréquences ($\approx 62\%$), de l'échelle multi-décennale (40-60 ans) à décennale (14-20 ans) à pluri-décennale (18-30 ans). Le principal mode de variabilité, estimé à 40-60 ans ($\approx 42\%$), correspond à la tendance cyclique précédemment identifiée par LOESS (figure III.8) et reflète le fonctionnement interne des anomalies de STT de l'océan Pacifique Nord, avec une cyclicité d'environ 50-60ans (Mantua et Hare, 2002 ; Mantua et al., 1997 ; Tootle et al., 2005). La fluctuation de 18-30ans est seulement exprimée sur la période 1940-1980. Les fluctuations d'échelles inter-annuelles (2-3 ans, 3-4 ans, 4-6 ans, 4-7 ans, 7-11 ans), qui représentent 21,7% de la variance totale, sont exprimées essentiellement après 1930 (voire après 1950 pour les hautes-fréquences). Nous pouvons noter l'apparition caractéristique d'une fluctuation de 7-11 ans après 1975, au même moment qu'une fluctuation de 4-6 ans. Comme relevé précédemment pour l'AMO, un changement notable dans la structuration fréquentielle à l'échelle inter-annuelle est détecté en 1930, avec un changement d'une fluctuation 12-18 ans vers une fluctuation de plus basse fréquence de 20-40 ans ; ainsi que l'apparition d'une fluctuation de 4-7 ans connectée à une bande d'énergie de 7-11 ans après 1940.

L'ensemble des modes de variabilités identifiés sont statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 90%. De plus, ces échelles de temps correspondent aux oscillations pluri-décennales connues composant la PDO, estimées approximativement à 20 ans (15-25 ans) et 50-70 ans (Chao et al., 2000 ; Hare et Mantua, 2001 ; Mantua et Hare, 2002 ; Minobe,

1999 ; Tourre et al., 2001). Les fluctuations d'échelle inter-annuelle sont également reconnues, même sur les analyses à très long terme de la PDO (paléoclimatologie), approximativement à 3 ans, 4 ans et 8 ans (Velasco et Mendoza, 2008).

Le SOI (figure III.9e) est dominé par des fluctuations d'échelles inter-annuelle à décennale (2-3 ans, 3-4 ans, 3-6 ans, 5-7 ans, 5-8 ans, 5-10 ans), représentant environ 78,5% de la variance totale (à noter que ces résultats sont légèrement surestimées du fait de la superposition de certaines bandes de fréquences). Les composantes hautes-fréquences (2-3 ans, 2-4 ans) montrent une période de plus faible variabilité, de 1910 à 1970. Les modes d'échelles décennale à multi-décennale (8-16 ans, 40-50 ans) représentent 26,3% de la variance totale. Cependant, l'apparition de ces modes diminue la variance relative des modes d'échelle inter-annuelle, en particulier avec l'apparition de la fluctuation à 8-16 ans après 1970, marquant une rupture majeure dans le signal.

Les modes de variabilité détectés sont tous significatifs à un niveau de confiance de 90%. De plus, certains de ces modes correspondent aux fluctuations inter-annuelles composant et caractérisant le SOI, en particulier la bande d'énergie à 2-8 ans (Tootle et al., 2005 ; Torrence et Compo, 1998).

La PNA (figure III.9f) est dominé par des fluctuations d'échelle inter-annuelle (4-6 ans, 5-7 ans), représentant 21,2% de la variance totale. Du fait de la longueur de la série de données, les composantes à plus long terme ne sont pas (ou peu) exprimées (le mode de plus basse-fréquence est observé à 18-25 ans). Nous pouvons noter cependant un changement dans la structuration fréquentielle aux alentours de 1975, avec la disparition d'une fluctuation à 7-11 ans et l'apparition d'une fluctuation à 3-4 ans puis d'une forte fluctuation à 4-6 ans.

Les modes de variabilité détectés ne sont pas statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 90%. Cependant, la PNA est caractérisée par des fluctuations d'échelle inter-annuelle (4-6 ans, 5-7 ans) détectés par d'autres auteurs (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Leathers et al., 1991). De plus, la composition spectrale de la PNA est proche de la PDO (à la fois en composition fréquentielle et dans la distribution temporelle), en particulier pour les fluctuations à 3-4 ans, 4-6 ans/5-7 ans, 7-11 ans (avant 1975) et 18-25 ans, reflétant la variabilité du Pacifique Nord capturée par cet indice climatique.

2.2. Synthèse des échelles de temps caractéristiques des fluctuations climatiques à l'échelle globale

L'évolution à long terme des indices climatiques estimée par LOESS (figure III.8) indique des caractéristiques communes sur le dernier siècle : en particulier, tous les indices observent un changement de polarité vers la fin des années 1970 (1976/1977)/début des années 1980, à l'exception de l'AMO dont les changements de phases se sont effectués aux alentours de 1960 (phase négative) et 1990 (phase positive).

Les échelles de temps observées dans les indices climatiques sont synthétisées dans le tableau III.3. Un regroupement selon les différents niveaux d'échelles observés dans les indices climatiques est proposé. Ce regroupement s'effectue selon leurs occurrences temporelles des fluctuations dans chaque indice, selon les gammes de fréquences communes... Par exemple, bien que certains modes ne possèdent pas exactement les mêmes caractéristiques fréquentielles (7-10ans vs. 7-11ans), ils peuvent être considérés comme similaires (ou très proches) d'un point de vue fréquentiel, mais aussi par leurs occurrences temporelles.

Echelles observées	AMO	NAO	NAM	PDO	SOI	PNA	SYNTHESE
2-3 ans		x	x	x	x	x	2-4 ans
2-4 ans	x				x		
3-4 ans		x		x		x	
3-6 ans			x		x		3-6 ans
4-6 ans		x	x	x		x	5-8 ans
4-7 ans	x			x			
5-7 ans					x	x	
5-8 ans					x		
5-10 ans					x		5-12 ans
6-10 ans		x					
7-10 ans			x				
7-11 ans	x			x		x	
8-12 ans	x						
8-16 ans					x		8-16 ans
12-18 ans	x						12-20 ans
13-20 ans			x				
14-20 ans				x			
15-20 ans		x					
17-25 ans	x						18-30 ans
18-25 ans		x				x	
18-30 ans				x			
20-40 ans	x						20-50 ans
30-50 ans		x	x				40-60 ans
40-50 ans					x		
40-60 ans				x			50-80 ans
50-80 ans	x						
60-80 ans		x					
70-90 ans			x				

Tableau III-3 : Synthèse globale des fluctuations identifiées par analyses en ondelettes continues dans les principaux indices climatiques

Un regroupement selon les différents niveaux d'échelles observés dans les indices climatiques est proposé. Ce regroupement s'effectue selon leurs occurrences temporelles des fluctuations dans chaque indice, selon les gammes de fréquences communes... Par exemple, bien que certains modes ne possèdent pas exactement les mêmes caractéristiques fréquentielles (7-10 ans vs. 7-11 ans), ils peuvent être considérés comme similaires (ou très proches) d'un point de vue fréquentiel, mais aussi par leurs occurrences temporelles.

Chaque indice climatique présente ses propres échelles de temps de variabilité, des échelles inter-annuelle à multi-décennale. Cependant, certains modes présentent des caractéristiques communes (gamme de fréquences et/ou occurrence temporelle).

A l'échelle inter-annuelle, nous pouvons définir des groupes de fluctuations à 2-4 ans (incluant les fluctuations à 2-3 ans, 3-4 ans et 2-4 ans), à 3-6 ans (avec une occurrence temporelle différente à cette échelle pour ces fluctuations), et à 4-8 ans (incluant les fluctuations à 4-6 ans, 4-7 ans, 5-7 ans, 5-8 ans). A l'échelle décennale, un groupe de fluctuations à 5-12 ans (incluant les fluctuations à 5-10 ans, 6-9 ans, 6-10 ans, 7-10 ans, 7-11 ans et 8-12 ans), 8-16 ans (après 1970 d ans le SOI). Cette dernière fluctuation est uniquement identifiée d ans cet indice climatique. A l'échelle pluri-décennale, un groupe de fluctuations à 12-20 ans (incluant les fluctuations à 12-18 ans, 13-20 ans, 14-20 ans, 15-20 ans), et un groupe à 17-30 ans (incluant les fluctuations de 17-25 ans, 18-25 ans, 18-30 ans). Sur le long terme, un groupe de fluctuations à 20-50 ans (incluant les fluctuations à 20-40 ans, 30-40 ans, 30-50 ans), un groupe de 40-60 ans (incluant les fluctuations de 40-50 ans, 40-60 ans), et un groupe de 50-80 ans (incluant les fluctuations à 50-80 ans, 60-80 ans, 70-90 ans).

La contribution de ces fluctuations à la variance totale des indices climatiques est calculée pour le regroupement synthétique proposé ici (figure III.10). Il est intéressant de noter que les indices climatiques sont structurés par des échelles de temps qui possèdent une structuration différente de leurs contributions : certains indices, comme l'AMO ou la PDO, ont une contribution essentiellement distribuée sur les composantes à long terme (>40% respectivement pour les modes à 50-80 ans et 40-60 ans). Ceci s'explique par le fonctionnement interne de ces oscillations océaniques, qui présentent des cyclicités identifiées dans ces échelles de temps. D'autres indices, comme la PNA et plus particulièrement le SOI, ont la plupart de leur variance expliquée par les modes hautes-fréquences, comme la bande d'énergie à 2-8 ans caractéristique du SOI, reconnue dans de nombreuses études utilisant cet indice comme un indicateur des fluctuations du climat. Il est intéressant de noter que dans ces études, la variabilité du SOI est attribuée à cette bande d'énergie de 2-8 ans de façon indifférenciée, alors qu'elle contient finalement trois modes distincts de variabilité (avec une contribution équivalente à la variance totale) : 2-4 ans, 3-6 ans et 4-8 ans. D'autres indices (NAO, NAM) tendent à avoir une distribution plus homogène de leur variance, avec des modes de variabilité plus ou moins équivalents, et une contribution n'excédant pas 20% de la variance totale. Ceci indique que ces indices, contrairement aux autres, n'ont pas de modes de variabilité « excessivement » dominants (signaux ressemblant à des bruits « légèrement rouge ») [Fernández et al., 2003 ; Hurrell et al., 2003]. Par conséquent, les liens potentiels existants entre ce type de fluctuations et les variables environnementales (par exemple hydrologique, écologique, climatologique...) nécessitent une attention particulière, notamment en reliant les gammes de fréquences identifiées, mais aussi selon l'occurrence temporelle de ces fluctuations.

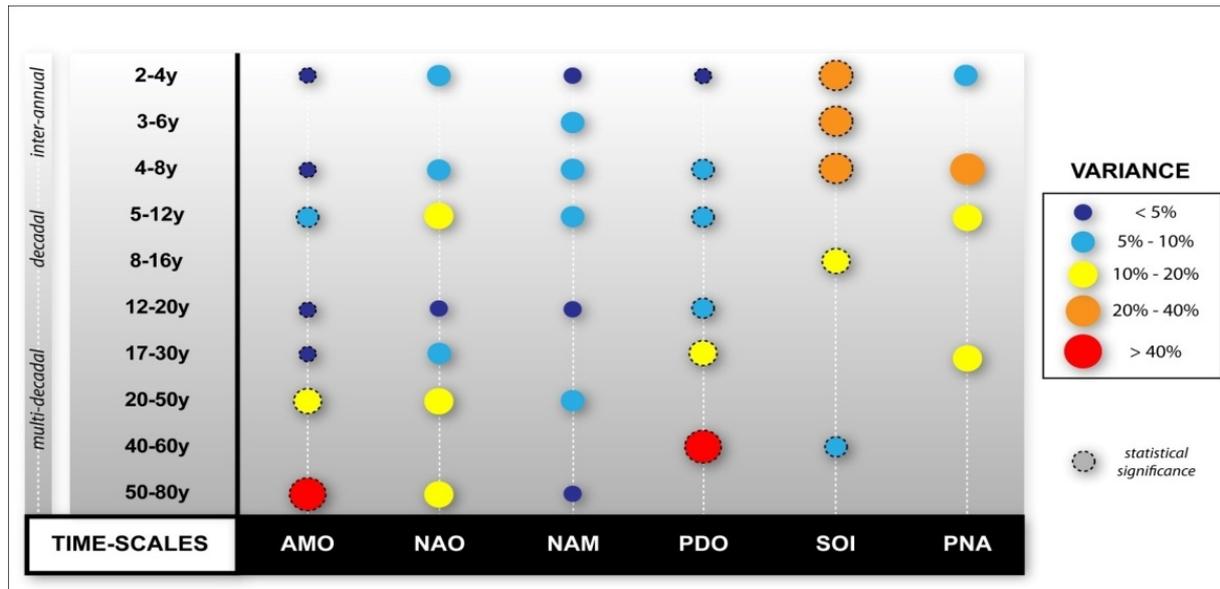


Figure III-10 : Synthèse des échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques (AMO, NAO, NAM, PDO, SOI, PNA)

En comparant l'ensemble des échelles de temps caractéristiques de la variabilité exprimées dans les principaux indices climatiques, une structuration commune peut-être dégagée, articulée autour de trois axes majeurs :

- (1) Une structuration « océanique » semble apparaître, avec une séquence identique observée dans l'AMO et la PDO (à la fois fréquentielle et temporelle), avec l'expression de fluctuations à 4-7 ans, 7-11 ans et 7-11 ans après 1930. Seule la contribution respective à la variance totale semble différer).
- (2) Une structuration commune à l'ensemble des indices climatiques semble également se dégager, avec l'apparition de fluctuations à 4-6 ans, 4-7 ans et 3-6 ans en 1930.
- (3) Un changement global de la structuration fréquentielle dans tous les indices climatiques en 1970, avec l'apparition de fluctuations d'échelle décennale (7-11 ans, 6-10 ans, 7-10 ans, 8-16 ans), associées à des fluctuations de plus basses-fréquences de 15-20 ans (NAO), 17-25 ans (AMO), 13-20 ans (NAM). Cette structuration est commune à tous les indices climatiques (chaque indice propose une expression particulière de ces modes de variabilité, mais dans une gamme de fréquence commune) et marque fortement un changement de la structuration fréquentielle de chaque indice climatique.

Ce changement global en 1970 n'est pas seulement observé dans les indices climatiques, comme précédemment relevé dans les modes de variabilité des débits du Mississippi (voir partie II.5.3), et fera l'objet d'une discussion approfondie au titre de la synthèse de cette partie.

3. ORIGINE CLIMATIQUE DES MODES DE VARIABILITE DES DEBITS DU MISSISSIPPI ET DE SES PRINCIPAUX AFLLUENTS

Cette partie a pour objet de caractériser les liens existants entre les principaux modes de variabilité identifiés dans les débits du bassin versant du Mississippi (partie II.3), modes également observés dans les précipitations (partie II.4), et les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des fluctuations du climat. Autrement dit, de déterminer à quel(s) indice(s) climatique(s) ces modes de variabilité sont-ils reliés ?

Pour ce faire, les principaux modes de variabilité des débits sont tout d'abord comparés aux échelles de temps caractéristiques des principaux indices climatiques (partie III.2), identifiés tous deux par analyses en ondelettes continues, afin d'établir les liens potentiels pouvant exister entre eux. Une caractérisation approfondie et synthétique des liens observés entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques est ensuite proposée par l'analyse de la cohérence par ondelettes, permettant d'étudier et quantifier ces relations suivant différentes échelles de temps, de l'échelle inter-annuelle jusqu'au long terme.

3.1. Liens potentiels entre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et les fluctuations climatiques par transformée en ondelettes continues

Les liens potentiels entre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et les fluctuations climatiques sont tout d'abord établis en comparant les principaux modes de variabilité identifiés par ondelettes continues à la fois dans les débits (partie II.3) /précipitations régionalisées (partie II.4), et les échelles de temps caractéristiques des principaux indices climatiques affectant l'Amérique du Nord (partie III.2).

Le tableau III.5 présente une comparaison entre les différentes fluctuations identifiées dans les débits/précipitations et les principaux indices climatiques :

DEBITS PRECIPITATIONS	AMO	NAO	NAM	PDO	SOI	PNA
2-4 ans	2-4 ans	-	-	-	2-4 ans	-
3-6 ans	-	-	3-6 ans	-	3-6 ans	-
5-8 ans	4-7 ans	4-6 ans	4-6 ans	4-7 ans	5-7 ans	5-7 ans
8-16 ans	-	-	-	-	8-16 ans	-
12-16 ans	-	-	-	-	-	-
22 ans	20-40 ans	18-25 ans	-	18-30 ans	-	18-25 ans
22-26 ans						

Tableau III-4 : Comparaison entre les principaux modes de variabilité des débits/précipitations du Mississippi et de ses principaux affluents et les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des indices climatiques (modifié d'après Massei et al., 2010)

Les fluctuations observées à l'échelle inter-annuelle dans les débits et les précipitations du bassin versant du Mississippi peuvent correspondre aux fluctuations à 2-4 ans de l'AMO et du SOI, et aux fluctuations à 3-6 ans de la NAM et du SOI. Les fluctuations identifiées à 5-8

ans peuvent correspondre aux fluctuations de même échelle exprimée dans tous les indices climatiques. A l'échelle décennale, la fluctuation observée à 8-16 ans est uniquement identifiée dans le SOI, alors que la fluctuation à 12-16 ans n'est pas détectée dans les indices climatiques sélectionnés. Enfin, les fluctuations à 22 ans ou 22-26 ans peuvent correspondre à des fluctuations d'échelles de temps similaires observées dans l'AMO, la NAO, la PDO et la PNA.

Les indices climatiques sélectionnés sont caractérisés par des fluctuations opérant aux mêmes échelles de temps (ainsi qu'une occurrence temporelle similaire) que ceux identifiés dans les débits/précipitations régionalisées, de l'échelle inter-annuelle à décennale et pluri-décennale. Toutefois, comme décrit précédemment en partie III.2, certains modes de variabilité sont détectés pour plusieurs indices climatiques, voire tous dans certains cas (par exemple, dans la bande d'énergie à 4-8 ans ; voir figure III.9). Il est donc difficile à ce stade de pouvoir relier les modes de variabilité des débits/précipitations à un indice climatique en particulier pour ces échelles de temps. A l'inverse, d'autres modes de variabilité sont spécifiques à un seul indice climatique : par exemple, la fluctuation à 8-16 ans du SOI après 1970, identifiée à la fois dans les débits/précipitations du Missouri et de l'Upper Mississippi. De ce fait, une attention particulière peut-être portée aux relations existantes entre les modes de la variabilité hydrologique de ces deux sous-bassins versants et cet indice climatique.

Dans le détail, le SOI présente des échelles de temps caractéristiques très proches de celles observées dans les débits et précipitations du Mississippi et de ses principaux bassins-versants, notamment vis-à-vis des modes détectés dans la gamme de fréquences de 2-8ans, typique de la variabilité du SOI. De plus, cet indice semble préférentiellement connecté au Missouri et à l'Upper Mississippi, les seuls à exprimer un mode commun particulier à 8-16ans. Pour essayer de comprendre plus précisément ces relations particulières entre le SOI et ces deux sous-bassins versants, une comparaison de leurs compositions spectrales par spectre global en ondelettes (équivalent par transformée en ondelettes du spectre de Fourier) à été effectuée (figure III.11) :

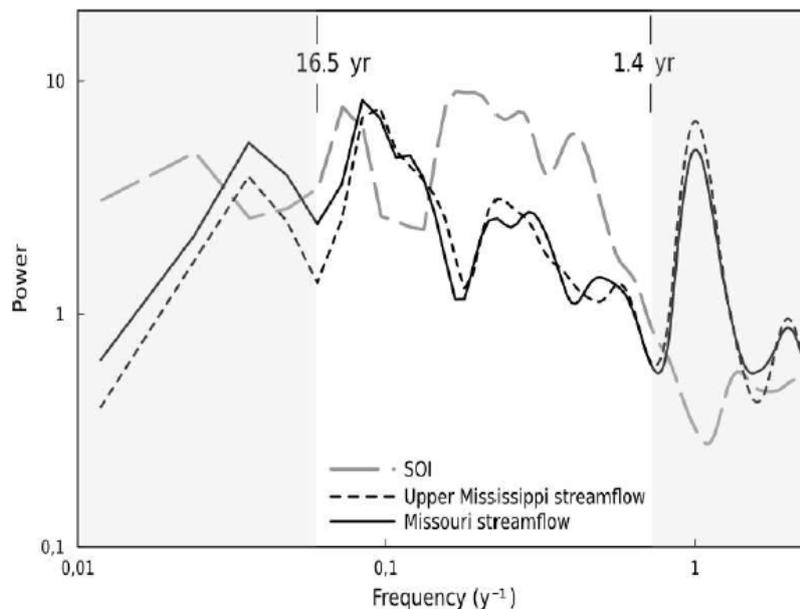


Figure III-11 : Comparaison des spectres globaux en ondelettes du Missouri, de l'Upper Mississippi et du SOI (d'après Massei et al., 2010)

Les spectres globaux en ondelettes du Missouri et de l'Upper Mississippi montrent clairement des similarités avec le spectre du SOI dans la bande de 1,4 ans à 16,5 ans, avec un léger décalage fréquentiel (vers de plus hautes fréquences) observé dans les spectres des débits. Ceci suggère donc une forte influence du SOI sur ces deux bassins versants, qui correspondent aux zones sources du bassin versant Mississippi, pour ces échelles de temps. Cette correspondance présente toutefois un léger décalage fréquentiel observé dans les spectres des débits, vers de plus hautes fréquences. Ce décalage est caractéristique d'une modulation par un signal haute-fréquence, impliquant un filtrage du signal climatique au niveau des débits de ces bassins versants. Les possibles mécanismes physiques impliquant ce filtrage (processus atmosphériques, impact des modifications du milieu physique...) sont cependant difficiles à déterminer à ce stade.

Les reconstructions associées à la bande de fréquence 1,4-16,5 ans des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi indique effectivement une bonne correspondance avec la reconstruction du SOI pour ces échelles de temps (figure III.12), essentiellement sur les périodes $\approx 1934-1950$ et $\approx 1970-1985$. Les périodes $\approx 1950-1970$ et $\approx 1985-1998$ présentent de plus faibles correspondances, et peuvent être reliées aux changements observés dans la composition spectrale des débits de ces bassins versants (partie II.3). Ces résultats indiquent donc que les débits du Missouri et de l'Upper Mississippi sont reliés au phénomène ENSO pour ces périodes : des anomalies positives de débits sont observées pendant les phases positives de l'ENSO (SOI négatif), et inversement.

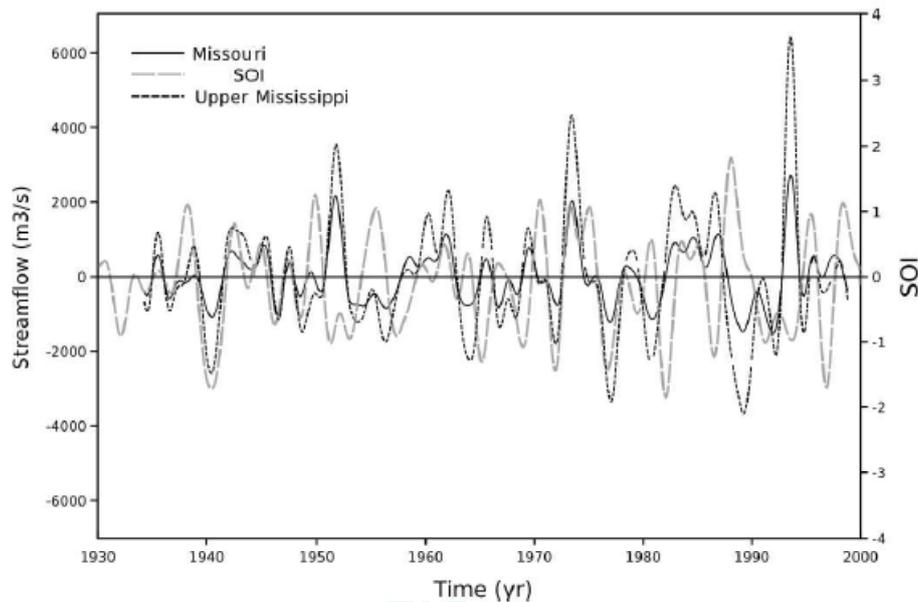


Figure III-12 : Comparaison entre les reconstructions associées à la bande fréquentielle 1,4-16,5 ans des débits du Missouri, de l'Upper Mississippi et du SOI (d'après Massei et al., 2010)

Même si l'ENSO peut être relié aux variations de débits dans ce cas, ceci n'exclut pas que ce soit le seul mode de variabilité climatique qui influence la variabilité des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi. Les autres indices climatiques, qui présentent des fluctuations communes opérant aux mêmes échelles de temps que celles observées dans les débits/précipitations de ces bassins, mais aussi sur l'ensemble du bassin versant du Mississippi, doivent également être pris en compte. Il est donc nécessaire d'effectuer une analyse approfondie de la relations entre les fluctuations observées dans les indices climatiques et les débits/précipitations.

3.2. Utilisation de la cohérence par ondelettes pour une investigation approfondie des liens entre hydrologie et fluctuations climatiques

Les débits du bassin versant du Mississippi et les principaux indices climatiques présentent une variabilité qui s'exprime suivant des échelles de temps similaires, ce qui rend difficile l'évaluation de leurs relations par simple comparaison de ces échelles. Pour comprendre plus précisément les liens entre l'hydrologie et les principaux indices climatiques, il est nécessaire de pouvoir proposer une investigation approfondie de ces liens, par l'analyse de la cohérence par ondelettes, qui permet de caractériser ces relations suivant différentes échelles de temps, de l'échelle inter-annuelle jusqu'au long terme.

3.2.1. Identification des échelles de variabilité communes entre l'hydrologie et les indices climatiques selon les principaux sous-bassins versants

Pour chaque sous-bassin versant du Mississippi, une description détaillée de la cohérence existante entre la variabilité des débits et les principaux indices climatiques est proposée selon les différentes échelles de temps d'expression de ces modes (statistiquement significatif à un niveau de confiance de 90%), ainsi que les instationarités (si elles existent). Les spectres de cohérence par ondelettes sont présentés suivant les échelles initiales de l'échantillonnage des indices climatiques (table III.1), c'est-à-dire à l'échelle mensuelle pour les cohérences entre les débits et l'AMO, la PDO, le SOI et la PNA, et à l'échelle annuelle pour les cohérences entre les débits et la NAO, la NAM. Une synthèse de ces relations suivant chaque sous-bassin versant, ainsi que les liens potentiels sur les principaux modes de variabilité identifiés dans les débits, est également proposée.

Préalablement à cette description détaillée, la cohérence moyenne totale (pour toutes les échelles de temps) peut être estimée pour indiquer le degré d'influence exercé par les différents indices climatiques sur la variabilité des débits du Mississippi (tableau III.5). Il est à noter que la cohérence totale est ici calculée pour des données à l'échelle annuelle, pour obtenir une comparaison équivalente de l'influence des différents indices climatiques.

INDICES CLIMATIQUES	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
AMO	66,59%	67,39%	61,05%	66,86%	70,82%
NAO	63,76%	63,94%	67,11%	70,50%	72,87%
NAM	62,12%	62,23%	63,25%	67,13%	64,81%
PDO	62,08%	60,67%	62,60%	65,49%	63,86%
SOI	64,93%	64,40%	62,13%	64,62%	59,63%
PNA	61,78%	58,77%	63,09%	63,17%	61,27%
MOYENNE	63,54%	62,90%	63,20%	66,30%	65,54%

Tableau III-5 : Quantification des relations entre la variabilité des indices climatiques et des débits du Mississippi et de ses principaux affluents (données annuelles)

Pour chaque sous-bassin versant, le ou les modes prédominants sont indiqués en gras ; et une moyenne de l'influence globale représentée par ces indices climatiques est indiquée.

La variabilité des débits du Mississippi apparait fortement reliée à la variabilité des principaux indices climatiques, avec une cohérence totale allant d'un minimum observé à 59,63% (Lower Mississippi-SOI), à un maximum de 72,87% (Lower Mississippi-NAO).

Pour chaque sous-bassin versant, l'influence des différents indices climatiques est également homogène, indiquant que les débits du Mississippi et de ses principaux affluents sont reliés à l'ensemble des indices climatiques. Toutefois, certaines fluctuations climatiques présentent des degrés de cohérences légèrement plus importants avec les débits : l'AMO et le SOI pour le Missouri et l'Upper Mississippi, l'AMO et la NAO pour le Lower Mississippi, la NAO pour l'Arkansas et l'Ohio.

La variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents apparait donc fortement influencée par les différents indices climatiques, ce que confirme l'évaluation de l'influence « globale » (représentée par la moyenne des cohérences entre les débits et l'ensemble des indices), qui varie de 62,90% (Upper Mississippi) à 66,30% (Arkansas) sur le bassin versant du Mississippi. Même si la variabilité des débits peut être reliée avec certains indices climatiques prédominants (selon chaque sous-versant), la cohérence importante observée avec l'ensemble des indices climatiques traduit le fait que la variabilité des débits n'est pas uniquement influencée un indice en particulier, mais bien par l'ensemble des fluctuations du climat, à des degrés toutefois légèrement différents.

Le Missouri et l'Upper Mississippi

La variabilité des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi est reliée à l'ensemble des indices climatiques, avec des échelles de temps communes sur la période considérée, pour une cohérence totale estimée entre 58% et 67% (de 61,8% à 66,8% et de 57,8% à 67,4% respectivement ; tableau III.5). Dans le détail, les spectres locaux de la cohérence par ondelettes du Missouri (figure III.13) et de l'Upper Mississippi (figure III.14) révèlent des caractéristiques communes entre ces bassins versants, avec une même structuration spectrale de la cohérence et une même évolution avec les différents indices climatiques.

La représentation dans un domaine temps-fréquence entre les débits de ces deux sous-bassins versants et les indices climatiques se décrit de la façon suivante :

- L'AMO présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au long terme, essentiellement distribuée avant 1990. Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans sur la période 1940-fin des années 1970 et sur la période 1980-1990 ; aux alentours de 15-25 ans avant 1970 ; sur le long terme (considéré ici comme étant >32 ans) sur l'ensemble de la période considérée. Le cycle annuel est affecté sur trois périodes (avant 1940, 1960-1970, et surtout après 1990).
- La NAO et la NAM montrent une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle pluri-décennale et sur le long terme. Une forte cohérence est détectée à 16-32 ans avant 1960 (ainsi qu'après 1990 pour la NAO), ou sur le long terme après 1960. D'autres cohérences peuvent être observées essentiellement pour la NAO (elles sont moins exprimées dans la NAM), à l'échelle annuelle après 1990, et à l'échelle décennale dans les années 1950.
- La PDO montre une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle décennale et sur le long terme. Une forte cohérence est détectée aux alentours de 16-32 ans avant la fin des années 1970, et sur le long terme (mais plus faiblement). Une cohérence plus faible (mais structurée sur l'ensemble de la période considérée) est également

détectée à l'échelle inter-annuelle (<4 ans), ainsi qu'à l'échelle annuelle avant 1960 et après 1990.

- Le SOI montre une cohérence distribuée de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Une forte cohérence est détectée sur des échelles de temps à 2-8 ans avant le milieu des années 1940, en 1970-1980 et après le milieu des années 2000 ; sur le long terme pour toute la période considérée. Le cycle annuel est seulement affecté avant 1930 et après 2000.
- La PNA montre de la cohérence essentiellement distribuée pour une bande d'énergie <2 ans (avant la fin des années 1970, aux alentours de 1985 et après 1990), ainsi que pour des échelles de temps à 16-32 ans.

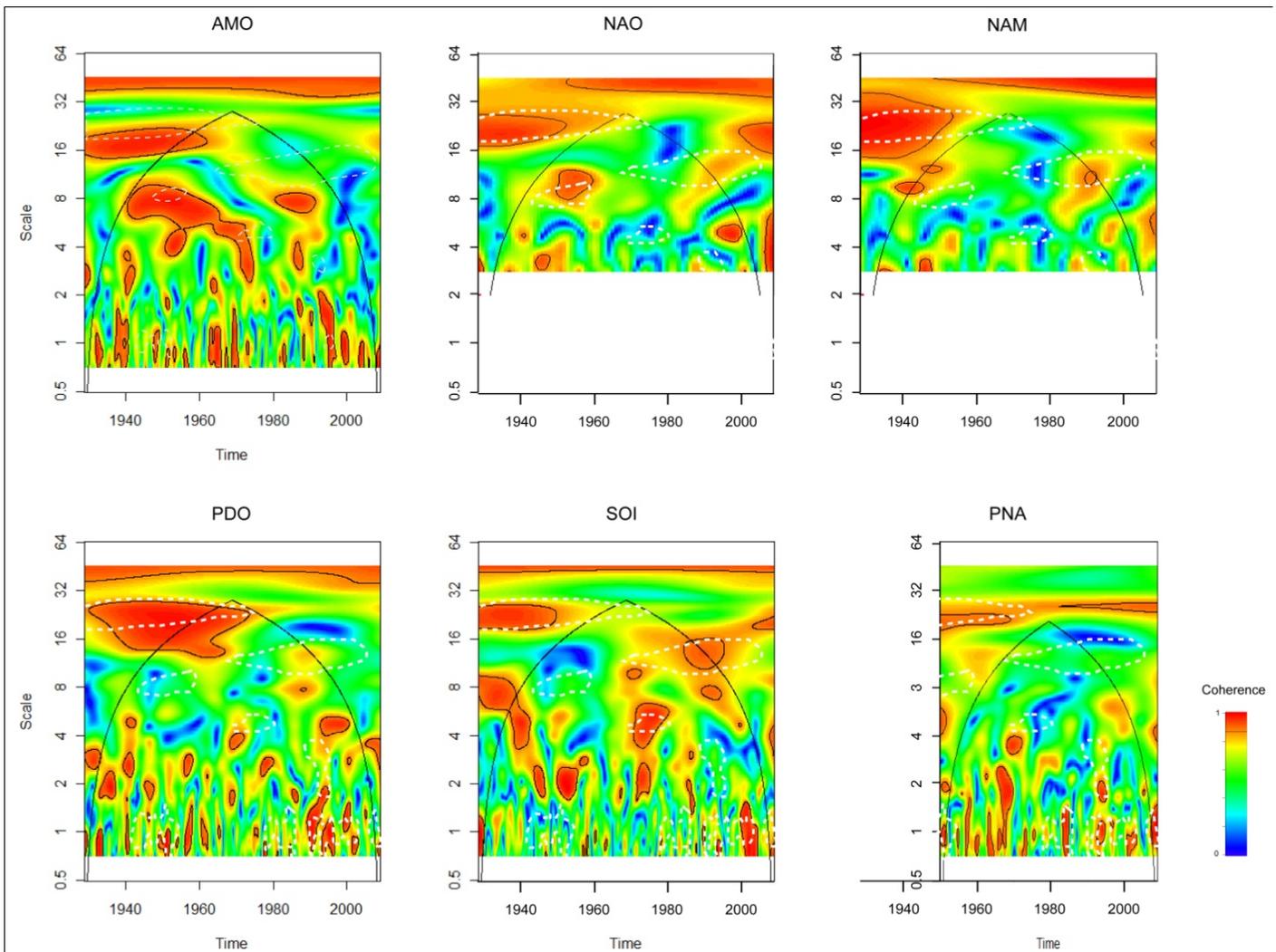


Figure III-13 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits du Missouri et les principaux indices climatiques

Les pointillés blancs indiquent les principaux modes de variabilité des débits identifiés. Les cohérences significatives à un niveau de confiance de 90% sont entourées en noir.

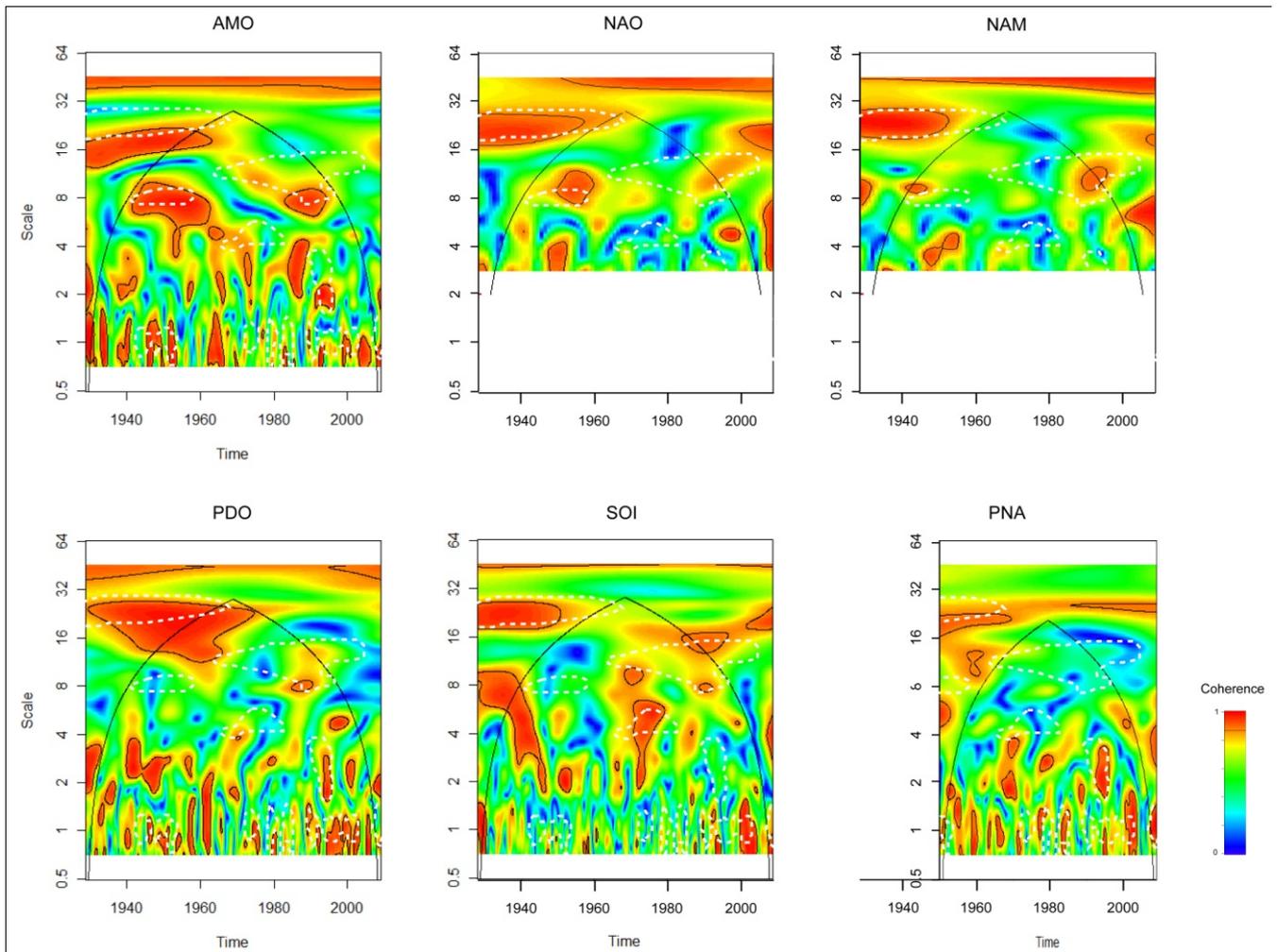


Figure III-14 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits de l'Upper Mississippi et les principaux indices climatiques

Les pointillés blancs indiquent les principaux modes de variabilité des débits identifiés. Les cohérences significatives à un niveau de confiance de 90% sont entourées en noir.

L'analyse de la cohérence indique une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi, incluant les modes de variabilité identifiés et précédemment décrits (voir partie II.3), de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Des modes communs de variabilité (une cohérence commune à l'ensemble des indices climatiques) peuvent être identifiés sur le long terme (>32 ans, à l'exception de la PNA), ainsi que pour les composantes des débits d'échelle décennale (identifiée à 22 ans avant 1970) ; alors que la composante identifiée à 8-16 ans après 1970 est seulement reliée au SOI. L'échelle inter-annuelle (bande d'énergie à 2-8 ans, incluant les modes de variabilité des débits à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans) est alternativement dominée par l'AMO (1940-fin des années 1970, 1980-1990) et le SOI (<milieu des années 1940, 1960-1970, >1990), puis par des modes communs de variabilité après 1990 (à l'exception de l'AMO). Le cycle annuel est essentiellement influencé par l'AMO (<1940, 1960-1970, >1990), la PDO (<1960, >1990), la PNA (<fin des années 1970's, 1985, >1990) et le SOI (<1930, >2000).

L'AMO et le SOI apparaissent comme étant les modes de variabilité du climat dominant la variabilité des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi, à la fois en terme de contribution à la cohérence totale (représentant respectivement 66,59%/64,93% et 67,39%/64,40%, tableau III.5), mais aussi en terme de structurations fréquentielle et temporelle de la variabilité des débits ; en particulier pour les échelles inter-annuelle et décennale (pour le SOI seulement). Cependant, bien que la cohérence totale suggère une influence équivalente des autres indices climatiques, la PNA semble finalement être l'indice le moins structuré avec les débits de ces sous-bassins versants.

L'Ohio

La variabilité des débits de l'Ohio est en relation avec l'ensemble des indices climatiques, avec des échelles de temps communes sur la période considérée, pour une cohérence totale estimée entre 61% et 67% (tableau III.5). Les spectres locaux de la cohérence par ondelettes de l'Ohio et des indices climatiques (figure III.15) montrent des échelles de temps où la variabilité est commune, de l'échelle annuelle jusqu'au long terme :

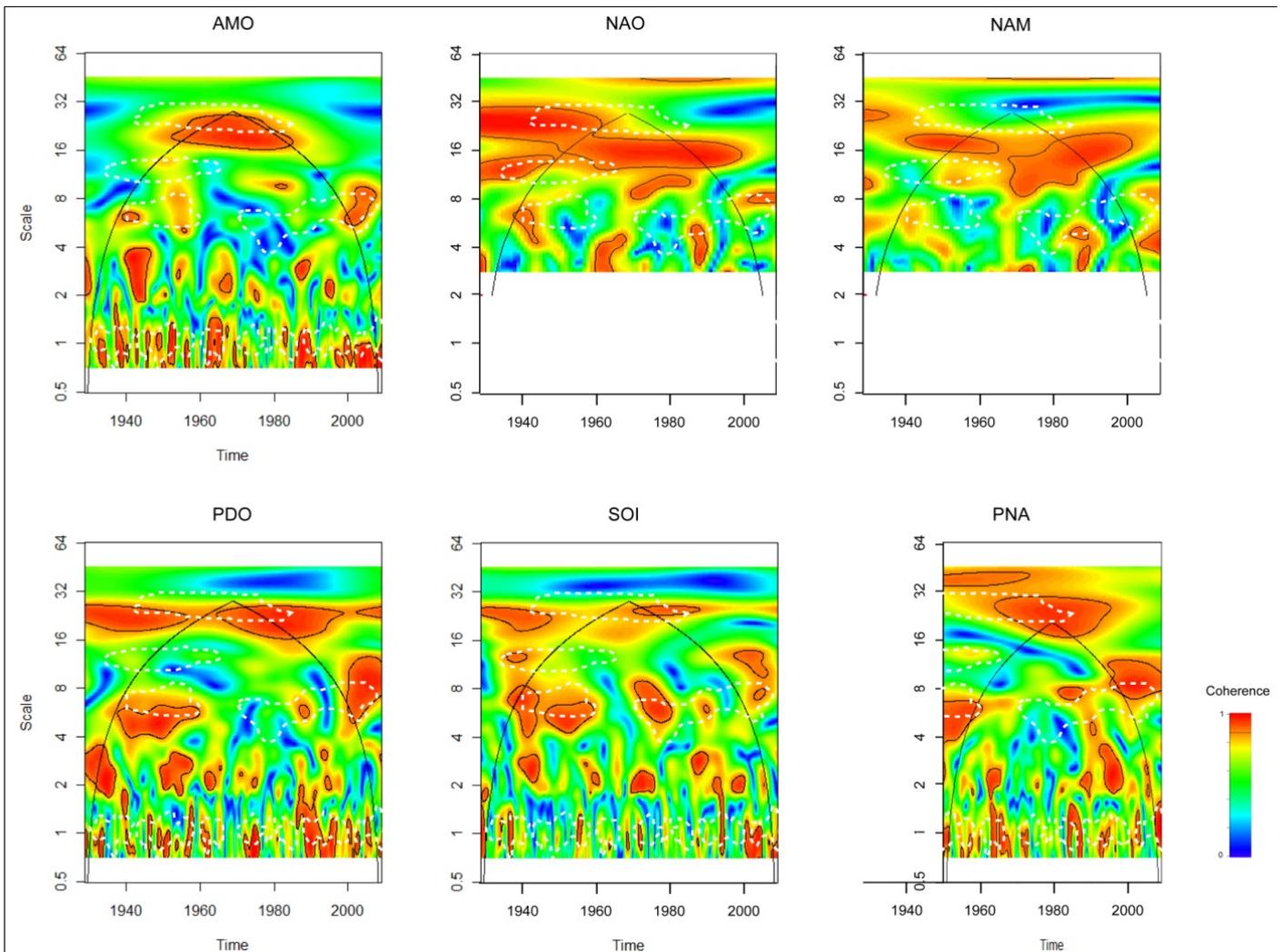


Figure III-15 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits de l'Ohio et les principaux indices climatiques

*Les pointillés blancs indiquent les principaux modes de variabilité des débits identifiés.
Les cohérences significatives à un niveau de confiance de 90% sont entourées en noir.*

- L'AMO présente une cohérence de l'échelle annuelle à l'échelle pluri-décennale. Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans avant 1950 et après le milieu des années 1980. Il n'y a pas de cohérence apparente sur le long terme (>32 ans). Le cycle annuel est affecté avant 1970 et plus particulièrement après le milieu des années 1980.
- La NAO et la NAM montrent une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle pluri-décennale. Une forte cohérence est détectée à 16-32 ans avant 1960 ; à 10-16 ans avant 1950 et à 12-20 ans en 1960-2000, particulièrement pour la NAO. D'autres cohérences peuvent être observées à l'échelle inter-annuelle, exprimées le long de la période considérée pour la NAO, et localisée après le milieu des années 1980 pour la NAM. Les composantes à long terme semblent également affectées après 1960, mais en limite des échelles de temps pouvant être détectées.
- La PDO montre une cohérence essentiellement distribuée aux échelles inter-annuelle et pluri-décennale. Une forte cohérence est détectée à 16-32 ans le long de la période considérée (avec de courtes interruptions en 1960 et 2000) ; à 2-8 ans avant 1960 ; à 4-16 ans après 2000. Le cycle annuel est affecté jusqu'au début des années 1960, aux alentours de 1975 et après 1990.
- Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle inter-annuelle (2-8 ans) le long de la période considérée. L'échelle pluri-décennale est faiblement affectée, et le cycle annuel montre une cohérence seulement après 2000.
- La PNA montre une cohérence à 16-32 ans (1960-2000), à 2-8 ans et à l'échelle annuelle (avant 1970 et après 1990).

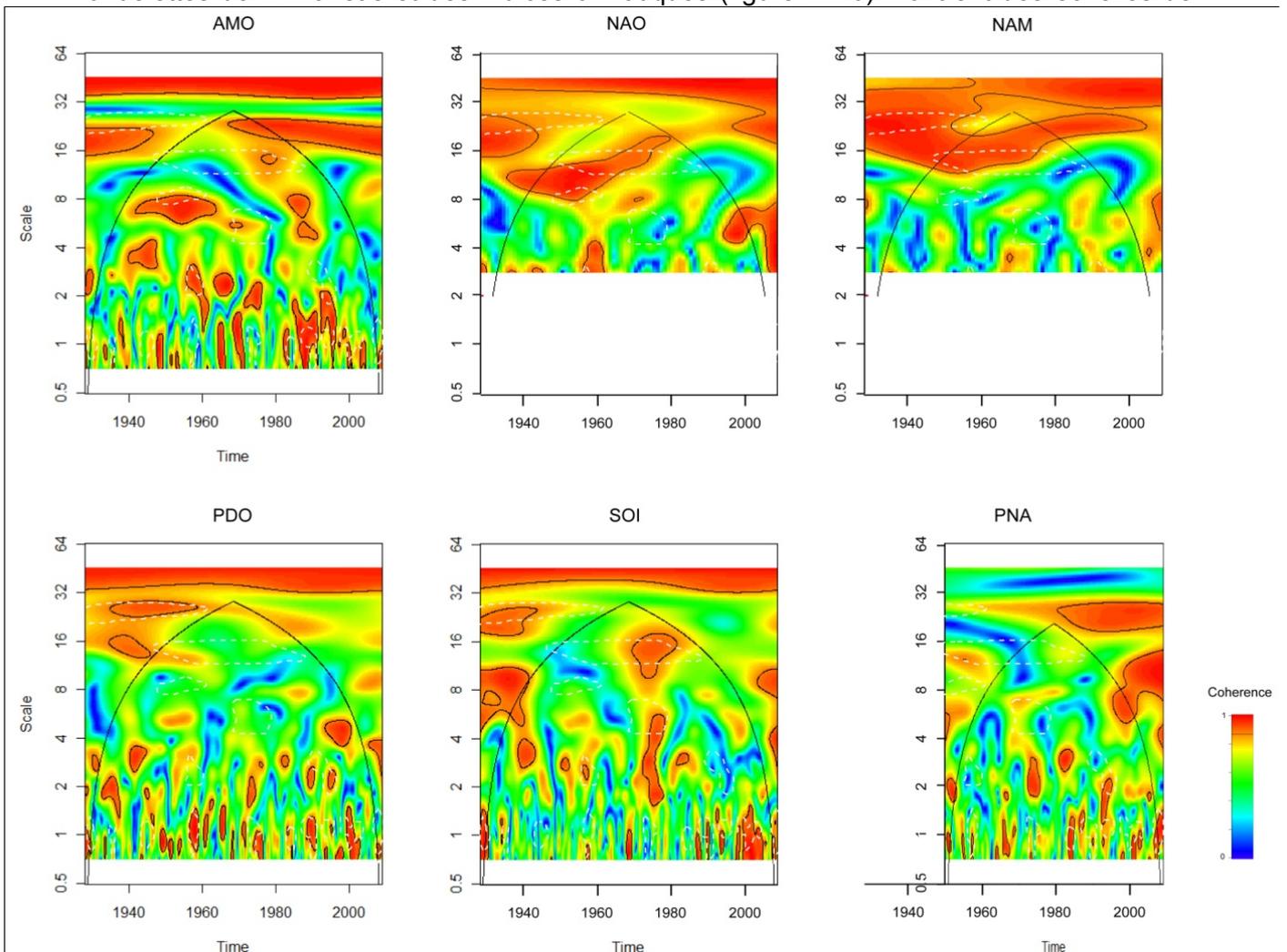
L'analyse de la cohérence indique une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des débits de l'Ohio, incluant les modes de variabilité identifiés et précédemment décrits (voir partie II.3), de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Des modes communs de variabilité peuvent être identifiés pour les composantes des débits d'échelle pluri-décennale (identifiée à 22-26 ans le long de la période considérée), mais distribuée de façon différente au cours du temps : la NAO/NAM avant 1960, l'AMO en 1950-milieu des années 1980, la PNA en 1960-2000, alors que la PDO est reliée sur l'ensemble de la période (avec de courtes interruptions en 1960 et 2000). L'échelle décennale est dominée par la NAO et la NAM, avec de forts liens estimés à 12-20 ans en 1960-2000 ; et aux alentours de 10-16 ans avant 1960 pour la NAO seulement, pouvant être relié à la composante 12-16 ans identifiée dans les débits pour cette période. L'échelle inter-annuelle (bande fréquentielle à 2-8 ans, incluant les modes de variabilité des débits à 3-6 ans et 5-8 ans) se compose de trois périodes distinctes : les périodes avant 1960 et après le milieu des années 1980 correspondent à des modes communs de variabilité, pour tous les indices climatiques ; alors que la période 1960-milieu des années 1980 est essentiellement influencée par la NAO (avant 1970), puis par le SOI (après 1970). Le cycle annuel est essentiellement influencé par l'AMO (<1970, >milieu des années 1980), la PDO (<1960, aux alentours de 1975, >1990), la PNA (<années 1970, >1990) et le SOI (>2000). La période 1970-milieu des années 1980 est marquée par une plus faible cohérence avec les indices climatiques, ce qui peut se observer par une plus faible variabilité des débits pour cette période.

Comme suggéré par la cohérence totale, la NAO apparaît comme étant le mode de variabilité du climat préférentiel (67,1%, tableau III.5), en particulier concernant la structuration de la variabilité des débits aux échelles pluri-décennale et décennale. Cependant, des modes communs de variabilité peuvent-être observés pour différentes échelles de temps (par exemple, la composante à 22-26 ans ou la bande fréquentielle à 2-8 ans), sur différentes périodes. La période avant 1960 correspond à une période de variabilité

complexe, avec une prédominance de la PDO et la NAO à l'échelle pluri-décennale, alors que des modes communs de variabilité sont visibles à l'échelle inter-annuelle. La période 1960-milieu des années 1980 est dominée par l'AMO puis la PNA à l'échelle pluri-décennale, la NAO/NAM à l'échelle décennale, et la NAO puis le SOI seulement à l'échelle inter-annuelle. La période suivante est elle dominée par la PDO et la PNA à l'échelle pluri-décennale, la NAO/NAM à l'échelle décennale, et des modes communs de variabilité à l'échelle inter-annuelle. Ces résultats suggèrent une variabilité des débits de l'Ohio particulière, qui ne peut se résumer à l'influence prédominante d'un seul indice climatique, la NAO.

L'Arkansas

La variabilité des débits de l'Arkansas est reliée à l'ensemble des indices climatiques, présentant des échelles de temps communes sur la période considérée, pour une cohérence totale estimée entre 63% et 70% (tableau III.5). Les spectres locaux de la cohérence par ondelettes de l'Arkansas et des indices climatiques (figure III.16) montrent des échelles de



temps où la variabilité est commune, de l'échelle annuelle jusqu'au long terme :

Figure III-16 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits de l'Arkansas et les principaux indices climatiques

Les pointillés blancs indiquent les principaux modes de variabilité des débits identifiés. Les cohérences significatives à un niveau de confiance de 90% sont entourées en noir.

- L'AMO présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans essentiellement distribuée avant 1990, sur deux principales périodes (1940-1970 et 1980-1990) ; à 15-25 ans avant 1950 et après le milieu des années 1960 ; sur le long terme (>32 ans) pour toute la période de temps considérée. Le cycle annuel est également affecté en 1960-1970, et surtout après 1980.
- La NAO et la NAM montrent une cohérence essentiellement distribuée de l'échelle décennale jusqu'au long terme. Une forte cohérence est détectée sur la bande d'énergie à 8-16 ans entre 1940 et 1980 (surtout la NAO) ; et en particulier à 16-32 ans (avant 1950 et après 1990 pour la NAO, avant 1960 et après 1980 pour la NAM) ; sur le long terme pour toute la période considérée. La cohérence sur le cycle annuel est seulement exprimée après 1990 (forte pour la NAO, faible pour la NAM).
- La PDO montre une cohérence essentiellement distribuée sur le long terme, pour toute la période considérée. De la cohérence est aussi détectée à 16-32 ans avant 1960 (faible) ; à l'échelle inter-annuelle (<4 ans) et à l'échelle annuelle pour la période considérée.
- Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée sur le long terme, pour toute la période considérée. Les échelles annuelle, inter-annuelle (2-8 ans), décennale (8-16 ans) et pluri-décennale (16-32 ans) sont affectées seulement avant le milieu des années 1940, en 1970-1980, et après 2000.
- La PNA montre une cohérence essentiellement distribuée à 16-32 ans après 1980, à l'échelle décennale après 2000, ainsi qu'à l'échelle inter-annuelle (2-8 ans) après 1990. Le cycle annuel est faiblement affecté, excepté après 2000.

L'analyse de la cohérence indique une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des débits de l'Arkansas, incluant les modes de variabilité identifiés et précédemment décrits (voir partie II.3), de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Des modes communs de variabilité peuvent être identifiés sur le long terme (>32 ans), ainsi que pour la composante de la variabilité des débits d'échelle pluri-décennale (identifiée à 22-26 ans avant 1960), à l'exception de la PNA. Après le milieu des années 1960, cette échelle de temps est graduellement prédominée par l'AMO, en addition de la NAM (>1980) et de la NAO (>1990). L'échelle décennale (incluant le mode de variabilité des débits à 12-16 ans entre 1940 et 1990) est essentiellement dominée par le SOI (avant le milieu des années 1940, en 1970-1980, après 2000) et particulièrement par la NAO (1940-1980), auxquels s'ajoutent l'AMO en 1970-1980 et la PNA après 2000. L'échelle inter-annuelle (bande d'énergie à 2-8ans, incluant les modes de variabilité des débits à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans) est alternativement dominée par l'AMO (1940-1970 et 1980-1990) et le SOI (<milieu des années 1940, 1970-1980, >2000). Le cycle annuel est essentiellement influencé par l'AMO (1960-1970, >1980), la PDO, le SOI (<1930, 1970-1980, >2000) et la PNA (>2000).

Comme suggéré par la cohérence totale, la NAO apparait comme étant le mode de variabilité du climat préférentiel (70,5%, tableau III.5), en particulier concernant la structuration de la variabilité des débits à l'échelle décennale. Cependant, des modes communs de variabilité peuvent être observés pour différentes échelles de temps, par exemple pour le long terme ou à l'échelle pluri-décennale, qui est graduellement dominée par l'AMO, la NAM et la NAO. De plus, l'échelle inter-annuelle est alternativement dominée par l'AMO et le SOI, et non par le mode de variabilité du climat préférentiel, la NAO.

Le Lower Mississippi

La variabilité des débits du Lower Mississippi est également reliée à l'ensemble des indices climatiques, avec des échelles de temps communes sur la période considérée, pour une cohérence totale estimée entre 60% et 73% (tableau III.5). Les spectres locaux de la cohérence par ondelettes du Lower Mississippi et des indices climatiques (figure III.17) montrent des échelles de temps où la variabilité est commune, de l'échelle annuelle jusqu'au long terme :

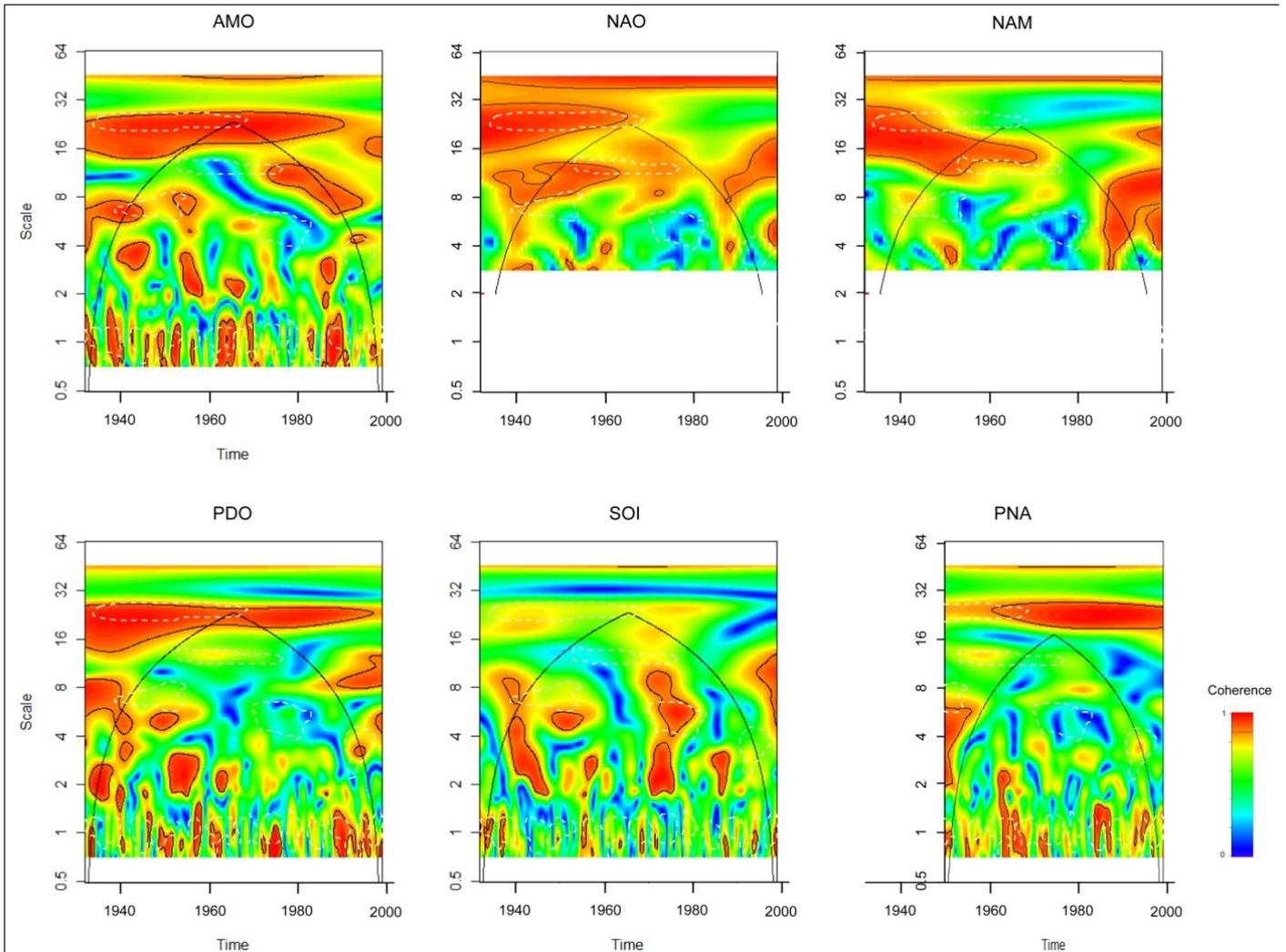


Figure III-17 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits du Lower Mississippi et les principaux indices climatiques

*Les pointillés blancs indiquent les principaux modes de variabilité des débits identifiés.
Les cohérences significatives à un niveau de confiance de 90% sont entourées en noir.*

- L'AMO présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans avant 1960 et après 1980 ; à 8-16 ans en 1970-1990 ; à 16-32 ans avant 1990. Le cycle annuel est également affecté, excepté pour la période 1970-1980.
- La NAO et la NAM montrent une cohérence essentiellement distribuée de l'échelle décennale jusqu'au long terme. Une forte cohérence est détectée sur la bande d'énergie à 8-16 ans avant 1960 (NAO) ou 1980 (NAM) et après 1990 ; à 16-32 ans

essentiellement avant 1950 (NAM) ou 1970 (NAO) ; sur le long terme pour toute la période considérée. La cohérence sur le cycle annuel est seulement exprimée après 1990.

- La PDO montre une cohérence essentiellement distribuée aux échelles inter-annuelle et pluri-décennale. Une forte cohérence est détectée à 16-32 ans pour la période considérée ; à 2-8 ans avant 1960 et à 2-12 ans après 1990. Le cycle annuel est également affecté, surtout entre 1950 et le milieu des années 1960, en 1970-1980 et après 1990.
- Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle inter-annuelle (2-8 ans) en 1940-1960, de 1970 jusqu'au milieu des années 1980 et après 2000. Les autres échelles de temps ne sont pas ou peu affectées.
- La PNA montre une cohérence essentiellement distribuée à 16-32 ans après 1960, et à l'échelle inter-annuelle (2-8 ans) avant 1960. Le cycle annuel est affecté aux alentours de la période 1965-1975, et dans les années 1990.

L'analyse de la cohérence indique une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des débits du Lower Mississippi, incluant les modes de variabilité identifiés et précédemment décrits (voir partie II.3), de l'échelle annuelle jusqu'au long terme. Des modes communs de variabilité peuvent être identifiés pour la composante de la variabilité des débits d'échelle pluri-décennale (identifiée à 22-26 ans avant 1980), graduellement distribuée pour la NAM (<1950), la NAO (<1970), l'AMO (<1990), la PNA (>1960) ou la PDO (le long de la période considérée) ; alors que le long terme est affecté par la NAO et la NAM uniquement. L'échelle décennale (incluant le mode de variabilité des débits à 12-16 ans entre 1940 et 1990) est essentiellement dominée par la NAO (<1960), la NAM (<1980), l'AMO en 1970-1990, et un mode commun de variabilité après 1990 (NAO, NAM, PDO et SOI). L'échelle inter-annuelle (bande d'énergie à 2-8 ans, incluant les modes de variabilité des débits à 2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans) est alternativement dominée par des modes communs de variabilité détectés dans l'AMO, la PDO, le SOI et la PNA avant 1960 ; par le SOI seulement (1970-milieu des années 1980) ; puis par des modes communs de variabilité détectés dans l'AMO (>1980), la PDO et la NAM (>1990), le SOI(>2000). Le cycle annuel est essentiellement influencé par l'AMO (le long de la période considérée, excepté en 1970-1980), la PDO (1950-milieu des années 1960, 1970-1980, >1990) et la PNA (1965-1975, dans les années 1990).

Comme suggéré par la cohérence totale, la NAO (72,9%) et l'AMO (70,8%) apparaissent comme étant les modes de variabilité du climat préférentiels (tableau III.5), de l'échelle annuelle à pluri-décennale (AMO) et dans le long terme (NAO). Cependant, des modes communs de variabilité peuvent-être observés pour différentes échelles de temps, par exemple à l'échelle pluri-décennale avec les influences additionnelles de la PDO et de la NAM ; ou l'influence du SOI sur la structuration fréquentielle de l'échelle inter-annuelle (alors que cet indice est suggéré par la cohérence totale comme étant le moins relié aux débits du Lower Mississippi).

3.2.2. Interprétations en termes d'influences climatiques alternatives à l'échelle inter-annuelle / influence globale ou localisée à l'échelle décennale et sur le long terme

Les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi précédemment identifiés (voir partie II.3) n'apparaissent pas comme étant directement reliés à un seul indice climatique au cours du temps, mais plutôt à une combinaison de plusieurs d'entre eux, suivant une structuration particulière qui dépend de l'échelle de temps considérée.

Afin de mieux représenter les liens préférentiels existants, une synthèse schématique représentant les échelles de temps identifiées par l'analyse de la cohérence sur la reconstruction des composantes associées dans les débits est proposée aux échelles inter-annuelle (figure III.18), décennale (figure III.19) et sur le long terme (figure III.20), selon chaque sous-bassin versant du Mississippi.

Deux schémas généraux peuvent être identifiés : une alternance des liens préférentiels entre les débits et quelques modes de variabilité du climat à l'échelle inter-annuelle, et une influence plus globale (modes communs), ou à l'inverse plus localisée (un mode particulier) aux échelles décennales et long terme.

Influences climatiques alternatives à l'échelle inter-annuelle

Les reconstructions des composantes des débits à l'échelle inter-annuelle (2-8 ans) associées aux modes climatiques prédominants à cette échelle de temps (figure III.18) suggèrent un schéma général pour le Mississippi et ses principaux affluents. Cette échelle de temps se caractérise par une alternance de l'influence de quelques indices climatiques : le SOI et l'AMO et/ou une combinaison de plusieurs indices climatiques sur la même période, donc des modes communs de variabilité.

Dans le détail, le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Arkansas sont dominés pour cette échelle de temps par le SOI (avant 1940, en 1970-1980), par l'AMO (1940-1970, 1980-1990) puis par des modes communs de variabilité après 1990 (excepté pour l'Arkansas qui exprime plus précisément l'influence de la NAO, puis du SOI pour cette période).

L'Ohio est caractérisé par un schéma particulier en comparaison des autres sous-bassins versants, avec l'influence de modes communs de variabilité avant 1960 et après 1980, de la NAO en 1960-1970 et du SOI en 1970-1980.

Le Lower Mississippi est caractérisé par des modes communs de variabilité avant 1970 (avec une faible prédominance de l'AMO en 1950-1960) et après 1990, du SOI en 1970-1980, et de la NAM aux alentours de 1990.

Les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents à l'échelle inter-annuelle, identifiés à 2-4 ans, 3-6 ans (après 1970) et 5-8 ans, sont reliés à cette structuration de l'influence climatique : la fluctuation à 2-4 ans (aux alentours de 1990) est exprimée dans une période d'influence commune ; la fluctuation à 5-8 ans (avant 1970), bien qu'apparaissant comme étant initiée par des modes communs, est exprimée dans une période prédominée par l'AMO ; la fluctuation à 3-6 ans (après 1970) est exprimée seulement dans une période dominée par le SOI, quelque soit le sous-bassin versant. La fluctuation particulière à 5-8 ans exprimée aux alentours de 2000 dans l'Ohio semble être induite dans une période de modes communs de variabilité.

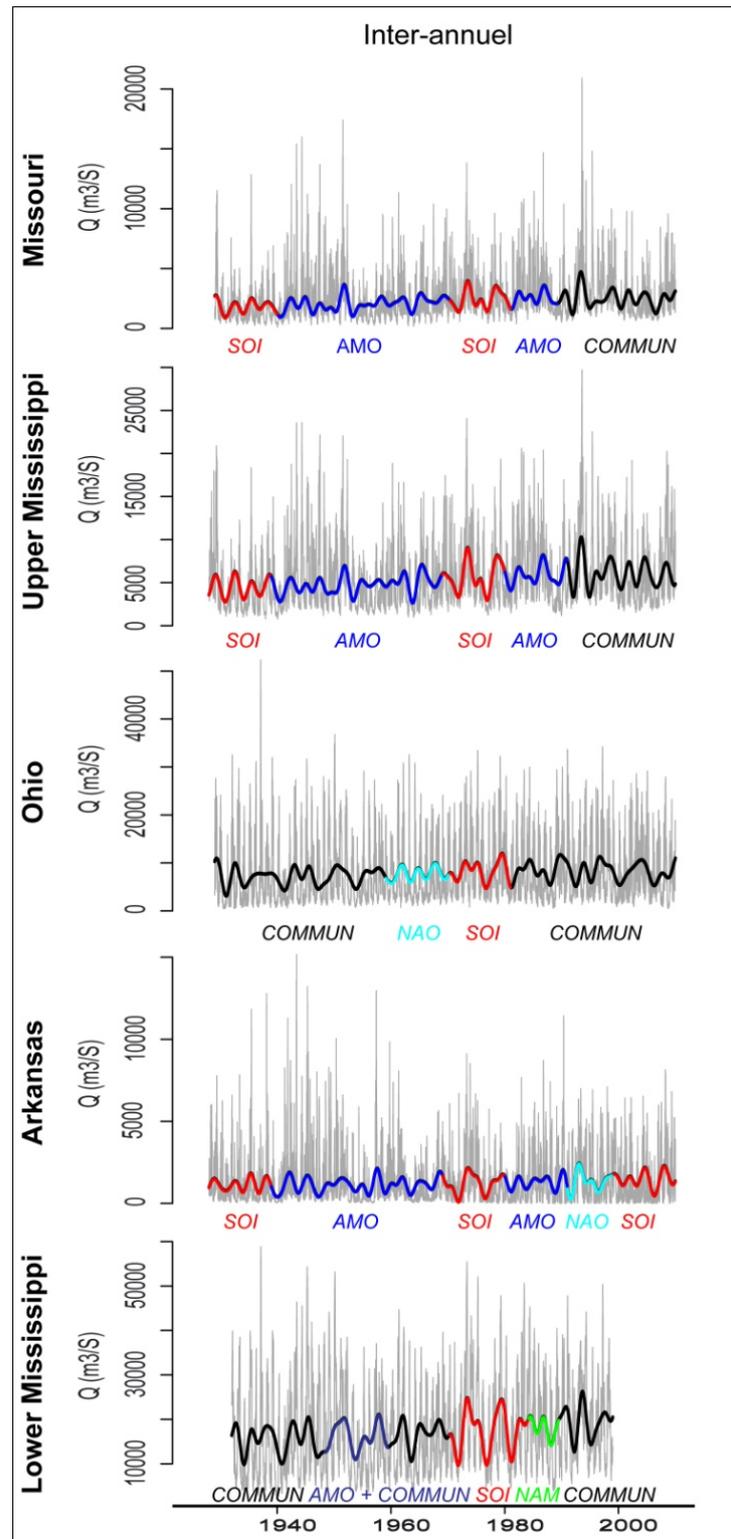


Figure III-18 : Synthèse schématique des liens prédominants entre les indices climatiques et les débits du Mississippi à l'échelle inter-annuelle

Influence globale ou localisée de l'échelle décennale au long terme

Les reconstructions des composantes des débits aux échelles décennales (8-16 ans) et à plus long terme (>16 ans) associées aux modes climatiques prédominants à ces échelles de temps (figure III.19 et figure III.20) suggèrent également un schéma général pour le Mississippi et ses principaux affluents. Ces échelles de temps se caractérisent soit par des modes communs de variabilité, soit par les modes prédominants (localisés) d'un mode de la variabilité climatique en particulier.

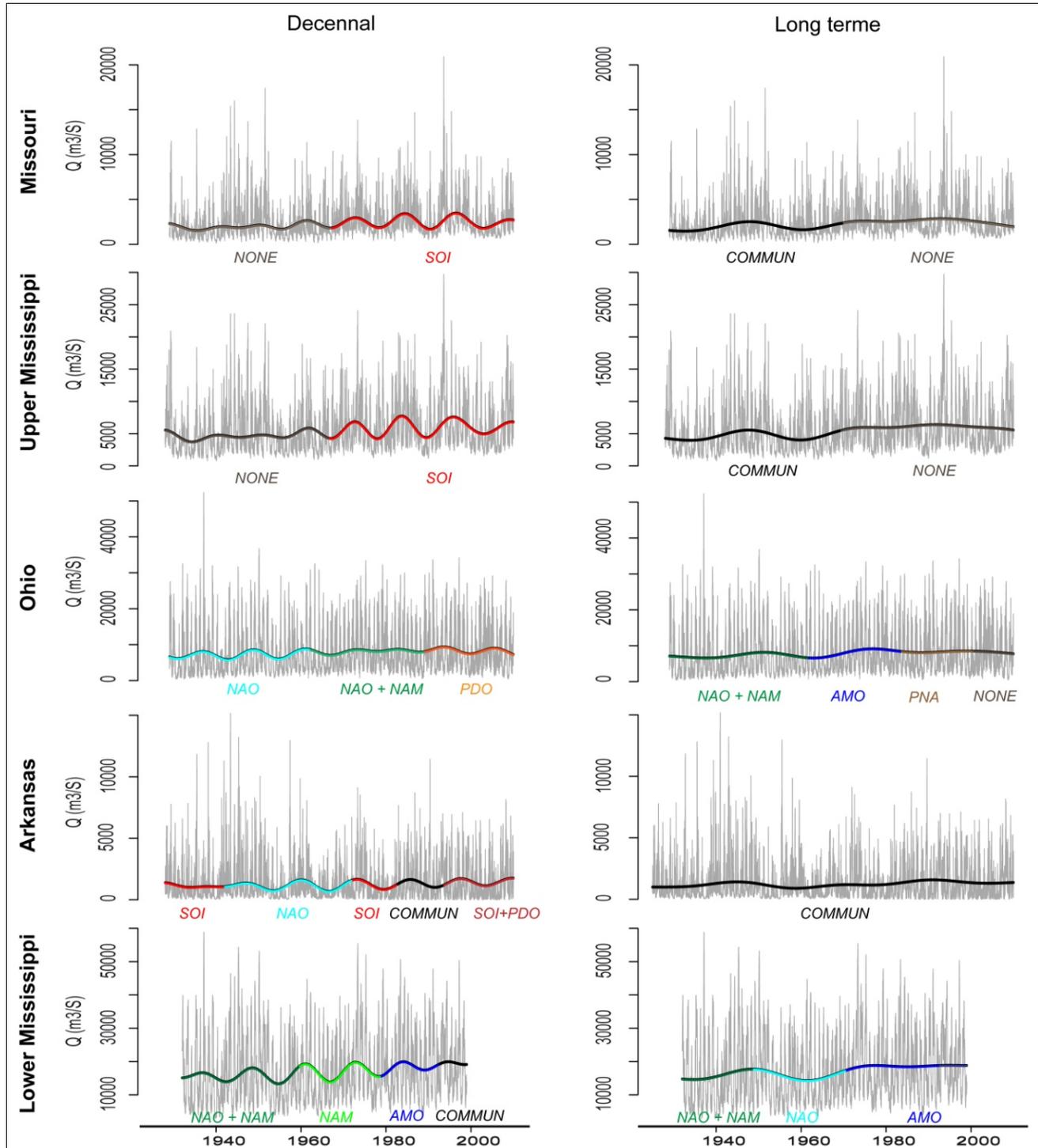


Figure III-19 et Figure III-20 : Synthèse schématique des liens prédominants entre indices climatiques et les débits du Mississippi aux échelles décennale et long terme

Le Missouri et l'Upper Mississippi sont dominés par des modes communs de variabilité identifiés à 22 ans avant 1970, puis par un mode à 8-16 ans influencé par le SOI après 1970.

L'Ohio, l'Arkansas et le Lower Mississippi se caractérisent par des modes de variabilité identifiés à 12-16 ans (avant 1960 pour l'Ohio, en 1940-1990 pour l'Arkansas et le Lower Mississippi) influencé par la NAO et la NAM ; et par un mode de variabilité à 22-26 ans (exprimé respectivement le long de la période considérée, avant 1960, avant 1980) influencé par des modes communs de variabilité (représentés essentiellement par la NAO, la NAM, la PDO et l'AMO).

Synthèse à l'échelle du bassin versant du Mississippi

La variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est fortement reliée aux indices climatiques affectant la région. L'influence de ces modes de fluctuations du climat est toutefois complexe, variant fortement suivant les échelles de temps considérées. A l'échelle inter-annuelle, les débits sont influencés alternativement par différents indices climatiques, essentiellement l'AMO, le SOI ou par des modes communs de variabilité (les débits sont affectés par l'ensemble, ou du moins la majorité, des fluctuations du climat). A l'échelle décennale et à plus long terme, l'influence climatique est plus globale (modes communs), ou à l'inverse plus localisée (un mode en particulier, comme le SOI sur les zones sources du Mississippi).

Cette complexité se traduit notamment par le fait que les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi ne sont pas simplement reliés à un indice climatique en particulier, mais à une influence commune dans la plupart des cas.

L'influence climatique varie également spatialement, suivant les différents sous-bassins versants. Comme observé au cours des précédents résultats, le Missouri et l'Upper Mississippi possèdent la même structuration de l'influence climatique sur la variabilité hydrologique, prédominée par l'AMO et le SOI. L'Ohio et l'Arkansas sont prédominés par la NAO, avec toutefois des différences importantes, puisque l'Arkansas possède malgré tout une structuration de l'influence climatique proche du Missouri et de l'Upper Mississippi (notamment l'influence alternative de l'AMO et du SOI à l'échelle inter-annuelle). L'Ohio présente un fonctionnement particulier, du fait de sa position géographique et de l'influence plus prononcée du secteur Atlantique (NAO). Enfin, le Lower Mississippi intègre l'ensemble des variations hydrologiques des affluents, et donc des différents schémas observés de l'influence climatique.

Finalement, l'AMO, le SOI et la NAO apparaissent comme étant les modes de fluctuations du climat prédominants à l'échelle du bassin versant du Mississippi (en termes de cohérence totale et d'influence sur les différentes échelles de temps), même si les relations entre la variabilité hydrologique du Mississippi et les modes de fluctuations du climat ne se résument pas uniquement à ces indices, comme démontré jusque lors.

4. LES EFFETS DES STRUCTURATIONS CLIMATIQUES SUR LA VARIABILITE DES DEBITS DU MISSISSIPPI

Les liens existants entre les fluctuations climatiques et la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents ont été identifiés préalablement par la comparaison entre les modes dominants de variabilité des débits et les échelles de temps caractéristiques des principaux indices climatiques d'une part (voir parties III.2 et III.3.1) ; et par une approche synthétique par l'analyse de la cohérence en ondelettes entre ces modes de variabilité hydrologiques et climatiques, aux échelles inter-annuelle, décennale et à long terme (voir partie III.3.2). A l'échelle inter-annuelle, les débits sont influencés alternativement par différents indices climatiques, essentiellement l'AMO, le SOI ou par des modes communs de variabilité. Ce schéma n'est pas observé pour les autres échelles, puisque l'influence climatique est plus globale (modes communs) ou plus localisée (un mode en particulier) à l'échelle décennale et à plus long terme. La prédominance des différents modes de fluctuations du climat, suivant les différentes échelles de temps, varie spatialement en fonction des sous-bassins versants.

Après avoir identifié et caractérisé les liens entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques pour ces différentes échelles de temps, il serait intéressant de comprendre plus précisément les effets de ces structurations climatiques sur les débits du Mississippi sur le plus long terme, et notamment selon : (i) l'évolution de la structuration à long terme des débits, pour comprendre les grandes périodes hydrologiques de hautes et basses eaux ; (ii) l'évolution des régimes hydrologiques au cours du temps, pour mieux appréhender l'évolution globale des débits.

4.1. Effets des structurations climatiques sur l'évolution à long terme des débits

L'évolution à long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents a été caractérisée préalablement par filtrages polynomiaux de type LOESS (partie II.2.1.2). Pour rappel, les débits des sous-bassins versants du Mississippi présentent quatre grandes périodes hydrologiques : avant le début des années 1940 avec une période de plus faible débits, une période élargie aux alentours de 1950 avec de plus forts débits, de 1955 à 1970 avec une période de plus faible débits, et à partir de 1970 avec une très forte augmentation des débits. Les périodes de basses-eaux correspondent à des périodes de grandes sécheresses aux Etats-Unis (McCabe et al., 2004). Dans les détails, ces périodes semblent être « structurées », en particulier pour la période post-1970 (ceci est également observé pour la période de 1955 à 1970, dans de plus faibles proportions). Dans tous les cas, le bassin versant du Mississippi se caractérise par une forte augmentation globale des débits à partir de 1970. A noter également que le maximum de débits est observé dans les années 1990 ; et qu'une diminution semble être observée à partir de 2000, pour tous les sous-bassins versants du Mississippi.

Afin de comprendre les effets des structurations climatiques sur l'évolution à long terme des débits, une comparaison des filtrages polynomiaux de type LOESS à 25%, 50% et 75% est effectuée entre les débits des sous-bassins versants du Mississippi et des principaux indices climatiques (données à l'échelle annuelle). Il est important de noter que ces filtrages ne sont en aucun cas influencés par les méthodologies de reconstructions utilisées préalablement, et représentent donc la variabilité et l'évolution observée des débits, sans artefacts possibles. Les effets des différents indices climatiques sur les comportements

« tendanciels » des débits pourront donc être évalués grâce aux filtrages portant sur une grande partie des chroniques (à 50% et 75%), tandis que leurs influences sur les grands traits de la variabilité à plus haute-fréquences, les comportements « fréquentiels » pourront être approchés grâce aux filtrages sur une plus petite partie des chroniques (à 25%).

Le Missouri et l'Upper Mississippi

Le Missouri et l'Upper Mississippi sont essentiellement dominés par l'AMO et le SOI, à la fois en terme de quantification (contribution à la cohérence totale) et de structuration fréquentielle (partie III.3.2). D'autre part, le schéma synthétique issu de l'analyse de la cohérence entre les modes de variabilité des débits et des indices climatiques à l'échelle décennale et sur le long terme (partie III.3.2, figures III.19 et 20) montre que ces sous-bassins versants sont dominés par des modes communs de variabilité (identifiés à 22 ans) avant 1970, puis par un mode à 8-16 ans influencé par le SOI après 1970.

La comparaison de l'évolution à long terme entre les débits du Missouri et de l'Upper Mississippi et les principaux indices climatiques par LOESS (figure III.21 et figure III.22) indique que ces débits ne sont pas simplement contrôlés par un seul indice climatique à cette échelle, mais par plusieurs qui se distinguent en fonction de différentes périodes :

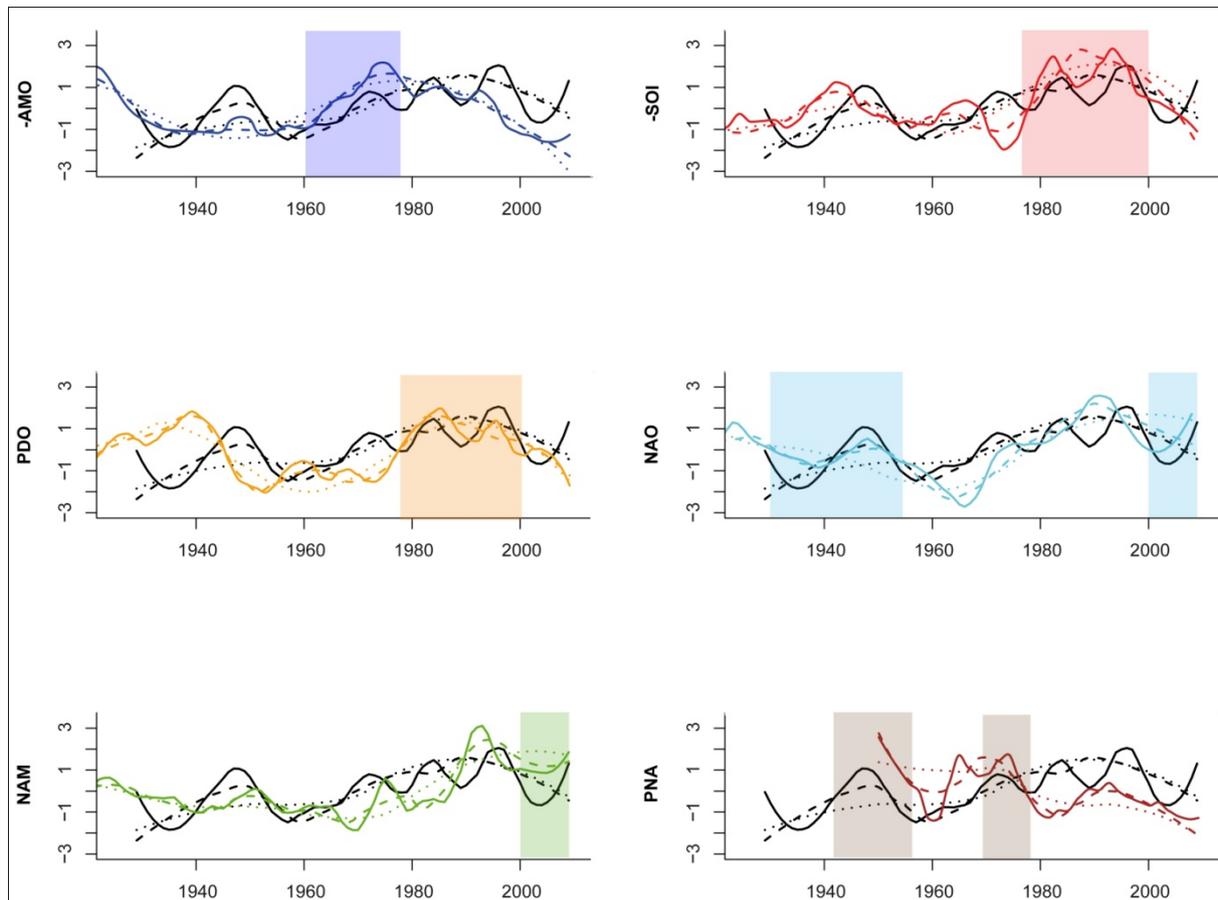


Figure III-21 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits du Missouri et les principaux indices climatiques par LOESS

Les filtrages polynomiaux sont calculés à 25% (traits plein), 50% (pointillés) et 75% (pointillés fins) pour les débits (noir), l'AMO (bleu), le SOI (rouge), la PDO (orange), la NAO (bleu ciel), la NAM (vert) et la PNA (marron). Les zones colorées correspondent aux périodes d'influence potentielle des différents indices climatiques sur l'évolution à long terme des débits.

Le comportement « fréquentiel » semble se décomposer en quatre parties distinctes : la période 1930-1960 à la NAO, voire la PNA (malgré l'absence de données au début de cette période) qui présente de fortes anomalies positives pour la période de plus hauts débits en 1950 ; la période 1960-fin des années 1970 semble être reliée à l'AMO ; à partir de la fin des années 1970 (1976/1977), où le comportement fréquentiel est fortement relié au SOI et à la PDO ; à partir de 2000, où l'évolution des débits semble être reliée à la NAO (voire la NAM). Ces résultats sont en accord avec les résultats précédemment obtenus, notamment ceux exprimés par l'analyse de la cohérence.

Le comportement « tendanciel » semble également être relié à l'influence de plusieurs indices climatiques. En particulier, nous pouvons noter qu'il semble être préférentiellement relié au SOI et à la PDO après 1976/1977. Il apparaît toutefois difficile d'extraire un schéma clair et objectif plus global de ces observations. En se référant aux résultats précédents, ces observations semblent cohérentes puisque des modes communs de variabilité ont été identifiés.

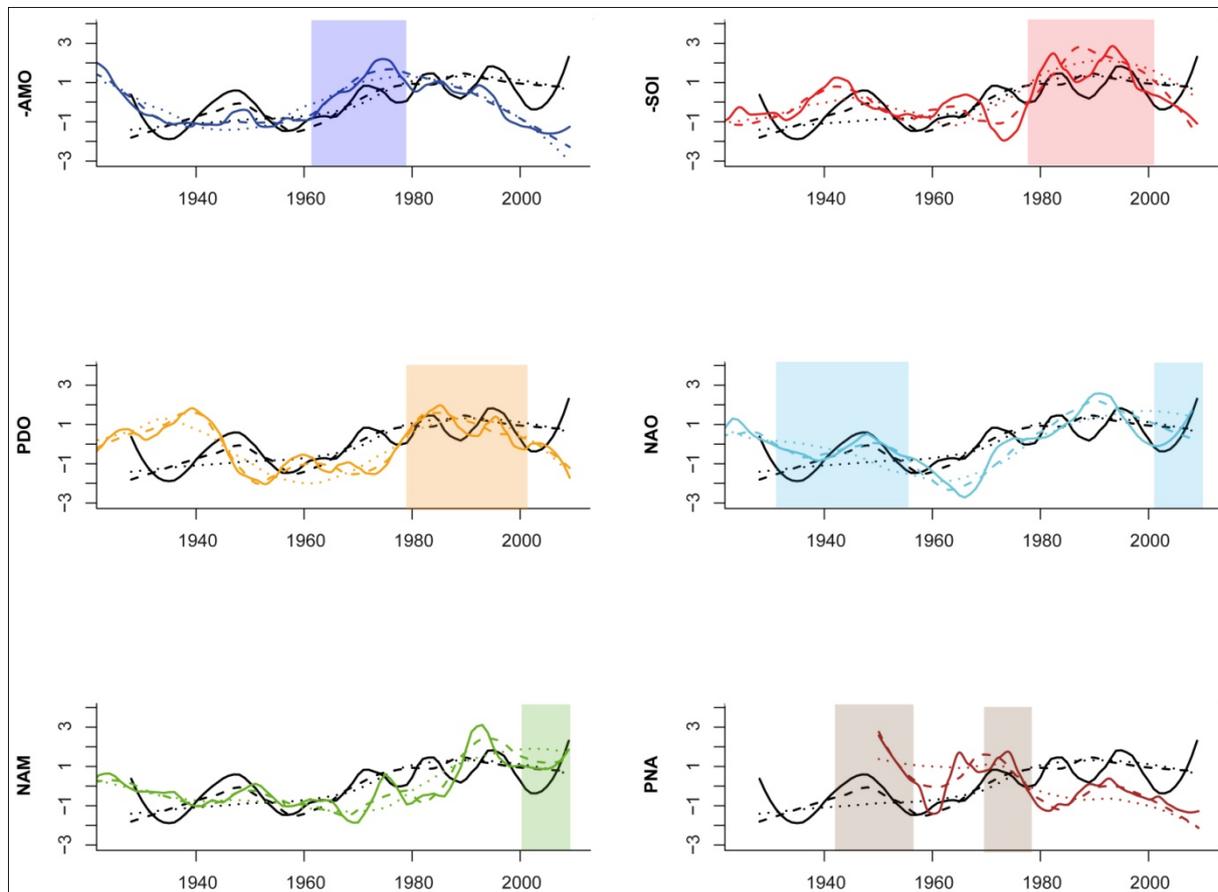


Figure III-22 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Upper Mississippi et les principaux indices climatiques par LOESS

Les filtrages polynomiaux sont calculés à 25% (traits plein), 50% (pointillés) et 75% (pointillés fins) pour les débits (noir), l'AMO (bleu), le SOI (rouge), la PDO (orange), la NAO (bleu ciel), la NAM (vert) et la PNA (marron). Les zones colorées correspondent aux périodes d'influence potentielle des différents indices climatiques sur l'évolution à long terme des débits.

Les différentes études menées sur les relations entre l'hydrologie aux Etats-Unis et les principaux indices climatiques (voir partie III.1) sont confirmées par les résultats obtenus. McCabe et al. (2004) ont montré que la fréquence des sécheresses aux Etats-Unis est liée au couplage AMO/PDO, et plus particulièrement à l'AMO qui est associée à une augmentation de la fréquence des sécheresses en phase positive (la PDO ne modulant finalement que l'influence de l'AMO). Notamment, les grandes sécheresses des années 1930 et 1950 ont respectivement été reliées à un couplage AMO^+/PDO^+ et AMO^+/PDO^- . De plus, les sécheresses récentes (1996, 1999-2002) sont associées à un couplage identique au schéma des années 1930. D'autre part, Rogers et Coleman (2003) ont montré que les débits de la vallée de l'Upper Mississippi sont statistiquement reliés à l'AMO, avec une période de faibles débits en 1930-1960 (phase positive de l'AMO), et une période de hauts débits en 1965-1995 (phase négative de l'AMO). Ils montrent également une modulation de cet impact de l'AMO par quatre hivers exceptionnellement humides en 1949-1952, du fait d'un couplage ENSO/PNA, dans une période où l'AMO est en phase positive et donc théoriquement associée à des faibles débits.

Ainsi, nous pouvons proposer le schéma d'évolution à long terme des débits suivant : le comportement « tendanciel » de l'évolution des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi peut donc être relié à l'AMO, qui serait lié à la distribution des grandes périodes de basses-eaux (1930-1960, 1995-aujourd'hui) et de hautes-eaux (1960-1995). Ceci est effectivement observé dans ce schéma, à l'exception d'une période inattendue d'augmentation des débits aux alentours de 1950. Cette exception peut-être reliée aux quatre hivers consécutifs exceptionnellement humides du fait d'un couplage ENSO/PNA, voire même de la NAO (d'après nos résultats), venant donc s'ajouter à la tendance générale induite par l'AMO. Le comportement « fréquentiel » serait plutôt relié au SOI après le changement de polarité de la PDO en 1976/1977 (PDO^+ , ces phases venant « renforcer » l'ENSO) ; à l'AMO pour la période 1960-1980 (conformément aux résultats précédents). Depuis le milieu des années 1990 et les changements de phase de l'AMO et de la PDO, les débits, bien qu'en période positive (en comparaison sur l'ensemble de la chronique), tendent à diminuer.

L'Ohio

L'évolution à long terme des débits de l'Ohio est essentiellement dominée par la NAO à la fois en terme de quantification (contribution à la cohérence totale) et de structuration fréquentielle (partie III.3.3). D'autre part, le schéma synthétique issu de l'analyse de la cohérence entre les modes de variabilité des débits et des indices climatiques à l'échelle décennale et sur le long terme (partie III.3.2, figures III.19 et 20) montre que l'Ohio est dominé par des modes communs de variabilité : le mode identifié à 22-26 ans sur l'ensemble de la période est graduellement influencé par la NAO/NAM, l'AMO et la PNA ; en plus de la PDO sur l'ensemble de la période. Le mode identifié à 12-16 ans est influencé par la NAO et la NAM.

La comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Ohio et les principaux indices climatiques par LOESS (figure III.23) indique que ces débits ne sont pas simplement influencés par un seul indice climatique à cette échelle, mais par plusieurs qui se distinguent en fonction de différentes périodes :

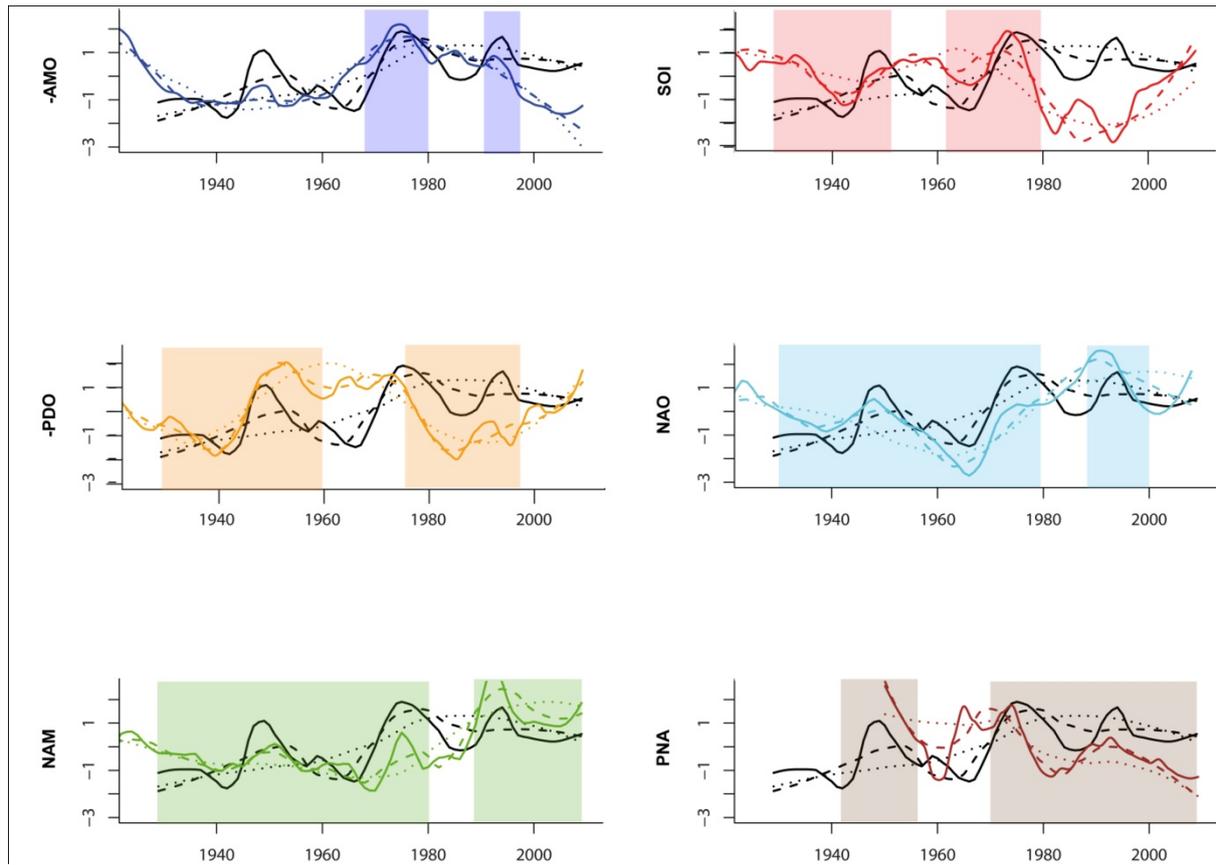


Figure III-23: Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Ohio et les principaux indices climatiques par LOESS

Les filtrages polynomiaux sont calculés à 25% (traits pleins), 50% (pointillés) et 75% (pointillés fins) pour les débits (noir), l'AMO (bleu), le SOI (rouge), la PDO (orange), la NAO (bleu ciel), la NAM (vert) et la PNA (marron). Les zones colorées correspondent aux périodes d'influence potentielle des différents indices climatiques sur l'évolution à long terme des débits.

Le comportement « tendanciel » semble être relié essentiellement à l'influence de la NAO, mode dominant. Cependant, dans le détail, plusieurs indices climatiques peuvent y être associés, comme identifié préalablement : la PDO sur la majorité de la chronique (à l'exception de la période 1960-milieu des années 1970) ; mais aussi graduellement à la NAO/NAM, l'AMO, la PNA. Bien que l'AMO ne soit pas le mode dominant, les grandes périodes de hautes et basses-eaux sont, globalement, toujours en liens avec cet indice (directement ou indirectement).

Le comportement « fréquentiel » semble essentiellement lié à la NAO. Il s'associe aux modes identifiés dans le comportement « tendanciel », c'est-à-dire que les mêmes indices structurent les deux types de comportements. Ces résultats confirment les observations précédentes, avec une influence pouvant être décrite par plusieurs indices climatiques (NAO, NAM, AMO, PDO et PNA), et donc une influence de modes communs de variabilité sur de larges périodes. Toutefois, certaines périodes peuvent être ponctuellement plus spécifiquement reliées à d'autres indices climatiques, comme les anomalies positives de débits observées dans les années 1950, où la PNA vient s'ajouter à ce schéma général ; ou encore le SOI sur la période 1960-1980.

Le fonctionnement global de l'Ohio est donc largement dominé par la NAO, avec toutefois une influence similaire de plusieurs autres indices climatiques sur les débits (NAM, AMO, PDO), sur de larges périodes. Ces résultats sont conformes aux résultats issus de la cohérence, indiquant que des modes communs de variabilité pouvaient être reliés aux variations de débits de l'Ohio.

L'Arkansas

L'Arkansas est essentiellement dominé par la NAO, à la fois en terme de contribution à la cohérence totale, et de structuration fréquentielle (partie III.3.3). D'autre part, le schéma synthétique issu de l'analyse de la cohérence entre les modes de variabilité des débits et des indices climatiques à l'échelle décennale et sur le long terme (partie III.3.2, figures III.19 et 20) montre que l'Arkansas est dominé par des modes communs de variabilité : le mode identifié à 22-26 ans sur l'ensemble de la période est graduellement influencé par l'AMO, plus la NAM et la NAO. Le mode à 12-16 ans est influencé par la NAO principalement (1940-1980), à laquelle s'ajoutent le SOI et l'AMO.

La comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Arkansas et les principaux indices climatiques par LOESS (figure III.24) indique que ces débits ne sont pas simplement contrôlés par un seul indice climatique à cette échelle, mais par plusieurs qui se distinguent en fonction de différentes périodes :

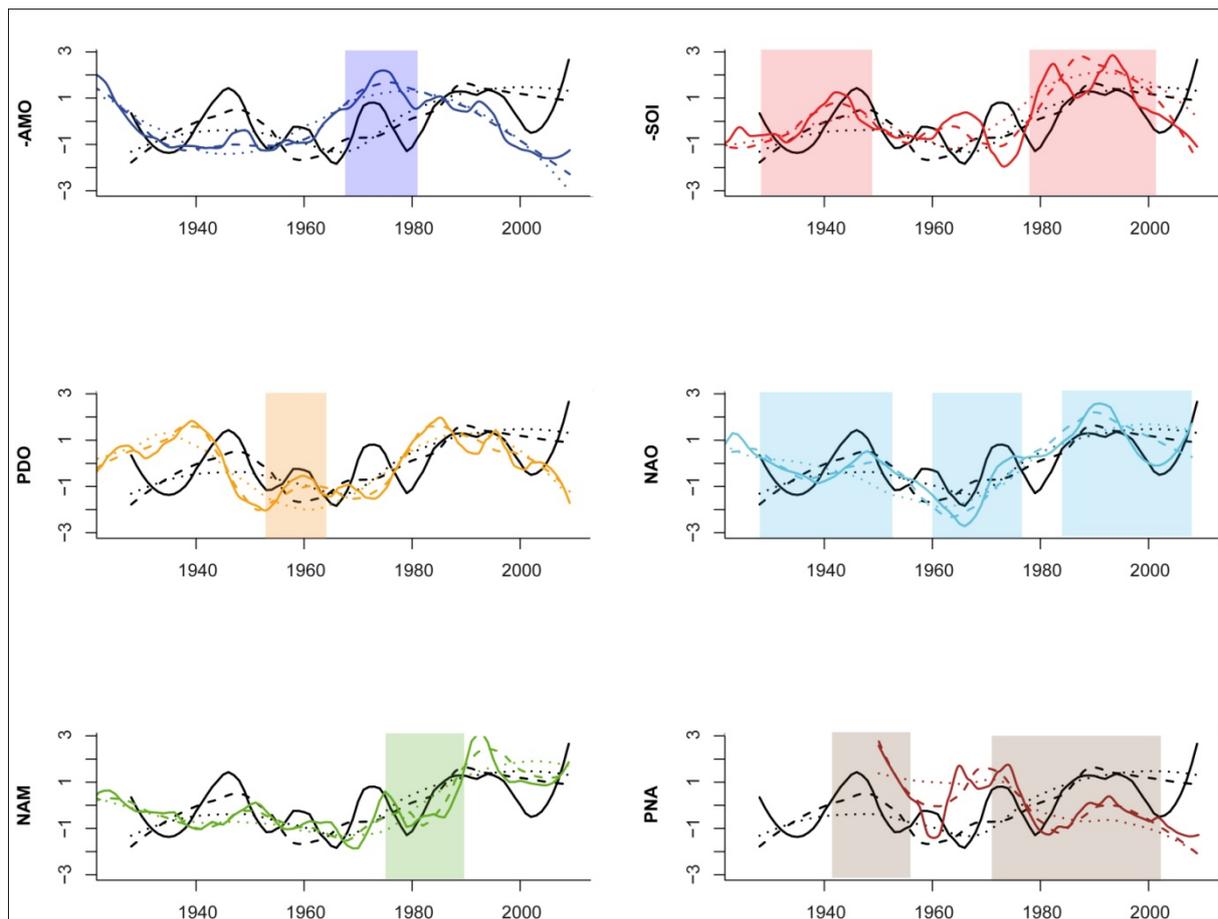


Figure III-24 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Arkansas et les principaux indices climatiques par LOESS

Les filtrages polynomiaux sont calculés à 25% (traits plein), 50% (pointillés) et 75% (pointillés fins) pour les débits (noir), l'AMO (bleu), le SOI (rouge), la PDO (orange), la NAO (bleu ciel), la NAM (vert) et la PNA (marron). Les zones colorées correspondent aux périodes d'influence potentielle des différents indices climatiques sur l'évolution à long terme des débits.

Le comportement « tendanciel » semble être relié essentiellement à l'influence de la NAO, mode dominant. Cependant, dans le détail, plusieurs indices climatiques peuvent y être associés graduellement, notamment l'AMO et la NAM, comme identifiés préalablement. Bien que l'AMO ne soit pas le mode dominant, les grandes périodes de hautes et basses-eaux sont, globalement, toujours en liens avec cet indice (directement ou indirectement). Le SOI présente également une tendance d'évolution similaire.

Le comportement « fréquentiel » semble également essentiellement lié à la NAO, à l'exception de certaines anomalies : dans les années 1950, où la PNA vient s'ajouter ; vers 1960 avec la PDO ; et en 1970-1980, où l'AMO et la PNA viennent s'ajouter. On remarquera également que d'après l'analyse des cohérences, le SOI influence la période 1960-1980, qui est marquée ici par une anti-corrélation

Le fonctionnement global de l'Arkansas est donc dominé par la NAO, avec une influence notable de l'AMO et du SOI (tendanciel). Ces résultats sont conformes aux résultats issus de la cohérence. D'autre part, nous pouvons noter que ce bassin-versant présente les grandes variations observées sur le Missouri et l'Upper Mississippi, mais aussi certaines caractéristiques plus particulière de l'Ohio, du fait d'une dominance de la NAO.

Le Lower Mississippi

L'évolution à long terme des débits du Lower Mississippi est essentiellement dominée par la NAO et l'AMO, à la fois en terme de quantification (contribution à la cohérence totale) et de structuration fréquentielle (partie III.3.3). D'autre part, le schéma synthétique issu de l'analyse de la cohérence entre les modes de variabilité des débits et des indices climatiques à l'échelle décennale et sur le long terme (partie III.3.2, figures III.19 et 20) montre que le Lower Mississippi est dominé par des modes communs de variabilité : le mode identifié à 22-26 ans avant 1980 est graduellement influencé par la NAM, la NAO, l'AMO et la PNA ; en plus de la PDO sur l'ensemble de la période. Le mode à 12-16 ans est influencé par la NAO et la NAM.

La comparaison de l'évolution à long terme entre les débits du Lower Mississippi et les principaux indices climatiques par LOESS (figure III.25) indique que ces débits ne sont pas simplement contrôlés par un seul indice climatique à cette échelle, mais par plusieurs qui se distinguent en fonction de différentes périodes.

Le comportement « tendanciel » semble être relié essentiellement à l'influence de la NAO, mode dominant. Cependant, dans le détail, plusieurs indices climatiques peuvent y être associés graduellement, notamment l'AMO et la NAM, comme identifiés préalablement. Bien que l'AMO ne soit pas le mode dominant, les grandes périodes de hautes et basses-eaux sont, globalement, toujours en liens avec cet indice (directement ou indirectement).

Le comportement « fréquentiel » semble également essentiellement lié à la NAO. A partir de la fin des années 1970 (1976/1977), le comportement fréquentiel est fortement relié au SOI et à la PDO. Les exceptions identifiées pour les autres sous-bassins versants, vers 1950 (où la PNA vient s'ajouter), vers 1960 (PDO) et 1970-1980 (AMO et PNA), sont également présentes.

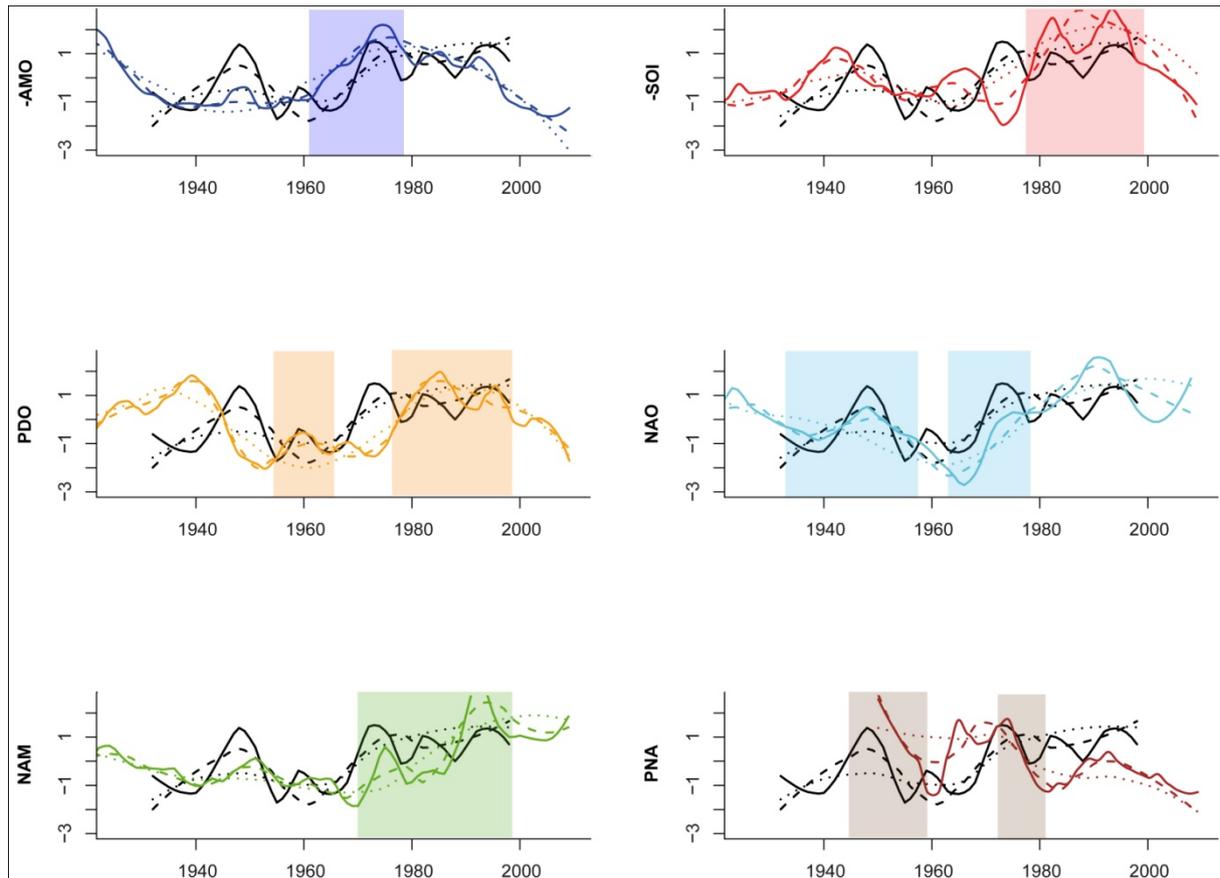


Figure III-25 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits du Lower Mississippi et les principaux indices climatiques par LOESS

Les filtrages polynomiaux sont calculés à 25% (traits pleins), 50% (pointillés) et 75% (pointillés fins) pour les débits (noir), l'AMO (bleu), le SOI (rouge), la PDO (orange), la NAO (bleu ciel), la NAM (vert) et la PNA (marron). Les zones colorées correspondent aux périodes d'influence potentielle des différents indices climatiques sur l'évolution à long terme des débits.

Le fonctionnement global du Lower Mississippi est donc dominé par la NAO, avec une influence notable de l'AMO (tendanciel) et du SOI (fréquentiel). Ces résultats sont conformes aux résultats issus de la cohérence. D'autre part, le Lower Mississippi intègre l'ensemble des caractéristiques de l'influence climatique précédemment décrites pour les autres sous-bassins versants.

Synthèse

Les caractéristiques de l'évolution à long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents indiquent des évolutions et des structurations communes. Nous pouvons proposer le schéma synthétique de fonctionnement suivant :

- Le comportement « tendanciel » de l'évolution des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi peut être relié à l'AMO, qui serait à l'origine de la distribution des grandes périodes de basses-eaux (1930-1960, 1995-aujourd'hui) et de hautes-eaux (1960-1995). Les anomalies positives de débits vers 1950 peuvent être reliées aux quatre hivers consécutifs exceptionnellement humides, du fait d'un couplage ENSO/PNA (voire même la NAO), venant donc s'ajouter à la tendance générale induite par l'AMO. Les autres sous-bassins versants, dominés par la NAO, montrent un plus fort lien

avec cette dernière, ce qui se traduit par une influence plus importante de la NAO sur le comportement « tendanciel ». On notera que dans ce dernier cas, l'influence ne se limite pas à la seule NAO, mais à une influence graduelle des modes « Atlantique » de la variabilité du climat (NAO, NAM, AMO).

- Le comportement « fréquentiel » serait donc plutôt relié au SOI après le changement de polarité de la PDO en 1976/1977 (PDO⁺, ces phases venant « renforcer » l'ENSO) pour le Missouri, l'Upper Mississippi et le Lower Mississippi ; à l'AMO pour la période 1970-1980 pour tous les sous-bassins versants. On notera également l'apparition d'une anomalie positive des débits de l'Arkansas et du Lower Mississippi vers 1960, vraisemblablement en lien avec la PDO.
- Depuis le milieu des années 1990 et les changements de phases de l'AMO et de la PDO, les débits, bien qu'en période positive (en comparaison de l'ensemble de la chronique), tendent à diminuer.

Les différences observées entre les sous-bassins versants du Mississippi traduisent les différences dans la prédominance des indices climatiques sur l'évolution des débits, qui varie spatialement. Ainsi, le Missouri et l'Upper Mississippi sont essentiellement influencés par l'AMO et le SOI ; l'Arkansas et le Lower Mississippi sont dominés par la NAO, tout en conservant certains aspects de l'influence alternative de l'AMO et du SOI. Du fait de sa position géographique, l'Ohio présente une évolution des débits et un fonctionnement singulier en comparaison des autres sous-bassins versants : les variations de débits de ce bassin sont très fortement influencées par la NAO. De plus, des modes communs de variabilité (AMO, NAM, PNA et PDO) s'expriment pour la majeure partie du temps (ce qui n'est pas le cas pour les autres bassins, qui expriment l'influence de quelques indices plutôt ponctuellement). L'ensemble de ces modes traduit la prédominance de l'influence de la variabilité Nord-Atlantique sur les débits de l'Ohio.

Finalement, il apparait que l'AMO, le SOI et la NAO correspondent aux modes de fluctuations du climat qui influencent préférentiellement l'évolution des débits du bassin versant du Mississippi. La PDO possède également une influence sur tous les sous-bassins versants, mais à un degré toutefois moindre. Cependant, le changement de polarité à la fin des années 1970 de la PDO est à l'origine d'un renforcement de l'influence de l'ENSO, qui montre une influence particulièrement importante à partir de cette période sur tous les sous-bassins versants, à l'exception de l'Ohio. La NAM a finalement une influence similaire à la NAO, et la PNA semble avoir une influence plus ponctuelle.

Même si l'influence des différents modes du climat sur l'évolution des débits du bassin versant du Mississippi peut se résumer ainsi, ces résultats confirment tout de même que la prédominance des différents indices climatiques varie suivant l'échelle de temps considérée, se traduisant par différentes influences sur les comportements « tendanciels » et « fréquents ». Il est donc essentiel de prendre en compte l'ensemble de ces paramètres pour comprendre l'évolution à long terme (et les évolutions futures) des débits du bassin versant du Mississippi.

4.2. Effets des structurations climatiques sur l'évolution des régimes hydrologiques au cours du temps

Nous avons vu précédemment que les structurations climatiques sur l'évolution globale des débits du Mississippi et de ses principaux affluents avaient des effets notables sur la composition des débits (modes de variabilité), ainsi que sur l'évolution à long terme des débits. Il est également intéressant de savoir si ces structurations climatiques ont des effets sur les régimes hydrologiques et leurs évolutions au cours du temps. Comme vu et décrit en partie II.2.3 les régimes hydrologiques correspondent à la répartition mensuelle des débits au cours de l'année, inhérente aux caractéristiques climatiques mais aussi hydrologique et géomorphologique des sous-bassins versants. Les questions posées sont donc les suivantes : les structurations climatiques ont-elles modifiées la structuration de ces régimes (nombres de modes) et/ou la répartition de ces modes (périodes d'apparitions), l'amplitude ?

Pour ce faire, les régimes hydrologiques moyens (préalablement décrits en partie II.2.3) sont comparés aux régimes hydrologiques « découpés » par période (1930-1950, 1950-1970, 1970-1990, 1990-2009), afin de mieux appréhender leur évolution en fonction de l'évolution de leur variance totale (partie II.5.3) et des différentes structurations climatiques identifiées (figure III.26)

Les modalités de répartitions des modes (nombre et périodes d'apparitions) des régimes hydrologiques ne sont globalement que peu affectées : les modes apparaissent globalement au même moment de l'année, quelque soit la période. On notera toutefois quelques changements notables sur le Missouri et l'Upper Mississippi, qui vont avoir une modification (légère) au niveau de l'amplitude des pics (avant 1970) et sur le nombre de pics (deux modalités en avril et juin avant 1970, une seule entre avril et mai après 1970) ; ainsi que sur l'Arkansas (une seule modalité en mai avant 1970, deux modalités en avril et juin après 1970).

En revanche, l'amplitude est fortement modifiée pour tous les sous-bassins versants du Mississippi à partir de 1970 : à partir de cette période, les débits de base augmentent tous de façon notable, dépassant le niveau de base moyen. Les maximas observés sont également concernés pour le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Arkansas. Ces observations sont à relier avec les structurations d'origines climatiques et leurs influences décrites précédemment, à l'origine de l'augmentation des débits à partir de 1970.

Il reste toutefois difficile à ce stade de mettre en relation l'influence des structurations climatiques (et leur évolution dans le temps) aux modifications du nombre de modes et de leur apparition (décalages saisonnier) observées dans l'évolution des régimes hydrologiques. L'influence des différents modes de variabilité du climat peut varier suivant les saisons ; et d'autre part, de nombreux processus peuvent affecter la réponse hydrologique à l'échelle saisonnière (évapotranspiration, influence de la fonte des neiges, infiltration, demande en eau pour l'irrigation, etc...). Pour déterminer si les changements de modalités sont attribuables ou à ces structurations climatiques ou à d'autres facteurs, il sera donc nécessaire d'étudier plus précisément ces relations à l'échelle saisonnière.

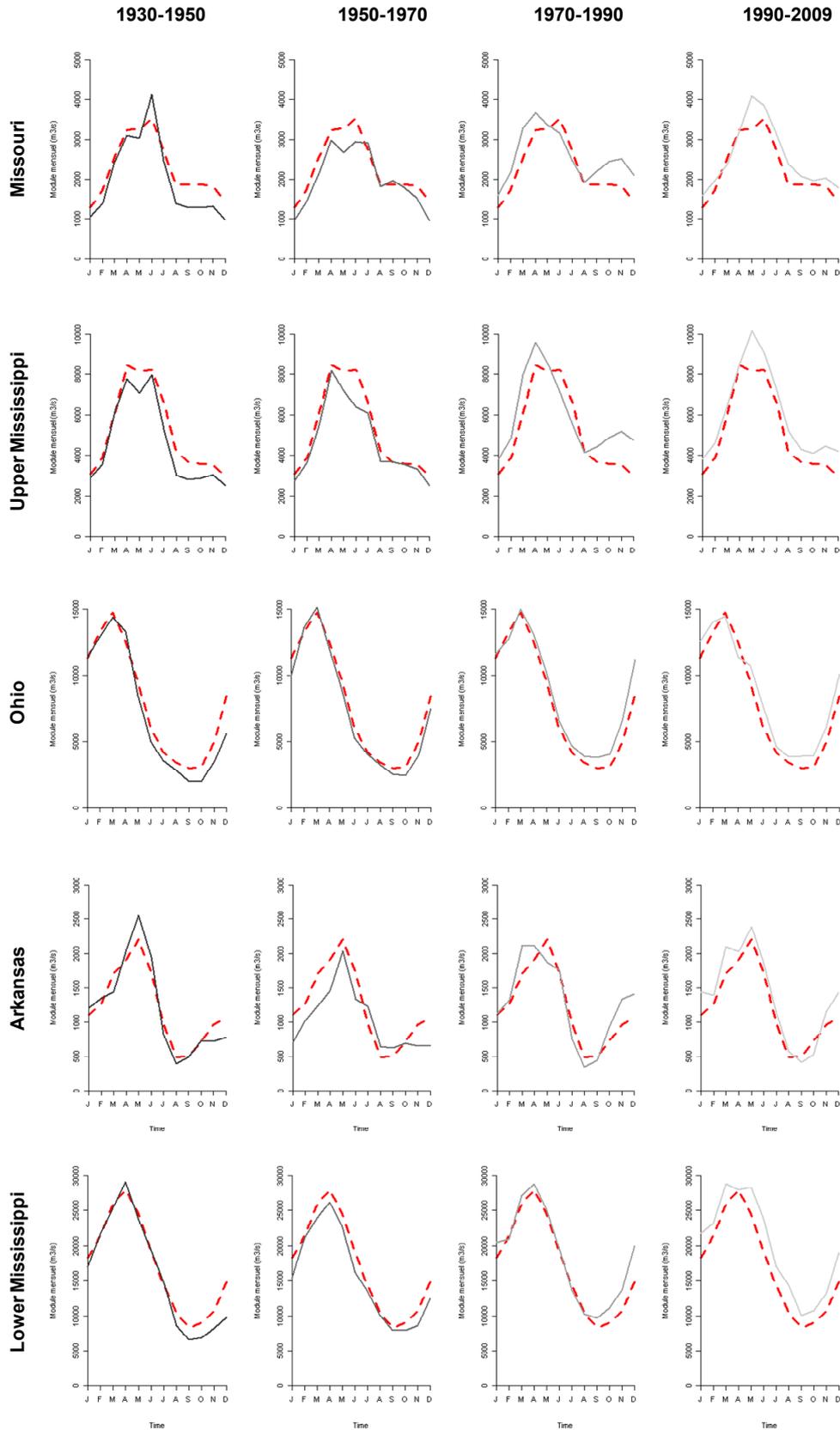


Figure III-26 : Evolution des régimes hydrologiques pour le Missouri, l'Upper Mississippi, l'Ohio, l'Arkansas et le Lower Mississippi respectivement.

Les régimes sont évalués pour les périodes de 1930-1950, 1950-1970, 1970-1990 et 1990-2009 ; et comparés au régime hydrologique moyen de l'ensemble de la période (rouge)

5. SYNTHÈSE ET DISCUSSION SUR L'ORIGINE CLIMATIQUE DES MODES DE VARIABILITE DES DEBITS DU MISSISSIPPI

5.1. Synthèse

Les principaux modes de fluctuations du climat possèdent des caractéristiques d'évolution (polarité des indices, évolution à long terme) et de variabilité propres (des échelles inter-annuelle à multi-décennale). Toutefois, ces échelles de temps présentent des caractéristiques communes (gamme de fréquences et/ou occurrence temporelle) entre les différents indices climatiques. En comparaison, les modes de variabilité identifiés dans les débits et les précipitations du bassin versant du Mississippi s'expriment suivant des échelles de temps similaires à la variabilité des principaux indices climatiques.

La variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents apparaît fortement influencée par les différents indices climatiques, l'influence « globale » (cohérence moyenne entre les débits et l'ensemble des indices) de 62,90% (Upper Mississippi) à 66,30% (Arkansas) sur le bassin versant du Mississippi. Cependant, les principaux modes de variabilité des débits du Mississippi précédemment identifiés n'apparaissent pas comme étant uniquement reliés à un seul indice climatique au cours du temps, mais plutôt à une combinaison de plusieurs d'entre eux, suivant une structuration particulière qui dépend de l'échelle de temps considérée. A l'échelle inter-annuelle, les débits sont influencés alternativement par différents indices climatiques, essentiellement l'AMO, le SOI ou par des modes communs de variabilité. A l'échelle décennale et à plus long terme, l'influence climatique est plus globale (modes communs) ou plus localisée (un mode en particulier).

De plus, l'influence climatique varie spatialement, suivant les différents sous-bassins versants : le Missouri et l'Upper Mississippi possèdent la même structuration de l'influence climatique sur la variabilité hydrologique, prédominée par l'AMO et le SOI. L'Arkansas est prédominé par la NAO, mais conserve possède l'influence alternative de l'AMO et du SOI à l'échelle inter-annuelle observés sur les deux bassins précédents. L'Ohio présente un fonctionnement particulier, du fait de sa position géographique et de l'influence plus prononcée du secteur Atlantique (NAO). Le Lower Mississippi intègre l'ensemble des variations hydrologiques des affluents, et donc des différents schémas observés.

Ces structurations climatiques ont une influence sur l'évolution à long terme des débits du Mississippi. Le comportement « tendanciel » de l'évolution des débits du Missouri et de l'Upper Mississippi peut être relié à l'AMO, à l'origine de la distribution des grandes périodes de basses-eaux (1930-1960, 1995-aujourd'hui) et de hautes-eaux (1960-1995). Les autres sous-bassins versants, montrent un plus fort lien avec la NAO, ce qui se traduit par une influence plus importante de la NAO sur le comportement « tendanciel », qui s'accompagne d'une influence graduelle des modes « Atlantique » de la variabilité du climat (NAO, NAM, AMO). Le comportement « fréquentiel » serait donc plutôt relié au SOI après le changement de polarité de la PDO en 1976/1977 pour le Missouri, l'Upper Mississippi et le Lower Mississippi ; à l'AMO pour la période 1970-1980 pour tous les sous-bassins versants. A ce schéma général s'ajoute des influences ponctuelles, comme les anomalies positives de débits observés vers 1950 qui peuvent être reliées à un couplage ENSO/PNA particulier.

Finalement, l'AMO, le SOI et la NAO correspondent aux modes de fluctuations du climat qui influencent préférentiellement l'évolution des débits du Mississippi et de ses principaux affluents, les autres indices possédant également des influences, mais pour des degrés moindres. Cependant, ces indices peuvent avoir une influence importante ponctuellement (comme la PNA), ou par les interactions qu'ils peuvent avoir avec les autres indices climatiques, comme le renforcement de l'ENSO observé à la fin des années 1970 (en lien avec le changement de polarité de la PDO).

5.2. Discussion : une rupture climatique globale observée en 1970

Des discontinuités temporelles importantes dans l'évolution et la structuration de la variabilité des débits et des précipitations du bassin versant du Mississippi ont été mises en avant jusque présent (voir partie II.5.1). En particulier, la rupture majeure observée en 1970 est associée à des modifications importantes dans l'évolution à long terme des débits et des précipitations (augmentation des valeurs moyennes et minimales annuelles dans la plupart des cas, voire maximales), dans le changement de la composition fréquentielle des signaux (affecte les composantes d'échelle inter-annuelle avec des fluctuations passant de 5-8 ans vers 3-6 ans pour tous les sous-bassins ; ou à plus long terme avec le passage d'une fluctuation de 22 ans vers 8-16 ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi), ou encore dans la modification de la distribution de la variance (la variance totale et la variance associée au cycle annuel des débits augmentent par exemple pour le Missouri et l'Upper Mississippi à partir de 1970). Cette rupture, qui marque un changement majeur du comportement hydrologique et climatique à l'échelle du bassin versant du Mississippi, correspond à une rupture climatique observée à l'échelle globale, affectant des contextes climatiques variés (Amérique du Nord, Europe de l'Ouest, Afrique du Nord...), dans différents compartiments hydrologiques (surface et eaux souterraines), pour différentes échelles spatiales (petits et grands bassins versants) (voir partie II.5.3).

Cette discontinuité est également observée dans plusieurs indices de fluctuations du climat (NAO, SOI, PDO...) [Baines et Folland, 2007 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Ivanov et Estimov, 2010 ; Laignel et al., 2008, 2010 ; Massei et al., 2010]. L'évolution à long terme des indices climatiques estimée par LOESS (figure III.8, partie III.2.1) indique des caractéristiques communes sur la fin du XX^e siècle, en particulier un changement de polarité de tous les indices climatiques observé vers la fin des années 1970 (1976/1977)/début des années 1980, à l'exception de l'AMO qui est affectée par ces changements vers 1960 (phase négative) et 1990 (phase positive). De plus, un changement global de la structuration fréquentielle est observé en 1970 dans tous les indices climatiques sélectionnés et étudiés (AMO, NAO, NAM, PDO, SOI, PNA), avec l'apparition de fluctuations d'échelle décennale (7-11 ans, 6-10 ans, 7-10 ans, 8-16 ans), associées à des fluctuations de plus basses-fréquences de 15-20 ans (NAO), 17-25 ans (AMO), 13-20 ans (NAM). Cette structuration est commune à tous les indices climatiques (chaque indice proposant une expression particulière de ces modes de variabilité, mais dans une gamme de fréquence commune), et marque fortement un changement de la structuration fréquentielle de chaque indice climatique (voir partie III.2).

D'autre part, l'évolution de la variabilité totale des débits et des précipitations régionalisées pour l'ensemble des sous-bassins versants du Mississippi s'inscrit dans un schéma globalement identique, découpé en trois périodes distinctes : la période 1930-1960 (forte variabilité), la période 1960-1980 (faible variabilité), et la période 1980-2010 (forte variabilité). Notamment, la variance des débits et des précipitations augmente plus ou moins fortement selon les bassins versants à partir de 1970. Les changements observés dans l'évolution de la variance peuvent-être reliés aux changements observés dans la composition spectrale des débits, en particulier avec les changements observés en 1970 (voir partie II.5.3).

Puisque des changements similaires sont observés dans la structuration fréquentielle des principaux indices climatiques, il serait intéressant de pouvoir étudier l'évolution de la variance totale de ces indices et de pouvoir les relier au schéma global de l'évolution de la variance totale des débits et des précipitations du bassin versant du Mississippi.

L'analyse de la répartition de la variance totale des indices climatiques au cours du temps (figure III.27) indiquent différentes périodes de faible/forte variabilité selon chaque indice, pas nécessairement reliées à la phase (polarité) des indices climatiques. Cependant, chaque indice climatique exprime alternativement des périodes de faibles/fortes variance.

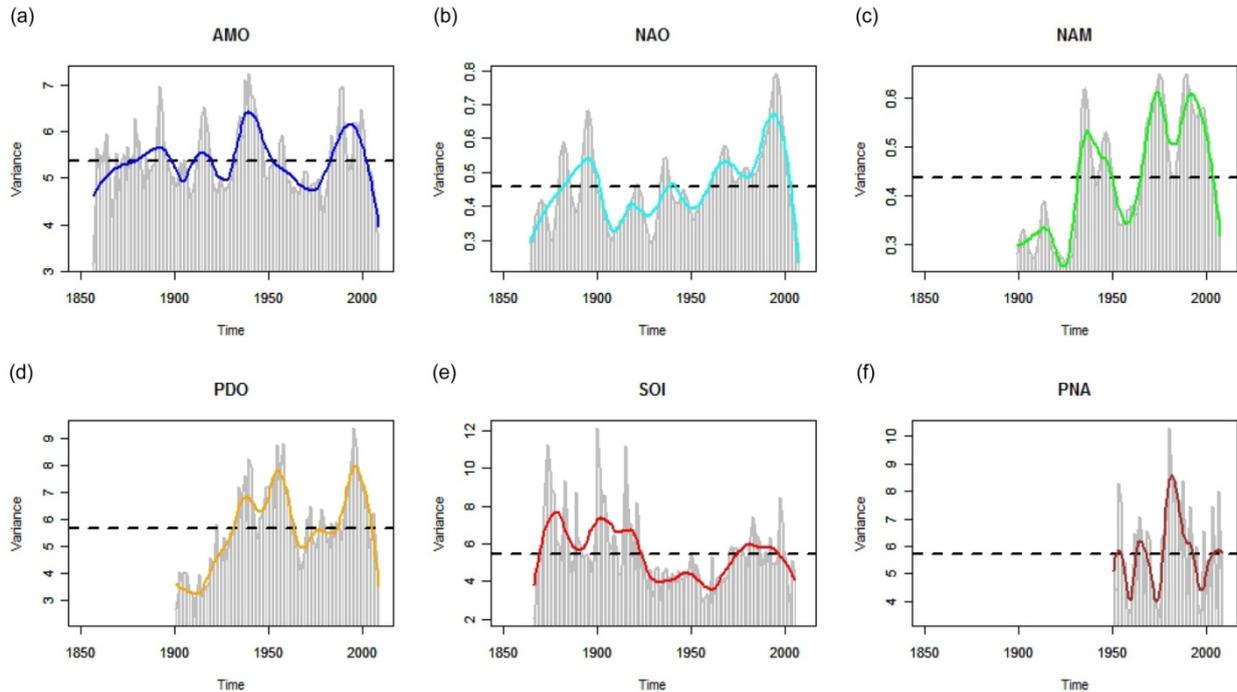


Figure III-27 : Evolution de la variance totale des principaux indices climatiques au cours du temps

Une structuration commune peut-être observée pour tous les indices climatiques, en particulier pour 3 périodes majeures :

- Une période aux alentours de 1960-1970, qui correspond globalement à une période de faible variabilité pour tous les indices climatiques, avec un minima de variance (ou une période de faible variance relative) observée vers 1960 (NAM, NAO, SOI) ou 1970 (AMO, PDO)
- Une période de 1980 à 2000 correspondant globalement à une période de forte variabilité pour tous les indices climatiques,
- Depuis 2000, tous les indices climatiques présentent une forte diminution de la variance (excepté pour la PNA, qui présente une diminution plus faible).

Ces résultats suggèrent une évolution plus ou moins « connectée » de la variance totale au cours du temps, comme indiqué et décrit par ces indices climatiques et leurs téléconnexions. De plus, les mécanismes de feedbacks entre ces phénomènes couplés océan-atmosphère peuvent-être positifs ou négatifs, et peuvent évoluer au cours du temps. Il serait donc intéressant d'évaluer l'évolution de la variance totale au cours du temps à une échelle « globale ».

Pour cela, nous proposons de construire une série temporelle simple et synthétique à l'échelle « globale » de la variance totale, en moyennant la variance totale annuelle des indices climatiques (AMO, PDO, SOI, NAM et NAO). La PNA ne peut-être ici incluse dans cette approche du fait de la période de temps recouverte par les données (à partir de 1950).

Dans tous les cas, la surimposition de cet indice climatique à la série composite ne devrait pas changer de façon majeure son comportement général (une surestimation de l'amplitude des variations devrait seulement être attendue). La série temporelle est construite sur la période recouverte par l'ensemble des indices climatiques sélectionnés, c'est-à-dire de 1900 à 2008. En complément, un filtrage de type LOESS est appliqué dans le but d'estimer l'évolution à long terme au cours du temps de cette « variance globale ».

Les résultats obtenus pour la « variance globale » (figure III.28, courbe rouge) indiquent une augmentation de la variance totale depuis les années 1930. Les périodes 1930-1960 et 1980-2000 correspondent à des périodes où la variance est plus importante (en particulier la dernière), avec des maximums de variance observés aux alentours de 1940 et surtout en 1990. La période 1960-1980 correspond à une période de plus faible variance (comme un « état moyen » qui pourrait caractériser une période de transition), centrée aux alentours de 1970. Dans le détail, 1970 apparaît comme une brève période avec une légère augmentation de la variance. Depuis 2000, la variance totale semble décroître fortement. Ces résultats sont cohérents avec les résultats précédemment observés dans les indices climatiques, indiquant que la série temporelle construite conserve et moyenne les propriétés totales, et représente donc correctement la variance à une échelle « globale ».

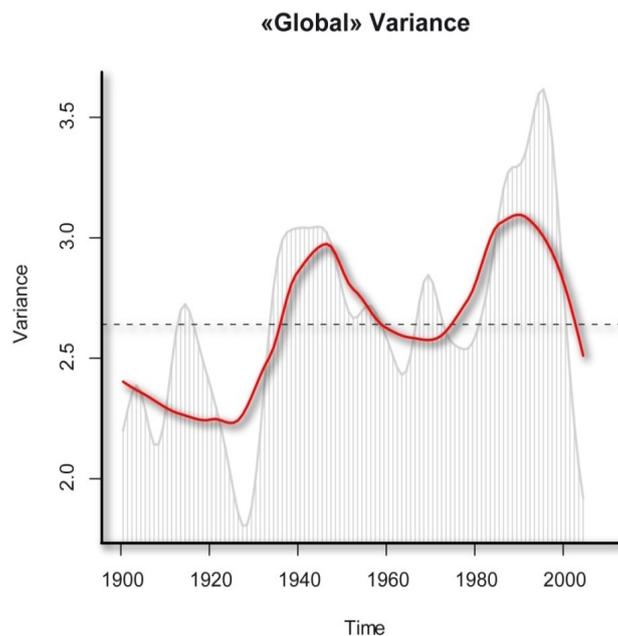


Figure III-28 : Evolution de la variance « globale » estimée (1900-2008)

En comparaison de l'évolution de la variance « globale » des principaux indices climatiques, l'évolution de la variabilité totale des débits du Mississippi s'inscrit dans un schéma identique (figure II.30, partie II.5.3). Les trois périodes distinctes précédemment observées dans les débits (à l'exception de l'Arkansas), mais aussi dans les précipitations régionalisées, sont donc fortement influencées par l'évolution de la variance « globale » estimée du système climatique, et peut se résumer de la manière suivante : la période 1930-1960 montre une forte variabilité (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ; suivi d'une période de plus faible variabilité en 1960-1980, avec un minimum atteint dans tous les cas vers 1970. A partir de 1970, la variance « globale » augmente fortement, alors que cette période marque une évolution plus complexe sur les débits du Mississippi, dont la variance

augmente plus ou moins fortement selon les bassins. Cette période marque donc une période de plus forte variabilité, avec un maximum de variance atteint dans les années 1990.

Les changements observés dans les années 1970, à la fois dans la variance totale (qui marque une augmentation importante de la variabilité totale) et dans le changement fréquentiel observé dans tous les indices climatiques, marquent définitivement une rupture majeure et globale dans le système climatique.

Les possibles causes physiques de ce type de discontinuités ne sont pas encore établies. Cependant, selon McCabe et Wollock (2002), ce changement brutal peut-être interprété comme un changement au sein du système climatique terrestre vers un nouveau régime qui devrait être constant jusqu'à ce qu'un nouveau changement apparaisse. En ce sens, Tsonis et al. (2007) ont récemment proposés un nouveau mécanisme dynamique pour tenter d'expliquer ce type de ruptures climatiques, en explorant le comportement collectif d'un réseau de quatre indices climatiques (ENSO, NAO, PDO et NPO). Les différents indices climatiques mis en jeu représentent des modes régionaux mais dominants de la variabilité climatique, qui interagissent entre eux (téléconnexions). Ces modes varient à des échelles de temps propres, mais aussi à des échelles de temps communes aux autres indices climatiques. De ce fait, le comportement collectif peut être amené à se synchroniser, ce qui semble être observé plusieurs fois au XX^e siècle. Dans certains cas, les états « synchronisés » sont suivis d'une augmentation de la force du couplage entre les indices climatiques, détruisant ainsi l'état de synchronisation et conduisant vers l'émergence d'un nouvel état du climat. Plusieurs ruptures climatiques significatives sur la période 1900-2000 ont été observées (1910, 1940 et au milieu des années 1970), associées notamment à des changements significatifs dans la tendance globale des températures et dans la variabilité de l'ENSO. En identifiant les changements des pluies tropicales, Baines et Folland (2007) attribuent ces observations à un changement climatique rapide global aux alentours de la fin des années 1960. Ivanov et Evtimov (2010) ont également montrés que la série des températures annuelles de surface de l'Hémisphère Nord durant le XX^e siècle peut correctement être décrite par une tendance linéaire, mais que celle-ci « se casse » en 1963. Les auteurs indiquent qu'après six années de transition, en 1970, la température entre dans un nouveau régime qui correspond à un réchauffement linéaire trois fois supérieur. Pour l'émergence de cette « cassure abrupte », les auteurs attribuent le rôle clef potentiel de l'éruption du Mont Agung, ainsi que de la variabilité inter-annuel et décennale des principaux indices climatiques.

Enfin, la variance totale semble fortement diminuer depuis le début des années 2000. Cette diminution peut-être reliée méthodologiquement au fait que cette période se situe aux bords des séries de données (toute comma la période à partir de 1900), dans le cône d'influence, et peut donc être influencée par une sous-estimation lors du calcul de la variance totale associée par transformée en ondelette. Les résultats liés à l'évolution de la variance totale depuis 2000, tout comme la période à partir de 1900 qui se situe dans le même cas, doivent donc faire l'objet d'une interprétation plus prudente, voire conditionnelle. Cependant, du fait qu'un maximum de variance soit atteint en 1990 et qu'une diminution soit observée depuis ce maximum (hors cône d'influence), cette tendance pourrait donc être légitimement supposée. Si la forte diminution de la variance totale depuis 2000 venait à se vérifier, ceci suggérerait que le système climatique pourrait entrer dans un nouveau régime. De plus, comme discuté dans Feldstein (2002), il semblerait que la tendance linéaire et la variance de la NAO et de la NAM sur les 30 dernières années du XX^e siècle sont largement supérieures à ce qui aurait pu être attendu si la totalité de la variabilité inter-annuelle était due aux processus atmosphériques stochastiques intra-saisonniers. Ceci impliquerait donc que

l'augmentation de ces tendances ne soient pas uniquement dues à la variabilité interne du système climatique, mais à la fois à un couplage de l'atmosphère à l'hydrosphère et/ou la cryosphère et/ou des facteurs externes au système climatique. Sur la période des 60 premières années environ du XX^e siècle, les résultats de Feldstein (2002) suggèrent que la variabilité inter-annuelle de la NAM peut-être entièrement représentée par des fluctuations internes confinée à l'atmosphère ; et à l'inverse, que depuis le début des années 1960, la NAM a subi des changements importants comme par exemple dans le couplage à l'hydrosphère et/ou cryosphère.

Dans tous les cas, quelles qu'en soient les origines, ces ruptures affectent de manière importante l'évolution des paramètres climatiques (températures, précipitations...) et plus largement la variabilité du système climatique, mais influence également très fortement (directement ou indirectement) l'évolution de la variabilité hydrologique à travers le monde. Ce nouveau genre d'approches doivent-être prise en compte dans les futures études, notamment dans le but de déterminer l'origine des ces discontinuités et ainsi de mieux appréhender les relations existantes et futures avec l'évolution des paramètres hydrologiques et environnementaux.

6. PUBLICATIONS (*PARTIE III*)



Rossi, A., Massei, N. and Laignel, B., 2010. A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Global and Planetary Change*, **Accepted avec corrections**.



Laignel, B., Massei, N., Rossi, A., Mesquita, J. and Slimani, S., **2010.** Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources* (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010). IAHS Publ. 340, 2010.

A SYNTHESIS OF THE TIME-SCALE VARIABILITY OF COMMONLY USED CLIMATE INDICES USING CONTINUOUS WAVELET TRANSFORM

A. Rossi¹, N. Massei¹, B. Laignel¹

¹UMR CNRS 6143 « Continental and Coastal Morphodynamics », Department of Geology,
University of Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France.

Corresponding Author: Aurélien Rossi (aurelien.rossi@univ-rouen.fr)

Soumis à *Global and Planetary Change*

Accepté avec corrections majeures

ABSTRACT

Climate indices are commonly used as indicators of climate variations and very often compared to those of environmental processes (geophysical, hydrological, ecological, etc.) in order to understand them in terms of regional- to global-scale fluctuations.

They are used in many research fields and published works, which usually refer to the characteristic time-scales of the climate indices used. It appears that (sometimes not so) slight differences exist in the definition of these time-scales from one work to another, and one eventually often experience difficulties in finding a unified referencing of the modes of variability and characteristic time-scales associated to climate indices. In this purpose, we propose a synthetic description and quantification of the main modes of variability of the most commonly used climate indices: the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), the North Atlantic Oscillation (NAO), the Northern Annular Mode (NAM), the Pacific Decadal Oscillation (PDO), the Southern Oscillation Index (SOI) and the Pacific-North-America teleconnection (PNA); which was performed using a single unified methodology, i.e. continuous wavelet analysis, adapted to the study of stochastic processes that exhibit time-varying statistical characteristics.

Each climate index presents its own modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales. However, some modes present common characteristics in terms of frequency (or time-scale) ranges and/or temporal occurrence, from inter-annual scale (a group of 2-4y, 3-6y and 4-8y fluctuations), to (pluri-)decadal scale (a group of 5-12y, 8-16y, 12-20y and 17-30y fluctuations) and in the long term (a group of 20-50y, 40-60y and 50-80y fluctuations). Moreover, a common structuration for all climate indices seems to appear in the form of an inter-annual scale structuration in 1930, and a global shift in the frequency structuration of all climate indices in 1970 affecting decadal and pluri-decadal scales.

Analysis of the distribution of the total variance of climate indices over time highlights different periods of high/low variability according to each index. However, a common distribution could also be observed for all climate indices, in the form of a structure in three main periods: around 1960-1970 (generally low variability), from 1980 to 2000 (high variability), and since 2000 (strong decreasing variance), suggesting a more or less "connected" evolution (i.e. shared by all indices) of the total variance over time.

Evolution of the total variance over time at a global scale was evaluated for the 1900-2005 period: the long-term trend of the global variance indicated an increase since 1930's and a strong decrease since 2000. The 1930-1960 and 1980-2000 periods correspond to the periods of maximum variance (especially the last one), with maxima observed around 1940 and in particular in 1990. The 1960-1980 period corresponds to a period of lower variance, centered around 1970. These 1970's changes, both in the total variance (which marks a notable increase of total variability) and in frequency changes observed in all climate indices, definitely constitute a major and global shift in the climate system observed in several other indicators over the world.

Keywords: climate indices, climate variability, climate fluctuations, climate shifts, continuous wavelet transform

1. INTRODUCTION

In the current context of global environmental and climate changes, knowledge and new insights are required about the modalities of variations of environmental processes (geophysics, hydrological, ecological, etc.). In particular, it is important to distinguish and characterize in the variations of these processes the changes which affect them. Typically, it is essential to determine if these changes are abrupt or progressive, if they join a general trend which we can connect with phenomena of larger scale in time and space, or if they are only an expression of local effects. In hydrology, some studies have showed that certain changes in runoff could be associated to large-scale regional (up to continental) trends (Anctil and Coulibaly, 2004; Lins and Slack, 1999; McCabe and Wolock, 2002; Milly et al., 2005). Some others attempted to connect hydrological variations (river flow, precipitation) to climate fluctuations (Collins, 2009; Coulibaly, 2006; Coulibaly and Burn, 2004; Kahya and Dracup, 1993; Küçük et al., 2009; Labat, 2006; Massei et al., 2009, 2010; Tootle et al., 2005) in order to understand shifts, fluctuations and observed trends. For example, Massei et al. (2010) showed that it was possible to associate fluctuations observed in the Seine River (France) streamflow with some components of the North-Atlantic Oscillation (NAO), with important changes of the variance in time and a trend evolution according to low-frequency variation of NAO at secular scale.

Variations of climate are generally studied according to fluctuations in average states of the atmosphere which are measured by various manners. One of the most used is to describe fluctuations by the way of indicators which represent climate variations by distances around a mean value over a given period, i.e. climate indices.

Climate indices represent variations, often punctual (i.e. station-based), sometimes integrated (regionalized) or averaged in space, of scalar fields (e.g. pressure, temperature, precipitation, etc.), supposed to represent, for a given zone, the variations of the average state of the atmosphere associated or not with an oceanic coupling.

The climate system energy is obviously preserved at global scale, so there is a certain continuity between these various indices and they are more or less connected between them, i.e. teleconnections.

These teleconnections involve some modes of variability which are potentially following similar temporal scales between the various climate indices.

These characteristic temporal scales are totally or partially included in the variations of the parameters which affect natural systems: hydrosystems and global water, ecosystems, etc. (Forchhammer and Post, 2004; Stenseth et al., 2003). The Pacific Decadal Oscillation (PDO) constitutes a perfect example: Fisheries scientist Steven Hare coined the term "Pacific Decadal Oscillation" while researching connections between Alaska salmon production cycles and Pacific climate (Hare, 1996).

One of the major problems is that it is not always easy to find in the literature a synthesis collecting the various temporal scales characteristic of these fluctuations of climate. The search of these informations is complex, and moreover, these references are generally used in very different thematic fields (e.g. ecology, oceanography, physics-statistics, hydrology, climatology). Besides, the definition of the intervals of time corresponding to these modes of variability can be appreciated of different manners according to the methods or the methodological approaches employed (various visualizations).

In this work, we propose a synthesis of the main modes of variability allowing to characterize the variance distribution of the 6 climate indices among the most used: the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), the North Atlantic Oscillation (NAO), the Northern Annular Mode (NAM), the Pacific Decadal Oscillation (PDO), the Southern Oscillation Index (SOI) and the Pacific-North-America teleconnection (PNA). This includes assessing the contribution of the identified modes to total variance, and on the other hand, to define periods

during which these modes of variability are preferentially expressed. This last point does obviously reference to the transient character of the fluctuations of climate. For that purpose, we use wavelet analyses which are recognized for several years to be one of the most powerful tool in the study of the processes which present strong temporal variability (Torrence and Compo, 1998), including discontinuities, threshold phenomena or shifts.

In other words, we attempt to answer to the following questions: i) Are some modes of variability common at a global scale? ii) Do these common modes correspond to the modes which express the main part of the variance of the climatic signals?

1. MAIN INDICES USED TO DESCRIBE CLIMATE VARIABILITY

In this section, the main climate indices commonly used to describe climate variability are briefly presented (i.e. definition, calculation, main results and references). Data, sources and web links are given in table 1.

2.1 Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)

The AMO (Kerr, 2000) is defined as the leading mode of low-frequency North Atlantic (0°-70°) sea surface temperature variability. The AMO (fig. 1a) exhibited a 65-80y cycle (0.4°C range), with warm phases during 1860-1880 and 1930-1960 and cool phases during 1905-1925 and 1970-1990; and appears to have returned to a warm phase beginning in the mid 1990's (Enfield et al., 2001; Gray et al., 2004). AMO has been linked with the occurrence of Sahel drought (Folland et al., 1986; Rowell et al., 1995), variability in Northeast Brazilian rainfall (Folland et al., 2001), North American climate (Sutton and Hodson, 2005) and river flows (Enfield et al., 2001), and the frequency of Atlantic hurricanes (Goldenberg et al., 2001).

2.2 North Atlantic Oscillation (NAO)

The NAO is one of the most prominent and recurrent patterns of atmospheric circulation variability, affecting the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere, especially during the cold season months (November-April). The NAO refers to a redistribution of atmospheric mass between the Arctic and the subtropical Atlantic (Hurrell et al., 2003). The NAO is defined as the difference between normalized sea level pressure at two stations representing the centers of actions that occur over Iceland and the Azores (Bridgman et al., 2006). The NAO index is calculated between Stykkisholmur (Iceland) and various other stations to represent the more southerly center of action: Ponta Delgada (Rogers, 1997), Lisbon (Hurrell, 1995), Gibraltar (Jones et al., 1997). The main NAO index (fig. 1b) is calculated using winter season (December-March) between Lisbon, Portugal and Stykkisholmur/Reykjavik, Iceland since 1864 (Hurrell, 1995).

The NAO have two modes having a mark influence on the nature of winter climates in both Western Europe and Eastern North America. Indeed, swings from one phase to another produce large changes in the mean wind speed and direction over the Atlantic, the heat and moisture transport between the Atlantic and the neighbouring continents, and the intensity and number of storms, their paths, and their weather (Bridgman et al., 2006; Hurrell et al., 2003). The NAO⁺ corresponds to stronger than usual subtropical high pressure and a deeper than normal Icelandic low. The increased pressure difference between the 2 centers of actions results in frequent strong winter storms tacking in a more northerly path across the North Atlantic Ocean. In Western Europe, a positive NAO results in warm and wet winters (the storm tracks are carried to the north and air from the subtropical highs will prevails). The eastern parts of US will probably experience mild and possibly wet winters. The NAO⁻

corresponds to weaker subtropical high and Icelandic low. The decreased pressure difference sees fewer and weaker storms passing in a more southerly track across the North Atlantic. Eastern North America will experience more cold air invasions and so will Western Europe, especially the Mediterranean (Bridgman et al., 2006). The NAO index exhibits a trend from large amplitude anomalies of negative phase in the 1960's to large amplitude anomalies of positive phase since the early 1980s (Bridgman et al., 2006; Hurrell et al., 2003).

2.3 Northern Annular Mode (NAM)

The NAM (or Arctic Oscillation) is defined as the first empirical orthogonal function of Northern Hemisphere (20°-90°N) winter sea level pressure data. It explains 23% of the extended winter mean (December-March) variance, and it is clearly dominated by the NAO structure in the Atlantic sector. Although there are some subtle differences from the regional pattern over the Atlantic and Arctic, the main difference is larger amplitude anomalies over the North Pacific of the same sign as those over the Atlantic. This feature gives the NAM a more annular (or zonally-symmetric) structure. The trend in the NAM (fig. 1c) is largest during Northern Hemisphere winter, is most pronounced from the middle 1960's to the late 1990's, and has relaxed somewhat in the past decade. The NAM is characterized by large interannual variations, and there is a decadal component which intensifies from 1950 onward (Paeth et al., 2008; Thompson and Wallace, 1998; Thompson and Wallace, 2000; Thompson et al., 2000; Wallace and Thompson, 2002).

2.4 Pacific Decadal Oscillation (PDO)

The PDO (Hare and Mantua, 2001; Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997) is a oceanic-atmospheric phenomena associated with persistent climate patterns in the Northern Pacific Ocean (poleward of 20° north) that oscillates with a characteristic period of 50-60 years (a particular phase of the PDO will typically persist for a period about 20-30 years) (Mantua and Hare, 2002; Mantua et al., 1997). The PDO (fig. 1d) has been described as a long-lived El Niño Southern Oscillation (ENSO)-like pattern of Pacific climate variability (Zhang et al., 1997), with interdecadal variability marked by widespread impacts on natural systems in Pacific Basin and North American climate (e.g. water resources in the Americas, marine fisheries in the North Pacific...) (Mantua and Hare, 2002). Sign changes of the PDO beginning in 1925, 1945, and 1977 have been labeled regimes shifts. The PDO regimes exhibit cool phases from 1890-1924 and 1947-1976, while PDO regimes exhibit warm phases dominated from 1925-1946 and 1977-mid 1990's (Mantua and Hare, 2002; Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997).

2.5 Southern Oscillation Index (SOI)

The El-Niño Southern Oscillation (ENSO) refers to the interaction of the periodic large scale warming or cooling of the central eastern equatorial Pacific Ocean with the Southern Oscillation, a large-scale atmospheric pressure pattern across the tropical Pacific. The warm phase of ENSO is referred to as El Niño and the cool phase is referred to as la Niña, with a periodicity of 2-7 years (Trenberth, 1997; among others). El Niño has been quantified in terms of simple indices as corresponding to times when sea surface temperature anomalies in the Niño-3 region (5°N-5°S, 150°-90°W) exceed 0.5°C or when sea surface temperature anomalies in the Niño-3.4 region (5°N-5°S, 170°- 120°W) exceed 0.4°C (Trenberth, 1997; Trenberth and Stepaniak, 2001). Another way to observe variations in the ENSO phenomenon is to use an atmospheric index such as the Southern Oscillation Index (SOI). The SOI is defined as one measure of the large-scale fluctuations in air pressure occurring between the western and eastern tropical Pacific during El Niño and La Niña episodes.

Traditionally, this index has been calculated based on the differences in air pressure anomaly between Tahiti and Darwin, Australia (fig. 1e). The negative phase of the SOI represents below-normal air pressure at Tahiti and above-normal air pressure at Darwin. Prolonged periods of negative SOI values coincide with abnormally warm ocean waters across the Eastern tropical Pacific typical of El Niño episodes. Prolonged periods of positive SOI values coincide with abnormally cold ocean waters across the Eastern tropical Pacific typical of La Niña episodes (Velasco and Mendoza, 2008). The 1980's and 1990's featured a very active ENSO cycle, with five El Niño episodes (1982/83, 1986/87, 1991-1993, 1994/95, and 1997/98) and three La Niña episodes (1984/85, 1988/89, 1995/96) occurring during the period. This period also featured two of the strongest El Niño episodes of the century (1982/83 and 1997/98), as well as two consecutive periods of El Niño conditions during 1991-1995 without an intervening cold episode. Historically, there is considerable variability in the ENSO cycle from one decade to the next (e.g. there are decades in which the cycle was relatively inactive, and decades in which it was quite pronounced).

2.6 Pacific-North-America teleconnection (PNA)

The Pacific/North American teleconnection pattern (PNA) is one of the most prominent modes of low-frequency variability in the Northern Hemisphere extratropics, related to the long waves in the mid-troposphere of these regions. The positive phase of the PNA pattern features above-average heights in the vicinity of Hawaii and over the intermountain region of North America, and below-average heights located south of the Aleutian Islands and over the Southeastern United States. The PNA pattern is associated with strong fluctuations in the strength and location of the East Asian jet stream. The positive phase is associated with an enhanced East Asian jet stream and with an eastward shift in the jet exit region toward the Western United States. The negative phase is associated with a westward retraction of that jet stream toward Eastern Asia, blocking activity over the high latitudes of the North Pacific, and a strong split-flow configuration over the central North Pacific.

Generally, the PNA is considered as a local phenomena and it has some local influences on the temperature and precipitation anomalies over the North Pacific and North America, especially during the Northern Hemisphere cold season (Leathers et al., 1991; Trenberth et al., 1998). The positive phase of the PNA pattern is associated with above-average temperatures over Western Canada and the extreme Western United States, and below-average temperatures across the South-Central and Southeastern U.S. The PNA tends to have little impact on surface temperature variability over North America during summer. The associated precipitation anomalies include above-average totals in the Gulf of Alaska extending into the Pacific Northwestern United States, and below-average totals over the upper Midwestern United States. Although the PNA pattern is a natural internal mode of climate variability, it is also strongly influenced by the ENSO phenomenon. The positive phase of the PNA pattern tends to be associated with Pacific warm episodes (El Niño), and the negative phase tends to be associated with Pacific cold episodes (La Niña). Various indices exist to evaluate the strength of the PNA teleconnection patterns, especially using standardized 500 or 700 hPa geopotential height values measured at four locations in the Northern Hemisphere (pressures near the Aleutian Islands, the Southeastern US, Hawaii and central Canada) [fig. 1f] (Wallace and Gutzler, 1981). A negative phase of the pattern dominated the periods from 1964 to 1967 and 1989 to 1990 while a positive pattern dominated from 1976 to 1988 and again from 1991 (Hurrell et al., 2003; Leathers et al., 1991; Trenberth et al., 1998; Viles and Goudie, 2003; Wallace and Gutzler, 1981).

2. THE WAVELET TRANSFORM FOR THE VISUALIZATION OF CHANGING STATISTICAL PROPERTIES OF CLIMATE SIGNALS

Contrary to the usually used spectral methods (e.g. Fourier transform), the wavelet transform allows a time-localization of the variability of a given signal. Furthermore, this method allows to by-pass a second limitation of the Fourier transform, which implies to detect cycles. However, climate fluctuations are not still expressed in cycles or periodicities, in any case not necessarily according to the considered time-scale. It is rather necessary to use “peaks of energy” or “energy bands” covering some time-scale ranges to describe properly these fluctuations. Wavelet transform thus allows describing suitably fluctuations which can be periodic or not.

Wavelet transform is used to decompose a signal on the basis of scaled and translated versions (daughter wavelets) of a reference wave function (mother wavelet). Each wavelet has a finite length (scale) and is always highly localized in time. The mother wavelet comprises two parameters for time-frequency (or time-scale) exploration, i.e. a scale parameter a and a time-localization parameter b so that (eq. 1):

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

The scaling and translation of daughter wavelets allows detection of the different frequencies composing the signal. So, the different frequency components can be detected and studied over time, allowing a good description of non-stationary processes (Schneider and Farge, 2006; Torrence and Compo, 1998). For more detailed wavelet theory, the reader is referred to these references.

The continuous wavelet transform of a signal $s(t)$ producing the wavelet spectrum, is defined as (eq. 2):

$$S(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt \quad (2)$$

The so-called local wavelet spectrum allows description and visualization of power distribution (z-axis) according to frequency (y-axis) and time (x-axis).

Several types of wavelet are available for the continuous wavelet transform. For instance, the Morlet wavelet offers a good frequency resolution and is most of the time used with a wavenumber of 6 (for which wavelet scale and Fourier period are approximately equals). On the contrary, the Paul wavelet in its basic time resolution is better than the Morlet (which oscillates more rapidly) (De Moortel et al., 2004). On the other hand, the frequency resolution of the Paul wavelet is then conversely lower, which eventually resulted in the choice of a higher wavenumber to ensure a good frequency resolution ($m=18$). As a matter of fact, although the difference between a Morlet6- and a Paul18-based wavelet transform is not highly significant, the use of the Paul yet allows a better visualization of strongly time-localized features. For these reasons, the Morlet wavelet was chosen and presented here with a higher wavenumber ($m=8$) to ensure a better temporal resolution, and was applied for all climate indices data. In order to checking the consistency of strongly detected features in time-localization, results are compared to a Paul18-based wavelet transform (not shown) for approval.

All series were zero-padded to twice the data length, to prevent spectral leakage consequently to wavelet transform. However, zero-padding produces edge effects that cause some spectral components (especially in the lowest frequencies and near the edges of the series) to be underestimated. This area is known as the cone of influence.

In order to quantify climate indices time-scale range variability, the contribution of identified energy bands is calculated by averaging over the corresponding time scales (Torrence and Compo, 1998). This consists in extracting the power associated to a given energy band, in order to analyze power variation through time or, in our case, to calculate the

contribution of variance for selected energy bands to the total variance of the signal. However, because of the non-stationarity of these signals, some frequency bands could sometimes overlap: in that case, if these energy bands are effectively considered as being different, the calculation of the contribution (by frequency bands) conduces to an overestimation of the total variance (sum of the contributions), because these frequencies will be included several times.

One of the problems of the time-frequency diagram representation is the definition of the limits, both in frequencies and in time, which we can attribute to the observed fluctuations. For harmonization and synthesis concerns, we suggest to select the limits of observed fluctuations by selecting those indicated by statistical tests, i.e. Monte-Carlo simulations against a white noise ($AR(1) = 0$) at 90% confidence level. If these statistical tests do not show significant fluctuations, identification of the modes of variability will be made by the associated power level. In this case, these identified modes will however be noticed, with caution.

3. MAIN MODES OF VARIABILITY OF CLIMATE INDICES

For each indices, a detailed description of these modes is proposed according to the various time-scales, contribution of these modes to total variance, statistical significance; as well as a characterization of the non-stationarities of these modes (if exist). Long-term evolution of climate indices is determined by a local polynomial smoothing, i.e. LOESS (fig. 1). The wavelet local spectra of the selected climate indices are presented in fig. 2. Time-scales observed in the main climate indices are synthesized in table 2.

4.1 DESCRIPTION OF VARIABILITY OF CLIMATE INDICES

4.1.1 AMO

Long-term evolution of AMO estimated by LOESS (fig. 1a) indicates a cyclic-trend component, presenting the same characteristics (periodicity, positive/negative periods) as described in literature and presented in section 2.1.

AMO presents several modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales (fig. 2a, table 2):

- 2-4y: low power fluctuations (<5% of the total variance) essentially expressed after 1910.
- 4-7y: low power fluctuations (<5%) expressed in 1820-1840 and especially in 1920-1940. This energy band seems to be connected to lower-frequencies variations, with a notable change towards a 7-11y fluctuation in 1940.
- 7-11y, 8-12y: fluctuations expressed during the major part of the chronicle (only the 1920-1940 period is not characterized by these time-scales), explaining between 5% and 10% of the total variance. These frequencies bands are characterized by relative powerful fluctuations before 1900 (8-12y) and after 1970 (7-11y). Besides, a shift towards 7-11y fluctuations is observed after 1900, in relation to appearance of a low-frequency fluctuation (12-18y).
- 12-18y: low power fluctuations (<5%) expressed in 1900-1925. This time-scale seems to be connected to lower frequencies with a change towards a 20-40y fluctuation around 1930.
- 17-25y and 20-40y: low-frequencies fluctuations expressed after 1900, showing at first sight a progressive change in higher-frequency. In detail, a powerful 20-40y fluctuation (between 10% and 20%) shift towards a weaker 17-25y fluctuation (<5%) around 1970.

- 50-80y: very powerful multi-decadal fluctuation (>40%) expressed over the considered period.

AMO is dominated by low-frequencies fluctuations (80%), covering 17-25y, 20-40y and 50-80y time-scales. The main mode of variability is estimated here at 50-80y (62%), corresponds to the cyclic-trend previously identified by LOESS (fig. 1a) and reflects the internal functioning of this oscillation of sea surface temperature anomalies centered on the North Atlantic ocean, with a 65-80y cycle over the instrumentation period (Enfield et al., 2001; Gray et al., 2004; Knight et al., 2005). A notice change in frequencies structuration at multi-decadal scale is detected in 1970, with a shift from 20-40y to 17-25y fluctuations. Fluctuations at inter-annual (2-4y, 4-7y) and at decadal (7-11y, 8-12y, 12-18y) scales have a less contribution than multi-decadal scale, estimated at 20% of the total variability. A second notice change in frequencies structuration at decadal scale is also detected in 1930, with a shift of a 12-18y fluctuation into a lower frequency fluctuation at 20-40y; and the apparition of 4-7y fluctuation connected to a 7-11y energy band after 1940.

All detected time-scale variability of AMO by wavelet analysis are statistically significant at 90% confidence level. Moreover, some of these time-scales corresponds to interdecadal scale fluctuations that compose the observed AMO, with energetic peaks estimated by other methods approximately at 40 years; while paleo-reconstruction spectral analysis shows significant energy spread over a wide band from 40y-128y (Gray et al., 2004).

Fluctuations at inter-annual scale are not mentioned in the current literature, because of the sensitivity of statistical testing used (e.g. 95% level confidence) or the records length used (paleo-reconstruction of AMO) which are more influenced by low-frequencies variations (thus, the repartition of energy in higher frequencies has been reduced, which affect the statistical significance of these time-scale). In this way, Gray et al. (2004) argue that “the absence of significant power in the 7-25y bands of the observed and reconstructed time series distinguishes the AMO from the primary modes associated with the NAO and AO (NAM), two related forms of sea surface pressure variability that drive wintertime climate in the Northern Hemisphere [Hurrell, 1995; Thompson and Wallace, 1998]”; however, significant fluctuations (at 90% confidence level), but with lower contributions, have been detected in the 7-25y bands (4-7y, 7-11y, 12-18y and 17-25y), which reflects the problematic of the sensitivity of the different spectral methods and the non-stationarity of these climate processes.

Analysis of the total variance of AMO (fig. 3a) reveals four maxima of variance, observed approximately in 1890, 1915, 1940 and 1990. However, total variance is more pronounced since 1930's (higher distance between periods of high/low peaks of variance). The 1930-1950 and 1980-2000 periods corresponds to the periods of maximum variance (especially the first one). The 1960-1980 period correspond to a period of lower variance, with a minimum observed in 1970. Since 1990, the total variance seems to be in a highly reducing way. The 1930's structuration changes in the total variance of AMO could be related to changes observed in spectral composition and discussed above, especially at a decadal time-scale (shift of a 12-18y fluctuation into a lower frequency fluctuation at 20-40y; apparition of 4-7y fluctuation connected to a 7-11y energy band after 1940).

4.1.2 NAO

Long-term evolution of winter NAO estimated by LOESS (fig. 1b) indicates a pronounced trend to experienced more NAO⁺ since the late 1970's/early-1980's, as described in literature and presented in section 2.2.

Winter NAO presents several modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales (fig. 2b, table 2):

- 2-3y: low power fluctuations (5%-10%) expressed before 1930 and after 1990.

- 3-4y: low power fluctuations (5%-10%) expressed in 1890 and over the 1930-1950 period.
- 4-6y: low power fluctuations (5%-10%) expressed mainly after 1930.
- 6-10y: powerful fluctuations (10-20%) expressed in 1900-1930 and especially after 1960 (very relative strong variability).
- 15-20y, 18-25y: low power 18-25y fluctuation (5%-10%) expressed over the 1900-1960 period. From 1970, appearance of a low power 15-20y fluctuation (<5%).
- 30-50y: powerful fluctuations (10-20%) expressed after 1930.
- 60-80y: powerful long-term fluctuations (10-20%) expressed over the considered period.

Winter NAO is slightly dominated by low frequencies fluctuations (38.5%), from multi-decadal (60-80y) to decadal (15-20y, 18-25y) and pluri-decadal (30-50y) scales. The main mode of variability corresponds to the long term component of the NAO, estimated here at 60-80y ($\approx 17\%$). These modes of variability appear essentially after 1900. We note a non-stationarity of the decadal scale modes, with a shift of 18-25y fluctuations to 15-20y in 1960-1970. This transition period also corresponds to the appearance of a very relative strong power 6-10y fluctuation. The inter-annual scale fluctuations (2-3y, 3-4y, 4-6y, 6-10y) represent approximately 25.6% of the total variability. These fluctuations get organized differently in time. In particular, we note a structuration of the 4-6y fluctuations after 1930; absence of 2-3y fluctuations during the 1930-1990 period; and presence of 3-4y fluctuations in 1930-1950, the only one during the last century.

The detected time-scales variability of NAO by wavelet analysis are not statistically significant at 90% confidence level. Indeed, as defined in previous works and described above, spectral analysis (included wavelet analysis) have shown that is no preferred time scale of NAO variability. Previous works have defined the spectrum of the winter-mean NAO index as slightly "red", with power increasing with period (Fernández et al., 2003; Hurrell et al., 2003) and could explain the non-significance of the detected modes. Nearly identical results are obtained for the NAM and the PC-based NAO indices as well (Hurrell et al., 2003). However, the NAO is characterized by time-scales identified here: at quasi-biennial periods (2-4y), a lower power at 3-6y, and slightly enhanced power in the 8-10y band especially over the latter half of the 20th century. Multi-decadal components are also detected at 20-24y and 44y (Anctil and Coulibaly, 2004; Cook et al., 1998; Fernández et al., 2003; Hurrell et al., 2003; Hurrell and Van Loon, 1997; Massei et al., 2007).

Analysis of the total variance of winter NAO (fig. 3b) reveals three main different periods: the 1864-1900 and 1960-2000 periods corresponds to the periods of maximum variance (with maxima observed in 1882, 1895, 1936, late-1960's and 1995); the 1900-1960 period correspond to a period of lower variance (with minima observed in 1876, 1895, 1930, 1950). Another minimum is observed in 1980 into a period of higher variance. Since 2002, the total variance seems to be in a highly reducing way. These main results are in accordance with the augmentation of the amplitude anomalies since 1960's and more generally with a trend of increasing power of the NAO since the second half of the last century (fig. 1b) (Feldstein, 2002; Hurrell et al., 2003; Hurrell, 1995). These 1960's structuration changes in the total variance of NAO could be related to changes observed in spectral composition and discussed above, especially at inter-annual and decadal time-scales (powerful 6-10y fluctuations and changes in the 18-25y/15-20y energy bands after 1960).

4.1.3 NAM

Long-term evolution of NAM estimated by LOESS (fig. 1c) indicates a pronounced trend towards more positive values since the late 1980's, as described in the literature and presented in section 2.3.

NAM presents several modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales (fig. 2c, table 2):

- 2-3y: low power fluctuations (<5%) over the considered period, however more expressed in 1930-1940 and after 1970.
- 3-6y, 4-6y: low power fluctuations (5%-10%) expressed after 1930. The 1930-1960 period is marked by relative stronger 4-6y fluctuations.
- 7-10y: low power fluctuations (5%-10%) expressed in 1900-1920 and especially after 1960's, with stronger relative power.
- 13-20y: low power fluctuations (<5%) expressed after the 1960's, at the same time of the 7-10y fluctuation.
- 30-50y: low power fluctuations (5%-10%) in 1950-1960.
- 70-90y: low power fluctuations (<5%) expressed over the considered period.

NAM shows a frequency structuration equivalent in term of explained variance between the various observed time-scales (<10% for all modes) over the considered period. The inter-annual scale fluctuations are well structured over the considered period (with an ascendancy of the mode in 4-6y, in particular in 1930-1960), while the lower-frequencies components (7-10y, 13-20y, 30-50y) are expressed after the 1960's. This period marks a major change in the frequency structuration of this climate index, with a relative predominance of decadal to multi-decadal time-scales.

The detected time-scales variability of NAM by wavelet analysis are not statistically significant at 90% confidence level. Indeed, as defined in previous works and described above, spectral analysis (included wavelet analysis) have shown that is no preferred time scale of NAM variability. The NAM spectra is nearly identical than the NAO's spectra with a signal containing noise (slightly "red" noise) (Fernández et al., 2003; Hurrell et al., 2003), that could explain the non-significativity of the detected modes. However, the NAM is characterized by the same time-scales composing the NAO, for example identified here at quasi-biennial periods (2-3y), 7-10 y and 13-20y (Jevrejeva et al., 2003, 2005).

Analysis of the total variance of NAM (fig. 3c) reveals two periods of maximum variance, in 1930-1950 and globally in mid-1960's -2002 periods (with maxima observed in 1935, 1946, 1975, and 1990). The 1900-1930 and 1950- mid-1960 periods correspond to periods of lower variance (with minima observed in 1926, 1940, around 1960). In details, another period of lower variance is observed in 1980-1986 (minima in 1982), into a period of higher variance. Since 2002, the total variance seems to be in a highly reducing way. These main results are in accordance with a noticeable trend of the NAM index, and in addition, a trend of increasing variance of the NAM during the last 30 years (fig. 1c) (Feldstein, 2002; Thompson et al., 2000). These mid-1960's structuration changes in the total variance of NAM could be related to changes observed in spectral composition and discussed above, especially at decadal time-scales (lower-frequencies components at 7-10y, 13-20y and 30-50y expressed after the 1960's).

4.1.3 PDO

Long-term evolution of PDO estimated by LOESS (fig. 1d) indicates a cyclic-trend component, presenting the same characteristics (periodicity, positive / negative periods) as described in literature and presented in section 2.4.

PDO presents several modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales (fig. 2d, table 2):

- 2-3y, 3-4y: low power fluctuations (<5%), essentially expressed after 1950.

- 4-6y, 4-7y: low power fluctuations at inter-annual scale expressed over the 1930-1960 period (4-7y) and after 1985 (4-6y), explaining between 5% and 10% of the total variance.
- 7-11y: strong relative powerful fluctuation after 1975. We note however that this frequency band (explaining between 5% and 10% of the total variance) appears after 1960. This time-scale seems to be connected to the 4-6y, 4-7y energy band.
- 14-20y: low power fluctuation expressed in 1920-1950, which seems to be connected to a lower-frequency 18-30y fluctuation.
- 18-30y: powerful fluctuations (10-20%) expressed from 1940 to 1980.
- 40-60y: very powerful (>40%) multi-decadal scale fluctuation expressed over the considered period.

PDO have a frequency structuration and main modes of variability repartition close to those observed for the AMO. Variability is dominated by low-frequencies fluctuations ($\approx 62\%$), from multi-decadal (40-60y) to decadal (14-20y) and pluri-decadal (18-30y) scales. The main mode of variability estimated here at 40-60y ($\approx 42\%$), corresponds to the cyclic-trend previously identified by LOESS (fig. 1d) and reflects the internal functioning of this oscillation of the anomalies of the North Pacific Ocean's sea surface temperature, with a 50-60 years cycle (Mantua and Hare, 2002; Mantua et al., 1997). The 18-30y fluctuation is only expressed over the 1940-1980 period. Inter-annual scale fluctuations (2-3y, 3-4y, 4-6y, 4-7y, 7-11y), which represent 21.7% of the total variability, are expressed essentially after 1930 (even after 1950 for the higher-frequencies). We note the characteristic appearance of a 7-11y fluctuation after 1975, at the same time as a 4-6y fluctuation. As observed for the AMO, a notice change in frequencies structuration at decadal scale is detected in 1930, with a shift of a 12-18y fluctuation into a lower frequency fluctuation at 20-40y; and the apparition of 4-7y fluctuation connected to a 7-11y energy band after 1940.

All detected time-scale variability of PDO by wavelet analysis are statistically significant at 90% confidence level. Moreover, these time-scales corresponds to well-known two interdecadal scale oscillations that compose the PDO, estimated approximately at 20y (15-25y) and 50-70y periods (Chao et al., 2000; Hare and Mantua, 2001; Mantua and Hare, 2002; Minobe, 1999; Tourre et al., 2001). Fluctuations at inter-annual scale are also detected, even on the very long-term analysis (paleoclimatology) identified approximately at 3y, 4y and 8y (Velasco and Mendoza, 2008).

Analysis of the total variance of PDO (fig. 3d) reveals a repartition of its total variance in time close to the AMO. Maxima of variability are observed approximately in 1940, 1955 and 1995. However, total variance is more pronounced since 1930's (higher distance between periods of high/low peaks of variance). The 1930-1960 and 1990-2000 periods corresponds to the periods of maximum variance. The 1960-1990 period correspond to the lower period of variability, with a minimum of variance observed in the late 1960's. Since 2000, the total variance seems to be in a reducing way. The 1930's structuration changes in the total variance of PDO could be related to changes observed in spectral composition and discussed above, especially at a decadal time-scale (shift of a 14-20y fluctuation into a lower frequency fluctuation at 18-30y; apparition of 4-7y fluctuation connected to a 7-11y energy band after 1960).

4.1.5 SOI

Long-term evolution of SOI estimated by LOESS (fig. 1e) indicates a trend to express more negative values of SOI (more El Niño episodes) since the late 1970's (1976/1977), as described in literature and presented in section 2.5. In details, this last 30 years trend tends to be less pronounced since 1990's. This results could be connected to the last phase of PDO, especially the last warm phase occurred in 1976/1977 - mid-1990's. Indeed, PDO has

been shown to modulate the climate impact of the ENSO phenomenon on decadal scale (the ENSO climate signal is strengthened during in-phase relationships, i.e. cold ENSO/cold PDO or warm ENSO/warm PDO, and weakened during out-of-phase relationships, i.e. cold ENSO/warm PDO or warm ENSO/cold PDO).

SOI presents several modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales (fig. 2e, table 2):

- 2-3y, 2-4y: very powerful (20%-40%) fluctuations showing a non-stationarity in time: the 2-3y fluctuations are expressed after 1950, the 2-4y fluctuations identified before 1910 (very strong relative power) and after 1970.
- 3-6y: very powerful fluctuations (20%-40%) expressed over the considered period. We note however an increase of the relative power of this mode of variability after 1970.
- 5-7y, 5-8y, 5-10y: very powerful fluctuations (20%-40%) expressed before 1960/1970. These modes of variability disappear for the benefit of more low-frequency 8-16y fluctuations. We note a period of very strong relative power in 1900-1930 (5-10y).
- 8-16y: powerful fluctuations (10%-20%) after 1960/1970.
- 40-50y: low power fluctuation (5%-10%) expressed after 1950.

SOI is dominated by inter-annual to decadal scales fluctuations (2-3y, 3-4y, 3-6y, 5-7y, 5-8y, 5-10y) which represent 78.5% of the total variance (we note that this result is to underestimate because of the overlapping of some modes of variability, conduce to an overestimation of the contribution to the total variance). The high-frequencies modes (2-3y, 2-4y) show a period of lower relative variance, from 1910 to 1970. The decadal to multi-decadal scales modes (8-16y, 40-50y) represent only 26.3% of the total variability. However, the appearance of these modes decreases the relative variability of the inter-annual scale modes, in particular with the appearance of the 8-16y fluctuation after 1960/1970 which marks a major shift in the signal.

All detected time-scale variability of SOI by wavelet analysis are statistically significant at 90% confidence level. Moreover, some of these time-scales corresponds to inter-annual scale fluctuations that compose and characterize SOI, especially the well-known 2-8y energy bands (Torrence and Compo, 1998; among others).

Analysis of the total variance of SOI (fig. 3e) reveals three main different periods : the 1866-early-1920's and 1970-2000 periods corresponds to the periods of maximum variance (with maxima observed in 1874, 1900, 1916 and 1998); the 1920-1970 period correspond to a period of lower variance (with minima observed in 1956, 1960 and 2004). These main results are in accordance with others works of the considered literature, which attribute many warm and cold events of large amplitude during 1875-1920 and 1960-1990, while there were few events during 1920-1960 (Torrence and Compo, 1998; Torrence and Webster, 1999; among others). Since 2000, the total variance seems to be in a highly reducing way. The 1970's structuration changes in the total variance of SOI could be related to changes observed in spectral composition and discussed above, especially at inter-annual and decadal time-scales (powerful 2-4y fluctuations and appearance of an 8-16y fluctuation after 1970).

4.1.6 PNA

Long-term evolution of PNA estimated by LOESS (fig. 1f) indicates a pronounced trend to experience more positive values of PNA index since the early-1990's, as described in literature and presented in section 2.6.

PNA presents several modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales (fig. 2f, table 2):

- 2-3y, 3-4y: low power 2-3y fluctuations (5%-10%) expressed over the considered period. We note a relative powerful 3-4y fluctuation over the 1975-1985 period.
- 4-6y, 5-7y: very powerful fluctuations (20%-40%). A very relative powerful 5-7y fluctuation is expressed over the 1950-1960 period, and disappears for the benefit of a 4-6y fluctuation. We note this 4-6y fluctuation appears very powerful centered in 1990.
- 7-11y: powerful fluctuations (10%-20%) before 1975.
- 18-25y: powerful fluctuations (10%-20%) over the considered period.

PNA is dominated by inter-annual fluctuations (4-6y, 5-7y), representing 21.2 % of the total variance. Because of the length of the time series, long term components are not (or little) expressed (maximum mode of variability observed for 18-25y). We note however a change in the frequency structuration of this climate index around 1975, with a disappearance of the 7-11y fluctuation and the appearance of 3-4y then very relative powerful 4-6y fluctuations.

Detected time-scales of PNA by wavelet analysis are not statistically significant at 90% confidence level. However, the PNA is characterized by inter-annual scale fluctuations (4-6y, 5-7y) detected among others (Anctil and Coulibaly, 2004; Leathers et al., 1991). Furthermore, the spectral composition of the PNA is closely link (both in frequency and in time) to the PDO, especially for the 3-4y, 4-6y/5-7y, 7-11y (before 1975) and 18-25y fluctuations, reflecting the North Pacific variability captured by this climate index.

Analysis of the total variance of PNA (fig. 3f) reveals one significative period of maximum variance in 1976-1993 (very high). Maxima are observed in 1953, 1964, 2006, and especially in 1980. The 1955-1963, 1970-1976 and 1993-2001 periods correspond to periods of lower variance (with minima observed in 1959, 1974 and 1996). Since 2002, the total variance seems to recover a "normal" level of variance (same scale than others non-significative periods). These mid-1970's structuration changes in the total variance of PNA (very high period of variance) could be related to changes observed in spectral composition and discussed above, especially at inter-annual time-scales (disappearance of the 7-11y fluctuation and appearance of powerful 4-6y fluctuations expressed after 1975).

4.2 SYNTHESIS OF OBSERVED TIME-SCALES

Long-term evolution of climate indices estimated by LOESS (fig. 1) indicates some common characteristics for the last century: in particular, all climate index experiences changes of polarity around the late-1970's (1976/1977)/early-1980's, with the exception of the AMO which experiences these changes around 1960 (negative) and 1990 (positive).

All time-scales observed in the main climate indices are synthesized in table 2. A grouping, according to the various levels of scales observed in the climate indices, is proposed by a logical way, i.e. according to their temporal occurrence into each index, according to the common frequency ranges... For example, although these modes do not possess exactly the same frequency characteristics (e.g. 7-10y vs. 7-11y), some modes can be considered as similar or very close fluctuations in a frequency point of view, but also with their common temporal occurrences.

Each climate index presents their own modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales. However, some modes present common characteristics (frequency ranges and/or temporal occurrence). At inter-annual scale, with a group of 2-4y fluctuations (including 2-3y, 3-4y, 2-4y fluctuations), 3-6y (with a different temporal occurrence at this scale for these fluctuations), and a group of 4-8y (including 4-6y, 4-7y, 5-7y, 5-8y

fluctuations). At decadal scale, with a group of 5-12y (including 5-10y, 6-9y, 6-10y, 7-10y, 7-11y and 8-12y fluctuations), 8-16y (after 1970 in SOI). This last fluctuation is only identified on only one index. At pluri-decadal scale, a group of 12-20y (including 12-18y, 13-20y, 14-20y, 15-20y fluctuations), and a group of 17-30y (including 17-25y, 18-25y, 18-30y fluctuations). In the long term, a group of 20-50y (including 20-40y, 30-40y, 30-50y fluctuations), a group of 40-60y (including 40-50y, 40-60y fluctuations), and a group of 50-80y (including 50-80y, 60-80y, 70-90y fluctuations).

Contribution of these modes of variability of the climate indices to the total variance is calculated for the synthetic grouping proposed here (fig. 4). It is interesting in noting that the climate indices propose modes of variability which possess a different structuration of their contributions: some indices, like AMO and PDO, have a contribution essentially distributed in long-term components (>40% respectively in 50-80y and 40-60y). This explains by the way of functioning of these oceanic oscillations, which show cycles identified in these time-scales. Some other indices, like PNA and especially SOI, have the main part of their variability explained by high frequencies modes, as the "2-8y" energy band of SOI, well-known in numerous studies using SOI as indicator of the fluctuations in climate. It is interesting in noting that in these studies, variability of SOI is attributed to this 2-8y frequency band in an undifferentiated way, while it finally contains three modes of variability very different (with an equivalent contribution to the total variance): 2-4y, 3-6y and 4-8y. Others indices (NAO, NAM) tends to have a more homogeneous distribution of their variance, with modes more or less equivalent, with a contribution which not exceeding 20% of the total variance. This means that these indices, contrary to those quoted previously, have no "excessively" dominant modes (slightly "red" noise signals) (Fernández et al., 2003; Hurrell et al., 2003). Consequently, the potential links with a variable (e.g. physical, hydrological, ecological, climatological...) and this kind of fluctuations will owe necessity a more particular attention, especially by connecting frequency ranges identified, but also according to the temporal occurrence of these fluctuations.

By comparing all modes of variability expressed in the main climate indices, we could synthesize common structuration, articulating around three major axes:

- (1) An "oceanic" structuration seems appear, with an identical sequence between AMO and PDO (once frequency and temporal) of 4-7y, 7-11y, 7-11y fluctuations after 1930 (only the respective contribution to the total variance seems different).
- (2) A common structuration to all climate indices seems appear, with the appearance of the 4-6y, 4-7y and 3-6y fluctuations in 1930.
- (3) A global shift in the frequency structuration of all climate indices in 1970, with the appearance of fluctuations at decadal scale (7-11y, 6-10y, 8-16y, 7-10y), associated with more low-frequency fluctuations at 15-20y (NAO), 17-25y (AMO), 13-20y (NAM). This structuration is common to all climate indices (each index with a particular expression of these modes of variability, in a common range) and marks definitively a change in the frequency structuration of each climate index.

Analysis of the repartition of the total variance of climate indices over time (fig. 3) shows different periods of high/low variability according to each index, not necessary connected to the phase (polarity) of the climate index. However, each climate index express alternatively high/low periods of variance. A common structuration could be observed to all climate indices, in particular for three main periods:

- A period around 1960-1970 corresponds to a period of globally low variability for all climate indices, with minima of variance (or period of relatively low variance) observed around 1960 (NAM, NAO, SOI) or 1970 (AMO, PDO).
- A period from 1980 to 2000 corresponds to a period of globally high variability for all climate indices.

- Since 2000, all climate indices exhibit a strong decreasing variance (except for the PNA, which the decreasing of variance is slower).

These results suggests a more or less “connected” evolution of the total variance over time, as indicated and described by these climate index and theirs teleconnections. Moreover, the feedbacks between these coupled ocean-atmospheric phenomenons could be positive or negative, and could evolve over time. It thus would be interesting in evaluating the evolution of the total variance over time at a “global” scale.

For that purpose, we propose to construct a simple and synthetic “global” time-series of the total variance, by averaging the annual total variance of climate indices, i.e. AMO, PDO, SOI, NAM and NAO. The PNA time-series is not accounted for in this approach due to its shorter length; however, it appears that this climate index essentially resumes the climatological characteristics of several other indices. Time-series is constructed over the common covering period, i.e. 1900-2005. Additionally, a smoothing by LOESS is applied in order to estimate the long-term trend of the “global” variance over time. Results (fig. 5) indicate an increase of total variance since 1930’s. The 1930-1960 and 1980-2000 periods correspond to the periods of maximum variance (especially the last one), with maxima observed around 1940 and in particular in 1990. The 1960-1980 period correspond to a period of lower variance (mean state that could be characterize a transitional period), centered around 1970. In details, 1970 seems to be a short period of a little increase of variance. Since 2000, the total variance seems to be in a highly reducing way. These results are in coherency with results in total variance previously observed in climates indices, and indicate that the constructed time-series conserve and smooth properties of the total, thus well representing the variance at a “global” scale.

These 1970’s changes, both in the total variance (which marks a notable increase of total variability) and in frequency changes observed in all climate indices is definitively a major and global shift in the climate system. As discussed in Rossi et al. (2009) and Laignel et al. (2008), this major shift is besides observed in several other indicators over the world, in hydrology, on the Northern hemisphere temperatures, climatology ... For example, in their study of streamflow in unregulated basins of the Western US, Pagano and Garen (2005) concluded to the existence of different periods of streamflow variability, one of them occurring between the 1950’s and the 1970’s. Coulibaly and Burn (2004) also reported strong local correlations between teleconnection patterns and Canadian streamflows in both 2-3 and 3-6 y bands with notable changes around 1950 and 1970. McCabe and Wolock (2002) reported also a 1970 shift which they interpreted as a step increase in streamflow in the conterminous US. Up to now, the possible physical causes of such discontinuities remain unclear and poorly understood. However, according to McCabe and Wolock (2002), this “step change” would be interpreted as a shift of the climate system to a new regime that will likely remain relatively constant until a new shift or step change occurs. In this way, Tsonis et al. (2007) have recently proposed a new dynamical mechanism for major climate shifts, by the investigation of the collective behaviour of a network based on observed climate indices. Their results would indicate several climate regime shifts during the 1900-2000 period (1910, 1940 and mid-1970), associated with significant changes in global temperature trend and in ENSO variability. Identifying changes in tropical rainfall patterns, North Atlantic sea surface temperatures and the summer NAO over the decade, Baines and Folland (2007) attribute them to a rapid global climate shift around the late 1960’s. Ivanov and Evtimov (2009) show “that during the twentieth century the time series of annual Northern Hemisphere surface temperature is well described by a trend-stationary process, but the trend line breaks in 1963. After six transitory years, in 1970, the temperature course locks up into a new regime with a triple linear warming rate. For the emergence and abruptness of the break we reveal the key roles of the Mount Agung eruption and the interannual to interdecadal changes of the major modes and patterns of climate variability”.

In the same order, 1990 correspond to the maximum of variance of the post 1970-shift, and is also linked to hydrological variables; this period is well-known to be a period of high variability of hydrological cycle (Massei et al., 2010).

Since 2000, the total variance seems to be in a highly reducing way and could suggest that climate system could be entering in a new regime. Moreover, as demonstrated by the increase trend of variance since the last 30 years of twentieth century in NAO and NAM, the question to know if that is related to internal climate variability (or not) have to be assess. As discussed in Feldstein (2002) *“the linear trend and the increase in variance of the annular mode during the latter 30 years of the twentieth century are well in excess of that to be expected if all of the interannual variability was due to atmospheric intraseasonal stochastic processes. This, in turn, implies that both the linear trend and the variance increase of the annular mode are due to either the coupling of the atmosphere to the hydrosphere and/or cryosphere, and/or from driving external to the climate system. For the time period approximately corresponding to the first 60 years of the twentieth century, the results suggest that the interannual variability of the annular mode could be entirely accounted for by internal fluctuations confined to the atmosphere. This suggests that beginning in the 1960’s, the annular mode underwent marked changes as coupling to the hydrosphere and/or cryosphere and/or driving external to the climate system began to have an important influence”*.

CONCLUSION

The aim of this article was to provide a standardized and synthetic description of the main modes of variability of some of the most commonly used climate indices, with a single unified methodology, so that the characteristics described could be hopefully of use in the various scientific domains of concern (hydrology, climatology, ecology...). For that purpose, wavelet analysis was used to describe and quantify the main time-scales that characterize the selected climate indices.

In the end, each climate index presents its own modes of variability, from inter-annual to multi-decadal scales. However, some modes present common characteristics in terms of frequency (i.e. time-scale) ranges and/or temporal occurrence. Thus, different groups can be distinguished:

- At inter-annual scale, with a group of 2-4y fluctuations, 3-6y and 4-8y.
- At decadal scale, with a group of 5-12y, and 8-16y.
- At pluri-decadal scale, a group of 12-20y and 17-30y.
- In the long term, a group of 20-50y, 40-60y and 50-80y.

Contribution of these modes of variability of the climate indices to the total variance is different for each index: AMO and PDO have a contribution essentially distributed in long-term components (>40%); PNA and SOI have the main part of their variability expressed by modes at inter-annual scale; NAO and NAM have a more homogeneous distribution of their variance with a contribution of modes which did not exceed 20% (slightly “red” noise signals).

In others words:

- i) Are some modes of variability common at a global scale?

At a global scale, a common structuration to all climate indices seems to appear in the form of an inter-annual scale structuration in 1930, and a global shift in the frequency structuration of all climate indices in 1970 affecting decadal and pluri-decadal scales.

- ii) Do these common modes correspond to the modes which express the main part of the variance of the climatic signals?

These common modes are not especially modes which expressed the main part of the variance of climate indices, in part because these fluctuations are strongly localized in time (e.g. 1970's frequency structuration shift). However, these modes appear to be essential in climatic signals structuration at a global scale, which emphasizes the need to perform detailed analysis of these signals (and their relationships with environmental variables) with a time-frequency approach.

In this way, it would be interesting in identifying those time-scales and time periods for which climate indices are connected between them; in this purpose, wavelet coherence would probably constitute one appropriate approach.

A common structuration could be observed to all climate indices in total variance, and the long-term trend of the "global" variance over time indicates an increase of total variance since 1930's. The 1960-1980 period correspond to a period of lower variance (mean state that could be characterize a transitional period), centered around 1970. These 1970's changes, both in the total variance (which marks a notable increase of total variability) and in frequency changes observed in all climate indices is definitively a major and global shift in the climate system and observed in several other indicators over the world.

The non-stationarity characteristics of climatic/hydrologic (and other) processes as discussed above, in particular climate regime shifts (e.g. major climate shift in 1970), remain unclear and poorly understood. It would be valuable to investigate in future studies:

- The possible linkage between climate regime shifts (e.g. dynamical mechanism approach for regime climate shift) and hydrological, ecological (and other) records of such events.
- If these regime climate shifts and evolution of total variance are related (or not) to internal climate variability.

REFERENCES

- Anctil, F. and Coulibaly, P., 2004. Wavelet Analysis of the Interannual Variability in Southern Québec Streamflow. *Journal of Climate*, 17(1): 163-173.
- Baines, P.G. and Folland, C.K., 2007. Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *Journal of Climate*, 20(12): 2721-2744.
- Bridgman, H., Glantz, M. and Oliver, J., 2006. *The global climate system*. Cambridge University Press Cambridge.
- Chao, Y., Ghil, M. and McWilliams, J.C., 2000. Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 27(15): 2261-2264.
- Collins, M.J., 2009. Evidence for Changing Flood Risk in New England Since the Late 20th Century. *Journal of the American Water Resources Association*, 45(2): 279-290.
- Cook, E.R., D'Arrigo, R.D. and Briffa, K.R., 1998. A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, 8(1): 9-17.
- Coulibaly, P., 2006. Spatial and temporal variability of Canadian seasonal precipitation (1900-2000). *Advances in Water Resources*, 29(12): 1846-1865.
- Coulibaly, P. and Burn, D.H., 2004. Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research*, 40(3): W03105.
- De Moortel, I., Munday, S.A. and Hood, A.W., 2004. Wavelet Analysis: the effect of varying basic wavelet parameters. *Solar Physics*, 222(2): 203-228.
- Enfield, D.B., Mestas, Nuñez, A.M. and Trimble, P.J., 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10): 2077-2080.
- Feldstein, S.B., 2002. The Recent Trend and Variance Increase of the Annular Mode. *Journal of Climate*, 15(1): 88-94.
- Fernández, I., Hernández, C.N. and Pacheco, J.M., 2003. Is the North Atlantic Oscillation just a pink noise? *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 323: 705-714.
- Folland, C.K., Palmer, T.N. and Parker, D.E., 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320(6063): 602-607.
- Folland, C.K., Rayner, N. A., Brown, S. J., Smith, T. M., Shen, S. S. P., Parker, D. E., Macadam, I., Jones, P. D., Jones, R. N., Nicholls, N. and Sexton, D. M. H., 2001. Global temperature change and its uncertainties since 1861. *Geophysical Research Letters*, 28(13): 2621-2624.
- Forchhammer, M.C. and Post, E., 2004. Using large-scale climate indices in climate change ecology studies. *Population Ecology*, 46(1): 1-12.
- Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nunez, A.M. and Gray, W.M., 2001. The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications. *Science*, 293(5529): 474-479.
- Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L. and Pederson, G.T., 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31(12): L12205.
- Hare, S., 1996. Low frequency climate variability and salmon production. Ph.D. Thesis, University of Washington, USA.

- Hare, S. and Mantua, N., 2001. An historical narrative on the Pacific Decadal Oscillation, interdecadal climate variability and ecosystem impacts.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M., 2003. An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134: 1-36.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224): 676-679.
- Hurrell, J.W. and Van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36(3): 301-326.
- Ivanov, M.A. and Evtimov, S.N., 2009. 1963: The break point of the Northern Hemisphere temperature trend during the twentieth century. *International Journal of Climatology*. *In press*.
- Jevrejeva, S., Moore, J. and Grinsted, A., 2003. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D21): 4677.
- Jevrejeva, S., Moore, J., Woodworth, P. and Grinsted, A., 2005. Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method. *Tellus A*, 57(2): 183-193.
- Jones, P.D., Jonsson, T. and Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17(13): 1433-1450.
- Kahya, E. and Dracup, J.A., 1993. U.S. Streamflow Patterns in Relation to the El Niño/Southern Oscillation. *Water Resources Research*, 29(8): 2491-2503.
- Kerr, R.A., 2000. A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. *Science*, 288(5473): 1984-1985.
- Knight, J.R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M. and Mann, M.E., 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32(20): L20708.
- Küçük, M., Kahya, E., Cengiz, T.M. and Karaca, M., 2009. North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels. *Hydrological Processes*, 23(6): 893-906.
- Labat, D., 2006. Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1-2): 143-154.
- Laignel, B., Massei, N., Rossi, A., Mesquita, J. and Slimani, S., 2008. Some examples of water resources variability in the context of climatic fluctuations, *Eos Trans. AGU*, 89(53), AGU Fall Meeting 2008, Abstract H21A-0808.
- Leathers, D.J., Yarnal, B. and Palecki, M.A., 1991. The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and Precipitation Associations. *Journal of Climate*, 4(5): 517-528.
- Lins, H.F. and Slack, J.R., 1999. Streamflow trends in the United States. *Geophysical Research Letters*, 26(2): 227-230.
- Mantua, N. and Hare, S., 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58(1): 35-44.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. and Francis, R.C., 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6): 1069-1079.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J.P., Valdes, D. and Laignel, B., 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(D9): D09121, doi:10.1029/2005JD007000.
- Massei, N., Laignel, B., Rosero, E., Motelay-Massei, A., Deloffre, J., Yang, Z.-L. and Rossi, A., 2009. A wavelet approach to the short-term to pluridecennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. *International Journal of Climatology*. *In press*.
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R. and Durand, A., 2010. 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*. *In press*.
- McCabe, G.J. and Wolock, D.M., 2002. A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophysical Research Letters*, 29(24): 2185.
- Milly, P.C.D., Dunne, K.A. and Vecchia, A.V., 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438(7066): 347-350.
- Minobe, S., 1999. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysical Research Letters*, 26(7): 855-858.
- Paeth, H., Scholten, A., Friederichs, P. and Hense, A., 2008. Uncertainties in climate change prediction: El Niño-Southern Oscillation and monsoons. *Global and Planetary Change*, 60(3-4): 265-288.
- Pagano, T. and Garen, D., 2005. A Recent Increase in Western U.S. Streamflow Variability and Persistence. *Journal of Hydrometeorology*, 6(2): 173-179.
- 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.
- Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., Sebag, D. and Copard, Y., 2009. The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment load, 1950-1975. *Journal of Hydrology*, 377(3-4): 237-244.
- Rowell, D.P., Folland, C.K., Maskell, K. and Ward, M.N., 1995. Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92): Observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(523): 669-704.
- Schneider, K. and Farge, M., 2006. Wavelet: Mathematical Theory. *Encyclopedia of Mathematics Physics*. Elsevier.
- Stenseth, N., Ottersen, G., Hurrell, J. W., Mysterud, A., Lima, M., Chan, K. S., Yoccoz, N. G. and Adlandsvik, B., 2003. Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Niño Southern Oscillation and beyond, 270. *Royal Society of London, London*, 10 pp.
- Sutton, R.T. and Hodson, D.L.R., 2005. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science*, 309(5731): 115-118.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M., 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9): 1297-1300.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M., 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability*. *Journal of Climate*, 13(5): 1000-1016.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M. and Hegerl, G.C., 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate*, 13(5): 1018-1036.

- Tootle, G.A., Piechota, T.C. and Singh, A., 2005. Coupled oceanic-atmospheric variability and U.S. streamflow. *Water Resources Research*, 41(12): W12408.
- Torrence, C. and Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1): 61-78.
- Torrence, C. and Webster, P.J., 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *Journal of Climate*, 12(8): 2679-2690.
- Tourre, Y.M., Rajagopalan, B., Kushnir, Y., Barlow, M. and White, W.B., 2001. Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific Basin during the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 28(10): 2069-2072.
- Trenberth, K.E., 1997. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12): 2771-2777.
- Trenberth, K.E., Branstator, G. W., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N-C. and Ropelewski, C., 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7): 14291-14324.
- Trenberth, K.E. and Stepaniak, D.P., 2001. Indices of El Niño Evolution. *Journal of Climate*, 14(8): 1697-1701.
- Tsonis, A.A., Swanson, K. and Kravtsov, S., 2007. A new dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophysical Research Letters*, 34(13): L13705.
- Velasco, V.M. and Mendoza, B., 2008. Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research*, 42(5): 866-878.
- Viles, H.A. and Goudie, A.S., 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 61(1-2): 105-131.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109(4): 784-812.
- Wallace, J.M. and Thompson, D.W.J., 2002. The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere Annular Mode: Real or Artifact? *Journal of Climate*, 15(14): 1987-1991.
- Zhang, Y., Wallace, J.M. and Battisti, D.S., 1997. ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. *Journal of Climate*, 10(5): 1004-1020.

CAPTIONS

Figure 1: Climate indices and long-term evolution indicated by LOESS (*bolded curves, in colors according to each index*).

Figure 2: Continuous local wavelet spectrum of climate indices. *Wavelet used, Morlet-8. Power is expressed as normalized decibels (i.e. maximum power = 0db for each scale). Dashed contour lines (in white) represent fluctuations with 90% confidence limit for a white-noise process ($AR(1)=0$). Fluctuations noted in black (or grey) corresponds to relative low power fluctuations.*

Figure 3: Total variance of climate indices and long-term evolution indicated by LOESS (*bolded curves, in colors according to each index*).

Figure 4: Synthesis of climate indices time-scales range variability.

Figure 5: "Global" variance indicated by climate indices (1900-2005) and long-term evolution by LOESS (red curve).

Table 1: Description of selected climate indices.

Table 2: Synthesis of climate indices time-scales range identified by wavelet analysis.

Figure 1
[Click here to download high resolution image](#)

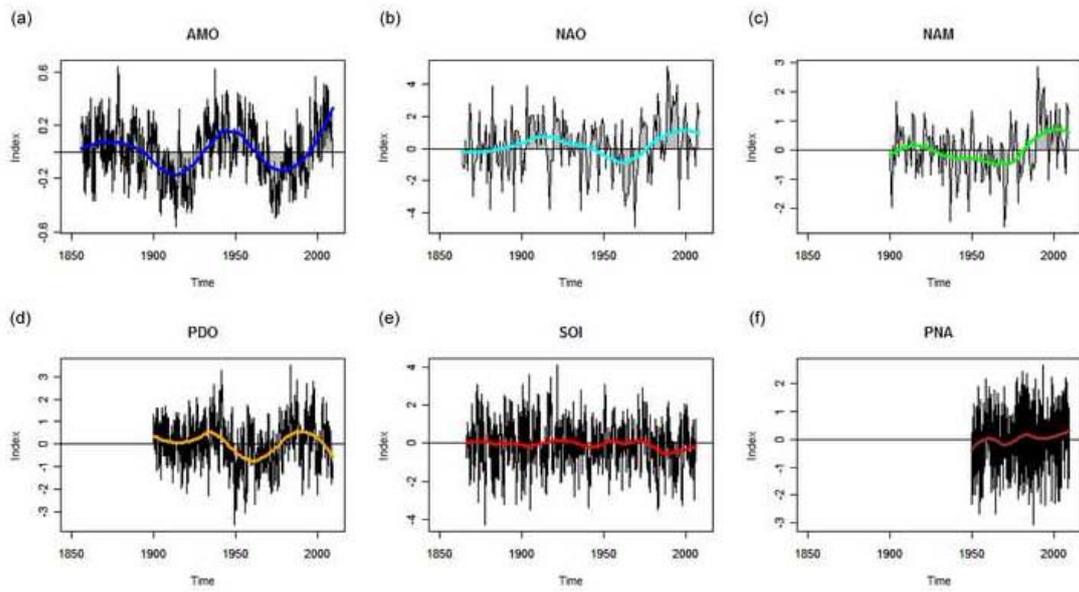


Figure 2
[Click here to download high resolution image](#)

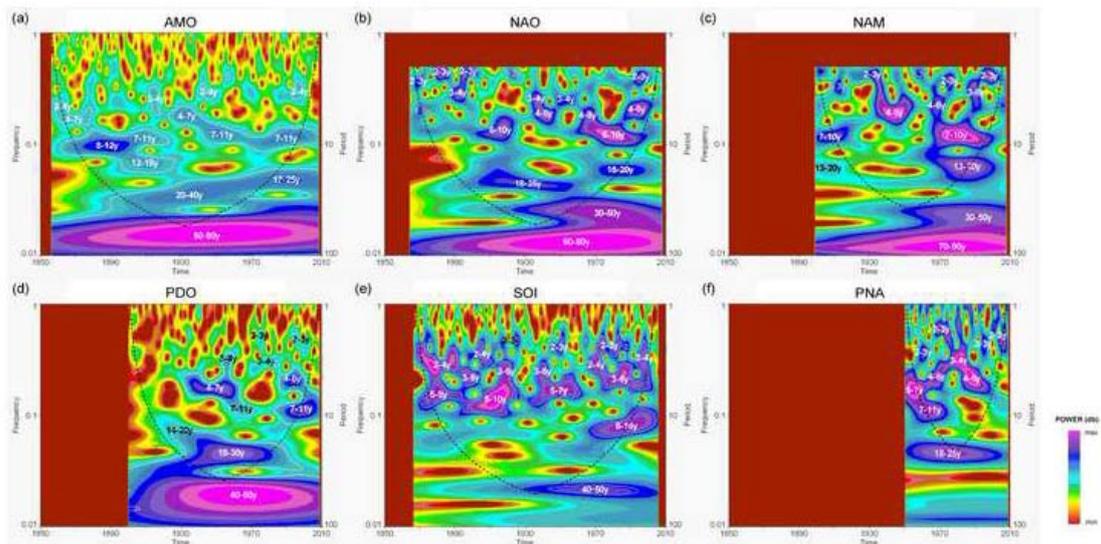


Figure 3
[Click here to download high resolution image](#)

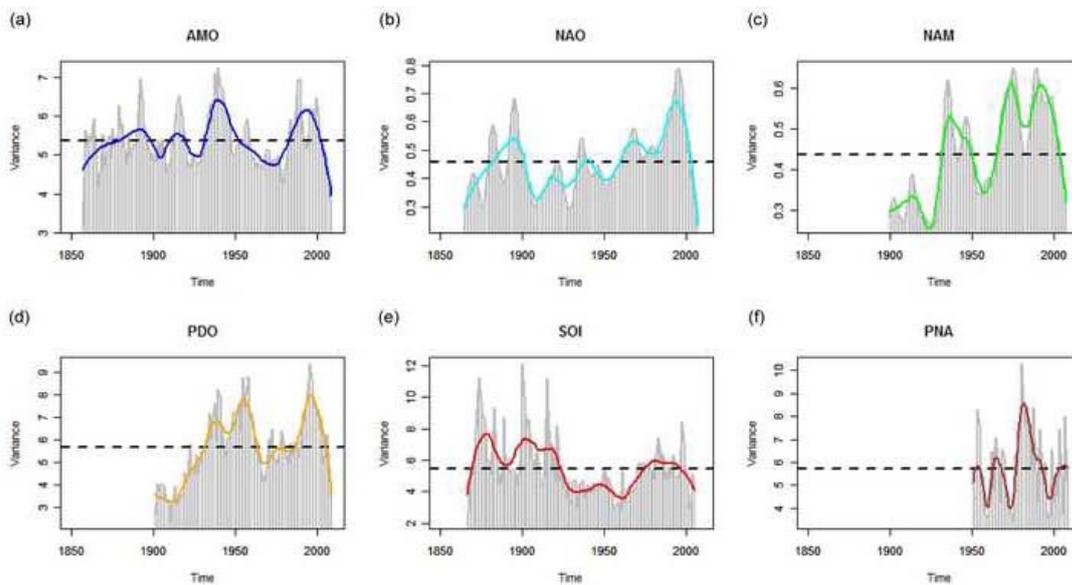


Figure 4
[Click here to download high resolution image](#)

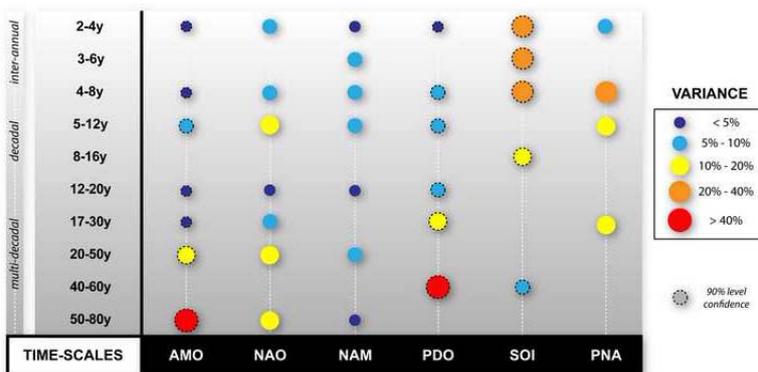


Figure 5
[Click here to download high resolution image](#)

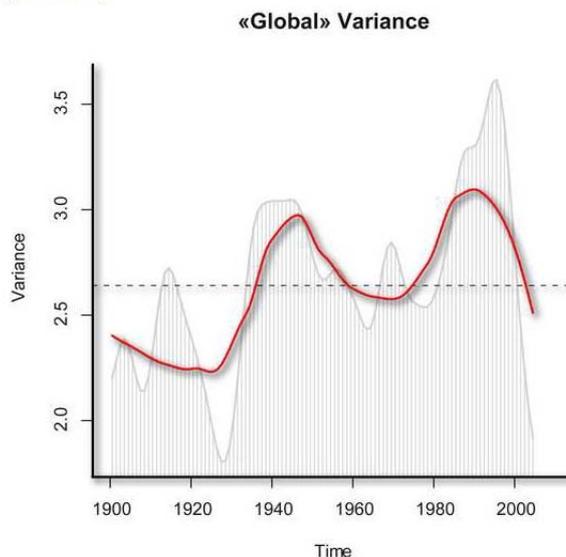


Table 1

Climate Index	Data	Periods	Sources
AMO	monthly	1856-2008	NOAA Climate Prediction Center (CPC) http://www.cdc.noaa.gov/data/correlation/amon.us.long.data
NAO	annual	1864-2008	National Center for Atmospheric Research (NCAR) http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon
NAM	annual	1899-2008	National Center for Atmospheric Research (NCAR) http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon
PDO	monthly	1900-2008	Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO) http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest
SOI	monthly	1866-2006	NOAA Climate Prediction Center (CPC) http://www.cdc.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/soi.dat
PNA	monthly	1948-2008	NOAA Climate Prediction Center (CPC) http://www.cdc.noaa.gov/data/correlation/pna.data

Table 2

OBSERVED TIME-SCALES	AMO	NAO	NAM	PDO	SOI	PNA	TIME-SCALES SYNTHESIS
2-3y		x	x	x	x	x	2-4y
2-4y	x				x		
3-4y		x		x		x	
3-6y			x		x		3-6y
4-6y		x	x	x		x	5-8y
4-7y	x			x			
5-7y					x	x	
5-8y					x		
5-10y					x		5-12y
6-10y		x					
7-10y			x				
7-11y	x			x		x	
8-12y	x						
8-16y					x		8-16y
12-18y	x						12-20y
13-20y			x				
14-20y				x			
15-20y		x					
17-25y	x						18-30y
18-25y		x				x	
18-30y				x			
20-40y	x						20-50y
30-50y		x	x				
40-50y					x		40-60y
40-60y				x			
50-80y	x						50-80y
60-80y		x					
70-90y			x				

Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean

BENOIT LAIGNEL, NICOLAS MASSEI, AURELIEN ROSSI,
JOHANNA MESQUITA & SMAIL SLIMANI

Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR 6143 CNRS, Université de Rouen, Bâtiment IRESE A, Place E. Blondel, 76821 Mont Saint Aignan Cedex, France
benoit.laignel@univ-rouen.fr

Abstract We study the long-term changes, oscillations and fluctuations of hydrologic variables and the relationship with the internal variability of the climate system by wavelet analysis of time series (precipitation, discharge, piezometry) and climate indices, in various climatic and geomorphological contexts on both sides of the Atlantic Ocean (NW France, North Africa, USA), in various hydrological compartments (surface and groundwater), at various spatial scales (small watersheds and large rivers). These results would describe a global pattern in hydrological processes as a response to climate fluctuations. In the northwest of France and North Africa, we observe 2- to 3-year and 5- to 7-year modes which could be related to fluctuations in the (North Atlantic Oscillation) NAO. In the USA, we notice similar 2- to 3-year and 5- to 7-year modes that might be possibly related to the SOI (Southern Oscillation Index). In any case, two major temporal discontinuities were systematically recovered around the 1970s and the 1990s, which could be climatic discontinuities at the global scale.

Key words hydrological variability; climatic fluctuations, northwest France; USA; North Africa

INTRODUCTION

The determination of the impact of climate change on hydrological systems and their water resources constitutes a major stake of the 21st century for which scientists must answer.

Numerous studies of streamflow and river discharge variability have been undertaken within this framework. For example, in the central United States many authors investigated the temporal trends of streamflow variability (Lins & Slack, 1999; McCabe & Wolock, 2002; Trenberth, 2004) using different types of analyses. In the USA analyses of both river flow data and of precipitation-inducing floods have identified statistically significant increases phenomena at many locations during the 20th century (Milly *et al.*, 2002; Pinter *et al.*, 2005). In Europe, significant rising climatic trends have been detected across northern Europe, and other areas (Pinter *et al.*, 2005).

Numerous works concerning also the functioning of the global Earth system used hydrological transfers of largest rivers as proxies of climate and environmental changes at a global scale. As an example, Labat *et al.* (2004) and Labat (2006) concluded a global runoff increase related to global warming and showed reasonable relationships between land–water cycle oscillations and climate forcings, such as ENSO (El Niño Southern Oscillation) or NAO (North Atlantic Oscillation) using worldwide long-term historical streamflow records.

Many significant works on the Mississippi basin or in the conterminous United States proposed to detect water discharge temporal discontinuities and variations related to climate change on the 20th century (Lins & Slack, 1999; Mauget, 2004; Novotny & Stefan, 2007). Recent works on the Mississippi River watershed attempted to predict the potential effects of climate changes on hydrology (Nijssen *et al.*, 2001; Jha *et al.*, 2004).

For several years, the M2C laboratory of the University of Rouen has tried to understand how climate are expressed in the hydrosystems by working within the framework of many regional, national and international programs as well as PhD works.

We propose a synthesis of those studies, which involve analyses of hydrological systems located: (1) in various climatic and geomorphological contexts on both sides of the Atlantic Ocean, (2) in various hydrological compartments (surface and groundwater), (3) at various spatial scales (watersheds smaller than 1000 km² and large rivers). The studied hydrosystems are 6 small watersheds and the Chalk aquifer of Haute-Normandie, the Seine River (NW France), two north-

African watersheds (west Morocco and north Algeria), four small watersheds in Texas, the Colorado River (Texas) and the Mississippi River.

The approach consists in studying the long-term changes, oscillations and fluctuations of hydrologic variables by the analysis of time series (precipitation, discharge, piezometry), in particular by means of signal analysis and processing methods. Although the identification of structured variations might be uneasy – sometimes just impossible – in raw data, wavelet analysis, for instance, makes it possible to detect localized energetic structures and possible periodicities and discontinuities in all the studied hydrosystems.

STUDIED HYDROSYSTEMS AND METHODOLOGY

The studied hydrosystems are (Fig. 1): (1) in the East of North Atlantic, in the NW of France (Haute-Normandie region), six small watersheds (Dun, Ganzeville, Yères, Commerce, Austreberthe, Andelle) and the chalk aquifer in Haute-Normandie, the Seine River (NW France), (2) in the North of Africa (South of the Mediteranan sea), two small watersheds (Aghbalou W Morocco and Soummam in N Algeria), (3) In the West of North Atlantic, USA, four small watersheds in Texas (Barton, Onion, Wiliamson, Bull creek), the Colorado River in Texas, and the Mississippi River.

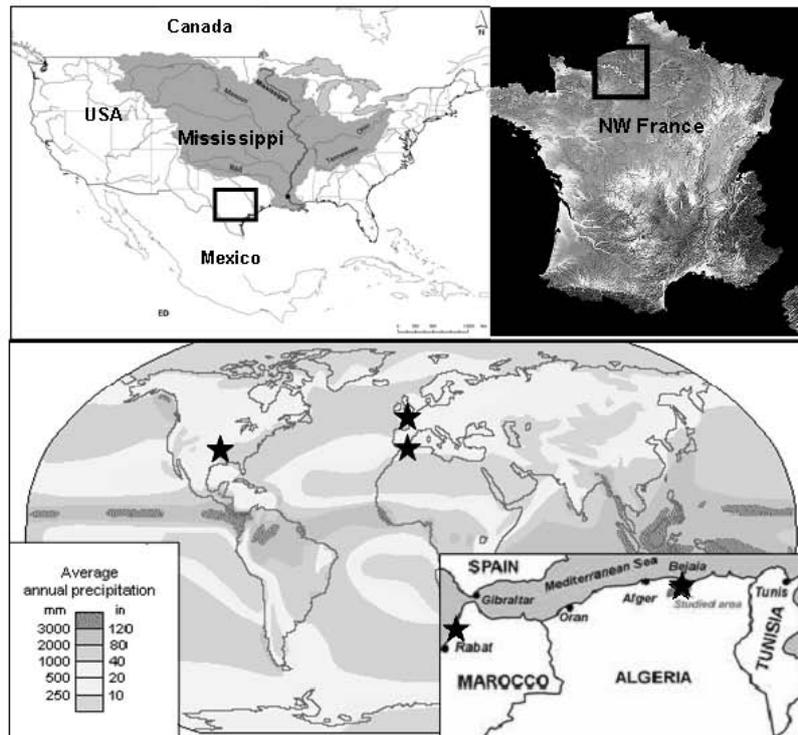


Fig. 1 Location of the studied hydrosystems in NW France, N Africa and USA. The frame in the map of France underlines the studied hydrosystems in NW France (Seine, aquifer and small watersheds), the frame in the map of USA underlines the studied hydrosystems in Texas (Colorado and small watersheds).

Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean 3

For each of the studied watersheds, hydrometeorological data used are daily time series of precipitation and discharge longer than 30 years (provided by Météo-France and the Agence de l'Eau Seine-Normandie, by the National Office of Meteorology and Water Agencies of Algeria and Morocco, by the USGS and the US army corps of engineers for the USA). The time series of daily groundwater level (provided by BRGM), also longer than 30 years, concern four piezometers located in the chalk aquifer of Haute-Normandie.

Many methods exist in order to detect potential changes in hydrologic historical records (e.g. Mann-Kendall trend testing). These methods were already applied in many significant works on streamflow in the conterminous United States (Lins & Slack, 1999; Mauget, 2004; Novotny & Stefan, 2007).

In this study, we propose analysis of the temporal variability of hydrological time series (precipitation, discharge, piezometry) using continuous wavelet analysis, which allows a time-frequency (or time-scale) spectral decomposition of a signal. It is particularly well-adapted to the study of series that may display transient characteristics.

Since the 1990s, wavelet transform became one major approach for statistical analysis of hydrological time series which most often exhibit strong non-stationarity. Examples can be found in a wide variety of contexts as hydrometeorologic data are used to investigate time variability and relation of precipitation, lake levels, streamflow, etc. to climate fluctuations (Coulibaly & Burn, 2004; Labat, 2006; Massei *et al.*, 2007, 2009). Among others, some examples of the application of wavelets can be found for the analysis of daily precipitation data (Nolin & Hall-McKim, 2006); of lake levels (Kucuk *et al.*, 2009); of precipitation/streamflow (Zume & Tarhule, 2006). Wavelet spectral analyses of daily discharge records for 91 rivers in the US and on tropical islands were carried out by Smith *et al.* (1998) to characterize streamflow variability.

In the studies summarized herein, long-term changes, oscillations and fluctuations of hydrologic variables were investigated by the analysis of precipitation, discharge, groundwater level time series using continuous wavelet analysis (CWT). Detailed explanations of the CWT methodology and its application to hydrometeorological or climatic signals are now widely documented in the literature (Anctil & Coulibaly (2004), Labat (2005), Schneider & Farge (2006), Massei *et al.* (2007)). In brief, the continuous wavelet transform can be seen as the time-localized correlation of the signal to be analysed with small waveform functions (wavelets) of different scales or sizes (i.e. different lengths). Correlation of the signal with the set of wavelets allows identification of the different components (wavelengths having a specific amplitude) composing the signal to be analysed. The analysis produces a time vs frequency (or time vs wavelet scale) contour diagram with time on the x-axis, frequency, time scale or equivalent Fourier period on the y-axis and power or variance ($\llcorner\llcorner$ correlation between the signal and the wavelet basis) on the z-axis. Then the time-frequency diagram highlights the potentially changing variance typical from non-stationary signals.

RESULTS

In the East of the North Atlantic, in NW France (Haute-Normandie region), 1y, 2-3y, 5-7y and 15y components or EB (Energy Band) are seen in the precipitations and discharge of the whole hydrosystems (big or small rivers) and piezometric level in the aquifer (Fig. 2). The 1y EB corresponds to the hydrological cycle. However, the hydrological cycle is weaker in the piezometric level of aquifer than the discharge of river. The 2- to 3-year and 5- to 7-year modes could be linearly related to fluctuations in the NAO using wavelet coherence (Fig. 3). We notice 2 discontinuities around 1970 and 1990 in the discharge and piezometric level when the time series are long enough. We observe also these discontinuities in the NAO.

In the North of Africa (South of the Mediteranan Sea), 1y, 2-3y, 5-7y and 15y EB (Fig. 4) are seen in the precipitations and discharge of the watersheds. The 1y EB corresponds to the hydrological cycle. As the NW France, the 2- to 3-year and 5- to 7-year modes could be linearly related to fluctuations in the NAO using wavelet coherence (Fig. 3). We notice 3 discontinuities

around 1970, 1980 and 1990 in discharge. We also observe the 1970 and 1990 discontinuities in the NAO.

In the West of the North Atlantic, in the USA, 1y, 2-3y, 5-7y and 15y energy bands (EB) (Fig. 5) are seen in the precipitations and discharge of the whole of studied hydrosystems (big or small rivers). The 1y EB corresponds to the hydrological cycle. We notice similar 2- to 3-year and 5- to 7-year modes that might be possibly related to the characteristic 2- to 4-year and 4- to 8-year of SOI (Fig. 3). We see two discontinuities around 1970 and 1990 in the discharge when the time series are long enough. We observe also these discontinuities in the PDO and SOI. We see also a discontinuity in the Colorado (TX), dated precisely, from the wavelet analysis, in 1942. This discontinuity has an anthropogenic origin, since 1942 corresponds to the date of the building of a major dam [?] on the Colorado River near the city of Austin.

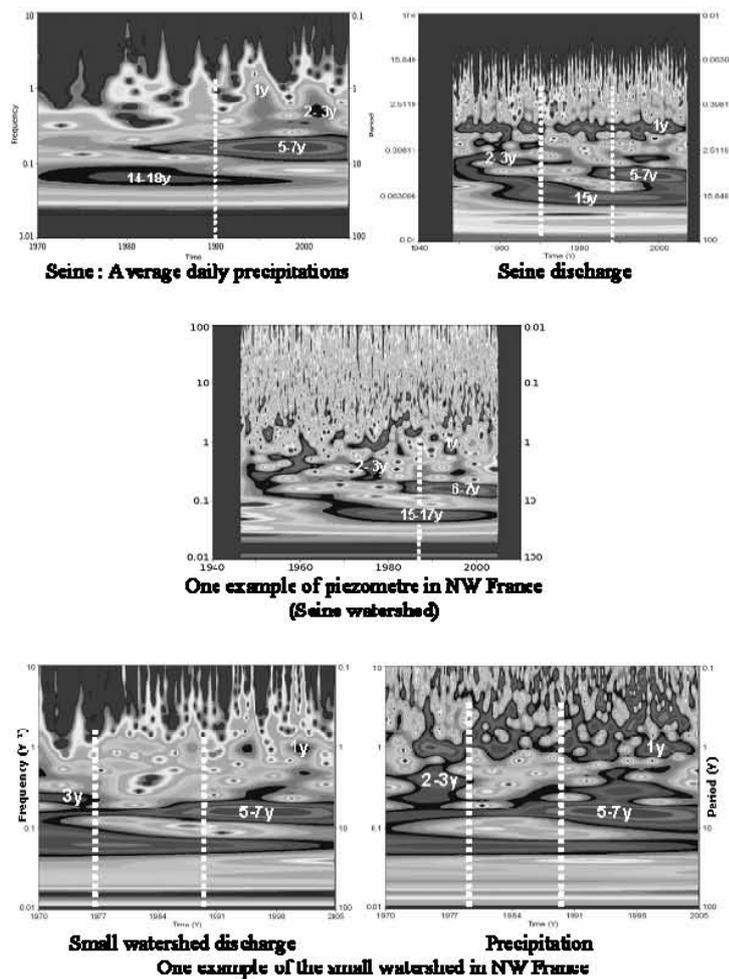


Fig. 2 Wavelet analysis of hydrometeorological variables on hydrosystems in NW France (Haute-Normandie). 1y, 2-3y... : Energy bands, line: discontinuity.

Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean 5

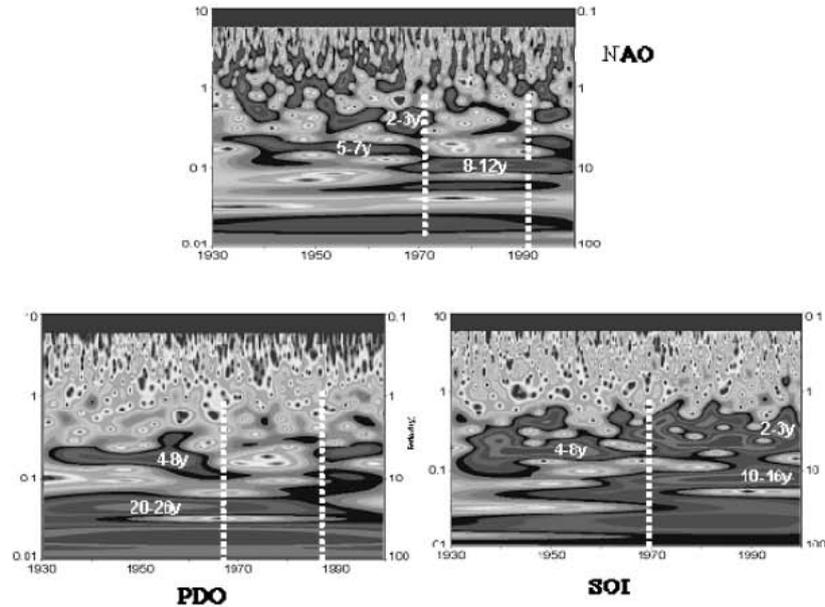


Fig. 3 Wavelet analysis on the climatic indices (NAO, SOI, PDO). 2-3y...: Energy bands, line: discontinuity.

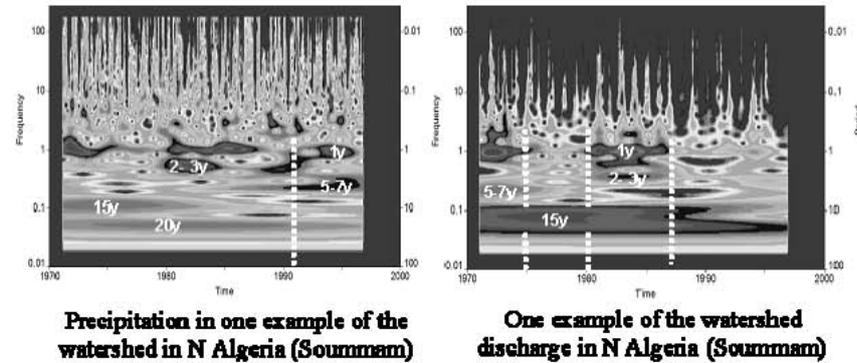


Fig. 4 Wavelet analysis of hydrometeorological variables on the Soummam River in the N Algeria. 1y, 2-3y...: Energy bands, line: discontinuity.

DISCUSSION AND CONCLUSION

In many studied hydrosystems we note the annual energy band, which corresponds to the hydrological cycle. In the east of the North Atlantic, in NW France and north Africa, we observe 2- to 3-year and 5- to 7-year modes, which could be linearly related to fluctuations in the NAO using wavelet coherence. In the east of the North Atlantic, in the USA, we notice similar 2- to 3-year and 5- to 7-year modes that might possibly be related to the characteristic 2- to 4-year and 4- to 8-year of SOI. These results confirm the works of Labat *et al.* (2004) and Labat (2006) showing

6

Benoit Laignel et al.

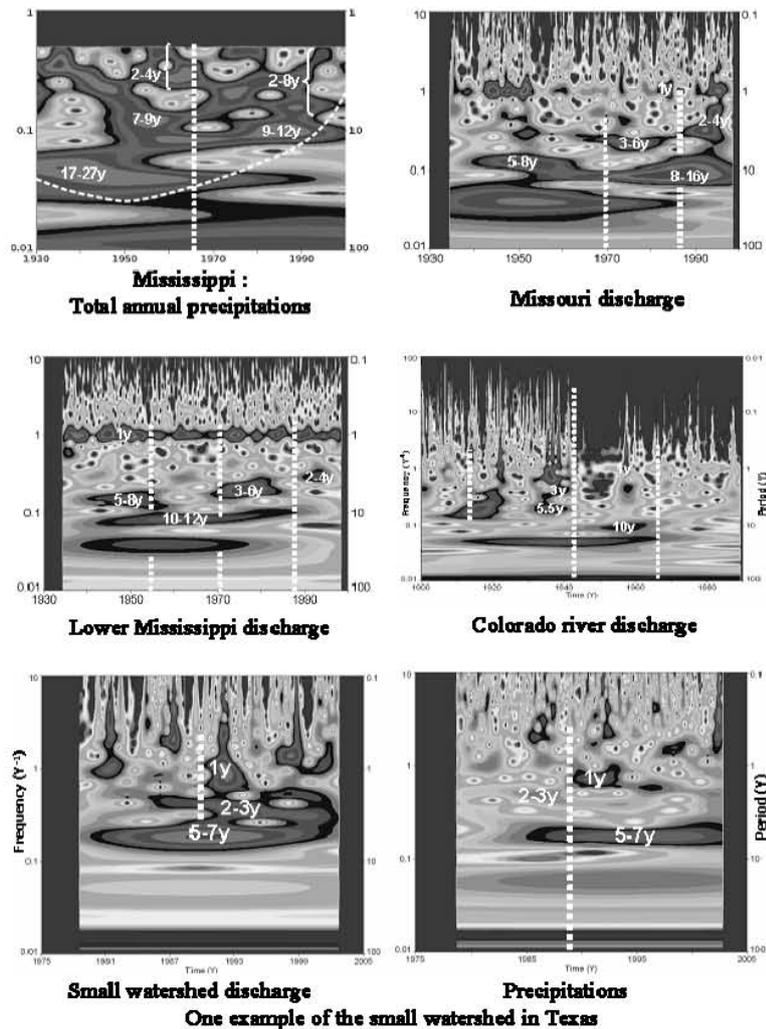


Fig. 5 Wavelet analysis of hydrometeorological variables on hydrosystems in the USA. 1y, 2–3y... : Energy bands, line: discontinuity.

reasonable relationships between land–water cycle oscillations and climate forcings, such as ENSO (El Niño Southern Oscillation) or NAO (North Atlantic Oscillation) using worldwide long-term historical streamflow records. These periodicities in the hydrological behaviour of the hydrosystems are to be connected to the internal variability of the climate system (climate indices), reflecting “local or regional” variability of the climate system.

In any case, two major temporal discontinuities were systematically recovered around 1970 and 1990 on both in the precipitation, discharge and piezometry. These discontinuities have also been highlighted by other scientists, particularly in North America. McCabe & Wolock (2002) carried out a study on large-scale streamflow variability using the records of several tens of

Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean 7

gauges. They concluded that a step increase in streamflow variability occurred, rather than a gradual change around 1970. Coulibaly (2003), Coulibaly & Burn (2004) also pointed out striking climate-related features before the 1950s and after the 1970s in mean annual streamflows from 79 rivers selected from the Canadian Reference Hydrometric Basin Network (RHBN) by continuous wavelet transformation. These authors reported relatively few changes for the highest streamflow quantiles and concluded that the conterminous US was getting wetter, but less extreme. Pagano & Garen (2005), in their study of streamflow data from 141 unregulated basins in the western USA, reported three different periods of streamflow variability (low variability and high persistence between the 1930s and the 1950s, low variability and antipersistence between the 1950s and the 1970s, and high variability and persistence after the 1980s). Huntington (2006), in his review on the influence of climate change on the water cycle, concluded that the observed trends in most hydroclimatic variables (i.e. precipitation, runoff, cloudiness, tropospheric water vapour...) are consistent with an intensification of the water cycle during part or all of the 20th century at regional to continental scales.

The two major temporal discontinuities around 1970 and 1990 would correspond to climatic discontinuities at the global scale, since the same discontinuities are also generally observed in all selected climatic indices (NAO, SOI, PDO), on both sides of the Atlantic Ocean, in various climatic and geomorphological contexts (USA, NW Europe, N Africa), in different hydrological compartments (surface and ground water) and at various spatial scales (watersheds smaller than 1000 km² and large rivers). There is no satisfactory explanation of the phenomenon causing these discontinuities, although the first discontinuity coincides with the second phase of global warming (which also began in the early 1970s) and the second coincides with an apparent intensification of warming. However, the link between these phenomena is not yet established.

Thus, these results would describe a global pattern in hydrological processes as a response to climate fluctuations.

REFERENCES

- Anctil, F. & Coulibaly, P. (2004) Wavelet analysis of the interannual variability in Southern Quebec Streamflow. *J. Climate* **17**, 163–173.
- Coulibaly, P. (2003) Impact of meteorological predictions on real-time spring flow forecasting. *Hydrol. Processes* **17**, 3791–3801.
- Coulibaly, P. & Burn, D. (2004) Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resour. Res.* **40**(W03105), 1–14. doi:10.1029/2003WR002667.
- Jha, M., Pan, Z. T., Takle, E. S. & Gu, R. (2004) Impacts of climate change on streamflow in the Upper Mississippi River basin: a regional climate model perspective. *J. Geophys. Res.* **109**, D9.
- Huntington, T. G. (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J. Hydrol.* **319**(1–4), 83–95.
- Kucuk, M., Kahya, E., Cengiz, T. M. & Karaca, M. (2009) North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels. *Hydrol. Processes* **23**(6), 893–906.
- Labat, D., Godderis, Y., Probst, J.L. & Guyot, J.L. (2004) Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Adv. Water Resour.* **27**, 631–642.
- Labat, D. (2005) Recent advances in wavelet analyses: Part I. A review of concepts. *J. Hydrol.* **314**, 275–288.
- Labat, D. (2006) Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth Planetary Sci. Lett.* **242**, 143–154.
- Lins, H. F. & Slack, J. R. (1999) Streamflow trends in the United States. *Geophys. Res. Lett.* **26**(2), 227–230.
- McCabe, G. J. & Wolock, D. M. (2002) A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophys. Res. Lett.* **29**(24), 2185.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J. P., Valdes, D. & Laignel, B. (2007) Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *J. Geophys. Res.* **112**(D09121), doi:10.1029/2005JD007000.
- Massei, N., Laignel, B., Rosero, E., Motelay-Massei, A., Deloffre, J., Yang, Z.-L. & Rossi, A. (2009) A wavelet approach to the short-term to pluridecennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. *Int. J. Climatol.* **29**, doi:10.1002/joc.1995.
- Mauget, S. (2004) Low frequency streamflow regimes over the central United States: 1939–1998. *Climatic Change* **63**, 121–144.
- Milly, P., Wetherald, R., Delworth, T. & Dunne, K. (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature* **415**, 514–517.
- Nolin, A. & Hall-McKim, E. (2006) Frequency modes of monsoon precipitation in Arizona and New Mexico. *Mon. Weath. Rev.* **134**(12), 3774–3781.
- Nijssen, B., O'Donnell, G. M., Hamlet, A. F. & Lettenmaier, D. P. (2001) Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climatic Change* **50**, 143–175.

- Novotny, E. V. & Stefan, H. G. (2007) Stream flow in Minnesota: indicator of climate change. *J. Hydrology* **334**(3–4), 319–333.
- Pagano, T. & Garen, D. (2005) A recent increase in western US streamflow variability and persistence. *J. Hydrometeorology* **6**, 173–179.
- Pinter, N., Jemberie, A., Hiene, R., Remo, J. & Ickes, B. (2005) Multivariate geospatial analysis of impacts of river engineering upon flood response: preliminary results. *Geol. Soc. America* **37**, 76p.
- Schneider, K. & Farge, M. (2006) Wavelets: theory. In: *Encyclopedia of Mathematics Physics* (ed. by J. P. Francoise, G. Naber & T. S. Tsun), 426–438. [publisher?]
- Smith, L. C., Turcotte, D. L. & Isacks, B. L. (1998) Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrol. Processes* **12**(2), 233–249.
- Trenberth, K. E. (2004) Manifestations of global climate change on accelerating the hydrological 440 cycle: prospects for increases in extremes. Princeton, New Jersey, USA [book name, editors, publisher?] 37–39.
- Zume, J. & Tarhule, A. (2006) Precipitation and streamflow variability in northwestern Oklahoma, 1894–2003. *Phys. Geogr.* **27**(3), 189–205.

PARTIE IV

**DISCUSSION GENERALE SUR LA CONTRIBUTION
DES FACTEURS CLIMATIQUES ET DE L'IMPACT
DES MODIFICATIONS DU MILIEU PHYSIQUE
SUR LA REPONSE HYDROLOGIQUE GLOBALE
DU MISSISSIPPI**

PARTIE IV : DISCUSSION GENERALE SUR LA CONTRIBUTION DES FACTEURS CLIMATIQUES ET DE L'IMPACT DES MODIFICATIONS DU MILIEU PHYSIQUE SUR LA REPONSE HYDROLOGIQUE GLOBALE DU MISSISSIPPI

INTRODUCTION

La variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents est très fortement influencée par les variations observées dans les fluctuations du climat (au moyen de l'étude des précipitations régionalisées et d'indices climatiques). Les résultats précédents indiquent en effet que la variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi est directement reliée aux précipitations (de 76,7% à 88,85%, voir partie II), ainsi qu'aux principaux modes de variabilité du climat affectant la région (en moyenne de 60% à 70%, voir partie III). Toutefois, les relations existantes entre les différents paramètres hydrologiques et climatiques varient fortement au cours du temps, suivant différentes échelles de temps, et selon chaque sous-bassin versant.

D'autre part, l'évolution au cours du temps de certains paramètres hydrologiques ne correspond pas à l'évolution des paramètres climatiques (précipitations) associés. Ceci suggère donc une influence d'autres facteurs, pouvant modifier l'évolution de la réponse hydrologique globale du Mississippi. Les facteurs potentiels sont nombreux et peuvent être de différentes origines, que ce soit d'autres facteurs d'origine climatique (comme la température, la neige, ou l'évapotranspiration...), ou des facteurs internes au bassin versant, comme notamment les modifications du milieu physique (occupation des sols, aménagements...) ayant eu lieu depuis le début du XX^e siècle.

Le principal objectif de cette thèse étant d'étudier les relations entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique, cette quatrième partie s'oriente uniquement vers un aspect prospectif. Cette discussion générale a donc essentiellement pour but de proposer des éléments d'interprétations supplémentaires permettant de comprendre plus précisément l'évolution de la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi dans sa globalité, suivant l'évolution des principaux facteurs climatiques et environnementaux (figure IV.1).

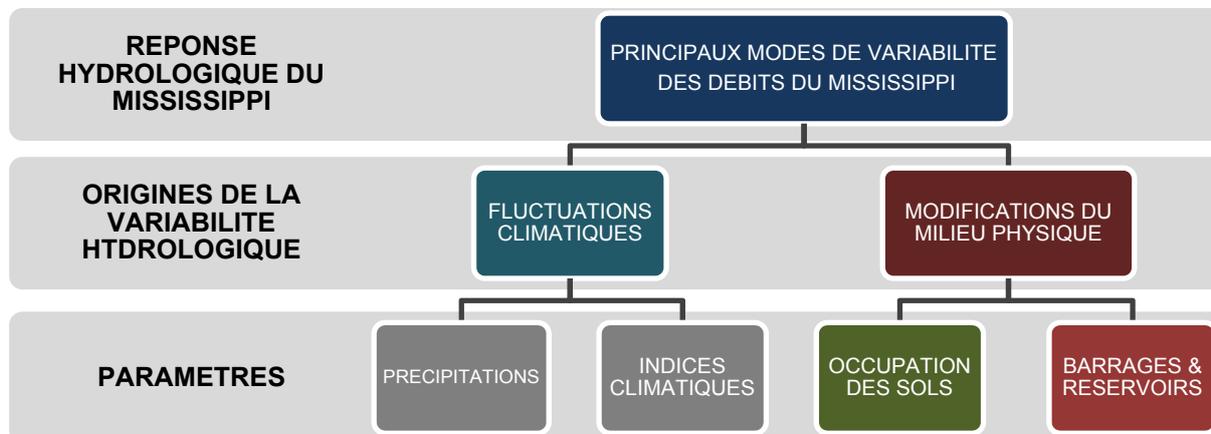


Figure IV-1 : Principaux objectifs de recherche – Partie IV

En ce sens, une synthèse et discussion de l’influence des facteurs climatiques sur la réponse hydrologique du Mississippi sera effectuée. Pour aller plus loin, une méthodologie permettant de prendre en compte l’ensemble des caractéristiques des relations observées entre la variabilité hydrologique et climatique sera proposée. Des éléments d’interprétations supplémentaires concernant d’autres facteurs potentiels pouvant influencer l’évolution de la réponse hydrologique (autres facteurs climatiques, modifications physique du milieu…) seront également proposés, dans le but de pouvoir estimer (si possible) la contribution de ces facteurs aux changements hydrologiques. Le rôle des aménagements (barrages) sera tout particulièrement discuté, du fait de leur influence majeure et reconnue sur l’évolution des paramètres hydrologiques du Mississippi (et notamment hydrosédimentaires).

1. SYNTHÈSE DE L'INFLUENCE DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE DU MISSISSIPPI : PROPOSITION D'UN OSCILLATEUR « HYDRO-CLIMATIQUE »

1.1. Synthèse des relations entre la variabilité hydrologique du Mississippi et les fluctuations

La variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents a tout d'abord été évaluée par une caractérisation simple de l'évolution à long terme des débits et des extrêmes hydrologiques (tendances linéaires, évolution des grandes structurations par LOESS). Cette caractérisation a été complétée par une approche basée sur l'identification et la quantification des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi (par méthodes spectrales). La comparaison de l'évolution au cours du temps de ces caractéristiques hydrologiques avec des paramètres d'origine climatique (précipitations, indices climatiques) a permis d'identifier et de quantifier les liens existants entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique à l'échelle du bassin versant du Mississippi.

La figure IV.2 illustre et résume de façon générale les principales caractéristiques de la variabilité hydrologique, et de l'influence des facteurs climatiques sur l'hydrologie du bassin versant du Mississippi.

L'évolution à long terme des paramètres hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents suit majoritairement celle observée dans les précipitations régionalisées, selon chaque sous-bassin versant. Les tendances linéaires indiquent une augmentation significative des débits, en relation avec les tendances à l'augmentation observées dans les précipitations. Cependant, cette évolution est structurée au cours du temps (non-linéaire), avec une alternance de périodes de forts/faibles débits et précipitations (figure IV.2a). Notamment, une période de plus forts débits/précipitations est observée à partir de 1970.

L'analyse des débits du Mississippi et de ses principaux affluents par transformée en ondelettes (notamment), a permis de montrer que cette évolution est effectivement structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant sur différentes échelles de temps : de l'échelle annuelle aux échelles inter-annuelle (2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans), décennale (8-16 ans ou 12-16 ans) et à plus long terme (22 ans ou 22-26 ans) (figure IV.2b). Un changement majeur dans la composition spectrale est également observé vers 1970 pour tous les bassins versants, affectant l'ensemble des composantes spectrales. Bien que l'essentiel de la variabilité des débits journaliers du Mississippi est associée aux événements de plus hautes fréquences (<1an) et au cycle annuel (entre 70% et 90%), les composantes d'échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme (environ 10% à 28% de la variance totale) sont fortement impliquées dans la structuration de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents. La figure IV.2c illustre parfaitement cette influence : la reconstruction des composantes d'échelles >2ans des débits du Mississippi à Vicksburg (Lower Mississippi) coïncide aux histogrammes des débits de ruissellement cumulés obtenus à partir de 400 stations aux Etats-Unis par McCabe et Wollock (2002).

Pour déterminer l'origine de la structuration observée dans la variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents, ces modes ont été comparés à la structuration de la variabilité des précipitations régionalisées. Les principaux modes de variabilité des débits et des précipitations sont fortement similaires, que ce soit en termes de fréquence, d'occurrence temporelle ou d'amplitude. La variabilité des débits montre effectivement une forte cohérence avec les précipitations, avec une cohérence moyenne observée de 76,7% au minimum. Ceci suggère donc une très forte influence des précipitations, et donc d'origine climatique, sur la structuration de la variabilité des débits.

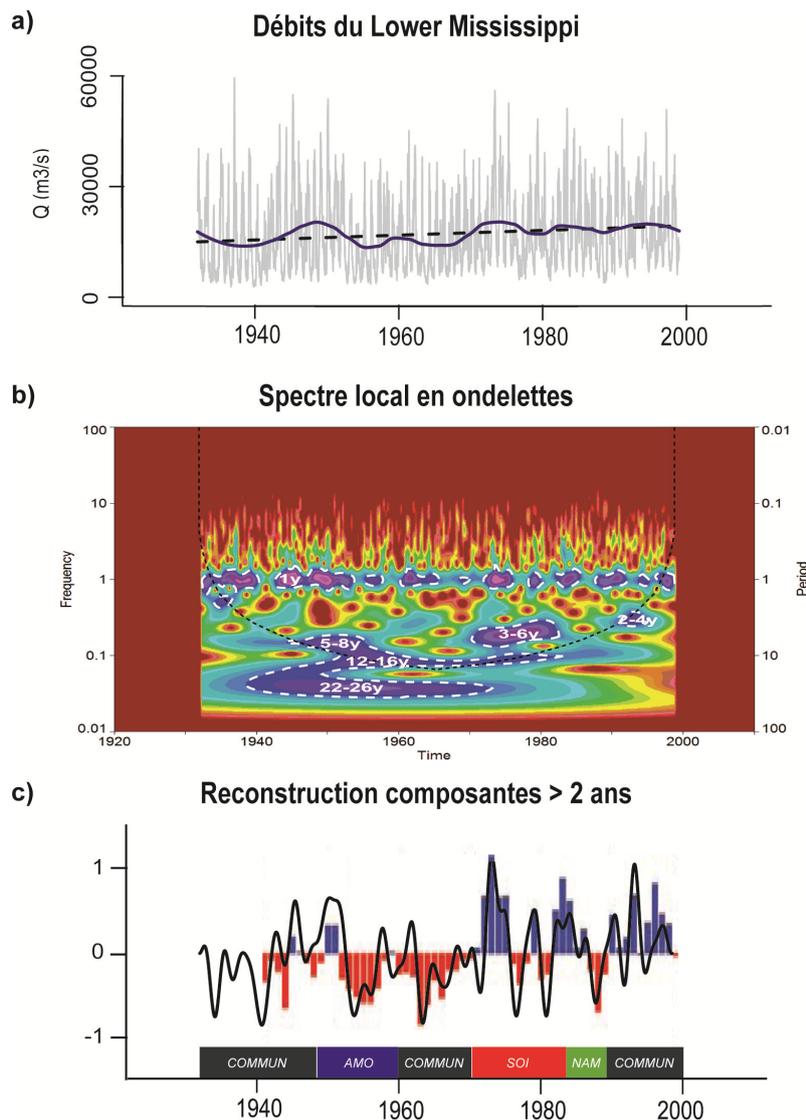


Figure IV-2 : Rôle intégrateur de la variabilité climatique du bassin versant du Mississippi (Lower Mississippi à Vicksburg)

(a) débits journaliers et évolution à long terme (tendance linéaire, LOESS) ; (b) identification des principaux modes de variabilité par analyse en ondelettes ; (c) comparaison entre la reconstruction des composantes d'échelles inter-annuelle à long terme (> 2ans) des débits du Mississippi et les histogrammes des débits de ruissellement cumulés sur l'ensemble des Etats-Unis (d'après McCabe et Wollock, 2002) en lien avec l'influence des principaux indices climatiques.

L'étude des relations entre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et les principaux modes de fluctuations du climat affectant cette région a ensuite permis de déterminer plus précisément les origines des modes de variabilité observés dans les débits et les précipitations.

Les principales fluctuations climatiques, comme l'ENSO, la PDO, l'AMO, la NAO, la NAM et la PNA, présentent une variabilité opérant aux mêmes échelles de temps que les modes de variabilité observés dans les débits et les précipitations. L'analyse de la cohérence par ondelettes de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents a permis de montrer que la variabilité des débits était liée avec l'ensemble des indices climatiques, à des degrés divers en fonction des différentes échelles de temps, suivant le

mode de variabilité du climat mis en jeu et le sous-bassin versant considéré (figure IV.2c). A l'échelle inter-annuelle, la variabilité hydrologique est influencée alternativement par un ou plusieurs indices climatiques prédominants ; alors que les influences sont plus globales (modes communs aux fluctuations du climat) ou à l'inverse plus localisée (un indice climatique en particulier) aux échelles décennale et à plus long terme.

Les effets de ces structurations climatiques sur l'évolution à long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents sont clairement visibles, à la fois en termes de tendances et de structurations. Les effets de ces structurations varient toutefois selon la prédominance des indices climatiques mis en jeu, suivant chaque sous-bassin versant. Globalement, le comportement « tendanciel » de l'évolution des débits peut être relié à l'AMO et la NAO, alors que le comportement « fréquentiel » peut être relié à l'AMO et au SOI (notamment après le changement de phase de la PDO).

Dans tous les cas, la variabilité hydrologique des débits du Mississippi n'est donc pas uniquement influencée par un mode de variabilité du climat en particulier, mais par un ensemble de téléconnexions opérant à différentes échelles spatiales et temporelles, et qui évoluent au cours du temps.

La variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi s'inscrit plus largement dans un cadre d'évolution des paramètres hydrologiques et climatiques à l'échelle globale. Notamment, la rupture majeure observée en 1970 est associée à des modifications importantes dans l'évolution à long terme des débits et des précipitations (augmentation des valeurs moyennes et minimales annuelles dans la plupart des cas, voire maximales), dans le changement de la composition fréquentielle des signaux (affecte les composantes d'échelle inter-annuelle avec des fluctuations passant de 5-8 ans vers 3-6 ans pour tous les sous-bassins ; ou à plus long terme avec le passage d'une fluctuation de 22 ans vers 8-16 ans pour le Missouri et l'Upper Mississippi), ou encore dans la modification de la distribution de la variance (la variance totale et la variance associée au cycle annuel des débits augmentent par exemple pour le Missouri et l'Upper Mississippi à partir de 1970). Cette rupture, qui marque un changement majeur du comportement hydrologique et climatique à l'échelle du bassin versant du Mississippi, correspond à une rupture climatique observée à l'échelle globale, affectant des contextes climatiques variés (Amérique du Nord, Europe de l'Ouest, Afrique du Nord...), dans différents compartiments hydrologiques (surface et eaux souterraines), et ce pour différentes échelles spatiales (petits et grands bassins versants) (voir partie II.5.3). Cette discontinuité est également observée dans plusieurs indices de fluctuations du climat (NAO, SOI, PDO...) [Baines et Folland, 2007 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Ivanov et Estimov, 2010 ; Laignel et al., 2008, 2010 ; Massei et al., 2010], qui marque un changement global de la structuration fréquentielle dans tous les indices climatiques sélectionnés et étudiés (AMO, NAO, NAM, PDO, SOI, PNA), avec l'apparition de fluctuations d'échelle décennale (7-11 ans, 6-10 ans, 7-10 ans, 8-16 ans), associées à des fluctuations de plus basses-fréquences de 15-20 ans (NAO), 17-25 ans (AMO), 13-20 ans (NAM). Ce changement de structuration est commun à tous les indices climatiques (chaque indice proposant une expression particulière de ces modes de variabilité, mais dans une gamme de fréquence commune), et marque fortement un changement de la structuration fréquentielle de chaque indice climatique (voir partie III.2.2).

De plus, l'évolution de la variabilité totale des débits du Mississippi s'inscrit dans un schéma identique de l'évolution de la variance « globale » estimée pour les principaux indices climatiques (voir partie III.5.2), composé de trois grandes périodes distinctes : la période 1930-1960, qui montre une forte variabilité (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ; suivi d'une période de plus faible variabilité en 1960-1980 avec un minimum atteint vers 1970) ; et la période 1980-2000 qui montre une très forte variabilité (avec un maximum atteint en 1990). Toutefois, bien que la variance « globale » augmente

fortement à partir de 1970, cette période marque une évolution plus complexe des débits du Mississippi, dont la variance augmente plus ou moins fortement selon les sous-bassins versants.

Dans tous les cas, cette période correspond donc à une période de plus forte variabilité des paramètres hydrologiques et climatiques, avec des changements importants à la fois dans la variance totale, dans la structuration fréquentielle et dans l'évolution des débits et des précipitations du bassin versant du Mississippi, mais aussi des principaux indices climatiques et d'autres indicateurs à travers le monde. Cette rupture marque définitivement une rupture majeure et globale dans le système climatique, et finalement, dans la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi et des systèmes hydrologiques à l'échelle du globe.

Enfin, même si la majorité des paramètres hydrologiques est en relation avec les paramètres climatiques, certains paramètres comme les débits minimums annuels de l'Arkansas ou les débits maximums annuels de l'Ohio ne correspondent pas à l'évolution des paramètres climatiques (précipitations) correspondant. De plus, la variabilité des signaux hydrologiques n'est pas totalement expliquée, ce qui suggère l'influence d'autres paramètres que ceux étudiés jusqu'à présent. Il est donc nécessaire de pouvoir proposer des éléments d'interprétations supplémentaires concernant l'impact éventuel d'autres facteurs, que ce soit d'autres facteurs climatiques (température, neige, évapotranspiration...) ou des facteurs internes au bassin versant pouvant modifier la réponse hydrologique, notamment les modifications du milieu physique (occupation des sols, aménagements...).

1.2. Reconstitution de la réponse hydrologique du Mississippi aux échelles inter-annuelles à partir de la variabilité d'indices climatiques de référence : vers un « oscillateur hydro-climatique » unifié

La variabilité hydrologique des débits du Mississippi et de ses principaux affluents s'inscrit dans un cadre de changements climatiques abrupts à l'échelle globale. La variance totale associée aux principaux indices climatiques correspond aux grandes périodes de variabilité observées sur l'hydrologie du Mississippi, mais aussi sur plusieurs autres indicateurs hydrologiques et climatiques à travers le monde. En particulier, une période de plus forte variabilité est observée depuis 1970, et marque une rupture majeure du système climatique et de la réponse des systèmes hydrologiques (voir partie IV.1.1 ou partie II.5.3 et partie III.5.2). Ce changement « brutal » peut être interprété comme une rupture du système climatique vers un nouveau régime, qui reste relativement stable jusqu'à ce qu'une nouvelle rupture intervienne (McCabe et Wollock, 2002). Les principaux modes de fluctuation du climat (AMO, NAO, NAM, PDO, ENSO et PNA), représentent des modes régionaux mais dominants de la variabilité climatique, qui interagissent entre eux (téléconnexions). Ces modes varient à des échelles de temps propres, mais aussi à des échelles de temps communes aux autres indices climatiques. Tsonis et al. (2007), en proposant un nouveau mécanisme dynamique pour tenter d'expliquer l'apparition de ce type de rupture climatique, ont exploré le comportement collectif d'un réseau de quatre indices climatiques (ENSO, NAO, PDO et NPO). Leurs résultats suggèrent que le comportement collectif de ces fluctuations peut être amené à se synchroniser, et que dans certains cas, les états « synchronisés » sont suivis d'une augmentation de la force du couplage entre les indices climatiques, détruisant ainsi l'état de synchronisation et conduisant alors vers l'émergence d'un nouvel état du climat. Plusieurs ruptures climatiques significatives sur la période 1900-2000 ont ainsi été observées (1910, 1940 et au milieu des années 1970), associées

notamment à des changements significatifs dans la tendance globale des températures et dans la variabilité de l'ENSO.

La variabilité hydrologique des débits du Mississippi et de ses principaux affluents étant très fortement influencée par les facteurs climatiques, et notamment les principaux modes de variabilité du climat affectant la région, ce type de mécanismes pourrait logiquement être relié à la variabilité observée des débits du Mississippi, et plus largement aux grandes périodes de variabilité identifiées dans les paramètres climatiques et hydrologiques à l'échelle globale.

D'autre part, les relations existantes entre les différents paramètres hydrologiques et climatiques varient fortement au cours du temps, suivant différentes échelles de temps et selon chaque sous-bassin versant. Il serait donc intéressant de pouvoir proposer une méthode permettant de prendre en compte l'ensemble de ces caractéristiques (degré de relations et d'interrelations, instationnarités), dans le but de pouvoir comprendre plus précisément les modalités de variations et l'impact climatique sur la variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi.

En ce sens, nous proposons un indice « hydro-climatique unifié », reprenant l'ensemble de ces caractéristiques par une combinaison simple et pertinente des principaux indices climatiques affectant cette région.

Pour ce faire, nous proposons d'utiliser une approche basée sur les analyses de cohérence par ondelettes dont le principe général s'apparente à une régression linéaire multiple, de type (éq. 1) :

$$Y_i = a_0 + a_1 X_{i1} + a_2 X_{i2} + \dots + a_p X_{ip} + \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (1)$$

où Y_i correspond à la variable à modéliser (ici, le débit), X_i les variables explicatives (les composantes spectrales des indices climatiques corrélées à la variabilité du débit), a_i le poids de chaque composante X_i , et E_i le résidu du modèle (part non expliquée par les fluctuations climatiques). Cette méthode permet donc une combinaison simple des différents indices climatiques, moyennant un coefficient de pondération (paramètres a).

Cependant, la méthodologie employée pour le calcul de cet indice devra prendre en compte plusieurs paramètres essentiels :

- les différences propres à chaque sous-bassin versant concernant les relations existantes entre les débits et les principaux modes de variabilité du climat,
- le degré d'instationnarité existant au cours du temps entre les débits et les principaux indices climatiques,
- les différences d'influence pouvant exister entre ces variables suivant les échelles de temps caractéristiques de la variabilité hydrologique et climatique.

Il est donc nécessaire d'appliquer ce type de modélisation pour chaque sous-bassin versant, en différenciant les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des débits et des principaux indices climatiques, aux échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme. L'analyse de la cohérence par ondelettes apparaît donc comme un outil particulièrement adapté pour estimer les liens entre les débits et les indices climatiques, leurs évolutions au cours du temps, et ce en fonction de ces différentes échelles de temps. Cette méthode pourra donc être utilisée pour calculer les coefficients de pondérations associés aux reconstructions des indices climatiques, pour chaque échelle de temps. Les reconstructions sont obtenues par transformée de Fourier inverse.

Afin d'avoir une représentativité équivalente sur l'ensemble des différents signaux pour le calcul de cet « oscillateur hydro-climatique », les données utilisées correspondent à des moyennes annuelles de débits et des principaux indices climatiques, centrées-réduites pour comparaison (et combinaison). Les données sélectionnées recouvrent les périodes de débits

(globalement de 1928 ou 1929 à 2008). Pour ne pas inclure de redondance d'information, la NAM n'est pas prise en compte (paradigme NAO et NAM, voir partie III.1.1). De plus, la PNA ne peut être incluse dans le calcul de l'oscillateur hydro-climatique du fait de données uniquement disponibles depuis 1950.

Pour chaque échelle de temps caractéristique de la variabilité hydrologique et climatique, l'oscillateur proposé sera calculé pour chaque sous-bassin versant de la façon suivante (éq. 2,3,4) :

$$\text{OSCILLATEUR_X1} <- ((A1 \cdot X1\text{AMO}) + (B1 \cdot X1\text{NAO}) + (D1 \cdot X1\text{PDO}) + (E1 \cdot X1\text{SOI})) \quad (2)$$

$$\text{OSCILLATEUR_X2} <- ((A2 \cdot X2\text{AMO}) + (B2 \cdot X2\text{NAO}) + (D2 \cdot X2\text{PDO}) + (E2 \cdot X2\text{SOI})) \quad (3)$$

$$\text{OSCILLATEUR_X3} <- ((A3 \cdot X3\text{AMO}) + (B3 \cdot X3\text{NAO}) + (D3 \cdot X3\text{PDO}) + (E3 \cdot X3\text{SOI})) \quad (4)$$

A, *B*, *C* et *D* étant les coefficients de pondérations représentant les corrélations entre les débits et l'AMO, la NAO, la PDO et le SOI (voir Annexe 5) ; pour des reconstructions des différents signaux des indices climatiques associés aux échelles de temps *X1*, *X2* et *X3*, respectivement aux échelles inter-annuelle, décennale et long terme. Pour représenter au mieux l'instationnarité des liens existants au cours du temps entre les débits et les différents indices climatiques, les coefficients de pondérations utilisés ne sont pas linéaires, mais correspondent à l'évolution de la cohérence entre les débits et les indices climatiques, pour chaque échelle de temps.

Les résultats obtenus pour les composantes de l'oscillateur aux échelles inter-annuelle, décennale et long terme (figure IV.3) indiquent globalement une bonne correspondance entre ces composantes et les reconstructions des débits.

Pour l'ensemble des sous-bassins versants, les composantes de l'oscillateur restituent correctement la structuration et le comportement tendanciel de la variabilité hydrologique. Dans la plupart des cas, l'occurrence temporelle et l'amplitude des variations sont bien reproduites, à l'exception de certaines périodes propres à chaque sous-bassin versant et aux échelles de temps (par exemple, sur la période 1960-fin des années 1970 du Missouri et l'Upper Mississippi pour l'échelle décennale). Les composantes à long terme sont toutefois plus difficilement reproduites, et marquent des différences plus importantes avec la variabilité observée (occurrence temporelle, amplitude), même si les structurations et les tendances sont globalement respectées.

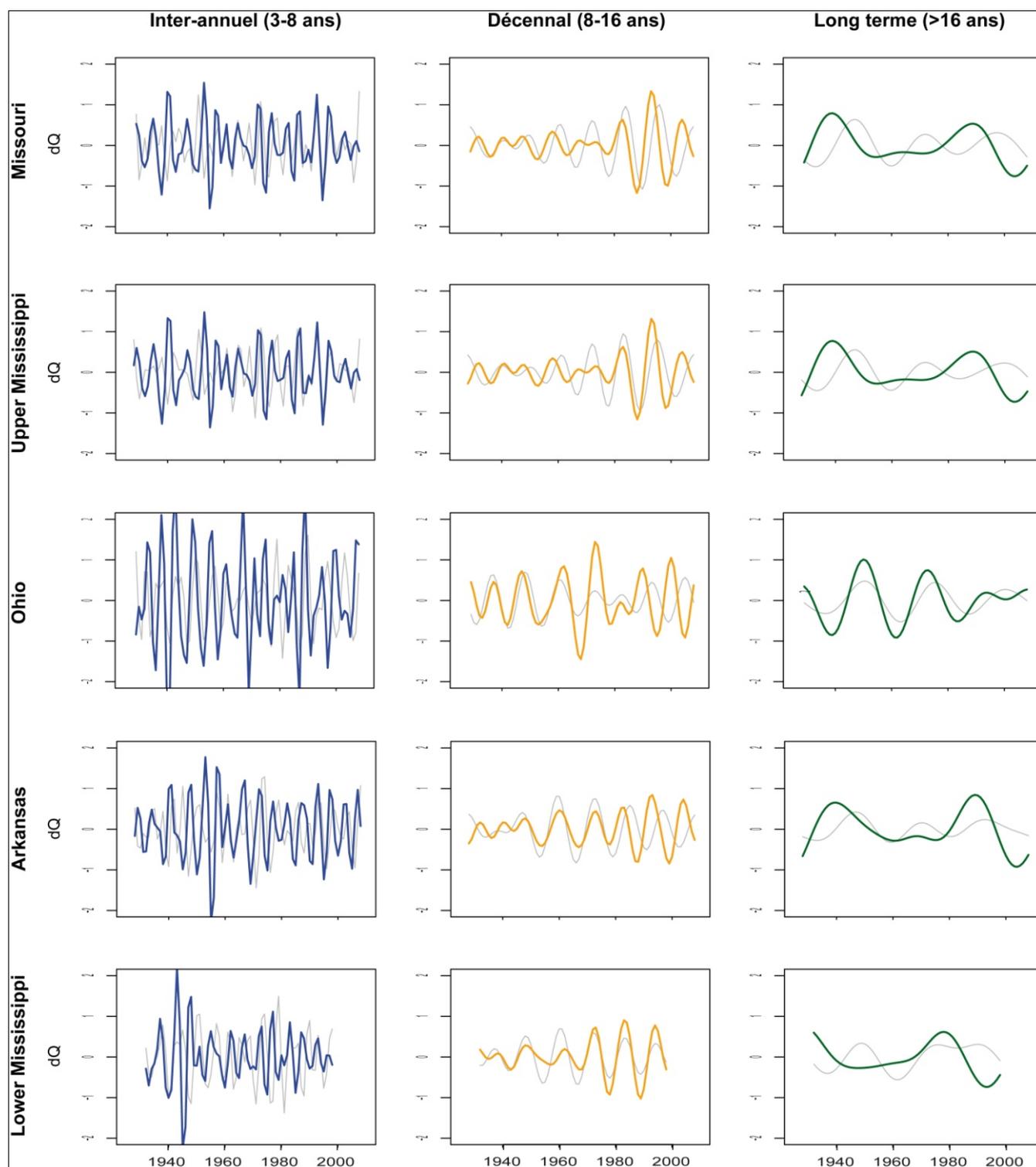


Figure IV-3 : Reconstruction des échelles de temps utilisées pour le calcul de l'oscillateur hydro-climatique des principaux sous-bassins versants du Mississippi

Suivant les échelles de temps spécifiées, les courbes bleues, orange et vertes représentent les composantes de l'oscillateur hydro-climatique ; les courbes grises correspondent aux reconstructions des composantes associées des débits.

L'oscillateur « total » est ensuite calculé par la somme des oscillateurs obtenus pour les trois échelles de temps caractéristiques, suivant (éq. 5) :

$$\text{OSCILLATEUR} \leftarrow (\text{OSCILLATEUR_X1} + \text{OSCILLATEUR_X2} + \text{OSCILLATEUR_X3}) \quad (5)$$

Les résultats obtenus pour l'oscillateur hydro-climatique des débits du Mississippi et de ses principaux affluents sont comparés aux débits moyens annuels observés (figure IV.4) :

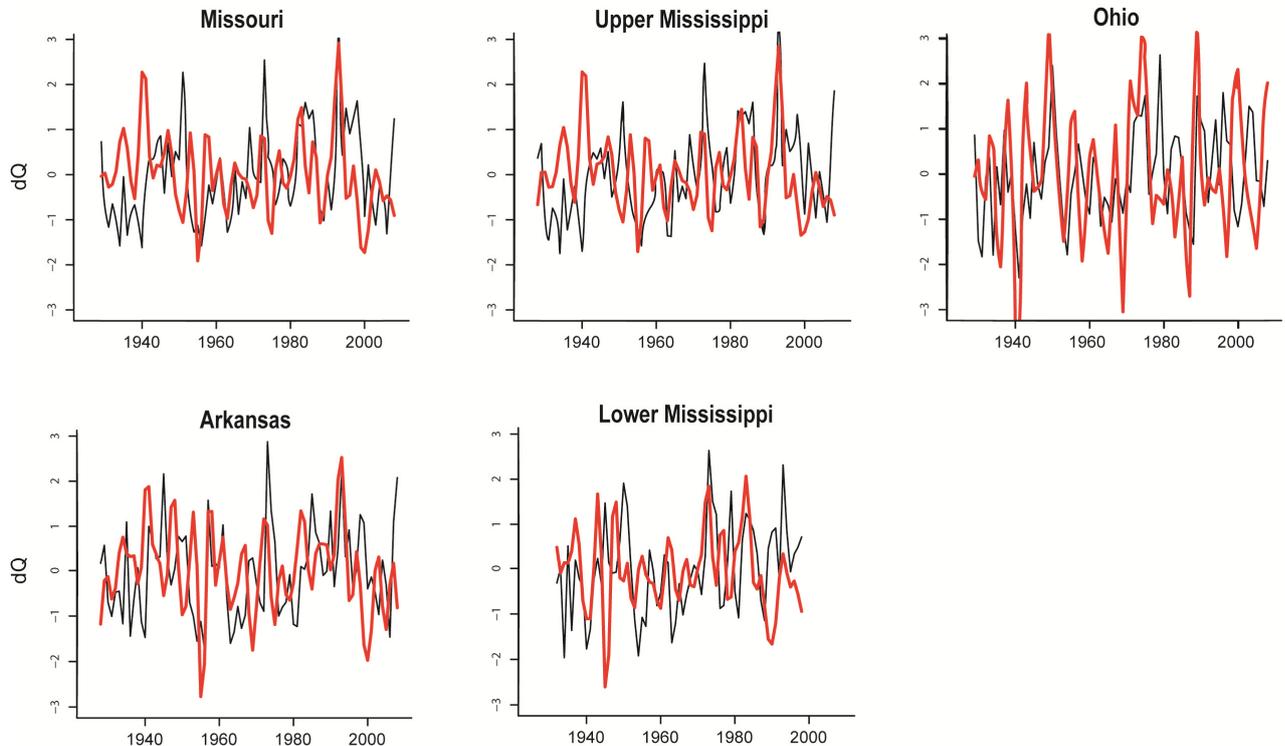


Figure IV-4 : Comparaison entre l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents

Les courbes rouges représentent l'oscillateur hydro-climatique, les courbes noires les débits annuels.

Les tendances, les structurations et l'amplitude des variations des débits du Mississippi sont globalement bien reproduites. Seules les périodes avant 1960 pour le Missouri et l'Upper Mississippi, et à partir de la fin des années 1990 pour l'ensemble des sous-bassins versants, marquent des différences plus importantes avec les débits observés, même si leur évolution générale et leurs structurations sont correctement reproduites. Les événements extrêmes sont correctement reproduits en termes de structurations, mais plus difficilement en termes d'amplitude ; à l'exception de la grande crue de 1993 qui est parfaitement reproduite sur le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Arkansas.

Dans un but de validation et de quantification, des analyses de la cohérence par ondelettes sont effectuées entre l'oscillateur hydro-climatique et les débits moyens annuels de chaque sous-bassin versant du Mississippi (figure IV.5) :

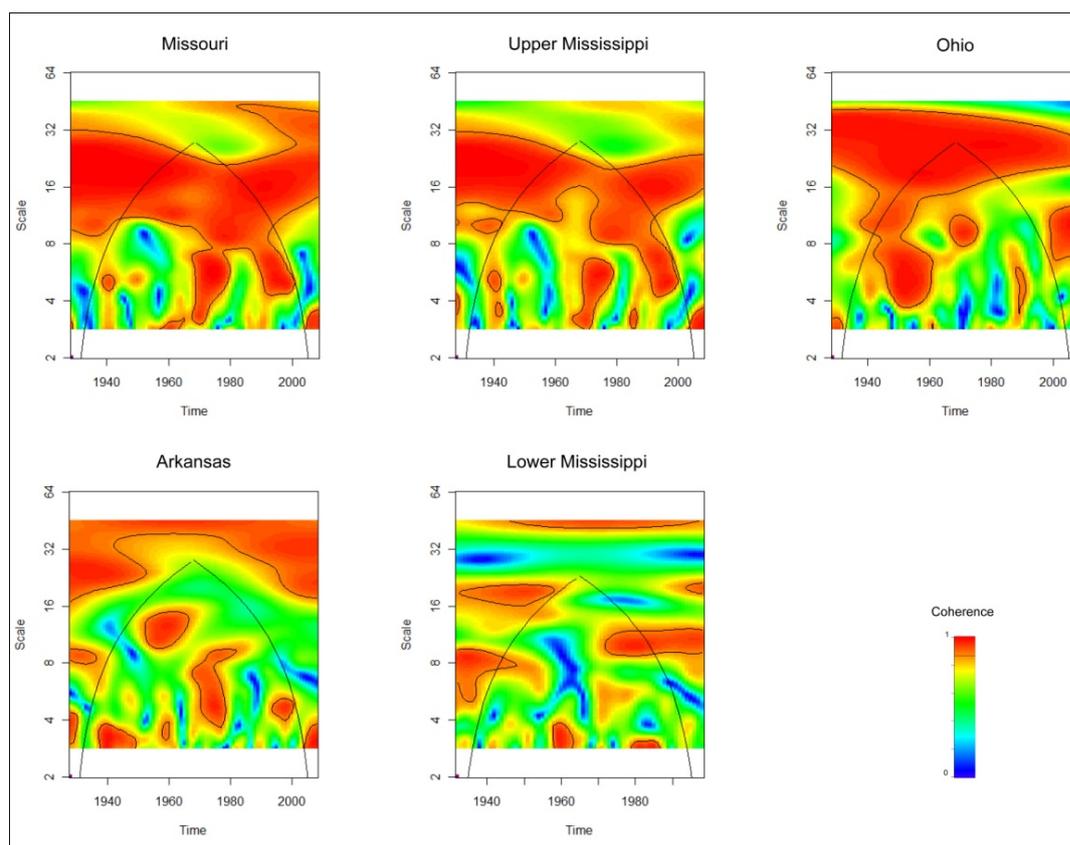


Figure IV-5 : Cohérence par ondelettes entre l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents

Les spectres de cohérence suggèrent une bonne corrélation entre l'oscillateur et les débits pour tous les niveaux d'échelles, pour tous les bassins versants. Conformément à ce qui a été observé précédemment, la variabilité à long terme correspond à l'échelle la moins structurée. Les autres échelles de temps sont correctement structurées pour tous les bassins versants. Le Missouri et l'Upper Mississippi présentent les plus fortes cohérences, notamment aux échelles décennale et pluri-décennale. Enfin, l'Ohio présente une perte de cohérence vers la fin des années 1970 sur les plus grandes échelles de temps.

Pour valider l'apport potentiel de l'oscillateur hydro-climatique, il est nécessaire de pouvoir comparer le degré de cohérence de l'oscillateur calculé avec les débits annuels observés, mais aussi de pouvoir le comparer au degré de cohérence individuel de chaque indice climatique (tableau IV.1) :

INDICES CLIMATIQUES	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Lower Mississippi
AMO	66,59%	67,39%	61,05%	66,86%	70,82%
NAO	63,75%	63,94%	67,10%	70,49%	72,87%
PDO	62,08%	60,67%	62,59%	65,49%	63,86%
SOI	64,93%	64,39%	62,13%	64,61%	59,62%
OSCILLATEUR	79,28%	75,94%	77,80%	70,43%	62,40%

Tableau IV-1 : Quantification du degré de cohérence entre les indices climatiques, l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents

L'oscillateur hydro-climatique possède de très fortes valeurs de cohérence moyenne avec les débits annuels observés pour le Missouri (79,28%), l'Ohio (77,80%), l'Upper Mississippi (75,94%) et l'Arkansas (70,43%). De fortes valeurs de cohérence, toutefois plus faibles, sont observées pour le Lower Mississippi (62,40%). L'oscillateur hydro-climatique exprime donc de 62% à 79% de la variabilité hydrologique annuelle du Mississippi et de ses principaux affluents.

En comparaison avec la cohérence moyenne observée entre chaque indice climatique et les débits moyens annuels, l'oscillateur améliore fortement la cohérence pour le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Ohio : en moyenne, les indices climatiques présentent individuellement environ 60-65% de cohérence avec les débits annuels, alors que l'oscillateur hydro-climatique augmente la cohérence à 75-79%. L'Arkansas présente une cohérence équivalente entre les indices individuels et l'oscillateur. Seul le Lower Mississippi présente une diminution de la cohérence liée à l'oscillateur en comparaison des indices climatiques.

Dans tous les cas, l'oscillateur hydro-climatique améliore sensiblement la correspondance entre les structurations, les tendances d'évolution ou l'amplitude des variations climatiques aux débits du Mississippi. Ceci provient du fait que, précisément, les variations de débits ne sont pas reliées seulement à un indice climatique en particulier, mais bien à un ensemble de processus climatiques dont l'instationnarité de la cohérence avec les débits du Mississippi est très forte dans le temps. L'oscillateur hydro-climatique, qui par principe prend en compte l'ensemble des variations et des instationnarités existantes, améliore largement ces correspondances, et ce même si le degré de cohérence moyenne est stable ou diminue.

L'oscillateur hydro-climatique correspond finalement à une modélisation relativement simple de l'influence combinée que peuvent avoir les principaux indices climatiques sur les débits du Mississippi et ses principaux affluents. La méthodologie mise en place permet de prendre en compte la forte instationnarité existante au cours du temps vis-à-vis de l'influence de ces différents facteurs sur les débits. Les résultats de cette modélisation indiquent une bonne correspondance en termes de structurations, de tendances et d'amplitudes des variations de l'oscillateur en comparaison des débits annuels observés, avec notamment une cohérence moyenne estimée entre 62%-79% sur la période 1928-2008.

Les différences observées entre l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels (de l'ordre de 21% à 38%) peuvent provenir de limites méthodologiques : cette méthodologie ne permet pas de pouvoir modéliser les variations inter-annuelles de 2-3ans (pouvant avoir une influence non-négligeable sur la variabilité des débits du Mississippi) ; ou encore qu'elle ne prend pas en compte l'ensemble des modes de variabilité du climat (PNA, etc.). Enfin, les différences observées peuvent également provenir d'autres facteurs qui ne sont pas liés à la méthodologie employée, comme d'autres facteurs climatiques (températures, neige, évapotranspiration...) ou des facteurs internes au bassin versant (réponse propre des bassins, occupations des sols, aménagements...). Néanmoins, ces derniers facteurs ne seront pas les facteurs majoritaires dans les variations observées de débits du Mississippi.

1.3. Influence des autres facteurs climatiques

Les résultats précédents ont montré que la variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi est fortement reliée aux facteurs climatiques, en particulier les précipitations (de 76,7% à 88,85%, voir partie II.4.3) et les principaux modes de variabilité du climat (de 62,4% à 79,2%, voir partie IV.1.2). Cependant, d'autres facteurs climatiques, comme la température, la couverture neigeuse ou l'évapotranspiration, peuvent avoir une influence non-négligeable sur l'évolution des débits du Mississippi. Ce paragraphe a pour objet de proposer des éléments d'interprétations pouvant expliquer la part non expliquée du signal de la variabilité hydrologique dans l'approche employée (sur l'évolution inter-annuelle), potentiellement reliés à ces facteurs.

Une manière d'aborder l'étude de l'influence de ces autres facteurs climatiques sur la variabilité hydrologique du Mississippi est de raisonner sur les principales différences existantes entre la variabilité hydrologique et les principaux facteurs climatiques, relevées jusqu'alors. Ces différences sont parfaitement illustrées par les pertes de cohérence observées entre les débits du Mississippi et de ses principaux affluents et les précipitations régionalisées (voir partie II.4.3), qui suggèrent l'influence d'autres facteurs (climatiques ou non). En particulier, le Missouri présente la plus faible cohérence entre débits et précipitations (76,7%), avec une perte significative de cohérence identifiée aux échelles inter-annuelle et décennale avant la fin des années 1970.

La température est un facteur climatique essentiel pouvant influencer indirectement la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi, via des paramètres comme la fonte des neiges ou l'évapotranspiration.

L'analyse de la cohérence par ondelettes des températures mensuelles régionalisées et des débits du Mississippi et de ses principaux affluents (figure IV.7) indique que ces deux paramètres sont fortement reliés pour toutes les échelles de temps. Toutefois, une diminution de la cohérence est observée aux échelles inter-annuelle et décennale à partir de 1970 pour tous les bassins versants, à l'exception de l'Ohio. Une diminution sur ces mêmes échelles de temps est également observée sur l'Arkansas avant 1960.

En comparaison des cohérences observées entre les débits et les précipitations, il est intéressant de remarquer une évolution inverse de la cohérence débits/températures pour le Missouri : une forte cohérence débits/précipitations est observée aux échelles inter-annuelle et décennale à partir de la fin des années 1970 ; alors qu'une forte cohérence entre débits/températures est observée avant 1970 pour ces échelles de temps. L'évolution de la cohérence de ces deux paramètres avec les débits du Missouri est donc inversée dans les années 1970, suggérant une modification notable des relations pouvant exister entre les précipitations, la température et les débits.

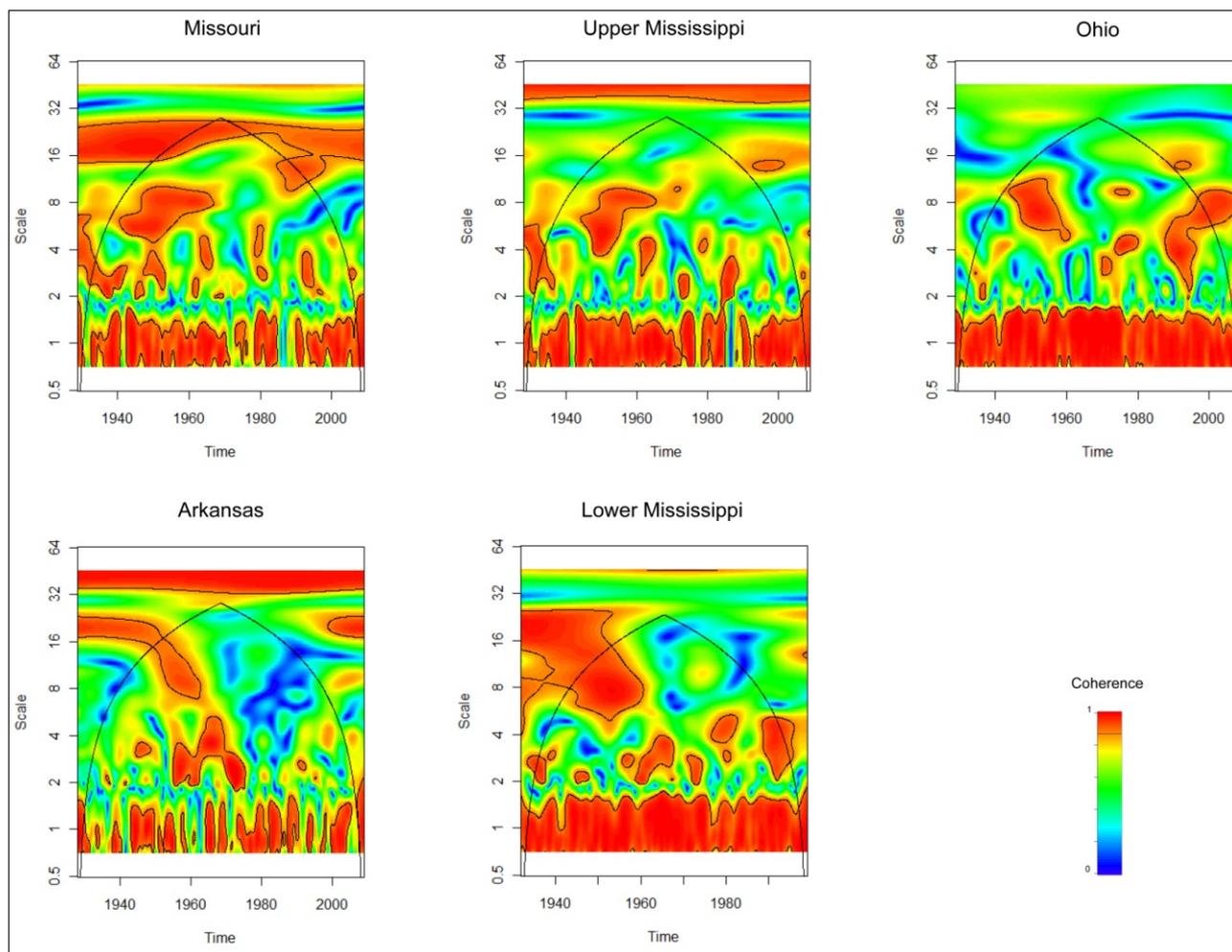


Figure IV-6 : Analyse de la cohérence par ondelettes entre les températures mensuelles régionalisées et les débits du bassin versant du Mississippi

La température peut jouer un rôle indirect sur l'évolution des débits, en modifiant notamment les quantités relatives de précipitations pluvieuse et neigeuse. D'autre part, l'évolution des températures et des précipitations observées aux Etats-Unis au cours du siècle dernier varie géographiquement : l'augmentation des températures est plus importante au Nord et à l'Ouest du pays ; alors que le bassin versant du Mississippi est associé à une forte augmentation des précipitations. De plus, la zone recouvrant le Missouri et l'Ouest de l'Arkansas est une zone fortement influencée par des précipitations sous forme « gelée » (plus de 20%). De ce fait, l'évolution de la cohérence débits/températures peut être reliée à ces modifications de températures, mais aussi aux modifications du ratio neige/précipitation, particulièrement important pour les bassins versants du Missouri et de l'Arkansas. Sur la période 1949-2005, Feng et Hu (2007) ont montré que l'augmentation de température peut induire une diminution du ratio neige/précipitation, qui est observée notamment au centre des Etats-Unis. Cette augmentation de température conduit donc à une augmentation des précipitations sous forme de pluies, et donc une diminution des précipitations sous forme de neige. L'augmentation de températures étant moins importante à l'Est des Etats-Unis (incluant la région de l'Ohio), le ratio neige/précipitation n'est pas modifié dans ces zones.

Dans le cas du Missouri, l'augmentation de température provoquant une diminution de la quantité de neige en rapport aux précipitations totales (et donc plus de pluies) pourrait

expliquer l'évolution des cohérences débits/températures et débits/précipitations observées : puisque la contribution de la neige est importante dans les débits, et que la neige est notamment liée aux faibles températures, la diminution de cette contribution provoque une diminution de la cohérence observée entre débits et températures à partir de 1970. Après ce changement, une contribution plus importante des précipitations au débit total est observée, ce qui explique la forte cohérence observée entre débits et précipitations à partir de la fin des années 1970.

La diminution de la cohérence débits/températures de l'Upper Mississippi peut également s'expliquer par la modification de ce ratio. Toutefois, l'Upper Mississippi est affectée par une contribution relative de la neige au débit total moins importante que le Missouri, ce qui explique qu'il n'est pas observé de pertes de cohérence entre débits et précipitations significatives. Le Lower Mississippi est affecté par la modification de ce ratio de part son rôle intégrateur, puisqu'il n'est pas directement influencé par la neige. A l'inverse, l'Ohio est influencé par la contribution de la neige, toutefois de façon moins importante que le Missouri. Cependant, aucune diminution de la cohérence débits/températures n'est observée, du fait que le ratio neige/précipitations n'ait pas été modifié au cours du siècle dernier (Feng et Hu, 2007).

Enfin, le cas de l'Arkansas est plus complexe, puisque contrairement au Missouri, il présente des pertes de cohérence similaires entre débits/précipitations et débits/températures (pertes de cohérence aux mêmes échelles de temps, sur les mêmes périodes). Ces pertes de cohérence ne peuvent donc pas être expliquées par la modification du ratio neige/précipitations, et suggère l'influence d'autres facteurs pouvant modifier à la fois les relations existantes entre les températures, les précipitations et les débits, comme l'évapotranspiration par exemple.

Les autres facteurs climatiques (températures, neiges, évapotranspiration...) peuvent donc avoir un rôle sur l'évolution de la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi. Toutefois, ces facteurs ont une forte variabilité intra-annuelle (saisonnière), et sont difficilement mis en relation (en l'état actuel de ce travail) avec les différences existantes entre la variabilité hydrologique et les principaux facteurs climatiques, relevées jusqu'alors (pour une évolution inter-annuelle). Les propositions d'interprétations ne sont à ce stade qu'une formulation d'hypothèses, qui devront être approfondies (notamment à l'échelle saisonnière).

2. DEDUCTION DE L'IMPACT DES MODIFICATIONS DU MILIEU PHYSIQUE SUR LA REPONSE HYDROLOGIQUE

Le bassin versant du Mississippi est fortement affecté par les activités humaines depuis plusieurs décennies. Cette région, qui accueille environ 70 millions d'habitants, fait partie des régions agricoles les plus productives au monde. Les enjeux commerciaux et sociétaux ont également contribué à modifier de façon significative les fleuves, rivières et plus largement les bassins hydrographiques (navigation, génération d'électricité, protection contre les inondations...). Les modifications du milieu physique ainsi opérées depuis le début du XX^e siècle peuvent avoir des conséquences potentiellement importantes sur l'évolution des facteurs environnementaux, comme le climat régional, le cycle de l'eau, la qualité des eaux, les écosystèmes, etc. (Benke et Cushing, 2005).

Les résultats obtenus démontrent que la majorité de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents est en relation avec la variabilité climatique. Cependant, certains paramètres hydrologiques ne correspondent pas à l'évolution de paramètres climatiques. Dans ces cas, la relation débits/précipitations est modifiée au cours du temps, se traduisant par des différences d'amplitudes dans la réponse hydrologique (voire un découplage dans certains cas). Ces différences sont uniquement observées sur les extrêmes hydrologiques (minima et maxima), l'évolution des débits moyens ne présentant pas de différences notables avec celle des précipitations. Ceci suggère donc l'influence d'autres paramètres, internes au bassin versant, pouvant modifier la réponse hydrologique du Mississippi.

Cette partie a donc pour objet de proposer des éléments d'interprétations supplémentaires quant à l'impact de ces modifications importantes du milieu physique, afin d'améliorer la compréhension des différences observées, et plus largement de la variabilité de la réponse hydrologique globale du bassin versant du Mississippi. Cette discussion se focalisera essentiellement sur les paramètres du milieu physique susceptibles de modifier la relation à long terme entre les extrêmes de débits et de précipitations, comme le changement d'occupation des sols (pouvant modifier le ruissellement et l'érosion, l'infiltration, etc.) et la construction des principaux aménagements des rivières et des bassins hydrographiques (qui ont notamment pour buts de maintenir un niveau d'eau minimum pour la navigation, et de pouvoir contrôler les crues et inondations). Ces éléments seront discutés autour d'une analyse de l'évolution des relations débits/précipitations des extrêmes hydrologiques (minima et maxima) du Mississippi et de ses principaux affluents.

2.1. Changements de l'occupation des sols

En Amérique du Nord, comme dans beaucoup d'autres régions du monde, une conversion intense de larges zones de différents types de végétations naturelles (pâturages, savanes, forêts et bois...) en zones de cultures a été effectuée au cours du siècle dernier (Ramankutty et Foley, 1999). La conversion d'origine anthropique de ces larges zones affecte de nombreux paramètres environnementaux, en modifiant notamment le cycle de l'eau (modifications de l'évapotranspiration, du ruissellement...), les échanges d'énergie (modifications de l'albedo...), et le cycle du carbone, entre l'atmosphère et les surfaces continentales (Twine et al., 2004). De telles modifications peuvent donc potentiellement avoir des conséquences non négligeables sur la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi.

L'occupation des sols du bassin versant du Mississippi est actuellement dominée par les zones de prairies et pâturages (40%) et les zones de cultures (21,5%), suivi par les forêts (29,5%) et les zones arbustives (5,7%), et les espaces urbanisés (1,5%) [Foley et al., 2004 ; voir partie I.1.1.2. Cependant, l'essentiel des zones de cultures est concentré au centre du

bassin versant, au niveau de l'Upper Mississippi (figure I.3, partie I.1.1.2). Les superficies de zones cultivées étant très importantes, l'occupation des sols, et son évolution au cours du temps, doit être, en effet, également considérée pour comprendre les changements hydrologiques du bassin versant du Mississippi (Zhang et Schilling, 2006). Ces modifications du milieu physique peuvent notamment modifier le ruissellement et l'érosion : par exemple, les zones de cultures ou les zones urbaines ont tendances à augmenter le ruissellement et l'érosion, alors que les prairies et les forêts ont tendances à les diminuer.

L'évolution de l'occupation des sols sur la période 1945-2002, suivant les données présentées en partie I.2.1.3 (figure I.19), est calculée pour chaque sous-bassin et la totalité du bassin versant du Mississippi (tableau IV.2) :

	Missouri	Upper Mississippi	Ohio	Arkansas	Bassin du Mississippi
Cultures	+3,97%	+2,1%	-1,79%	-0,44%	+0,72%
Pâturages	-5,04%	-4,73%	-6,57%	-1,57%	-4,42%
Forêts	-1,92%	-2,31%	+3,57%	-2,4%	-1,08%
Zones urbaines	+0,15%	+0,64%	+3,85%	+1,29%	+1,47%

Tableau IV-2 : Evolution de l'occupation des sols à l'échelle des principaux sous bassins versants du Mississippi sur la période 1945-2002 (source USDA)

D'une manière générale, l'occupation des sols montre une augmentation des zones urbaines et des cultures, ainsi qu'une diminution des forêts et des pâturages. Les augmentations ne sont toutefois pas identiques selon les sous-bassins versants : l'augmentation des zones urbaines est plus marquée pour le bassin de l'Ohio (3,85%), alors que l'augmentation des cultures est plus prononcée pour le Missouri (3,97%). Les diminutions varient également selon les sous bassins, avec une diminution des pâturages plus marquée pour l'Ohio (-6,57%), ainsi qu'une diminution des forêts plus forte pour l'Arkansas (-2,4%). Malgré une tendance générale d'augmentation des cultures et de diminution des forêts, certains bassins versants ne suivent pas ces règles. L'Ohio présente une augmentation des forêts de 3,57%, ainsi qu'une diminution des cultures de -1,79%. De même, l'Arkansas présente une diminution des cultures de -0,44%.

Même si les changements d'occupations des sols au cours du siècle dernier sont observés dans de faibles proportions en rapport à la surface totale, on peut penser que ces modifications peuvent influencer sur la variabilité hydrologique du Mississippi, qui présente une augmentation notable des zones de cultures (surtout pour le Missouri et l'Upper Mississippi), et plus généralement une augmentation des surfaces ruisselantes (cultures, zones urbaines) et une diminution des surfaces non ruisselantes (pâturages, forêts).

Aux Etats-Unis, une forte augmentation des zones de cultures ont été opérés depuis les années 1950 (avec une expansion rapide des cultures de soja, de 54 339 km² en 1950 à 241 169 km² en 1992) (Donner, 2003). Les plus grandes augmentations de surfaces sont localisées au centre du bassin versant du Mississippi (Upper Mississippi et la partie Est du Missouri). Des mesures de conservations des sols (terrasses, labours...) ont été appliquées en parallèle de l'expansion de ces zones de cultures, à partir des années 1930 et 1940, dans le but de contrebalancer l'augmentation du ruissellement induit et diminuer l'érosion des sols

durant les événements pluvieux. D'un point de vue hydrologique, ces pratiques agricoles ralentissent le ruissellement de surface et diminuent l'évapotranspiration au niveau des zones de cultures, ce qui augmente l'infiltration de l'eau. Cette augmentation de l'infiltration augmente potentiellement les réserves en eau souterraines, qui contribuent à des niveaux de bases plus hauts dans les rivières. L'augmentation des zones de cultures (et les pratiques agricoles associées) n'affectent donc pas seulement la quantité des débits, mais aussi la proportion de la contribution du débit de base au débit total (Zhang et Schilling, 2006).

L'impact de l'évolution de l'occupation des sols (et notamment l'expansion importante des zones de cultures) sur l'hydrologie du bassin versant du Mississippi peut être approché en étudiant l'évolution au cours du temps des relations débits/précipitations, et plus précisément sur les débits de base des rivières, qui sont soutenus par une augmentation de l'infiltration initiée par l'augmentation des zones de cultures et les pratiques agricoles (Zhang et Schilling, 2006). Plus précisément, la question est de savoir si la proportionnalité des variations (augmentation/diminution) des débits minimums observés en fonction des variations des précipitations minimums a évolué au cours du temps. Cette relation a déjà été étudiée lors de la caractérisation de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents (voir partie II.2.2.2). Les résultats ont mis en évidence une bonne corrélation entre l'évolution à long terme des débits et celle des précipitations (structuration, tendances générales...) dans la plupart des cas, à l'exception des débits minimums de l'Arkansas (diminution débits vs. augmentation précipitations), de l'Upper Mississippi et du Missouri. Outre ces exceptions, il est difficile d'évaluer nettement les relations existantes entre quantité de précipitation/réponse hydrologique par ces analyses.

Plus simplement, cette relation peut-être visualisée en étudiant l'évolution des débits minimums en fonction des précipitations minimums, à l'échelle annuelle (figure IV.7) :

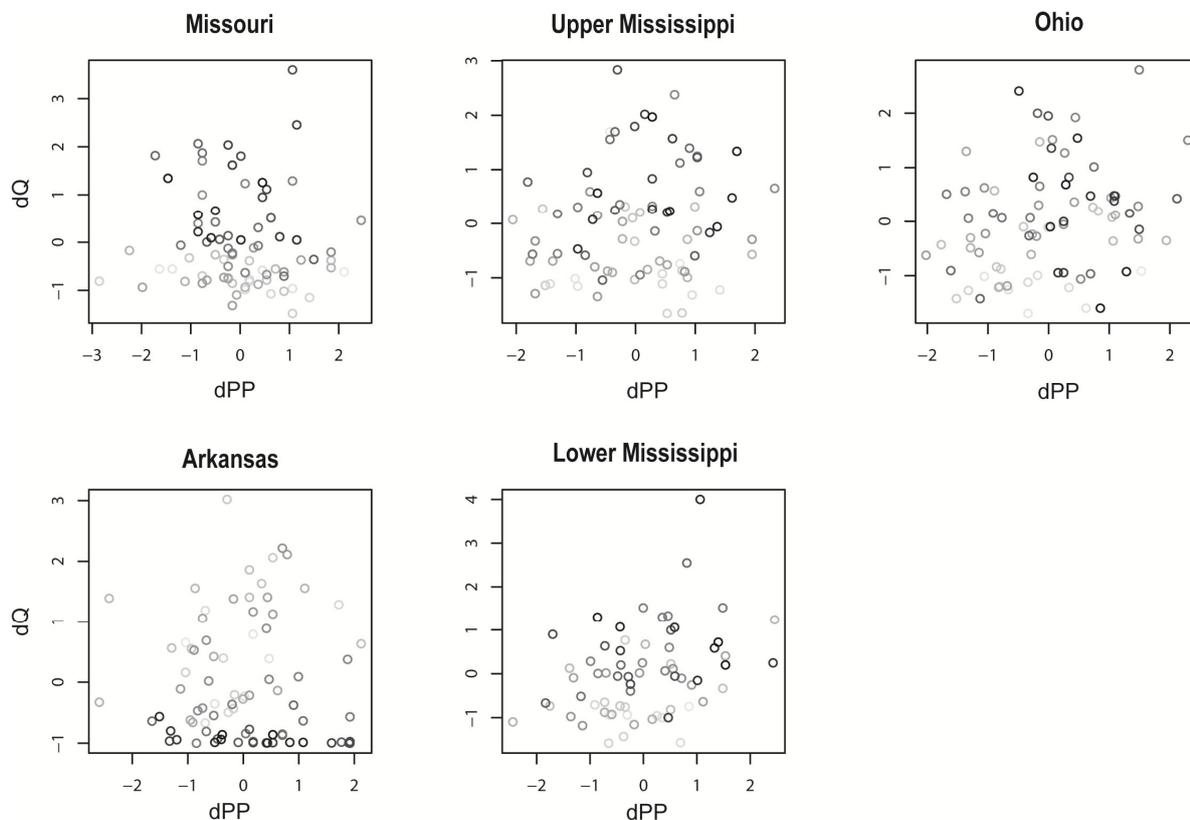


Figure IV-7 : Relations entre les minima centrés-réduits des débits et des précipitations annuelles du bassin versant du Mississippi

Les valeurs sont distribuées graduellement des plus anciennes (gris clair) aux plus récentes (noir)

La distribution au cours du temps (graduellement du gris clair au noir) des variations de débits minimums annuels en fonction des précipitations minimales annuelles indiquent une augmentation de la variabilité des débits au cours du temps pour le Missouri et l'Upper Mississippi : les valeurs des variations de débits situées au début des séries de données (gris clair) sont comprises entre -1 et 1, alors que les données plus récentes (gris foncé, noir) se situent globalement entre -1 et 3. Ceci traduit le fait que pour des quantités de précipitations équivalentes, les débits augmentent plus fortement en avançant dans le temps pour ces bassins versants. Ceci suggère donc une évolution de la réponse hydrologique vis-à-vis des précipitations en relations avec des modifications internes aux bassins versants. L'Ohio et le Lower Mississippi ne présentent pas d'évolution remarquable, puisque les valeurs de variations de débits minimums associées varient de la même façon au cours du temps. En revanche, l'Arkansas présente une modification très nette de ce rapport, puisque les valeurs les plus récentes de débits sont comprises entre 0 et -1, contre -1 et 3 pour des valeurs plus anciennes. Ces résultats confirment les résultats précédemment observés par la caractérisation de l'évolution à long terme par LOESS des débits et précipitations minimums (partie II.2.2.2), avec des différences observées sur le Missouri, l'Upper Mississippi et l'Arkansas.

La modification de l'évolution de la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi depuis le XX^e siècle peut donc être attribuée aux modifications de l'occupation des sols et l'augmentation des zones de cultures (Raymond et al., 2008 ; Schilling et al., 2010 ; Zhang et Schilling, 2006). Notamment, les débits de l'Upper Mississippi et du Missouri augmentent plus que ce que pourrait expliquer l'augmentation des précipitations sur ces régions (Raymond et al., 2008 ; Zhang et Schilling, 2006). Raymond et al. (2008) estiment que les changements d'occupations des sols et de pratiques agricoles conduisent à une augmentation d'environ 50 km³.an⁻¹ des flux d'eau du Mississippi entre une période pré- et post- perturbation aux alentours de 1940. Zhang et Schilling (2006) indiquent que l'augmentation des débits observés depuis 1940 est essentiellement due à l'augmentation dans les débits de base résultant du changement de l'occupation des sols, en particulier de l'expansion des zones de cultures apparaissant dans le bassin versant du Mississippi (concentré sur l'Upper Mississippi et à l'Est du bassin versant du Missouri). Sur la période 1940-2003, les débits de base de l'Upper Mississippi et du Missouri ont augmenté d'environ 65%, alors que ceux de l'Ohio (20%) et de l'Arkansas (10%) n'ont augmenté que plus faiblement. Les tendances plus faibles observées sur ces deux derniers bassins versants sont attribuées au fait que les conversions en zones de cultures ont été largement plus faibles qu'au centre du bassin versant du Mississippi. Plus spécifiquement, Schilling et al., 2010 estiment des modifications de l'ordre de +32% de la relation entre débits et précipitations de l'Upper Mississippi en liens avec ces changements d'occupation des sols.

Les changements de l'occupation des sols et la conversion de grandes surfaces en zones cultivables ont donc un effet non-négligeable sur le bassin versant du Mississippi. Ce type de modifications physiques du bassin versant est vraisemblablement responsable de l'augmentation des débits de base (et donc des débits), essentiellement pour l'Upper Mississippi et le Missouri. Le Lower Mississippi, l'Ohio et l'Arkansas ne semblent pas ou peu affectés par ces changements. Cependant, ces études ne prennent pas en compte l'impact potentiel d'autres modifications du milieu physique, qui peuvent également avoir ce type d'influence, comme les nombreux aménagements des rivières et des bassins versants qui ont eu lieu au cours du XX^e siècle sur le bassin versant du Mississippi.

De plus, l'évolution des débits minimums de l'Arkansas marque un découplage majeur avec l'évolution des précipitations minimales (voir partie II.2.2.2, figure IV.7), qui ne concorde pas avec l'évolution de l'occupation des sols (a priori plutôt graduelle). Il est donc nécessaire d'explorer l'impact potentiel des autres modifications du milieu physique pour pouvoir comprendre au mieux les différences observées entre la réponse hydrologique et les précipitations du bassin versant du Mississippi.

2.2. Impacts des aménagements

Au cours du siècle dernier, de nombreux aménagements et modifications ont affecté les fleuves, rivières, cours d'eau et plus généralement les bassins hydrographiques des Etats-Unis, comme les constructions de nombreux barrages et réservoirs (environ 75 000), les endiguements, la chenalisation des cours d'eau, les suppressions de méandres, etc... Ces différents aménagements ont essentiellement pour but de pouvoir contrôler les cours d'eau pour faciliter la navigation, le stockage de l'eau, la protection contre les crues et inondations ou l'érosion, la production d'énergie, ou de pouvoir proposer des usages récréatifs, etc. (Graf, 1999, 2006 ; USACE).

Sur le bassin versant du Mississippi et sur ses principaux affluents, les principales modifications concernent les barrages, écluses et réservoirs du fleuve et de ses principaux affluents (*Mississippi River and Tributaries Project*), dans le but de faciliter la navigation, d'assurer la protection contre les crues et inondations. Ainsi, l'Upper Mississippi possède un système de 26 écluses et barrages dans le but de maintenir une profondeur d'eau minimale du chenal de 2,75m pour la navigation. Le Missouri possède 6 barrages et réservoirs ; le système de l'Ohio comprend 20 écluses et barrages pour maintenir une profondeur minimale du cours d'eau, auxquels s'ajoute 78 barrages de préventions des crues et inondations ; l'Arkansas possède un système de 17 écluses et barrages, et de 5 réservoirs. Enfin, le Lower Mississippi ne possède pas de système d'écluses et de barrages, mais de nombreuses modifications du fleuve ont été opérées, comme la suppression de méandres la construction de digues (plus de 3000 km) pour lutter contre les inondations (voir partie I.1.4).

Ces barrages ont des impacts potentiels majeurs sur les systèmes hydrologiques et écologiques environnants, pouvant modifier le rythme « naturel » du cycle hydrologique. Les modifications induites du cycle de l'eau, comme les pertes en eau due à l'évaporation, ou de larges pertes induites par la consommation, réduisent la quantité totale d'eau délivrée aux systèmes hydrologiques. Sur certaines rivières, les barrages ont changé les flux sédimentaires, ou encore réduits (voire éliminés) la fréquence et l'intensité des crues et inondations. (Graf, 1999).

Cependant, l'impact de ces aménagements à grande échelle est difficile à décrire et quantifier précisément : hormis un rôle pouvant être non négligeable sur les extrêmes hydrologiques, plus généralement, les effets potentiels sur les débits sont peu évidents comme suggérés par les différents résultats obtenus jusqu'alors (forte influence climatique sur l'évolution des débits) ou le peu d'éléments bibliographiques concernant l'impact distinct de ce type de facteurs. Ces aménagements sont toutefois largement reconnus pour leurs impacts majeurs sur la géomorphologie des rivières/cours d'eau et des régions avoisinantes, ainsi que sur les flux hydrosédimentaires.

Au cours de cette partie, une brève discussion sur l'impact potentiel de ces aménagements sur l'hydrologie sera effectuée, notamment en lien avec l'évolution générale des débits et les extrêmes hydrologiques. Dans un second temps, une discussion sur l'impact majeur de ces aménagements sur les flux hydrosédimentaires sera effectuée, en proposant notamment des éléments de modélisation et de quantification de cet impact d'origine anthropique.

2.2.1. Impact des aménagements sur les débits du Mississippi et de ses principaux affluents

Influence sur les extrêmes hydrologiques

Les grands aménagements de type barrages et réservoirs peuvent avoir des conséquences hydrologiques, du fait notamment de leurs grandes capacités de stockages d'eau, qui peuvent parfois être plus importantes que le ruissellement régional annuel moyen (Graf, 1999). Ces aménagements ayant essentiellement pour but de contrôler les pics de crues et d'augmenter les niveaux d'eau pour la navigation (donc les niveaux d'eau minimums). De ce fait, les principaux effets hydrologiques attendus et facilement visibles concernent les débits extrêmes (hauts et bas débits), qui peuvent donc être modérés par l'opération de ces aménagements (Benke et Cushing, 2005).

Une étude de Graf (2006) portant sur la comparaison entre des portions non-régulées (en amont) et régulées (en aval) de 36 cours d'eau affectés par ces grands aménagements aux Etats-Unis confirme l'impact sur les extrêmes hydrologiques. Selon ces auteurs, sur une moyenne à l'échelle nationale, les barrages et réservoirs sont responsables d'une réduction du maximum annuel de débits d'environ 67%, accomplissant de fait les objectifs de contrôles des crues et de suppression/diminution des inondations, au moins sur les événements à court terme. Les débits minimums sont également affectés, puisqu'ils sont environ 52% supérieurs aux débits minimums des zones non régulées, du fait principalement de l'alimentation des eaux stockées dans les réservoirs (essentiellement durant les mois d'été) et donc du maintien des niveaux d'eau (alors qu'ils auraient dû diminuer naturellement).

Cependant, ces caractéristiques et l'amplitude de l'impact de ces aménagements varient largement régionalement (Graf, 1999, 2006). Les zones situées dans les grandes plaines et ou la région Ozark/Ouachita présentent une forte variabilité hydrologique (pics maximums annuels parfois 20 fois supérieurs au débit moyen), et possèdent des aménagements qui présentent la plus grande capacité de stockage vis-à-vis du flux d'eau moyen annuel (jusqu'à 2,5 fois le flux d'eau moyen annuel) : ces aménagements exercent donc une forte influence sur les caractéristiques hydrologiques, en produisant notamment une grande diminution des pics annuels (-65%). A l'inverse, la région Est présente une variabilité hydrologique plus faible, avec des aménagements qui ont une plus faible capacité de stockage en rapport au flux d'eau moyen annuel, ce qui implique des impacts potentiels hydrologiques plus faibles en comparaison des autres régions (pour des aménagements similaires). Ceci provient du fait que ces régions se situent dans des zones où le ruissellement total est important, et que les aménagements ne stockent pas plus qu'une fraction du flux d'eau annuel. De ce fait, malgré des capacités de stockage qui restent importantes, les effets observés dans ces régions sont plus limités, et il est observé une plus faible différence entre les conditions pré- et post- aménagements. La diminution des débits maximums de la région Est reste toutefois importante (-58%).

L'impact des aménagements sur l'hydrologie du bassin versant du Mississippi peut être approché, en étudiant l'évolution des relations existantes au cours du temps entre débits et précipitations, et plus précisément sur les extrêmes hydrologiques (débits minimums et débits maximums).

L'évolution entre les maxima annuels de débits et de précipitations présentée lors de la caractérisation de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents (voir partie II.2.2.2), a mis en évidence une bonne corrélation entre l'évolution à long terme des débits et celle des précipitations (structuration, tendances générales...) dans la plupart des cas. Toutefois, des différences notables sont observées sur l'Arkansas et de l'Ohio : tendances à la diminution des maximums de débits contre une tendance à l'augmentation des maximums de précipitations.

Cette relation peut être également visualisée en étudiant l'évolution des maximums de débits en fonction des maximums de précipitations, à l'échelle annuelle (figure IV.8) :

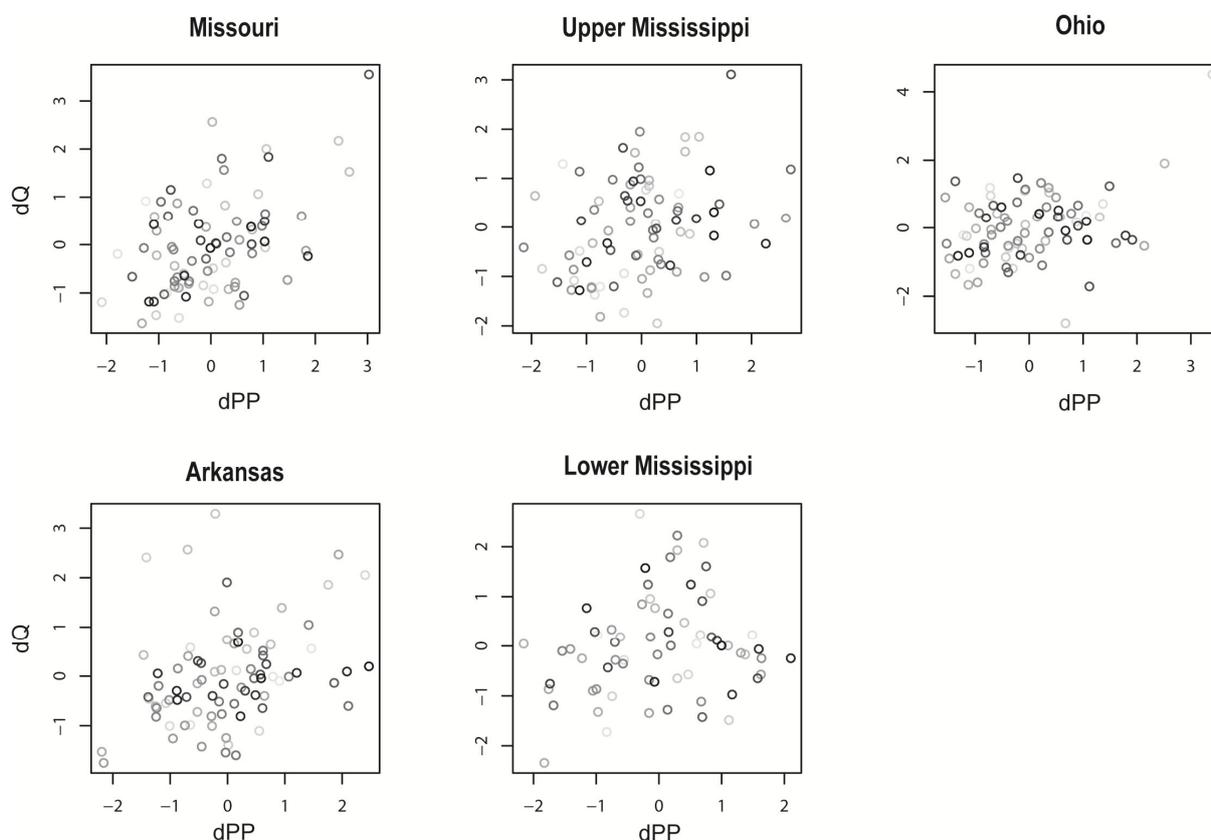


Figure IV-8 : Relations entre les maxima centrés-réduits des débits et des précipitations annuelles du bassin versant du Mississippi

Les valeurs sont distribuées graduellement des plus anciennes (gris clair) aux plus récentes (noir)

La distribution au cours du temps (graduellement du gris clair au noir) des variations de débits maximums annuels en fonction des précipitations maximales annuelles n'indiquent pas de changements notables au cours du temps pour le Missouri, l'Upper Mississippi, l'Ohio et le Lower Mississippi : les valeurs de variations de débits maximums associées aux précipitations varient de la même façon au cours du temps. Toutefois, la variabilité des valeurs de l'Ohio semble « maintenue » dans une gamme de relativement faibles variations (entre -2 et 2, sauf exceptions), ce qui n'est pas le cas des autres sous bassins versants qui présentent une variabilité plus importante. L'Arkansas est le seul bassin versant qui présente une diminution de la variabilité au cours du temps : les valeurs des variations de débits situées au début des séries de données sont plus importantes (entre -2 et 3), alors que la variabilité des données plus récente est moins importante (-1 et 1). Ces résultats confirment les résultats précédemment observés par la caractérisation de l'évolution à long terme par LOESS des débits et précipitations maximums (partie II.2.2.2), avec des différences uniquement observées sur l'Ohio et l'Arkansas.

Le maintien de la variabilité de l'Ohio (sur l'ensemble de la chronique) et de l'Arkansas (diminution plus récente) suggère un « contrôle » de la variabilité des maximums de débits. L'Ohio possède en effet un système important dédié au contrôle des crues (78 barrages spécifiques de prévention), ce qui pourrait donc suggérer un impact potentiel de ce type

d'aménagements, prévu à cet effet. L'évolution de la variabilité de l'Arkansas est modifiée au cours du temps, à partir années 1960-1970 si l'on se réfère aux résultats précédents (figure II.10, partie II.2.2.2). Cette période correspond à la construction des principaux aménagements sur ce bassin versant, pouvant donc être responsable de la diminution brutale des maximums de débits et du découplage observé avec les maximums de précipitations.

Ces aménagements ont également un impact potentiellement important sur les débits minimums, puisqu'ils maintiennent une hauteur d'eau minimale pour la navigation, et peuvent donc être reliés à l'augmentation des débits minimums du Mississippi et de ses principaux affluents (à l'exception de l'Arkansas). Toutefois, cet impact potentiel s'ajoute à l'influence des changements de l'occupation des sols observés sur le bassin versant du Mississippi et décrit précédemment (partie IV.2.1), qui a également tendance à augmenter les débits de base, mais aussi aux changements d'origine climatique avec l'augmentation des précipitations. La contribution relative de ces différents facteurs à l'augmentation des débits minimums n'aït actuellement pas clairement déterminée, puisqu'ils produisent a priori les mêmes effets, et ce sur la même période de temps.

La tendance à la diminution des débits minimums observés sur l'Arkansas est plus difficilement interprétable. La variabilité des débits minimums en fonction des précipitations minimales est fortement modifiée au cours du temps (figure IV.7), à partir des années 1970 (figure II.10) qui marquent le début d'anomalies fortement négatives de débits minimums. Ce changement brutal indiquerait donc une modification importante du milieu physique sur cette courte période, qui correspond à la période de la construction des principaux aménagements de ce bassin versant. Toutefois, les aménagements ont pour rôle de maintenir un niveau d'eau minimum, et donc de soutenir les débits minimums et non de les diminuer comme observé. D'autres facteurs sont donc probablement à l'origine de l'évolution des débits minimums de l'Arkansas (évapotranspiration, infiltration, évolution de la ressource en eau souterraine...), mais aucune autre hypothèse, avec les éléments actuels à notre disposition, ne peut être émise.

Ces aménagements ont également des effets significatifs sur plusieurs autres caractéristiques hydrologiques. Notamment, ils altèrent l'apparition dans le temps des hauts et bas débits : en comparaison des portions non-régulées et régulées, les maximums observés apparaissent 30 à 40 jours plus tôt en moyenne sur le pays, les minimums environ 60 jours plus tard (Graf, 2006).

Influence sur l'amplitude des débits ?

Ces grands aménagements affectent donc la réponse hydrologique des fleuves et rivières, essentiellement pour les débits extrêmes (hauts et bas débits). Toutefois, sur le bassin versant du Mississippi, Benke et Cushing (2005) précisent que les effets de ces aménagements ne changent pas drastiquement le comportement hydrologique global (à l'exception de ces valeurs extrêmes). La question est donc ici de savoir si, malgré cette influence significative sur certains paramètres hydrologiques, ces grands aménagements ont finalement un impact sur l'évolution hydrologique globale observée à l'échelle intégratrice des sous bassins versants du Mississippi ? Autrement dit, existe-t-il une influence sur l'évolution des débits journaliers, et à plus grande échelle temporelle, sur l'évolution des débits moyens annuels ?

Jusqu' alors, les résultats obtenus sur l'évolution des débits moyens annuels sur les principaux sous-bassins versants du Mississippi ont montrés que leur évolution était fortement similaire à celle des précipitations moyennes annuelles (pas de différences majeures comme observées sur les extrema annuels). Ceci suggère donc, a priori, que ces aménagements n'ont qu'une faible influence pour cette échelle d'observation. Pour visualiser plus précisément cette influence potentielle, l'évolution des relations entre les débits moyens annuels et les précipitations moyennes annuelles peut être étudiée (figure IV.9) :

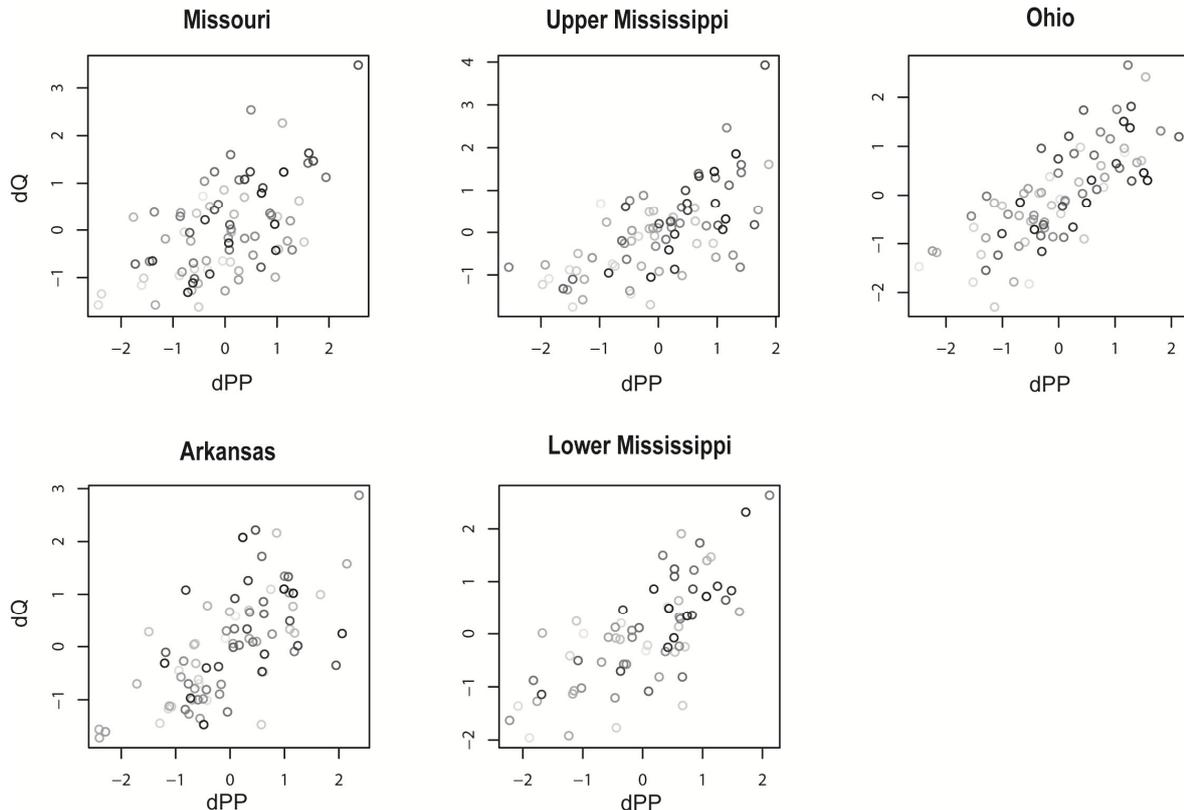


Figure IV-9 : Relations entre les moyennes centrées-réduites des débits et des précipitations annuelles du bassin versant du Mississippi

Les valeurs sont distribuées graduellement des plus anciennes (gris clair) aux plus récentes (noir)

Contrairement aux extrema (figures IV.7 et IV.8), aucune évolution notable au cours du temps n'est observée sur l'ensemble des sous-bassins versants du Mississippi. Ceci traduit donc que, pour une échelle moyenne annuelle, la relation débits/précipitations n'a pas évolué au cours du temps.

Ces résultats confirment ceux obtenus précédemment par la caractérisation de l'évolution à long terme par LOESS des débits et précipitations moyennes (partie II.2.1.2), qui montrent que l'évolution à long terme des débits moyens annuels est très fortement liée à celle observée dans les précipitations, à la fois en terme de tendances, de structurations ou d'amplitude ; et ce sans anomalies remarquables comme observées pour les extrêmes hydrologiques.

Ces indications confirment donc le fait que l'impact des aménagements ne s'enregistre apparemment pas sur les débits moyens, ce qui n'est pas le cas des débits extrêmes. Ceci peut provenir de plusieurs facteurs, notamment du rôle intégrateur des bassins versants, qui intègrent l'ensemble des variations du bassin versant, incluant un

impact des aménagements important mais plus localisé, et donc finalement peu représentatif à cette échelle. Ceci peut également provenir de la taille importante des sous-bassins versants du Mississippi et de la grande quantité des flux d'eau total mis en jeu, qui augmentent ce rôle d'intégration en « moyennant » d'autant plus l'impact de ces aménagements. Cependant, le fait que ces aménagements modifient les extrêmes hydrologiques peut nous laisser supposer une réduction de l'amplitude des valeurs moyennes : le soutien du niveau minimum (augmentation de Q_{\min}) et le contrôle des débits maximum (stabilisation voir diminution de Q_{\max}) indiquent a priori que l'évolution de l'amplitude des valeurs observées de débits, à l'échelle journalière et à l'échelle des moyennes annuelles, serait plus importante naturellement (sans ces contrôles sur les extrêmes).

D'autre part, la comparaison des résultats obtenus sur le bassin versant du Mississippi avec des fleuves ou rivières à d'autres échelles (taille, hydrologie, nombre d'aménagements...) permet de conforter ces observations (figure IV.10) :

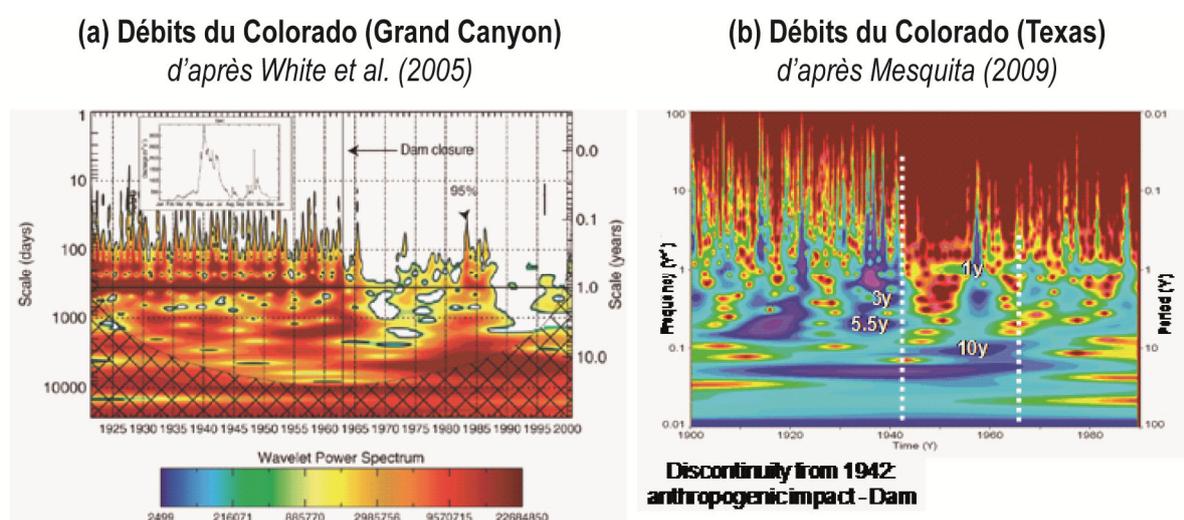


Figure IV-10 : Exemples de débits fortement impactés par la construction de barrages illustrés par les analyses en ondelettes continues : (a) débits du Colorado, Grand Canyon (d'après White et al., 2005) et (b) débits du Colorado, Texas (d'après Mesquita, 2009)

Les exemples, pris ici, correspondent aux débits du Colorado (Grand Canyon) et aux débits du Colorado (Texas), qui sont des fleuves de plus petites tailles, possédant peu de grands aménagements sur leur cours principal (1 ou 2). Les analyses en ondelettes continues de ces débits indiquent clairement une rupture majeure dans les signaux de débits au moment de la construction des barrages : une forte perte d'énergie (de variabilité) est observée en 1963 lors de la construction du barrage sur le Colorado (Grand Canyon) [White et al., 2005], tout comme en 1942 lors de la construction du barrage sur le Colorado (Texas) [Mesquita, 2009]. En comparaison, les analyses en ondelettes effectuées sur les débits journaliers du bassin versant du Mississippi (figure II.15, partie II.3.2) n'indiquent pas de perte d'énergie dans les signaux de débits.

Ceci suggère donc qu'à l'échelle des principaux bassins versant du Mississippi, les grands aménagements n'ont pas d'impacts majeurs à une échelle hydrologique globale. Ceci peut provenir de l'effet intégrateur de ces bassins versants (taille, quantité d'eau transitant dans le système...), qui ont tendances à créer un effet « tampon » de l'influence de ces aménagements dont le rôle le plus important est observé sur les valeurs extrêmes de débits. Du fait de cet effet « tampon » et du rôle sur les extrêmes hydrologiques, le seul impact

présupposé à cette échelle peut être une (légère) réduction de l'amplitude des variations de débits.

Finalement, l'impact des aménagements sur le bassin versant du Mississippi est difficilement mesurable et quantifiable. Ils ont une influence non négligeable sur les extrêmes hydrologiques, et peuvent affecter a priori l'amplitude des débits à une échelle hydrologique globale, sans toutefois en modifier de façon importante le cycle « naturel ». Ceci provient notamment du fait qu'ils agissent de façon simultanée avec d'autres facteurs pouvant modifier la réponse hydrologique, comme les changements observés dans le climat ou les changements d'occupations des sols. D'autre part, les effets hydrologiques ou écologiques de ces aménagements sont seulement identifiables depuis peu, du fait d'une capacité maximale de stockage des eaux seulement atteinte depuis 20 ou 30 ans (Graf, 1999). L'impact majeur de ces grands aménagements correspond finalement aux changements géomorphologiques et hydrosédimentaires, plus importants et observés à une échelle de temps plus courte, en réponse à leur construction.

2.2.2. Impact des aménagements sur les flux hydrosédimentaires du Mississippi

La construction des grands aménagements sur les rivières, cours d'eau et bassin hydrographiques aux Etats-Unis au cours du siècle dernier a eu des conséquences importantes d'un point de vue géomorphologique : fortes modifications de la morphologie des cours d'eau (suppression de méandres, chenalisation, endiguement...), forte réduction de la surface des plaines d'inondations actives (environ 79% en moyenne nationale), etc. (Benke et Cushing, 2005 ; Graf, 1999, 2006 ; Meade et Moody, 2010).

Ces effets touchent en particulier le système du Mississippi et de son principal affluent, le Missouri (affluent le plus long et contributeur principal en terme sédimentaire), qui correspond au plus grand système d'Amérique du Nord pour le transport sédimentaire de l'intérieur des terres vers les océans. Les aménagements du bassin versant du Mississippi ont provoqué de profonds changements dans le transport et le stockage des flux sédimentaires de ce système. Les plus grands barrages et réservoirs ont été construits sur le Missouri, qui ont modifié la qualité de l'eau (particulièrement riche en sédiments en aval), les processus hydrauliques dans le transport, le stockage, et la remobilisation des sédiments fluviaux entre le Nord des Grandes Plaines et le Golfe du Mexique. Finalement, ces aménagements sont à l'origine d'un piégeage d'une grande quantité de sédiments, et donc de la réduction des flux sédimentaires à long terme de ce système (presque 80% depuis 1850 observé au niveau du Golfe du Mexique), et cette diminution est considérée comme une cause majeure de la diminution des zones humides côtières dans le Sud de la Louisiane (Harmar et al., 2005 ; Keown et al., 1986 ; Kesel, 1988, 1989, 2003 ; Meade, 1995 ; Meade et Moody, 2010 ; Mossa, 1996).

Le bassin versant du Mississippi correspond donc à un système naturel fortement altéré, sous contraintes climatiques et anthropiques importantes. La caractérisation et la quantification de la contribution des facteurs naturels (climatiques) et des facteurs anthropiques à la variabilité hydrosédimentaire de ce système complexe est une question importante pour une meilleure compréhension de l'impact des facteurs anthropiques, notamment de l'impact de ces aménagements. Dans ce but, une méthodologie de modélisation par interpolation paramétrique de la composition spectrale peut être proposée pour pouvoir estimer l'impact anthropique sur la variabilité des flux hydrosédimentaires, tout en respectant le forçage climatique (voir Rossi et al., 2009 pour une description détaillée).

Influences climatiques vs. anthropiques

La variabilité des flux hydrosédimentaires du Mississippi est totalement intégrée à son exutoire au niveau du Golfe du Mexique. Par conséquent, les données hydrologiques et sédimentaires du site de Tarbert+Red River Landings (Louisiane), localisé près du débouché principal du bassin versant du Mississippi (voir figure I.15, partie I.2.1.1), ont été sélectionnées pour une période communes et continues, de 1950 à 1975. Cette période correspond à la plus grande période disponible, et reste toutefois représentative des phénomènes étudiés (réponse hydrosédimentaire au climat et aux aménagements).

Les données de débits journaliers et l'analyse en ondelettes associée (figure IV.11a et b) présente des caractéristiques similaires aux débits précédemment analysés sur le Lower Mississippi (à Vicksburg sur la période 1932-1998) : les débits à Tarbert+Red River Landings présentent une tendance à l'augmentation ($F=20.68$, $p\text{-value}<0.001$), une forte structuration du cycle annuel et des composantes d'échelles inter-annuelles (fluctuations à 2-4ans, 4-8ans) et à plus long terme (fluctuation d'environ 10ans), ainsi que des instationnarités dans la composition spectrale du signal (notamment vers 1970).

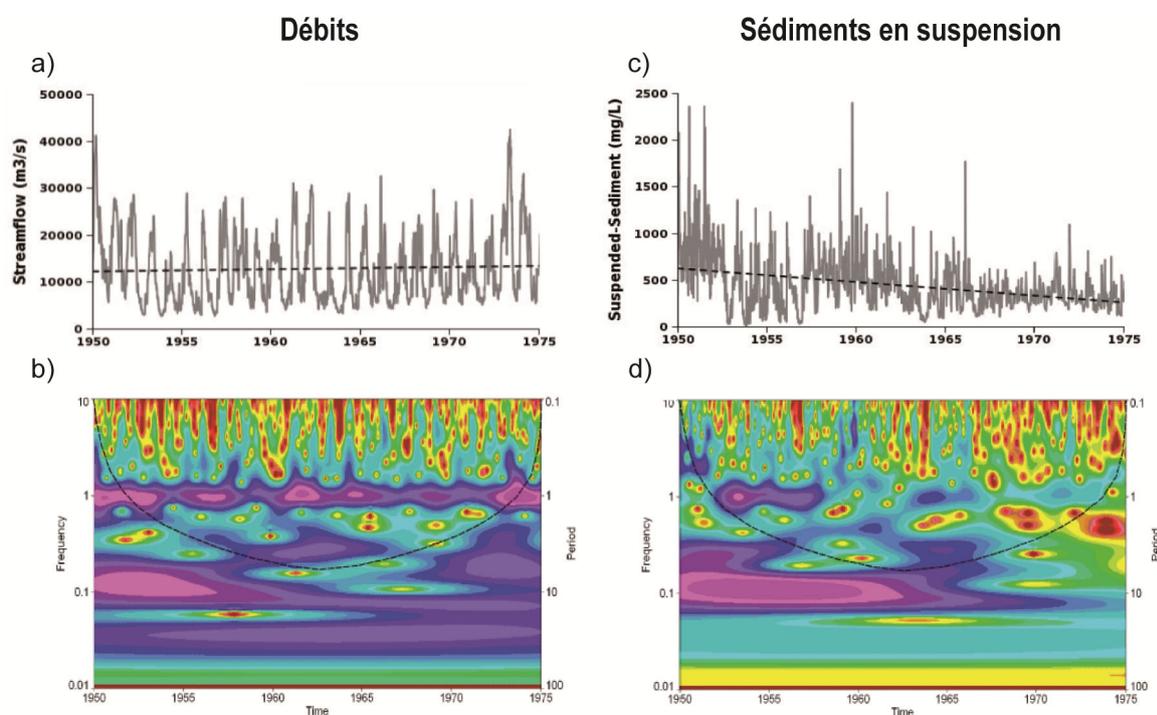


Figure IV-11 : Données et analyses en ondelettes des débits (a, b) et de la concentration de sédiments en suspension (c, d) du Mississippi à Tarbert+Red River Landings sur la période 1950-1975

Les données journalières de la concentration en sédiments en suspension (figure IV.11c) présente une forte tendance à la diminution ($F=1676.78$; $p<0.001$) sur la période 1950-1975. L'analyse en ondelettes continues (figure IV.11d) présente globalement la même composition spectrale que celle observée sur les débits : cycle annuel, bandes de fréquences à 2-4ans, 4-8ans et 10ans, instationnarité de la composition spectrale.

La principale différence observée entre les analyses en ondelettes des débits et de la concentration de sédiments en suspension est une perte progressive du signal (perte d'énergie), uniquement observée sur le spectre de la concentration des sédiments en

suspension. Cette perte d'énergie peut être reliée à la forte diminution des quantités de sédiments en suspension (figure IV.11c), mais aussi à une diminution de la variance. Cette perte d'énergie, qui n'est pas observée sur les débits et les précipitations (non montrées, voir Rossi et al., 2009, ou figure II.21 dans la partie II.4.1.2) n'est donc pas initiée par une influence climatique. Il est donc nécessaire de considérer d'autres facteurs, comme l'influence anthropique (Kesel, 1988 ; Meade, 1995; Mossa, 1996).

Les changements anthropiques sont reconnus comme étant largement responsables de la diminution de la concentration de sédiments en suspension du Mississippi, associés à une perte d'énergie observée dans les analyses spectrales. La diminution de la concentration de sédiments en suspension depuis 1950, et par conséquent du flux hydrosédimentaire, est largement considérée comme étant majoritairement due à la rétention de sédiments issus de la construction des nombreux aménagements (dont les barrages) et sur ses principaux affluents, en particulier sur le Missouri (années 1950) et l'Arkansas dans les années 1960 (Kesel, 1988 ; Meade, 1995 ; Meade et Moddy, 2010 ; Mossa, 1996).

Modélisation par interpolation paramétrique de l'impact des barrages sur les flux hydrosédimentaires du Mississippi

Le spectre local en ondelettes des flux de sédiments en suspension indique que la diminution des flux hydrosédimentaires est reliée à une perte d'énergie qui affecte l'ensemble des composantes spectrales du signal. Nous proposons de modéliser le signal du flux de sédiments en suspension en reproduisant sa composition spectrale par un modèle d'interpolation paramétrique sinusoïdale (éq. 6) :

$$Y = A \cdot \exp(-k \cdot X) \cdot \sin(2\pi \cdot F \cdot X + P) \quad (6)$$

où A = amplitude, F = fréquence, P = phase, k = coefficient d'amortissement, X = temps, Y = flux de sédiments en suspension généré.

Afin de prendre en compte la diminution de l'amplitude du flux de sédiments en suspension, nous considérons dans un premier temps une tendance linéaire à la diminution au sein des données. Cependant, cette tendance n'explique pas à elle seule la perte d'énergie du signal pour : le spectre en ondelettes des flux de sédiments en suspension dépourvus de tendance continue de présenter une forte diminution de l'énergie pour toutes les échelles de temps. La diminution des flux de sédiments en suspension n'est donc pas seulement expliquée par une simple diminution de la moyenne de ces flux, et il est nécessaire d'affecter un paramètre d'amortissement pour chaque sinusoïde composant le modèle spectral pour prendre en compte cette diminution d'énergie dans le signal. Le modèle est ajusté par moindres-carrés et possède les mêmes propriétés statistiques que les données initiales. Ces nouvelles composantes sinusoïdales partagent les mêmes paramètres et les mêmes propriétés statistiques que les sinusoïdes de bases, et donc les mêmes échelles de temps caractéristiques que les flux de sédiments en suspension observés.

Sur la base de cette approche de modélisation, l'influence des changements anthropiques (aménagements) est représenté par : (i) une tendance à la diminution des flux de sédiments en suspension (ii) un amortissement des sinusoïdes composant le signal. Pour attribuer la variabilité du flux de sédiments en suspension comme elle pourrait être observée sans cette influence, il est nécessaire de compenser ces deux effets (décompresser les sinusoïdes et ajouter la tendance.

Les résultats obtenus pour le Mississippi à Tarbert+Red River Landings représentent les flux de sédiments en suspension sans l'impact anthropique (aménagements). Les résultats de l'analyse en ondelettes indiquent clairement une compensation de la perte d'énergie (figure IV.12, a vs. b), ce qui renforce le choix de cette méthode de modélisation. De plus, cette modélisation stochastique, bien que réalisée avec des fonctions sinusoïdales, reproduit correctement les instationnarités du signal.

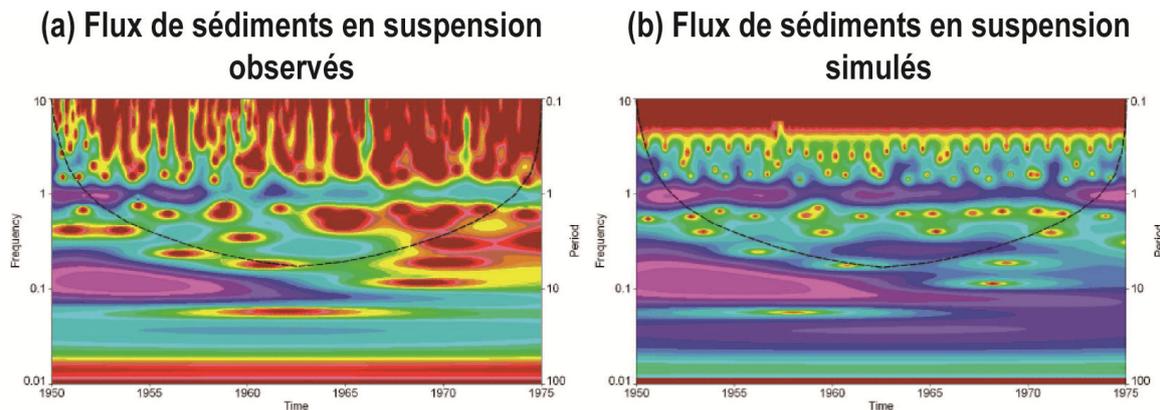


Figure IV-12 : Spectres locaux en ondelettes des (a) flux sédimentaires observés (b) et des flux sédimentaires simulés, sans changements anthropiques

Le spectre local en ondelettes des flux sédimentaires simulés indiquent clairement un rétablissement progressif de l'énergie sur la période complète de l'analyse

En comparant les flux de sédiments en suspension observés et simulés (figure IV.13), une première estimation de cet impact anthropique peut être indiquée. Sur la période 1950-1975, cette différence représente un déficit total estimé à $5,75 \cdot 10^9$ tonnes à Tarbert+Red River Landings. Le changement anthropique est donc ici responsable d'une diminution des flux de sédiments en suspension d'environ $2,25 \cdot 10^8$ tonnes.an⁻¹ sur la période considérée.

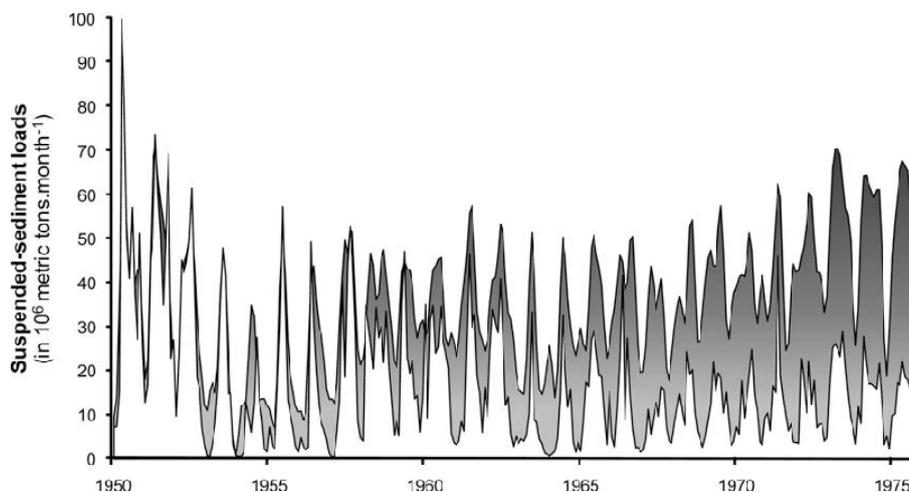


Figure IV-13 : Flux de sédiments en suspension observés (blancs) vs. flux de sédiments en suspension simulés sans les changements anthropiques (gris)

La zone grise entre les deux courbes représente la diminution des flux de sédiments en suspension attribué à la construction des barrages et réservoirs sur le Mississippi et ses principaux affluents

Cette méthode permet donc de produire des flux de sédiments en suspension sans l'impact anthropique induit par la construction des barrages et réservoirs. En considérant que la diminution observée des flux est reliée à la diminution de la concentration de sédiments en suspension, supprimer cette diminution suppose une disponibilité sédimentaire constante sur la période considérée. La tendance des flux simulés de sédiments en suspension (la tendance résiduelle présente dans le signal) correspond à une tendance linéaire à l'augmentation, qui reflète la tendance naturelle des débits du Mississippi.

Cette méthode de modélisation par interpolation paramétrique possède cependant un certain nombre de limites : par exemple, le modèle assume que la concentration de sédiments en suspension reste constante sur la période considérée, ce qui a tendance à sous-estimer les valeurs des flux simulés (une augmentation des débits devrait être associée à une augmentation des flux sédimentaires). De plus, l'estimation de flux de sédiments en suspension effectuée à Tarbert+Red River Landings est minimisée et n'est pas totalement « libre » de tout impact anthropique, puisque ce site est localisé en aval de la diversion du Mississippi vers l'Atchafalaya (qui détourne environ 20%-30% des flux en moyenne).

En dépit de ces limites, le modèle utilisé fournit une estimation de l'impact anthropique relié à la construction des barrages et réservoirs sur le Mississippi et de ses principaux affluents, et apporte une contribution à la discussion concernant l'implication d'un déficit d'un apport des stocks sédimentaires vers les côtes.

Afin d'améliorer la modélisation et l'estimation de l'impact anthropique, il serait intéressant de pouvoir reproduire cette méthode à une échelle spatiale plus fine (à l'échelle des principaux sous-bassins versants), mais aussi à de plus larges échelles temporelles (en utilisant par exemple des archives sédimentaires),

Les activités humaines apparaissent donc comme ayant des impacts significatifs sur la diminution des sédiments en suspension. L'un des impacts parmi les plus importants pourrait être la diminution de la quantité de sédiments délivrée aux océans, qui serait probablement responsable dans le futur de la perte des caractéristiques deltaïque. De plus, couplé à des changements possibles du trait de côte par l'augmentation du niveau marin, ces possibles modifications pourraient entraîner une perte des zones humides au niveau des côtes de la Louisiane, et favoriser la vulnérabilité de la population face aux événements naturels de grande ampleur.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment load, 1950–1975

A. Rossi*, N. Massei, B. Laignel, D. Sebag, Y. Copard

UMR CNRS 6143 "Continental and Coastal Morphodynamics", Department of Geology, University of Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 June 2008

Received in revised form 9 June 2009

Accepted 17 August 2009

This manuscript was handled by K. Georgakakos, Editor-in-Chief, with the assistance of A.A. Tsonis, Associate Editor

Keywords:

Mississippi River

Streamflow variability

Continuous wavelet transform

Suspended-sediment fluxes

Anthropogenic changes

Parametric sinusoidal modelling

SUMMARY

Most climate variables are measured at small spatial and temporal scales (e.g. temperature and precipitation at weather stations) making it inherently difficult to evaluate climate change at large scales. Great rivers like the Mississippi River in North America, however, integrate the hydrologic response to climate (precipitation, streamflow, suspended-sediment load) at near-continental scale. We identified the principal modes of variability in hydrologic time-series data for the Mississippi River for 1950–1975 and compared them to climate fluctuations and anthropogenic changes in the watershed. Continuous wavelet analysis is used here to investigate the temporal and frequency changes in hydrometeorological and suspended load series. Wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment concentration showed common spectral structures dominated by intra-annual and annual fluctuations (i.e. 23.6% of total variance for streamflow and 8.9% for suspended-sediment), however, significant inter-annual and multi-year fluctuations also were detected (7.1% for streamflow and 10.7% for suspended-sediment). These results indicate strong climatic influences that, in addition to annual fluctuations, could be related to well-known patterns, for example, ENSO which has a strong influence on North American hydroclimatology. For streamflow and suspended-sediment load, signal non-stationarity results in clear temporal changes in wavelet spectra around 1960–1965 and 1970. The analysis also indicates a loss of energy in the suspended-sediment load signal (decrease in loading) which can be attributed to anthropogenic changes, principally the construction of large reservoirs on the Missouri River in the 1950s. By parameterizing a sinusoidal model based on the observed spectral composition, we were able to remove the effect of this energy loss and estimate what suspended-sediment load would be without the anthropogenic changes. From 1950 to 1975 the estimated decrease in sediment loading at the mouth of the Mississippi at the Gulf of Mexico was 2.25×10^8 metric $t\ y^{-1}$.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

Introduction

Climatic changes are at the origin of numerous environmental changes, especially on the hydrological cycle (e.g. marked by increasing precipitation or runoff, and more generally by an intensification of the global hydrological cycle) and on the land–oceans sediment transfers by rivers, a key component reflecting the global denudation system (i.e. erosion or land surface denudation).

Because of their size, great river watersheds integrate the heterogeneities of numerous parameters, notably hydrological, sedimentary and climatic changes. In addition, because they shelter a large part of human population, these watersheds are strongly affected by human activities. So, they can be considered as pertinent objects representative of changes in both climate and human activities.

Numerous works concerning the functioning of the global Earth system used hydrologic and sedimentary transfers of largest rivers as proxies of climate and environmental changes at a global scale. As an example, Labat et al. (2004) and Labat (2006) concluded to a global runoff increase related to global warming and showed reasonable relationships between land–water cycle oscillations and climate forcings, such as ENSO (El Niño Southern Oscillation) or NAO (North Atlantic Oscillation) using worldwide long-term historical streamflow records. Walling and Fang (2003) and Walling (2006) analysed trends in the suspended-sediment loads of major rivers at a global scale and showed significant recent changes in associated sediment fluxes in response to human impact (e.g. increased sediment loads because of land clearance for agriculture, or decreased sediment loads related to the trapping of sediment by dams).

As one of the five larger rivers in the world, the Mississippi River integrates climate changes on the North America scale, which

* Corresponding author. Tel.: +33 (0)2 35 14 69 50; fax: +33 (0)2 35 14 70 22.
E-mail address: aurelien.rossi@etu.univ-rouen.fr (A. Rossi).

is particularly sensitive to recent climate changes (Labat et al., 2004) and strongly affected by human influences since several decades.

Many significant works on the Mississippi basin or in the conterminous United States proposed to detect water discharge temporal discontinuities and variations related to climate change on the 20th century (Lins and Slack, 1999; Mauget, 2004; Novotny and Stefan, 2007). Recent works on the Mississippi River watershed attempted to predict the potential effects of climate changes on hydrology (Nijssen et al., 2001; Jha et al., 2004, 2006). Other major works attempted to quantify the energy and water cycle budgets within the basin in order to understand how the environmental processes, natural resources and economics (agriculture...) are affected by climate variability (Roads et al., 2003) or human activities, e.g. land use changes (Twine et al., 2004). Because the Mississippi River basin constitute one of the most productive agricultural regions on Earth (Foley et al., 2004), human impacts also affect water quality (e.g. significant water hypoxia) in the Gulf of Mexico (Goolsby et al., 1999; Turner and Rabalay, 2003; Donner et al., 2004; Foley et al., 2004). Furthermore, the Mississippi River is one of the most regulated rivers in the world, which is for example mostly responsible for a decline in suspended-sediment load (almost 80% since 1850 on the lower Mississippi River). This declining sediment supply was considered as a major cause of coastal wetland loss in southern Louisiana (Kesel, 1988, 1989; Mossa, 1996).

This contribution is an extended version of an EGU abstract published in Geophysical Research Abstract (Rossi et al., 2008). Here we propose to explore some testable hypotheses: what are the principal modes of variability that control water discharge and sediment load variations in the Mississippi River? If any, what differences between discharge and sediment load variabilities? What are the origins of these variabilities? For that purpose, many methods exist in order to detect potential changes in hydrologic historical records (e.g. Mann–Kendall trend testing). These methods were already applied in many significant works on streamflow of the Mississippi River watershed or in the conterminous United States (Lins and Slack, 1999; Mauget, 2004; Novotny and Stefan, 2007) or on sediment load (Kesel, 1988, 1989; among others). In this study, we propose to analyze the temporal variability of streamflow and suspended-sediment fluxes of the Mississippi River using continuous wavelet analysis, which method allows a time–frequency (or time-scale) spectral decomposition of a transient signal. Since the end of the 1990s, wavelet transform is becoming one major approach for statistical analysis of hydrological time series which most often exhibit strong non-stationarity. Examples can be found in a wide variety of contexts and hydrometeorologic data are used to investigate time variability and relation of precipitation, lake levels, streamflow, etc. to climate fluctuations (Coulibaly and burn, 2004; Labat, 2006; Massei et al., 2007, 2009). Among others, some examples of the application of wavelets can be found for the analysis of daily precipitation data (Nolin and Hall-McKim, 2006); of lake levels (Kucuk et al., 2009); of precipitation/streamflow (Zume and Tarhule, 2006). In the same context, wavelet spectral analyses of daily discharge records for 91 rivers in the US and on tropical islands were carried out by Smith et al. (1998) to characterize streamflow variability.

In this study, two main issues were investigated: (i) the characterization and quantification of the contribution of natural (i.e. climatic) and anthropogenic factors to the variability of a complex and altered natural system, (ii) the estimation of the anthropogenic impact on streamflow and suspended-sediment load (thereafter referred to as SSL) using sinusoidal parametric modelling with respect to climate forcing.

Context and methods

The Mississippi River system

The Mississippi River, one of the biggest river in the world, flows through 3 780 km in the central part of the United States (Fig. 1), from the headwaters in Itasca Lake (Minnesota) to the Gulf of Mexico (Louisiana). The Mississippi River is to the second longest North American river behind the Missouri (4370 km), one of its main tributaries.

The Mississippi River watershed (Fig. 1), with a surface of nearly 3,200,000 km², extends from mountains Appalachians, east of the United States, to the Rocky Mountains, to the west. It drains approximately 41% of the conterminous United States (31 of the 48 states), as well as two provinces of Canada. It is generally divided into five sub-basins, corresponding to Upper and Lower Mississippi, and its major tributaries: Missouri, Ohio (including Tennessee) and Arkansas River (including White and Red Rivers). Ohio River constitutes the main hydrological contribution to the Gulf of Mexico (54%), while sedimentary contributions are dominated by the Missouri (Meade, 1995). Each of these sub-basins possesses a unique physiography in terms of geology, topography and climate (Harman, 2004).

The Mississippi River and its tributaries are affected by numerous river engineering works, in order to protect floodplain against major floods, and to facilitate navigation (Smith and Winkley, 1996). The Mississippi River is completely controlled for navigation on its upstream part (Upper Mississippi) by 29 locks and dams system, essentially built during 1930s in order to maintain a minimum depth (2.7 m) for navigation (Meade, 1995; Goolsby et al., 1999). The main tributaries are also regulated by similar river engineering. The Ohio River is controlled by a 20 locks and dams system (completed in 1999). The Missouri River have a similar system composed by six structures, essentially built in the 1950s and at the beginning of 1960s. Finally, the Arkansas River consists of a 18 locks and dams system, essentially built in the 1960s (Kesel, 1988; Mossa, 1996; Goolsby et al., 1999). An other major river engineering works occur on the Mississippi River in 1963, with controlling diversion of the Mississippi River into the Achatfalaya River by the "Old River structure diversion" in order to prevent a totally capture of the Mississippi River. Derivate flows into the Achatfalaya River are controlled approximately around 15–30% (Mossa, 1996).

Hydrological datasets

Variabilities of both streamflow and sediment flux of the Mississippi River are totally integrated at its outlet into the Gulf of Mexico. Consequently, we selected hydrological records (including SSL) of the US Geological Survey (USGS) gauging site ID 07373291 at Tarbert + Red River Landings (Louisiana), located near the main outlet of the Mississippi River watershed (Fig. 1). This site is situated on the Lower Mississippi River, below the diversion of the Mississippi River towards the Achatfalaya River.

Streamflow and suspended-sediment time series were analyzed for the 1950–1975 period (Fig. 2), which was the longest period available on USGS Suspended-Sediment database (<http://co.water-usgs.gov/sediment/>). There is manifestly no available longer daily datasets inventoried into the dedicated databases. The time series used starts from 10/01/1949 to 09/31/1975 and then span 26 water years. The time-scale spanned by this study, however, remains representative of the studied phenomena (hydrologic response to climate and river engineering).

In order to identify the principal modes of variability that control discharge and suspended-sediment load variations in the

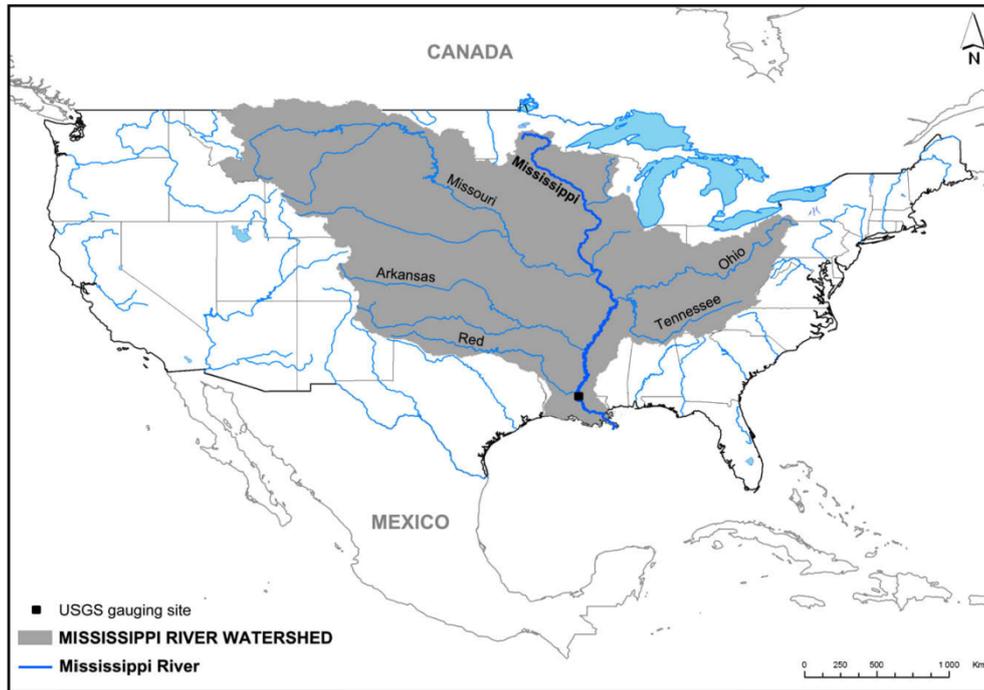


Fig. 1. Location of the Mississippi River watershed and the USGS gauging site at Tarbert + Red River Landings.

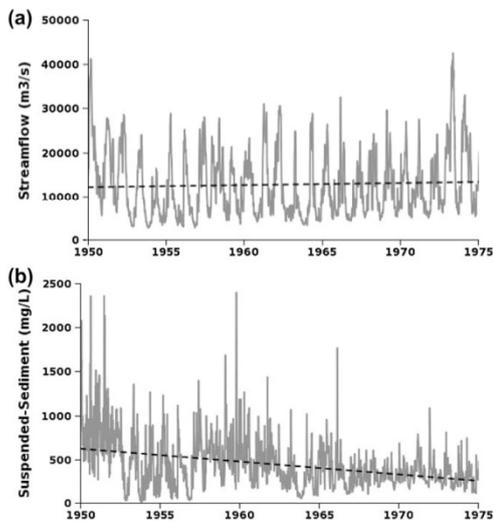


Fig. 2. (a) Daily streamflow and (b) suspended-sediment concentration data of the Mississippi River at Tarbert + Red River Landings (from 1950 to 1975).

Mississippi River, as well as the origin of observed fluctuations, hydrological data were compared to precipitation data, as representative of climate fluctuations. We used regionalized precipita-

tion data provided by the National Climatic Data Center (NCDC), which consist of monthly precipitation time series related to the main climatic regions of the United States, as defined in Guttman and Quayle (1996). We then selected the precipitation series of those regions corresponding to the Mississippi river watershed, namely the “West North Central”, “East North Central”, “Central” and “South” climatic regions (Fig. 3a). The monthly precipitation series used was eventually obtained by averaging over the selected regional series (Fig. 3b).

Continuous wavelet analysis

Wavelet analysis as used here aims at identifying the main modes of variability and characterizing the possible nonstationarity of each time series.

Wavelet transform is used to decompose a signal on the basis of scaled and translated versions (daughter wavelets) of a reference wave function (mother wavelet). Each wavelet has a finite length (scale) and is always highly localized in time. The mother wavelet comprises two parameters for time–frequency (or time–scale) exploration, i.e. a scale parameter a and a time-localization parameter b so that:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (1)$$

The scaling and translation of daughter wavelets allows detection of the different frequencies composing the signal. So, the different frequency components can be detected and studied over time, allowing a good description of non-stationary processes (Torrence and Compo, 1998). For more detailed wavelet theory, the reader is referred to Torrence and Compo (1998) or Schneider and Farge (2006).

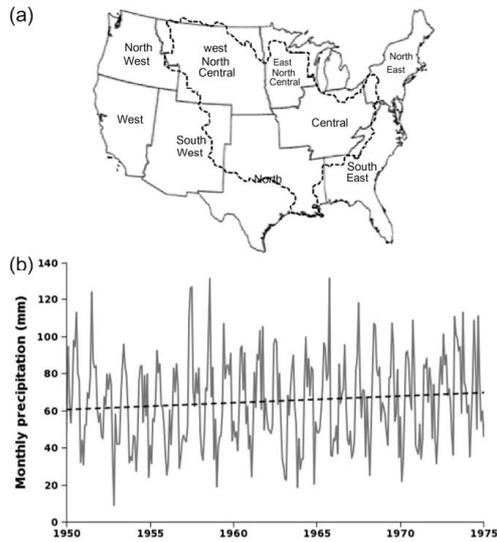


Fig. 3. (a) US Climatic divisions vs. (b) schematic Mississippi River watershed and associated mean monthly regionalized precipitation data on the 1950–1975 period.

The continuous wavelet transform of a signal $s(t)$ producing the wavelet spectrum, is defined as:

$$S(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt \quad (2)$$

The so-called local wavelet spectrum allows description and visualization of power distribution (z -axis) according to frequency (y -axis) and time (x -axis).

Several types of wavelet are available for the continuous wavelet transform. For instance, the Morlet wavelet offers a good frequency resolution and is most of the time used with a wavenumber of 6 (for which wavelet scale and Fourier period are approximately equals). The Paul wavelet was chosen here inasmuch as its basic time resolution is better than the Morlet (which oscillates more rapidly) (De Moortel et al., 2004). On the other hand, the frequency resolution of the Paul is then conversely lower, which eventually resulted in the choice of a higher wavenumber to ensure a good frequency resolution ($m = 18$). As a matter of fact, although the difference between a Morlet6- and a Paul18-based wavelet transform is not highly significant, the use of the Paul yet allows a better visualization of strongly time-localized features.

All series were zero-padded to twice the data length, to prevent spectral leakage consequently to wavelet transform. However, zero-padding produces edge effects that cause some spectral components (especially in the lowest frequencies and near the edges of the series) to be underestimated. This area is known as the cone of influence.

In order to quantify hydrologic time-series variability of the Mississippi River, the contribution of selected energy bands is calculated by averaging over the corresponding time scales (Torrence and Compo, 1998). This consists in extracting the power associated to a given energy band, in order to analyze power variation through time or, in our case, to calculate the contribution of variance for selected energy bands to the total variance of the signal.

Results

Wavelet analysis is used to study the frequency composition and to visualize instationarity of the hydrologic variables, in order to identify the main modes of variability of streamflow and sediment fluxes of the Mississippi River. Table 1 summarizes the contribution of selected energy bands in streamflow and suspended-sediment concentration.

Streamflow

Between 1950 and 1975, daily mean streamflow of the Mississippi River at Tarbert + Red River Landings is approximately $12\,836\text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 2a), and presents a slightly increasing trend, as indicated by the F -statistics and associated p -value ($F = 20.68$, p -value < 0.001). Moreover, we can observe intra-annual and multi-years (lower frequencies) variations.

Wavelet analysis of the Mississippi River streamflow data shows several energy bands (Fig. 4a):

- a period around 1 y (water year) is mostly expressed
- a 2–4 y band
- a 4–8 y band
- a ≈ 10 y band

Annual fluctuations are the most representative and the most structured signal in streamflow time series, explaining 23.6% of the total streamflow variability over the 1950–1975 period. Multi-year fluctuations have a lower contribution (7.1%) during this period (Table 1).

On the other hand, we can observe two major shifts in the signal (instationarities) on streamflow of the lower Mississippi: a first shift occurring around 1960–1965, affecting essentially the 10 y band, which disappears to the benefit of a 2–8 y energy band. Other spectral bands are not affected by this instationarity. A second shift also can be observed in the signal around 1970, affecting the 2–8 y band: a 2–4 y fluctuation disappears to the benefit of a 4–8 y fluctuation.

Suspended-sediment

Daily mean suspended-sediment concentration is approximately 442 mg/L (Fig. 2b). Contrary to streamflow, suspended-sediment shows a decreasing trend over the 1950–1975 period ($F = 1\,676.78$; $p < 0.001$). We can also observe intra-annual and multi-year variations.

Wavelet analysis of suspended-sediment concentration (Fig. 4b) shows an overall frequency structure very similar to streamflow as observed previously: frequency structures of the ≈ 1 y (water year), 2–4 y, 4–8 y and ≈ 10 y bands are also identified. The contribution of selected energy bands are, respectively, 8.9%, 3.7%, 5.2% and 1.8% (Table 1). Moreover, the frequency shift affecting the 2–8 y and the ≈ 10 y energy bands is also detected.

The main difference observed between wavelet analysis of streamflow (Fig. 4a) and suspended-sediment (Fig. 4b) is a progressive loss of signal (energy loss), only observed on suspended-sediment spectrum. This energy loss can be linked to the strong decrease of suspended-sediment quantities (Fig. 2b), but also with the decrease of variance.

Precipitation

In order to identify the principal modes of variability that characterize streamflow and suspended-sediment concentration variations in the Mississippi River, as well as the origin of observed fluctuations, hydrologic time-series were compared to

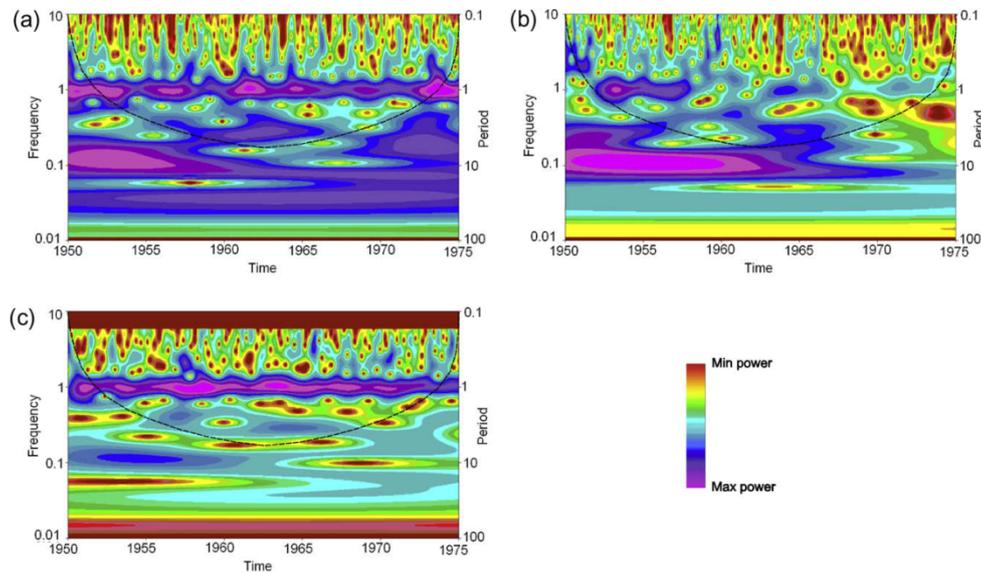


Fig. 4. Wavelet analysis of: (a) streamflow and (b) suspended-sediment concentration on the Mississippi river vs. (c) wavelet analysis of regionalized precipitation. Power is expressed as normalized decibels (i.e. maximum power = 0 db for each scale).

Table 1

Contribution of selected energy bands on total variance of streamflow and suspended-sediment concentration for the Mississippi River at Tarbert + Red River Landings.

% of total variance for selected energy bands	Streamflow (%)	Suspended-sediment (%)
≈1 y	23.6	8.9
2–4 y	3.0	3.7
4–8 y	3.4	5.2
≈10 y	0.7	1.8
Total	30.7	19.7

precipitation data (Fig. 3b), as the most representative hydrological signal of climate fluctuations.

Precipitations in the Mississippi River watershed present a weak increasing trend (Fig. 3b) over the period of the study ($F = 4.09$; $p = 0.067$). This result is in concordance with temporal increases in precipitation over major portions of US during the past 40–80 y shown by Karl and Knight (1998).

Wavelet analysis of streamflow, suspended-sediment concentration and precipitation revealed common spectral structures (Fig. 4a–c), where the annual cycle (seasonal variability) is particularly powerful. The instationarity of the frequency content (shift around 1960–1965) observed previously in streamflow and suspended-sediment concentration analysis is also detected in precipitation.

Modelling approach to climate and anthropogenic impacts on streamflow and suspended-sediment load variability of the Mississippi River

Climate vs. anthropogenic influence

Wavelet analysis of the Mississippi River streamflow times series shows a common spectral structure with precipitation, suggest-

ing an important climatic control on streamflow variability. During the 1950–1975 period, annual and intra-annual variability (seasonal and high frequency/extreme events) dominates streamflow variability (respectively, 23.6% and 24.4% of the total variability).

Observed multi-year fluctuations (2–4 y, 4–8 y and 10 y) correspond to well-known energy bands that characterize some climate indices affecting North American and more generally global climate, such as NAO (North Atlantic Oscillation) or ENSO (El Niño Southern Oscillation), which are recognized as major forcing climatic factors on the streamflow, precipitation or other water cycle components (evaporation, runoff...) variability at the multi-year scale (Torrence and Compo, 1998; Labat, 2006; Massey et al., 2007, 2009; Twine et al., 2005). Although the length of the historical records used do not allow detection of the larger long-term variabilities, streamflow variability at the decadal and multi-decadal scales could be related in other studies to some other climatic teleconnections, such as NAO (25–30 y and 50 y) or the PDO (Pacific Decadal Oscillation) (Labat, 2006).

On the other hand, other spectral patterns could be identified in our study that could be related to major periods of streamflow variability as previously attested. For example, in their study of streamflow in unregulated basins of the western US, Pagano and Garen (2005) concluded to the existence of different periods of streamflow variability, one of them occurring between the 50s and the 70s. Coulibaly and Burn (2004) also reported strong local correlations between teleconnection patterns and canadian streamflows in both 2–3 and 3–6 y bands with notable changes around 1950 and 1970. McCabe and Wolock (2002) reported also a 1970 shift which they interpreted as a step increase in streamflow in the conterminous US. Similarly, our results clearly show a strong instationarity in the streamflow time series in the form of rather abrupt changes in the frequency content affecting the 10 y and 2–8 y band around 1960–1965 and 1970. Up to now, the possible physical causes of such discontinuities remain unclear and poorly understood. However, according to McCabe and Wolock

(2002), this “step change” would be interpreted as a shift of the climate system to a new regime that will likely remain relatively constant until a new shift or step change occurs. In this way, Tsonis et al. (2007) have recently proposed a new dynamical mechanism for major climate shifts, by the investigation of the collective behaviour of a network based on observed climate indices. Their results would indicate several climate regime shifts during the 1900–2000 period (1910, 1940 and mid-1970), associated with significant changes in global temperature trend and in ENSO variability. Although these results are not directly linked to hydrological observations, this new approach would be incorporated in future studies in order to determine the origin of such hydrological discontinuities.

Suspended-sediment concentrations generally shows a good relationship with streamflow, and consequently with precipitation and climate. However, a progressive loss of signal strength (energy loss) in suspended-sediment concentration is observed. This loss of signal, which is not observed on streamflow and precipitation analysis, would then not be driven by a climatic influence. We have to consider here other factors, such as anthropogenic influences (Kesel, 1988; Meade, 1995; Mossa, 1996).

Anthropogenic changes are recognized as largely responsible for the decrease of the suspended-sediment concentration on the Mississippi River, associated with a loss of energy observed on spectral analyses. Decrease of the suspended-sediment concentration since 1950, and consequently of the suspended-sediment load, is widely considered as being mainly the result of trapping sediments, introduced by the construction of numerous locks and dams over the main tributaries of the river, particularly on Missouri (1950s), and on Arkansas in the 1960s (Kesel, 1988; Meade, 1995; Mossa, 1996).

The following section proposes an approach to estimate the loss in suspended-sediment due to these anthropogenic changes by modelling the spectral composition of SSL.

Modelling of suspended-sediment load at the mouth of the Mississippi river in response to anthropogenic changes

Model description

The wavelet spectrum of SSL highlighted that the decrease in SSL would be related to an energy loss affecting most of the spectral components of the SSL signal. We then attempted to model the SSL signal by reproducing its spectral composition with a sinusoidal parametric model.

$$Y = A \cdot \exp(-k \cdot X) \cdot \sin(2\pi \cdot F \cdot X + P) \quad (3)$$

A: amplitude; F: frequency; P: phase; k: damping coefficient; X: time; Y: generated SSL.

To account for the decreasing amplitudes of SSL, we first considered a decreasing linear trend in the time series. However, this trend would not explain the energy loss at time-scales lower the length of the time series: a wavelet spectrum of the detrended SSL would still highlight a strong decrease of power at most time scales. This comes to consider that the decrease in SSL could not be explained by a simple decrease in the mean SSL. We then affected a damping parameter to each sine wave composing the spectral model to account for the decrease in power associated to the various characteristic time-scales of the SSL signal.

The model was fitted by least-squares and had the same overall statistical properties as raw data.

These new sine components share the same parametric and statistical properties that the basic sines, and thus the characteristic time-scales of the observed SSL.

On the basis of this modelling approach, the influence of anthropogenic changes is subsequently represented by: (i) a decreasing trend in SSL and (ii) a damping of the sine waves composing the signal. To assess the variability of suspended-sediment load as it should be without this influence, it is then necessary to compensate these two effects (undamping the sine waves and re-adding the trend).

Model results and discussion

Results obtained for the Mississippi River at Tarbert + Red River Landings thus represent SSL devoid to the anthropogenic impact, as they would be observed without the anthropogenic changes. Wavelet analysis results clearly show an obvious compensation of the energy loss (Fig. 5a vs. b), which strengthens the choice of this modelling method. On the other hand, we can notice that stochastic modelling, although realized with sines functions was able to reproduce most of the signal instationarity.

By comparing observed and simulated SSL (Fig. 6), a first estimation of the anthropogenic impact could be tested. Over the period 1950–1975, this difference would represent a total deficit of 5.75×10^9 metric t at Tarbert + Red River Landings. So the anthropogenic impact is responsible over the considered period by a decrease about 2.25×10^8 metric t y^{-1} .

This method would thus produce a time series of SSL without the anthropogenic impact induced by reservoir construction. By considering that the decrease observed on the SSL is linked to the decrease of suspended-sediment concentration, removing this decrease assumes a constant sedimentary availability over the period considered. Trend in simulated SSL (residual trend remaining in the signal) is an increasing linear trend, which reflects the natural trend of streamflow.

Modelling method by parametric interpolation possesses however certain methodological limits: for example, the model

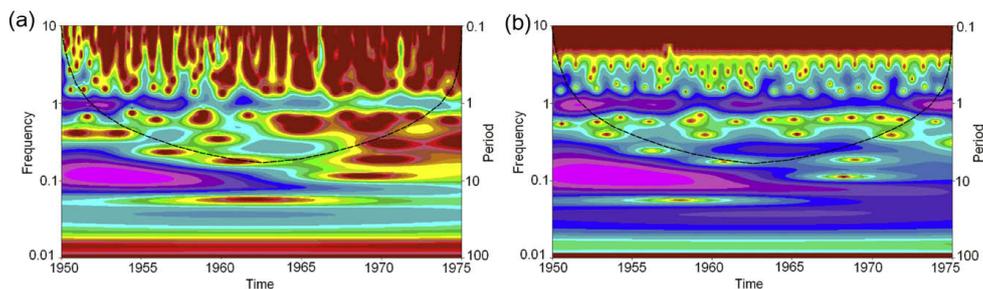


Fig. 5. Continuous local wavelet spectrum of: (a) observed suspended-sediment load (b) simulated suspended-sediment load without anthropogenic changes. The wavelet spectrum of the simulated time series results clearly shows a progressive recovery of power across the entire period of analysis.

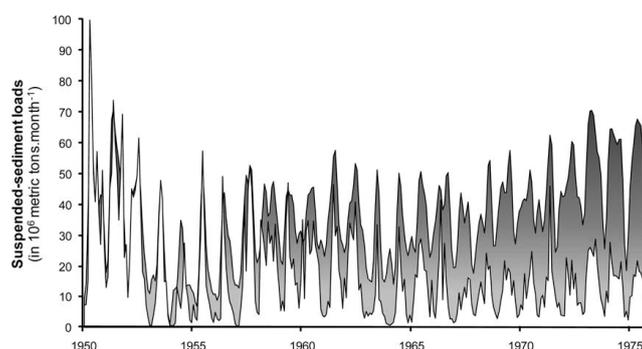


Fig. 6. Observed suspended-sediment load (white area) vs. simulated suspended-sediment load without anthropogenic changes (grey area). The grey area between the two curves representing the decrease in amount of suspended-sediment load due to this anthropogenic effect.

assumes the suspended-sediment concentration remained constant across the period which is likely to underestimate the values of simulated SSL (an increase in streamflow should be associated to increasing sediment fluxes).

Moreover, estimations of SSL made to Tarbert + Red River Landings are minimized and not totally free of anthropogenic impact, because the site is located below the diversion of the Mississippi River towards Achtefalya River (20–30% on average). However, this diversion is originally a natural catching of the Mississippi River, which would not anymore flow into this zone without an anthropogenic control. Such phenomena and processes are difficult to discriminate, and the simulated SSL might be underestimated.

In spite of these limits, the model used here provided an estimation of the anthropogenic impact related to reservoir construction on the Mississippi River SSL and may help in the discussion about the implication of a deficit in sediment supply to the coastline. Also, it would be valuable to reproduce this method at a finer spatial (i.e. sub-basins), and larger temporal scales (using for instance sedimentary proxies) to refine the modelling and estimation of this anthropogenic impact.

Conclusion

The Mississippi River basin is one of the greater watershed in the world, widely affected by anthropogenic impact for several centuries. The hydrological records of the Mississippi River and its main tributaries have integrated the spatial and temporal heterogeneities of numerous parameters, both climatic and anthropogenic.

In this study, continuous wavelet analysis was used to investigate the principal modes of variability that control streamflow and SSL variations in the Mississippi River (characterizing these variations, identifying parameters at the origin of variabilities and quantifying their influences on temporal variability of water and sediment fluxes).

Streamflow and suspended-sediment concentration show a common spectral structure during the 1950–1975 period, dominated by annual variability (respectively, 23.6% and 8.9% of total variability). Multi-year fluctuations (2–4 y, 4–8 y and 10 y energy bands) are also expressed over this period, and explain, respectively, 7.1% and 10.7% of the total variability. The analysis of regionalized precipitation shows the same spectral structure patterns and would be related to climate-like fluctuations (e.g. ENSO, which is recognized to have strong influences on regional hydroclimatology in the US). Because the fluctuations are observed in both streamflow and precipitation (undisturbed by anthropogenic activ-

ities in the watershed), these results also indicate that mid- and long-term climate fluctuations are recovered in the hydrologic variability of the Mississippi River, though a highly regulated river. Moreover, we characterized the instationarity of streamflow and suspended-sediment fluxes. For instance, the 1970 climatic shift detected in streamflow by many authors was also observed in our analysis.

Mississippi River streamflow variability (high frequency events/ extreme events and long-term variability) appears to be strongly related to some climate patterns and climate changes during the 20th century. In order to check the consistency of these relationships, it would be valuable to compare the temporal evolution of climate-like fluctuations detected in streamflow (spectral components) with some pertinent climate indices, such as SOI (Southern Oscillation Index), NAO, PDO or PNA (Pacific/North American teleconnection pattern). In this way, many works attempted to show the relationship between these global circulation indices and surface climate/hydrological variables in a domain within Mississippi River basin and more generally in North America (i.e. Wallace and Gutzler, 1981; Ropelewski and Halpert, 1986; Leathers et al., 1991; Kahya and Dracup, 1993; Olsen et al., 1999; Coulibaly and Burn, 2004; Namdar Ghanbari and Bravo, 2008; Massei et al., 2009). Besides, a strong influence of these climate indices on the hydrological variability of this region on different time-scales (inter-annual to interdecadal scales) is demonstrated, in particular for ENSO.

However, the non-stationarity characteristics of climatic/hydrologic processes as discussed above, in particular the climatic shift observed in 1970, remains unclear and poorly understood. It would be valuable to investigate in future studies the possible linkage between climate regime shifts (e.g. dynamical mechanism approach for regime climate shift) and hydrological records of such events.

Moreover, it could be interesting to undertake the same analysis at a finer spatial scale, i.e. sub-basins (which have a particular functioning and recording informations), in order to better understand the Mississippi River system dynamics.

The main difference between streamflow and suspended-sediment parameters occurred as a progressive energy loss observed on suspended-sediment spectra. This energy loss was attributed to anthropogenic influences, which is recognized as largely responsible for a decrease in SSL, mainly due to river engineering works, locks, dams acting as sedimentary traps. In this way, a parametric modelling method was used in order to generate SSL accounting for this energy loss in the wavelet spectrum, and thus simulate what SSL would be without this anthropogenic impact. Over the 1950–1975 period, and considering the limits of the modelling, this anthropogenic impact would be responsible for a decrease

by 2.25×10^8 metric $t\ y^{-1}$ of exported suspended-sediment to the outlet of Mississippi River watershed. It would be of great interest to study the fate of the missing amount of sediments by analyzing sediments proxies such as lake sediment cores.

Human activities appear to have significant impacts on decrease in suspended-sediments, but also on population, water quality and ecosystems (e.g. hypoxia in Gulf of Mexico...). However, one of major impact could be the decrease in amount of sediments delivery to the ocean, coupled with a possible change in shoreline aggravated by a global sea-level rise, probably responsible in the future to a loss of deltaic characteristics. This would also entail a wetland loss of coastal Louisiana, and favor the vulnerability of population against strong natural events... Future modelling works should have to attempt integrating these points in order to offer a better understanding of water and sediments fluxes variabilities.

References

- Coulibaly, P., Burn, D., 2004. Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research* 40 (W03105), 1–14. doi:10.1029/2003WR002667.
- De Moor, I., Munday, S.A., Hood, A.W., 2004. Wavelet analysis: the effect of varying basic wavelet parameters. *Solar Physics* 222, 203.
- Donner, S.D., Kucharik, C.J., Foley, J.A., 2004. Impact of changing land use practices on nitrate export by the Mississippi River. *Global Biogeochemical Cycles* 18 (GB1028). doi:10.1029/2003GB002093.
- Foley, J.A., Kucharik, C.J., Twine, T.E., Coe, M.T., 2004. Land use, land cover, and climate change across the Mississippi basin: impacts on selected land and water resources. *Ecosystems and Land Use Change Geophysical Monograph Series* 153, 15.
- Goolsby, D.A., Battaglin, W.A., Lawrence, G.B., Artz, R.S., Aulenbach, B.T., Hooper, R.P., Keeney, D.R., Stensland, G.J., 1999. Flux and sources of nutrients in the Mississippi-Atchafalaya River Basin. Topic 3 Report for the Integrated Assessment of Hypoxia in the Gulf of Mexico, NOAA Coastal Ocean Program Decision Analysis Series No. 17, NOAA Coastal Ocean Program, Silver Spring, MD., 130 p.
- Guttman, N.B., Quayle, R.G., 1996. A historical perspective of US climatic division. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (2), 293–303.
- Harmar, O.P., 2004. Morphological and Process Dynamics of the Lower Mississippi River. PhD thesis, University of Nottingham.
- Jha, M., Pan, Z.T., Takle, E.S., Gu, R., 2004. Impacts of climate change on streamflow in the Upper Mississippi River basin: a regional climate model perspective. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 109, D9.
- Jha, M., Arnold, J.G., Gassman, P.W., Giorgi, F., Gu, R.R., 2006. Climate change sensitivity assessment on Upper Mississippi River basin streamflows using SWAT. *Journal of the American Water Resources Association* 42 (4), 997–1015.
- Kahya, E., Dracup, J.A., 1993. US streamflow patterns in relation to the El Niño/Southern oscillation. *Water Resources Research* 29 (8), 2491–2503.
- Karl, T.R., Knight, R.W., 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (2), 231–241.
- Kesel, R.H., 1988. The decline in the suspended load of the lower Mississippi and its influence on adjacent wetlands. *Environment Geology Water Sciences* 11 (3), 271–281.
- Kesel, R.H., 1989. The role of the Mississippi River in wetland loss in Southeastern Louisiana, USA. *Environmental Geology and Water Sciences* 13, 183–193.
- Kucuk, M., Kahya, E., Cengiz, T.M., Karaca, M., 2009. North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels. *Hydrological Processes* 23 (6), 893–906.
- Labat, D., 2006. Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 143–154.
- Labat, D., Godderis, Y., Probst, J.L., Guyot, J.L., 2004. Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources* 27, 631–642.
- Leathers, D.J., Yarnal, B.M., Palecki, M.A., 1991. The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional temperature and precipitation associations. *Journal of Climate* 4, 517–528.
- Lins, H.F., Slack, J.R., 1999. Streamflow trends in the United States. *Geophysical Research Letters* 26 (2), 227–230.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J.P., Valdes, D., Laignel, B., 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, D09121. doi:10.1029/2005JD007000.
- Massei, N., Laignel, B., Rosero, E., Motelay-Massei, A., Deloffre, J., Yang, Z.-L., Rossi, A., 2009. A wavelet approach to the short-term to pluridecennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. *International Journal of Climatology* 29. doi:10.1002/joc.1995.
- Mauget, S., 2004. Low frequency streamflow regimes over the central United States: 1939–1998. *Climatic Change* 63, 121–144.
- McCabe, G.J., Wolock, D.M., 2002. A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophysical Research Letters* 29 (24), 2185.
- Meade, R.H. (ed.), 1995. Contaminants in the Mississippi River, 1987–1992. US Geological Survey Circular 1133. US Dept. of the Interior, US Geological Survey, Denver, Colorado.
- Mossa, J., 1996. Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River. *Engineering Geology* 45 (1–4), 457–479.
- Namdar, Ghanbari, R., Bravo, H., 2008. Coherence between atmospheric teleconnections, Great Lakes water levels, and regional climate. *Advances in Water Resources* 31, 1284–1298.
- Nijssen, B., O'donnell, G.M., Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P., 2001. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climatic Change* 50, 143–175.
- Nolin, A., Hall-McKim, E., 2006. Frequency modes of monsoon precipitation in Arizona and New Mexico. *Monthly Weather Review* 134 (12), 3774–3781.
- Novotny, E.V., Stefan, H.G., 2007. Stream flow in Minnesota: indicator of climate change. *Journal of Hydrology* 334 (3–4), 319–333.
- Olsen, J.R., Stedinger, J.R., Matalas, N.C., Stakhiv, E.Z., 1999. Climate variability and flood frequency estimation for the upper Mississippi and lower Missouri rivers. *Journal of the American Water Resources Association* 35 (6), 1509–1523.
- Pagano, T., Garen, D., 2005. A recent increase in western US streamflow variability and persistence. *Journal of Hydrometeorology* 6, 173–179.
- Roads, J. et al., 2003. GCIP water and energy budget synthesis (WEBS). *Journal of Geophysical Research* 108, 8609. doi:10.1029/2002JD002583.
- Ropelewski, C., Halpert, M., 1986. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review* 114 (12), 2352–2362.
- Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., Sebag, D., Copard, Y., 2008. The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of water and sediment fluxes, 1950–1975. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-07809.
- Schneider, K., Farge, M., 2006. Wavelets: theory. In: Françoise, J.P., Naber, G., Tsun, T.S. (Eds.), *Encyclopedia of Mathematics Physics*, pp. 426–438.
- Smith, L.M., Winkley, B.R., 1996. The response of the Lower Mississippi River to river engineering. *Engineering Geology* 45 (1–4), 433–455.
- Smith, L.C., Turcotte, D.L., Isacks, B.L., 1998. Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrological Processes* 12 (2), 233–249.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 61–78.
- Tsonis, A.A., Swanson, K., Kravtsov, S., 2007. A new dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophysical Research Letter* 34, L13705. doi:10.1029/2007GL030288.
- Turner, R.E., Rabalay, N.N., 2003. Suspended sediment, C, N, P, and Si yields from the Mississippi River Basin. *Hydrobiologia* 511, 79–89.
- Twine, T.E., Kucharik, C., Foley, J., 2004. Effects of land cover change on the energy and water balance of the Mississippi River basin. *Journal of Hydrometeorology* 5, 640–655.
- Twine, T.E., Kucharik, C., Foley, J., 2005. Effects of El Niño–Southern Oscillation on the climate, water balance, and streamflow of the Mississippi River Basin. *Journal of Climate* 18 (22), 4840–4861.
- Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 109, 784–812.
- Walling, D.E., 2006. Human impact on land–ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology* 79 (3–4), 192–216.
- Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* 39 (1–2), 111–126.
- Zume, J., Tarhule, A., 2006. Precipitation and streamflow variability in northwestern Oklahoma, 1894–2003. *Physical Geography* 27 (3), 189–205.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

1. SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET CONCLUSIONS

Les changements climatiques sont à l'origine de nombreux changements environnementaux, en particulier sur le cycle hydrologique à grande échelle (modifications observées dans les précipitations, dans le ruissellement, dans l'intensité des extrêmes hydrologiques..., et sont plus généralement reliés à une intensification du cycle hydrologique global). Les grands bassins versants, comme le Mississippi en Amérique du Nord, intègrent l'hétérogénéité de nombreux paramètres, notamment climatiques et hydrologiques, ou encore les modifications milieu physique d'origine anthropique (changements d'occupation des sols, aménagements...). Pour relier la variabilité hydrologique observée aux différents facteurs affectant la réponse hydrologique (facteurs climatiques, facteurs internes au bassin versant), il est nécessaire en premier lieu de comprendre l'enregistrement des variations du climat dans ces hydrosystèmes complexes à une échelle continentale.

Au cours de ce travail de thèse, il a été essentiellement proposé d'étudier la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents et de caractériser les liens existants avec la variabilité climatique. Le rôle des autres facteurs pouvant influencer la réponse hydrologique, notamment les modifications du milieu physique, a également été approché. Les principaux objectifs étaient donc de déterminer et quantifier les principaux modes de la variabilité de la réponse hydrologique du Mississippi (débits), d'étudier et quantifier les relations entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques (précipitations, indices climatiques), et enfin d'en déduire l'impact des modifications du milieu physique (barrages, occupations des sols) aux changements hydrologiques.

Forte influence des facteurs climatiques (précipitations, fluctuations climatiques) sur la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux bassins versants

Les grandes caractéristiques de la variabilité hydrologique du Mississippi

L'évolution à long terme des paramètres hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents (les débits minimums, moyens et maximums annuels) suit majoritairement celle observée dans les précipitations régionalisées, selon chaque sous-bassin versant. Dans le détail, les tendances linéaires indiquent une augmentation significative des débits journaliers, en relation avec les tendances à l'augmentation observées dans les précipitations mensuelles (non statistiquement significatives). Cependant, cette évolution est structurée au cours du temps (non-linéaire), avec une alternance de périodes de forts/faibles débits et précipitations. Une période de plus forts débits/précipitations est notamment observée à partir de 1970, et marque une forte augmentation de ces paramètres hydrologiques et climatiques. On observe également une augmentation globale des extrêmes hydrologiques annuels des débits (minima, maxima) en

relations avec l'augmentation des tendances des extrêmes de précipitations, à l'exception du Missouri (Q_{\min}), de l'Ohio (Q_{\max}) et de l'Arkansas (Q_{\min} , Q_{\max}) auxquels s'ajoutent certaines différences ponctuelles sur les autres sous-bassins versants

L'identification et la quantification (contribution à la variance totale) des principaux modes de variabilité des débits par méthodes spectrales (notamment par transformée en ondelettes continues) a permis de compléter et de pouvoir appréhender l'ensemble des caractéristiques de cette variabilité hydrologique. La comparaison de l'évolution au cours du temps de ces caractéristiques hydrologiques avec des paramètres d'origine climatique (précipitations, indices climatiques) a finalement permis d'identifier et de quantifier les liens existants entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique à l'échelle du bassin versant du Mississippi, objectif principal de ce travail de thèse.

L'analyse des débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents par transformée en ondelettes (notamment) montre que cette évolution est effectivement structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant sur différentes échelles de temps : de l'échelle annuelle aux échelles inter-annuelle (2-4 ans, 3-6 ans et 5-8 ans, décennale (8-16 ans ou 12-16 ans) et à plus long terme (22 ans ou 22-26 ans). Un changement majeur dans la composition spectrale est également observé en 1970 pour tous les bassins versants, affectant l'ensemble des composantes. Les composantes d'échelles inter-annuelle, décennale et à plus long terme (environ 10% à 28% de la variance totale) sont fortement impliquées dans la structuration de la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents, sur l'évolution à long terme (périodes de hauts/bas débits) et sur l'amplitude du cycle hydrologique.

Les principaux modes de variabilité des débits et des précipitations sont fortement similaires (fréquence, occurrence temporelle et amplitude), selon chaque sous-bassin versant. La cohérence estimée entre la variabilité des débits et des précipitations (cohérence moyenne observée de 76,7% à 88,85% suivant les bassins) suggère effectivement une très forte influence d'origine climatique dans la structuration observée de la variabilité des débits.

La variabilité hydrologique peut se caractériser toutefois différemment selon les sous-bassins versants : le Missouri et l'Upper Mississippi présente des caractéristiques similaires (structuration de l'évolution à long terme, principaux modes de variabilité). L'Ohio et l'Arkansas se distinguent des affluents situés en amont, à la fois en termes de structuration de l'évolution à long terme et de composition spectrale (évolution ne présentant pas une structuration identique des hautes et basses-eaux, modes de variabilités qui diffèrent légèrement). Ces bassins se distinguent également au niveau des extrêmes hydrologiques, avec des différences plus importantes que les autres sous-bassins versants en comparaison des extrêmes de précipitations associés. Cependant, ils conservent dans le même temps des caractéristiques globales similaires aux autres sous-bassins versants (la même évolution globale est conservée, notamment la forte augmentation des débits à partir de 1970 ; modes de variabilités sont exprimées sur des échelles de temps similaires). Enfin, le Lower Mississippi intègre l'ensemble des caractéristiques hydrologiques des principaux affluents (exutoire du bassin versant du Mississippi), partageant l'ensemble des caractéristiques observées pour les autres affluents (évolution des paramètres hydrologiques similaires aux précipitations régionalisées, forte augmentation de ces paramètres à partir de 1970), en particulier l'Ohio (structuration de l'évolution à long terme, modes de variabilité), son principal contributeur hydrologique.

Les relations complexes entre la variabilité hydrologique du Mississippi et les fluctuations climatiques

Afin de pouvoir comparer les principaux modes de variabilité des débits à ceux des principaux indices climatiques, pour identifier plus précisément leurs origines, il était préalablement nécessaire d'identifier les échelles de temps caractéristiques des principales fluctuations du climat affectant la région (ENSO, PDO, AMO, NAO, NAM et PNA), ce qui n'est actuellement pas trouvée dans la littérature courante (au moins pour l'ensemble des indices). Une synthèse relativement exhaustive de ces échelles de temps a donc été proposée, au moyen d'une méthodologie unique.

Chaque indice climatique présente ses propres échelles de temps caractéristiques de variabilité (des échelles inter-annuelle à multi-décennale), avec toutefois des variations présentant des caractéristiques communes (gamme de fréquences et/ou occurrence temporelle).

Globalement, les principaux modes de variabilité observés dans les débits et les précipitations du bassin versant du Mississippi présentent une variabilité opérant aux mêmes échelles de temps que celles des principales fluctuations climatiques ; et présentent également certaines instationarités communes, avec notamment un changement de la structuration fréquentielle observé dans tous les indices climatiques en 1970. Ces résultats indiquent donc que le climat et ses fluctuations au travers des différences indices climatiques est parfaitement exprimé dans l'hydrosystème du bassin versant du Mississippi.

L'analyse de la cohérence par ondelettes entre la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents et ces indices climatiques a permis de montrer que la variabilité des débits était reliée avec l'ensemble des indices climatiques (environ de 63%-66% en moyenne), à des degrés divers en fonction des différentes échelles de temps, suivant le mode de variabilité du climat mis en jeu et le sous-bassin versant considéré. A l'échelle inter-annuelle, les débits sont influencés alternativement par différents indices climatiques, essentiellement l'AMO, le SOI ou par des modes communs de variabilité. A l'échelle décennale et à plus long terme, l'influence climatique est plus globale (modes communs) ou plus localisée (un mode en particulier).

L'influence climatique varie donc spatialement, suivant les différents sous-bassins versants : le Missouri et l'Upper Mississippi possèdent une structuration de l'influence climatique prédominée par l'AMO et le SOI ; l'Arkansas est prédominé par la NAO, mais conserve possède l'influence alternative de l'AMO et du SOI à l'échelle inter-annuelle ; l'Ohio du fait de sa position géographique (secteur Atlantique), présente un fonctionnement particulier fortement influencé par la NAO. Le Lower Mississippi intègre l'ensemble des variations hydrologiques des affluents, et donc des différents schémas observés.

Les effets de ces structurations climatiques sur l'évolution à long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents est clairement visible, à la fois en termes de tendances et de structurations. Les effets de ces structurations varient toutefois selon la prédominance des indices climatiques mis en jeu, suivant chaque sous-bassin versant. Globalement, le comportement « tendanciel » de l'évolution des débits peut-être reliée à l'AMO et la NAO, alors que le comportement « fréquentiel » peut-être reliée à l'AMO et au SOI (notamment après le changement de phase de la PDO).

Proposition d'un oscillateur « hydro-climatique » unifié de la variabilité hydrologique du Mississippi

Les relations existantes entre la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi et les principaux modes de variabilité du climat sont toutefois complexes, indiquant que la variabilité hydrologique n'est pas uniquement influencée par un mode de variabilité du climat en particulier, mais par un ensemble de téléconnexions opérant à différentes échelles spatiales et temporelles, et qui évoluent au cours du temps.

Pour avoir une compréhension plus précise de l'influence climatique sur la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi, la construction d'un indice « hydro-climatique unifié » a été proposée par une méthodologie reprenant l'ensemble de ces caractéristiques (degré de relations, inter-relations, instationarités...), pour chaque sous-bassin versant. Les résultats obtenus indiquent une bonne correspondance en termes de structurations, de tendances et d'amplitudes des variations de l'oscillateur en comparaison des débits annuels observés, avec notamment une cohérence moyenne estimée entre 62% et 79% sur la période 1928-2008. Cet oscillateur « hydro-climatique » s'inscrit dans un cadre de mécanismes complexes climatiques et hydrologiques, en reprenant l'ensemble des caractéristiques globales du système climatique (notamment les interactions et les discontinuités observées, comme la rupture de 1970), mais aussi les caractéristiques plus spécifiques à une échelle régionale (échelle des sous bassins versants).

La variabilité hydrologique du Mississippi dans le contexte d'une rupture climatique globale observée en 1970

La variabilité hydrologique des débits du Mississippi et de ses principaux affluents s'inscrit plus largement dans un cadre de changements climatiques abrupts à l'échelle globale, marqués notamment par une période de plus forte variabilité observée et d'augmentation des débits depuis 1970. Ces modifications s'associent également à des changements dans la composition spectrale des paramètres hydrologiques et climatiques (précipitations, indices climatiques). Cette rupture correspond à une rupture majeure du système climatique et des systèmes hydrologiques à travers le monde, observée au travers de différents paramètres (indices climatiques, températures de l'Hémisphère Nord, précipitations, hydrologie de surface et souterraine...), dans des contextes climatiques et géomorphologiques variés (Amérique du Nord, Europe de l'Ouest, Afrique du Nord...), et pour différentes échelles spatiales (petits et grands bassins versants) (Baines et Folland, 2007 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Ivanov et Estimov, 2010 ; Laignel et al., 2008, 2010 ; McCabe et Wollock, 2002 ; Massei et al., 2010 ; Tsonis et al., 2007).

Ce changement « brutal » peut-être interprété comme une rupture du système climatique vers un nouveau régime, qui reste relativement constant jusqu'à ce qu'une nouvelle rupture intervienne (McCabe et Wollock, 2002). Bien que les possibles causes physiques de ce type de discontinuités ne soient pas encore établies, les approches par mécanismes dynamiques (Tsonis et al., 2007) utilisant le couplage et les interactions des principaux modes de fluctuations du climat (modes régionaux mais dominants de la variabilité climatique) permettent de comprendre ce type de discontinuités.

La variabilité totale des débits du Mississippi s'inscrit dans un schéma identique à l'évolution de la variance « globale » estimée des principaux indices climatiques, marquée par trois périodes distinctes :

- Une période de forte variabilité sur la période 1930-1960 (avec un maximum de variance atteint aux alentours de 1950) ;
- Une période de plus faible variabilité en 1960-1980 (avec un minimum atteint vers 1970.)
- Une période de très forte variabilité en 1980-2000 (avec un maximum atteint vers 1990)

A partir de 1970, la variance « globale » du système climatique augmente fortement, alors que cette période marque une évolution plus complexe sur les débits du Mississippi, dont la variance augmente plus ou moins fortement selon les bassins. Dans tous les cas, cette rupture marque une augmentation nette et généralisée des débits.

D'autres discontinuités peuvent-être également observées, comme le maximum de variance atteint dans les années 1990, période connue comme étant une période de forte variabilité du cycle hydrologique (Laignel et al., 2008, 2010 ; Massei et al., 2010). Même si ces discontinuités ne sont pas aussi importantes que celle observée en 1970, elles traduisent tout de même la forte instationnarité du système climatique à l'échelle global et l'importance des différents « régimes climatiques » influençant l'évolution des paramètres hydrologiques.

Influence déduite des autres facteurs climatiques et des modifications du milieu physique sur la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux bassins versants

Bien que les précipitations soit le facteur climatique principal influençant la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents, d'autres facteurs peuvent également jouer un rôle sur l'évolution des paramètres hydrologiques, qu'il s'agisse d'autres facteurs climatiques (température, neige...) ou des facteurs internes au bassin versant pouvant modifier la réponse hydrologique, notamment les modifications du milieu physique (occupation des sols, aménagements...).

L'évolution de la température peut jouer un rôle indirect sur l'évolution de la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi, notamment en modifiant le ratio neige/précipitations au cours du temps. En particulier, cette modification pourrait-être à l'origine des modifications de la cohérence observée entre les débits/précipitations (avant 1970) et les débits/températures (après 1970) du Missouri, bassin versant le plus sensible à la contribution des précipitations neigeuses au débit total. Les autres sous-bassins versant ne semblent pas affectés par ces modifications.

Les modifications du milieu physique opérées majoritairement au cours du XX^e siècle ont également influé sur la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi. Les changements de l'occupation des sols et la conversion de grandes surfaces en zones cultivables a eu un effet non-négligeable sur la réponse hydrologique, puisqu'ils sont vraisemblablement responsables d'une partie de l'augmentation des débits de bases (et donc des débits) du bassin versant du Mississippi (Zhang et Schilling, 2006). Toutefois, ces augmentations sont surtout visibles pour l'Upper Mississippi et le Missouri (zones fortement impactées par les cultures), mais n'expliquent pas les différences observées sur les autres bassins versants, comme sur l'Ohio ou l'Arkansas par exemple.

Les grands aménagements de type barrages et réservoirs peuvent également avoir des conséquences hydrologiques, du fait notamment de leurs grandes capacités de stockage d'eau. Ces aménagements ayant essentiellement pour but de contrôler les pics de crues et d'augmenter les niveaux d'eau en étiage pour la navigation, les principaux effets hydrologiques concernent les débits extrêmes (hauts et bas débits), qui peuvent donc être modérés par l'opération de ces aménagements. Le maintien de la variabilité des débits maximums de l'Ohio (sur l'ensemble de la chronique) suggère effectivement un « contrôle » de la variabilité des maximums de débits. De plus, l'évolution de la variabilité des débits maximums et minimums de l'Arkansas est modifiée au cours du temps, à partir des années 1960-1970, ce qui correspond à la période de construction des principaux aménagements sur ce bassin versant. Toutefois, l'impact sur les débits minimums liés aux barrages s'ajoute à l'influence des changements de l'occupation des sols observés sur le bassin versant du Mississippi et décrit précédemment, qui a également tendance à augmenter les débits de base.

Cependant, aucune évolution notable des relations entre débits moyens et précipitations au cours du temps n'est observée, indiquant que l'impact des aménagements ne semble pas aussi important que sur les extrêmes hydrologiques. Ceci peut provenir de plusieurs facteurs : du rôle intégrateur des bassins versants, de la taille importante des sous-bassins versants du Mississippi et de la grande quantité des flux d'eau total mis en jeu. En conclusion, l'impact des aménagements sur les débits du bassin versant du Mississippi est finalement difficilement mesurable et quantifiable, même s'ils ont une influence non négligeable sur les extrêmes hydrologiques, et qu'ils peuvent affecter a priori l'amplitude des débits à une échelle hydrologique globale (sans toutefois en modifier de façon importante le cycle « naturel »).

En revanche, les grands aménagements du bassin versant du Mississippi ont provoqué de profonds changements dans le transport et le stockage des flux sédimentaires de ce système : ces aménagements sont à l'origine de la réduction des flux sédimentaires à long terme (presque 80% depuis 1850 observé au niveau du Golfe du Mexique), du fait notamment du piégeage des sédiments par les barrages et réservoirs du Missouri, principal contributeur de ce système en terme d'apports hydrosédimentaires (Harmar et al., 2005 ; Keown et al., 1986 ; Kesel, 1988, 1989, 2003 ; Meade, 1995 ; Meade et Moody, 2010 ; Mossa, 1996). En proposant une méthodologie de modélisation basée sur les différences spectrales observées entre les débits et la concentration de sédiments en suspension (perte d'énergie sur les flux sédimentaires attribuée à la construction de ces aménagements), l'impact anthropique à provoqué une diminution des flux de sédiments en suspension exportés à l'exutoire du bassin versant du Mississippi estimée à environ $2,25 \cdot 10^8 \text{ t.an}^{-1}$ sur la période 1950-1975.

2. PERSPECTIVES

Ce travail de thèse ouvre un certain nombre de questionnements scientifiques et de perspectives de travail, dans le but notamment de pouvoir comprendre plus spécifiquement l'impact des facteurs climatiques et des facteurs internes au bassin versant sur la réponse hydrologique du Mississippi (en utilisant de nouvelles données/méthodes, en étudiant ces relations à d'autres échelles spatiales et temporelles). Les résultats acquis au cours de cette thèse pourront également être intégrés dans des processus de modélisation et de prospection de l'évolution de la ressource en eau de cette région.

Compréhension spécifique de l'impact des facteurs externes (climatiques) et internes au bassin versant sur la réponse hydrologique du Mississippi

Etendre le champ d'analyse par la prise en compte de nouvelles données et de nouvelles méthodes

Une analyse plus approfondie visant à améliorer les résultats obtenus pourra être effectuée en étudiant plus spécifiquement les facteurs externes (autres facteurs climatiques...) et les facteurs internes au bassin versant (occupation des sols, aménagements, géomorphologie...) pouvant avoir une influence sur la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi.

L'étude plus spécifique de l'évolution des températures et de l'évolution des quantités de précipitations sous forme de neige pourront notamment renseigner sur l'évolution de la contribution de ce type de précipitations au débit total, composante importante des débits du Missouri par exemple. De la même façon, l'étude de l'évolution des températures et de l'évolution de l'évapotranspiration pourront renseigner sur l'évolution de la contribution des précipitations au débit total, en lien avec la quantité d'eau qui n'entre plus dans la composante du ruissellement, pouvant être importante dans des bassins versants comme l'Arkansas par exemple. L'étude de ces autres facteurs climatiques pourra donc apporter des éléments d'interprétations supplémentaires sur les décalages temporels pouvant exister dans la réponse hydrologique aux changements climatiques observés.

Certains facteurs hydrologiques peuvent également avoir une influence sur l'évolution de la réponse hydrologique, comme l'évolution des ressources en eaux souterraines et leur utilisation, ou la consommation d'eau pour l'irrigation, et pourront être pris en compte. Par exemple, l'utilisation de données piézométriques historiques des principaux aquifères aux Etats-Unis, sélectionnées à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi, pourront fournir ce type d'informations.

Les modifications du milieu physique pourront être également approchées plus spécifiquement. Outre une étude approfondie de l'impact du changement de l'occupation des sols (par une analyse diachronique plus fine à l'échelle des sous-bassins versants par cartographie SIG par exemple), ou des impacts plus spécifiques des différents types d'aménagements (par analyse spécifique des hauteurs d'eau par exemple, Pinter et al., 2008, 2010), d'autres facteurs comme la géomorphologie pourront être pris en compte.

L'approche méthodologique utilisée au cours de ce travail de thèse peut-être également améliorée en utilisant des données plus spécifiquement adaptées, que ce soit par des données possédant une meilleure résolution spatiale ou des indicateurs plus spécifiques

de conditions hydrologiques (notamment sur les extrêmes). Par exemple, les données de précipitations régionalisées (qui correspondent au signal climatique utilisé pour comprendre l'évolution de la réponse hydrologique du Mississippi), bien qu'elles représentent des variations climatiques homogènes à l'échelle des sous-bassins versants, ne correspondent pas entièrement d'un point de vue spatial aux sous-bassins versants du Mississippi. L'utilisation de nouvelles données de précipitations, telles les données ré-analysées du champ de précipitation, pourront être utilisées pour améliorer la compréhension de la relation précipitation/débit à l'échelle des sous-bassins versants du Mississippi. Des données plus spécifiques représentant les grandes périodes de sécheresses hydrologiques et les périodes humides, comme le PDSI (Palmer Drought Specific Index), pourront être également utilisées.

Enfin, l'approche méthodologique peut-être complétée par l'utilisation de nouvelles méthodes pouvant améliorer les résultats obtenus. Par exemple, la reconstruction des différents signaux hydrologiques en comparaison des signaux d'origines climatiques ont parfois montrés des « déphasages », c'est-à-dire des décalages temporels dans l'occurrence d'un signal similaire entre les deux variables. L'étude de la phase correspond donc à un outil pouvant améliorer la compréhension de ces relations, et probablement en améliorer la modélisation (« oscillateur hydro-climatique »).

Relier les extrêmes hydrologiques aux fluctuations du climat

Les débits extrêmes (minima et maxima annuels) du Mississippi et de ses principaux affluents apparaissent comme étant structurés par des modes de variabilité, dont l'origine reste à déterminer. Ces modes de variabilité sont a priori similaires à ceux observés dans les débits journaliers, supposant donc une forte influence des fluctuations du climat. Il serait donc intéressant de pouvoir relier l'évolution de ces extrêmes aux principaux indices climatiques, suivant les différentes échelles de temps caractéristiques, pour déterminer si leurs influences sont similaires ou différentes de ceux observés dans les débits moyens. Autrement dit, à quels modes de fluctuations du climat l'évolution des extrêmes sont-ils reliés ? Existe-t-il des modes préférentiels différents que ceux précédemment observés ? Ces modes ont-ils la même influence sur les minima et les maxima de débits, ou est-ce des modes différents qui contrôlent l'évolution de ces deux paramètres hydrologiques ? Cette large question pourra être étudiée en reproduisant par exemple la même méthodologie qu'utilisée pour les débits moyens (analyse de la cohérence par ondelettes, etc.).

Changements d'échelles spatiale et temporelle

Echelles temporelles

Ce travail de thèse s'est focalisé sur l'étude de l'évolution à long terme des paramètres hydrologiques et climatiques, en utilisant essentiellement des données à l'échelle annuelle. Cependant, les différents facteurs climatiques ou du milieu peuvent s'exprimer préférentiellement sur certaines échelles de temps. Par exemple, certains modes de variabilité du climat peuvent s'exprimer préférentiellement à une échelle saisonnière (comme la NAO en hiver), ayant donc une influence marquée sur une période au cours de l'année, qui peut selon l'intensité de cette influence, se retranscrire ou non à l'échelle annuelle. D'autre part, certains modes de variabilité du climat peuvent avoir des effets antagonistes sur les paramètres hydrologiques et climatiques suivant les saisons et les sous-

bassins versants (comme par exemple la PDO au niveau de l'Arkansas, Twine et al., 2004), pouvant minimiser leurs influences à l'échelle annuelle. Les modifications du milieu physique, comme l'occupation des sols, peuvent également avoir des influences potentielles plus ou moins marquées au cours d'une (suivant les périodes de cultures, suivant le type de cultures...). Cette variabilité est également valable pour les aménagements, qui seront utilisés de façon différente au cours de l'année, suivant les facteurs climatiques saisonniers et les buts poursuivis (par exemple, influence sur les débits minimums essentiellement en été). Il apparaît donc important de pouvoir étudier plus précisément l'ensemble de ces relations à l'échelle saisonnière, et notamment de savoir si le fonctionnement hydrologique global du bassin versant du Mississippi est similaire à celui observé à l'échelle inter-annuelle, ou si l'influence des différents facteurs climatiques et la contribution des facteurs du milieu physique varie à cette échelle.

De la même façon, l'évolution des principaux modes de variabilité du climat s'inscrit sur une plus grande échelle de temps que celle observée au cours de ce travail (échelle du siècle), avec des tendances parfois équivalente (par exemple, l'oscillation de l'AMO d'une périodicité estimée à 60-70ans). Il serait donc intéressant d'étudier ces relations à une plus grande échelle de temps, à l'échelle pluri-centennale voire millénaire, en utilisant par exemple des archives paléoclimatiques (archives sédimentaires, spéléothèmes...) en comparaison de paléo-reconstructions de ces fluctuations climatiques (Gray et al., 2004 pour une reconstruction de l'AMO, entre autres). Ce changement d'échelle pourra par exemple être utilisé pour comprendre et hiérarchiser l'influence des différents modes de variabilité du climat de l'échelle centennale à millénaire.

L'utilisation d'archives sédimentaires pourrait également renseigner sur l'impact des modifications du milieu physique, notamment sur l'évolution des flux hydrosédimentaires, ce qui pourrait permettre d'estimer à plus grande échelle de temps l'impact des aménagements (en comparant notamment les flux hydrosédimentaires entre les périodes pré- et post-aménagements) par exemple.

Echelles spatiales

Les grands bassins versants, malgré leur forte anthropisation, peuvent enregistrer les changements des paramètres climatiques. Cette étude pourrait donc être étendue sur les grands bassins versants mondiaux, pouvant apporter des éléments de compréhension supplémentaires quant à l'expression des changements climatiques à une échelle régionale, mais aussi globale. Notamment, reproduire la méthodologie conduisant à un oscillateur « hydro-climatique » à cette échelle pourrait apporter une vision complémentaire sur la compréhension de l'influence des changements climatiques aux échelles régionale et globale.

Toutefois, l'intégration à grande échelle de la variabilité hydrologique et climatique à l'exutoire du Mississippi (Lower Mississippi), et plus généralement des grands bassins versants, peut induire une source d'erreur quant à l'expression et l'interprétation des relations pouvant exister entre les variations hydrologiques et climatiques. Certains modes de variabilité du climat peuvent avoir en effet des effets antagonistes à l'échelle des sous-bassins versants, ce qui se traduit par une réponse plus faible, voire nulle au niveau de l'exutoire. De ce fait, étudier ces relations uniquement à l'exutoire des grands bassins versants peut engendrer une sous-estimation de l'influence de ces fluctuations, alors qu'ils peuvent avoir une influence significative (en termes de tendances ou de structurations) à l'échelle régionale des sous-bassins versants. Dans ce cas, une attention particulière doit

être apportée sur la connaissance de l'influence de ces facteurs à l'échelle des sous-bassins versants, pour mieux comprendre l'intégration de ces influences exprimée à l'exutoire.

Pour aller plus loin, il serait également intéressant de travailler à de plus petites échelles spatiales (petits bassins versants), pour voir si les caractéristiques de la variabilité hydrologiques (structurations de l'évolution des paramètres, modes de variabilité, ruptures, etc. ...) ici identifiés sont similaires ou différentes pour ces échelles réduites. Ceci permettra également de pouvoir approcher la notion de transfert d'échelle de l'enregistrement des fluctuations climatiques, et de déterminer les caractéristiques pouvant être exacerbées, atténuées ou masquées par ces changements d'échelles.

Prospection (modélisation)

Dans le contexte des changements climatiques, la détermination des échelles préférentielles reliant la variabilité climatique (fluctuations climatiques) et la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi est une indication importante pour la modélisation et la prospection de l'évolution de la ressource en eau de cette région. En particulier, des outils comme « l'oscillateur hydro-climatique » (outil prenant en compte les relations, inter-relations et les instationarités au cours du temps entre les différents modes de variabilité du climat et la réponse hydrologique) peuvent fournir des éléments supplémentaires en les utilisant avec une modélisation des processus hydrologiques (modèles SWAT, HYDRA...), des processus couplés atmosphères-biosphères-hydrosphère (IBIS...), voire même des processus climatiques (GCM's); dans le but d'améliorer la compréhension de l'influence des différents facteurs sur l'évolution de la réponse hydrologique du Mississippi, et plus largement sur l'évolution de la ressource en eau, de l'échelle régionale à une échelle globale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Ancil, F., and P. Coulibaly (2004), Wavelet Analysis of the Interannual Variability in Southern Québec Streamflow, *Journal of Climate*, 17(1), 163-173.

Andreadis, K., and D. Lettenmaier (2006), Trends in 20th century drought over the continental United States, *Geophysical Research Letters*, 33(10), L10403.

B

Baines, P. G., and C. K. Folland (2007), Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s, *Journal of Climate*, 20(12), 2721-2744.

Bates, B. C., Z. W. Kundzewicz, S. Wu et J. P. Palutikof, éd., (2008). Le changement climatique et l'eau, document technique publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Secrétariat du GIEC, Genève, 236 p.

Benedetti, M. (2003), Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River, *Geomorphology*, 56(3-4), 271-290.

Benke, A., and C. Cushing (2005), *Rivers of North America*, Academic Press.

Biedenharn, D., C. Thorne, and C. Watson (2000), Recent morphological evolution of the Lower Mississippi River, *Geomorphology*, 34(3-4), 227-249.

Bridgman, H., M. Glantz, and J. Oliver (2006), *The global climate system*, Cambridge University Press Cambridge.

Box, G. E. P., and J. M. Jenkins. (1976). *Time series analysis: Forecasting and control*. in Box, G.E.P. and J.M. Jenkins, 1976, *Time series analysis: Forecasting and control* (Holden-Day, San Francisco, CA).

C

Changnon, S., and M. Demissie (1996), Detection of changes in streamflow and floods resulting from climate fluctuations and land use-drainage changes, *Climatic Change*, 32(4), 411-421.

Chao, Y., M. Ghil, and J. C. McWilliams (2000), Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperatures, *Geophysical Research Letters*, 27(15), 2261-2264.

Chiew, F., and T. McMAHON (2002), Global ENSO-streamflow teleconnection, streamflow forecasting and interannual variability/Téléconnexion entre le phénomène ENSO et l'écoulement, les prévisions d'écoulement et la variabilité interannuelle, *Hydrological Sciences Journal*, 47(3), 505-522.

- Clement, R.W (1991). "Kansas floods and droughts » in Paulson, R.W., Chase, E.B., Roberts, R.S., and Moody, D.W., compilers, National water summary 1988-89--Hydrologic events and floods and droughts: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2375, p. 287-294.
- Cleveland, W., and S. Devlin (1988), Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting, *Journal of the American Statistical Association*, 83(403), 596-610.
- Cleveland, W., and C. Loader (1996), Smoothing by local regression: Principles and methods, *Statistical theory and computational aspects of smoothing*, 1049.
- Collins, M. (2009), Evidence for Changing Flood Risk in New England Since the Late 20th Century¹, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 45(2), 279-290.
- Cook, E. R., R. D. D'Arrigo, and K. R. Briffa (1998), A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe, *The Holocene*, 8(1), 9-17.
- Coulibaly, P. (2006). Spatial and temporal variability of Canadian seasonal precipitation (1900-2000), *Advances in Water Resources*, 29(12), 1846-1865.
- Coulibaly, P., and D. Burn (2004). Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows, *Water Resources Research*, 40(3), W03105.
- Cress et al., (2010). CressTerrestrial ecosystems—Surficial lithology of the conterminous United States: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3126, scale 1:5,000,000, 1 sheet., USGS.

D

- Dai, A., K. Trenberth, and T. Karl (1998), Global variations in droughts and wet spells: 1900–1995, *Geophysical Research Letters*, 25(17), 3367-3370.
- Dai, A., K. Trenberth, and T. Qian (2004), A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming, *Journal of Hydrometeorology*, 5(6), 1117-1130.
- De Moortel, I., S. Munday, and A. Hood (2004), Wavelet Analysis: the effect of varying basic wavelet parameters, *Solar Physics*, 222(2), 203-228.
- Dettinger, M., and H. Diaz (2000), Global characteristics of stream flow seasonality and variability, *Journal of Hydrometeorology*, 1(4), 289-310.
- Dettinger, M., D. Cayan, G. McCabe, and J. Marengo (2000), Multiscale streamflow variability associated with El Niño/southern oscillation, *El Niño and the southern oscillation: multiscale variability and global and regional impacts*, 113–147.
- Diaz, H., M. Hoerling, and J. Eischeid (2001), ENSO variability, teleconnections and climate change, *International Journal of Climatology*, 21(15), 1845-1862.
- Donner, S. (2003), The impact of cropland cover on river nutrient levels in the Mississippi River Basin, *Global Ecology and Biogeography*, 12(4), 341-355.
- Donner, S.D., Kucharik, C.J., Foley, J.A. (2004). Impact of changing land use practices on nitrate export by the Mississippi River. *Global Biogeochemical Cycles* 18 (GB1028). doi:10.1029/2003GB002093.

Douglas, E., R. Vogel, and C. Kroll (2000), Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation, *Journal of Hydrology*, 240(1-2), 90-105.

Dracup, J., and E. Kahya (1994), The relationships between US streamflow and La Nina events, *Water Resources Research*, 30(7), 2133-2141.

E

Easterling, D., J. Evans, P. Groisman, T. Karl, K. Kunkel, and P. Ambenje (2000), Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(3), 417-425.

Elsner, J. B., and A. A. Tsonis, (1991). Do bidecadal oscillations exist in the global temperature record?, *Nature*, 353, 551–553.

Enfield, D., A. Mestas-Nunez, and P. Trimble (2001), The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U. S, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2077-2080.

F

Feldstein, S. B. (2002), The Recent Trend and Variance Increase of the Annular Mode, *Journal of Climate*, 15(1), 88-94.

Feng, S., and Q. Hu (2007), Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States, *Journal of Geophysical Research*, 112(D15), D15109.

Fernández, I., C. N. Hernández, and J. M. Pacheco (2003), Is the North Atlantic Oscillation just a pink noise?, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 323, 705-714.

Foley, J., C. Kucharik, T. Twine, M. Coe, and S. Donner (2004), Land use, land cover, and climate change across the Mississippi Basin: Impacts on selected land and water resources, *Geophysical monograph*, 153, 249-261.

Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker (1986), Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85, *Nature*, 320(6063), 602-607.

Folland, C. K., et al. (2001), Global temperature change and its uncertainties since 1861, *Geophysical Research Letters*, 28(13), 2621-2624.

G

Gershunov, A., and T. Barnett (1998), Interdecadal modulation of ENSO teleconnections, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(12), 2715-2725.

Ghil, M., M. Allen, M. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, and F. Varadi (2002), Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of Geophysics*, 40(1), 1003.

Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nunez, and W. M. Gray (2001), The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications, *Science*, 293(5529), 474-479.

- Goolsby, D., W. Battaglin, G. Lawrence, R. Artz, B. Aulenbach, R. Hooper, D. Keeney, and G. Stensland (1999), Flux and sources of nutrients in the Mississippi-Atchafalaya River Basin, CENR Topic, 3.
- Graf, W. (1999), Dam nation: a geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts, *Water Resources Research*, 35(4), 1305-1311.
- Graf, W. (2006), Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers, *Geomorphology*, 79(3-4), 336-360.
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson (2004), A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D, *Geophysical Research Letters*, 31(12), L12205.
- Graybeal, D., and D. Leathers (2006), Snowmelt-related flood risk in Appalachia: first estimates from a historical snow climatology, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(1), 178-193.
- Groisman, P. Ya, and, D. R. Easterling, R. G. Quayle, P. Ambenje, and R. W. Knight (1999) : Trends in precipitation and snow cover in the United States. Potential Consequences of Climate Variability and Change to Water Resources of the United States, D. B. Adams, Ed., Amer. Water Resour. Assoc., 89-92.
- Groisman, P., R. Knight, and T. Karl (2001), Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: Trends in the twentieth century, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 219-246.
- Groisman, P., R. Knight, T. Karl, D. Easterling, B. Sun, and J. Lawrimore (2004), Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: Trends derived from in situ observations, *Journal of Hydrometeorology*, 5(1), 64-85.
- Guttman, N., and R. Quayle (1996), A historical perspective of US climate divisions, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(2), 293-303.

H

- Hanson, R., M. Dettinger, and M. Newhouse (2006), Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States, *Hydrogeology Journal*, 14(7), 1122-1146.
- Hare, S. (1996), Low frequency climate variability and salmon production, Ph.D. thesis, University of Washington, USA.
- Hare, S., and N. Mantua (2001), An historical narrative on the Pacific Decadal Oscillation, interdecadal climate variability and ecosystem impacts.
- Harmar, O. (2004), Morphological and process dynamics of the Lower Mississippi River.
- Harmar, O., and N. Clifford (2007), Geomorphological explanation of the long profile of the lower Mississippi River, *Geomorphology*, 84(3-4), 222-240.
- Hartley, S., and M. Keables (1998), Synoptic associations of winter climate and snowfall variability in New England, USA, 1950-1992, *International Journal of Climatology*, 18(3), 281-298.
- Hidalgo, H., and J. Dracup (2003), ENSO and PDO effects on hydroclimatic variations of the Upper Colorado River Basin, *Journal of Hydrometeorology*, 4(1), 5-23.

Hu, Q., C. Woodruff, and S. Mudrick (1998), Interdecadal Variations of Annual Precipitation in the Central United States, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 221-229.

Huntington, T. (2006), Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis, *Journal of Hydrology*, 319(1-4), 83-95.

Hurrell, J., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (2003), An overview of the North Atlantic oscillation, *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1-36.

Hurrell, J. W. (1995), Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, *Science*, 269(5224), 676-679.

Hurrell, J. W., and H. Van Loon (1997), Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, 36(3), 301-326.

Hurrell, J. W., Y. Kushnir, and M. Visbeck (2001), Climate. The North Atlantic oscillation, *Science*, 291(5504), 603-605.

I

Ivanov, M., and S. Evtimov (2010), 1963: The break point of the Northern Hemisphere temperature trend during the twentieth century, *International Journal of Climatology*, 30(11), 1738-1746.

J

Jevrejeva, S., J. Moore, and A. Grinsted (2003), Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D21), 4677.

Jevrejeva, S., J. Moore, P. Woodworth, and A. Grinsted (2005), Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method, *Tellus A*, 57(2), 183-193.

Jha, M., Pan, Z.T., Takle, E.S., Gu, R. (2004). Impacts of climate change on streamflow in the Upper Mississippi River basin: a regional climate model perspective. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 109. D9.

Jha, M., Arnold, J.G., Gassman, P.W., Giorgi, F., Gu, R.R. (2006). Climate change sensitivity assessment on Upper Mississippi River basin streamflows using SWAT. *Journal of the American Water Resources Association* 42 (4), 997–1015.

Jones, P. D., T. Jonsson, and D. Wheeler (1997), Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, *International Journal of Climatology*, 17(13), 1433-1450.

K

Kahya, E., and J. A. Dracup (1993), U.S. Streamflow Patterns in Relation to the El Niño/Southern Oscillation, *Water Resources Research*, 29(8), 2491-2503.

Karl, T., and R. Knight (1998), Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(2), 231-241.

- Karl, T., R. Knight, D. Easterling, and R. Quayle (1996), Indices of climate change for the United States, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(2), 279-292.
- Keown MP, Dardeau EA, Jr, Causey EM. (1986). Historic trends in the sediment flow regime of the Mississippi River. *Water Resources Research* 22: 1555–1564.
- Kerr, R. A. (2000), A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries, *Science*, 288(5473), 1984-1985.
- Kesel, R. (1988), The decline in the suspended load of the lower Mississippi River and its influence on adjacent wetlands, *Environmental Geology*, 11(3), 271-281.
- Kesel, R. (1989), The role of the Mississippi River in wetland loss in southeastern Louisiana, USA, *Environmental Geology*, 13(3), 183-193.
- Kesel, R. (2003), Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River flood plain, *Geomorphology*, 56(3-4), 325-334.
- Kingston, D., G. McGregor, D. Hannah, and D. Lawler (2007), Large-Scale Climatic Controls on New England River Flow, *Journal of Hydrometeorology*, 8(3), 367-379.
- Küçük, M., E. Kahya, T. M. Cengiz, and M. Karaca (2009), North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels, *Hydrological Processes*, 23(6), 893-906.
- Kunkel, K. (2003), North American trends in extreme precipitation, *Natural Hazards*, 29(2), 291-305.
- Kunkel, K., K. Andsager, and D. Easterling (1999), Long-Term Trends in Extreme Precipitation Events over the Conterminous United States and Canada, *Journal of Climate*, 12, 2515-2527.
- Kunkel, K., M. Palecki, L. Ensor, K. Hubbard, D. Robinson, K. Redmond, and D. Easterling (2009), Trends in twentieth-century US snowfall using a quality-controlled dataset, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(1), 33-44.
- L**
- Labat, D. (2006), Oscillations in land surface hydrological cycle, *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1-2), 143-154.
- 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. (2010), Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices, *Journal of Hydrology*, 385(1-4), 269-278.
- Labat, D., Y. Godderis, J. Probst, and J. Guyot (2004), Evidence for global runoff increase related to climate warming, *Advances in Water Resources*, 27(6), 631-642.
- Laignel B., et al. (2006). "Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by highfrequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water." *C. R. Geoscience*.
- Laignel, B., N. Massei, A. Rossi, J. Mesquita, and S. Slimani (2008), Some examples of water resources variability in the context of climatic fluctuations, paper presented at *Eos Trans. AGU*, 89(53), AGU Fall Meeting 2008, Abstract H21A-0808.
- Laignel, B., N. Massei, A. Rossi, J. Mesquita and S. Slimani. (2010). Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean. *Global Change: Facing Risks and*

Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010). IAHS Publ. 340, 2010.

Latif, M., and T. Barnett (1995), Interactions of the Tropical Oceans, *Journal of Climate*, 8(4), 952-964.

Latif, M., and T. Barnett (1996), Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability, *Journal of Climate*, 9(10), 2407-2423.

Leathers, D., B. Yarnal, and M. Palecki (1991), The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and Precipitation Associations, *Journal of Climate*, 4, 517-528.

Lettenmaier, D., E. Wood, and J. Wallis (1994), Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948-88, *Journal of Climate*; (United States), 7(4).

Lins, H., and J. Slack (1999), Streamflow trends in the United States, *Geophysical Research Letters*, 26(2), 227-230.

M

Mac, M.J., Opler, P.A., Puckett Haeker, C.E. and Doran, P.D (1998). "Status and trends of the nation's biological resources". Volume 1 and 2. U.S. Department of Interior, U.S. Geological Survey, Reston, Va. 1-964pp.

Mauget, S. (2004). Low frequency streamflow regimes over the central United States: 1939–1998. *Climatic Change* 63, 121–144.

Mantua, N., and S. Hare (2002), The Pacific Decadal Oscillation, *Journal of Oceanography*, 58(1), 35-44.

Mantua, N., S. Hare, Y. Zhang, J. Wallace, and R. Francis (1997), A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079.

Maraun, D. (2006), What can we learn from climate data?: methods for fluctuation, time, scale and phase analysis, *Universitätsbibliothek*.

Maraun, D., and J. Kurths (2004), Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(4), 505-514.

Marshall, J., Y. Kushnir, D. Battisti, P. Chang, A. Czaja, R. Dickson, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan, and M. Visbeck (2001), North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms, *International Journal of Climatology*, 21(15), 1863-1898.

Massei, N., A. Durand, J. Deloffre, J. P. Dupont, D. Valdes, and B. Laignel (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(D9), D09121.

Massei, N., B. Laignel, E. Rosero, A. Motelay-Massei, J. Deloffre, Z. Yang, and A. Rossi (2009), A wavelet approach to the short-term to pluri-decennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998, *International Journal of Climatology*.

Massei, N., B. Laignel, J. Deloffre, J. Mesquita, A. Motelay, R. Lafite, and A. Durand (2010), 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*, 9999(9999), n/a.

McCabe, G., and M. Dettinger (1999), Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States, *International Journal of Climatology*, 19(13), 1399-1410.

McCabe, G., M. Palecki, and J. Betancourt (2004), Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101(12), 4136.

McCabe, G. J., and D. M. Wolock (2002), A step increase in streamflow in the conterminous United States, *Geophysical Research Letters*, 29(24), 2185.

Meade, R.H. (1995). Contaminants in the Mississippi River, 1987–1992. US Geological Survey Circular 1133. US Dept. of the Interior, US Geological Survey, Denver, Colorado.

Meade, R., and J. Moody (2010), Causes for the decline of suspended-sediment discharge in the Mississippi River system, 1940-2007, *Hydrological Processes*, 24(1), 35-49.

Mesquita Johanna (2009) « Facteurs de contrôle climatique et géomorphologique de la variabilité hydrologique de bassins versants en substrat carbonaté : Comparaison Haute Normandie (FR) et Région d'Austin, Texas (USA) » Thèse à l'UMR CNRS 6143 « M2C » Morphodynamique continentale et Cotière

Milliman J.D. and Meade (1983). «World-wide delivery of river sediment to the oceans. » *The journal of geology* volume 91, number 1

Milly, P., and K. Dunne (2001), Trends in evaporation and surface cooling in the Mississippi River basin, *Geophysical Research Letters*, 28(7), 1219-1222.

Milly, P., K. Dunne, and A. Vecchia (2005), Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate, *Nature*, 438(7066), 347-350.

Milly, P., R. Wetherald, K. Dunne, and T. Delworth (2002), Increasing risk of great floods in a changing climate, *Nature*, 415(6871), 514-517.

Minobe, S. (1999), Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts, *Geophysical Research Letters*, 26(7), 855-858.

Montroy, D. (1997), Linear relation of central and eastern North American precipitation to tropical Pacific sea surface temperature anomalies, *Journal of Climate*, 10(4), 541-558.

Montroy, D., M. Richman, and P. Lamb (1998), Observed nonlinearities of monthly teleconnections between tropical Pacific sea surface temperature anomalies and central and eastern North American precipitation, *Journal of Climate*, 11(7), 1812-1835.

Mossa, J. (1996), Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River, *Engineering Geology*, 45(1-4), 457-479.

N

National Atlas : site web disponible à l'adresse <http://www.nationalatlas.gov/>

NCDC : site web du National Climatic Data Center : <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

Nigam, S., M. Barlow, and E. Berbery (1999), Analysis links Pacific decadal variability to drought and streamflow in United States, *EOS Transactions*, 80, 621.

Nijssen, B., G. O'Donnell, A. Hamlet, and D. Lettenmaier (2001), Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change, *Climatic Change*, 50(1), 143-175.

NOAA : site web de la National Oceanic and Atmospheric Administration : <http://www.noaa.gov/>

Novotny, E.V., Stefan, H.G. (2007). Stream flow in Minnesota: indicator of climate change. *Journal of Hydrology* 334 (3-4), 319–333.

P

Paeth, H., A. Scholten, P. Friederichs, and A. Hense (2008), Uncertainties in climate change prediction: El Niño-Southern Oscillation and monsoons, *Global and Planetary Change*, 60(3-4), 265-288.

Pagano, T., and D. Garen (2005), A Recent Increase in Western U.S. Streamflow Variability and Persistence, *Journal of Hydrometeorology*, 6(2), 173-179.

Pardé Maurice (1930) : LE REGIME DU MISSISSIPPI, *Revue de géographie alpine*. 1930, Tome 18 N°4. pp. 583-693.

Piechota, T., and J. Dracup (1996), Drought and regional hydrologic variation in the United States: Associations with the El Niño-Southern Oscillation, *Water Resources Research*, 32(5), 1359-1373.

Pinter, N., A. Jemberie, J. Remo, R. Heine, and B. Ickes (2008), Flood trends and river engineering on the Mississippi River system, *Geophysical Research Letters*, 35(23), L23404.

Pinter, N., A. Jemberie, J. Remo, R. Heine, and B. Ickes (2010), Cumulative impacts of river engineering, Mississippi and Lower Missouri rivers, *River Research and Applications*, 26(5), 546-571.

Poore, R.Z., Darling, J., Dowsett, H.J., and Wright, L. (2001). Variations in River Flow to the Gulf of Mexico: Implications for Paleoenvironmental Studies of Gulf of Mexico Marine Sediments - U.S. Geological Survey Bulletin 2187 [<http://pubs.usgs.gov/bul/b2187/>].

Probst, J., and Y. Tardy (1987), Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century, *Journal of Hydrology*, 94(3-4), 289-311.

Q

Qian, T., A. Dai, and K. Trenberth (2007), Hydroclimatic Trends in the Mississippi River Basin from 1948 to 2004, *Journal of Climate*, 20(18), 4599-4614.

R

Ramankutty, N., and J. Foley (1998), Characterizing patterns of global land use: An analysis of global croplands data, *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4), 667-686.

Ramankutty, N., and J. Foley (1999), Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochemical Cycles*, 13(4), 997-1027.

Raymond, P., N. Oh, R. Turner, and W. Broussard (2008), Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi River, *Nature*, 451(7177), 449-452.

Reed Jr. et al., (2003) : Generalized Geologic Map of the United States, Puerto Rico, and the U.S. Virgin Islands at 1/50000000° USGS.

Roads, J. et al. (2003). GCIP water and energy budget synthesis (WEBS). *Journal of Geophysical Research* 108, 8609. doi:10.1029/2002JD002583

Rogers, J., and J. Coleman (2003), Interactions between the Atlantic Multidecadal Oscillation, El Niño/La Niña, and the PNA in winter Mississippi valley stream flow, *Geophysical Research Letters*, 30(10), 1518.

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.

Ropelewski, C., and M. Halpert (1986), North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), *Monthly Weather Review*, 114(12).

Rossi, A., N. Massei, B. Laignel, D. Sebag, and Y. Copard (2009), The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment load, 1950-1975, *Journal of Hydrology*, 377(3-4), 237-244.

Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward (1995), Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92): Observations and modelling, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(523), 669-704.

S

Schilling, K., K. Chan, H. Liu, and Y. Zhang (2010), Quantifying the effect of land use land cover change on increasing discharge in the Upper Mississippi River, *Journal of Hydrology*.

Schneider, K., and M. Farge (2006), Wavelet: Mathematical Theory. *Encyclopedia of Mathematics Physics*, Françoise J.P.Naber G.Tsun T.S. ed., Elsevier.

Serreze, M., M. Clark, D. McGinnis, and D. Robinson (1998), Characteristics of snowfall over the eastern half of the United States and relationships with principal modes of low-frequency atmospheric variability, *Journal of Climate*, 11(2), 234-250.

Smith, L.C., Turcotte, D.L., Isacks, B.L. (1998). Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrological Processes* 12(2), 233-249.

Soler et al., (2009). Map Database for Surficial Materials in the Conterminous United States, USGS.

Solomon, S. (2007), *Climate change 2007: the physical science basis*, Cambridge University Press Cambridge.

Sutton, R. T., and D. L. R. Hodson (2005), Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate, *Science*, 309(5731), 115-118.

T

Thompson, D., and J. Wallace (2001), Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode, *Science*, 293(5527), 85.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998), The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1297-1300.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability*, *Journal of Climate*, 13(5), 1000-1016.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends, *Journal of Climate*, 13(5), 1018-1036.

Tootle, G. A., T. C. Piechota, and A. Singh (2005), Coupled oceanic-atmospheric variability and U.S. streamflow, *Water Resources Research*, 41(12), W12408.

Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 61-78.

Torrence, C., and P. J. Webster (1999), Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System, *Journal of Climate*, 12(8), 2679-2690.

Toure, Y. M., B. Rajagopalan, Y. Kushnir, M. Barlow, and W. B. White (2001), Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific Basin during the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2069-2072.

Trenberth, K. E. (1997), The Definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777.

Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak (2001), Indices of El Niño Evolution, *Journal of Climate*, 14(8), 1697-1701.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14291-14324.

Tsonis, A. A., K. Swanson, and S. Kravtsov (2007), A new dynamical mechanism for major climate shifts, *Geophysical Research Letters*, 34(13), L13705.

Turner, R.E., Rabalay, N.N. (2003). Suspended sediment, C, N, P, and Si yields from the Mississippi River Basin. *Hydrobiologia* 511, 79–89.

Twine, T., C. Kucharik, and J. Foley (2004), Effects of Land Cover Change on the Energy and Water Balance of the Mississippi River Basin, *Journal of Hydrometeorology*, 5(4), 640-655.

Twine, T., C. Kucharik, and J. Foley (2005), Effects of El Niño-Southern Oscillation on the climate, water balance, and streamflow of the Mississippi River Basin, *Journal of Climate*, 18(22), 4840-4861.

U

USGS : site web de l'U.S. Geological Survey : <http://www.usgs.gov/>

V

Velasco, V. M., and B. Mendoza (2008), Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena, *Advances in Space Research*, 42(5), 866-878.

Viles, H. A., and A. S. Goudie (2003), Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology, *Earth-Science Reviews*, 61(1-2), 105-131.

W

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, *Monthly Weather Review*, 109(4), 784-812.

Wallace, J. M., and D. W. J. Thompson (2002), The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere Annular Mode: Real or Artifact?, *Journal of Climate*, 15(14), 1987-1991.

Walling, D.E. (2006). Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology* 79 (3-4), 192-216.

Walling, D.E., Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* 39 (1-2), 111-126.

Walter, M. T., D. S. Wilks, J.-Y. Parlange, and R. L. Schneider (2004), Increasing Evapotranspiration from the Conterminous United States, *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), 405-408.

White, M., J. Schmidt, and D. Topping (2005), Application of wavelet analysis for monitoring the hydrologic effects of dam operation: Glen Canyon Dam and the Colorado River at Lees Ferry, Arizona, *River Research and Applications*, 21(5), 551-565.

Z

Zhang, Y., and K. Schilling (2006), Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940 s: Effect of land use change, *Journal of Hydrology*, 324(1-4), 412-422.

Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti (1997), ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93, *Journal of Climate*, 10(5), 1004-1020.

Zume, J., Tarhule, A. (2006). Precipitation and streamflow variability in northwestern Oklahoma, 1894-2003. *Physical Geography* 27 (3), 189-205.

LISTE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX

LISTE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX

LISTE DES ILLUSTRATIONS

INTRODUCTION GENERALE

Figure 1 : Schéma général de la démarche adoptée au cours de ce travail de thèse, synthétisant les principaux facteurs affectant la réponse hydrologique du bassin versant du Mississippi.....	19
Figure 2 : Principaux objectifs de recherche de la thèse.....	20

PARTIE I

Figure I-1 : Géographie des Etats-Unis et le bassin versant du Mississippi	24
Figure I-2 : Carte simplifiée de la lithologie de surface des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi (modifiée d'après Cress et al., 2010).....	28
Figure I-3 : Carte de l'occupation des sols aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 2001 (source USGS).....	30
Figure I-4 : Carte des températures moyennes aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 1961-1990 (source CLIMAPS).....	32
Figure I-5 : Carte des précipitations moyennes aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 1961-1990 (source CLIMAPS).....	33
Figure I-6 : Carte des précipitations neigeuses moyennes aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi, 1961-1990 (CLIMAPS).....	34
Figure I-7 : Répartition annuelle des températures (a) et des précipitations (b) des principaux sous-bassins versants du Mississippi	35
Figure I-8 : Débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents (d'après Meade et Moody, 2010)	37
Figure I-9 : Régimes annuels des débits du Mississippi et de ses principaux affluents.....	38
Figure I-10 : Flux annuels des sédiments en suspension du Mississippi et de ses principaux affluents (d'après Meade et Moody, 2010).....	40
Figure I-11 : Carte des principaux aquifères des Etats-Unis et du bassin versant du Mississippi (source USGS, National Atlas)	41
Figure I-12 : Carte des principaux barrages des fleuves/rivières et des bassins versants aux Etats-Unis et sur le bassin versant du Mississippi (source National Atlas, National Inventory of Dams).....	42
Figure I-13 : Localisation des stations de mesures hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents (USGS, National Atlas).....	46
Figure I-14 : Débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents sur la période 1928-2009 (données USGS).....	46

Figure I-15 : Concentration de sédiments en suspension journalières du Mississippi à Tarbert+Red River Landings sur la période 1950-1975 (données USGS).....47

Figure I-16 : Comparaison entre les zones climatiques sélectionnées et les sous-bassins versants du Mississippi (NCDC, National Atlas)48

Figure I-17 : Précipitations mensuelles régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi sur la période 1928-2009 (données NCDC)49

Figure I-18 : Températures mensuelles régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi sur la période 1895-2008 (données NCDC)49

Figure I-19 : Exemple de l'évolution de l'occupation des sols du Missouri sur la période 1945-2003 (données USDA)50

Figure I-20 : Méthodologie générale employée pour le traitement des données51

Figure I-21 : Exemple d'analyse de l'évolution à long terme par LOESS des débits du Missouri53

Figure I-22 : Exemple d'autocorrélation des débits du Missouri.....54

Figure I-23 : Exemple de spectre de Fourier des débits du Missouri55

Figure I-24 : Exemple d'analyse en ondelettes des débits du Missouri57

Figure I-25 : Exemple de reconstruction de la bande 8-16 ans des débits du Missouri58

Figure I-26 : Exemple de spectres moyennés en échelles des débits du Missouri sur la bande d'énergie identifiée à 8-16 ans59

Figure I-27 : Exemple de l'analyse de la cohérence par ondelettes entre les débits du Missouri et le SOI60

Figure I-28 : Exemple de décomposition empirique en modes propres de l'indice SOI (d'après Ghil et al., 2001).....62

PARTIE II

Figure II-1 : Principaux objectifs de recherche – Partie II.....66

Figure II-2 : Les températures moyennes annuelles de surface aux Etats-Unis au cours du XX^e siècle (d'après Groisman et al., 2004).....67

Figure II-3 : Les précipitations moyennes annuelles aux Etats-Unis au cours du XX^e siècle (d'après Groisman et al., 2004).....68

Figure II-4 : Tendances des précipitations neigeuses à l'échelle des Etats-Unis (d'après Kunkel et al., 2009a)69

Figure II-5 : Tendances des débits médian, minimum et maximum aux Etats-Unis au cours du XX^e siècle71

Figure II-6 : Tendances des débits du Mississippi et des principaux affluents.....74

Figure II-7 : Tendances des précipitations régionalisées sur le bassin versant du Mississippi75

Figure II-8 : Comparaison de l'évolution à long terme (estimée par LOESS) entre les débits (bleu) et les précipitations régionalisées (rouge) à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi77

Figure II-9 : Tendances observées sur les débits moyen (rouge), maximum et minimum du Mississippi et ses principaux affluents.....78

Figure II-10 : Comparaison de l'évolution à long terme (estimée par LOESS) entre les minima annuels des débits (bleu) et des précipitations régionalisées (rouge) à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi	80
Figure II-11 : Comparaison de l'évolution à long terme (estimée par LOESS) entre les maxima annuels des débits (bleu) et des précipitations régionalisées (rouge) à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi	81
Figure II-12 : Régimes hydrologiques du Mississippi et de ses principaux affluents	83
Figure II-13 : Régimes pluviométriques à l'échelle du bassin versant du Mississippi	84
Figure II-14 : Autocorrélations et spectres de Fourier des débits du Mississippi (d'après Massei et al., in press)	89
Figure II-15 : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des débits journaliers du Mississippi et de ses principaux affluents	92
Figure II-16 : Reconstruction des principaux modes de variabilité des débits des principaux sous-bassins versants du Mississippi	95
Figure II-17 : Distribution de la variance au cours du temps associée au cycle hydrologique des débits du Mississippi et de ses principaux affluents	96
Figure II-18 : Distribution de la variance au cours du temps associée de l'échelle inter-annuelle au long terme des débits du Mississippi et de ses principaux affluents	97
Figure II-19 : Distribution de la variance totale au cours du temps des débits du Mississippi et de ses principaux affluents	98
Figure II-20 : Spectres de Fourier des précipitations mensuelles régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi	101
Figure II-21 : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des précipitations régionalisées du bassin versant Mississippi	103
Figure II-22 : Comparaison des principaux modes de variabilité des débits / précipitations régionalisées aux échelles inter-annuelle, décennale et long terme sur le bassin versant du Mississippi	106
Figure II-23 : Spectres locaux de l'analyse de la cohérence des débits/précipitations régionalisées par ondelettes sur les principaux sous-bassins versants du Mississippi	107
Figure II-24 : Distribution de la variance au cours du temps associée aux hautes-fréquences des débits du Mississippi et de ses principaux affluents	114
Figure II-25 : Analyse de la cohérence des modes de variabilité entre les débits moyens et les débits maxima annuels du Mississippi et de ses affluents	115
Figure II-26 : Comparaison entre les modes propres des maxima annuels de débits du bassin versant du Mississippi et les reconstructions des principaux modes de variabilité des débits journaliers	117
Figure II-27 : Analyse de la cohérence des modes de variabilité entre les débits moyens et les minima annuels du Mississippi et de ses affluents	118
Figure II-28 : Comparaison entre les modes propres des minima annuels de débits du bassin versant du Mississippi et les reconstructions des principaux modes de variabilité des débits journaliers	120
Figure II-29 : Evolution au cours du temps de la distribution de la variance totale des débits et des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi	122

PARTIE III

Figure III-1 : Principaux objectifs de recherche – Partie III.....	143
Figure III-2 : Les principaux indices climatiques utilisés (AMO, NAO, NAM, PDO, SOI, PNA)	145
Figure III-3 : Synthèse de l'impact hydrologique et climatique de l'AMO sur le bassin versant du Mississippi.....	146
Figure III-4 : Synthèse de l'impact hydrologique de la NAO sur le bassin versant du Mississippi.....	148
Figure III-5 : Synthèse de l'impact hydrologique de la PDO sur le bassin versant du Mississippi.....	150
Figure III-6 : Synthèse de l'impact hydrologique de l'ENSO (El-Niño) sur le bassin versant du Mississippi.....	152
Figure III-7 : Synthèse de l'impact hydrologique de la PNA sur le bassin versant du Mississippi.....	154
Figure III-8 : Evolution à long terme des indices climatiques identifiés par LOESS.....	159
Figure III-9 : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des principaux indices climatiques	160
Figure III-10 : Synthèse des échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques (AMO, NAO, NAM, PDO, SOI, PNA).....	166
Figure III-11 : Comparaison des spectres globaux en ondelettes du Missouri, de l'Upper Mississippi et du SOI (d'après Massei et al., 2010)	168
Figure III-12 : Comparaison entre les reconstructions associées à la bande fréquentielle 1,4- 16,5 ans des débits du Missouri, de l'Upper Mississippi et du SOI (d'après Massei et al., 2010).....	169
Figure III-13 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits du Missouri et les principaux indices climatiques	172
Figure III-14 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits de l'Upper Mississippi et les principaux indices climatiques.....	173
Figure III-15 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits de l'Ohio et les principaux indices climatiques	174
Figure III-16 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits de l'Arkansas et les principaux indices climatiques	176
Figure III-17 : Spectres locaux de la cohérence par ondelettes entre les débits du Lower Mississippi et les principaux indices climatiques.....	178
Figure III-18 : Synthèse schématique des liens prédominants entre les indices climatiques et les débits du Mississippi à l'échelle inter-annuelle	181
Figure III-19 et Figure III-20 : Synthèse schématique des liens prédominants entre indices climatiques et les débits du Mississippi aux échelles décennale et long terme	182
Figure III-21 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits du Missouri et les principaux indices climatiques par LOESS.....	185
Figure III-22 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Upper Mississippi et les principaux indices climatiques par LOESS	186
Figure III-23: Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Ohio et les principaux indices climatiques par LOESS.....	188

Figure III-24 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits de l'Arkansas et les principaux indices climatiques par LOESS..... 189

Figure III-25 : Comparaison de l'évolution à long terme entre les débits du Lower Mississippi et les principaux indices climatiques par LOESS 191

Figure III-26 : Evolution des régimes hydrologiques pour le Missouri, l'Upper Mississippi, l'Ohio, l'Arkansas et le Lower Mississippi respectivement. 194

Figure III-27 : Evolution de la variance totale des principaux indices climatiques au cours du temps..... 197

Figure III-28 : Evolution de la variance « globale » estimée (1900-2008)..... 198

PARTIE IV

Figure IV-1 : Principaux objectifs de recherche – Partie IV242

Figure IV-2 : Rôle intégrateur de la variabilité climatique du bassin versant du Mississippi (Lower Mississippi à Vicksburg).....244

Figure IV-3 : Reconstruction des échelles de temps utilisées pour le calcul de l'oscillateur hydro-climatique des principaux sous-bassins versants du Mississippi249

Figure IV-4 : Comparaison entre l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents250

Figure IV-5 : Cohérence par ondelettes entre l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents.....251

Figure IV-6 : Analyse de la cohérence par ondelettes entre les températures mensuelles régionalisées et les débits du bassin versant du Mississippi254

Figure IV-7 : Relations entre les minima centrés-réduits des débits et des précipitations annuelles du bassin versant du Mississippi258

Figure IV-8 : Relations entre les maxima centrés-réduits des débits et des précipitations annuelles du bassin versant du Mississippi262

Figure IV-9 : Relations entre les moyennes centrées-réduites des débits et des précipitations annuelles du bassin versant du Mississippi264

Figure IV-10 : Exemples de débits fortement impactés par la construction de barrages illustrés par les analyses en ondelettes continues : (a) débits du Colorado, Grand Canyon (d'après White et al., 2005) et (b) débits du Colorado, Texas (d'après Mesquita, 2009)265

Figure IV-11 : Données et analyses en ondelettes des débits (a, b) et de la concentration de sédiments en suspension (c, d) du Mississippi à Tarbert+Red River Landings sur la période 1950-1975267

Figure IV-12 : Spectres locaux en ondelettes des (a) flux sédimentaires observés (b) et des flux sédimentaires simulés, sans changements anthropiques269

Figure IV-13 : Flux de sédiments en suspension observés (blancs) vs. flux de sédiments en suspension simulés sans les changements anthropiques (gris)269

ANNEXES

Figure 1 : Carte des Etats-Unis et délimitations des différents états.....319

Figure 2 : Carte des provinces physiographiques des Etats-Unis au 1/50000000^e320

Figure 3 : Carte géologique des Etats-Unis au 1/50000000^e (source Reed et al., 2003)....321

Figure 4 : Les principaux types de roches de l'Amérique du Nord (source Barton et al., 2003)	322
Figure 5 : Les principales masses d'air influençant les Etats-Unis (source NOAA)	323
Figure 6 : Tendances linéaires des précipitations régionalisées annuelles minimums, moyennes et maximums à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi	324
Figure 7 : Reconstructions des hautes-fréquences (<30 jours) des débits du Mississippi et de ses principaux affluents	325
Figure 8 : Synthèse schématique des anomalies climatiques (Janvier-Mars) durant les événements typiques El-Niño (a) et La Niña (b) sur le bassin versant du Mississippi (modifié d'après le NOAA, National Climatic Prediction Center/NCEP/NWS)	326
Figure 9 : Evolution au cours du temps du degré de cohérence entre les débits et les principaux indices climatiques à l'échelle inter-annuelle	327
Figure 10 : Evolution au cours du temps du degré de cohérence entre les débits et les principaux indices climatiques à l'échelle décennale	328
Figure 11 : Evolution au cours du temps du degré de cohérence entre les débits et les principaux indices climatiques sur le long terme	329

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE I

Tableau I-1 : Principales caractéristiques géomorphologiques des sous bassins versants du Mississippi (modifié d'après Benke et Cushing, 2005 ; Goolsby, 1999)	24
Tableau I-2 : Occupation des sols du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents (modifié d'après Foley et al., 2004)	31
Tableau I-3 : Caractéristiques climatiques des principaux sous bassins versants du Mississippi (modifié d'après Benke et Cushing, 2005)	36
Tableau I-4 : Statistiques des aménagements (barrages et réservoirs) du bassin versant du Mississippi et de ses principaux affluents (d'après Graf, 1999)	43

PARTIE II

Tableau II-1 : Synthèse des caractéristiques hydrologiques des débits du Mississippi	74
Tableau II-2 : Synthèse des caractéristiques des précipitations régionalisées sur le bassin versant du Mississippi	75
Tableau II-3 : Comparaison des tendances observées sur les valeurs annuelles moyennes, minimales et maximales des débits (Q) / précipitations régionalisées (PP)	79
Tableau II-4 : Synthèse de l'évolution tendancielle à long terme observée entre débits / précipitations régionalisées des principaux sous-bassins versants du Mississippi	85
Tableau II-5 : Principales caractéristiques spectrales des débits du Mississippi et de ses principaux sous-bassins versants	90
Tableau II-6 : Contribution des principaux modes de variabilité des débits du Mississippi et de ses principaux affluents	93

Tableau II-7 : Contribution des principaux modes de variabilité des précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi.....	104
Tableau II-8 : Quantification des relations entre débits et précipitations régionalisées à l'échelle du bassin versant du Mississippi.....	108
Tableau II-9 : Synthèse de relations observées entre les modes propres des maxima annuels et des modes de variabilité des débits du bassin versant du Mississippi.....	115
Tableau II-10 : Synthèse des relations observées entre les modes propres des minima annuels et des modes de variabilité des débits du bassin versant du Mississippi.....	119

PARTIE III

Tableau III-1 : Synthèse des influences hydrologiques des principaux modes de fluctuations du climat sur le bassin versant du Mississippi.....	156
Tableau III-2 : Données sources des indices climatiques utilisés (format, périodes recouvertes, sources et liens)	157
Tableau III-3 : Synthèse globale des fluctuations identifiées par analyses en ondelettes continues dans les principaux indices climatiques	164
Tableau III-4 : Comparaison entre les principaux modes de variabilité des débits/précipitations du Mississippi et de ses principaux affluents et les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des indices climatiques (modifié d'après Massei et al., 2010)	167
Tableau III-5 : Quantification des relations entre la variabilité des indices climatiques et des débits du Mississippi et de ses principaux affluents (données annuelles)	170

PARTIE IV

Tableau IV-1 : Quantification du degré de cohérence entre les indices climatiques, l'oscillateur hydro-climatique et les débits annuels du Mississippi et de ses principaux affluents.....	251
Tableau IV-2 : Evolution de l'occupation des sols à l'échelle des principaux sous bassins versants du Mississippi sur la période 1945-2002 (source USDA)	257

ANNEXES

ANNEXES

ANNEXE 1 – Eléments de contextes supplémentaires

1. Les Etats-Unis et les limites des différents états



Figure 1 : Carte des Etats-Unis et délimitations des différents états.

2. Les provinces physiographiques des Etats-Unis

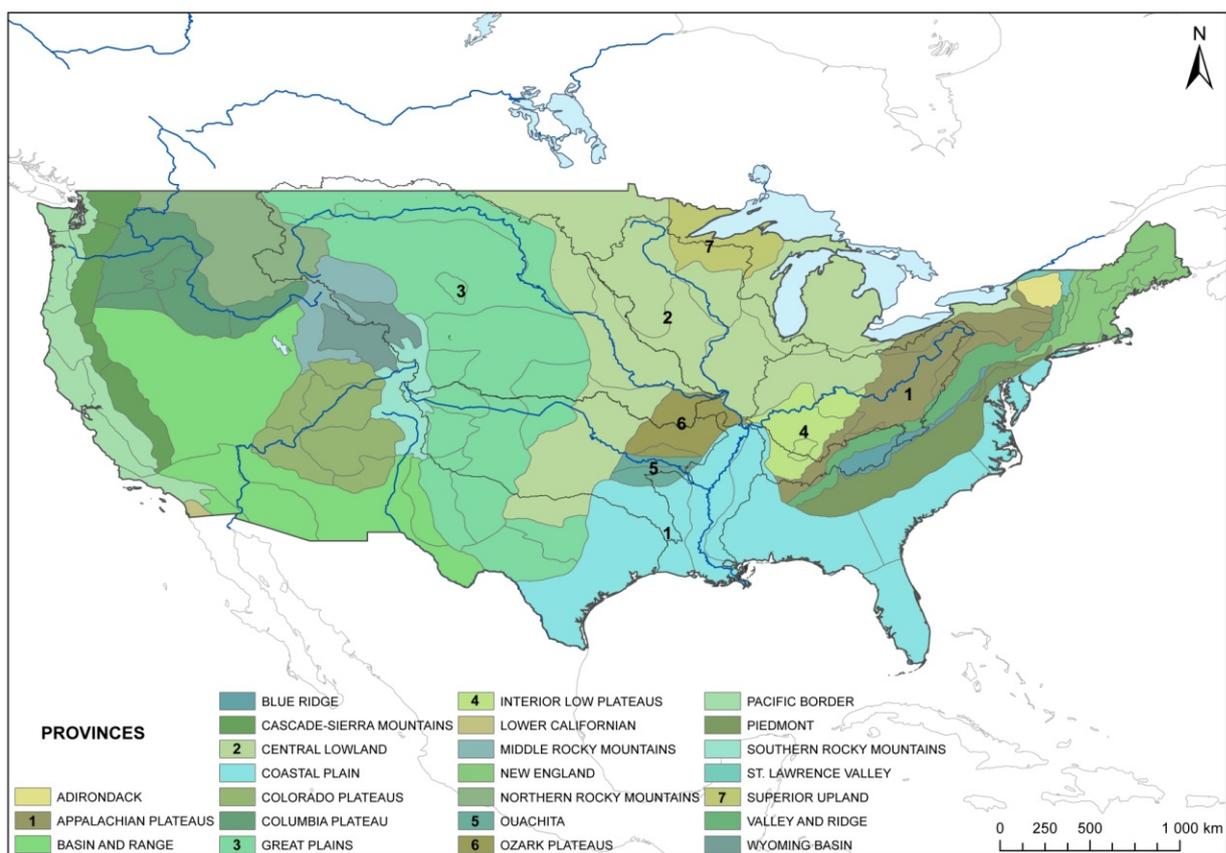


Figure 2 : Carte des provinces physiographiques des Etats-Unis au 1/50000000^e

3.2 Carte de la répartition des principaux types de roches aux Etats-Unis

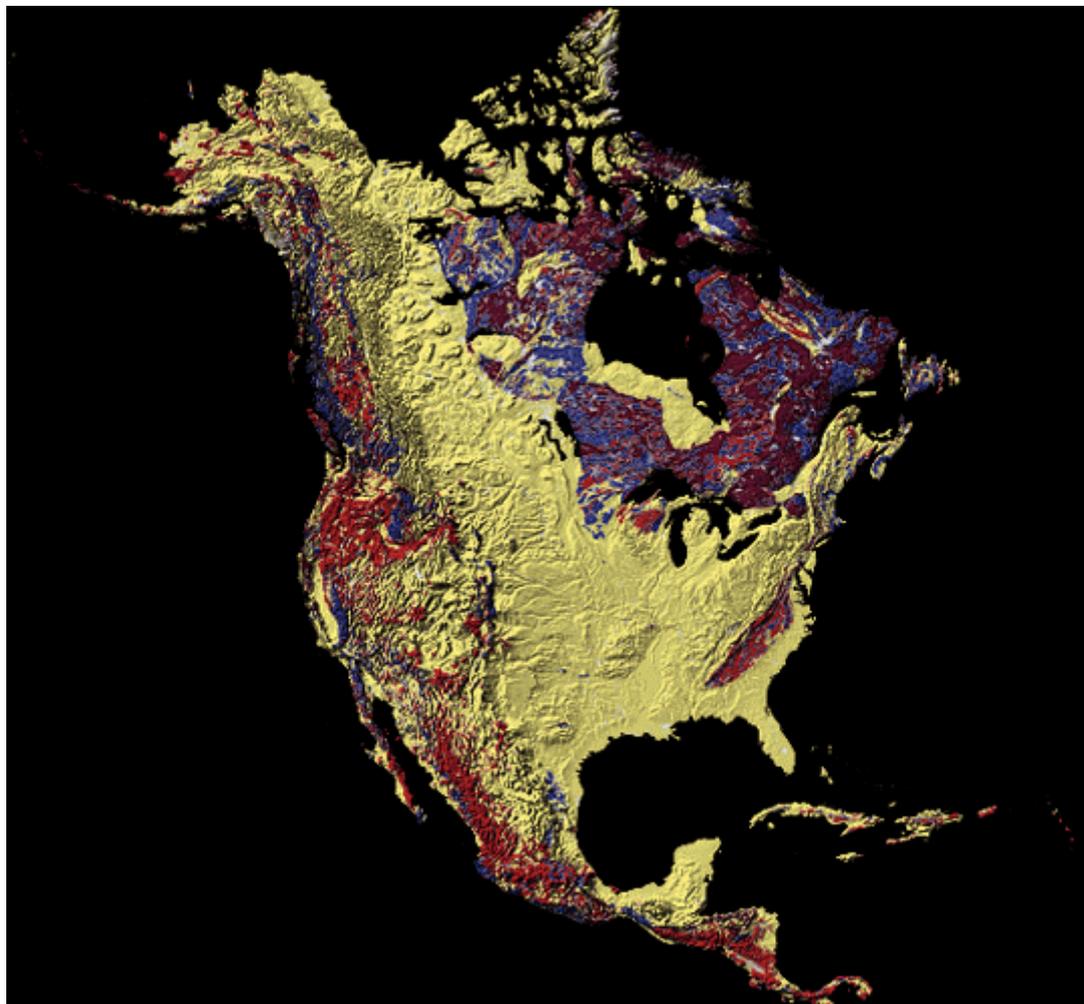


Figure 4 : Les principaux types de roches de l'Amérique du Nord (source Barton et al., 2003)

En jaune = roches sédimentaires, en rouge = roches volcaniques, en violet = roches métamorphiques

4. Les principales masses d'air influençant les Etats-Unis

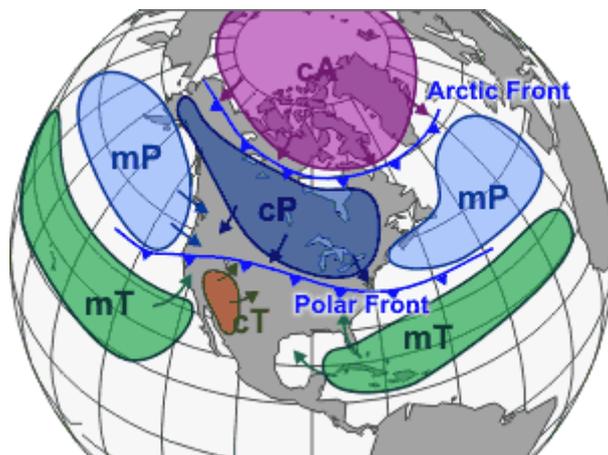


Figure 5 : Les principales masses d'air influençant les Etats-Unis (source NOAA)

Les sigles désignent les principales masses d'air : P = polaires, T = tropicales, A = Arctiques, m=maritimes, c = continentales

ANNEXE 2 – Tendances linéaires des précipitations minimums, moyennes et maximums

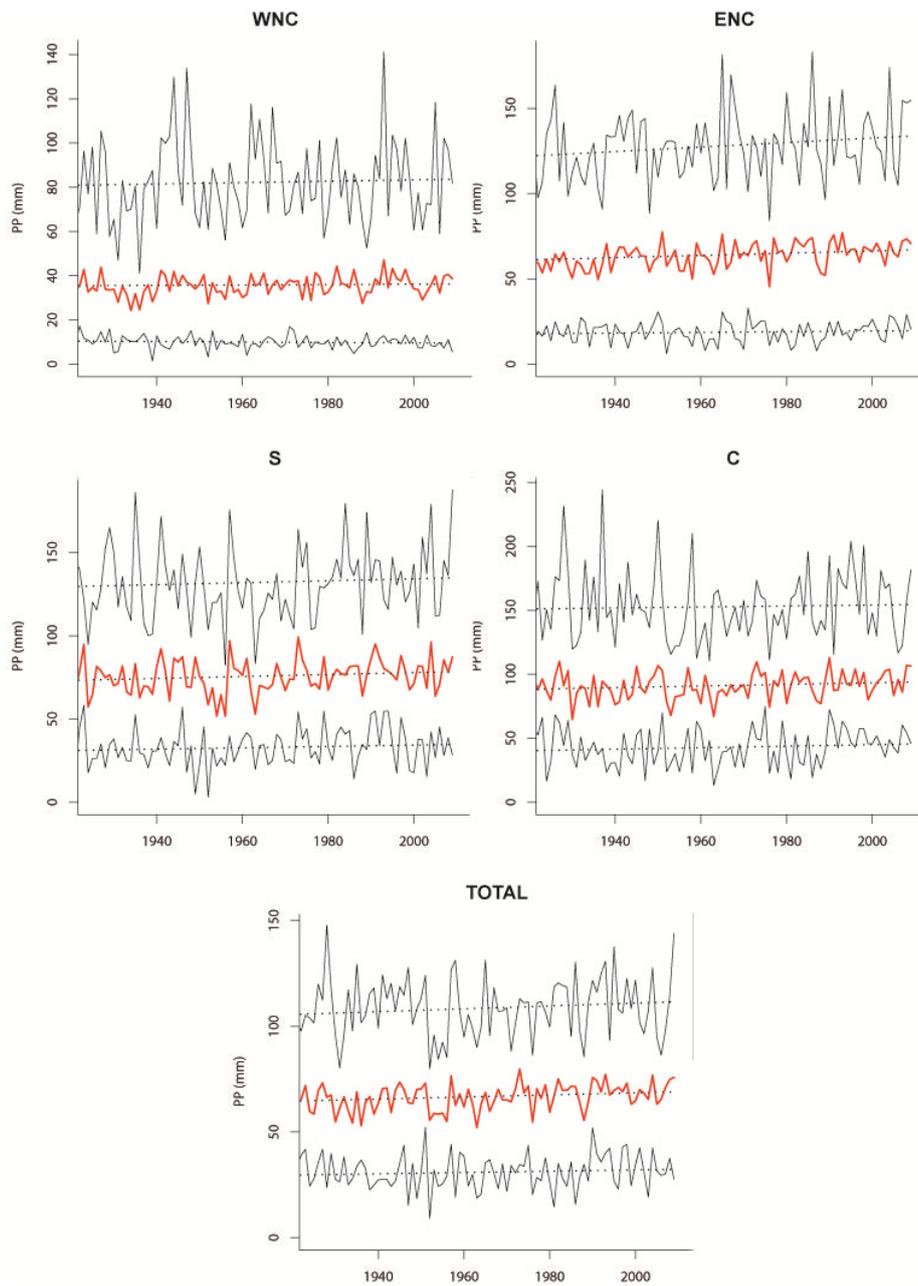


Figure 6 : Tendances linéaires des précipitations régionalisées annuelles minimums, moyennes et maximums à l'échelle des principaux sous-bassins versants du Mississippi

ANNEXE 3 – Reconstruction du signal des hautes fréquences des débits journaliers du Mississippi

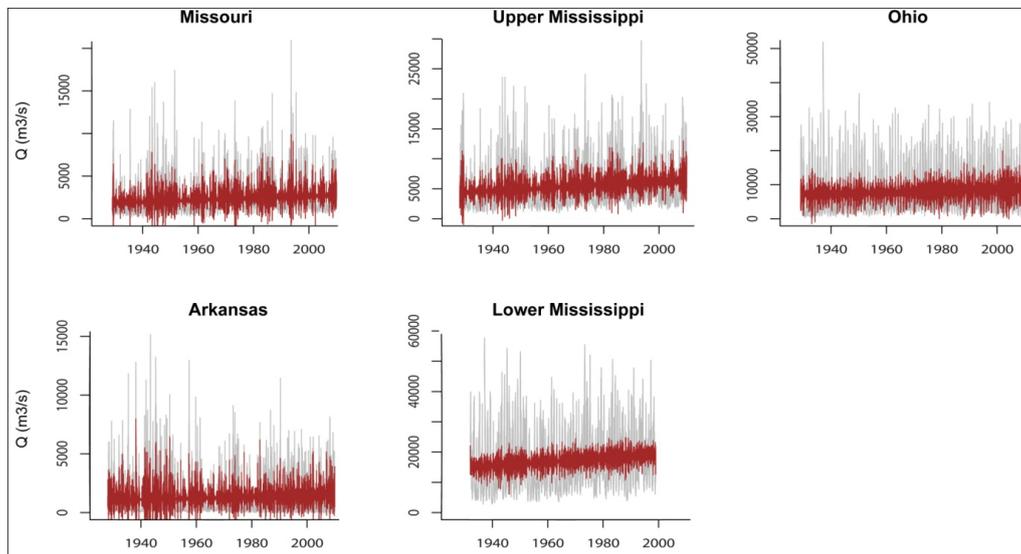


Figure 7 : Reconstructions des hautes-fréquences (<30 jours) des débits du Mississippi et de ses principaux affluents

ANNEXE 4 – Compléments pour l'ENSO

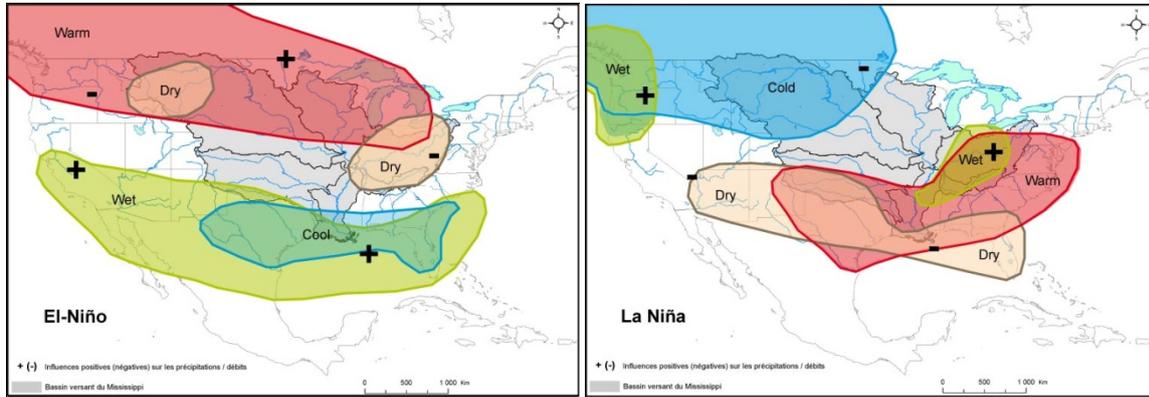


Figure 8 : Synthèse schématique des anomalies climatiques (Janvier-Mars) durant les évènements typiques El-Niño (a) et La Niña (b) sur le bassin versant du Mississippi (modifié d'après le NOAA, National Climatic Prediction Center/NCEP/NWS)

ANNEXE 5 – Coefficients de pondération utilisés dans la construction de « l'oscillateur hydroclimatique »

ECHELLE INTER-ANNUELLE (3-8 ans)

Sur cette figure, les courbes rouges (SOI), orange (PDO), bleu (AMO) et cyan (NAO) représentent la cohérence avec les débits du Mississippi et de ses principaux affluents au cours du temps.

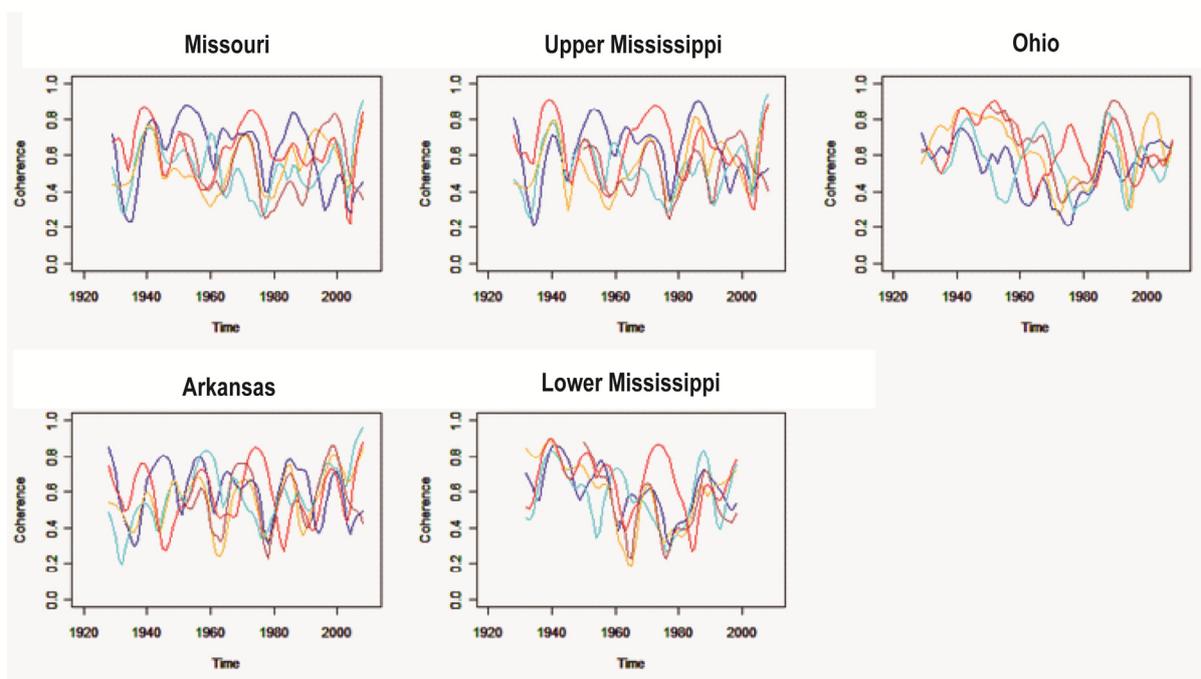


Figure 9 : Evolution au cours du temps du degré de cohérence entre les débits et les principaux indices climatiques à l'échelle inter-annuelle

ECHELLE DECENNALE (8-16 ans)

Sur cette figure, les courbes rouges (SOI), orange (PDO), bleu (AMO) et cyan (NAO) représentent la cohérence avec les débits du Mississippi et de ses principaux affluents au cours du temps.

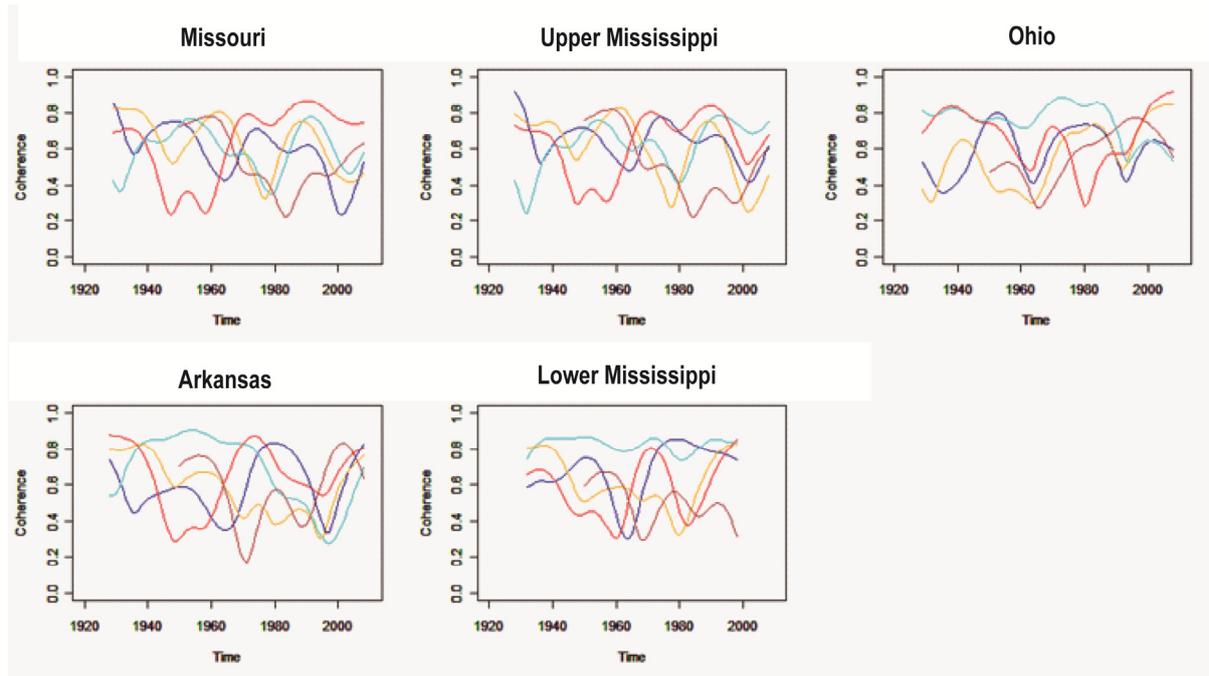


Figure 10 : Evolution au cours du temps du degré de cohérence entre les débits et les principaux indices climatiques à l'échelle décennale

ECHELLE LONG TERME (>16 ans)

Sur cette figure, les courbes rouges (SOI), orange (PDO), bleu (AMO) et cyan (NAO) représentent la cohérence avec les débits du Mississippi et de ses principaux affluents au cours du temps.

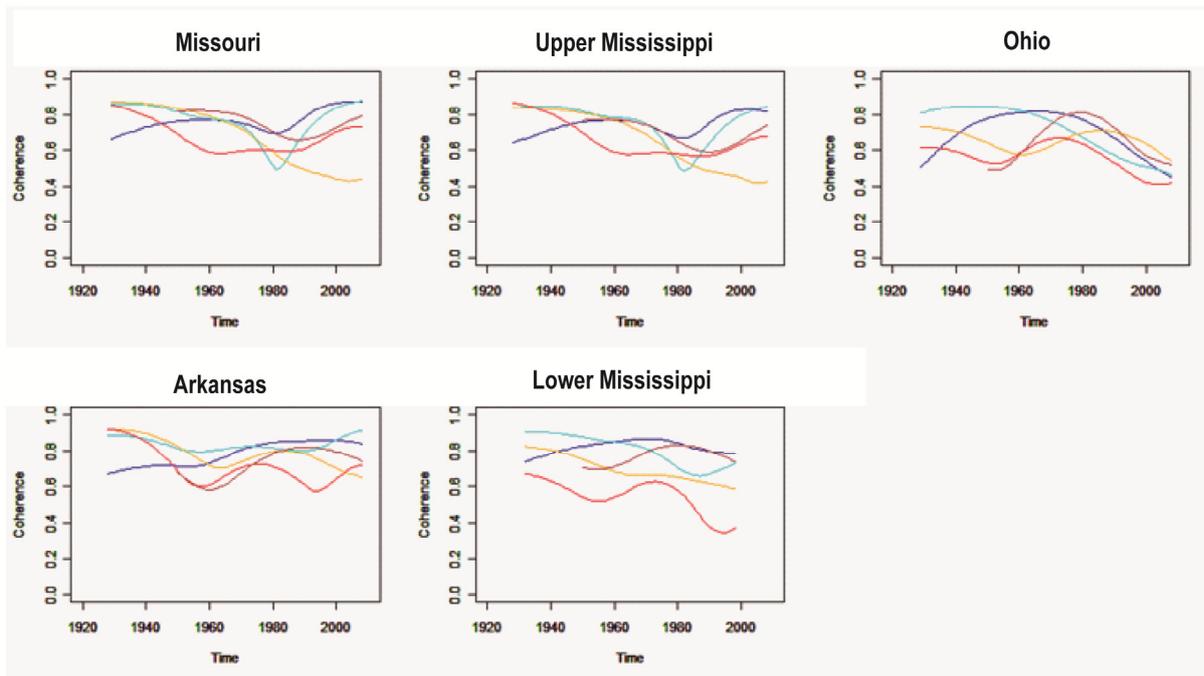


Figure 11 : Evolution au cours du temps du degré de cohérence entre les débits et les principaux indices climatiques sur le long terme

RESUME

Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique

Les grands bassins versants d'échelle continentale, comme le Mississippi, intègrent la réponse hydrologique aux changements climatiques et environnementaux (fluctuations du climat, précipitations, débits, flux sédimentaires) à de larges échelles spatiales et temporelles, mais également les modifications du milieu physique d'origine anthropique (changements d'occupation des sols, aménagements...), ce qui rend parfois difficile l'identification des liens entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique. Les principaux objectifs de ce travail sont de déterminer et de quantifier les relations entre la variabilité hydrologique et les fluctuations du climat (précipitations régionalisées, indices climatiques) à l'échelle du bassin versant du Mississippi et de ses principaux sous-bassins ; via l'utilisation de méthodes d'analyses spectrales adaptées à l'étude des processus instationnaires (analyse en ondelettes continues, analyse de la cohérence par ondelettes).

La variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents est structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant de l'échelle annuelle aux échelles inter-annuelle (2-4 ans, 3-6 ans, 5-8 ans), décennale (8-16 ans, 12-16 ans) et à plus long terme (22 ans, 22-26 ans). Ces modes de variabilité sont fortement similaires à ceux observés dans les précipitations (avec une cohérence moyenne de 77% à 89% selon les sous-bassins), et opèrent aux mêmes échelles de temps que la variabilité des principales fluctuations du climat affectant la région (ENSO, PDO, AMO, NAO, NAM et PNA), préalablement identifiés et synthétisés par une méthodologie similaire. La variabilité des débits du bassin versant du Mississippi se trouve influencée par un ensemble de téléconnexions (cohérence de 63% à 66% en moyenne avec l'ensemble des indices climatiques), opérant toutefois à différentes échelles spatiales et temporelles, et qui évoluent au cours du temps (relations à divers degrés suivant les différentes échelles de temps, le mode de variabilité du climat mis en jeu et le sous-bassin versant considéré). De plus, la variabilité hydrologique du Mississippi et de ses principaux affluents s'inscrit plus largement dans le cadre d'une rupture majeure du système climatique et des systèmes hydrologiques à l'échelle globale observée vers 1970, qui se traduit notamment par une augmentation et une plus forte variabilité des débits, ainsi que des changements de la composition spectrale des paramètres hydrologiques et climatiques. En ce sens, la construction d'un indice « hydro-climatique unifié » a été proposée en reprenant l'ensemble des caractéristiques globales du système climatique et celles plus spécifiques à l'échelle régionale (échelle des sous bassins versants).

Enfin, même si la majorité des paramètres hydrologiques se trouve apparemment très fortement liée par les paramètres climatiques, d'autres facteurs, comme les modifications du milieu physique (occupation des sols, aménagements...), peuvent avoir une influence non-négligeable sur l'évolution de certains paramètres hydrologiques (hauts et bas débits), mais qui serait beaucoup plus localisée dans le temps et dans l'espace (i.e., elle ne serait pas associée à l'existence d'oscillations dans l'hydrologie). A l'exception des flux hydrosédimentaires, marqués par de profonds changements qui ont pu être reliés aux aménagements du bassin versant et quantifiés par une méthodologie de modélisation spectrale (diminution des flux de sédiments en suspension exportés à l'exutoire d'environ $2,25 \cdot 10^8$ t.an⁻¹ sur la période 1950-1975), ces influences apparaissent spatialement localisées, et restent difficiles à caractériser. Outre leurs faibles contributions, ceci provient également du fait que ces modifications du milieu physique agissent simultanément avec d'autres facteurs pouvant modifier la réponse hydrologique, comme les changements observés dans le climat, qui reste le facteur principal des changements observés.

Mots-clefs : Mississippi, variabilité hydrologique, fluctuations climatiques, analyses spectrales, transformée en ondelettes continues, flux hydrosédimentaires.