



HAL
open science

Déterminisme climatique et hydrogéologique de l'évolution à long terme des niveaux piézométriques

Lisa Baulon

► **To cite this version:**

Lisa Baulon. Déterminisme climatique et hydrogéologique de l'évolution à long terme des niveaux piézométriques. Sciences de la Terre. Normandie Université, 2023. Français. NNT : 2023NORMR015 . tel-04123371

HAL Id: tel-04123371

<https://theses.hal.science/tel-04123371v1>

Submitted on 9 Jun 2023

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.



Normandie Université

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité SCIENCES DE L'UNIVERS

Préparée au sein de l'Université de Rouen Normandie

Déterminisme climatique et hydrogéologique de l'évolution à long terme des niveaux piézométriques

Présentée et soutenue par
LISA BAULON

Thèse soutenue le 30/03/2023
devant le jury composé de

M. RENÉ THERRIEN	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université de Laval (QUEBEC)	Rapporteur du jury
M. JEAN-PHILIPPE VIDAL	DIRECTEUR DE RECHERCHE, Centre régional de l'INRAE Auvergne-Rhône-Alpes	Rapporteur du jury
MME DELPHINE ALLIER	INGENIEUR, BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES	Membre du jury
MME NADIA AMRAOUI	INGENIEUR, BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES	Membre du jury
MME AGNES DUCHARNE	DIRECTEUR DE RECHERCHE, SORBONNE UNIVERSITE	Membre du jury
MME NATHALIE DORFLIGER	CHARGE DE RECHERCHE, Danone Waters	Président du jury
M. NICOLAS MASSEI	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université de Rouen Normandie	Directeur de thèse

Thèse dirigée par **NICOLAS MASSEI (Morphodynamique continentale et côtière)**

AVANT-PROPOS

Cette thèse a été réalisée au sein du laboratoire M2C de l'Université de Rouen Normandie et du Brgm. Elle a été co-financée par la région Normandie et le Brgm. En outre, elle a également bénéficié du soutien financier des institutions et des projets suivants : *GeoERA TACTIC* financé par le programme de recherche et d'innovation Horizon 2020 de l'Union Européenne, *Aquivar* financé par l'Agence de l'Eau Seine Normandie, et du PIREN Seine.

D'autre part, je remercie celles et ceux qui ont aidé à la réalisation de ce travail, en apportant des données, en contribuant à la réflexion scientifique ou en relisant le manuscrit : Nicolas Massei, Delphine Allier, Matthieu Fournier, Hélène Bessière, Bastien Dieppois, Manuel Fossa, Nicolas Flipo, Nicolas Gallois, Jean-Charles Manceau, Sandra Lanini, Marc Laurencelle, Violaine Bault, Peggy Ferot et l'ensemble des hydrogéologues régionaux du Brgm qui ont permis la constitution de la base de données.

RÉSUMÉ

Un grand nombre d'aquifères présentent des niveaux de nappes avec des variations interannuelles à décennales (i.e., basse fréquence) assez marquées. Ces variations basses fréquences sont à l'origine de la succession d'années humides (hauts niveaux piézométriques) et d'années sèches (bas niveaux piézométriques) qui peut être observée pour certaines nappes. Elles n'affectent pas seulement la piézométrie, mais aussi toutes les variables hydroclimatiques (précipitations, températures, débits des cours d'eau, évapotranspiration), puisqu'elles sont liées à la variabilité naturelle du climat. A l'aide d'une base de données de piézomètres peu influencés par les pompages directs, cette thèse vise à étudier la variabilité basse fréquence (VBF) des niveaux piézométriques (NP), son influence sur les tendances et extrêmes piézométriques de France métropolitaine, et d'étudier son lien avec les patrons de la circulation atmosphérique à large-échelle.

D'après les résultats, les tendances piézométriques sont majoritairement à la baisse sur le territoire métropolitain et les deux périodes de référence utilisées, 1996-2019 et 1976-2019. Cependant, la VBF influence significativement les tendances piézométriques, qu'elle est capable d'accentuer, atténuer, inverser, ce qui peut fortement perturber l'identification de tendances liées au changement climatique. D'autre part, elle contrôle fortement l'occurrence et la magnitude des événements piézométriques extrêmes. Ceci suggère que : (i) toute mauvaise projection de la variabilité climatique dans les sorties de modèles de circulation générale, utilisées ensuite pour réaliser les projections à long terme des NP, pourrait entraîner de fortes incertitudes sur les estimations de tendances et extrêmes piézométriques futurs ; (ii) une modification de la variabilité climatique pourrait conduire à des changements substantiels des tendances et extrêmes piézométriques.

Les drivers climatiques, atmosphériques et océaniques, de la VBF des NP ont ensuite été explorés. Les résultats montrent qu'ils diffèrent selon l'échelle de variabilité considérée, interannuelle (~7 ans) ou décennale (~15 ans), ce qui laisse supposer que des phénomènes climatiques et modalités de circulation atmosphérique différents sont impliqués dans la VBF des niveaux de nappe. D'un point de vue spatial, les drivers climatiques sont identiques à l'échelle du Bassin parisien, mais sont différents de ceux identifiés pour le sud de la France. Les centres d'action des patterns atmosphériques identifiés sont décalés par rapport à ceux d'indices climatiques standards décrivant les grands modes de circulation et variabilité atmosphérique connus et qui sont généralement pris comme référence tels que l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Ces résultats apportent ainsi des pistes de réflexion pour l'évolution

des modèles de prévision des NP à moyen terme (quelques années), et soulignent dans tous les cas que ces modèles devraient prendre en compte : (i) les drivers climatiques de chaque échelle de VBF, (ii) des indices dérivés des patterns climatiques identifiés expliquant au mieux la variabilité hydrologique locale.

La dernière partie de ce travail cherche à évaluer l'influence d'un changement d'amplitude de la VBF des précipitations sur les NP (moyenne, variabilité, extrêmes) simulés du Bassin de la Seine. Ici, l'approche consiste à perturber la VBF d'un champ de précipitation utilisé en entrée d'un modèle hydro(géo)logique distribué sur le bassin versant de la Seine, pour analyser la réponse piézométrique à de telles perturbations. Les résultats indiquent des modifications particulièrement importantes de la moyenne et la variance des NP, ainsi que de l'occurrence et de la sévérité des extrêmes. Ceci confirme qu'une modification de la variabilité climatique ou que l'utilisation de données climatiques biaisées en termes de VBF pourrait affecter significativement la piézométrie future ou les simulations-projections des NP produites.

ABSTRACT

A large number of aquifers exhibit groundwater levels (GWL) with significant interannual to decadal (i.e. low frequency) variations. Low-frequency variations are generally responsible for the succession of wet years (high GWL) and dry years (low GWL) that can be observed in many aquifers. They do not only affect GWL, but also all hydroclimatic variables (precipitation, temperature, streamflow, evapotranspiration), since they are linked to the climate natural variability. Using a database of boreholes scarcely influenced by direct pumping, this thesis aims to study the low-frequency variability (LFV) of GWL, its influence on GWL trends and extremes in metropolitan France, and its link with the large-scale climate patterns.

According to the results, GWL trends are mostly downward in French aquifers and over the two reference periods used, 1996-2019 and 1976-2019. However, the LFV has a significant influence on GWL trends, since it is capable of accentuating, mitigating and reversing trends. This can severely complicate the identification of GWL trends linked to climate change. On the other hand, LFV strongly controls the occurrence and magnitude of extreme GWL. This suggests that: (i) a poor projection of climate variability in general circulation model outputs, which are then used to make long-term projections of GWL, may lead to highly uncertain estimates of future GWL trends and extremes; (ii) changes in climate variability may lead to substantial changes in GWL trends and extremes.

Atmospheric and oceanic drivers of GWL low-frequency variability are then investigated. Large-scale climate patterns differ depending on the timescale that is considered, interannual (~7 years) or decadal (~15 years), which suggests that different atmospheric circulation modalities are involved in the LFV of GWL. Spatially, the climate drivers are similar at the scale of the Paris Basin, but different from those identified for southern France. The centres of action of identified atmospheric patterns are shifted in comparison with those of standard climatic indices that describe the major-known atmospheric circulation and variability modes, and generally taken as a reference, such as the North Atlantic Oscillation (NAO). These results therefore provide insights for the development of medium-term (a few years) GWL forecasting models, while also emphasizing that those models should take into account: (i) the climate drivers of each timescale of LFV, and (ii) indices derived from the identified climate patterns that best explain local hydrological variability.

The last part of this work seeks to evaluate the influence of changes in amplitude of the precipitation LFV on the simulated GWL (mean, variability, extremes) of the Seine Basin. Here,

the approach consists of perturbing the LFV of a precipitation field that is used as an input to a hydro(geo)logical model distributed over the Seine catchment, to analyse the GWL response to such perturbations. The results show significant changes in the GWL mean and variance, as well as in the occurrence and severity of extremes. This confirms that a change in climate variability, or the use of biased climate data in terms of LFV, can significantly affect future GWL or computed simulations-projections of GWL.

LISTE DES ACRONYMES

Variabilités basses fréquences

IV : Interannual variability – Variabilité interannuelle (~2-4 ans ou ~7 ans)

DV : Decadal variability – Variabilité décennale (~14 ans à ~17 ans)

NB : La variabilité décennale désigne une fluctuation basse fréquence avec une périodicité moyenne allant de ~14 ans jusqu'à ~17 ans. Au cours de ce manuscrit, elle peut parfois prendre le nom de « variabilité ~14 ans » ou « variabilité ~17 ans », mais il s'agit dans tous les cas, de la même variabilité.

Modes de la circulation atmosphérique et/ou océanique

Descripteur de la circulation atmosphérique

EAP : East Atlantic Pattern – Patron Est Atlantique

NAO : North Atlantic Oscillation – Oscillation Nord Atlantique

SCAND : Scandinavia Pattern – Patron de Scandinavie

Descripteur de la circulation océanique

AMOC : Atlantic Meridional Overturning Circulation – Circulation méridienne de retournement Atlantique

AMV : Atlantic Multidecadal Variability – Variabilité multidécennale Atlantique

Descripteur de la circulation atmosphérique et océanique

ENSO : El Niño-Southern Oscillation – El Niño – Oscillation australe

Variables climatiques large-échelle

Variables atmosphériques

SLP : Sea Level Pressure – Pression à la surface de la mer

Z500 : Geopotential Height at 500 millibar – Hauteur géopotentielle à 500 hectoPascal

Z200 : Geopotential Height at 200 millibar – Hauteur géopotentielle à 200 hectoPascal

Variables océaniques

SST : Sea Surface Temperature – Température à la surface de la mer

Méthodes d'analyse

CCF : Cross-Correlation Function – Fonction de corrélation croisée

CWT : Continuous Wavelet Transform – Transformée en ondelettes continue

DWT : Discrete Wavelet Transform – Transformée en ondelettes discrète

EOF : Empirical Orthogonal Function – Décomposition orthogonale aux valeurs propres

ESD : Empirical Statistical Downscaling – Descente d'échelle statistique empirique

MODWT : Maximum Overlap Discrete Wavelet Transform – Transformée en ondelettes discrète par recouvrement maximal

MRA : Multiresolution Analysis – Analyse Multirésolution

Modèles

CaWaQS : Catchment Water Quality Simulator

GCM : General Circulation Models – Modèles de circulation générale

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GÉNÉRALE	12
------------------------------------	-----------

CHAPITRE I – Contexte hydrogéologique et hydroclimatique en France métropolitaine	22
--	-----------

INTRODUCTION	23
1. Contexte hydrogéologique en France métropolitaine	24
1.1. Géologie	24
1.2. Types d'aquifères	25
1.3. Recharge des nappes et cyclicité	29
2. La circulation atmosphérique large-échelle et son influence sur la variabilité hydroclimatique en France métropolitaine.....	32
2.1. La circulation générale de l'atmosphère.....	32
2.2. La circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique : influence sur le climat et la variabilité hydroclimatique en France et en Europe.....	36
2.3. Influence de la circulation océanique et des températures à la surface de la mer sur la circulation atmosphérique de la zone Euro-Atlantique et la variabilité hydroclimatique en France	41
CONCLUSION.....	47

CHAPITRE II – Bases de données et méthodologies pour l'analyse des signaux hydrogéologiques et hydroclimatiques	49
--	-----------

INTRODUCTION	50
1. Bases de données	51
1.1. Base de données piézométriques.....	51
1.2. Données climatiques	57
1.3. Données de champs atmosphériques et océaniques.....	59
2. Déchiffrer la variabilité hydroclimatique.....	60
2.1. Intérêt de la décomposition des signaux pour l'étude des variables hydroclimatiques	60
2.2. Méthodes d'identification des tendances dans les variables hydroclimatiques	62
2.3. Méthodes de décomposition du signal hydroclimatique	66
3. Lier la variabilité piézométrique et la variabilité climatique à large-échelle	75
CONCLUSION.....	77

CHAPITRE III – Tendances et variabilité des niveaux piézométriques en France78

INTRODUCTION	79
1. Tendances des niveaux piézométriques et des précipitations efficaces en France	81
1.1. Tendances des niveaux piézométriques	81
1.2. Comparaison des tendances détectées dans les niveaux piézométriques avec celles détectées dans les précipitations efficaces.....	85
1.3. Conclusion sur l'évolution des niveaux piézométriques et des précipitations efficaces en France métropolitaine	89
2. Influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances piézométriques	90
2.1. Contexte de l'article	90
2.2. Article	90
3. Influence de la variabilité basse fréquence sur les très hauts et très bas niveaux piézométriques	91
3.1. Contexte de l'article	91
3.2. Article	91
CONCLUSION.....	92

CHAPITRE IV – L'origine climatique de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques94

INTRODUCTION	95
1. Patterns de la circulation atmosphérique et océanique explicatifs de la variabilité basse fréquence de la nappe de la craie sur le dernier siècle (1903-2015)	97
1.1. Contexte de l'article	97
1.2. Article	97
2. Patterns de la circulation atmosphérique et océanique explicatifs de la variabilité basse fréquence de la nappe de la craie sur la période récente (1976-2019).....	118
2.1. Données et ajustements de la méthodologie	118
2.2. Résultats.....	119
3. Similarité des patterns climatiques explicatifs de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques sur l'ensemble du Bassin de la Seine pour la période récente (1976-2019)	123
3.1. Données et ajustements de la méthodologie	123
3.2. Résultats.....	125
DISCUSSION	133
CONCLUSION.....	140

CHAPITRE V – Sensibilité des niveaux piézométriques du Bassin de la Seine à des changements de la variabilité climatique interannuelle à décennale143

CONTEXTE DE L'ARTICLE.....	144
----------------------------	-----

ARTICLE	145

CONCLUSION GÉNÉRALE.....	177
BIBLIOGRAPHIE.....	186
LISTE DES FIGURES	203
LISTE DES TABLEAUX	208
ANNEXES.....	210

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La ressource en eau : une inégale répartition à l'échelle planétaire accentuée par les effets du changement climatique

L'évolution quantitative de la ressource en eau à travers le monde est une problématique majeure en contexte de changement climatique. Le dernier rapport du GIEC conclut sur des changements perceptibles du cycle de l'eau global depuis la moitié du 20^{ème} siècle en lien avec le changement climatique (Douville et al., 2021). Il fait état, par exemple, d'une augmentation de l'intensité des précipitations moyennes journalières depuis la moitié du 20^{ème} siècle pour la majorité des régions du monde, incluant l'Europe, l'Amérique du Nord et l'Asie (Eyring et al., 2021). Sur l'Europe, il indique une augmentation des précipitations moyennes annuelles depuis le début du 20^{ème} siècle, excepté pour la région méditerranéenne pour laquelle une forte disparité temporelle et spatiale des tendances demeure (Arias et al., 2021).

Récemment, Gudmundsson et al. (2021) ont également mis en évidence l'hétérogénéité spatiale de l'évolution des débits depuis la fin du 20^{ème} siècle à l'échelle planétaire, certaines régions du monde étant affectées par un assèchement, tandis que d'autres sont affectées par une humidification ; les auteurs soulignent un impact probable du changement climatique. Cette disparité spatiale existe également entre le nord et le sud de l'Europe, qui montrent respectivement une augmentation et une diminution des débits observés depuis le milieu du 20^{ème} siècle, selon les études de Gudmundsson et al. (2017, 2021), ou encore Vicente-Serrano et al. (2019). Cependant, selon ces mêmes auteurs, les tendances à la baisse dans le sud de l'Europe peuvent être aussi attribuées aux prélèvements pour l'irrigation ou l'eau potable. Ces études montrent donc l'inégalité spatiale des évolutions de la ressource en eau douce, que le changement climatique accroît, pour une ressource qui est déjà inégalement répartie à l'échelle de la planète.

A l'heure actuelle et malgré des tensions qui semblent s'accroître toujours davantage, la France métropolitaine demeure une région favorisée d'un point de vue de la disponibilité quantitative de la ressource en eau (Richard et al., 2010). Il existe néanmoins une forte hétérogénéité dans la répartition de la ressource entre le nord de la France où elle est relativement abondante, et le pourtour méditerranéen où elle peut devenir insuffisante, notamment en été (Richard et al., 2010). L'impact anthropique sur la ressource en eau accentue encore cette hétérogénéité, et l'on observe régulièrement des périodes de tension en été, notamment dans le sud de la France, dues à une surexploitation de la ressource (Richard et al., 2010 ; Maréchal et Rouillard, 2020). L'eau est en effet utilisée tant dans le secteur agricole (e.g., irrigation), qu'industriel et énergétique (e.g., production d'électricité), ou

encore domestique (e.g., adduction en eau potable) (Richard et al., 2010 ; Maréchal et Rouillard, 2020).

Les extrêmes hydrologiques : source de préoccupation majeure face à l'augmentation de leur occurrence et intensité

Le changement climatique a déjà contribué à augmenter la fréquence et l'intensité des sécheresses dans certaines régions du monde, bien que cette évolution dépende fortement du type de sécheresse considérée (i.e., météorologique, agricole, hydrologique). A cause de l'augmentation de l'évapotranspiration, certaines régions du monde ont vu augmenter la fréquence et l'intensité des sécheresses agricoles (caractérisées par une humidité des sols anormalement faible) (Arias et al., 2021) ; et ce type de sécheresse affecte souvent un territoire de plus en plus large pouvant mettre en péril la sécurité alimentaire dans ces régions (Arias et al., 2021). En plus des sécheresses agricoles, certaines régions comme la région méditerranéenne, ont également connu une augmentation de la fréquence des sécheresses hydrologiques liée au changement climatique (Arias et al., 2021). Les sécheresses hydrologiques sont particulièrement dommageables pour le maintien des activités humaines (domestiques, industrielles, agricoles), mais également pour la biodiversité. On retiendra notamment comme exemple en France la sécheresse de 1976 parmi l'une des plus intenses de ces dernières décennies, ou plus récemment la sécheresse de l'été 2022. Lors de l'été 2022, le niveau des nappes en France fût particulièrement bas (BRGM, 2022¹), tandis que les débits de rivière dans le sud et l'est de la France présentaient des niveaux inférieurs à ceux observés lors de la sécheresse de 1976 (INRAE, 2022²), ce qui a engendré de nombreux arrêtés de restriction d'eau (Propluvia, 2022³).

D'autre part, l'augmentation des précipitations extrêmes causée par le changement climatique a également entraîné une augmentation de la fréquence et de la magnitude des inondations par les rivières à l'échelle globale (Seneviratne et al., 2021). En Europe, l'analyse des débits a montré une augmentation de la magnitude et de la fréquence des inondations par les rivières au nord et une diminution au sud (Berghuijs et al., 2017 ; Blöschl et al., 2019a). Le risque d'inondation a fortement augmenté au cours des dernières décennies, et ceci est avant tout lié à des facteurs humains autres que le changement climatique tels que l'urbanisation croissante ou la croissance démographique (Tramblay et al., 2019). Tout comme les sécheresses, les inondations par débordement des cours d'eau ou par remontée de nappe

¹ <https://www.brgm.fr/actualite/communiqu%C3%A9-presse/nappes-eau-souterraine-au-1er-juillet-2022> (Consulté le 07/11/2022)

² <https://www.inrae.fr/actualites/prevoir-lintensite-secheresses-partir-du-debit-rivieres> (Consulté le 07/11/2022)

³ <http://propluvia.developpement-durable.gouv.fr/propluvia/faces/public/carteNat.jsp> (Consulté le 09/11/2022)

sont extrêmement dommageables en termes de coûts, mais également en termes de pertes matérielles et de bilan humain. A titre d'exemple en France, les inondations par remontée de nappe de la Somme ont coûté 100 millions d'euros de dommages et 1100 personnes ont été évacuées (Deneux et Martin, 2001).

Les projections futures des extrêmes hydrologiques et des impacts associés

De nombreuses études prévoient une intensification des événements extrêmes avec une augmentation de la fréquence et de la sévérité des inondations et des sécheresses à l'échelle globale dans le futur, comme cela est clairement souligné dans le chapitre « Water » du sixième rapport d'évaluation du GIEC (Caretta et al., 2022). Ceci est notamment lié à des régimes de précipitations devenant de plus en plus volatiles dans de nombreuses régions du monde, qui devraient ainsi connaître à la fois des périodes sèches plus longues et des précipitations plus intenses lorsqu'elles se produisent (Caretta et al., 2022). Cette augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes devrait induire une augmentation de la fréquence et de la magnitude des inondations à l'échelle globale, et notamment par les rivières (Koirala et al., 2014 ; Alfieri et al., 2015 ; Arnell et al., 2016 ; Caretta et al., 2022). Cependant, ces projections restent assez variables selon la région du monde étudiée (certaines montrant des diminutions) et le scénario de réchauffement choisi. Ces inondations devraient avoir un impact socio-économique non négligeable puisque la population affectée devrait significativement augmenter, notamment en Europe, tout comme les dommages associés (Alfieri et al., 2017 ; Dottori et al., 2018). De plus, une augmentation de leur fréquence et magnitude pourrait détériorer la qualité de l'eau, ou encore mettre en péril la sécurité alimentaire dans certaines régions (Caretta et al., 2022).

Les sécheresses, ainsi que les périodes associées de fortes tensions en matière de disponibilité de la ressource en eau, devraient subir le même type d'évolution (augmentation à l'échelle globale des fréquences d'occurrence et de la sévérité des phénomènes), et certaines régions du globe comme la région méditerranéenne devraient subir une aridification particulièrement intense (Douville et al., 2021). En revanche selon le type de sécheresse (hydrologique, agricole, météorologique), les conclusions diffèrent (Caretta et al., 2022). En général, elles présentent souvent des tendances similaires dans de nombreuses régions, mais la fréquence des sécheresses agricoles (humidité des sols) devrait augmenter sur un plus large territoire que celle des sécheresses météorologiques (précipitations) (Cook et al., 2020 ; Caretta et al., 2022). La fréquence des sécheresses hydrologiques devrait également augmenter sur une très large partie du globe, peu importe le scénario d'émission pris en compte, optimiste ou pessimiste (Satoh et al., 2022). Ces sécheresses devraient ainsi accroître les pénuries d'eau,

déjà fortement marquées dans certaines régions du monde, les conflits d'usages, mais pourraient également mettre en péril la sécurité alimentaire dans des régions déjà soumises à cette insécurité (Caretta et al., 2022). La population soumise annuellement à la sécheresse pour un scénario de réchauffement à 2°C devrait augmenter de 370 % selon Lange et al. (2020).

Les projections hydrologiques sur le territoire français : des incertitudes qui demeurent

En France, le dernier grand projet national (Explore 2070, qui sera prochainement remis à jour avec le projet Explore 2) d'évaluation de l'impact du changement climatique sur la ressource en eau indique une baisse généralisée des débits moyen mensuels et des débits d'étiage, de la recharge et des niveaux moyen mensuels des nappes à l'horizon 2070, même si la magnitude de la baisse fluctue selon les régions et le scénario pris en compte (rapport Explore 2070⁴). Cette baisse généralisée des débits de rivière en France à l'horizon 2100 a été confirmée dans une étude plus récente par Dayon et al. (2018), qui indiquent des débits annuels et d'étiage en baisse.

Alors que ces études semblent indiquer de manière cohérente une diminution globale de la ressource en eau dans le futur, une récente étude de Vergnes et al. (2022) sur l'évolution du niveau des nappes en France à l'horizon 2100 a produit des résultats plus encourageants avec des conditions plus humides en hiver entraînant une augmentation moyenne de 15% de la recharge sur le territoire français et une augmentation des niveaux piézométriques annuels; ceci même avec le scénario le plus pessimiste. Selon cette même étude, seuls la côte méditerranéenne et le sud du Bassin aquitain devraient être soumis à des conditions plus sèches et une augmentation des bas niveaux piézométriques. Vergnes et al. (2022) suggèrent que ces incohérences dans les différentes projections hydrologiques proviennent des méthodes utilisées (différentes d'une étude à l'autre) pour régionaliser les projections climatiques. Cependant, cette étude de Vergnes et al. (2022) met en évidence la réponse hydrologique opposée au changement climatique entre le nord (plus humide) et le sud (plus sec) de la France ; ce qui semble cohérent avec une augmentation des précipitations en hiver sur le nord de l'Europe.

Focus sur les eaux souterraines : comprendre et prévoir l'évolution « naturelle » passée et future des niveaux de nappes

⁴ <https://professionnels.ofb.fr/fr/node/44#surf> (Consulté le 17/11/2022)

Les eaux souterraines en France permettent de couvrir 65% des besoins en eau potable (Chataigner et Michon, 2019). Grâce à leur capacité de régulation, elles sont souvent considérées comme une ressource plus résiliente aux extrêmes climatiques (sécheresses, inondations) que les eaux de surface. Elles sont en réalité affectées plus lentement (effet retard) mais aussi plus durablement (prolongation) par les événements extrêmes (Van Loon, 2015). Pour anticiper les problèmes liés aux effets du changement climatique, ou les atténuer et garantir au mieux la continuité des approvisionnements en eau ainsi que la protection des écosystèmes aquatiques, les acteurs de l'eau ont besoin de pouvoir quantifier les impacts du changement climatique sur les ressources en eau souterraine.

Et malgré l'attention croissante pour caractériser et prévoir l'évolution des niveaux de nappes, portée essentiellement par les forts enjeux sociétaux de disponibilité de la ressource, la compréhension des impacts actuels et passés du changement climatique sur les eaux souterraines reste à améliorer. En effet, il est encore très complexe de dégager les grandes tendances d'évolution passée et future compte-tenu d'une répartition spatiale des piézomètres très hétérogène, d'un historique d'observation souvent trop faible, d'une accessibilité limitée aux données de prélèvements, ou encore des limites dans le calcul de la recharge (Douville et al., 2021).

Dans cette optique, le projet GeoERA TACTIC, dont cette thèse a bénéficié du co-financement, visait par exemple à (i) déterminer l'évolution historique du niveau des nappes en France métropolitaine et son lien éventuel avec le changement climatique actuel, (ii) réaliser des projections de la recharge à l'échelle européenne à l'horizon 2100. L'intérêt grandissant pour ces recherches émerge également du besoin d'attribuer les tendances observées à des phénomènes physiques précis pour potentiellement mettre en place les actions adéquates de protection de la ressource en eau souterraine. En effet, il est encore extrêmement complexe de démêler un impact anthropique direct (e.g., pompage) d'un impact climatique (changement climatique) sur la ressource en matière de tendances ou de variabilité. De plus, de nombreuses études soulignent l'impact non-négligeable de la variabilité décennale et multidéennale (i.e., basse fréquence) sur les tendances hydrologiques estimées (Stahl et al., 2010 ; Hannaford et al., 2013 ; Dieppois et al., 2016 ; Ekolu et al., 2022). Une telle variabilité est à même d'induire des changements de signe des tendances estimées en fonction de la période d'étude. Ces éléments conduisent finalement à s'interroger sur : (i) l'estimation des tendances des niveaux de nappes en France métropolitaine et leur signification, (ii) l'attribution des tendances estimées au changement climatique, (iii) le rôle de la variabilité basse fréquence sur les tendances estimées.

Naturellement, le cycle hydrologique peut être caractérisé par des périodes plus ou moins longues (e.g., pluri-annuelles ou supérieures) riches en niveaux anormalement hauts et en inondations, ou bien en niveaux anormalement bas et en sécheresses (Dieppois et al., 2013 ; Blöschl et al., 2019a). Cette variabilité hydrologique est induite par la variabilité climatique interne qui présente des fluctuations interannuelles à pluriséculaires (Nicolle, 2018 ; Feliks et al., 2021). La variabilité climatique est liée à des forçages externes (activité solaire et volcanisme) et à la réponse interne du système à ces forçages. Tout comme les eaux de surface, le niveau des nappes présente également ce type de fluctuations à basse fréquence (Slimani et al., 2009 ; Rust et al., 2019 ; Tegel et al., 2020). Leur amplitude est fortement contrôlée par les propriétés physiques des bassins (El Janyani et al., 2012 ; Velasco et al., 2017 ; Rust et al., 2018 ; Schuite et al., 2019). D'après ces différents travaux, des propriétés telles que la diffusivité des formations hydrogéologiques, l'épaisseur de la zone non-saturée et de l'aquifère, la distance à l'exutoire, l'épaisseur et le type de formations superficielles peuvent filtrer intensément les variations rapides (i.e., hautes fréquences), ne laissant apparaître que les variations lentes (i.e., basses fréquences) du signal d'entrée. En de nombreuses circonstances, la variabilité basse fréquence peut donc conduire à des niveaux de nappes exceptionnellement hauts ou bas. Tout l'enjeu est donc de comprendre le lien entre la variabilité climatique interne et cette variabilité basse fréquence dans les niveaux de nappes, et son contrôle sur l'occurrence des très hauts et très bas niveaux de nappes.

La variabilité climatique interne peut donc fortement influencer la compréhension des impacts du changement climatique dans les observations passées, mais peut également être à l'origine d'une part non-négligeable de l'incertitude des projections hydrologiques sur les prochaines décennies, aussi bien en matière de tendances que de l'occurrence et de la sévérité des niveaux extrêmes. La variabilité interne du climat est en effet susceptible d'accentuer, atténuer voire masquer, ou encore inverser les tendances induites par le changement climatique sur des périodes pouvant aller jusqu'à plusieurs décennies (Dai and Bloecker, 2019 ; Eyring et al., 2021). Alors même que la gestion de la ressource en eau et sa planification sous changement climatique nécessitent le déploiement de divers outils de projections saisonnières (e.g., MeteEauNappes ; Surdyk et al., 2022) ou supra-saisonnières (e.g., AquIFR ; Habets et al., 2015), il paraît crucial de prendre en compte et d'évaluer la capacité des modèles de circulation générale (GCM) servant de base aux exercices de projections supra-saisonnières à reproduire et projeter la variabilité interannuelle à multidécennale du climat. En effet, la dépendance certaine entre ces variabilités interannuelles à multidécennale du climat et les variations du niveau des nappes (Bonnet et al., 2020 ; Rust et al., 2022) nécessite une bonne projection de ces variabilités dans les projections climatiques pour une projection correcte des tendances et extrêmes piézométriques futurs. Toute cette problématique a fait émerger l'idée d'un projet

financé par l'Agence de l'Eau (Aquivar) visant à étudier l'impact d'une mauvaise simulation (sur-estimation ou sous-estimation de l'amplitude) de la variabilité basse fréquence dans les variables climatiques sur les niveaux piézométriques simulés du Bassin de la Seine.

Compte-tenu des enjeux scientifiques exposés dans cette introduction, les travaux présentés dans ce manuscrit s'intéressent plus particulièrement à la variabilité interannuelle à décennale (ci-après appelée « basse fréquence ») du niveau des nappes en France métropolitaine, et vise donc à répondre aux questions suivantes :

- Dans quelle mesure le niveau des nappes de France métropolitaine est-il contrôlé par la variabilité basse fréquence ? Dans quelle mesure est-elle à l'origine d'événements extrêmes bien connus comme les inondations par remontée de nappe de la Somme en 2001 ou bien la sécheresse hydrogéologique de 1992 ? Peut-on imputer les tendances piézométriques estimées strictement au changement climatique ou sont-elles influencées par la variabilité basse fréquence ?
- Quels sont les patterns de la circulation atmosphérique et océanique expliquant la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques en France ?
- Dans quelle mesure une mauvaise estimation de la variabilité climatique interne par les modèles de circulation générale pourrait affecter les simulations de niveaux piézométriques et leurs extrêmes ? Dans quelle mesure une modification en amplitude de la variabilité climatique interne pourrait affecter les niveaux piézométriques et leurs extrêmes ?

Pour répondre à ces questions, ce manuscrit s'organise en 5 chapitres.

Le chapitre I présente une revue bibliographique du contexte hydrogéologique et hydroclimatique en France métropolitaine.

Le chapitre II présente les bases de données pour réaliser l'étude, ainsi que les méthodologies utilisées pour l'analyse des signaux hydrogéologiques et hydroclimatiques. La première partie de ce chapitre est consacrée à la présentation des bases de données utilisées, et décrit notamment la constitution d'une base de données de piézomètres peu affectés par les pompages. La création d'une telle base de données a été nécessaire pour sélectionner des piézomètres « climato-sensibles » (i.e., a priori peu impactés par les pompages en nappe) au sein d'aquifères de différentes natures, présentant des chroniques suffisamment longues pour pouvoir identifier statistiquement les fluctuations interannuelles à décennale, et avec des données de bonne qualité. La deuxième partie de ce chapitre présente les méthodes utilisées pour déchiffrer la variabilité hydroclimatique au moyen de techniques d'analyse et traitement

du signal. Celles-ci seront appliquées non seulement aux séries temporelles piézométriques, mais aussi aux séries temporelles de champs atmosphériques dans le but de relier la variabilité hydrologique locale aux modalités de la circulation atmosphérique, tel qu'exposé dans une troisième partie.

Le chapitre III vise à établir les grandes évolutions des niveaux piézométriques en France métropolitaine en termes de tendances et d'oscillations à différentes échelles temporelles. Le travail sur les tendances a été l'objet d'un rapport dans le cadre du projet GeoERA TACTIC, dont une partie alimente le manuscrit. Un focus sur l'impact de la variabilité basse fréquence sur les tendances piézométriques est ensuite effectué pour évaluer comment ces fluctuations interannuelles à décennale peuvent inverser, atténuer, amplifier des tendances qui pourraient être liées au changement climatique. Ce travail est présenté sous forme d'une publication dans « Journal of Hydrology », et demeure particulièrement important compte-tenu de la large utilisation des estimateurs de tendances linéaires pour évaluer l'évolution des niveaux piézométriques et l'état quantitatif de la ressource. L'utilisation simple et rapide de tels outils peut en effet conduire à des conclusions contradictoires en fonction de la période d'étude et de l'amplitude de la variabilité basse fréquence. L'impact de la variabilité basse fréquence sur l'occurrence des grandes sécheresses hydrogéologiques et phénomènes de remontée de nappes du Bassin parisien est également traité, et présenté là encore sous forme d'une publication dans « Hydrology and Earth System Sciences ».

Le chapitre IV vise à identifier les drivers climatiques de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques. Compte-tenu des données piézométriques disponibles, ce travail est réalisé principalement pour les aquifères du nord/nord-est de la France, mais est également réalisé pour un piézomètre dans le sud de la France présentant une chronique suffisamment longue à titre de comparaison. L'identification des drivers climatiques de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques est fondamentale, notamment à des fins prédictives des niveaux piézométriques à moyen terme (à l'horizon supra-saisonnier). Dans cette continuité, un test de simulation des niveaux de la nappe de la craie d'Artois-Picardie (aquifère présentant la plus longue chronique disponible du jeu de données) sera réalisé en utilisant les drivers climatiques des niveaux piézométriques. L'objectif est de déterminer la capacité des patterns climatiques explicatifs de la variabilité piézométrique locale à reproduire les variations piézométriques, et à être utilisés dans le futur comme covariables des modèles de prédiction du niveau des nappes. Ce dernier point est présenté sous forme d'article, en cours de finalisation au moment de la rédaction de ce manuscrit.

Le chapitre V vise à déterminer les changements que pourrait induire une modification de la variabilité climatique interne sur les niveaux piézométriques. En effet, le changement climatique est connu pour affecter la variabilité climatique interne (Dong et al., 2011 ; Caesar et al., 2018). Dans ce chapitre, on s'intéressera plus particulièrement à la réponse des niveaux piézométriques à une augmentation ou à une diminution de la variabilité climatique basse fréquence. Par ailleurs, compte-tenu du poids d'une mauvaise reproduction de la variabilité climatique interne basse fréquence par les modèles de circulation générale dans l'incertitude finale des projections climatiques et hydrologiques (Qasmi et al., 2017 ; Boé, 2020 ; Eade et al., 2022), le contenu de ce chapitre peut également être considéré comme un travail apportant des éléments de réponse à cette problématique. En effet, comment une sur- ou sous-estimation de la variabilité basse fréquence dans les projections climatiques peut-elle affecter les projections hydrologiques pour les eaux souterraines, notamment en termes d'extrêmes ? Ce travail est effectué pour les différents aquifères du Bassin de la Seine en utilisant des résultats de simulations du modèle CaWaQS (Catchment Water Quality Simulator ; Flipo et al., 2019, 2021) réalisées par MinesParisTech. Ce chapitre est présenté sous forme d'article (en cours de finalisation et qui sera prochainement soumis à la revue « Science of Total Environment »).

Enfin, ce manuscrit s'achève par une conclusion générale intégrant une synthèse des résultats, et les perspectives de ce travail.

CHAPITRE I

Contexte hydrogéologique et hydroclimatique en
France métropolitaine

INTRODUCTION

La France métropolitaine présente une géologie variée avec des formations superficielles (comme les alluvions), des bassins sédimentaires, des massifs montagneux intensément plissés, des massifs volcaniques, ou encore des anciens massifs montagneux arasés. Au sein de ces formations, les aquifères de France métropolitaine présentent des caractéristiques physiques, lithologiques, fonctionnelles très variées. La première partie de ce chapitre vise donc à présenter les grandes formations hydrogéologiques de France métropolitaine. Le niveau des nappes dépend quant à lui de leur capacité à se recharger et se vidanger plus ou moins rapidement, mais également de la quantité d'eau infiltrée, qui elle-même dépend du climat.

Par conséquent, la seconde partie de ce chapitre vise à présenter la circulation atmosphérique large-échelle, principalement sur la zone Euro-Atlantique, et son influence sur l'hydroclimat en France. Dans un premier temps, les bases sur la circulation générale de l'atmosphère seront abordées pour une meilleure compréhension des processus de circulation atmosphérique discutés au cours de cette thèse. Par la suite, les processus de circulation atmosphérique de la zone Euro-Atlantique seront décrits, ainsi que leur influence sur le climat et la variabilité hydroclimatique en France. La dernière sous-partie présentera les processus océaniques pouvant affecter la circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique, et par conséquent la variabilité hydroclimatique en France.

1. Contexte hydrogéologique en France métropolitaine

1.1. Géologie

La France présente un large spectre de roches, conduisant à des types d'aquifères très variés situés dans des bassins sédimentaires (Bassin parisien, Bassin aquitain), des plaines alluviales (e.g., plaine d'Alsace), des massifs (Massif Central) qui peuvent également être arasés (Massif Armoricain), ou encore des chaînes de montagnes intensément plissées (Pyrénées, Alpes) (Fig. 1).



Figure 1. Carte géologique de la France. (Source : Brgm)

1.2. Types d'aquifères

1.2.1. Aquifères alluviaux

Les aquifères alluviaux (Fig. 2) sont constitués de matériaux déposés par les cours d'eau dans leur plaine alluviale et leurs terrasses. Ils sont souvent composés de sables, de graviers et/ou de limons fins. Les écoulements s'effectuent par la porosité matricielle. Ces nappes sont en relation avec les eaux de surface, et peuvent également être en connexion avec les nappes libres sous-jacentes et adjacentes si le substratum est perméable. En effet, outre la recharge diffuse par les précipitations, le bilan hydrique des aquifères alluviaux dépend fortement de l'écoulement des eaux souterraines des aquifères voisins et de l'interaction avec les eaux de surface. Compte-tenu de ces fortes interactions, un pompage excessif au sein d'un aquifère alluvial augmente les apports par les eaux de surface et les aquifères voisins.



Figure 2. Principaux aquifères alluviaux (en bleu) de France. (Source : Brgm)

Les aquifères alluviaux fournissent 60% des eaux souterraines captées en France, compte-tenu de leur facilité d'accès et de leur productivité souvent importante (Roux, 2006). Les plus grands aquifères alluviaux de France, avec les plus gros taux de prélèvements, sont situés en plaine d'Alsace, en plaine de l'est lyonnais et dans la vallée de l'Isère.

1.2.2. Aquifères sédimentaires

Les aquifères sédimentaires sont composés de calcaires, sables, grès ou craie. Ils sont bien souvent situés au sein de bassins sédimentaires caractérisés par des dépôts successifs d'origines et d'époques géologiques différentes. En France, ces aquifères sont situés dans le Bassin parisien, le Bassin aquitain, et le Bassin du sud-est (Fig. 3). Ces aquifères sédimentaires peuvent être également observés dans les Alpes et les Pyrénées, mais les couches de dépôts y sont particulièrement déformées. Les nappes peuvent être libres ou captives. La porosité est principalement matricielle, mais peut s'accompagner d'une porosité fissurale et karstique (e.g., craie du Séno-Turonien en Normandie).



Figure 3. Localisation des trois principaux bassins sédimentaires de France et leur profondeur. (Source : Brgm)

En fonction de leur structure et leur régime d'écoulement, il existe 3 types d'aquifères sédimentaires :

- Les grands aquifères monocouches non confinés, constitués principalement de roches crayeuses et calcaires. Les principaux aquifères de cette catégorie sont l'aquifère crayeux du Séno-Turonien du nord de la France et d'une grande partie du Bassin parisien (Fig. 3 – vert clair), l'aquifère des calcaires du Tertiaire de Beauce (Fig. 3 – jaune au sud du bassin) et l'aquifère des sables du Quaternaire des Landes à l'ouest du Bassin aquitain. Les nappes abritées au sein de ces aquifères non confinés sont libres et alimentées principalement par l'infiltration des pluies efficaces. Elles s'écoulent habituellement depuis les plateaux vers leurs exutoires constitués des cours d'eau, mers et océans.

- Les aquifères multicouches constitués par des sédiments tertiaires hétérogènes (sables, calcaires, grès, molasse) situés dans le centre des bassins aquitain et parisien. Ils sont constitués d'un aquifère peu profond non confiné et de plusieurs aquifères profonds confinés. La recharge des nappes s'effectue au droit des zones d'affleurement de l'aquifère ou par drainance verticale des aquifères sous-jacents et sus-jacents à travers les couches marneuses et argileuses plus ou moins imperméables et épaisses.
- Les grands aquifères captifs profonds sont principalement constitués de sables et de grès (aquifère des sables de l'Albien dans le Bassin parisien) ou de calcaires (aquifère des calcaires du Carbonifère dans le Nord, aquifère des calcaires du Crétacé et du Jurassique du Bassin aquitain). Les zones de recharge de ces aquifères se situent en zone d'affleurement (bordure des bassins parisien et aquitain). Les écoulements au sein de ces aquifères sont très lents et l'âge des eaux souterraines peut atteindre plusieurs milliers d'années.

Le Bassin parisien est le plus grand bassin sédimentaire de France. Il commence par des dépôts permians et triasiques, puis se termine par des dépôts tertiaires et quaternaires (alluvions). Verticalement, au moins 7 couches d'aquifères peuvent être observées (Fig. 4). Les principaux aquifères sont l'aquifère de la craie du Crétacé supérieur (Fig. 3 – vert clair), les sables verts de l'Albien (Fig. 3 – partie libre en vert foncé), les calcaires du Jurassique inférieur (Fig. 3 – bleu), et les grès du Trias inférieur des Vosges (Fig. 3 – magenta). Au centre du bassin se dressent les grands aquifères tertiaires tels que ceux de la Beauce ou de la Brie (Fig. 3 – jaune).

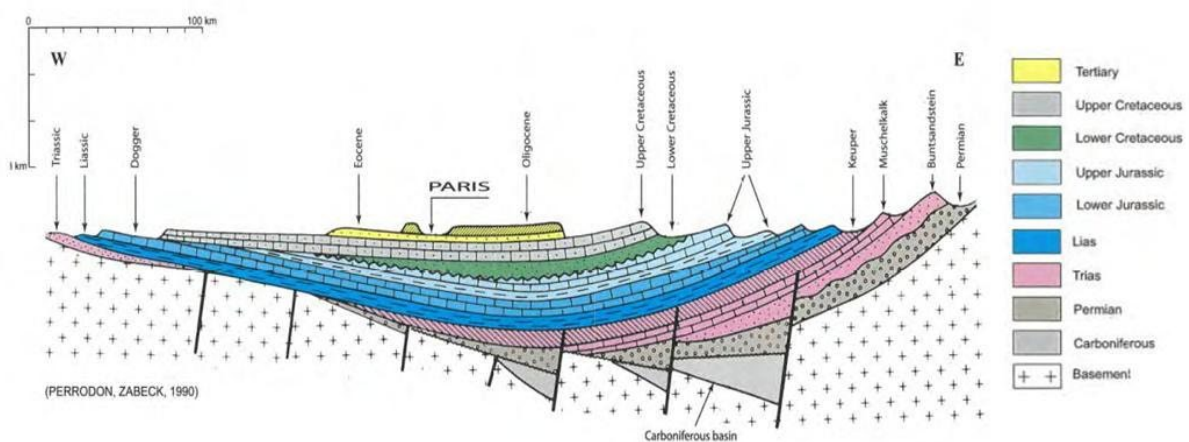


Figure 4. Coupe géologique simplifiée orientée ouest-nord ouest/est-sud est du Bassin Parisien (Source : <https://sigessn.brgm.fr/spip.php?article18>).

1.2.3. Aquifères de roches intensément plissées de montagne

Ces aquifères se localisent dans un ensemble de formations géologiques récemment plissées appartenant aux massifs montagneux alpins, pyrénéens, languedociens et jurassiens. Ces formations peuvent être des roches sédimentaires plissées ou des roches métamorphiques. Les aquifères sont morcelés ou déformés et les nappes sont essentiellement libres. Elles se rechargent par les pluies efficaces infiltrées et se vidangent vers les vallées alluviales ou les sources de montagne.

1.2.4. Aquifères de roches volcaniques et cristallines

Les aquifères de roches volcaniques (e.g., basalte) et cristallines (e.g., granite, gneiss) sont principalement situés dans le Massif Armoricain, Massif Central, mais également dans les Alpes, les Pyrénées ou les Vosges (Fig. 5). Les roches volcaniques sont situées dans le Massif Central. Au sein des aquifères cristallins, l'eau est stockée au sein des fissures et dans les pores des zones altérées. Au sein des coulées basaltiques, plusieurs niveaux aquifères peuvent exister. Les eaux souterraines circulent également au sein des fissures et des pores.

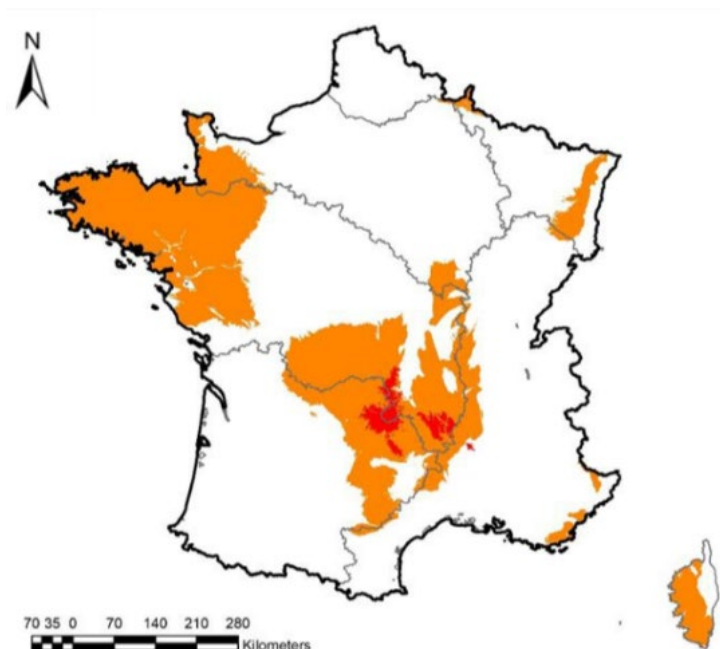


Figure 5. Répartition spatiale des roches cristallines (orange) et volcaniques (rouge) en France.
(Source : Brgm)

1.2.5. Aquifères karstiques

Au contact de l'eau chargée en acide carbonique, les roches carbonatées (calcaires et craie) se dissolvent. Les vides initiaux dans lesquels l'eau circule sont progressivement élargis. A terme, des chenaux très larges peuvent se former, ce qui facilite d'autant plus la circulation de l'eau et accentue le processus. Les aquifères karstiques sont particulièrement répandus en France (Fig. 6). La forte perméabilité du réseau de drainage karstique peut fournir une très grande quantité d'eau. Par conséquent, ils sont fortement exploités pour l'approvisionnement en eau potable.

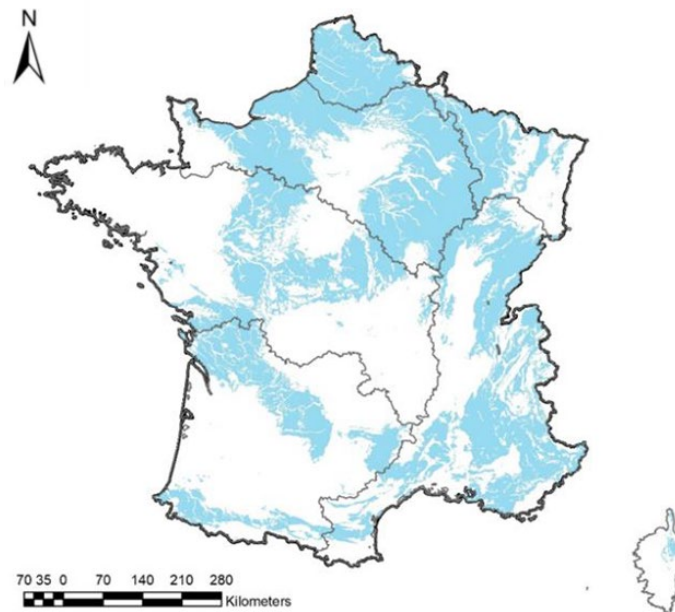


Figure 6. Roches carbonatées karstifiables (bleu) en France. (Source : Brgm)

1.3. Recharge des nappes et cyclicité

Les nappes se rechargent principalement en automne et en hiver en fonction des pluies efficaces infiltrées en profondeur. Elles se vidangent vers les exutoires principalement au printemps et en été lorsque les volumes infiltrés deviennent inférieurs aux volumes vidangés. En effet, les pluies tombées lors de la période printemps-été permettent en grande partie d'humidifier les sols et d'alimenter la végétation, mais ne s'infiltrent pas en profondeur sauf en cas d'événements pluviométriques exceptionnels. La figure 7 présente un exemple typique d'une succession de cycles annuels de recharge-vidange de différentes magnitudes pour la nappe des calcaires, grès et marnes du Coniacien-Santonien du nord du Bassin aquitain. Cependant, ce cycle naturel peut être perturbé par les aménagements et actions anthropiques (imperméabilisation des sols, prélèvements, etc).



Figure 7. Succession de cycles annuels de recharge-vidange d'une nappe. (Source : Ades)

Le temps et la vitesse de transfert des précipitations efficaces jusqu'à la nappe dépend de différents paramètres. Parmi ces paramètres, l'épaisseur de la zone non-saturée, le type de formation, la porosité (pourcentage de vides dans la roche), et la perméabilité (capacité à laisser circuler l'eau – connexion entre ces vides) sont des paramètres primordiaux. La vitesse de transfert de l'eau est souvent rapide, de l'ordre du mètre par jour, dans les aquifères alluviaux qui présentent une porosité matricielle importante et une forte perméabilité. Le temps de transfert jusqu'à la nappe est souvent faible compte-tenu de la proximité des nappes alluviales avec la surface du sol. La vitesse de transfert peut être également très rapide, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres par jour (e.g., calcaires karstifiés de la bordure cévenole), dans les aquifères karstiques puisque l'eau circule au sein des fractures et des conduits karstiques de la roche. A l'inverse, elle est beaucoup plus lente, de l'ordre du mètre par mois (e.g., calcaires de Beauce) voire du mètre par an (e.g., craie du Bassin parisien), dans les aquifères sédimentaires puisque la conductivité hydraulique de ces formations y est souvent assez faible. De plus, le temps de transfert de l'eau jusqu'à la nappe dans ces aquifères est également particulièrement long compte-tenu de l'importante épaisseur de la zone non-saturée, notamment dans les zones de plateaux (e.g., jusqu'à 80 mètres pour la craie du plateau picard).

Au sein de la nappe, les eaux souterraines circulent « horizontalement » vers les exutoires. La vitesse de circulation de l'eau dépend encore une fois de la porosité et de la perméabilité de l'aquifère. Selon ces propriétés, un même volume d'eau peut parcourir une même distance en quelques années en milieu poreux, en quelques mois en milieu fissuré, et en quelques jours voire quelques heures, en milieu karstique.

En France, on observe 3 grands types de nappes en fonction de leur réactivité à la pluie infiltrée et de leur capacité à se vidanger rapidement (Fig. 8 ; Bault et Laurencelle, 2020) :

- Les nappes dites « réactives » (Fig. 9) : elles réagissent rapidement à un événement pluviométrique et présentent un cycle de hautes eaux et basses eaux annuel (i.e., cyclicité annuelle dominante). Les écoulements provenant de la surface vers la nappe sont rapides et alimentent la nappe en quelques jours.
- Les nappes dites « inertielles » (Fig. 10) : elles réagissent lentement à un événement pluviométrique et présentent un cycle pluriannuel de hautes eaux et de basses eaux (i.e., cyclicité pluriannuelle dominante). Les écoulements provenant de la surface vers la nappe sont lents et alimentent la nappe en quelques mois.
- Les nappes dites « mixtes » (Fig. 11) : elles sont quelque peu la combinaison entre les nappes réactives et inertielles, c'est-à-dire qu'elles présentent à la fois une cyclicité pluriannuelle et annuelle.

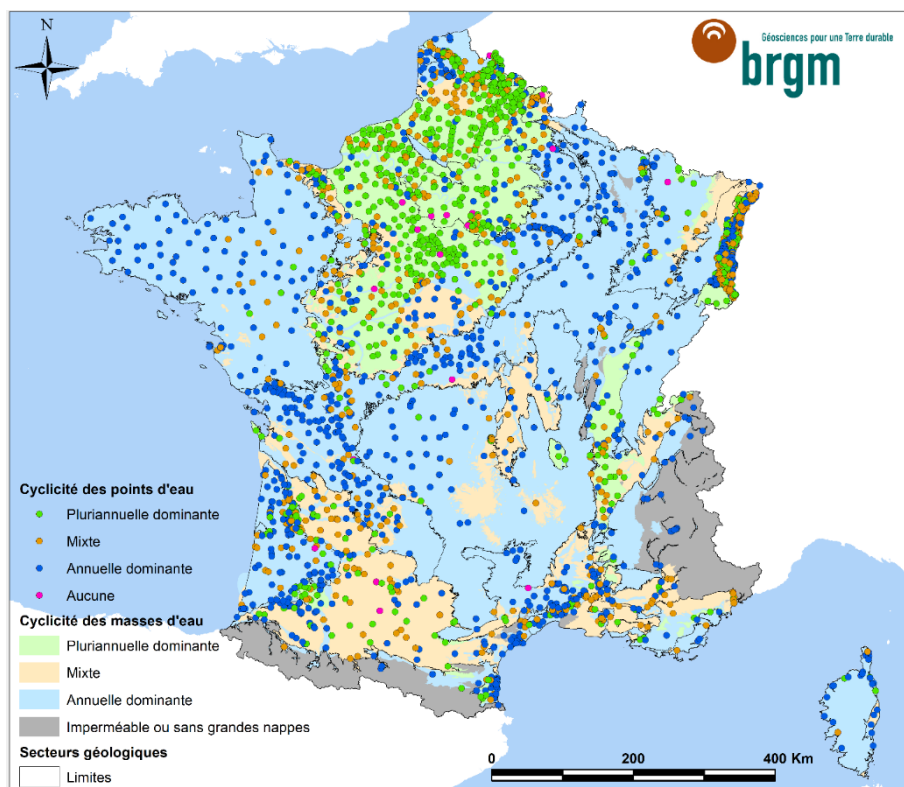


Figure 8. Cyclicité des nappes par masse d'eau et par point d'eau (Bault et Laurencelle, 2020).

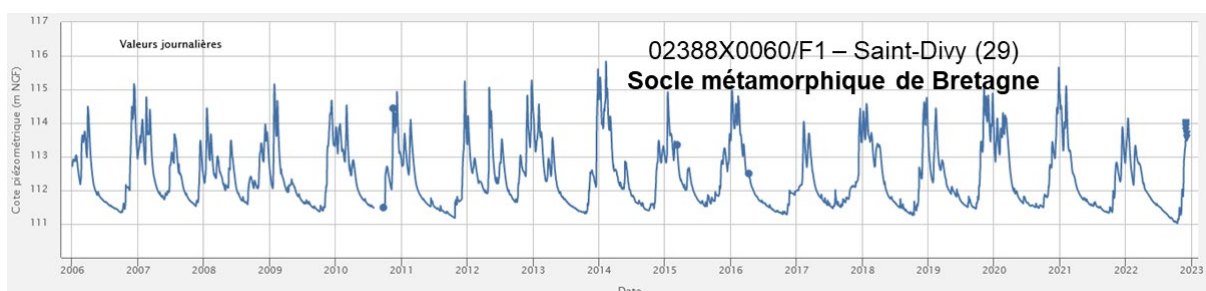


Figure 9. Variations piézométriques d'une nappe dite « réactive ». (Source : ADES)

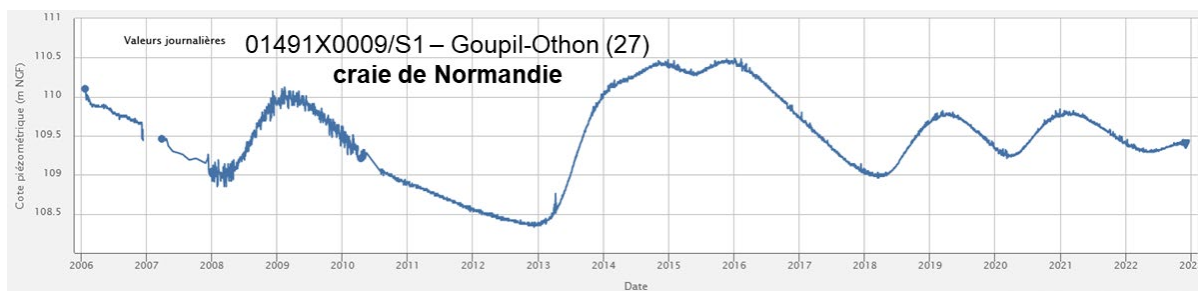


Figure 10. Variations piézométriques d'une nappe dite « inertielle ». (Source : ADES)



Figure 11. Variations piézométriques d'une nappe dite « mixte ». (Source : ADES)

Le niveau des nappes contenues dans les aquifères non confinés est donc tributaire des pluies efficaces qui s'infiltrent principalement lors de la période hivernale. Pour mieux appréhender et comprendre les variations piézométriques à court et long terme, il est nécessaire de comprendre les mécanismes climatiques (principalement atmosphériques) qui régissent l'apport de précipitations en hiver. La prochaine partie vise donc à récapituler les différents mécanismes de circulation atmosphérique et océanique qui influencent le climat européen et français, et qui conduisent notamment à des hivers secs ou au contraire humides.

2. La circulation atmosphérique large-échelle et son influence sur la variabilité hydroclimatique en France métropolitaine

2.1. La circulation générale de l'atmosphère

Les mouvements atmosphériques qui régissent les phénomènes climatiques et météorologiques ont principalement lieu dans la troposphère (environ 8 à 15 kilomètres d'altitude). Ces mouvements atmosphériques sont liés au forçage radiatif (i.e., la différence entre le rayonnement solaire reçu et le rayonnement ré-émis par la planète). En effet, une partie des rayonnements solaires est absorbée par l'atmosphère (environ 20%). La Terre étant sphérique, certaines zones de la planète reçoivent plus de rayonnements et capitalisent plus d'énergie que d'autres zones. Par conséquent, le déséquilibre thermique entre les pôles et

l'équateur engendre une advection de chaleur de l'équateur (zone excédentaire) vers les pôles (zone déficitaire). L'atmosphère est responsable à 78% de ce transport énergétique dans l'hémisphère Nord, tandis que les océans sont responsables à 22% de ce transport énergétique (Trenberth et Caron, 2001).

Afin d'équilibrer les différences d'énergie du bilan thermique global entre l'équateur et les pôles, un modèle tri-cellulaire se met en place dans chaque hémisphère (Fig. 12). Ce modèle tri-cellulaire est constitué des basses latitudes vers les hautes latitudes de :

- La cellule de Hadley entre 0° et 30° Nord ou Sud
- La cellule de Ferrel entre 30° et 60° Nord ou Sud
- La cellule polaire entre 60° et 90° Nord ou Sud

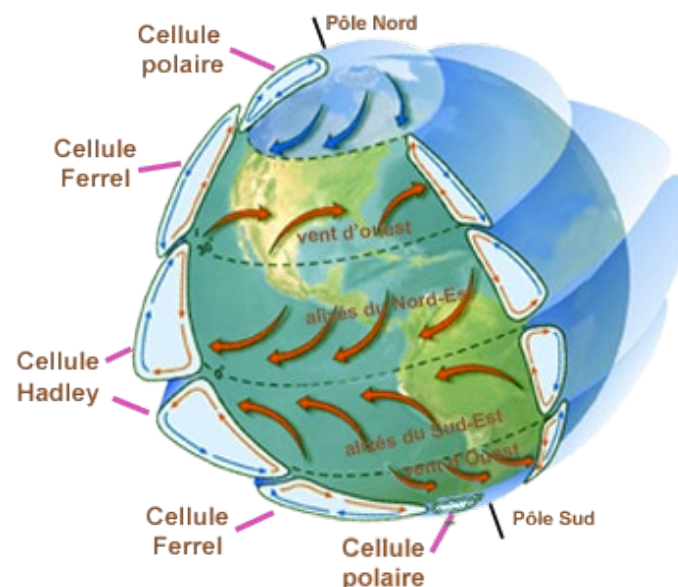


Figure 12. Modèle tri-cellulaire de l'atmosphère.
(Source : <https://www.lavionnaire.fr/MeteoCirculation.php>)

Au niveau de la cellule de Hadley, l'air chaud est ascendant près de l'équateur, créant une zone de basse pression, puis celui-ci se déplace vers les pôles Nord d'une part et Sud d'autre part dans la haute troposphère. L'air se refroidit lors de son ascension au niveau de l'équateur et de son déplacement vers les pôles. A 30°N/S, l'air est suffisamment refroidi pour redescendre créant une zone de haute pression atmosphérique subtropicale. Ce mouvement d'air descendant est accompagné par une descente de l'air froid provenant des moyennes latitudes issu de la cellule de Ferrel. A 60°N/S, on observe un mouvement ascendant de l'air chaud subtropical lorsqu'il rencontre l'air froid polaire. Enfin, on observe pour la cellule polaire un courant froid descendant à 90°N/S qui circule ensuite en surface en direction des moyennes latitudes (60°N/S) jusqu'à rencontrer l'air chaud subtropical de la cellule de Ferrel.

La convergence des cellules - et de l'air chaud et froid - engendre des courants atmosphériques particulièrement intenses en haute altitude (~250hPa soit ~10500 mètres d'altitude). Pour l'hémisphère Nord, à la jonction entre la cellule polaire et la cellule de Ferrel (60°N), se trouve le courant-jet polaire, aussi connu sous le nom de courant-jet de mi-latitude (Fig. 13). A la jonction entre la cellule de Ferrel et la cellule de Hadley (30°N), se trouve le courant-jet subtropical. Ces deux grands courants atmosphériques sont déviés par la force de Coriolis, force liée à la rotation terrestre : les mouvements d'air nord-sud provenant de l'advection de chaleur sont déviés vers l'est dans l'hémisphère Nord (Figs. 12 et 13). Les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord situées entre les courants jet polaire et jet subtropical sont donc sous l'influence d'une circulation d'ouest (vents d'ouest) dominante qui apporte de l'humidité et de la chaleur sur l'Europe.

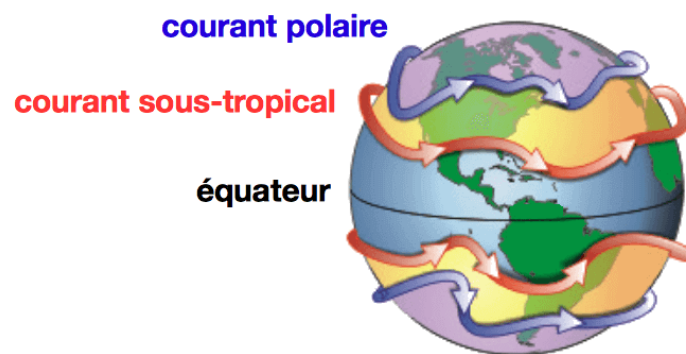


Figure 13. Position du courant-jet polaire et subtropical.
(Source : NOAA)

Tandis que le courant-jet subtropical affecte plus particulièrement la région méditerranéenne (Lionello et al., 2006), le courant-jet polaire est celui qui contrôle le plus le climat européen (Ghil et Lucarini, 2020). La position et l'inflexion de ce courant-jet polaire a une forte influence sur le climat européen (Schubert et al., 2011 ; Ionita et al., 2017 ; Mann, 2019). Le courant-jet polaire est influencé par une série d'ondes, appelées « ondes de Rossby », qui s'étendent sur des centaines de kilomètres, circulant d'ouest en est, et qui sont liées à la rotation de la Terre (Fig. 14 ; Mann, 2019). Le courant-jet se déplace vers l'est avec les ondes de Rossby en adoptant leur trajectoire et leur forme. Lorsque l'écart thermique est important entre l'air subtropical et l'air polaire, le courant-jet polaire gagne en intensité et est peu dévié de sa trajectoire. A l'inverse, lorsque cet écart thermique est moins important, les ondes de Rossby ont tendance à se déformer et à s'amplifier, et leur migration vers l'est est ralentie. Le courant-jet s'affaiblit et commence à fortement onduler. Sous certaines conditions, il peut devenir stationnaire, ce qui engendre la persistance de situations météorologiques extrêmes au niveau des creux et des crêtes de l'onde allant jusqu'à provoquer de fortes sécheresses ou inondations (Fig. 14 ; Mann, 2019).

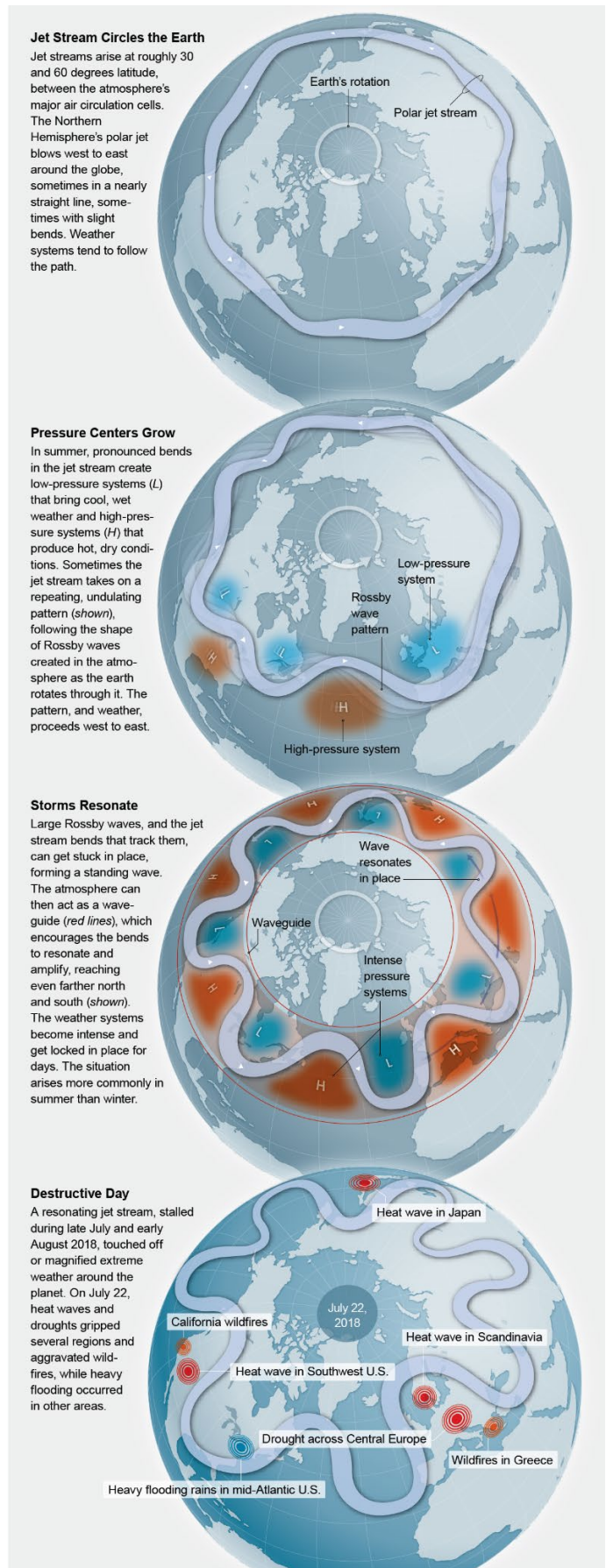


Figure 14. Amplification des ondes de Rossby au sein du courant-jet polaire et relation avec certains événements météorologiques et hydrologiques extrêmes. (Source : Mann, 2019 ; 5W Infographics)

2.2. La circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique : influence sur le climat et la variabilité hydroclimatique en France et en Europe

En fonction de la forme du courant-jet polaire, la circulation atmosphérique à moyenne et basse altitude varie et différents patterns (schémas) atmosphériques ou régimes de temps peuvent être identifiés. Cependant, il n'est pas encore bien établi dans la littérature si la forme du courant jet influence la circulation atmosphérique en surface et à moyenne altitude, ou bien si la circulation atmosphérique en surface et à moyenne altitude influence la forme du courant jet.

Quatre régimes de temps ont été identifiés en hiver sur la zone Euro-Atlantique par Cassou et al. (2004) : NAO+, NAO-, dorsale atlantique et blocage scandinave (Fig. 15). Les régimes NAO+ et NAO- se caractérisent par un dipôle méridional entre la dépression nord-islandaise et l'anticyclone des Açores. Cependant, ce dipôle n'est pas symétrique puisque lors des phases NAO+ le dipôle est incliné vers l'est, tandis qu'il est incliné vers l'ouest lors des phases NAO- (Cassou et al., 2004). Le régime NAO+ se distingue par un creusement de la dépression nord islandaise et un gonflement de l'anticyclone des Açores, ce qui entraîne une augmentation du gradient de pression méridional. Dans ce contexte, le rail de dépression migre vers le nord de l'Europe, ce qui engendre des conditions chaudes et humides dans ces régions et au contraire des conditions froides et sèches au sud de l'Europe (Figs. 15 et 16 ; Hurrell, 1995 ; Hurrell et Deser, 2015). Le régime NAO- se distingue quant à lui par des pressions plus hautes que la normale au niveau de la dépression nord-islandaise et des pressions plus basses que la normale au niveau de l'anticyclone des Açores, ce qui entraîne une diminution du gradient de pression méridional. Dans ce contexte, le rail de dépression migre vers la région méditerranéenne apportant des conditions humides et chaudes dans cette région de l'Europe, tandis que des conditions froides et sèches sont observées au nord de l'Europe (Figs. 15 et 16 ; Hurrell, 1995).

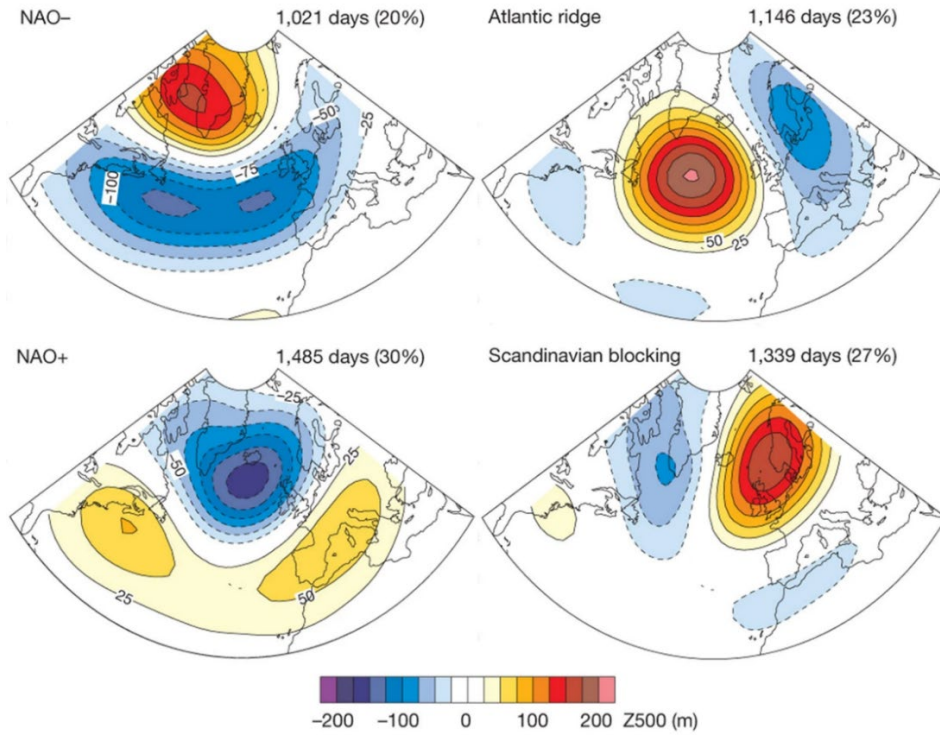
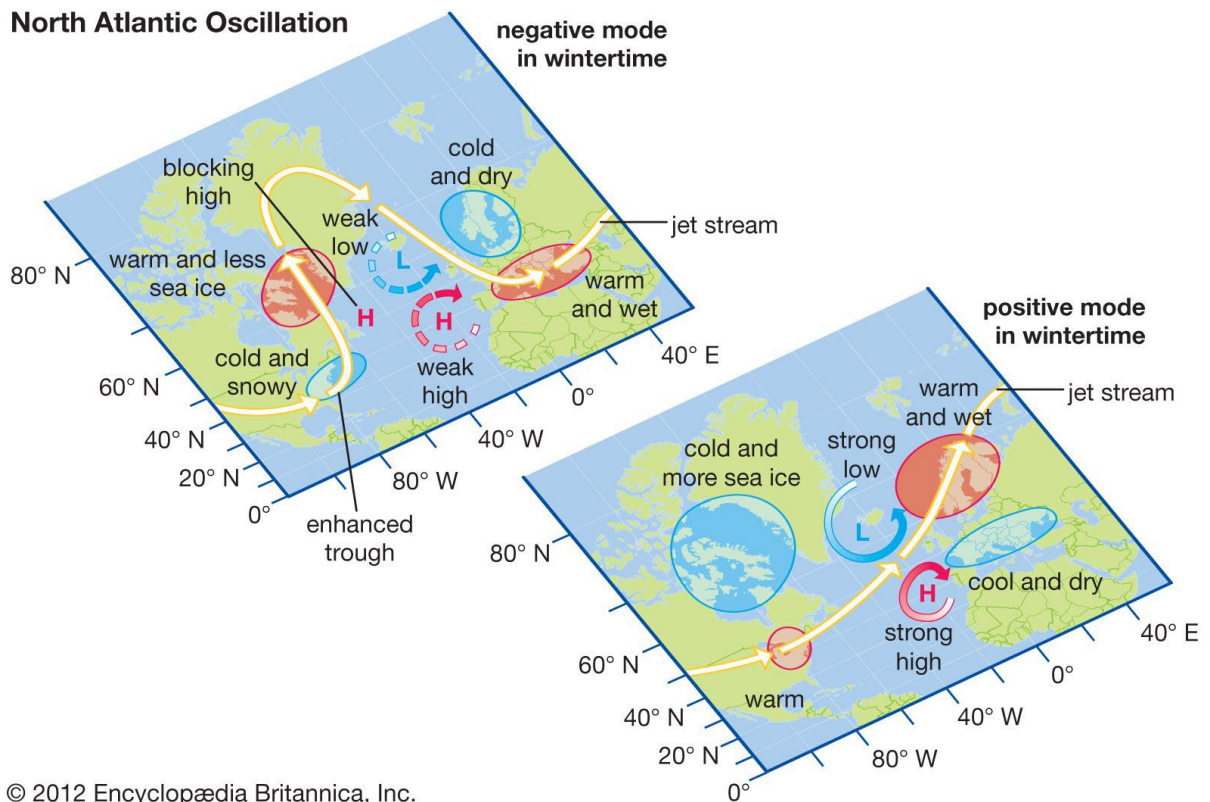


Figure 15. Les régimes de temps dominants en hiver dans la région Euro-Atlantique : anomalies des hauteurs géopotentielle (m) à 500hPa. Le nombre de jours et le pourcentage d'occurrence de chaque régime de temps sur la période 1974-2007 est indiqué en haut à droite. (Cassou, 2008)

North Atlantic Oscillation



© 2012 Encyclopædia Britannica, Inc.

Figure 16. Phases positives (NAO+) et négatives (NAO-) de la NAO et influence sur l'inflexion et le déplacement du courant-jet polaire. (Source : Encyclopædia Britannica, 2012)

Les régimes de dorsale atlantique et de blocage scandinave se caractérisent par de grandes ondulations du courant-jet polaire. Le régime de dorsale atlantique se distingue par un système de hautes pressions qui a tendance à s'étirer sur l'Atlantique en direction du pôle Nord (crête barométrique) tandis qu'un creux barométrique (basses pressions) se met en place sur l'Europe (Fig. 15). Ce régime est associé à des conditions froides et pluvieuses sur la France, et plus particulièrement sur le nord du territoire (Boé, 2013). Enfin, le régime de blocage scandinave se distingue par une crête barométrique (hautes pressions) persistante sur l'Europe provenant de la Scandinavie et un creux barométrique (basses pressions) sur l'Atlantique Nord (Fig. 15). Le centre d'action de hautes pressions provenant de la Scandinavie apporte un air froid et sec sur l'Europe centrale voire la France (Boé, 2013 ; Wiel et al., 2019).

Les indices climatiques (NAO – North Atlantic Oscillation, SCAND – Scandinavia Pattern, EAP – East Atlantic Pattern) peuvent décrire les différents modes et régimes de circulation atmosphérique qui influent sur le climat européen. Par exemple, l'indice NAO reflète l'alternance au cours du temps entre les régimes NAO+ (indice NAO positif) et NAO- (indice NAO négatif) (Fig. 17). Cet indice correspond au différentiel de pression normalisé entre la dépression nord-islandaise et l'anticyclone des Açores. Les structures atmosphériques relatives aux indices NAO, EAP et SCAND ont été extraites à partir d'une analyse EOF des champs de pressions à la surface de la mer (SLP – Sea Level Pressure) par Comas-Bru et McDermott (2014) (Fig. 18), puis comparées avec les quatre régimes de temps présentés par Hurrell et Deser (2009). Comas-Bru et McDermott (2014) suggèrent ainsi que le pattern EAP correspond à un régime de dorsale atlantique, tandis que le pattern SCAND correspond à un régime de blocage scandinave.

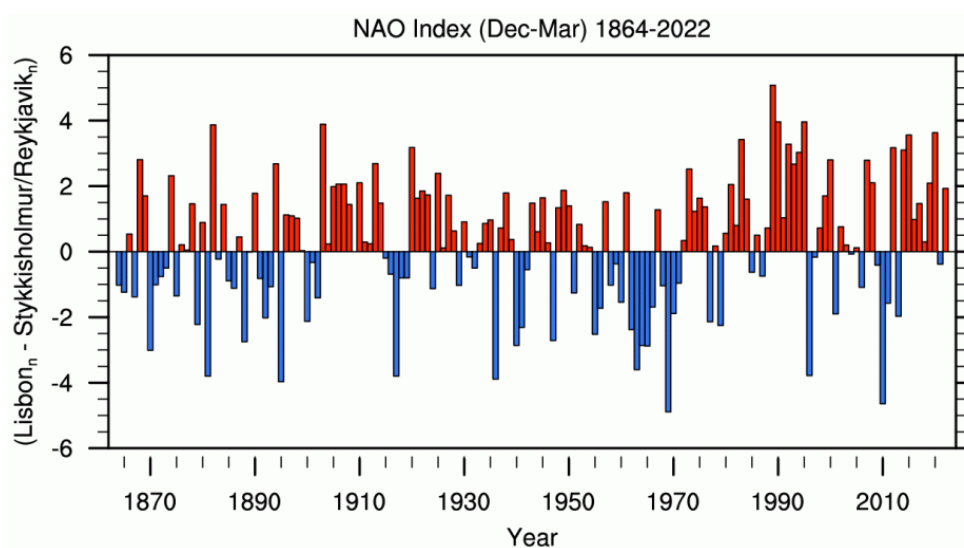


Figure 17. Exemple d'indice climatique : la NAO d'hiver de Hurrell (indice calculé à partir des pressions à la surface de la mer à Lisbonne et Reykjavik). (Source : <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>)

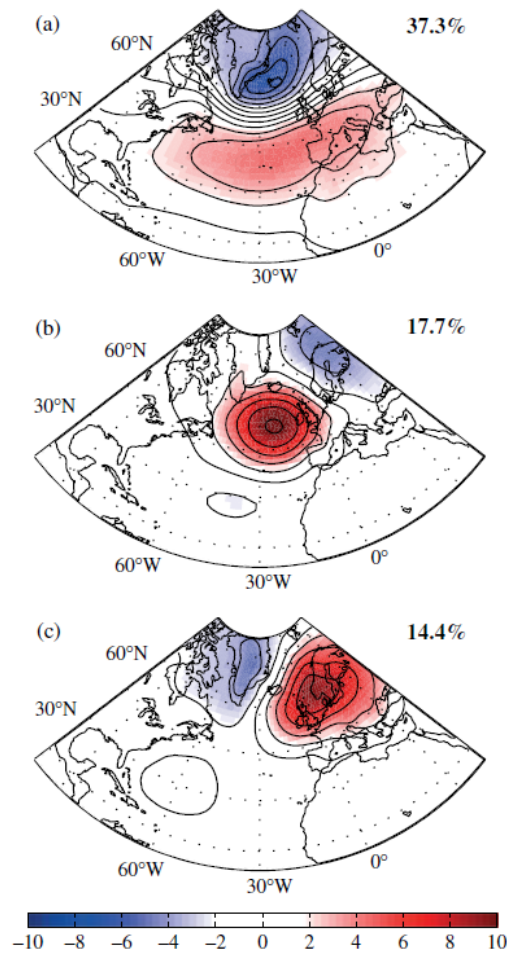


Figure 18. Premiers vecteurs propres de l'analyse par EOF des anomalies de pressions à la surface de la mer (mb) d'hiver (décembre-février) sur la région Euro-Atlantique (1872-2009) calculés à partir de la réanalyse 20CRv2 (Compo et al., 2011) : (a) Oscillation Nord Atlantique (NAO), (b) Pattern Est-Atlantique (EAP), (c) Pattern de Scandinavie (SCAND). Les valeurs à côté de chaque carte représentent le pourcentage de la variance totale expliquée par chaque vecteur propre. (Comas-Bru et McDermott, 2014)

La NAO impacte fortement le climat européen à la fois en hiver (Visbeck et al., 2001) et en été (Mares et al., 2002 ; Folland et al., 2009 ; Bladé et al., 2012 ; Giuntoli et al., 2013), même si le lien avec la NAO semble plus important en hiver. Entre les années 1960 et 1990, le régime NAO+ est dominant par rapport au régime NAO-, ce qui a entraîné sur cette même période une pluviométrie et des débits des cours d'eau supérieurs à la normale au nord de l'Europe et au contraire inférieurs à la normale au sud de l'Europe (Massei et al., 2010 ; Shorthouse et Arnell, 1997). Cette période avec un régime NAO+ dominant est associée à un déplacement vers le nord-est du rail de dépression près de l'Islande et la Norvège (Hurrell et Van Loon, 1997). Depuis 2001, une augmentation significative de la fréquence des régimes de temps caractéristiques de blocages atmosphériques (blocage scandinave et dorsale atlantique) peut être observée en hiver, et ces régimes de temps sont devenus prédominants par rapport aux régimes NAO (Hurrell et Deser, 2009 ; Hauser et al., 2015).

L'EAP présente une structure assez similaire à la NAO, bien que les centres d'action (dépression nord-islandaise et anticyclone des Açores) soient décalés vers le sud-est (Wallace et Gutzler, 1981 ; Barnston et Livezey, 1987). Ce pattern est présenté comme le 2^{ème} mode atmosphérique dominant de la région Nord-Atlantique (Wallace et Gutzler, 1981 ; Comas-Bru et McDermott, 2014). Sa phase positive (EAP+) est associée à des températures supérieures à la normale en Europe, ainsi que des précipitations supérieures à la normale sur le nord de l'Europe et inférieures à la normale sur le sud de l'Europe. Le SCAND se présente quant à lui sous la forme d'un centre d'action de hautes pressions situé sur la Scandinavie lors de ses phases positives (SCAND+) entraînant une situation de blocage sur le nord de l'Europe et par conséquent un décalage vers le sud de l'advection d'humidité provenant de l'Atlantique, ainsi qu'une intensification des vents d'ouest sur le sud de l'Europe (Barnston et Livezey, 1987 ; Bueh et Nakamura, 2007). Lors des phases SCAND+, l'Europe de l'Ouest se retrouve sous un centre dépressionnaire. Ce pattern est présenté comme le 3^{ème} mode atmosphérique dominant de la région Euro-Atlantique (Comas-Bru et McDermott, 2014).

Ces 3 indices climatiques (NAO, EAP, SCAND), qui représentent les 3 modes dominants de circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique (Comas-Bru et McDermott, 2014), sont souvent utilisés pour établir les liens avec la variabilité hydroclimatique en Europe (Massei et al., 2010 ; Holman et al., 2011 ; Giuntoli et al., 2013 ; Comas-Bru et McDermott, 2014 ; Neves et al., 2019). Ils présentent également des fluctuations interannuelles à multidécennales (i.e., variabilité basse fréquence) plus ou moins marquées qui contrôlent la variabilité hydroclimatique en Europe, et plus particulièrement la succession d'années humides ou sèches.

Par exemple, la relation entre la NAO et l'hydroclimat européen est importante à l'échelle saisonnière, mais elle l'est tout autant sur les échelles interannuelles voire multidécennales (Fritier et al., 2012 ; Massei et Fournier, 2012 ; Boé, 2013 ; Ullmann et al. 2014 ; Hermida et al., 2015 ; Dieppois et al., 2016). Un lien significatif entre la variabilité hydroclimatique (précipitations, débits, températures, niveaux piézométriques) en Europe et la NAO est souvent mis en évidence pour l'échelle quasi-décennale/interannuelle (~7 ans) à la fois dans la région méditerranéenne et nord-européenne (Feliks et al., 2010 ; Massei et al., 2010 ; Liesch et Wunsch, 2019 ; Neves et al., 2019 ; Rust et al., 2022). Ce lien est particulièrement marqué entre les années 1990 et 2000 (Fritier et al., 2012 ; Rust et al., 2022). Un lien significatif est également mis en évidence pour des échelles de variabilité plus lentes : par exemple l'augmentation de la variabilité décennale et multidécennale de la NAO depuis le milieu du 19^{ème} siècle est associée à l'augmentation de ces mêmes variabilités dans les précipitations

et les débits des cours d'eau en France (Goodkin et al., 2008 ; Sun et al., 2015 ; Dieppois et al., 2016).

Le lien entre la NAO et la variabilité hydroclimatique en Europe est donc particulièrement marqué, mais il dépend aussi fortement de la localisation, de l'échelle de variabilité considérée, et de la période étudiée. La non-stationnarité de la relation entre la NAO et les précipitations sur le continent européen serait liée à des déplacements sur des échelles interdécennales des centres d'action de la NAO (Vicente-Serrano et López-Moreno, 2008 ; Moore et al., 2013). Ce déplacement des centres d'action pourrait alors expliquer pourquoi aucune corrélation significative n'est observée sur certaines périodes temporelles (Vicente-Serrano et López-Moreno, 2008). Ceci met également en évidence l'intérêt d'examiner les contributions conjointes de la NAO, de l'EAP, et du SCAND sur les variables hydroclimatiques (Kalimeris et al., 2017 ; Neves et al., 2019). En effet, un indice climatique donné peut correctement expliquer la variabilité hydroclimatique sur une période temporelle donnée, tandis qu'un autre indice expliquera mieux la variabilité sur une autre période (Neves et al., 2019).

Pour pallier ce problème du choix de l'indice climatique et d'un éventuel déplacement des centres d'action que l'indice climatique sélectionné ne refléterait pas, les champs atmosphériques (SLP, Z500 – hauteurs géopotentielles à 500hPa, Z200 – hauteurs géopotentielles à 200hPa) peuvent être directement utilisés pour identifier les patterns atmosphériques les plus explicatifs d'une variabilité donnée dans les variables hydroclimatiques (Massei et al., 2017 ; Sidibe et al., 2019 ; Fossa, 2020). Les études se focalisant sur la France indiquent que les structures atmosphériques associées à chacune des échelles de variabilité basse fréquence diffèrent (Massei et al., 2017 ; Fossa, 2020). Elles indiquent également que la position des centres d'action de ces structures ne correspond pas totalement à celle d'indices climatiques bien connus comme la NAO. Fossa (2020) indique également que les patterns explicatifs d'une variabilité basse fréquence donnée diffèrent significativement selon la région. Une analyse complète des champs atmosphériques serait alors nécessaire pour chaque secteur étudié.

2.3. Influence de la circulation océanique et des températures à la surface de la mer sur la circulation atmosphérique de la zone Euro-Atlantique et la variabilité hydroclimatique en France

La circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique présente de fortes interactions avec l'Atlantique, et notamment les températures à la surface de la mer (SST – Sea Surface Temperature), aussi bien sur des échelles de variabilité mensuelle que multidécennale. Pour chaque régime de temps hivernaux présenté en partie 2.2., un pattern typique de SST peut y être associé (Fig. 19 ; Cassou et al., 2004 ; Hurrell et Deser, 2009).

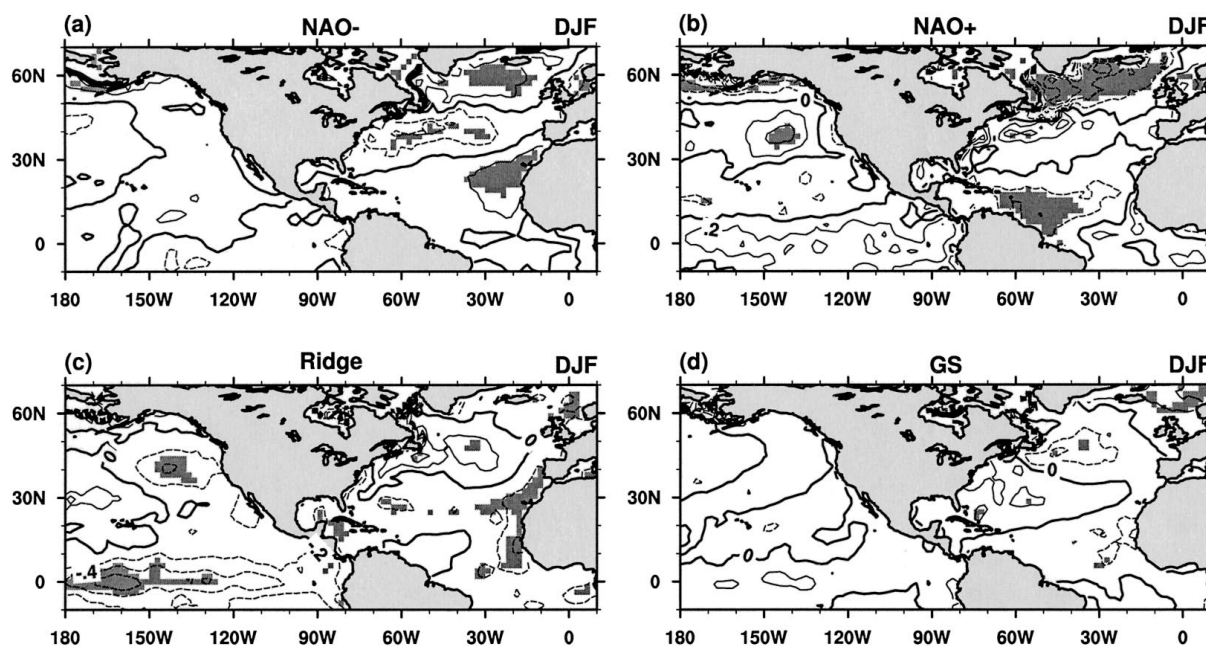


Figure 19. Composites des SST (°C) d'hiver associées aux quatre régimes de temps de la région Euro-Atlantique : (a) NAO-, (b) NAO+, (c) dorsale atlantique, et (d) blocage scandinave. Les zones délimitées en pointillés correspondent aux anomalies froides (températures inférieures à la normale), tandis que les zones délimitées en trait plein correspondent aux anomalies chaudes (températures supérieures à la normale). Les zones grisées correspondent aux zones statistiquement significatives pour un niveau de confiance de 95%. (Cassou et al., 2004)

Les régimes de temps NAO sont associés à un pattern de SST structuré en tripôle méridional sur l'Atlantique (Fig. 19a et 19b ; Cassou et al., 2004 ; Hurrell et Deser, 2009). Le régime NAO+ est associé à des eaux plus froides que la normale au niveau des hautes et basses latitudes, et des eaux plus chaudes que la normale sur les moyennes latitudes (Fig. 19b). Un réchauffement des eaux du Pacifique équatorial, caractéristique d'un événement El Niño, peut également être observé. A l'inverse, le régime NAO- est associé à des eaux plus chaudes que la normale au niveau des hautes et basses latitudes, et des eaux plus froides que la normale sur les moyennes latitudes (Fig. 19a).

Les régimes de circulation atmosphérique de type dorsale atlantique ou blocage scandinave sont quant à eux associés à un pattern de SST plutôt en forme de fer à cheval sur l'Atlantique Nord (Fig. 19c et 19d ; Cassou et al., 2004). Le régime de dorsale atlantique est associé à des eaux plus froides que la normale des hautes latitudes vers la zone subtropicale et longeant la

côte européenne et africaine, et des eaux plus chaudes que la normale au large du Canada (Fig. 19c). Ce régime est également associé à un refroidissement significatif des eaux du Pacifique équatorial, ce qui est cette fois caractéristique d'un épisode La Niña. Enfin, le régime de blocage scandinave est associé à des eaux plus froides que la normale depuis le large du Canada jusqu'aux Tropiques en longeant la côte sud-européenne et africaine, et des eaux plus chaudes que la normale au large des Etats-Unis et de la côte mexicaine (Fig. 19d).

D'autre part, les anomalies de SST lors de la fin de l'été peuvent être précurseurs de l'apparition des régimes NAO lors de l'hiver suivant (Czaja et Frankignoul, 1999 ; Cassou, 2004 ; Fig. 20). La structure de SST associée au régime NAO- présente une structure de « fer à cheval » et se caractérise par des eaux plus froides que la normale (anomalies froides) au sud-est de Terre-Neuve entourées par des eaux plus chaudes (anomalies chaudes) dans les subtropiques et l'est du bassin Atlantique (Fig. 20a). La structure de SST associée au régime NAO+ présente une structure en tripôle en latitude, avec des anomalies froides au sud du Groenland et dans le bassin subtropical ouest, et des anomalies chaudes le long du Gulfstream (Fig. 20b). Ainsi, lorsque les anomalies de SST en fin d'été sont proches d'une structure en « fer à cheval » (« tripôle »), plus il y a de chance pour que l'hiver suivant soit dominé par les régimes NAO- (NAO+).

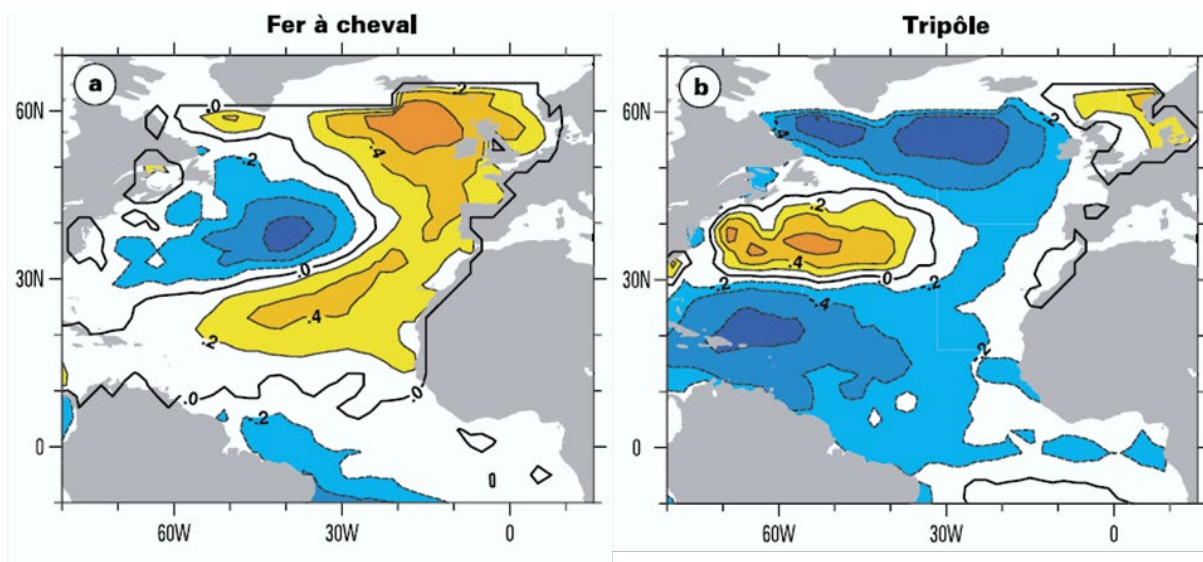


Figure 20. (a) Anomalies de SST (°C) moyennées pour les fins d'été (mois de juillet, août, septembre) précédant les hivers de la période 1949-2003 dominés par les régimes NAO-. (b) Anomalies de SST (°C) moyennées pour les fins d'été (mois de juillet, août, septembre) précédant les hivers de la période 1949-2003 dominés par les régimes NAO+. (Cassou, 2004)

Les interactions entre la circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique et la circulation océanique en Atlantique demeurent néanmoins complexes, et l'utilisation de modèles climatiques est souvent nécessaire pour comprendre ces interactions. Certaines analyses

basées toutefois sur l'observation ont montré que l'AMV (Variabilité multidécennale Atlantique, i.e. variation multidécennale des températures de l'Atlantique) est associée à la variabilité multidécennale de la NAO d'hiver. Ces études montrent que les phases chaudes de l'AMV (phase positive) entraînent une NAO d'hiver négative avec un certain décalage temporel (Deser et Blackmon, 1993 ; Gastineau et Frankignoul, 2015).

En utilisant des modèles climatiques globaux, certains auteurs ont mis en évidence l'impact potentiel de l'AMOC (Circulation méridionale de retournement Atlantique) sur les phases de l'AMV et donc *in fine* sur la circulation atmosphérique. En effet, la variabilité naturelle de l'AMOC semble mener à des anomalies de SST qui ressemblent à l'AMV entraînant un signal multidécennal de la NAO d'hiver anticorrélé à l'AMV (Msadek et al., 2011 ; Gastineau et Frankignoul, 2012 ; Frankignoul et al., 2015). Une intensification de l'AMOC entraîne une phase positive de l'AMV, une perte de chaleur accrue sur l'Atlantique Nord subpolaire, un déplacement vers le sud du courant-jet polaire et un régime négatif de la NAO d'hiver dominant. Ce régime NAO- en hiver génère des conditions sèches sur le nord de l'Europe et humides sur le sud de l'Europe (Hurrell, 1995). Une AMV positive mène également à une augmentation de la fréquence des phénomènes de blocages hivernaux sur la région Euro-Atlantique associée à une réponse négative de la NAO (Peings et Magnusdottir, 2014 ; Davini et al., 2015), ce qui entraîne des conditions froides et sèches sur l'Europe (Cattiaux et al., 2010 ; Rimbu et al., 2014). Robson et al. (2014) indiquent qu'à l'inverse, il est nécessaire d'initier un ralentissement de l'AMOC pour prédire le refroidissement dans le signal AMV subpolaire et un régime NAO+ dominant en hiver à partir des années 1960. Ce régime va entraîner des conditions humides sur le nord de l'Europe et sèches sur le sud de l'Europe (Hurrell, 1995).

La figure 21 synthétise ce processus de réaction en chaîne depuis la circulation méridionale de retournement Atlantique (AMOC) jusqu'à l'impact potentiel sur les niveaux piézométriques. Cependant, il existe encore des incertitudes et un débat dans la communauté scientifique sur la direction du forçage, puisque certains articles indiquent que ce sont les anomalies de SST sur l'Atlantique Nord qui forcent la réponse de la NAO (Peings et Magnusdottir, 2014 ; Omrani et al., 2014), tandis que d'autres indiquent l'opposé (Mecking et al., 2014 ; McCarthy et al., 2015). Ce schéma (Fig. 21) doit donc être pris avec précaution. L'anticorrélation entre la phase de l'AMV et la variabilité multidécennale des débits des cours d'eau en France métropolitaine a également été mis en évidence par Boé et Habets (2014) ou encore Bonnet et al. (2020).

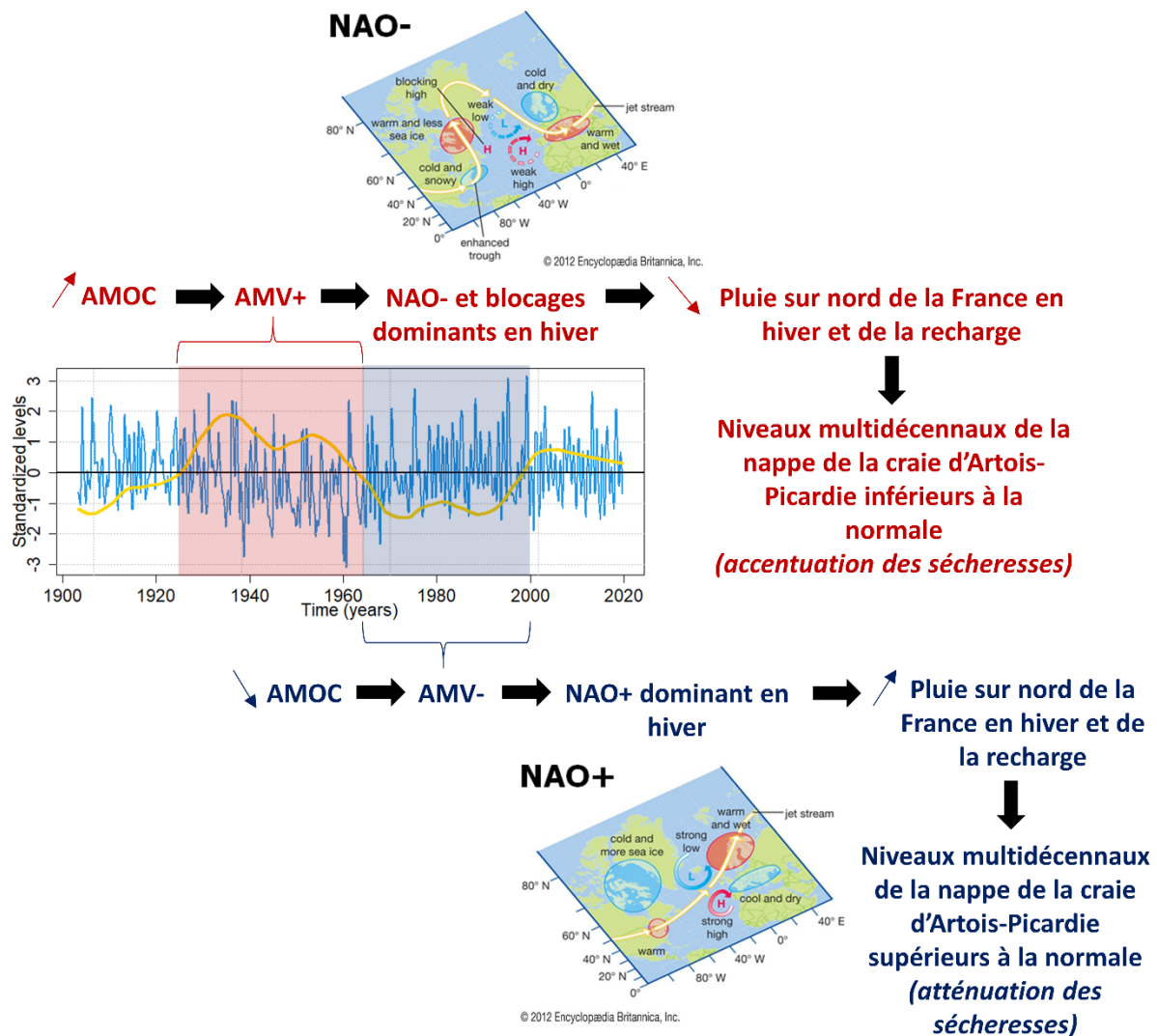


Figure 21. Schéma résumant les interactions océan-atmosphère à l'échelle multidécennale (d'après la revue bibliographique) jusqu'à l'impact potentiel sur les niveaux multidécennaux de la nappe de la craie d'Artois-Picardie. Sur le graphique sont représentés en bleu les niveaux de la nappe de la craie d'Artois-Picardie (standardisés) filtrés des variabilités interannuelles et décennale masquant les fluctuations multidécennales de la nappe et en jaune la variabilité multidécennale Atlantique (AMV).

Outre l'impact de l'AMV sur le climat européen en hiver et plus particulièrement sur la recharge hivernale des nappes, cette oscillation multidécennale des températures de l'Atlantique affecte également le climat européen en été. En effet, une AMV positive peut mener à des étés plus chauds et plus humides sur l'Europe de l'Ouest (Sutton et Hodson, 2005 ; Knight et al., 2006 ; Sutton et Dong, 2012). Sutton et Dong (2012) ont montré qu'une bascule vers la phase positive de l'AMV durant les années 1950 puis 1990 a entraîné des étés plus humides sur l'ouest et le nord de l'Europe et des étés plus secs sur le sud de l'Europe, dû à des pressions à la surface de la mer (SLP) inférieures à la normale sur l'Europe de l'Ouest. Ce dipôle nord-sud de la quantité de précipitations estivales a également été mis en évidence par Ruprich-Robert et al. (2017). Ces variations multidécennales de la température estivale en Europe sont cohérentes avec les variations multidécennales des flux de chaleur turbulents en surface qui

sont eux-même corrélés à l'AMV (O'Reilly et al., 2016 ; Ghosh et al., 2017). En revanche, les variations multidécennales des températures hivernales en Europe ne sont pas corrélées avec l'AMV puisque la réponse thermodynamique est masquée par la réponse anticorrélée de la NAO à l'AMV en hiver (Yamamoto et Palter, 2016).

CONCLUSION

La France est composée d'une grande diversité d'aquifères : sédimentaires, alluviaux, volcaniques et cristallins. Bon nombre d'aquifères sédimentaires présentent en plus, un réseau karstique particulièrement développé. En fonction des caractéristiques physiques de ces aquifères (e.g., porosité, perméabilité, épaisseur de la zone non-saturée, taille du système aquifère), le temps et la vitesse de transfert de l'eau vers la nappe seront plus ou moins rapides. Ainsi, certaines nappes peuvent être particulièrement réactives à la pluie infiltrée ou au contraire très inertielles. La recharge des nappes ayant très largement lieu durant la période hivernale, le niveau des nappes dépend donc fortement des mécanismes de circulation atmosphérique qui régissent l'apport de précipitations en hiver. La deuxième partie de ce chapitre visait donc à présenter les différents mécanismes de circulation atmosphérique et régimes de temps hivernaux qui régissent le climat hivernal européen.

La variabilité hydroclimatique en France métropolitaine est contrôlée par la variabilité climatique à large échelle, en plus des rétroactions qu'il peut exister à l'échelle locale. Les processus atmosphériques et océaniques sur la zone Euro-Atlantique qui y sont associés sont extrêmement complexes et interdépendants. De ce fait, il existe un certain nombre de lacunes dans la littérature sur la compréhension de ces processus et de nombreux débats sur ces processus existent encore au sein de la communauté scientifique (e.g., qui des processus océaniques ou atmosphériques forcent l'autre). De plus, la circulation atmosphérique sur la région Euro-Atlantique est également influencée par des modes de téléconnection extra-Atlantique (Madden-Julian Oscillation, Cassou, 2008 ; El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Gouirand et al., 2007 ou Zhang et al., 2019), ce qui complique d'autant plus cette compréhension.

On note néanmoins quatre grands régimes de temps qui influencent la variabilité hydroclimatique hivernale en France, et donc la recharge des nappes, sur des échelles tant infra-annuelles qu'interannuelles et décennales : NAO+, NAO-, dorsale atlantique et blocage scandinave. De ces régimes va dépendre l'apport d'humidité provenant de l'Atlantique ou bien la persistance d'un temps sec sur le territoire métropolitain. Ces régimes de temps sont souvent décrits sous forme d'indices (e.g., NAO, SCAND) qui sont régulièrement utilisés pour établir les liens entre la variabilité interannuelle à décennale des niveaux piézométriques en Europe et la variabilité climatique à large-échelle, à l'aide de méthodes de traitement de signal (Holman et al., 2011 ; Liesch et Wunsch, 2019 ; Neves et al., 2019 ; Rust et al., 2022).

Dans cette thèse, pour établir le lien entre la circulation climatique large-échelle et la variabilité interannuelle à décennale des niveaux piézométriques, l'approche consiste à utiliser et analyser directement les champs atmosphériques et océaniques pour pouvoir s'affranchir : (i) des indices climatiques qui possèdent des centres d'actions déjà pré-établis, et (ii) du choix des indices pour réaliser l'analyse.

CHAPITRE II

Bases de données et méthodologies pour l'analyse des signaux hydrogéologiques et hydroclimatiques

INTRODUCTION

Cette thèse a nécessité la capitalisation et l'utilisation de données piézométriques, climatiques locales (précipitations, évapotranspiration), et de champs atmosphériques et océaniques. Elle a notamment nécessité la constitution d'une base de données de piézomètres, présentant des critères bien précis à l'échelle de la France métropolitaine :

- Disposer de chroniques suffisamment longues pour réaliser des analyses de tendances et identifier statistiquement les variabilités interannuelles à décennales, tout cela avec des chroniques de qualité contenant peu de lacunes temporelles et une fréquence de mesure suffisante.
- Disposer de chroniques climato-sensibles qui répondent aux variations climatiques.
- Disposer de chroniques avec des niveaux de nappes peu affectés par les pompages directs qui pourraient masquer les variations naturelles de la nappe liées au climat.

La première partie de ce chapitre vise donc à présenter les différentes bases de données, et à décrire plus particulièrement la base de données piézométriques et son élaboration. La sous-partie sur la base de données piézométriques est tirée de l'article publié dans « Géologue » (Baulon et al., 2020) disponible en Annexe 1.

Les signaux climatiques et piézométriques issus de ces différentes bases de données sont ensuite étudiés. Les objectifs de ce travail nécessitent plus particulièrement une décomposition des signaux hydroclimatiques. Par conséquent, la seconde partie de ce chapitre justifie l'intérêt d'adopter de telles méthodes pour étudier la variabilité hydroclimatique, et évoque dans un second temps les méthodes utilisées pour y parvenir.

Enfin, la troisième partie de ce chapitre évoque plus particulièrement la méthode d'analyse utilisée pour lier la variabilité piézométrique et la variabilité climatique à large-échelle.

1. Bases de données

1.1. Base de données piézométriques

1.1.1. *Elaboration de la base de données*

Une base de données de piézomètres pas ou peu influencés par les prélèvements a été constituée dans le but d'étudier l'impact de la variabilité climatique sur les niveaux piézométriques moyens et extrêmes à l'échelle de la France métropolitaine. Les chroniques piézométriques contenues dans ce jeu de données sont issues à la fois de la base de données interne du BRGM (BSS-EAU) et du portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines (ADES; <https://ades.eaufrance.fr/>).

Les chroniques piézométriques ont tout d'abord été sélectionnées par algorithmie qui prend en compte les critères suivants :

- Plus de 30 ans de données dans les régions à fort historique piézométrique (Normandie, Hauts-de-France, Grand Est) et plus de 20 ans de données dans les régions à historique piézométrique plus faible.
- Un nombre minimum de données par mois. Cette quantité minimale est divisée en 2 parties. Dans un premier temps, une date de changement de fréquence d'échantillonnage est identifiée pour chacune des séries piézométriques. En général, cette date correspond à la date d'automatisation de la mesure piézométrique. La fréquence minimale d'échantillonnage est fixée à une donnée mensuelle avant cette date, et trois données mensuelles après cette date.
- Une durée de lacunes consécutives inférieure à 3 ans pour les chroniques piézométriques débutant après 1950, et inférieure à 10 ans pour les chroniques piézométriques débutant avant 1950 pour pallier l'interruption de la mesure lors des deux guerres mondiales. Cette durée maximale de lacunes permet de préserver convenablement l'information sur la variabilité basse-fréquence (i.e., interannuelle, décennale et multidécennale) des chroniques piézométriques.

Ces critères ont été choisis dans le but de maximiser le nombre de chroniques piézométriques sélectionnées ainsi que leur répartition spatiale lors de cette première étape. A la fin de ce premier processus de sélection, 1000 chroniques piézométriques parmi les 4983 chroniques présentes dans ADES répondaient aux critères énoncés ci-dessus.

A partir de ce premier jeu de données, une analyse individuelle, chronique par chronique, a été faite en trois étapes. Une première visualisation des chroniques piézométriques a été

effectuée pour identifier celles les plus influencées par les pompages afin de les éliminer. Après cette première visualisation, environ 700 chroniques ont été conservées.

Par la suite, la deuxième étape consistait à analyser visuellement la chronique tout en effectuant un croisement avec les données spatialisées de pompage issues de la base de données Banque Nationale sur les Prélèvements en Eau (BNPE ; <https://bnpe.eaufrance.fr/>) et les zones irriguées issues du Recensement général agricole. En croisant ces informations, les chroniques piézométriques situées dans les zones fortement pompées et/ou irriguées, et qui semblaient significativement influencées par ces activités humaines ont été éliminées du jeu de données. De plus, lorsque plusieurs piézomètres se situaient à moins de 10 kilomètres de distance dans la même entité hydrogéologique et avec le même dynamisme, seul le piézomètre présentant la plus longue chronique et comportant le moins de lacunes a été sélectionné. Cette deuxième analyse a permis de sélectionner 390 chroniques piézométriques.

Ces 390 chroniques piézométriques ont été visualisées une dernière fois en concertation avec les hydrogéologues régionaux du BRGM et les responsables de réseaux piézométriques. Cette étape a permis de sélectionner plus finement les piézomètres via l'apport de leurs connaissances sur les influences anthropiques avérées et potentielles non référencées dans les bases de données. Une note sur le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques a pu être attribuée à chaque piézomètre. Elle s'échelonne de 0 à 4 : (0) pas d'information, (1) non-influencé, (2) faiblement influencé – présence de prélèvements ponctuels (de faible fréquence, de courte durée) affectant peu la variabilité des niveaux piézométriques, (3) modérément influencé – présence de prélèvements d'assez longue durée et/ou de fréquence assez régulière affectant modérément la variabilité des niveaux piézométriques, (4) fortement influencé – présence de prélèvements très réguliers, de longue durée, et d'intensité élevée. Le type d'usage (captage AEP, captage à des fins d'irrigation, etc.) a pu également être précisé lorsqu'un piézomètre est influencé par les activités anthropiques, ainsi que la fréquence d'influence (annuelle, saisonnière, etc.). En fonction du degré d'influence et de la fréquence de pompage, tous les piézomètres fortement influencés (note de 4) ont été éliminés du jeu de données. Compte-tenu du manque de données piézométriques de longue durée dans certaines régions, certains piézomètres présentant une influence qualifiée de « modérée » mais exploitables pour une étude de variabilité ont été conservés (cas de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur) (3,5% du jeu de données). A l'issue de cette succession de visualisations, 256 chroniques piézométriques pas ou peu influencées ont été retenues pour l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les niveaux piézométriques.

Toutefois, la constitution de cette base de données s'appuie essentiellement sur du « dire d'experts » et le croisement de base de données qualitatives et quantitatives sur les potentielles influences (pompages, irrigations, état des lieux, etc.) qui elles-mêmes possèdent leurs propres limites. Par conséquent, certains piézomètres sélectionnés pourraient tout de même être soumis à une influence des prélèvements sur le long terme mais qui n'est pas forcément identifiable visuellement sur les chroniques piézométriques (e.g., pompages sur le long terme, modifications de l'occupation du sol).

Préalablement aux analyses, un prétraitement a été réalisé sur certaines séries piézométriques pour éliminer les pompages ponctuels et résiduels, corriger les changements de repères altimétriques passés non corrigés dans les séries piézométriques ainsi que les erreurs de bancarisation et les dérives de capteurs. Lors de ce prétraitement, 2 chroniques piézométriques parmi les 256 ont été supprimées de la base de données à cause de doutes sur une trop forte influence anthropique sur les niveaux piézométriques. La liste finale des piézomètres sélectionnés et utilisés au cours de cette thèse est fournie en Annexe 2. Au cours de ces analyses, le traitement a été réalisé au pas de temps mensuel. Ce choix est lié à trois facteurs : (i) la volonté de mettre en évidence les différentes dynamiques piézométriques (i.e., ne pas masquer la variabilité annuelle), (ii) l'irrégularité de la fréquence de mesure piézométrique (échantillonnage mensuel puis journalier), et (iii) le temps caractéristique des aquifères dont très peu ont une sensibilité permettant une réponse plus rapide que quelques semaines.

1.1.2. Présentation de la base de données

1.1.2.1. Formations hydrogéologiques suivies

Les 254 piézomètres sélectionnés se répartissent sur de multiples formations hydrogéologiques : alluviales, sédimentaires, volcaniques et socle (Fig. 22a). La grande majorité des piézomètres sélectionnés se situent dans des aquifères sédimentaires : ils couvrent densément le Bassin parisien, et plus sporadiquement le Bassin aquitain. Chaque piézomètre a été rattaché à un secteur hydrogéologique basé sur le croisement entre les masses d'eau, la lithologie (calcaire, craie, etc.) et le dynamisme des nappes.

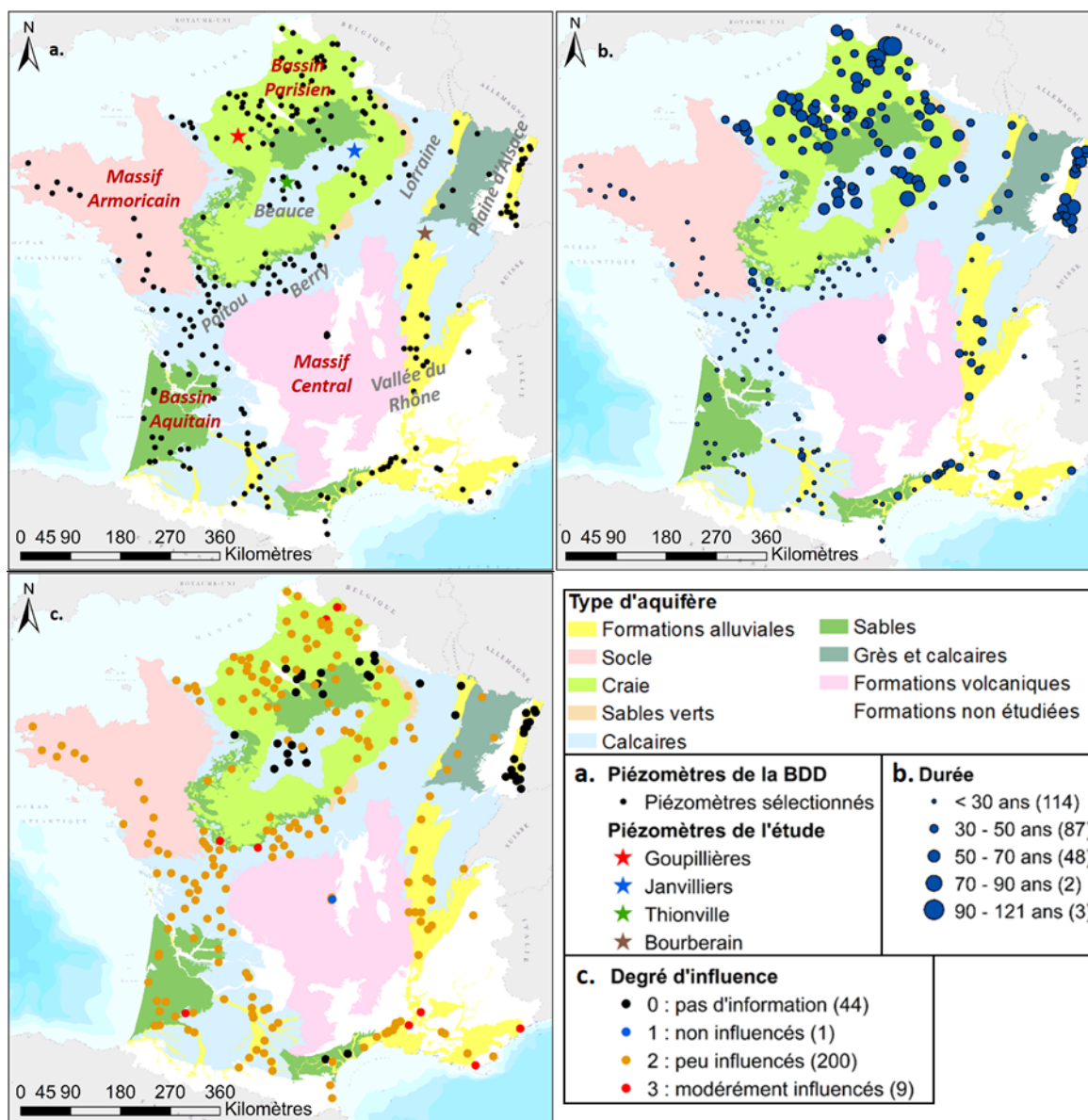


Figure 22. Présentation de la base de données avec (a) les piézomètres constituant la base de données, (b) la durée des chroniques piézométriques, (c) le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques. (Baulon et al., 2020) NB : les piézomètres indiqués comme « Piézomètres de l'étude » sont ceux qui ont été utilisés pour l'étude présentée dans l'article « Géologues ». Pour ce chapitre du manuscrit, leur identification n'est pas nécessaire.

La craie du Séno-Turonien du Bassin parisien est l'aquifère le plus représenté parmi les piézomètres sélectionnés, suivi des calcaires du Jurassique (Lorraine, Berry, Poitou) sur la bordure du Bassin parisien et des calcaires de Beauce de l'Eocène. Les piézomètres situés dans le Bassin aquitain suivent principalement les calcaires fracturés du Jurassique au Nord, et de multiples formations sédimentaires dans la partie sud (sables, calcaires). Enfin, la grande majorité des piézomètres sélectionnés dans la vallée du Rhône se situent dans des formations alluviales et fluvio-glaciaires.

Les piézomètres situés dans des aquifères alluviaux sont aussi nombreux dans le jeu de données sélectionné, notamment en plaine d'Alsace, sur le pourtour méditerranéen et au niveau de la Garonne. Enfin, quelques piézomètres sont situés dans les formations volcaniques du Puy-de-Dôme et dans les formations de socle du massif Armoricaïn.

1.1.2.2. Durée des chroniques piézométriques

La durée des chroniques sélectionnées s'étend de 20 ans à 121 ans (Fig. 22b). La répartition spatiale de la durée des chroniques présente une sectorisation nord-sud importante avec les plus longues chroniques se situant dans le Bassin parisien et en Alsace, et des chroniques plus courtes de la Bretagne au sud de la France. Cet important contraste nord-sud est lié à une installation tardive du réseau piézométrique dans le centre et le sud de la France dans les années 1990, alors que ce réseau piézométrique a été installé dans les années 1970 au nord de la France. Il existe localement quelques longues chroniques avec plus de 100 ans de données, comme dans la craie du Séno-Turonien du Bassin Artois-Picardie.

Cette sectorisation nord-sud de la mise en place du réseau piézométrique est un élément limitant pour des analyses nécessitant de longues chroniques piézométriques à l'échelle de la France métropolitaine. Un travail de reconstitution historique de chroniques serait donc nécessaire pour pallier ce manque de données.

1.1.2.3. Degré d'influence anthropique

Le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques est représenté pour chaque piézomètre sur la figure 22c. Lorsque les piézomètres présentent un degré d'influence équivalent à 0, aucune information sur l'influence anthropique n'a été référencée dans les états des lieux du réseau piézométrique ou par les hydrogéologues régionaux. Ces chroniques qui visuellement ne semblaient pas influencées, et situées à une distance raisonnable de captages et de zones d'irrigation intense ont été conservées dans la base de données. Elles se situent principalement dans les calcaires de Beauce, la craie du Séno-Turonien de Picardie et dans les alluvions actuelles et anciennes de la plaine d'Alsace. Elles représentent environ 17% des 254 piézomètres sélectionnés.

La grande majorité des chroniques piézométriques sélectionnées (~79%) sont décrites comme peu influencées. Pour ces chroniques, l'influence anthropique est considérée comme « faible » dans les états des lieux de réseaux piézométriques ou par les hydrogéologues régionaux et

responsables de réseaux piézométriques. Enfin, ~3,5% des chroniques piézométriques sélectionnées sont décrites comme modérément influencées et ~0,4% comme non influencées.

1.1.3. Discussion sur la base de données

Ce chapitre présente la base de données de piézomètres établie et nécessaire aux analyses réalisées. Cette base de données est constituée de piézomètres climato-sensibles et dont les pompages directs n'affectent pas significativement les variations piézométriques. Malgré l'utilité d'une telle base de données pour réaliser les analyses présentées au cours de ce manuscrit, quelques limites et critiques peuvent être soulevées.

Premièrement, cette base de données ne considère pas les influences anthropiques relatives à des changements d'occupation du sol au cours du temps qui sont connus pour fortement impacter la recharge des nappes (Han et al., 2017). Ainsi, un changement d'occupation du sol pourrait affecter les paramètres statistiques des niveaux piézométriques en induisant, par exemple, des modifications en moyenne ou de la variance des niveaux piézométriques. Cependant, le temps alloué lors de cette thèse pour la constitution de la base de données ne permettait pas d'évaluer si les piézomètres sélectionnés étaient soumis à ce type d'influence.

Outre les changements de l'occupation des sols, les nappes alluviales peuvent être particulièrement sensibles à des aménagements et actions anthropiques en surface visant à réguler les débits des cours d'eau (e.g., arasement de barrages, travaux, soutiens d'étiage) et qui peuvent de la même manière modifier significativement les paramètres statistiques des niveaux des nappes. Par exemple, les travaux du Rhin ont affecté significativement les niveaux de la nappe alluviale d'Alsace dans certains secteurs (Schmitt, 2001). Or il est difficile de connaître, en travaillant à l'échelle nationale, tous les aménagements anthropiques en surface susceptibles d'affecter à l'échelle locale le niveau des nappes alluviales. Les piézomètres soumis à de telles influences sont supposés avoir été éliminés lors de la revue des piézomètres sélectionnés par les hydrogéologues régionaux du Brgm et/ou les responsables de réseaux piézométriques régionaux. Cependant, aucun travail spécifique sur ce type d'influences n'a été réalisé lors de la constitution de la base de données, ceci repose donc uniquement sur la connaissance de terrain des hydrogéologues régionaux.

De plus, cette base de données ne prend pas en compte les prélèvements « globaux » sur la nappe, mais plutôt les prélèvements directs, c'est-à-dire à proximité du piézomètre. Or, les

prélèvements ont également un impact à plus large échelle sur le niveau de la nappe, particulièrement lors des périodes estivales et d'irrigation intense où les prélèvements ont tendance à accentuer et accélérer les étiages naturels de la nappe. Cependant, il est particulièrement compliqué d'estimer cette influence globale sans modèle, et compte-tenu de l'anthropisation massive, peu de nappes sont aujourd'hui exemptes de ce type d'influence, ce qui ne permettrait pas d'avoir une quantité suffisante de piézomètres à analyser.

Enfin, une approche plutôt qualitative a été utilisée pour élaborer cette base de données puisqu'elle est basée principalement sur de la visualisation de chroniques, les connaissances des hydrogéologues régionaux sur le contexte local, ou encore les états des lieux du réseau piézométrique. En effet, les données de pompage de la BNPE (Banque Nationale des Prélèvements quantitatifs en Eau) étant assez disparates spatialement et temporellement, leur utilisation demeure assez limitée.

Tous ces éléments suggèrent un potentiel d'amélioration significatif de la base de données.

1.2. Données climatiques

Les données climatiques utilisées proviennent de la réanalyse SAFRAN version 2017 (Vidal et al., 2010). Au vu des objectifs de la thèse, les données issues de réanalyses ont été favorisées par rapport aux données *in-situ* puisqu'elles présentent une continuité temporelle et spatiale. La réanalyse SAFRAN fournit des données climatiques journalières sur la France durant la période 1958-2019 avec une résolution spatiale de 8x8km. Les précipitations (Pluie + Neige) provenant de cette réanalyse seront directement utilisées pour certaines analyses sous le nom de « précipitations brutes ou totales », tandis que l'évapotranspiration potentielle de Penman-Monteith sera également utilisée mais de manière plus indirecte pour calculer les précipitations efficaces. L'utilisation des données de la réanalyse SAFRAN présente de sérieux avantages, mais l'incorporation de nouvelles données RADAR ou encore l'abandon de certaines stations météorologiques, peuvent induire des problèmes d'homogénéité de la donnée au cours du temps.

Les précipitations efficaces utilisées ont été calculées par l'équipe du Brgm de Montpellier à partir des données de la réanalyse SAFRAN, en suivant la méthode d'Edijatno et Michel (1989). La méthode du bilan hydrique proposée par Edijatno et Michel (1989) considère que dans le cycle de l'eau, le sol joue le rôle d'un réservoir caractérisé par sa capacité de stockage de l'eau. Ainsi, les auteurs ont introduit une loi quadratique pour vider progressivement les

réserves d'eau du sol et distribuer la différence positive entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle, entre les précipitations efficaces et le stockage du sol.

L'utilisation de données maillées nécessite cependant de sélectionner une maille ou un ensemble de mailles pour chaque piézomètre qui seront ensuite également analysées et dont le résultat sera comparé avec celui de la piézométrie. Pour sélectionner ces mailles, une analyse corrélatoire a été réalisée pour attribuer à chaque piézomètre la maille de précipitations efficaces au sein du bassin versant (amont) dont la chronique présente la plus forte corrélation avec la piézométrie (Fig. 23). Ainsi, pour chaque piézomètre, une maille de précipitations efficaces lui est attribuée. Cette approche semble plus élaborée et fondée que l'utilisation des précipitations efficaces de la maille située au droit du piézomètre. D'autres approches auraient pu être envisagées également, comme par exemple une moyenne pondérée des précipitations efficaces au sein du bassin versant.

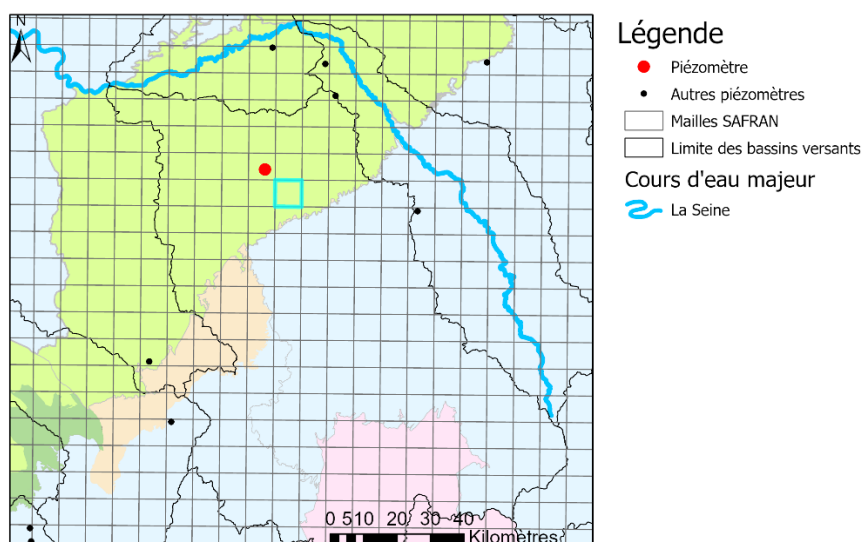


Figure 23. Maille de précipitations efficaces (surlignée en bleu) qui présente la plus forte corrélation avec les niveaux de la nappe du piézomètre en rouge.

Enfin, l'analyse d'une longue chronique piézométrique a nécessité l'utilisation de données climatiques s'étalant sur l'ensemble du 20^{ème} siècle, ce que ne permet pas la réanalyse SAFRAN. Pour l'étude spécifique de cette chronique piézométrique, les données climatiques sont cette fois issues du jeu de données « Climatic Research Unit version 4.04 » (CRU TS v4.04). Ce jeu de données fournit des données climatiques mensuelles avec une résolution spatiale de 0.5°x0.5° sur la période 1901-présent, qui sont dérivées d'environ 4000 stations météorologiques réparties autour de la planète (Harris et al., 2020).

1.3. Données de champs atmosphériques et océaniques

Lors de cette thèse, l'utilisation de champs atmosphériques et océaniques a été favorisée par rapport à l'utilisation d'indices climatiques décrivant des mécanismes de circulation atmosphérique bien précis (e.g., NAO, SCAND, EAP). Les données de champs atmosphériques utilisées sont : les hauteurs géopotentielle à 500hPa (Z500), les composantes zonales (U500) et méridionales (V500) du vent à 500hPa. Les données à 500hPa (~5500 mètres d'altitude) permettent une bonne approximation des écoulements de l'atmosphère. De plus, la surface de pression à 500hPa est située à mi-atmosphère entre la circulation atmosphérique à très haute altitude et en surface. Un anticyclone est caractérisé par une augmentation de l'altitude de la surface de pression de 500hPa, tandis qu'une dépression est caractérisée par une diminution de l'altitude de cette même surface de pression.

Deux réanalyses climatiques différentes ont été utilisées pour les données atmosphériques : la réanalyse NOAA Twentieth Century Reanalysis version 3 (20CR v3 ; Slivinski et al., 2019), et la réanalyse NCEP/NCAR R1 (Kalnay et al., 1996). La réanalyse NOAA 20CR v3 est un ensemble de données de réanalyse globale de 80 membres couvrant la période 1836-2015 avec une résolution spatiale de $2^\circ \times 2^\circ$ et temporelle mensuelle. Elle a été utilisée pour identifier les drivers climatiques de la variabilité interannuelle à décennale d'une longue chronique piézométrique et des précipitations associées. Ce produit de réanalyse assimile uniquement la pression de surface avec les distributions mensuelles de SST et de glace de mer comme conditions limites. Cette stratégie de modélisation et d'assimilation de données reste constante sur toute la période, ce qui permet une décomposition spectrale plus robuste pour les analyses de la circulation atmosphérique sur différentes échelles de temps avec une sensibilité réduite aux décalages artificiels induits par l'assimilation de nouveaux ensembles de données, comme c'est le cas pour la réanalyse NCEP/NCAR R1 comme le montre Pocard et al. (2000). Les patterns de la circulation atmosphérique associés à la variabilité interannuelle et décennale des précipitations déterminés à l'aide de la réanalyse NOAA 20CR v3 ont été comparés à ceux produits avec la réanalyse ERA-20C qui présente également des données sur l'ensemble du 20^{ème} siècle (Poli et al., 2016 ; Annexe 3). Aucun changement majeur des structures atmosphériques sur la zone Euro-Atlantique associées à ces variabilités n'a été constaté, ce qui indique un faible impact du choix de la réanalyse sur les résultats émanant de cette thèse.

En revanche, pour l'analyse des chroniques piézométriques plus courtes, la réanalyse NCEP/NCAR R1 a été utilisée afin de ne pas tronquer, pour des chroniques qui sont déjà

relativement courtes, la partie la plus récente de ces chroniques (depuis 2015), ce qui aurait été nécessaire en utilisant la réanalyse NOAA 20CR. Une vérification réalisée au préalable a confirmé que le changement de réanalyse (NCEP/NCAR R1 vs NOAA 20CR) n'affecte pas non plus les résultats (i.e., les structures atmosphériques identifiées) sur la période commune de 1976-2015 (Annexe 4). Ceci est expliqué plus en détail dans le chapitre IV de ce manuscrit. La réanalyse NCEP/NCAR R1 couvre quant à elle la période 1948-actuel en données climatiques avec une résolution spatiale de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ (Kalnay et al., 1996).

Les données de champs océaniques utilisées sont les températures à la surface de la mer (SST). Elles proviennent du jeu de données mensuelles et maillé « Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 » (ERSST v5 ; Huang et al., 2017). Les données ERSST sont issues de « l'International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (ICOADS) Release 3.0 » et fournissent des données sur la période 1854-présent avec une résolution spatiale de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$. Contrairement à d'autres jeux de données de SST, les ERSST ne sont pas affectées par les biais de « SST froides » résultant de l'assimilation des données satellitaires à la fin du 20^{ème} siècle, qui peut parfois induire une modeste diminution de la tendance liée au réchauffement global.

2. Déchiffrer la variabilité hydroclimatique

Après avoir capitalisé toutes ces données piézométriques et climatiques, la deuxième étape consiste à étudier ces séries de données pour en ressortir les grandes tendances d'évolution, ainsi que leurs modes de variabilité dominants. Cette partie décrit l'intérêt d'utiliser des méthodes d'analyse du contenu spectral des signaux naturels pour étudier et déchiffrer la variabilité hydroclimatique, ainsi que les méthodes utilisées pour y parvenir.

2.1. Intérêt de la décomposition des signaux pour l'étude des variables hydroclimatiques

Sous l'effet de différents forçages, le système climatique évolue au cours du temps. Ces forçages peuvent être naturels ou anthropiques. Parmi les forçages naturels, il existe les forçages internes (i.e., la dynamique interne du système climatique) et les forçages externes (i.e., l'activité solaire et les éruptions volcaniques). A ces forçages peut se rajouter les forçages anthropiques comme l'augmentation de la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère

liée aux activités humaines. Ces différents forçages vont influencer la variabilité climatique qui va prendre différentes formes (Marcus et Brazel, 1984 ; Fig. 24) :

- Une variation périodique ou quasi-périodique
- Un changement abrupt (i.e., une rupture) ou progressif de la moyenne (i.e., une tendance)
- Une modification de la variance (i.e., changement progressif ou abrupt de l'amplitude d'oscillation).

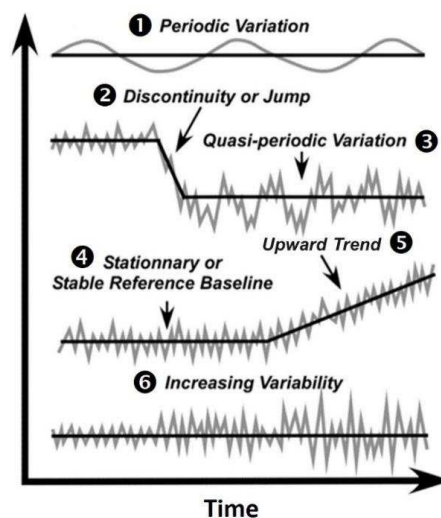


Figure 24. Les différentes formes de la variabilité climatique (adaptée de Marcus et Brazel (1984) par Nicolle (2018)). (1) Variation périodique, (2) changement abrupt des conditions moyennes, (3) variation quasi-périodique, (4) tendance nulle et stationnarité en moyenne, (5) tendance (à la hausse), (6) modification (augmentation) de la variance sans changement de moyenne.

Toutes ces évolutions temporelles se superposent pour former le signal climatique. Ainsi, les signaux climatiques se composent généralement d'une tendance, d'une ou plusieurs variations périodiques ou quasi-périodiques, et de bruit. Toutes ces évolutions du système climatique impactent directement les variables hydroclimatiques et la ressource en eau (précipitations, débits de rivière, évapotranspiration, niveaux piézométriques). Ainsi, les variables hydroclimatiques présentent également des tendances ou des variations périodiques ou quasi-périodiques qui, la plupart du temps, sont liées au forçage climatique. Les débits de rivière, l'évapotranspiration ou encore les niveaux piézométriques peuvent cependant être également soumis à une action anthropique « directe » (e.g., prélèvements, barrages, changement d'occupation du sol) qui peut aussi provoquer des modifications du signal (e.g., tendances, changements de variance).

Pour mieux comprendre les différents phénomènes associés aux modifications des signaux hydroclimatiques, la décomposition des signaux est une approche intéressante. Elle permet

notamment d'isoler des composantes d'intérêt du signal hydroclimatique pour étudier leur évolution au cours du temps. Comme mentionné précédemment, les variables hydroclimatiques présentent, outre des tendances, des oscillations (apériodiques) sur différentes échelles de temps qui se superposent les unes aux autres pour former le signal hydroclimatique (Massei et al., 2010 ; Dieppo et al., 2013). Ces oscillations peuvent être annuelles, interannuelles, décennales, multidécennales. Les oscillations interannuelles à multidécennales sont liées à la dynamique interne du climat (i.e., la variabilité climatique interne). Ces oscillations ne sont pas strictement périodiques, c'est-à-dire que leur amplitude varie au cours du temps, mais ces modifications d'amplitude ne sont pas nécessairement synchrones et homogènes d'une oscillation (i.e., variabilité/échelle de temps/composante) à l'autre. Pour étudier les évolutions de chacune des composantes constituant le signal, il est nécessaire de décomposer les signaux hydroclimatiques. Ceci peut également permettre de déterminer et de quantifier l'importance relative de chacune des oscillations dans le signal hydroclimatique.

La décomposition du signal hydroclimatique et climatique est également particulièrement appropriée pour établir les liens entre la dynamique climatique large-échelle et la variabilité hydrologique locale. En effet, chacune des oscillations identifiées dans les variables hydroclimatiques peut être liée à des patterns de circulation atmosphérique ou océanique différents (Massei et al., 2017 ; Sidibe et al., 2019). Sans décomposition du signal, il serait difficile d'identifier précisément pour chaque oscillation le pattern climatique qui lui est associé.

2.2. Méthodes d'identification des tendances dans les variables hydroclimatiques

Préalablement à l'utilisation de méthodes de décomposition du signal, il est souvent judicieux de détecter la présence ou l'absence d'une tendance (i.e., une évolution graduelle des valeurs à la hausse ou à la baisse au cours du temps) dans le signal total. Ceci est d'ailleurs très souvent réalisé dans les études visant à décrire l'évolution au cours du temps des variables hydroclimatiques (e.g., Blöschl et al., 2019b). Cette analyse peut être réalisée à l'aide d'un calcul de pente (pente de Sen, pente de régression) et/ou de tests statistiques (tests de Mann-Kendall, test de régression linéaire). La magnitude des tendances est ici estimée à l'aide de la pente de Sen et la significativité statistique testée à l'aide d'un test de Mann-Kendall (modifié). Les sous-parties suivantes décrivent ces méthodes statistiques.

2.2.1. Pente de Sen

La pente de Sen est utilisée pour déterminer la pente de la droite de régression (Sen, 1968). Cette pente correspond à la médiane de toutes les pentes calculées entre chaque paire de point comme indiqué par la formule suivante (Eq. 1) :

$$pente_{sen} = \text{mediane}_{i < j} \left\{ \frac{y_j - y_i}{x_j - x_i} \right\} \quad (1)$$

Contrairement à une pente calculée par une régression linéaire classique, la pente de Sen est moins affectée par les valeurs extrêmes.

Pour les niveaux piézométriques, la pente de Sen calculée pourra être normalisée par le battement de la nappe (différence entre la valeur maximale et minimale de la chronique) en suivant l'équation suivante (Eq. 2) :

$$pente_{sen \text{ normalisée}} = \left(\frac{pente_{sen} * durée_{chronique}}{battement_{nappe}} \right) * 100 \quad (2)$$

Cette normalisation permet de pouvoir comparer le pourcentage de hausse ou de baisse des niveaux piézométriques entre différentes nappes dont les gammes de fluctuation sont très variées (e.g., quelques mètres jusqu'à une dizaine de mètres).

2.2.2. Test de Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall est utilisé pour tester l'existence, le signe et la significativité statistique des tendances (Mann, 1945 ; Kendall et al., 1987). Compte-tenu de l'utilisation de la pente de Sen pour déterminer le signe et la magnitude des tendances, le test de Mann-Kendall sera ici utilisé pour tester la significativité statistique des tendances. Ce test non-paramétrique (i.e., ne formulant pas d'hypothèses sur la distribution des données) s'applique sur une série de données de n valeurs indépendantes pour détecter des tendances monotones.

Deux hypothèses sont testées :

- l'hypothèse nulle H_0 – les données sont indépendantes et distribuées de manière identique, c'est-à-dire que la série de données est stationnaire et qu'il n'y a pas de tendance statistiquement significative.
- l'hypothèse alternative H_1 – les données suivent une tendance linéaire

Le test statistique de Mann-Kendall est calculé grâce à l'équation suivante (Eq. 3) :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad (3)$$

où

$$\text{sign}(X_j - X_i) = \begin{cases} +1 & \text{si } (X_j - X_i) > 0 \\ 0 & \text{si } (X_j - X_i) = 0 \\ -1 & \text{si } (X_j - X_i) < 0 \end{cases}$$

avec X_i et X_j qui sont deux valeurs successives de la série ($j > i$).

Ainsi, on dénombre pour tous les couples (X_i, X_j) le nombre de cas où la 2^{ème} valeur est supérieure à la 1^{ère}, le nombre de cas où la 1^{ère} valeur est supérieure à la 2^{ème}, puis on effectue une différence entre ces deux nombres. Si la série est stationnaire, alors S doit être proche de 0.

La moyenne et la variance sont alors définies selon les équations suivantes (Eq. 4 et 5) :

$$E(S) = 0 \quad (4)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1)(2t_j+5) \right] \quad (5)$$

Où t_j correspond au nombre d'égalités identifiées dans la série impliquant n valeurs.

Si le nombre n de valeurs de la série est supérieur à 10, alors le test fait intervenir la valeur aléatoire z (Eq. 6) :

$$z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

La statistique z suit (approximativement) une loi normale centrée réduite et est utilisée pour tester l'hypothèse nulle H_0 . Si $|z| > z_{\alpha/2}$ où α représente le niveau de confiance choisi, alors l'hypothèse nulle H_0 est rejetée et une tendance linéaire significative est identifiée. Lors de cette étude $\alpha=0.05$, ce qui correspond à un seuil de significativité de 95%.

Lors de ce test, le tau de Mann-Kendall est également calculé suivant l'équation suivante (Eq. 7) :

$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2} \quad (7)$$

Lorsque les valeurs du tau de Mann-Kendall ou de S sont positives, cela indique une tendance à l'augmentation au cours du temps. A l'inverse, si ces valeurs sont négatives, cela indique une tendance à la baisse. La valeur du tau de Mann-Kendall se situe toujours entre -1 et +1. Plus sa valeur est proche de -1 ou +1, plus la tendance est marquée.

Cependant, les données piézométriques présentent une autocorrélation importante. En effet, la piézométrie à un instant t dépend de la piézométrie à l'instant $t-1$. Cette autocorrélation des données a donc pour conséquence d'augmenter la significativité des tests statistiques. Par conséquent, un test de tendance modifié prenant en compte l'autocorrélation sera favorisé par rapport à un test de Mann-Kendall « classique ».

Un test de Mann-Kendall modifié par Hamed et Rao (1998) a été utilisé. Plutôt que de modifier les données elles-mêmes, une modification du test S de Mann-Kendall est réalisée (Eq. 8) :

$$Var_p(S) = \gamma Var_{p=0}(S) \quad (8)$$

Où γ est un facteur correctif appliqué à la variance.

Par conséquent, seule la p -value du test de Mann-Kendall est modifiée, et la pente reste la même que celle calculée pour un test de Mann-Kendall non modifié.

Selon Renard (2006), la méthode d'Hamed et Rao (1998) est légèrement plus puissante que la formule proposée par Yue et Wang (2004) pour le calcul du facteur correctif γ . La formule établie par Hamed et Rao (1998) se base sur une formule empirique calculée spécifiquement pour corriger la statistique de Mann-Kendall (Eq. 9). Elle prend en compte les autocorrélations des résidus de régression calculées aux différents rangs si celles-ci sont significatives :

$$\gamma = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{k=1}^{n-1} (n-k)(n-k-1)(n-k-2)\rho_k \quad (9)$$

Où n est le nombre de données, et ρ_k est l'autocorrélation d'ordre k si elle est significative, sinon $\rho_k = 0$.

Le seuil de significativité choisi pour l'autocorrélation est de 95%.

2.3. Méthodes de décomposition du signal hydroclimatique

Après avoir mis en évidence la tendance à long terme dans les variables hydroclimatiques, une décomposition des signaux peut être réalisée pour identifier les modes de variabilité dominants et étudier leurs évolutions au cours du temps. Différentes méthodes de décomposition du signal peuvent être utilisées pour décomposer les signaux hydroclimatiques : on distingue notamment les méthodes dites « auto-adaptatives » comme la décomposition modale empirique (Huang et al., 1998) dont la décomposition se base sur le signal en lui-même, et les méthodes « à filtres » comme la transformée en ondelettes (Torrence et Compo, 1998). Dans ce travail, une méthode à filtre de type ondelettes a été privilégiée puisque (i) elle permet de contrôler un maximum de paramètres de la décomposition (e.g., type d'ondelettes, nombre de coefficients internes), (ii) le temps de calcul est beaucoup plus court qu'une méthode auto-adaptative telle que la décomposition modale empirique.

Par conséquent, cette partie vise à décrire les méthodes de décomposition par ondelettes utilisées, et apporter une aide à l'interprétation des signaux décomposés.

2.3.1. Transformée en ondelettes continue

La transformée en ondelettes continue (CWT – « Continuous Wavelet Transform ») est une méthode qui permet de décomposer un signal dans un espace « temps-fréquence » (Torrence et Compo, 1998). Elle permet (i) d'identifier les modes de variabilité (ou « fréquences » ou « périodicités ») dominants du signal, (ii) d'étudier leur évolution en amplitude au cours du temps.

La CWT résulte de la convolution de la série temporelle par une famille d'ondelettes appelées ondelettes-filles. Ces dernières correspondent à différentes versions modulées (dilatées ou comprimées) et translatées dans le temps d'une ondelette-mère. Chaque ondelette-fille est définie dans le temps par l'équation suivante (Eq. 10) :

$$\psi_{a,b} = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (10)$$

Où a est le paramètre d'échelle (contraction ou dilatation de l'ondelette-mère) et t le paramètre de translation portant l'information temporelle.

Il existe plusieurs types d'ondelette-mère, dont le choix dépend principalement du domaine d'application. L'ondelette de Morlet (sinusoïde modulée par une gaussienne) est particulièrement adaptée aux variables environnementales et la plus utilisée car elle permet un bon compromis pour obtenir une résolution période/fréquence correcte (Torrence et Compo, 1998).

Les résultats de la CWT d'un signal $x(t)$ se présentent sous forme d'un spectre local, défini par l'équation suivante (Eq. 11) :

$$S_{a,b} = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt \quad (11)$$

Le spectre local en ondelettes (Fig. 25) se présente sous la forme d'un diagramme « temps-fréquence » qui permet de visualiser l'évolution de la variance ou de la puissance spectrale (axe des z) pour toutes les fréquences (axe des y) au cours du temps (axe des x). Le cône d'influence est également indiqué (en blanc transparent) sur le spectre. Ce cône d'influence représente la zone du spectre pour laquelle les résultats sont soumis aux effets de bords. En effet, puisque les séries hydroclimatiques sont bornées, la longueur des séries est augmentée artificiellement aux extrémités du signal par l'ajout de zéro, ce qu'on appelle le « zéro-padding ». Ces zéros vont donc entrer dans le calcul de la transformée en ondelettes, produisant des effets de bords, et entraîner une sous-estimation de la variance. Par conséquent, les zones du spectre local soumises aux effets de bords doivent être interprétées avec prudence.

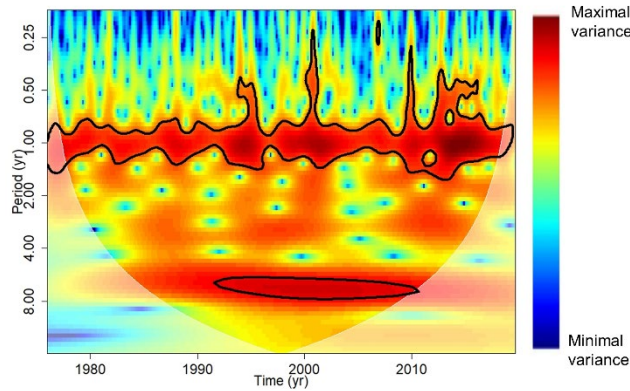


Figure 25. Exemple d'un spectre local en ondelettes d'une chronique piézométrique. Sur ce spectre, le temps est indiqué sur l'axe des x, la période sur l'axe des y, et l'amplitude (ou variance, ou puissance spectrale) sur l'axe des z. Les lignes noires expriment les régions du spectre statistiquement significatives pour un niveau de confiance de 95% (test de Monte-Carlo). La zone blanche transparente correspond au cône d'influence, c'est-à-dire aux régions du spectre où la variance est sous-estimée due aux effets de bords.

La significativité statistique des bandes de fréquence est testée à l'aide de simulations Monte-Carlo d'un signal contenant les mêmes propriétés autorégressives que le signal analysé. Ce signal peut correspondre à un bruit rouge (processus autorégressif pour $AR(1) > 0$) ou un bruit blanc (processus autorégressif pour $AR(1) = 0$) (Torrence et Compo, 1998). La modélisation autorégressive est utilisée pour déterminer le processus stochastique $AR(1)$ de référence pour chaque série temporelle.

Pour mieux appréhender la lecture des spectres locaux en ondelettes, la figure 26 présente un exemple de quatre spectres générés à partir de signaux fluctuant entre -1 et 1, et possédant des propriétés spectrales bien connues. Ces quatre signaux présentent des propriétés spectrales soit constantes au cours du temps, soit évolutives.

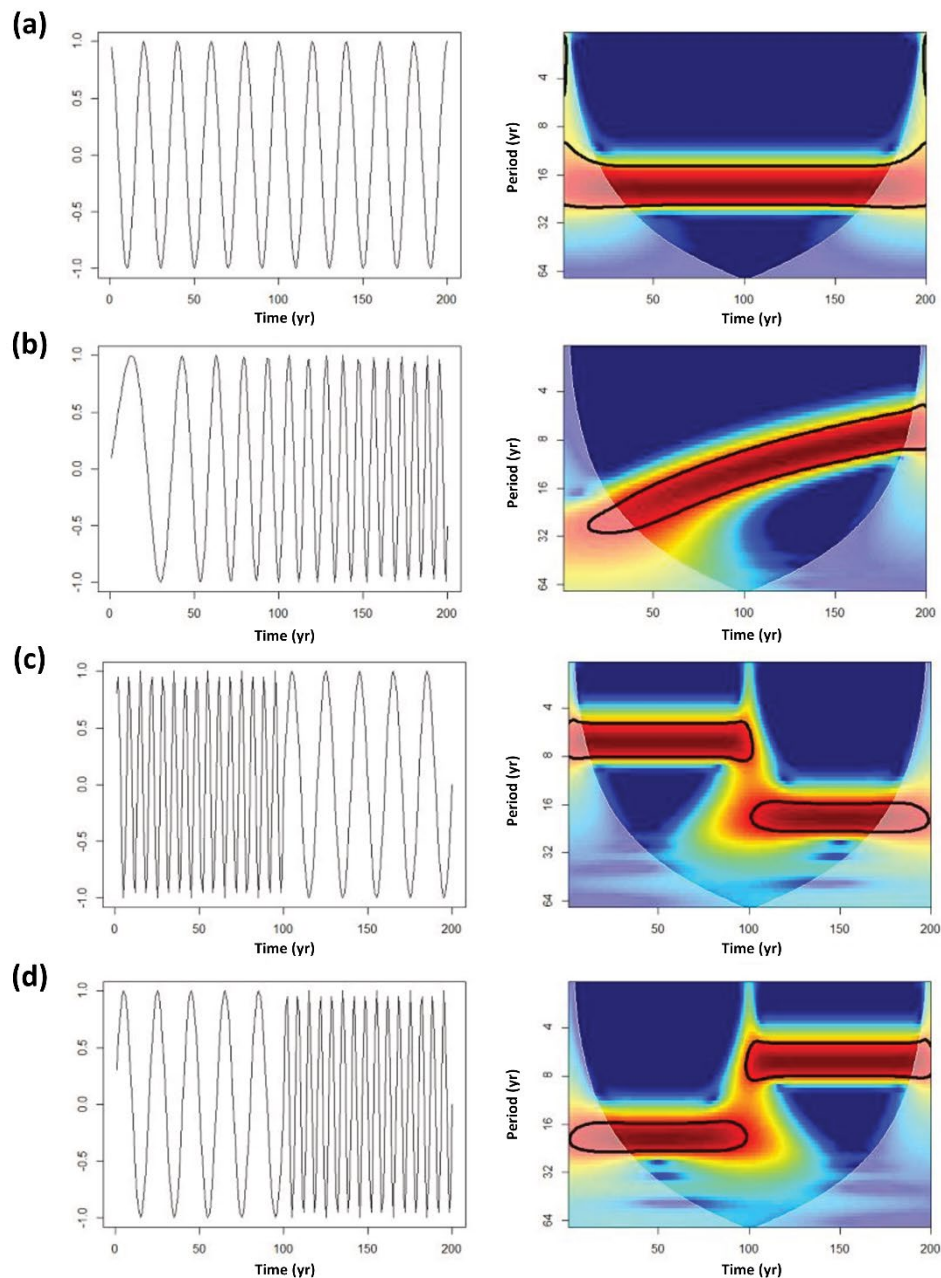


Figure 26. Spectres locaux obtenus par analyse en ondelettes continue de séries temporelles avec des caractéristiques spectrales connues. (a) Série temporelle sans aucune variation de fréquence, (b) série temporelle avec une augmentation progressive de la fréquence, (c) série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une diminution de fréquence, et (d) série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une augmentation de fréquence. (Nicolle, 2018)

2.3.2. Spectres globaux en ondelettes

Afin d'obtenir une information synthétique sur les fréquences (périodicités) dominantes dans le signal ou l'évolution de la puissance spectrale (variance) de certaines gammes de fréquence au cours du temps, les spectres locaux en ondelettes peuvent être moyennés en temps ou en échelle (Torrence et Compo, 1998). La figure 27 présente un exemple d'un spectre local en

ondelettes de l'indice NAO et du spectre global moyenné en temps associé. Le spectre global permet de mettre en évidence les fréquences du signal de l'indice NAO présentant le plus de variance.

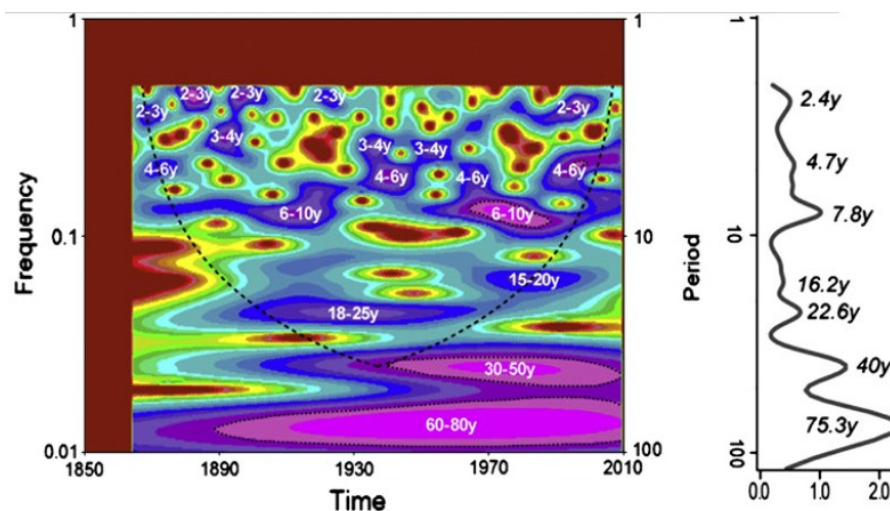


Figure 27. Spectre local en ondelettes (à gauche) et spectre global en ondelettes (à droite) de la NAO. Sur le spectre local en ondelettes, les zones en rouge indiquent une variance minimale pour une fréquence et période temporelle donnée tandis que les zones bleues/violettes indiquent une variance maximale. Sur le spectre global en ondelettes sont indiquées les fréquences présentant un pic de variance. (Rossi et al., 2011)

Dans ce manuscrit, seuls les spectres globaux moyennés en temps seront utilisés.

2.3.3. Transformée en ondelettes discrète par recouvrement maximal

La transformée en ondelettes discrète par recouvrement maximal (MODWT – « Maximum Overlap Discrete Wavelet Transform ») a également été utilisée pour décomposer les signaux hydroclimatiques. Il s'agit d'une méthode complémentaire à la CWT qui, dans le cadre de cette thèse, permet de : (i) quantifier la part explicative de chaque composante (fréquence) dans le signal, (ii) isoler les composantes (fréquences) d'intérêt pour étudier leur lien avec la variabilité climatique interne, (iii) modifier/supprimer certaines composantes du signal pour évaluer leur impact sur le signal. La décomposition orthogonale du signal permet de réaliser soigneusement ces objectifs compte-tenu de l'absence de redondance avec les autres composantes (à l'inverse de la CWT).

L'analyse multirésolution par MODWT est un filtrage itératif de la série temporelle utilisant une série de filtres passe-haut et passe-bas (Fig. 28). Par conséquent, à chaque niveau de décomposition une composante haute-fréquence appelée le détail d'ondelettes, et une composante basse-fréquence appelée l'approximation sont générées. Au niveau de

décomposition suivant, l'approximation est de nouveau décomposée en un détail d'ondelettes et une approximation. Ceci est réalisé jusqu'à ce qu'un niveau de décomposition pré-défini soit atteint ou que la dernière approximation ne puisse plus être décomposée. Au final, le signal est donc séparé en différentes composantes hautes à basses fréquences qui, ensemble, expliquent toute la variabilité du signal (Fig. 29). Compte-tenu de l'orthogonalité de la décomposition, le signal original peut être reconstruit en sommant tous les détails d'ondelettes et la dernière approximation.

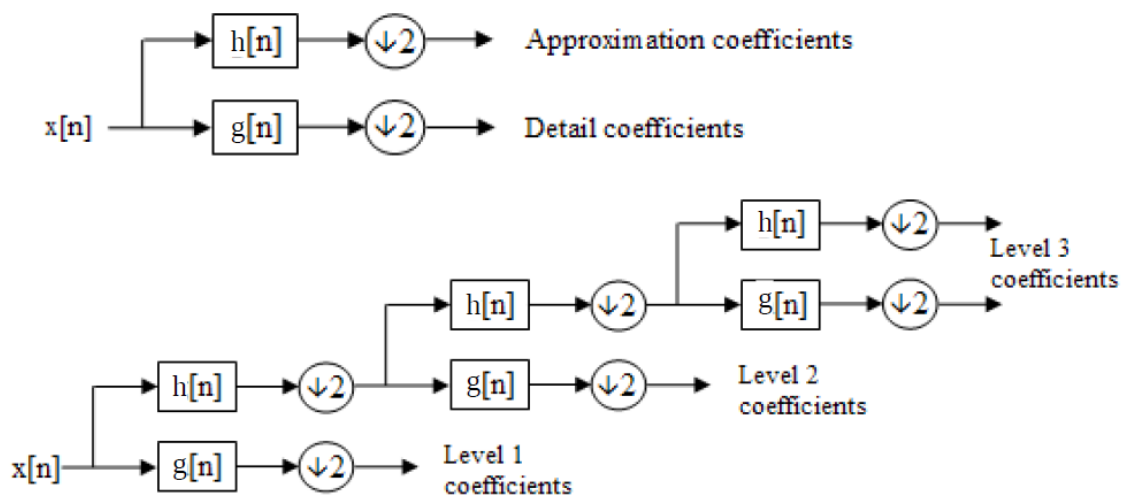


Figure 28. Représentation schématique des principes de l'analyse multirésolution par MODWT. Sur ce graphique, $x[n]$ représente le signal à décomposer, $g[n]$ le filtre passe-haut qui génère le détail d'ondelette pour un niveau d'échelle donné, $h[n]$ le filtre passe-bas qui génère l'approximation qui sera de nouveau décomposée jusqu'à ce que la dernière approximation ne puisse plus être décomposée ou qu'un niveau de décomposition fixé soit atteint.

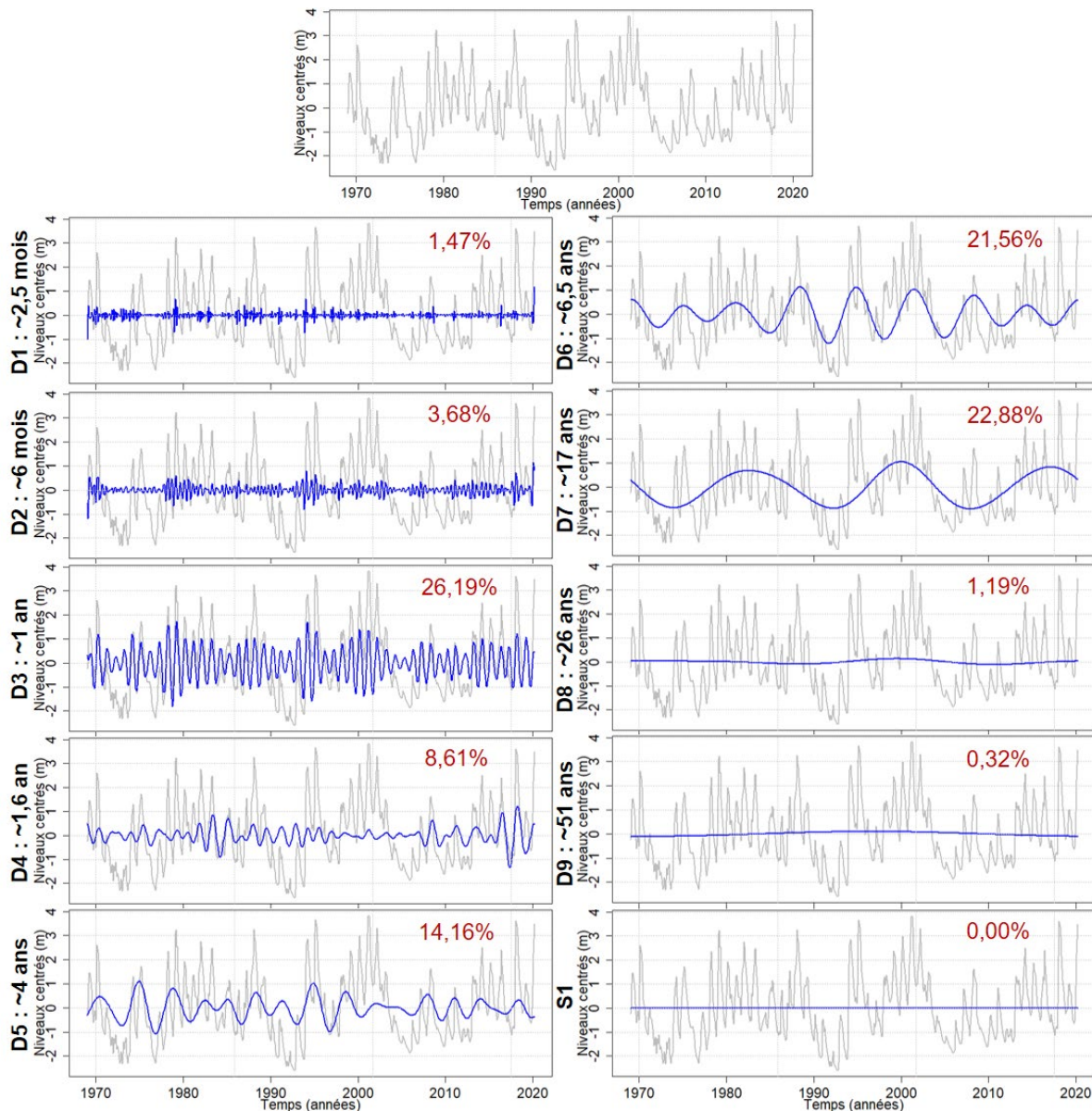


Figure 29. Exemple de décomposition d'une chronique mensuelle piézométrique par analyse multirésolution par MODWT. La chronique piézométrique est tracée en gris et les détails d'ondelettes (composantes) en bleu. La périodicité de chaque détail d'ondelettes est indiquée à gauche de chaque graphique et la proportion de variance du signal piézométrique expliquée par chacune des composantes est indiquée en rouge. Pour cet exemple, l'ondelette utilisée est une « s20 » et le niveau de décomposition maximal fixé à $\log_2(N)$, où N est la longueur de la série temporelle.

Tout comme pour la CWT, la MODWT nécessite de choisir au préalable le type d'ondelette à utiliser. Ce choix dépend des objectifs visés et du signal à décomposer. Par exemple, l'ondelette « symmlet » (ou « least asymmetric ») à 8 coefficients (s8) est particulièrement adaptée pour la décomposition des signaux turbulents (Cornish et al., 2006).

Dans ce travail, la MODWT a été favorisée par rapport à une simple transformée en ondelettes discrète (DWT – « Discrete Wavelet Transform »). En effet, la MODWT permet d'éviter des décalages de phase dans les coefficients de la transformée pour toutes les échelles en évitant

de sous-échantillonner – réduire par un facteur 2 le nombre de coefficients – le signal en augmentant les niveaux d'échelles. Ainsi, les coefficients d'ondelettes calculés pour chaque niveau d'échelle restent alignés avec la série originale, c'est-à-dire que la variance expliquée par ces coefficients est localisée à l'endroit-même où elle est localisée dans la série analysée (Percival et Walden, 2000 ; Cornish et al., 2003, 2006). Cette propriété est essentielle lorsqu'on souhaite interpréter physiquement des détails d'ondelettes. Le choix d'une ondelette de type « symmlet » ou « least asymmetric » va également dans ce sens, en contribuant aussi à préserver l'alignement des coefficients d'ondelettes avec le signal temporel à toutes les échelles (Cornish et al., 2006).

2.3.4. Limites des méthodes de décomposition par ondelettes

Comme toutes les méthodes de décomposition du signal, les méthodes par ondelettes possèdent également leurs propres limites. Les limites citées ci-dessous ne sont pas exhaustives, mais ce sont celles identifiées au cours de cette thèse. La première limite identifiée est relative au choix du type d'ondelettes et au nombre de coefficients associés pour réaliser la décomposition, particulièrement lorsqu'une MODWT est réalisée. En fonction du type d'ondelettes utilisé et du nombre de coefficients, les composantes extraites peuvent ne pas être tout à fait identiques. La figure 30 présente un exemple de décomposition d'une chronique piézométrique (gris) à l'aide d'une ondelette de Daubechies de type « Least asymmetric » avec 8 coefficients (s8 – en vert), et d'une ondelette de Daubechies « Least asymmetric » avec 20 coefficients (s20 – en rouge). Cette figure montre qu'il existe un écart entre les composantes issues des deux décompositions, bien qu'il demeure mineur. Même si aucune analyse de sensibilité des résultats au choix de l'ondelette utilisée lors de la décomposition des signaux n'a été réalisée, l'ondelette qui semblait la plus appropriée au signal à décomposer pour chaque étude a été choisie.

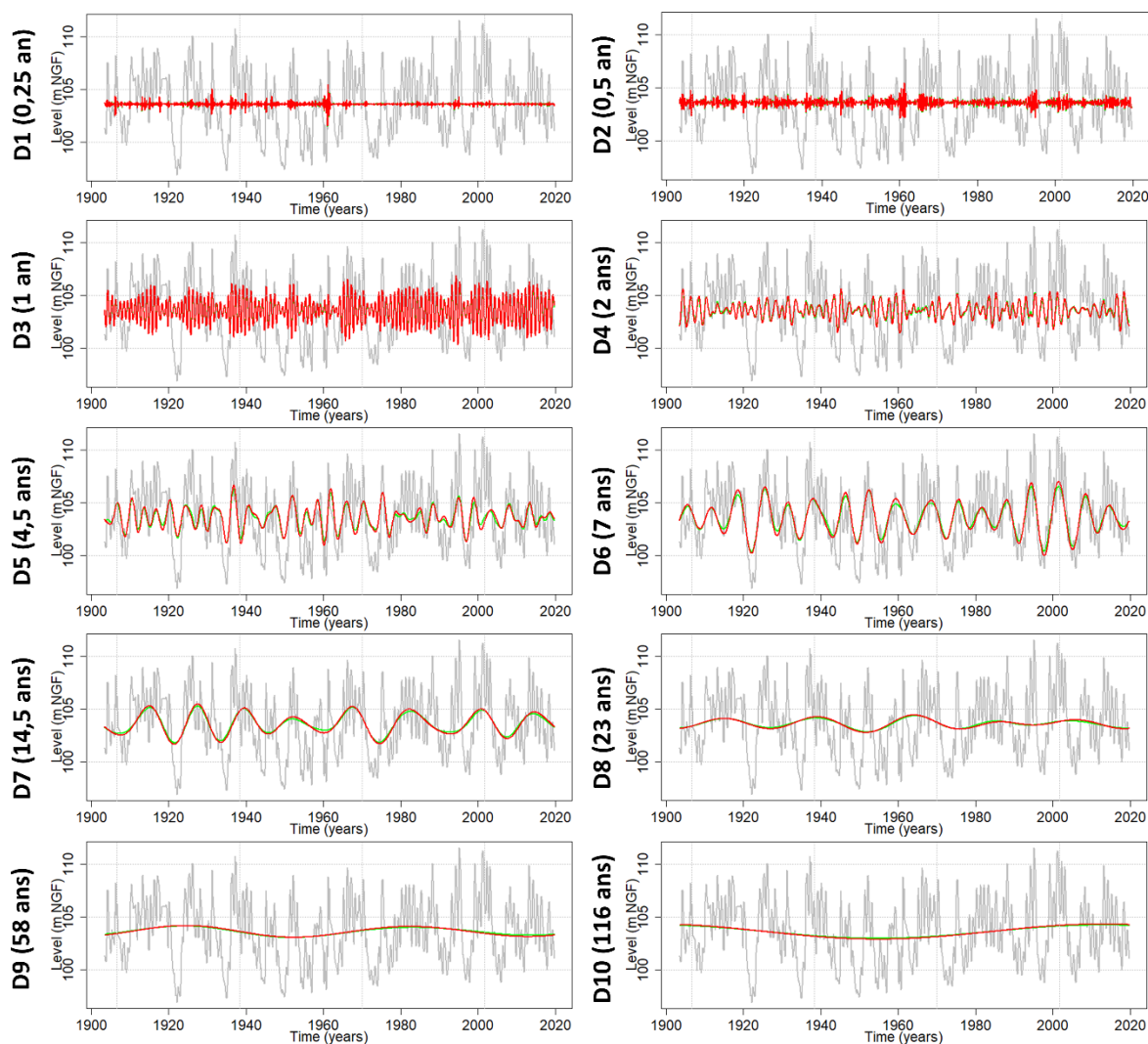


Figure 30. Exemple d'une décomposition par MODWT d'une longue chronique piézométrique en utilisant deux ondelettes (symmlet) avec un nombre de coefficients différents. La chronique piézométrique est indiquée en gris, les détails d'ondelettes extraits avec une « s8 » sont en vert, et les détails extraits avec une « s20 » sont indiqués en rouge. La dernière approximation extraite avec les deux types d'ondelettes n'est pas présentée ici puisqu'elle représente 0% de la variance totale pour les deux décompositions.

La deuxième limite identifiée provient des effets de bords découlant de l'intégration de zéro dans le calcul de la transformée en ondelettes qui induit une sous-estimation de la variance pour certaines composantes/périodicités. Certaines composantes extraites par MODWT peuvent ainsi, partiellement voire totalement, être affectées par ces effets. Par conséquent, l'idéal est de stopper la décomposition pour ne pas extraire les composantes, fortement ou totalement, soumises aux effets de bords. Cependant, la longueur des chroniques ne permet pas toujours de le réaliser, en particulier si l'on veut extraire des variabilités basses fréquences (i.e., décennale voire interannuelles) et les différencier de la dernière approximation.

3. Lier la variabilité piézométrique et la variabilité climatique à large-échelle

Après avoir identifié et extrait les modes de variabilité dominants de la piézométrie, la question de leur interprétation peut se poser. Ils peuvent être liés à la seule influence de l'hydrosystème (i.e., le lissage qu'il opère sur le signal d'entrée, mais qui n'affecte que les échelles relativement courtes, en général infra-annuelles), ou représenter la variabilité des forçages externes, parmi lesquels la cyclicité astronomique annuelle, et la variabilité naturelle du climat. La conclusion du chapitre I indique l'utilisation très large dans la littérature des indices climatiques de circulation atmosphérique tels que la NAO, le SCAND, l'EAP pour établir les liens avec la variabilité piézométrique. Or, ces indices présentent des centres d'actions prédéfinis, et plusieurs études en hydrologie de surface ont montré que les structures atmosphériques caractérisant la variabilité hydrologique locale présentent des centres d'actions dont la localisation ne correspond pas exactement à celle d'indices bien connus (Massei et al., 2017 ; Sidibe et al., 2019 ; Fossa, 2020). Par conséquent, l'utilisation directe des champs atmosphériques et océaniques a été préférée à l'utilisation des indices climatiques. Grâce à une analyse composite des variables d'un champ atmosphérique (ou océanique), il est possible d'identifier la structure atmosphérique (ou océanique) associée à la variabilité piézométrique locale, et cela pour chaque échelle de variabilité (e.g., interannuelle, décennale).

Pour réaliser cette analyse composite par niveau d'échelle, le signal local (piézométrie ou précipitations) et le signal climatique large-échelle (Z500, U500, V500, SST) sont au préalable décomposés par MODWT (cf. Chapitre II – Partie 2.3.3.). Pour le signal large-échelle, la chronique du Z500 (ou U500 ou V500 ou SST) de chaque maille du champ atmosphérique (ou océanique) est décomposée. Puis l'analyse composite est réalisée pour chaque niveau d'échelle (i.e., variabilité, composante) d'intérêt en suivant les étapes suivantes :

- 1- L'identification des périodes pour lesquelles les valeurs de la composante (e.g., ~7 ans) de la variable locale sont supérieures à +0.5 écart-type (+0.5SD) et inférieures à -0.5 écart-type (-0.5SD).
- 2- L'extraction pour chaque maille du champ atmosphérique (ou océanique) des valeurs correspondantes à ces périodes (pour la même composante). Ceci génère donc deux ensembles de données à grande échelle :
 - Un ensemble correspondant aux valeurs large-échelle lorsque les valeurs de la composante basse fréquence de la variable locale sont supérieures à +0.5SD (anomalies « humides »).

- Un ensemble correspondant aux valeurs large-échelle lorsque les valeurs de la composante basse fréquence de la variable locale sont inférieures à $-0.5SD$ (anomalies « sèches »).

L'ensemble correspondant aux anomalies humides est moyenné pour chaque maille du champ, ainsi que celui correspondant aux anomalies sèches.

- 3- La différence entre les conditions humides et sèches est effectuée pour chaque maille du champ atmosphérique (ou océanique).
- 4- Cette différence pour chaque maille du champ est cartographiée donnant ainsi la carte composite.

La figure 31 montre un exemple de carte composite des hauteurs géopotentielles (Z500) avec les vecteurs vents associés à 500hPa sur la zone Euro-Atlantique qui est obtenue pour la variabilité décennale (~ 14 ans) d'une chronique piézométrique. Cette carte définit la structure atmosphérique associée à cette variabilité des niveaux piézométriques. Les zones bleues indiquent une anticorrélation entre la variabilité décennale du Z500 et la variabilité décennale des niveaux piézométriques pour un aquifère donné. A l'inverse, les zones rouges indiquent une corrélation entre la variabilité décennale du Z500 et la variabilité décennale des niveaux piézométriques. Autrement dit, les zones bleues indiquent des hauteurs géopotentielles inférieures (supérieures) à la normale, i.e. une dépression (anticyclone), lorsque les niveaux piézométriques sont hauts (bas). A l'inverse, les zones rouges indiquent des hauteurs géopotentielles supérieures (inférieures) à la normale, i.e. un anticyclone (dépression), lorsque les niveaux piézométriques sont hauts (bas).

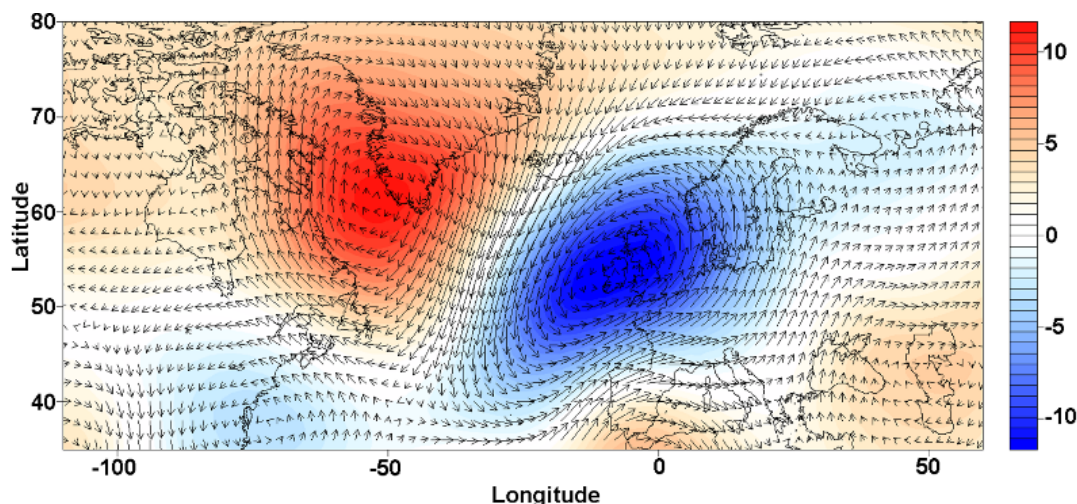


Figure 31. Exemple de carte composite des hauteurs géopotentielles (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité décennale (~ 14 ans) d'une chronique piézométrique.

CONCLUSION

Dans ce chapitre ont été présentées les différentes données utilisées, ainsi que les méthodes permettant de déchiffrer la variabilité hydroclimatique et d'établir les liens avec la variabilité climatique large-échelle. A l'exception des données piézométriques qui sont des données *in-situ*, les données climatiques locales (précipitations, précipitations efficaces) sont maillées, ce qui permet d'avoir des jeux de données climatiques continus spatialement et temporellement. En effet, les méthodes utilisées pour étudier et déchiffrer la variabilité hydroclimatique nécessitent des données continues temporellement, ce qui est souvent très rare avec les données climatiques à la station. D'autre part, l'utilisation des données de champs atmosphériques (hauteurs géopotentielles, vents méridionaux et zonaux) et océaniques (températures à la surface de la mer) est également favorisée par rapport aux indices climatiques. Comme précisé précédemment, ce choix est motivé par les résultats de précédentes études en hydrologie de surface qui montrent que les structures atmosphériques ou océaniques responsables de la variabilité hydrologique en France métropolitaine ne sont pas toujours exactement celles exposées par les indices climatiques (e.g., NAO, SCAND, EAP).

Les grandes tendances piézométriques et climatiques (précipitations et précipitations efficaces) sont ici mises en évidence via des outils statistiques (pente de Sen, test de Mann-Kendall modifié de l'autocorrélation), tandis que les grands modes de variabilité (issus de la variabilité climatique interne) composant les signaux piézométriques et climatiques sont identifiés et extraits par analyse spectrale (CWT, MODWT, spectres globaux). Le lien avec la variabilité climatique à large-échelle est établi à l'aide d'une analyse composite qui permet d'identifier les structures atmosphériques/océaniques associées à la variabilité piézométrique et climatique locale. Ceci est réalisé pour chaque composante (i.e., mode de variabilité) d'intérêt du signal piézométrique et climatique puisque certaines études ont notamment montré que les structures atmosphériques/océaniques associées à la variabilité hydrologique locale diffèrent en fonction de la composante étudiée.

CHAPITRE III

Tendances et variabilité des niveaux
piézométriques en France

INTRODUCTION

Les niveaux piézométriques évoluent au cours du temps en fonction des forçages climatiques (changement climatique, variabilité climatique interne) et des forçages anthropiques directs (pompage, occupation du sol modifiant la recharge des nappes). Pour caractériser ces évolutions des niveaux piézométriques, une étude de tendances peut être réalisée en premier lieu. Cette étude de tendances va permettre de détecter et quantifier une évolution graduelle des niveaux piézométriques au cours du temps. Afin de déterminer si ces tendances sont effectivement d'origine climatique, une comparaison avec les tendances des précipitations et/ou précipitations efficaces peut être réalisée.

Cependant, il convient également de vérifier si la magnitude et plus particulièrement le signe des tendances piézométriques ne changent pas selon la période étudiée, auquel cas il deviendrait compliqué de tirer des conclusions sur la véritable évolution des niveaux piézométriques. En hydrologie de surface, bon nombre d'études ont montré que les tendances estimées étaient fortement influencées par la variabilité décennale et multidécennale provenant de la variabilité climatique interne (Hannaford et al., 2013 ; Ekolu et al., 2022), pouvant fausser l'interprétation des tendances. Or, compte-tenu de l'effet de filtre des bassins versants et des aquifères, les niveaux piézométriques peuvent souvent présenter une variabilité basse fréquence bien plus marquée (Slimani et al., 2009 ; Velasco et al., 2017 ; Bault et Laurencelle, 2020) qui pourrait aussi bien contrôler les tendances estimées que l'occurrence des très hauts et très bas niveaux piézométriques. Il convient donc de vérifier à l'échelle de la France métropolitaine combien les niveaux piézométriques sont contrôlés par cette variabilité basse fréquence en utilisant les méthodes par ondelettes, et dans quelle mesure elle peut contrôler les tendances piézométriques et l'émergence des très hauts et très bas niveaux piézométriques.

Ce chapitre vise à répondre à ces questions et se structure en 3 parties. La 1^{ère} partie de ce chapitre a pour but d'évaluer les tendances des niveaux piézométriques en France métropolitaine et déterminer leur concordance avec les tendances climatiques (précipitations efficaces). Cette partie est tirée du rapport GeoERA TACTIC réalisé au cours de cette thèse. La 2^{ème} partie de ce chapitre vise quant à elle à quantifier combien la variabilité basse fréquence contrôle les variations des niveaux piézométriques, et par conséquent son impact potentiel sur les tendances estimées. Cette partie est présentée sous forme d'un article publié dans « Journal of Hydrology ». La 3^{ème} partie de ce chapitre évalue le rôle de la variabilité basse fréquence dans l'occurrence des très hauts et très bas niveaux piézométriques. Cette

partie est également présentée sous forme d'un article publié dans « Hydrology and Earth System Sciences ». Enfin, ce chapitre se termine par une conclusion générale de ces résultats.

1. Tendances des niveaux piézométriques et des précipitations efficaces en France

Ce travail sur les tendances piézométriques a été effectué sur deux périodes d'étude distinctes : 1976-2019 et 1996-2019. Le choix de réaliser l'étude sur deux périodes différentes est principalement liée à la disponibilité temporelle des données et spatiale des piézomètres. En effet, pour avoir un jeu de piézomètres couvrant l'ensemble de la France métropolitaine, il est nécessaire de travailler sur une période relativement courte (1996-2019) puisque le réseau piézométrique a été mis en place dans les années 1990 pour l'ouest, le centre et le sud de la France. La mise en place plus précoce d'un réseau piézométrique sur le nord de la France, et particulièrement sur le bassin de Paris, permet d'allonger la fenêtre d'étude (1976-2019) pour les aquifères de cette région. Les tendances estimées sur les moyennes mensuelles des niveaux piézométriques pour ces deux périodes d'étude sont présentées ci-après.

1.1. Tendances des niveaux piézométriques

La figure 32 présente la pente de Sen normalisée du battement de la nappe pour chaque piézomètre étudié sur les périodes 1976-2019 et 1996-2019. La significativité statistique des tendances au seuil de 95% est également indiquée sur ces cartes. A titre d'information, les tableaux 1 et 2 indiquent les gammes des tendances normalisées pour chaque grande entité hydrogéologique.

Les niveaux piézométriques moyens mensuels présentent des tendances assez hétérogènes d'un aquifère à l'autre sur le territoire métropolitain pour la période 1996-2019 (Fig. 32b). Au sein d'une même entité hydrogéologique, le signe des tendances est plutôt homogène, tandis que la magnitude des tendances peut fortement varier (Fig. 32b ; Tab. 1). La nappe de la craie sur la partie nord du bassin Artois-Picardie (entité C) en est un bon exemple : les niveaux piézométriques sont uniformément à la hausse mais la magnitude de cette hausse varie au sein de l'entité (Fig. 32b). Les niveaux piézométriques dans les calcaires de Beauce (entité E) sont également à la hausse (excepté la partie nord), tout comme ceux des calcaires du Jurassique de la Sarthe au Bessin (entité A) sur la partie Est de l'entité. Même si la magnitude de ces tendances à la hausse paraît souvent relativement importante par rapport au battement de ces nappes, elles ne sont pas statistiquement significatives dans la majorité des cas.

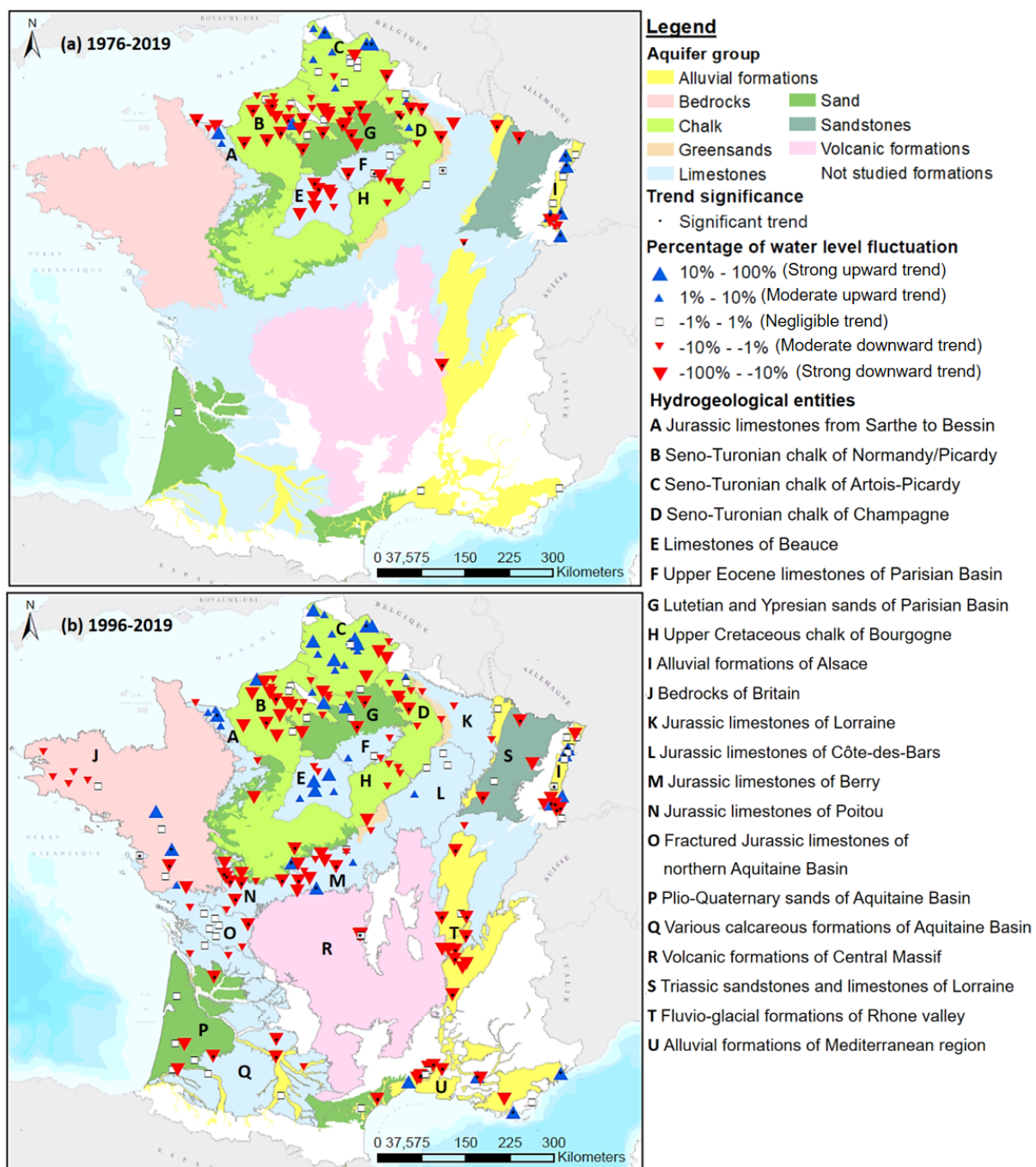


Figure 32. Magnitude des tendances piézométriques normalisée par le battement de la nappe, et leur significativité statistique (seuil de 95%). L'analyse est réalisée sur les moyennes mensuelles des niveaux piézométriques pour les périodes (a) 1976-2019 et (b) 1996-2019.

A l'inverse, certaines entités hydrogéologiques présentent uniformément des niveaux piézométriques à la baisse (Fig. 32b) : les alluvions et les formations fluvio-glaciaires de la vallée du Rhône (entité T ; tendances principalement statistiquement significatives), les calcaires du Jurassique du Berry et du Poitou (entités M et N ; principalement statistiquement significatives dans l'entité N), les formations de socle à l'ouest de la Bretagne (entité J), la craie de Bourgogne et de Champagne (entités D et H), et la partie nord des formations volcaniques du Massif central (entité R). La craie du Séno-Turonien de Normandie/Picardie

(entité B) présente quant à elle des niveaux piézométriques très largement à la baisse sur sa partie ouest, tandis que des divergences apparaissent sur sa partie Est avec des niveaux piézométriques qui peuvent être soit à la hausse, soit à la baisse.

Certaines entités comme les formations alluviales de la plaine d'Alsace (entité I) présentent de fortes divergences spatiales des tendances piézométriques, pouvant être aussi bien à la hausse qu'à la baisse (Fig. 32b). Et bien que les tendances piézométriques y soient opposées, une bonne partie d'entre-elles sont tout de même statistiquement significatives.

Enfin, seuls les niveaux piézométriques des calcaires du Jurassique du nord du Bassin Aquitain (entité O) ne présentent globalement pas de tendance (Fig. 32b).

Tableau 1. Gamme par entité hydrogéologique des tendances normalisées sur la période 1996-2019.

Hydrogeological entities	Lower bound - Slope (% of WLF)	Upper bound - Slope (% of WLF)	Number of boreholes
Seno-Turonian chalk of Artois-Picardy	-22	25	18
Seno-Turonian chalk of Normandy/Picardy	-52	16	30
Seno-Turonian chalk of Champagne	-13	3	8
Jurassic limestones from Sarthe to Bessin	-6	26	5
Lutetian and Ypresian sands of Paris Basin	-57	0	3
Jurassic limestones of Lorraine and Côte-des-Bars	-7	3	4
Triassic sandstones of Lorraine	-76	-16	2
Upper Eocene limestones of Paris Basin	-5	9	4
Alluvial formations of Alsace	-34	40	18
Limestones of Beauce	-8	35	8
Chalk of Bourgogne and Gâtinais	-12	-1	4
Triassic limestones of Lorraine	0	0	1
Bedrocks of Britain	-19	42	10
Jurassic limestones of Berry	-13	0	9
Jurassic limestones of Poitou	-32	-13	6
Fractured Jurassic limestones of northern Aquitaine Basin	-9	0	7
Alluvial and fluvio-glacial formations of Rhone valley	-47	0	11
Volcanic formations of Central Massif	-21	0	5
Various calcareous formations of Aquitaine Basin	-39	-14	3
Plio-Quaternary sands of Aquitaine Basin	-10	0	3
Alluvial formations of Mediterranean region	-35	31	12

Tableau 2. Gamme par entité hydrogéologique des tendances normalisées sur la période 1976-2019.

Hydrogeological entities	Lower bound - Slope (% of WLF)	Upper bound - Slope (% of WLF)	Number of boreholes
Seno-Turonian chalk of Artois-Picardy	-31	34	15
Seno-Turonian chalk of Normandy/Picardy	-48	12	29
Seno-Turonian and Turonian chalk of Champagne	-30	5	8
Jurassic limestones from Sarthe to Bessin	-21	13	4
Lutetian and Ypresian sands of Paris Basin	-30	-17	3
Upper Eocene limestones of Paris Basin	-53	0	4
Alluvial formations of Alsace	-11	47	13
Limestones of Beauce	-55	-9	8
Upper Cretaceous chalk of Bourgogne	-13	-3	3

Le signe des tendances piézométriques sur la période 1976-2019 est globalement plus homogène à l'échelle du Bassin parisien puisqu'elles sont majoritairement à la baisse (Fig. 32a). Les niveaux piézométriques des calcaires de Beauce (entité E) sont à la baisse contrairement à ce qui a pu être estimé sur la période 1996-2019. Ces tendances à la baisse peuvent être également constatées pour les niveaux piézométriques de la craie de Normandie/Picardie (entité B), même si certains puits ne présentent pas de tendance des niveaux piézométriques ou une tendance à la hausse (un seul puit). Les tendances à la baisse dans cette entité sont très souvent statistiquement significatives. Les niveaux piézométriques dans les sables et calcaires de l'Yprésien et du Lutétien (entité G) sont également à la baisse, tout comme les niveaux piézométriques des calcaires du Jurassique en bordure de la Manche (entité A) et ceux de la craie de Bourgogne (entité H). Les tendances à la baisse estimées pour ces entités ne sont pas toujours statistiquement significatives, et aucune ne l'est pour la craie de Bourgogne.

Certaines entités comme la craie de Champagne (entité D), les formations alluviales de la plaine d'Alsace (entité I), ou encore la partie sud de la craie d'Artois-Picardie (entité C) présentent quant à elles une diversité assez prononcée du signe de la tendance des niveaux piézométriques : elles peuvent être aussi bien à la hausse qu'à la baisse lorsqu'il existe une tendance (Fig. 32a). Les tendances dans la craie de Champagne (entité D) et les formations alluviales de la plaine d'Alsace (entité I) sont cependant très souvent statistiquement significatives lorsqu'elles sont respectivement à la baisse et à la hausse.

Enfin, la partie sud des calcaires du Jurassique en Normandie (entité A) ou encore la partie nord de la craie d'Artois-Picardie (entité C) présentent des niveaux piézométriques à la hausse (Fig. 32a). La moitié des tendances à la hausse sont statistiquement significatives pour la craie d'Artois-Picardie.

1.2. Comparaison des tendances détectées dans les niveaux piézométriques avec celles détectées dans les précipitations efficaces

Une comparaison entre la magnitude et principalement le signe des tendances détectées sur les niveaux piézométriques moyens mensuels et les précipitations efficaces (cumuls mensuels) est réalisée dans cette partie. L'idée est ici de déterminer si les tendances identifiées dans les niveaux piézométriques sont effectivement bien d'origine climatique, par exemple dans le cas où une tendance à la baisse est observée à la fois dans les niveaux piézométriques et les précipitations efficaces. Cette comparaison est effectuée sur les figures 33 et 34 qui présentent les pentes de Sen calculées pour les niveaux piézométriques (rouge) et les précipitations efficaces (bleu), respectivement sur les périodes 1996-2019 et 1976-2019. Sur ces cartes, un bâton qui pointe vers le bas (haut) indique une pente de Sen négative (positive) donc une tendance à la baisse (hausse), tandis que la longueur du bâton indique la valeur de la pente de Sen (la magnitude de la tendance). La significativité statistique au seuil de 95% est indiquée par des hachures sur le bâton (i.e., le bâton est hachuré lorsque la tendance est statistiquement significative).

Période 1996-2019

Les précipitations efficaces présentent très largement des tendances à la baisse sur le territoire français pour la période 1996-2019, même si peu de ces tendances sont statistiquement significatives (Fig. 33). Seule la région Alsacienne (entités S et I) et le Massif central (entité R) concentrent des tendances à la baisse des précipitations efficaces statistiquement significatives. Très localement, il est possible d'observer des tendances à la hausse, mais la magnitude de ces tendances est souvent très faible et les tendances non significatives statistiquement (e.g., calcaires du Jurassique de la Sarthe au Bessin – entité A, partie sud de la craie du Séno-Turonien de Normandie/Picardie – entité B, partie sud des calcaires du Jurassiques fissurés du nord du Bassin Aquitain – entité O).

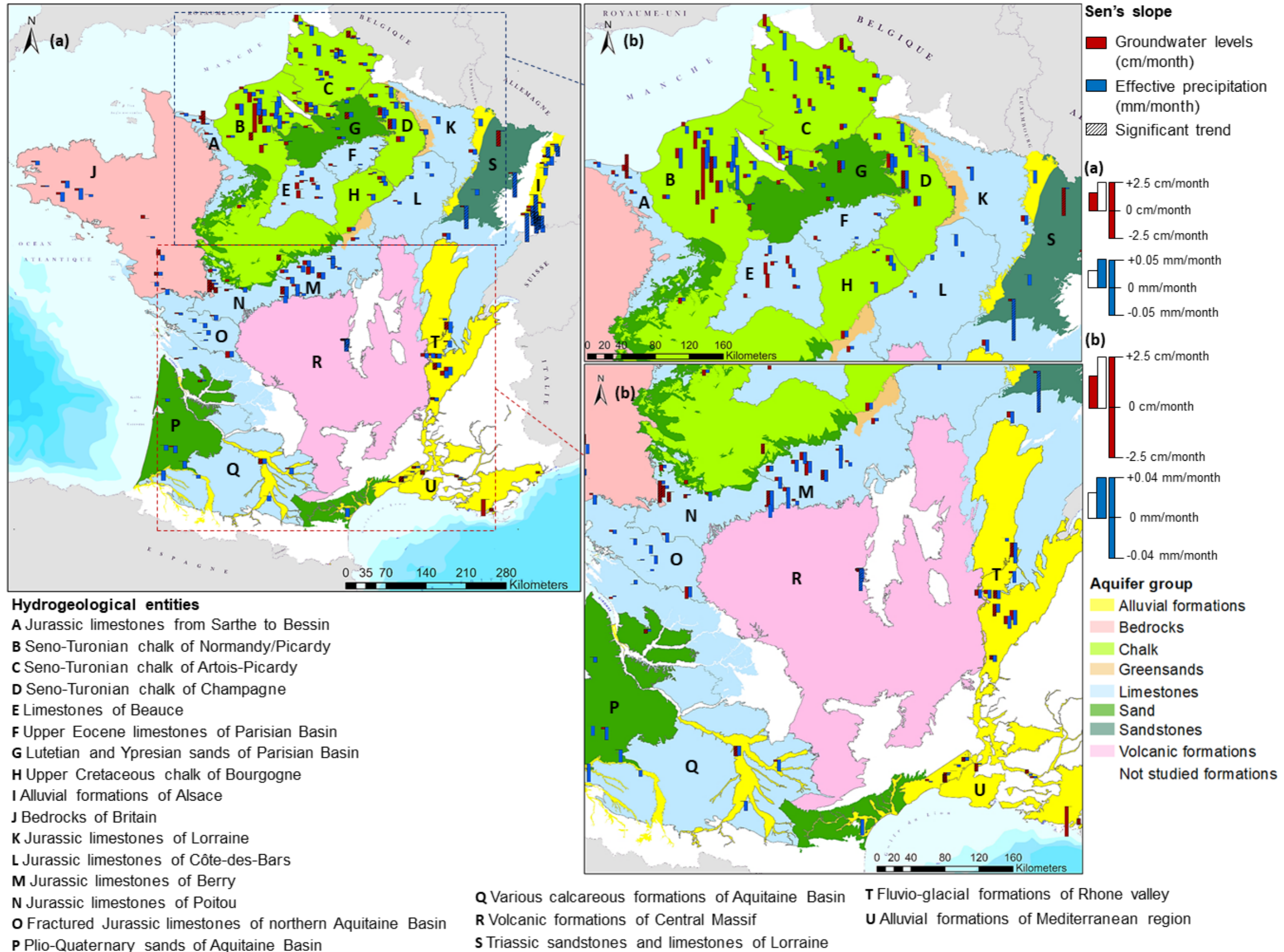


Figure 33. Comparaison des pentes de Sen calculées pour les niveaux piézométriques moyens mensuels et les précipitations efficaces cumulées sur la période 1996-2019. La significativité statistique est testée pour un seuil de 95%.

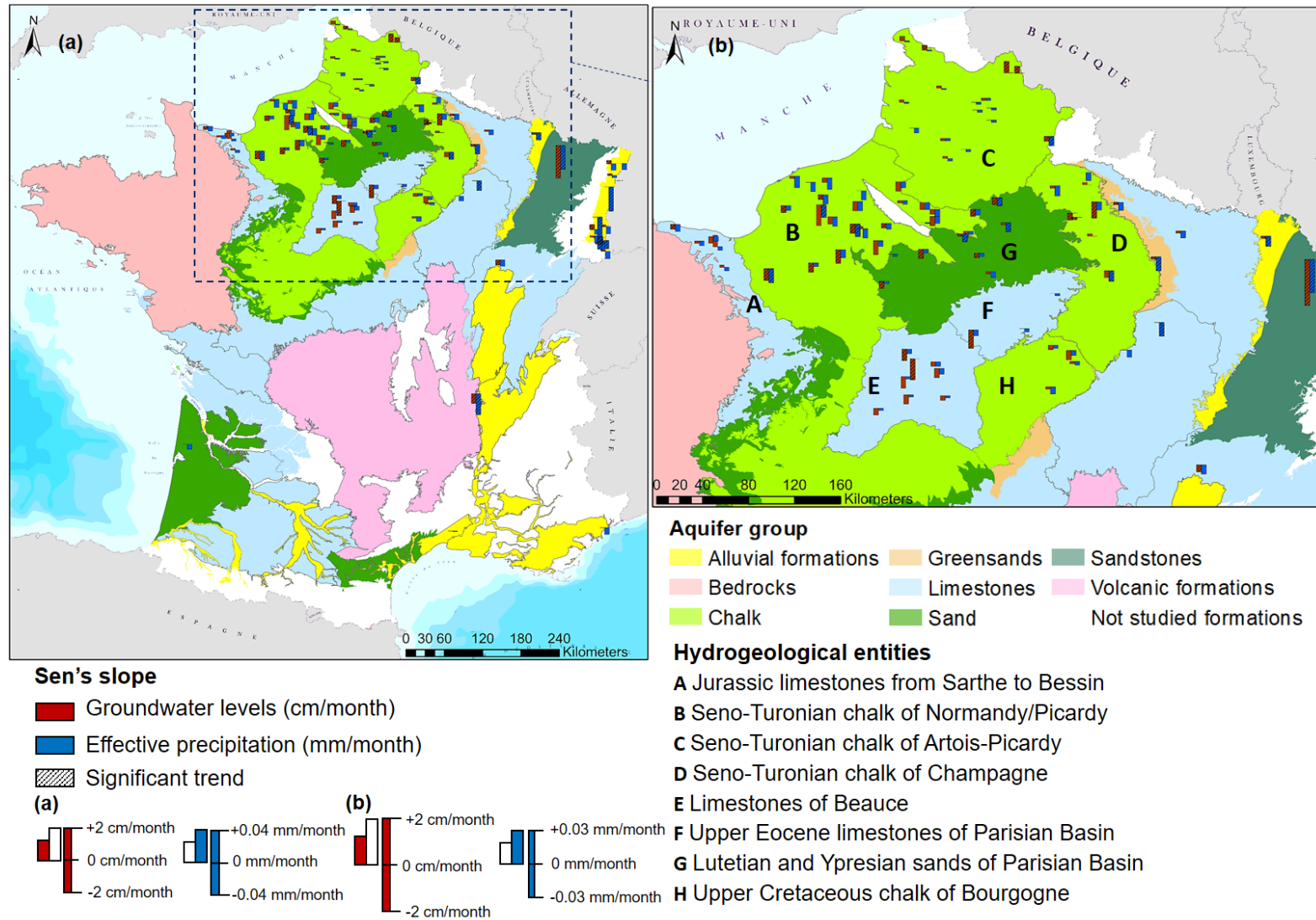


Figure 34. Comparaison des pentes de Sen calculées pour les niveaux piézométriques moyens mensuels et les précipitations efficaces cumulées sur la période 1976-2019. La significativité statistique est testée pour un seuil de 95%.

La comparaison des tendances estimées pour les niveaux piézométriques et pour les précipitations efficaces indique des différences majeures du signe de la tendance pour la région de la craie d'Artois-Picardie (entité C – niveaux piézométriques à la hausse vs précipitations efficaces à la baisse) ou la région sud de la craie de Normandie/Picardie (entité B – niveaux piézométriques à la baisse vs précipitations efficaces à la hausse) (Fig. 33). Dans ces cas-ci, les tendances des précipitations efficaces ne semblent pas expliquer les tendances observées dans les niveaux piézométriques.

Pour les autres régions lorsqu'une tendance à la baisse est observée dans les précipitations efficaces, une tendance à la baisse (ou nulle) des niveaux piézométriques est également observée (Fig. 33). Ceci indique plutôt une bonne concordance entre l'évolution du signal climatique et du signal piézométrique à l'échelle de la France métropolitaine sur la période 1996-2019.

Période 1976-2019

Sur la période 1976-2019, les tendances des précipitations efficaces sont également très majoritairement à la baisse (Fig. 34). Cependant, la significativité statistique de ces tendances n'est pas homogène sur le nord de la France : pour une même région, certaines chroniques de précipitations efficaces présentent des tendances statistiquement significatives alors que des chroniques à proximité présentent des tendances qui ne le sont pas.

Sur cette plus longue période, des tendances opposées entre les précipitations efficaces et les niveaux piézométriques peuvent être encore observées pour la région de la craie d'Artois-Picardie (entité C – niveaux piézométriques à la hausse vs précipitations efficaces à la baisse), mais la magnitude des tendances est particulièrement faible pour les deux variables. Sur cette période, le même phénomène de tendances opposées entre la variable climatique et les niveaux piézométriques peut être cette fois identifié pour la région sud des calcaires du Jurassique de Normandie (entité A), et certains secteurs de la nappe alluviale d'Alsace. Alors que des tendances opposées entre les précipitations efficaces et les niveaux piézométriques ont été observées sur la période 1996-2019 pour la région sud de la craie de Normandie/Picardie (entité B), elles sont cette fois de même signe (à la baisse) sur la période 1976-2019 (Figs. 33 et 34).

Pour le reste des régions du nord de la France, lorsqu'une tendance à la baisse est observée dans les précipitations efficaces, une tendance à la baisse (ou nulle) des niveaux

piézométriques est également observée. Ce qui signifie de nouveau une bonne concordance entre l'évolution du signal climatique et du signal piézométrique sur la période 1976-2019.

1.3. Conclusion sur l'évolution des niveaux piézométriques et des précipitations efficaces en France métropolitaine

En France métropolitaine, les niveaux piézométriques sont majoritairement à la baisse sur les deux périodes d'étude (1976-2019 et 1996-2019). Une diminution des précipitations efficaces peut être également observée à l'échelle du territoire métropolitain, même si les tendances estimées ne sont pour la plupart pas statistiquement significatives. Bien que la majorité des entités hydrogéologiques présentent des niveaux piézométriques à la baisse, certaines présentent au contraire une augmentation des niveaux piézométriques comme la partie nord de la craie du Séno-Turonien d'Artois-Picardie, ou encore la partie sud des calcaires du Jurassique de Normandie. Des tendances à la hausse des niveaux piézométriques peuvent être également observées plus localement au sein de certains aquifères sur les deux périodes d'étude (e.g., formations alluviales d'Alsace). D'autre part, certaines entités hydrogéologiques (e.g., les calcaires de Beauce) présentent des tendances piézométriques opposées entre les deux périodes d'études : une hausse sur la période 1996-2019 et une baisse sur la période 1976-2019. On peut donc légitimement s'interroger sur les conclusions à tirer de cette étude, lorsqu'on observe des tendances d'évolution opposées d'une période à l'autre au sein d'un même aquifère.

De plus, les régions pour lesquelles une augmentation des niveaux piézométriques peut-être observée présentent souvent et étonnamment une diminution des précipitations efficaces. Ceci signifie que la diminution (potentielle) de la recharge ne se reflète pas dans les niveaux piézométriques. Une hypothèse probable pour expliquer ce phénomène pourrait être l'influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances piézométriques estimées. En effet, les bassins versants et les aquifères ont la capacité de filtrer les fluctuations rapides des précipitations, et exacerber les fluctuations lentes (pluri-annuelles) induites par la variabilité climatique interne. Beaucoup de travaux en hydrologie de surface ont montré la forte influence de cette variabilité basse fréquence sur les tendances estimées (Hannaford et al., 2013 ; Ekolu et al., 2022). Par conséquent, la variabilité basse fréquence qui est également présente dans les niveaux piézométriques, pourrait facilement masquer ou inverser les tendances induites par une diminution progressive de la recharge.

Cette interrogation nous amène donc à nous poser différentes questions :

- Dans quelle mesure les niveaux piézométriques de France métropolitaine sont-ils contrôlés par la variabilité basse fréquence ?
- Dans quelle mesure influence-t-elle les tendances piézométriques estimées ?

Ces questions sont abordées dans la prochaine partie de ce chapitre.

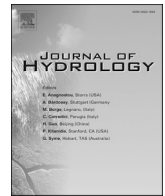
2. Influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances piézométriques

2.1. Contexte de l'article

Les résultats de la précédente partie ont montré que le signe des tendances des niveaux piézométriques peut varier en fonction de la période d'étude ; il est donc difficile de tirer une conclusion sur l'évolution des niveaux piézométriques dans certains aquifères. De plus, les niveaux piézométriques de certains aquifères présentent des tendances opposées (signe opposé) à celles estimées pour les précipitations efficaces. Ces résultats soulèvent notamment la question suivante : est-ce que ceci pourrait être lié à la variabilité basse fréquence et à l'effet mémoire de l'aquifère ?

Pour répondre à cette question, l'article suivant vise en premier lieu à quantifier la proportion de variance des niveaux piézométriques expliquée par la variabilité basse fréquence. D'autre part, il vise à déterminer plus spécifiquement si l'absence (présence) de certaines composantes basses fréquences dans le signal piézométrique peut modifier les tendances estimées, et donc à déterminer si la présence de ces composantes peut atténuer, accentuer, inverser les tendances piézométriques.

2.2. Article



Research papers

Influence of low-frequency variability on groundwater level trends

Lisa Baulon^{a,b,*}, Delphine Allier^b, Nicolas Massei^a, Hélène Bessiere^b, Matthieu Fournier^a,
Violaine Bault^b

^a Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France

^b BRGM, 3 av. C. Guillemin, 45060 Orleans Cedex 02, France

ARTICLE INFO

This manuscript was handled by Andras Barossy, Editor-in-Chief, with the assistance of Ashish Sharma, Associate Editor

Keywords:

Low-frequency variability
Groundwater level trends
Metropolitan France
Maximum overlap discrete wavelet transform

ABSTRACT

Estimating groundwater level evolution is a major issue in the context of climate change. Groundwater is a key resource and can even account in some countries for more than half of the water supply. Groundwater trend estimates are often used for describing this evolution. However, the estimated trend obviously strongly depends on available time series length, which may be caused by the existence of long-term variability of groundwater resources. In this paper, using a groundwater level database in Metropolitan France as an example, we address this issue by exploring how much trend estimates are sensitive to low-frequency variability of groundwater levels. Database consists of relatively undisturbed groundwater level time series regarding anthropogenic influence (water abstraction by either continuous or periodic pumping). Frequent changes in trend direction and magnitude are detected according to time series length, which can eventually lead to contradictory interpretations of the groundwater resource evolution, as presented in first part of this article. To assess whether low-frequency variability – known to originate from climate variability – can induce such modifications of trends, we explored in a second step the multi-time scale variability of groundwater levels using a methodology based on discrete wavelet transform. Most of the time series displaying changing trends depending on time series length corresponded to aquifers with high-amplitude low-frequency variability of groundwater levels. Two predominant low-frequency components were detected: multi-annual (~7 years) and decadal (~17 years). We finally examined how much those two low-frequency components may affect trend estimates on the longer time period available. For this purpose, we individually removed each of both components from the original time series by discrete wavelet filtering and re-estimated trends in the filtered groundwater level time series. The results showed that the groundwater level trends were highly sensitive to the presence of any of these low-frequency components, which may then strongly influence the estimated trends either by exaggerating or mitigating them. These results emphasize that i) attributing the estimated trends only to climate change would be hazardous given the large influence of low-frequency variability on groundwater level trends, ii) estimation of trends in hydrological projections resulting from General Circulation Models (GCM) outputs in which low-frequency variability is not well represented would be subject to strong uncertainty, iii) a potential change in the amplitude of internal climate variability – e.g. increasing or decreasing low-frequency variability – in the next decades may lead to substantial changes in groundwater level trends.

1. Introduction

According to Iliopoulou and Koutsoyiannis (2020), the number of scientific publications using the word “trend” has steadily increased over the past two decades, especially in relation to hydroclimatological variables. Various scientific questions and aims can lead scientists to search for trends in hydrological processes. The assessment or forecasting of the qualitative and quantitative evolution of environmental

variables – such as detecting short- to long-term increases or decreases – are part of this (Visser et al., 2009; Giuntoli et al., 2013; Sakizadeh et al., 2019; Caporali et al., 2020; Dudley et al., 2020). These questions are related to resource preservation issues in the context of global change. For instance, the European Union’s Water Framework Directive is based on this philosophy: detect negative trends in water resources (stream-flow and groundwater levels) with the aim of their protection (European Commission, 2009); deterioration of a resource can cause restrictions on

* Corresponding author at: Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France.

E-mail address: lisa.baulon@etu.univ-rouen.fr (L. Baulon).

freshwater withdrawals.

In the context of climate change, assessing the long-term evolution of hydrological variables and associated extremes is a major issue, particularly for identifying which parts of this evolution can be attributed to climate change and to anthropogenic forcing (Massei et al., 2020). For groundwater, this issue is even more relevant when considering pumping; for instance, groundwater provides 65% of the water supply in France (Chataigner and Michon, 2019). Hence, the study of long-term groundwater level evolution is especially relevant for management purposes and the knowledge of groundwater resource capacity. Methods for identifying linear or monotonic trends are commonly used for describing changes in hydrological variables (Stahl et al., 2010; Lorenzo-Lacruz et al., 2012; Blöschl et al., 2019; Pathak and Dodamani, 2019; Vicente-Serrano et al., 2019; Mohanavelu et al., 2020; Peña-Angulo et al., 2020).

Although the detection of monotonic trends is a widely used tool for quantifying evolution of hydrological variables, its use may still raise questions. First, they cannot be extrapolated to other study periods, and longer or shorter periods, regardless of the type of variable considered (Koutsoyiannis, 2006; Burn and Whitfield, 2018). For a given region, authors commonly find contradictory or varying results as trends are often not estimated over the same periods, a point that is often discussed as a major issue (Hannaford et al., 2013; Degefu et al., 2019). Therefore, their “non-extrapolability” makes them poor predictors and unsuitable for forecasting (Iliopoulou and Koutsoyiannis, 2020). Second, trends commonly reflect long-range dependence/autocorrelations, because of low-frequency variability in the hydroclimatic variables of interest (Iliopoulou and Koutsoyiannis, 2020). Such variability generated by large-scale atmospheric and oceanic circulation patterns is the primary source of a “misperceived” trend, as short-term periods affected by a trend may actually be part of longer-term fluctuations. Multi-temporal trend-definition methods have been developed to highlight this dependence of trend assessment on low-frequency variability (multi-annual–multidecadal) in hydroclimatic variables and to avoid trend “misperceptions” (McCabe and Wolock, 2002; Schmockler-Fackel and Naef, 2010; Hannaford et al., 2013; Stojković et al., 2014; Peña-Angulo et al., 2020). For instance, Hannaford et al. (2013) demonstrated that trend direction and magnitude are highly influenced by interdecadal variability.

Given the influence of interdecadal variability, and more generally low-frequency variability, on the hydrological trends, it is crucial to better understand the large-scale origin of these fluctuations and how catchments can filter and modify them. In this regard, Gudmundsson et al. (2011) indicated that the low-frequency variability of runoff directly originates from the large-scale atmospheric circulation, while the catchments properties control the proportion of variance of low-frequency variability in hydrological variables. Simultaneously, a large amount of studies addressed the large-scale origins of such variabilities in hydroclimatic variables (streamflow, precipitation, groundwater, temperature), using climate indices and atmospheric fields (Massei et al., 2010; Boé and Habets, 2014; Dieppois et al., 2013; Dieppois et al., 2016; Massei et al., 2017; Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019).

Across the whole metropolitan France area, Fossa et al. (2021) detected ~3-yr and ~7-yr variabilities in streamflow, precipitation and temperature but with fluctuating amplitudes depending on the region. At a smaller regional scale, particularly in the Seine watershed, many studies previously highlighted these same two low-frequency variabilities in precipitation and streamflow as well as a ~17-yr variability (Massei et al., 2007; Massei et al., 2010; Fritier et al., 2012; Massei and Fournier, 2012; Dieppois et al., 2013; Massei et al., 2017). The North Atlantic Oscillation (NAO) was described as one significant driver of such temporal signature (~7-yr and ~17-yr) in precipitation and streamflow (Massei et al., 2007; Massei et al., 2010). Later, Massei et al. (2017) highlighted using a composite analysis with Sea Level Pressure (SLP) that the atmospheric pattern associated to the ~7-yr variability

was not exactly reminiscent of the NAO, with centers of action actually shifted to the North. Similarly, the pattern associated to ~17-yr variability was a spatially extended pattern across the Atlantic ocean with lower SLP roughly following the Gulf Stream front. This result highlighted that atmospheric patterns associated to ~7-yr and ~17-yr variabilities are not similar and these atmospheric patterns exhibit centers of action that are not necessarily corresponding to those of established climate indices such as the NAO.

Aquifers very often act as rather strong low-pass filters, leading to high-amplitude low-frequency variability in groundwater levels. In other words, aquifers filter out high-frequency (short-term) variations of the precipitation input more or less significantly, letting only low-frequency (longer-term) variations dominate the overall variability of the groundwater level signal. Some studies also investigated the role played by geological characteristics in controlling the magnitude of these fluctuations in groundwater levels: thickness of superficial formations, of the vadose zone, hydraulic properties of aquifers (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Velasco et al., 2017). In Normandy, Slimani et al. (2009) and El Janyani et al. (2012) identified a significant ~7-yr variability in groundwater levels of chalk aquifer consistent with many previous works that had already documented the presence of both ~7-yr and ~17-yr variabilities, and their link to the NAO in northern France on precipitation (Massei et al., 2007) or river flow (Massei et al., 2010, 2012, 2017). Later, the exact same multi-annual and decadal fluctuations were also identified in groundwater levels in Great Britain (Rust et al., 2019) and on the western European continent (Liesch and Wunsch, 2019; Neves et al., 2019).

In this article, we specifically addressed the issue of the influence of low-frequency variability on groundwater level trend estimates. In metropolitan France, for instance, many changes in trend direction and magnitude were observed depending on the length of time series considered, thus leading to completely contradictory conclusions on groundwater level evolutions, as exposed in Section 3.1. In some surface hydrology studies (e.g. Hannaford et al., 2013, as mentioned previously), such contradictory conclusions were related to low-frequency variability. Therefore as a second step, we aimed to determine whether French aquifers concerned by these regular changes in trend direction and magnitude, exhibited a significant low-frequency variability in groundwater levels. In Section 3.2, we thus broke down groundwater level signals using discrete wavelet transform and quantified the variance percentage of total signal explained by each time scale of variability. Finally, in a third step, we examined if and how low-frequency variability influenced trend estimates by filtering out each low-frequency component from the original time series using discrete wavelet transform and re-estimating trends on filtered time series (Section 3.3.). This last point is particularly important because if the low-frequency variability significantly influences the estimated groundwater level trends, this has several implications:

- (i) First, regarding the identification of traces of climate change in groundwater levels. Indeed, if the low-frequency variability in groundwater levels significantly affects trend estimates, it is hazardous to conclude that, for instance, a decreasing evolution of groundwater levels is directly the result of climate change. Indeed, such trends would then be primarily the result of internal climate variability instead of anthropogenic climate change.
- (ii) Second, regarding future projections. Indeed, trend estimates in hydrological projections resulting from GCM outputs in which low-frequency variability is not well represented would be subject to strong uncertainty.
- (iii) Third, regarding future evolutions. Indeed, a potential change in the amplitude of internal climate variability – e.g. increasing or decreasing low-frequency variability – in the next decades may lead to substantial changes in groundwater level trends.

2. Data and methods

2.1. Data

2.1.1. Groundwater data

For this study, we used 215 boreholes in continental France, with groundwater level time series being little or not affected by pumping (Fig. 1). They were selected from a BRGM database on boreholes not influenced by human activities (Baulon et al., 2020) that was constituted in three steps:

- (i) a selection of boreholes with time series satisfying criteria of duration, minimum amount of data per month, maximum length of gaps;
- (ii) the crossing of pre-selected boreholes with other BRGM databases on known anthropogenic influences;
- (iii) numerous visualisations of time series with the hydrogeologists responsible for piezometric networks, in order to retain only non-influenced boreholes.

Time series of boreholes in this database were initially gathered in the ADES database that contains all groundwater data (quantity and quality) across continental France (<https://ades.eaufrance.fr/>).

The criteria satisfied for selecting groundwater level time series in the database, and thus for the present study, were:

- The duration of the groundwater level time series must be >30 yr for regions where monitoring history is sufficiently long, and >20 yr for regions where monitoring history is shorter.

- The time series must contain a minimum amount of data in a month. This minimum amount is divided into two parts. A date of sampling-frequency change is identified in each time series, and the minimum sampling frequency must be at least one datum per month before this date and three data per month after this date.
- The length of consecutive gaps must be <3 yr for time series starting after 1950 and <10 yr for time series starting before 1950. This allows time series in the new database to preserve low-frequency variability in the data. Several gaps in the time series can be allowed if these criteria are respected, and if the number of gaps and their lengths are small.

Before data analysis, a visual check of the groundwater level time series served to remove or correct erroneous data. Wishing to qualify the behaviour of water tables by including annual variability, we decided to work on monthly averages. Any missing months in these time series were then filled by linear interpolation, before spectral analyses.

In continental France, groundwater level time series in some regions span on a limited historical time period, especially in western and southern France. Hence, we decided to focus on two different time spans: 1996–2019 and 1976–2019. For all French aquifers, the analyses cover the 1996–2019 period, ensuring a good trade-off between time series length and spatial coverage (215 time series available). The longer period, spanning 43 years between 1976 and 2019, covered 102 time series in northern France. These two periods are referred to as “reference periods”.

In our study, the selected wells are representative of the various French hydrogeological contexts: alluvial, sedimentary, volcanic, and bedrock aquifers, but most wells are in sedimentary aquifers, primarily in the Paris Basin, and some in the Aquitaine Basin. Each well is attached to a hydrogeological area based on the groundwater bodies.

In the resulting database, the Seno–Turonian chalk aquifer of the Paris Basin is the best represented (60 boreholes), followed by Jurassic limestone aquifers in Lorraine, Berry, and Poitou on the rim of the Paris Basin (19 boreholes), and the Eocene Beauce limestones aquifer (8 boreholes). Wells in the Aquitaine Basin mainly capture the Jurassic limestone aquifer of the northern part of the Basin (7 boreholes) and multiple sedimentary hydrogeological formations in the southern part (sand, limestone: 10 boreholes). Finally, most of the wells selected in the Rhône valley monitor alluvial and fluvio-glacial formations (11 boreholes).

Alluvial aquifers are also well represented in the dataset, especially the Rhine/Vosges alluvium (18 boreholes) in Alsace, the Garonne alluvium in the Toulouse region (3 boreholes), and recent alluvium in the Mediterranean region (11 boreholes).

Some wells in the Central Massif are located in volcanic aquifers in various formations with different behaviour of groundwater levels (5 boreholes). Finally, bedrock aquifers are monitored by a few selected wells in the Armorican Massif (10 boreholes).

2.1.2. Precipitation data

Precipitation data used in this study come from the SAFRAN reanalysis (Vidal et al., 2010), which provides daily data on an 8×8 km² mesh covering France from 1958 to 2019. In addition, based on meteorological data (precipitation (P), snow, temperature, and Penman-Monteith potential evapotranspiration (PET)) from the SAFRAN reanalysis, effective precipitation (EP = P – PET) data were computed using a gridded water-budget model with 8 km resolution at a daily time step, relying on the water-budget method of Edijatno and Michel (1989). The water-budget method considers that in the water cycle, the soil acts as a reservoir characterized by its water storage capacity. Edijatno and Michel (1989) introduced a quadratic law to progressively empty the soil water reserves and to distribute the positive difference between P and PET between EP and soil storage. In the present study, the temporal resolution of both precipitation and effective precipitation was set at a monthly time step by using monthly cumulated data.

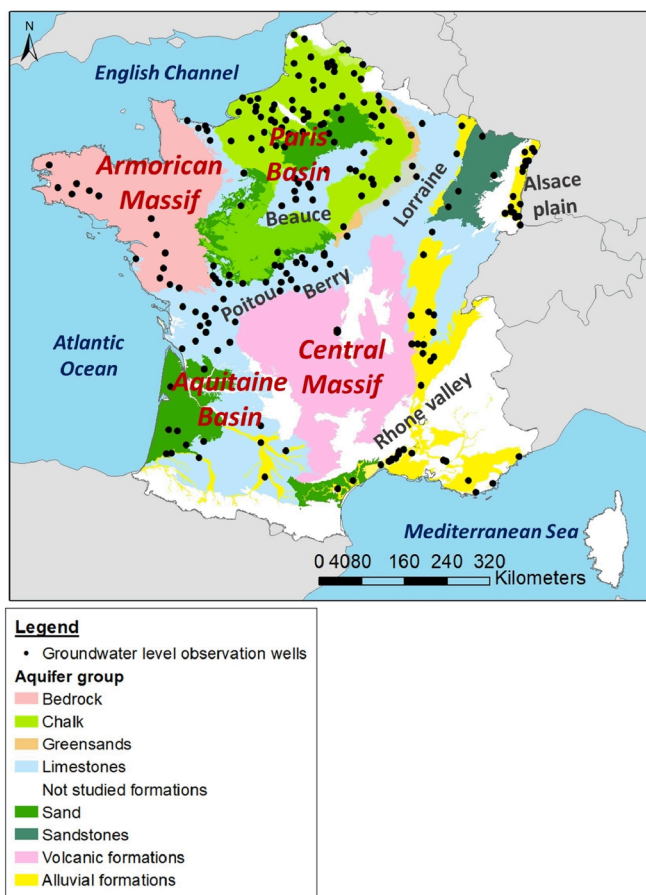


Fig. 1. Spatial distribution of the 215 little- or non-influenced groundwater boreholes in continental France.

2.2. Methods

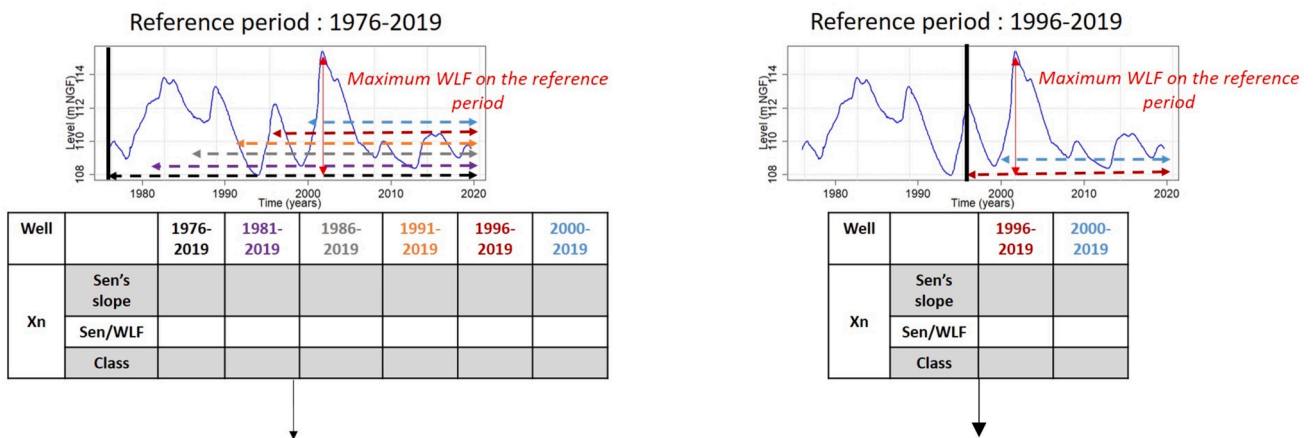
2.2.1. Trends over multiple time series lengths

We first estimated groundwater level trends over multiple time series lengths. We then determined whether changes in the length of time series affected trend estimates, by assessing the stability of trends when comparing the direction and magnitude of trends over decreasing periods. The procedure is illustrated in Fig. 2a. As explained above, we split the trend stability analysis into two reference periods, 1976–2019 and 1996–2019, corresponding to the best agreements between the spatial distribution of wells and groundwater level time series lengths over northern aquifers (102 boreholes) and all of continental France (215 boreholes), respectively. The 1996–2019 reference period provided an image of the stability of groundwater level trends through whole continental France, though over a relatively short period. To improve the consistency of the study, the 1976–2019 reference period was used for obtaining a longer historical hindsight, but covering only northern aquifers due to the data availability.

To complete the stability analysis, we first evaluated the magnitude of trends and their statistical significance over different study periods (Fig. 2a; Step 1). Within the 1976–2019 reference period, trends were estimated for all groundwater level time series over six periods: 1976–2019, 1981–2019, 1986–2019, 1991–2019, 1996–2019 and 2000–2019. Within the 1996–2019 reference period, groundwater level trends were estimated over two study periods: 1996–2019 and 2000–2019. The significance of monotonic trends was determined with a modified Mann–Kendall trend test for autocorrelated data (Hamed and Ramachandra Rao, 1998). Compared to the well-known Mann–Kendall trend test (Mann, 1945; Kendall et al., 1987), the modified Mann–Kendall trend test considers autocorrelation by correcting probability values (p-values) after accounting for autocorrelation. The threshold for statistical significance was set at 5%. As we primarily aimed at quantifying changes in groundwater level trends in relation to groundwater stock variation over decreasing time periods – which cannot be estimated by the significance value of the modified Mann–Kendall trend test – we developed an indicator describing this phenomenon. Therefore,

(a)

Step 1 : a. Assessment of Sen’s slope; b. Normalisation by maximum WLF; c. Assignment to a magnitude class



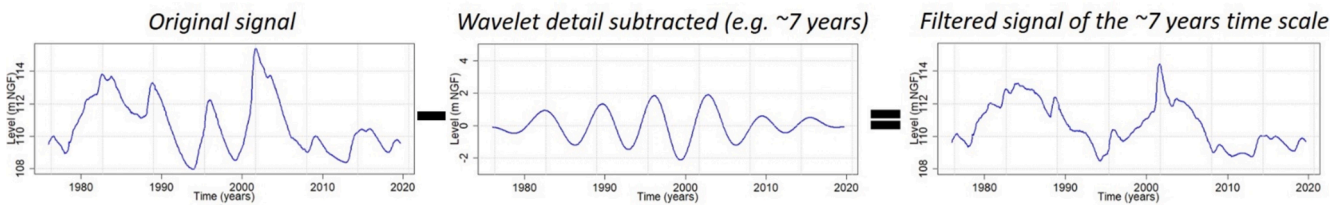
Step 2 : Class comparison

Well		1976-2019	1981-2019	1986-2019	1991-2019	1996-2019	2000-2019	Sign stability	Class stability
Xn	Class	Strong ↘	Strong ↘	Strong ↘	Moderate ↘	Strong ↘	Strong ↘	Still ↘	Unstable

Well		1996-2019	2000-2019	Sign stability	Class stability
Xn	Class	Strong ↘	Strong ↘	Still ↘	Stable

(b)

Step 1 : Subtraction of the time scale of interest



Step 2 : Sen’s slope calculation and normalisation by maximum WLF of original data

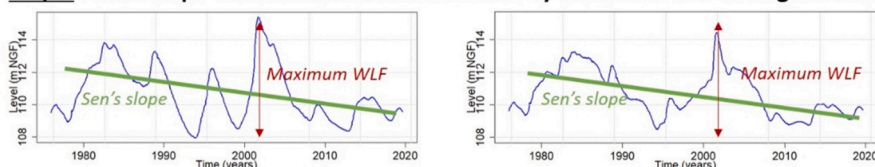


Fig. 2. Workflow of (a) trend stability analysis over decreasing time periods and (b) assessment of groundwater low-frequency influence on trend direction and magnitude. “WLF” is “water level fluctuation”.

although the statistical significance of trends was also tested in the present study, we decided to present only the afore-mentioned indicator.

To develop this indicator, we first assessed the magnitude of trends by estimating Sen's slope (Sen, 1968), this method was selected as it is less sensitive to outliers than linear regression. The slope is defined as the median of the set of slopes calculated between pairs of points. To evaluate the relative importance of trends, compared to the groundwater stock variation, the percentage of decrease or increase in groundwater levels compared to the maximum water level fluctuation (WLF) was calculated using the following equation:

$$\text{Percentage of decrease/increase} = \left(\frac{\text{Sen's slope} \times \text{duration}}{\text{Maximum WLF}} \right) * 100 \quad (1)$$

where maximum WLF is the difference between the highest and the lowest groundwater levels measured for a given time series. This normalisation of Sen's slope by the maximum WLF allowed comparing the magnitude of groundwater trends between aquifers with various water table behaviours and significant differences in their water stock variations.

The percentages of groundwater level loss/gain against maximum WLF were split into five classes according to their magnitude:

- Negligible trends between -1% and $+1\%$ of maximum WLF;
- Moderate upward or downward trends between $+1\%$ and $+10\%$, or -1% and -10% , of the maximum WLF, respectively;
- Strong upward or downward trends between $+10\%$ and $+100\%$, or -10% and -100% , of the maximum WLF, respectively.

This normalisation was applied to every well for each period analysed. The maximum WLF adopted, i.e. that of the two reference periods, remained constant from one period to the next, as it is a parameter that we used for characterising the groundwater stock variation.

For each well, the trend stability was evaluated by comparing the trend direction and belonging to the above classification for all studied periods (Fig. 2a; Step 2). For a given borehole, the groundwater trend can be stable or unstable in direction. We considered a trend direction "stable" if its direction was constantly upward, downward, or negligible from one period to another. Conversely, a trend was "unstable" when its direction fluctuated depending on the study period, or whether a trend emerged, such as a negligible trend for a given period followed by an upward or downward trend for the next period. Moreover, a "direction-stable" trend can be stable or unstable in magnitude; it is stable when the magnitude class does not change between periods and unstable if it does change.

2.2.2. Groundwater multi-timescale variability analysis

To determine the importance of low-frequency variability in groundwater levels, we identified and extracted high- to low-frequency wavelet components by multiresolution analysis, using the maximum overlap discrete wavelet transform (MODWT) algorithm. Like the more common discrete wavelet transform (DWT) method, MODWT is an iterative filtering of time series using a series of low- and high-pass filters, producing one high-frequency component, or "wavelet detail", and one lower frequency component called "approximation" or "smooth" at each scale. The smooth component is then further decomposed into a wavelet detail and a smooth component, the latter being decomposed again until it can no longer be decomposed. The original signal can be reconstructed by summing up all the wavelet details and the last smooth. The original signal is then separated into a relatively small number of wavelet components from high to low frequencies, which together explain the total variability of the signal. For this study, the maximum decomposition level used in the MODWT was $\log_2(N)$ where N is the length of the time series. The least-asymmetric (symmlet) wavelet "s20" was used in order to better capture variability at all time scales of sometimes relatively smooth groundwater level time series.

However, unlike DWT, MODWT was essentially designed to prevent phase shifts in the transform coefficients at all scales by avoiding downsampling – reducing by a factor 2 the number of coefficients – the signal with increasing scales. It results that the computed wavelet and scaling coefficients at each scale remain aligned with the original time series; that is, the variance explained by these coefficients is located where it truly lies in the time series analysed (Percival and Walden, 2000; Cornish et al., 2003; Cornish et al., 2006). While not necessarily essential for signal or image processing or numerical compression, this property is fundamental for physical interpretation of the wavelet details in multiresolution analysis, and has already been used to that purpose in several studies such as Percival and Mofjeld (1997), Massei et al. (2017) and Pérez Ciria et al. (2019).

The dominant frequency associated with each MODWT wavelet detail was calculated by Fourier transform of each wavelet detail. The MODWT also provides the amount of variance (or energy) explained by each wavelet detail and frequency level. The energy percentage of a given wavelet detail expresses the relative importance of this variability in the total signal variability. As a result, the energy distribution between wavelet details for each well in the database can be extracted and mapped.

Continuous global wavelet spectra were also calculated by averaging the spectral power from the continuous wavelet spectra over time (Torrence and Compo, 1998). These analyses used R packages *wmtsa* (Constantine and Percival, 2016) and *biwavelet* (Gouhier and Grinstead, 2012). They were conducted for both reference periods: 1976–2019 and 1996–2019.

2.2.3. Influence of low-frequency variability of groundwater levels on trend direction and magnitude

The influence of groundwater low-frequency variabilities on the trend direction and magnitude was estimated using the MODWT method. As described in Section 2.2.2., summing up all wavelet details and the last smooth rebuilds the original signal. Based on this assessment, we first subtracted the wavelet detail of interest (or component) corresponding to a specific variability from the original signal (i.e., groundwater level monthly averages) (Fig. 2b; Step 1). We then calculated the Sen's slope (Section 2.2.1.) of the filtered signal and normalised it to the maximum WLF of the original signal (i.e., without filtering) (Fig. 2b; Step 2). The interest in keeping a fixed maximum WLF to normalise Sen's slopes is to assess only the influence of the removal of the component on the slope, and not to assess the influence of the removal of the component combined to variance modification linked to this removal. Finally, we compared the magnitude and direction of the trends between the original and filtered signals to assess the influence of the component on the trend of the original signal. This analysis covered both reference periods: 1976–2019 and 1996–2019.

3. Results

3.1. Stability of trend directions and magnitudes of groundwater levels

In this section, we investigate the stability of groundwater level trends, that is, we aim at determining if trend direction and magnitude change according to the length of time series used for the trend analysis. To this end, we introduce the notions of "trend stability" (no change in direction or magnitude) and "instability" (changes in direction or magnitude) over decreasing time periods. If trend direction is stable, we consider that the length of time series has a minor influence on trend estimate, then a conclusion about groundwater level evolution may be drawn. Conversely, if it is unstable, the time series length has a significant influence on such estimate, then any conclusion regarding groundwater level evolution may not be drawn. The trend-stability maps for the reference periods (1976–2019 and 1996–2019) are shown on Fig. 3.

From the 1996–2019 reference period, some hydrogeological

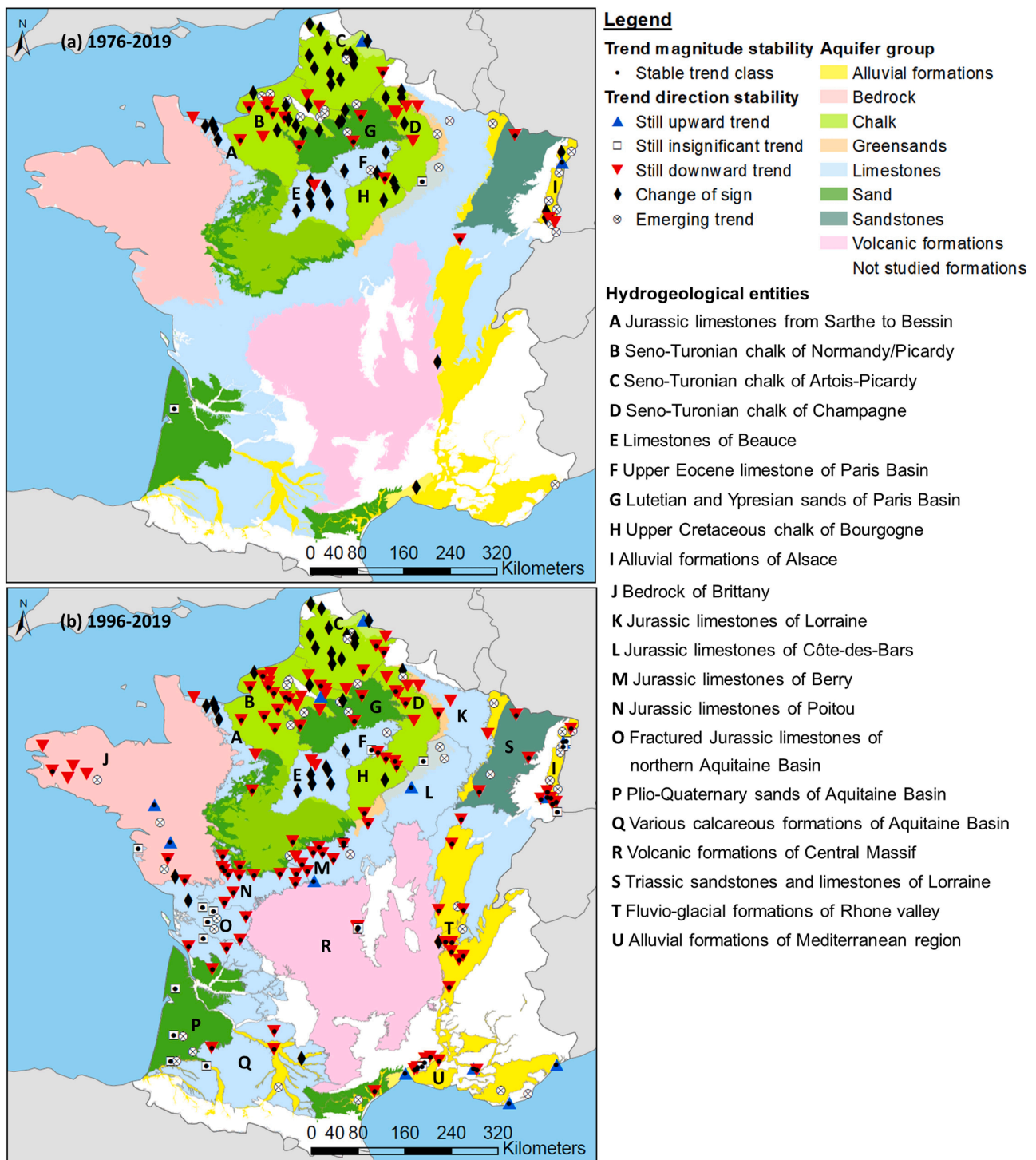


Fig. 3. Trend-stability maps for the two reference periods (a) 1976–2019 and (b) 1996–2019. These maps show for a given reference period to what extent groundwater level trends are susceptible to changes of direction and magnitude according to the time series length. If the change of time series length does not affect trend direction (stable trend in direction), a triangle or a square is drawn for the borehole. If the change of time series length affects trend direction (unstable trend in direction), a diamond or a crossed-out circle is drawn according the type of trend instability. Finally, if the change of time series length does not affect trend magnitude (stable trend in magnitude), a dot is added in the symbol.

formations show an instability in trend direction (positive and negative trend; Fig. 3b). These instabilities in trend direction are represented on maps either with a diamond in case of change of sign from a period to another period (alternating positive and negative trend) or a crossed-out circle in case of emerging trend (insignificant trend and positive or negative trend). These entities are the Eocene Beauce limestones, the Seno-Turonian chalk of Artois-Picardy (Fig. 4; Beauval), and the

Jurassic limestones from Sarthe to Bessin. For these entities, no conclusions regarding the evolution of groundwater levels can be drawn, given the recurrent change in trend direction according to the length of time series taken into account for the trend analysis.

Conversely, the Seno-Turonian chalk of Normandy/Picardy (Fig. 4; Goupillières), the Jurassic limestones of Poitou and Berry, the fluvio-glacial formations of the Rhône valley (Fig. 4; Penol), the Brittany

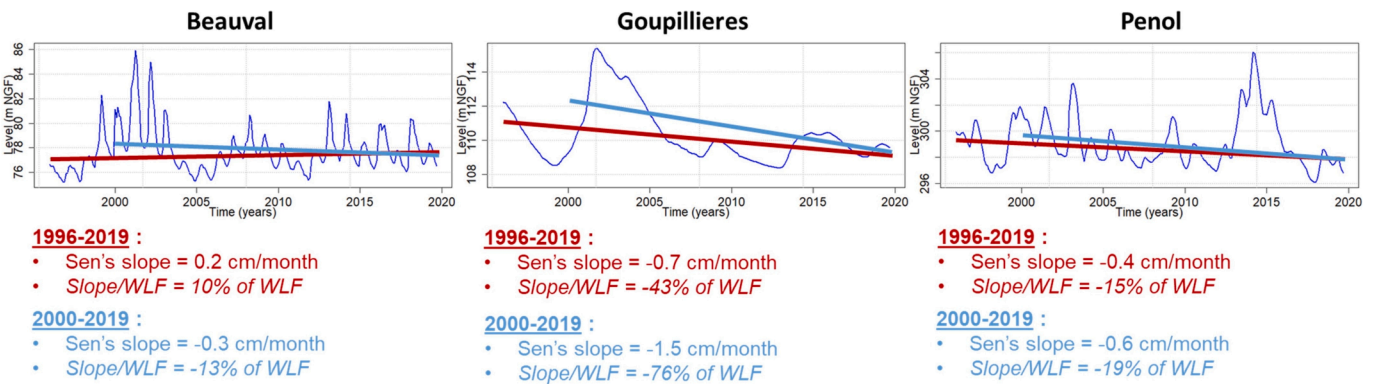


Fig. 4. Example of groundwater level trends over multiple time series lengths (1996–2019 and 2000–2019) at Beauval (Seno-Turonian chalk of Artois-Picardy), Goupillières (Seno-Turonian chalk of Normandy) and Penol (fluvio-glacial formations in Rhône valley).

bedrock, Champagne and Bourgogne chalk exhibit stable trend directions (Fig. 3b). For these entities, conclusions regarding groundwater level evolution may be drawn: they are still downward regardless the study period.

However, if the analysis is conducted over longer periods for hydrogeological entities of northern France (particularly for the Normandy/Picardy, Champagne and Bourgogne chalk), changes in trend direction or a trend emergence can be detected when changing the time series length (Fig. 3a). Consequently, conclusions regarding the groundwater level evolution drawn for the 1996–2019 reference period are no longer valid for the 1976–2019 reference period since instabilities in trend direction are detected. Naturally, boreholes with trend direction instability between 1996–2019 and 2000–2019 periods are also subject to this instability over longer periods. Overall, the result is not homogeneous within the same hydrogeological unit as we can detect both boreholes with stable and unstable trend directions.

Most boreholes with stable (upward or downward) trend directions from the shorter reference period (1996–2019) are also stable in magnitude, meaning that the importance of slope in relation to groundwater level amplitude does not change class (Fig. 3b – dot in the symbol). This is the same for the longer reference period (1976–2019) in the western Seno-Turonian chalk of Normandy and the Lutetian/Ypresian sands of the Paris Basin (Fig. 3a).

Overall, when stable trend directions are detected, from the reference period 1976–2019 for northern France and 1996–2019 for the other regions of France, and that conclusions on groundwater level evolutions can be drawn, the levels are in the majority decreasing (Fig. 3). The existence of unstable trend directions raises the following question: are there low-frequency variabilities in groundwater levels that could induce these changes in trend directions and thus influence the trend estimates? Consequently, next section aims to identify the existence and significance of low-frequency variability in groundwater level signals.

3.2. Groundwater level fluctuations across multiple timescales: significance and spatial distribution over France

In this section, we assess the existence, significance and spatial distribution of low-frequency variability in groundwater level signals over France. We aim at determining if the unstable trend directions previously identified, could be potentially induced by the existence of low-frequency variability in groundwater level signals.

The energy percentage (i.e., the proportion of the total variance) at each timescale of variability can be extracted via MODWT and mapped for each groundwater time series. Fig. 5 shows the spatial distribution of the energy contained in each spectral component, as a function of the hydrogeological entity. Multi-annual (5–12 yr) and decadal (12–24 yr) variabilities dominate over much of the Paris Basin (from Beauce

limestones to the Seno-Turonian chalk farther north). Elsewhere, low-frequency variability can also prevail over a short period (1996–2019), such as in the fluvio-glacial formations of the Rhône basin, the Jurassic limestones of Poitou, and the alluvial formations of the Garonne River. Increasing the length of the studied period (1976–2019) highlights the prevalence of decadal variability (12–24 yr) in groundwater levels in the Beauce limestones and in the southern Seno-Turonian chalk of Normandy. This decadal variability also occurs in significant proportions farther north in the Seno-Turonian chalk of Normandy, but there its proportion is rather similar to that of the multi-annual variability (5–12 yr). These observations highlight the inertial nature of water tables in Normandy chalk and Beauce limestones aquifers (Fig. 6a and 6b) due to their highly capacitive nature, particularly in plateau areas (Roux, 2006). In these hydrogeological units, groundwater levels depend essentially on recharge from past winters. They are particularly sensitive to a succession of dry or wet winters, due to the memory effect linked to the regulation power of the water table. Regeneration of the water table stock spans several successive years with excess winter recharges.

Although these low-frequency variabilities (multi-annual and decadal) are substantial components of the total groundwater variability in the Seno-Turonian chalk of the Artois-Picardy region, the annual variability explains a larger part of the total groundwater variability than in Normandy and Picardy (Fig. 5). The groundwater levels on the borders of the Seno-Turonian chalk (Champagne and Bourgogne) also display this type of variability, but here the annual variability dominates. Jurassic limestones on the edge of the Paris Basin from the Lorraine region to the Berry region also show this predominant annual variability with only a small part of the total variability explained by multi-annual and decadal variabilities. Overall, the water tables in these hydrogeological units show a combined behaviour: variously significant multi-annual to decadal variability is superimposed by prominent annual variability (Fig. 6c and 6d). In these aquifers, the annual variability is all the more important as their storage capacity decreases, with increasing fracturing, permeability, and proximity to the outlet (Roux, 2006). Here, groundwater levels strongly depend on infiltrated rainfall during the previous winter, while having a memory effect linked to the regulation power of water table.

Annual variability generally becomes predominant in compact highly fractured and low capacitive sedimentary aquifers (Roux, 2006), such as the fissured Jurassic limestones of the northern Aquitaine Basin or in fractured bedrock of Brittany (Figs. 5b and 6e). In such settings, groundwater levels rapidly rise in response to winter rainfall, but drop as rapidly as soon as water input stops.

No typical pattern in the energy distribution is noticeable for alluvial aquifers in France, and the dominance of one variability compared to another strongly depends upon the local geological and hydrological context (Fig. 5). Boreholes monitoring alluvial formations commonly

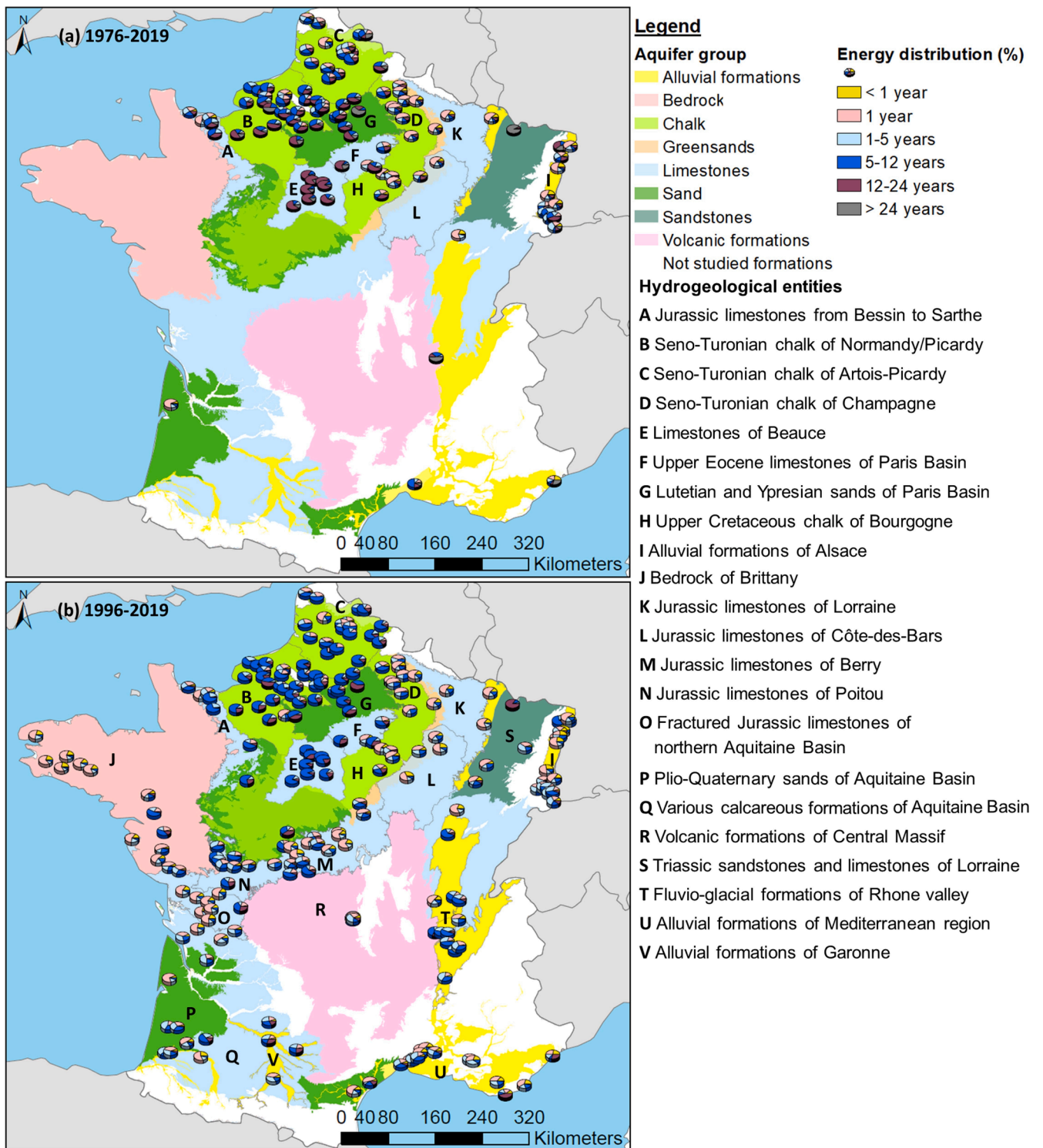


Fig. 5. Proportion of the total variance explained by each timescale of variability (energy associated to each timescale, expressed as the percentage of total energy of each groundwater time series).

also monitor the underlying water body in the absence of an impermeable layer. Consequently, the borehole captures the behaviours exhibited by both groundwater bodies. Hence, water tables in alluvial formations can exhibit either an annual, multi-annual, or combined behaviour.

Hydrogeological entities previously described as susceptible to trend direction instabilities, are essentially entities for which the water tables display inertial or combined behaviour, which means that the existence

of a low-frequency variability in groundwater levels and in significant proportions could be partly responsible for these instabilities (Figs. 3 and 5). These entities are: the Normandy/Picardy chalk, the Artois-Picardy chalk, the Bourgogne and Champagne chalk, the Beauce limestones, and the southern Jurassic limestones from Sarthe to Bessin.

The superposition of all of the global wavelet spectra calculated for each groundwater level time series gives us a synthetic view of the predominant variabilities in groundwater levels of French aquifers

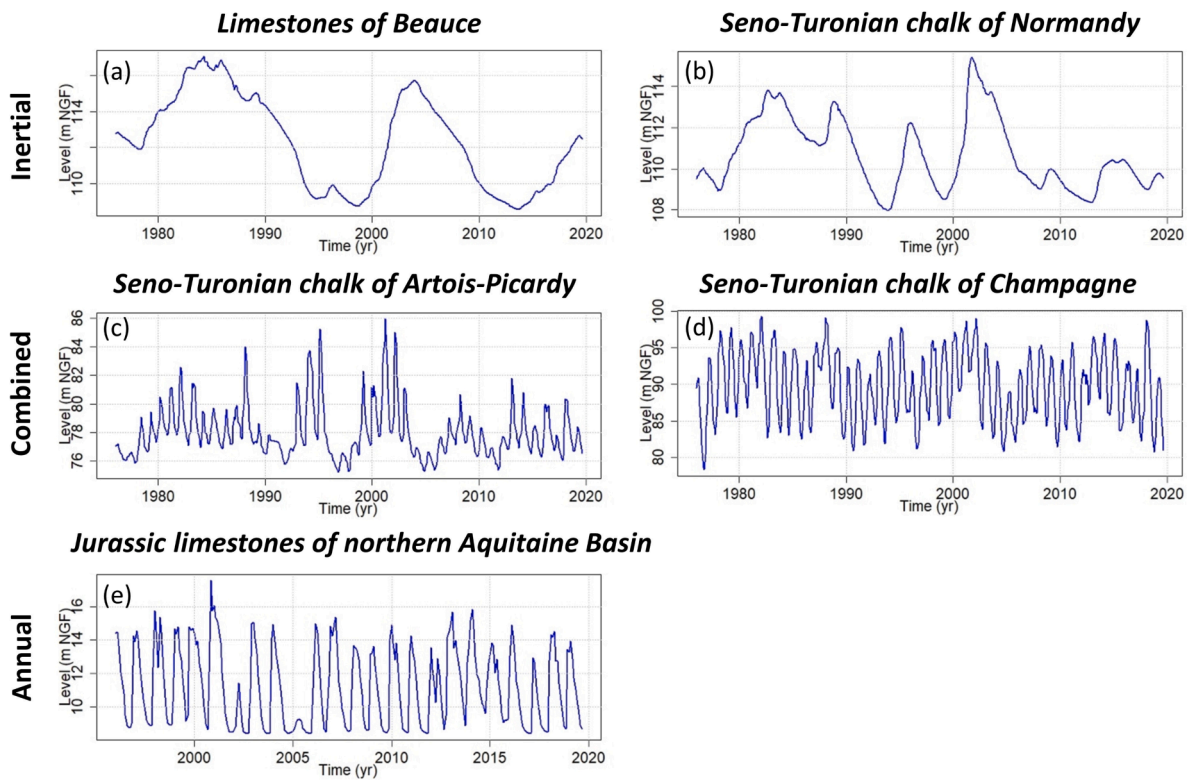


Fig. 6. Examples of groundwater level time series representative of each major water tables behaviour.

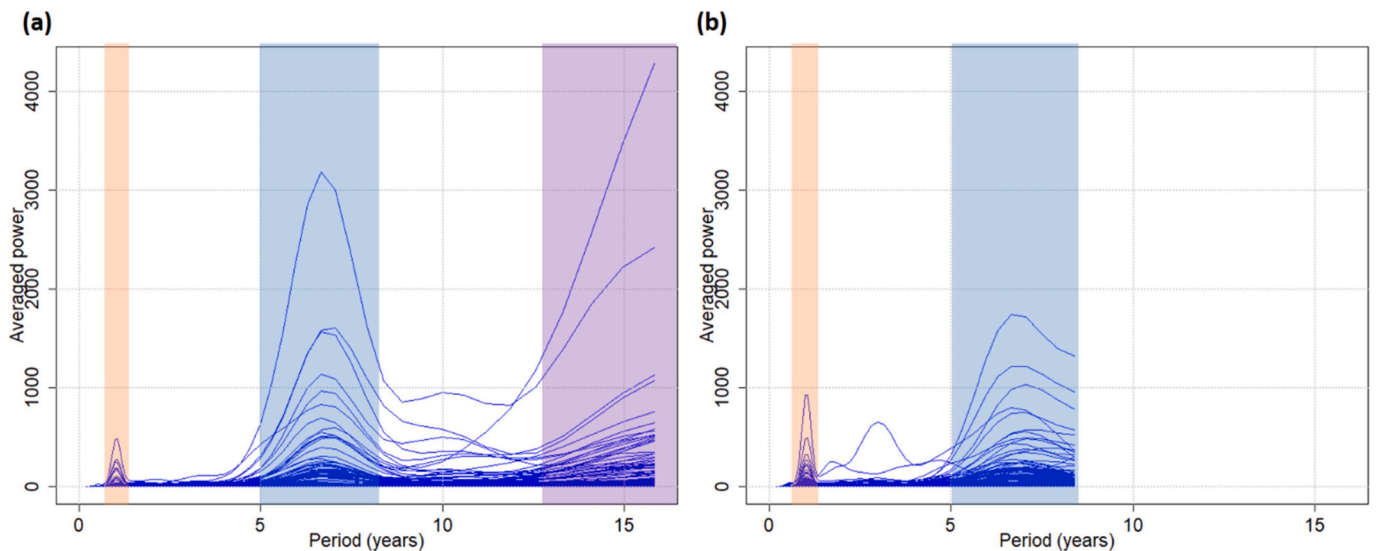


Fig. 7. Global wavelet spectra of (a) 102 monthly groundwater level time series over 1976–2019, covering northern France and (b) 215 monthly groundwater level time series over 1996–2019, covering all of France. Leading variabilities are highlighted.

(Fig. 7). The three preeminent variabilities in monthly groundwater levels are: ~ 1 yr, 5–8 yr (~ 7 -yr), and >12 yr (~ 17 -yr). The ~ 7 -yr and ~ 17 -yr variabilities show larger spectral powers and carry the largest part of the low-frequency variability in monthly groundwater levels. Such characteristic variabilities are known to be induced by large-scale climatic circulation, including the NAO, and was earlier observed in Normandy groundwater levels by Slimani et al. (2009) and El Janyani et al. (2012), and in streamflow of the Seine River (Massei et al., 2010). Later, studies highlighted these variabilities in groundwater levels in

other countries (Rust et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019; Neves et al., 2019).

Since the low-frequency variabilities significantly explain groundwater level variability, the next section seeks to determine if, how and to what extent they influence the estimated trends on the reference periods. As the ~ 7 -yr and ~ 17 -yr variabilities appear to be the predominant low frequencies in groundwater level signals, hereafter, we provide details on the influence of these two variabilities on groundwater level trends.

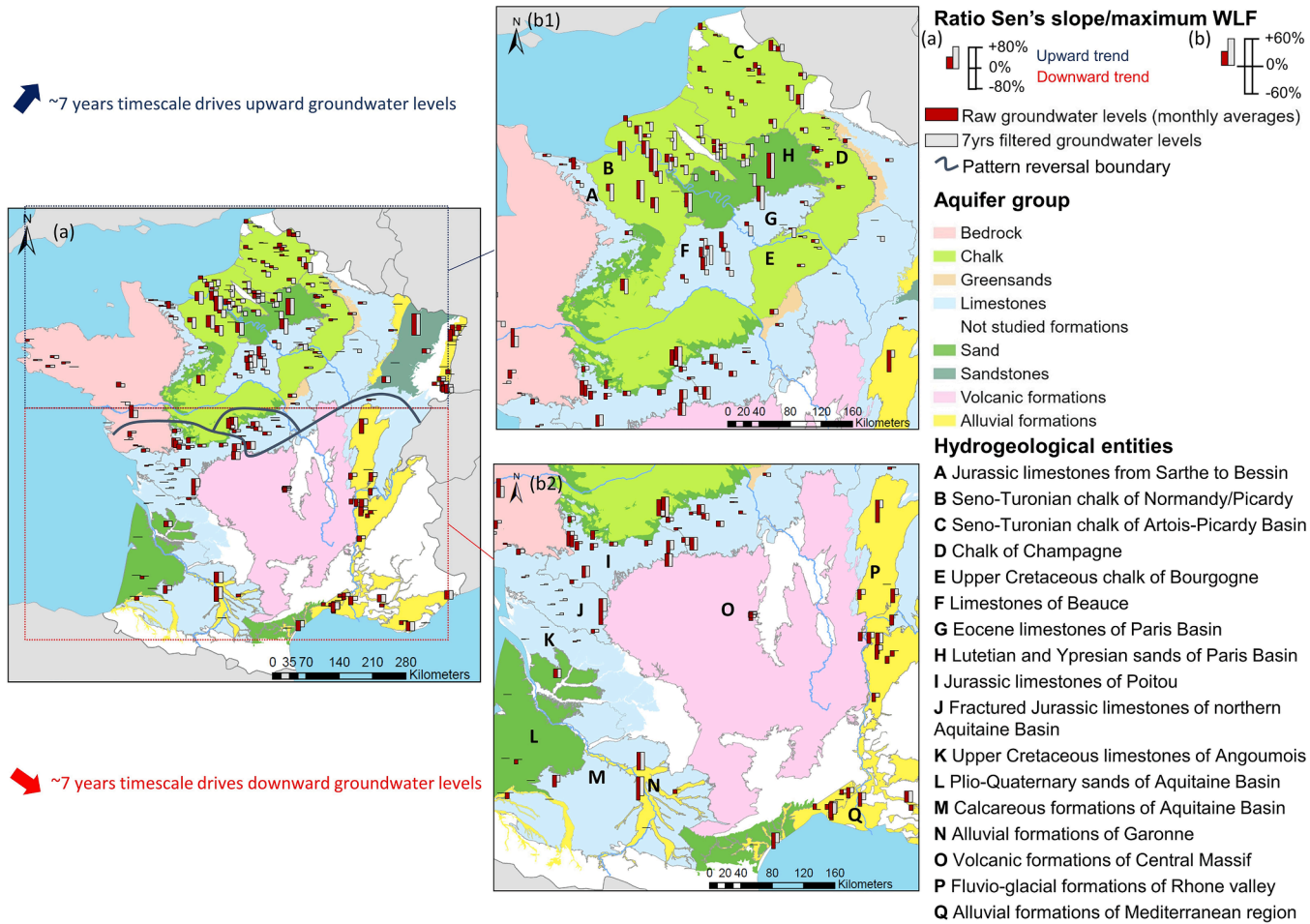


Fig. 8. Comparison of groundwater trend direction and magnitude between monthly groundwater levels and ~7-yr filtered groundwater levels over 1996–2019.

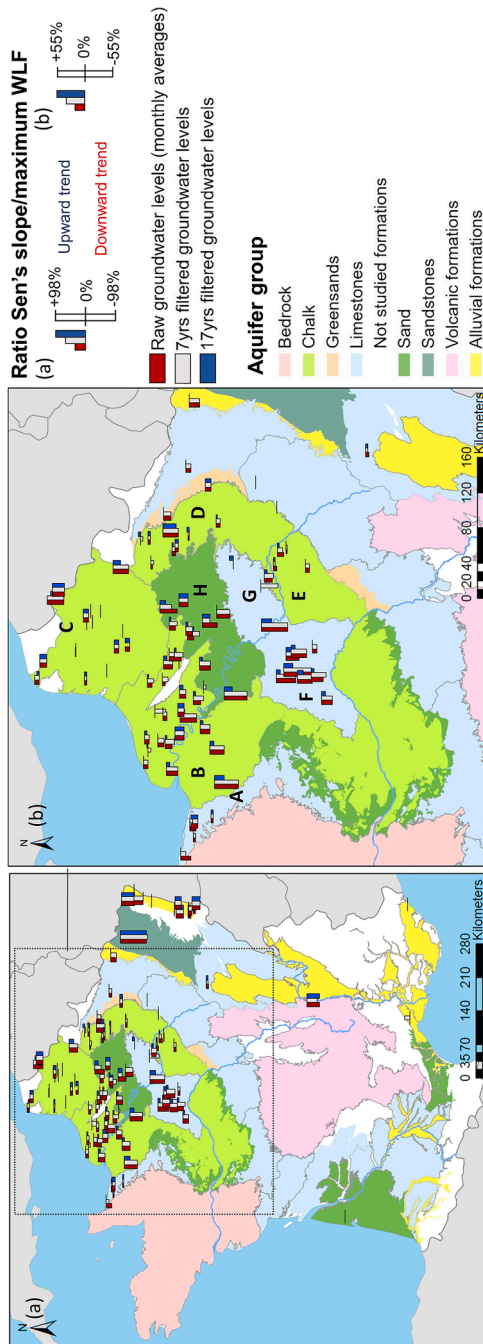


Fig. 9. Comparison of groundwater trend direction and magnitude between monthly groundwater levels, ~7-yr filtered groundwater levels, and ~17-yr filtered groundwater levels over 1976–2019. The legend of hydrogeological entities can be found on Fig. 8.

3.3. Influence of groundwater level low-frequency variability on trend direction and magnitude

In this section, we aim at determining the influence of groundwater multi-annual (~7-yr) and decadal (~17-yr) variabilities on the estimated trends. In other words, we want to determine whether these low-frequency variabilities affect trend estimates, and if so, whether they aggravate or mitigate the estimated trends on the reference periods. To this end, we individually removed the detected low-frequency components corresponding to multi-annual and decadal variabilities and recomputed the trends for the resulting filtered groundwater level signals, to assess the effect of such low-frequency components on trend magnitude and direction. Low-frequency components to be filtered were chosen based on global wavelet spectra (Fig. 7). For the 1996–2019 reference period, only the ~7-yr component was filtered from monthly groundwater levels, while for the 1976–2019 reference period, both ~7-yr and ~17-yr components were individually filtered (Figs. 8 and 9).

Figs. 8 and 9 show the direction and magnitude of the trend (Sen's slope/maximum WLF ratio) of each groundwater time series analysed. Monthly groundwater levels are in red, the ~7-yr filtered monthly groundwater levels in grey, and the ~17-yr filtered groundwater levels in blue (only for the 1976–2019 period). Both figures show the impact of removing a given variability (~7-yr or ~17-yr) on the trend; they also indirectly show the influence of a given low-frequency variability on unfiltered groundwater level trends by considering the sign of the subtraction between the estimated ratio for unfiltered (red) and filtered (grey or blue) groundwater levels. Nevertheless, quantifying the exact contribution of a given variability to unfiltered groundwater level trends is difficult because other (low- or high-frequency) variabilities can modulate this contribution.

For the shorter period (1996–2019), the effect of the ~7-yr variability on trends shows a well-established spatial pattern throughout France (Fig. 8). In the North, for aquifers with inertial or combined behaviour of water tables, the ~7-yr variability drives levels up. In contrast, in various southern French aquifers, this variability drives groundwater levels down.

In northern France in chalk, sands, and Eocene limestones of the Paris Basin, we see an accentuation of downward trends (Fig. 10b; Goupillières), a mitigation of upward trends, and reversals in direction from upward to downward trends when the ~7-yr variability is filtered from monthly groundwater levels (Fig. 8b1). This effect of removing the ~7-yr variability means that in unfiltered original groundwater levels, this variability drives groundwater levels upward. In other words, the ~7-yr variability mitigates downward trends and accentuates upward trends. The Seno-Turonian chalk of Champagne is the only one not displaying this phenomenon. Around the hydrogeological entities of the Paris Basin, the effect of the ~7-yr variability on groundwater levels is more sporadic.

In southern France, we see a reverse pattern from that found in the North (Fig. 8). Here, removing the ~7-yr variability mitigates downward trends (Fig. 10b; Penol), or results in downward trends becoming upward trends (Fig. 8b2). This pattern is observed in all southern hydrogeological units analysed, even if locally the removal of the ~7-yr variability may have no effect on the trends. This “non-effect” could be caused by the fact that the ~7-yr variability does not, or weakly explain, the variability of monthly groundwater levels. Overall, the ~7-yr variability drives groundwater levels down in most southern hydrogeological entities. In other words, the ~7-yr variability aggravates downward trends.

A transitional section between northern and southern patterns can be seen in the Jurassic limestones of Berry (Fig. 8). Here, the ~7-yr variability can drive groundwater levels upward or downward. This transition zone could be attributed to either a transitional climatic zone, or a high spatial discrepancy of aquifer properties.

The ~7-yr variability displays a similar pattern for the longer period (1976–2019) as for the shorter one in the Paris Basin (Fig. 9b).

Removing this variability still results in accentuated downward or mitigated upward trends. The main discrepancy compared to the shorter period is due to the fact that, in many cases, removing the ~7-yr variability hardly affects the trend (Fig. 10a; Goupillières and Beauval). Hence, the ~7-yr variability either drives groundwater levels upward, so mitigates downward trends, or has no effect on the trend in the Paris Basin. The Seno–Turonian chalk of Champagne also displays this pattern, while the Upper Cretaceous chalk of Bourgogne does not.

The long reference period allows for a robust assessment of the influence of the ~17-yr variability on groundwater trends (Fig. 9), as it shows a consistent pattern in hydrogeological units of northern France, driving groundwater levels downward, so aggravating downward trends. The removal of this variability leads to mitigation of downward trends (Fig. 10a; Goupillières), accentuation of upward trends, or reversals in trend directions from downward to upward. The only hydrogeological unit where the ~17-yr variability does not influence the trend is the Seno–Turonian chalk of Artois–Picardy (Fig. 10a; Beauval).

Fig. 10a also shows the importance of the ~17-yr variability weakening since the late 2000 s in supporting the trend: the trend is largely mitigated when this variability is removed from the monthly groundwater levels at Goupillières. At Beauval, this is not the case, because the ~17-yr variability only accounts for a small part of total variability, and therefore has no influence on the trend.

The degree of influence of a specific variability on the trend can be related to two factors: (i) the proportion of total groundwater variability explained by this variability and (ii) the length of the time series. The greatest influence on trends of removing a specific variability occurs when it accounts for a large part of the total groundwater variability. This phenomenon is particularly remarkable in inertial formations. For instance, removing the ~7-yr variability over the 1996–2019 period

strongly affects groundwater level trends in Beauce limestones, Seno–Turonian chalk, and fluvio-glacial formations in the Rhône valley (Fig. 8). As seen earlier, the ~7-yr variability explains much of the total groundwater variability in these units over the 1996–2019 period (Fig. 5b).

Similarly, removing the ~17-yr variability over the 1976–2019 period strongly affects groundwater level trends in Beauce limestones and southern Seno–Turonian chalk of Normandy (south of the Seine River), while this influence weakens farther north until it no longer affects trends in the Seno–Turonian chalk of Artois–Picardy (Fig. 9). This weakening pattern corresponds to a decrease in the significance of the ~17-yr variability in monthly groundwater variability from the Beauce limestones to the Seno–Turonian chalk of the Artois–Picardy basin farther north (Fig. 5a).

In addition to the explanatory variance, the other major factor that affects the importance of a given variability removal on trends magnitude and direction is the length of the time series. Thus, removing the ~7-yr variability over a long period (1976–2019) has less influence on trends than over a shorter period (1996–2019). We see an example of this in the northern part of the Seine River, in the Seno–Turonian chalk of Normandy. During the 1976–2019 period, the ~7-yr variability still explains half of the groundwater level variability (Fig. 5a), but its removal from groundwater levels hardly affects trends (Fig. 9).

4. Discussion

In this section, we discuss the different items addressed in the Section 3. First, we discuss how the length of groundwater time series can influence trend estimation and thus conclusions regarding groundwater level evolution. We also discuss to what extent it may be related to the

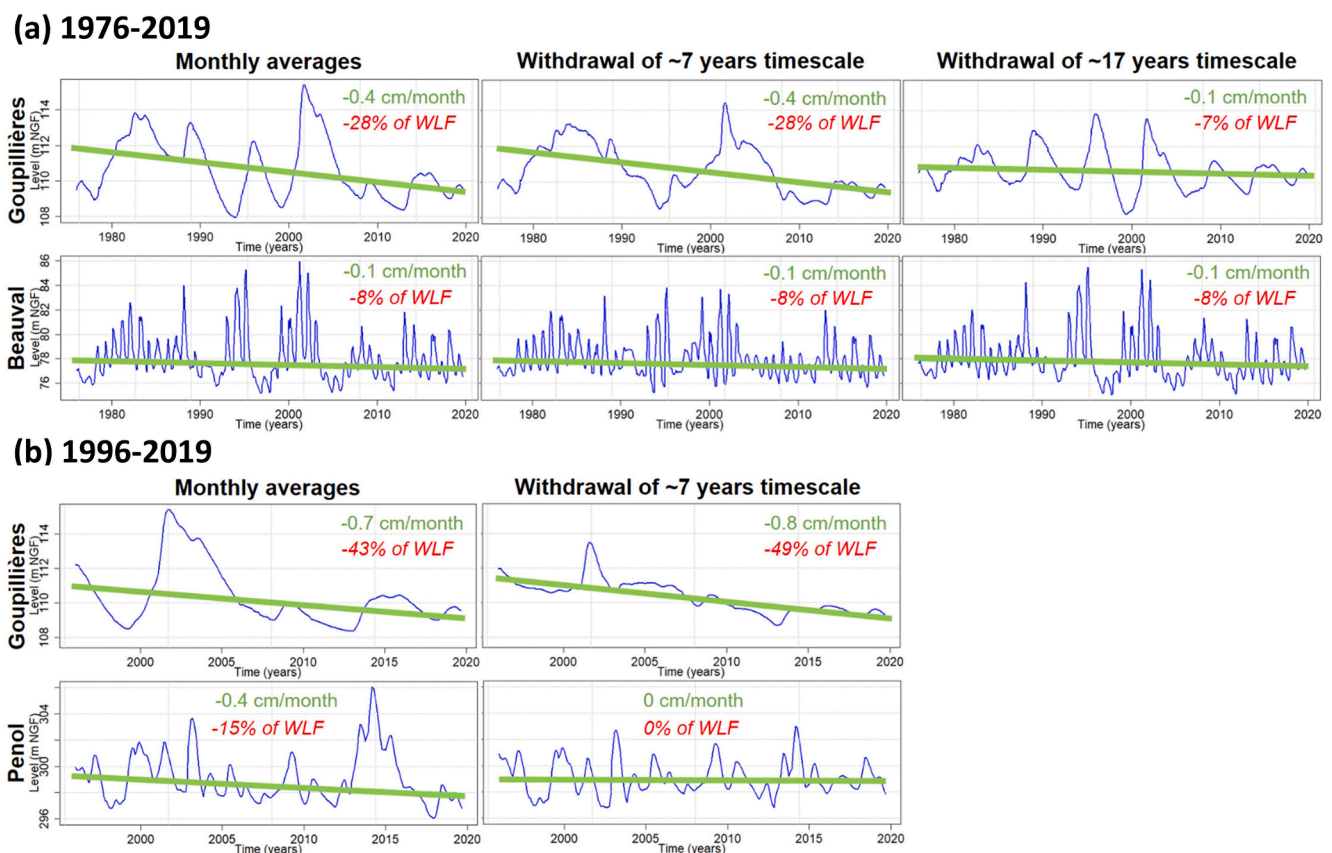


Fig. 10. Typical patterns of the influence of the removal of low-frequency variability on groundwater level trend estimates: (a) Analysis of the 1976–2019 period at Goupillières (Seno–Turonian chalk of Normandy) and Beauval (Seno–Turonian chalk of Artois–Picardy) both in northern France; (b) Analysis of the 1996–2019 period at Goupillières (northern France) and Penol (southern France – fluvio-glacial formations of Rhône valley).

presence of low-frequency variability in groundwater signals, and to what extent the length of groundwater time series is a key parameter to determine the trend origin. By trend origin, we refer to the physical phenomenon that leads to the groundwater level trend. Second, we discuss the presence of low-frequency variability in groundwater levels and the relationship with aquifer and catchments properties. Finally, we discuss the influence of multi-annual and decadal variabilities on groundwater trends and compare these results to those obtained for (effective) precipitation with the aim to determine whether these influences originate from precipitation or whether catchment and aquifer properties disrupt these influences. Furthermore, we develop the implications of such results on the interpretation of estimated groundwater level trends as well as on future evolutions and projections of groundwater levels.

4.1. Importance of time series length on trend estimates and to discuss the origin of groundwater trends

A few studies have previously examined the influence of time series length on the magnitude and statistical significance of hydroclimatic variable trends. It emerged that the shorter the study period, the greater its magnitude and statistical significance, which appeared to be directly linked to low-frequency variability (Hannaford et al., 2013; Peña-Angulo et al., 2020). The low-frequency variability also interferes in the statistical test results with high magnitude trends that may be statistically insignificant but may actually have important implications for water resources (Morin, 2011; Faticchi et al., 2015). The main method for mitigating the effect of multi-annual and multidecadal variabilities on trends is to lengthen the study period as much as possible (Peña-Angulo et al., 2020). However, the main limitation to lengthen the study period comes from the existence of historical data. In our case, the French piezometric network is relatively young, which constrains trend studies to be realised on short periods. Therefore, as much studies (Burn et al., 2012), our trend study is conducted using temporal windows that provide the best compromise between time series length and the spatial coverage of *in situ* stations.

We showed that some aquifers exhibiting inertial or combined behaviour of water tables are particularly susceptible to trend direction instabilities (alternatively upward and downward) when the length of groundwater time series is modified. It is therefore difficult to draw a conclusion on the groundwater level evolution. Shifting trend directions are not specifically inherent to groundwater levels but can also be observed in streamflow and precipitation (Hannaford et al., 2013; Stojković et al., 2014; Espinosa and Portela, 2020; Peña-Angulo et al., 2020). Such trends should be interpreted with great care, as they may actually correspond to the presence of low-frequency variability, and do not represent a physically meaningful trend behaviour, i.e., a change in the behaviour of the analyzed phenomenon that may eventually lead to a new (yet unknown) state, for instance as a consequence of anthropogenic climate change or changes in land use.

However, the existence of significant low-frequency variability in groundwater levels does not necessarily induce trend direction instabilities, as it was observed for some aquifers exhibiting water tables with inertial or combined behaviour. In such case with still upward or downward trends regardless the time series length, conclusions about groundwater level evolution may be drawn. Nevertheless, observing still upward or downward trends does not allow us to deduce the origin of the trend. For instance, the detected decreasing trends may be induced either by (i) the anthropogenic climate change resulting in a decrease in groundwater recharge, (ii) the internal climate variability (developed in subsequent paragraphs), or (iii) anthropogenic impacts (e.g., groundwater pumping, changes in land cover that may generate a decrease in groundwater recharge).

Internal climate variability (i.e. the low-frequency variability) may lead to stable trend directions in different ways according our observations (not exhaustive). First, since low-frequency variability displays

an aperiodic behaviour with regular amplitude-modifications, consequently trends may be largely guided by these amplitude-modifications of low-frequency that may lead to a trend direction still upward or downward regardless the length of time series considered (developed in Section 4.3.). Second, trends detected over relatively short periods may actually be only sections of slower fluctuations. Consequently, the trend direction remains upward or downward regardless the time series length considered, since the available length of groundwater level time series is still too short to grasp certain low-frequency timescales as fluctuations, but they are grasped to be trends. So, these trends which over short study periods, without caution, would be imputed easily to climate change may actually only be sections of slower fluctuation (from internal climate variability) that cannot be evidenced by the length of the study period. Because large-scale atmospheric and oceanic fluctuations are expressed over a wide range of timescales (Rossi et al., 2011), any groundwater trend could be the result of a slower fluctuation. For instance, the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) oscillates on ~60-yr timescales (Kerr, 2000; Enfield et al., 2001). As mentioned earlier, the age of French piezometric networks does not, in most cases, allow us to grasp such a low-frequency timescale as a fluctuation in groundwater levels, but it can be grasped to be trend. To overcome these drawbacks, some studies have used the Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) method to filter out climate variability in precipitation, streamflow, or meteorological drought signals and detect non-linear trends (Massei and Fournier, 2012; Sang et al., 2014; Guo et al., 2016; Song et al., 2020). For instance, Massei and Fournier (2012) concluded that the non-linear trend in the daily Seine River flow could be related to a larger scale NAO fluctuation, indicating the reversibility of the phenomenon. Therefore, this highlights the complexity to define whether the trends in hydroclimate variables can be related to climate change or are simply a portion of some low-frequency fluctuations of large-scale atmospheric or oceanic circulation.

Without considering the anthropogenic impacts (which data are often poorly referenced), the most limiting factor for distinguishing a climate change origin of the trend from an internal climate variability origin (in particular from segments of low-frequency fluctuations that may appear as short-term trends) remains the availability of groundwater level data. Studies on groundwater level reconstruction might overcome this constraint via, for instance, deep learning approaches or tree-ring-based reconstructions (Vu et al., 2021; Tegel et al., 2020). However, disentangling climate change and large-scale climate natural variability would still remain difficult, even with longer time series, as anthropogenic forcing may have already impacted climate variability (Dong et al., 2011; Caesar et al., 2018).

Disentangling the determinism of trends in terms of internal climate variability or climate change lies behind the scope of the present study. It is rather dedicated to assess how low-frequency variability can affect trend estimations. Owing to the database used, the trends possibly detected here cannot result from groundwater abstraction by pumping. However, as this database does not consider changes in land cover, some trends in groundwater levels could then result from such influence involving recharge modifications for instance.

4.2. Catchment and aquifer properties and their impact on variability time scales of groundwater levels

The analysis of the spatial distribution of multi-timescale variability revealed the predominance of ~1-yr, ~7-yr, and ~17-yr variabilities in groundwater levels throughout Metropolitan France. The ~1-yr variability can be explained by the hydrological cycle (winter recharge and summer recession), while the ~7-yr and ~17-yr variabilities originate from climatic/oceanic large-scale variability as already demonstrated by Massei et al. (2010), Massei and Fournier (2012), El Janyani et al. (2012) or more recently Rust et al. (2019).

The present study showed that the significance of the low-frequency variability in groundwater levels is highly variable between French

hydrogeological entities. The low-frequency variability can be either predominant in the total variance of groundwater levels or weakly depicted. These discrepancies are primarily dependent on intrinsic catchment and aquifer properties such as the permeability and thickness of the unsaturated zone, the hydrodynamic properties (transmissivity and storage coefficient), the aquifer geometry, the connection with neighbouring aquifers and river system (El Janyani et al., 2012; Rust et al., 2018).

Aquifers constituted of rocks with low matrix porosity and highly fractured such as limestones and bedrock would tend to exhibit groundwater levels dominated by an annual variability and a weak low-frequency variability due to a high diffusivity. Conversely, aquifers with high storage capacity and thickness, low transmissivity, and significant thickness of superficial formations such as chalk aquifers tend to display groundwater levels dominated by multi-annual to decadal variabilities (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012). The exact same behaviour was also recently highlighted by Rust et al. (2019) in chalk aquifers of Great Britain.

However, the location in the regional geomorphology (valley, plateau) and hydraulic gradient would exert a strong control on the significance of multi-annual and decadal variabilities in groundwater levels (El Janyani et al., 2012), with high-amplitude low-frequency variations for downgradient piezometers. On the contrary, piezometers with lower amplitudes of low-frequency variations and high amplitudes of annual variations would be generally found at upgradient locations and then not associated to the drainage of large areas of subterranean watersheds. Such boreholes would then also be located on plateau areas, where superficial formations and unsaturated zone are thinner (Slimani et al., 2009). It then turns out that the geomorphological context and properties such as the presence of superficial formations, aquifer thickness and transmissivity, but also the location within the hydraulic gradient are determinant explanatory factors.

Local conditions would also play a major role in defining the hydrogeological determinism of groundwater level behaviour. For instance, piezometers located downgradient would correspond to the drainage of a large volume of aquifer and would then display enhanced low-frequency behaviour, but in karst areas such boreholes are also very likely associated to highly transmissive karst zones (the so-called “output karst”) that display strong and fast response to precipitation (i.e., favoring high amplitude high-frequency variations). The influence of such characteristics on the frequency behaviour of groundwater levels has been successfully put in evidence using a physics-based modeling approach in the Seine watershed (Schuite et al., 2019).

On the scale of the whole Metropolitan France area, however, due to the lack of data about physical properties of aquifers and an insufficient gathering of existing data into a database, it would be hazardous to get any further into the interpretation of the impact of physical properties on the significance of low-frequency variabilities in groundwater levels. Hence, the development of such a database gathering the physical properties of aquifers near boreholes across Metropolitan France would be useful for further investigations.

4.3. Influence of multi-annual and decadal variabilities on groundwater trends and comparison with their influence on (effective) precipitation trends

Our analyses emphasized the need for long groundwater time series to get better insight into the existence and meaning of trends regarding the presence of low-frequency variability. Extending the groundwater time series period by 20 years revealed a decrease in the influence of multi-annual variability (~7-yr) on trends. Thus, this component only little affected the trend. Obviously, the significance of this influence also depends on the water table behaviour and thus on the relative importance of multi-annual or decadal variabilities in the total variance of groundwater levels. The more the considered variability (multi-annual or decadal) dominates groundwater levels, the more influence it has on

the trend.

We also noted that some trends carried by either the multi-annual or decadal variability, are caused by changes in the amplitude of the low-frequency variabilities over time. These regular changes in the variance of low-frequency variabilities have been highlighted in many precipitation and streamflow studies (Fritier et al., 2012; Dieppois et al., 2013, 2016; Massei et al., 2010, 2017). In the Normandy chalk, downward trends detected in groundwater levels seem to be partly related to a weakening of the low-frequency variability over time, the decadal variability appearing to be the main responsible for these downward trends. Its removal largely influenced trends (they became much smaller in magnitude), whereas that of multi-annual variability did little or not affect trend magnitude. This may also explain the stable downward trends detected in Normandy chalk and why changing the time series length has no effect on trend direction.

In Section 3.3., we demonstrated the significant influence of multi-annual (~7-yr) and decadal (~17-yr) variabilities on groundwater level trends. This large influence of such low-frequency variabilities on groundwater trends raises the following question: is this influence inherent to the aquifer systems, or does it influence trends of precipitation and effective precipitation in the same way? We thus also analysed these variables to answer this question.

In all hydrogeological units of the Paris Basin, the decadal variability drives groundwater levels down and thus aggravates downward trends over the 1976–2019 period (Fig. 9). Our analyses on precipitation and effective precipitation showed primarily the same influence of decadal variability on precipitation and effective precipitation trends as on groundwater levels (Fig. 11). It drives precipitation levels down, attenuating upward trends and accentuating downward trends. These consistent results indicate that this influence of decadal variability on groundwater trends is climatologically induced and is not affected by catchment and aquifer systems.

Our study also revealed a reversal of the effect pattern of multi-annual variability on trends over the 1996–2019 period between aquifers in northern (driving groundwater levels up) and southern France (driving groundwater levels down; Fig. 8). The analysis of precipitation (P) data showed that over all of France the influence of multi-annual variability on trends is homogeneous: it drives precipitation levels down, attenuating upward trends and accentuating downward trends (Fig. 12). Thus, the influence of multi-annual variability on trends indicates a reversed pattern between precipitation and groundwater levels in northern France, particularly in the Paris Basin. Either potential evapotranspiration (PET) and/or aquifer properties may affect the influence of multi-annual variability on trends and reverse its effect. However, we observed a similar influence of multi-annual variability on effective precipitation (EP) trends as on groundwater trends in the Paris Basin, driving effective precipitation levels up (Fig. 13). Knowing that EP is equivalent to P-PET, this result suggests that PET would be responsible for this reversal pattern between precipitation and groundwater levels, rather than catchment and aquifer properties.

In southern France, over the 1996–2019 period, the influence of multi-annual variability is the same on precipitation trends, effective precipitation trends and groundwater trends (Figs. 8, 12 and 13). It drives levels down by accentuating downward trends, attenuating upward trends, or reverse trends from upward to downward. Only the Mediterranean region shows atypical results, as the multi-annual variability drives precipitation and groundwater levels down, while driving effective precipitation levels up. This indicates that, first, PET would affect the influence of multi-annual variability on trends by reversing the effect between precipitation and effective precipitation, and second, that catchments and aquifer properties would affect this influence in turn to reverse it again between effective precipitation and groundwater levels. To better understand and explain this phenomenon, further investigations will be necessary at a regional scale.

Over the longer period of 1976–2019, the influence of multi-annual variability on trends of precipitation, effective precipitation and

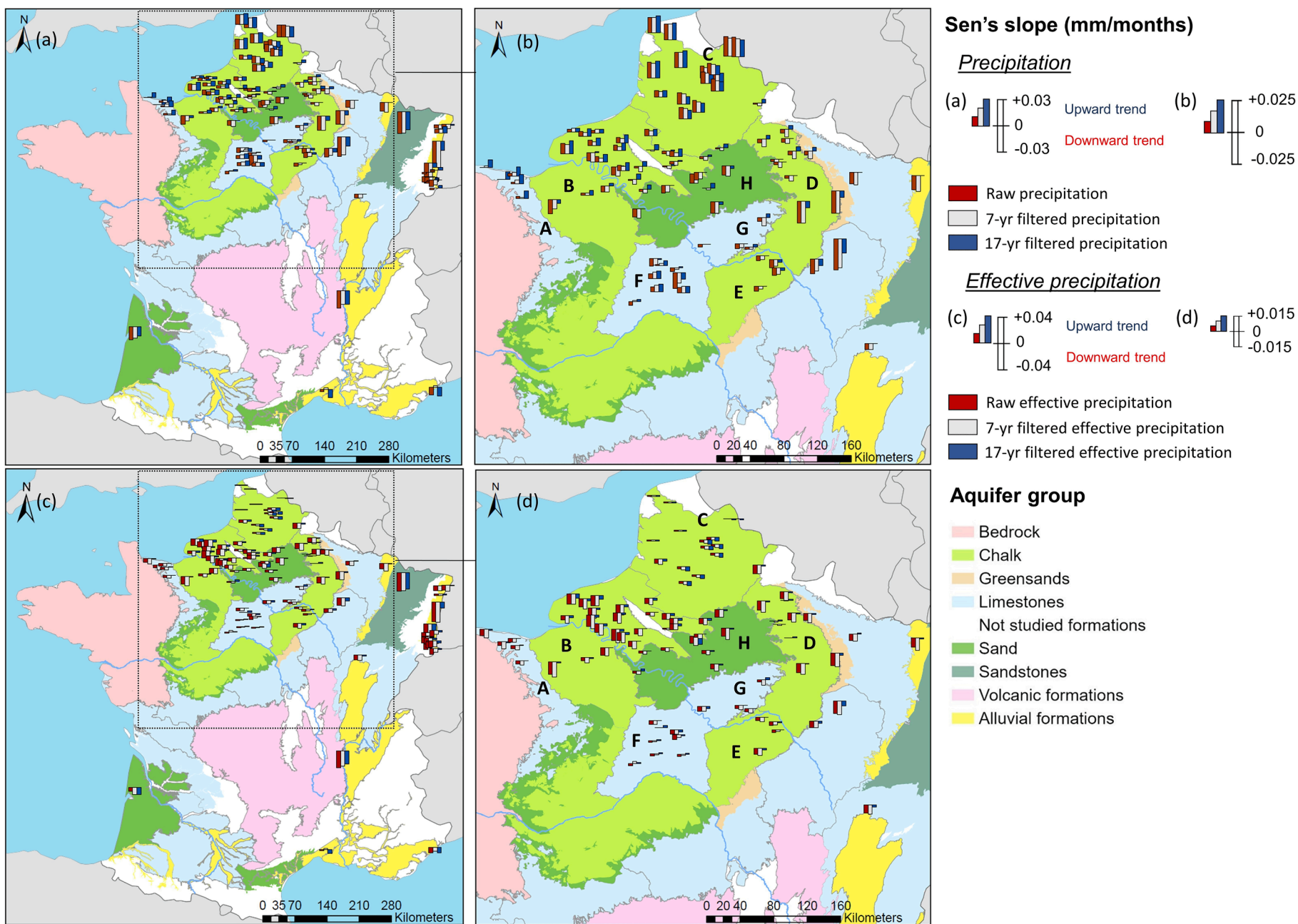


Fig. 11. Comparison of precipitation trend direction and magnitude between cumulated monthly precipitation, ~7-yr filtered cumulated monthly precipitation and ~17-yr filtered cumulated monthly precipitation over 1976–2019; a) and b) show precipitation results, c) and d) show effective precipitation results. The legend of hydrogeological entities can be found on Fig. 8.

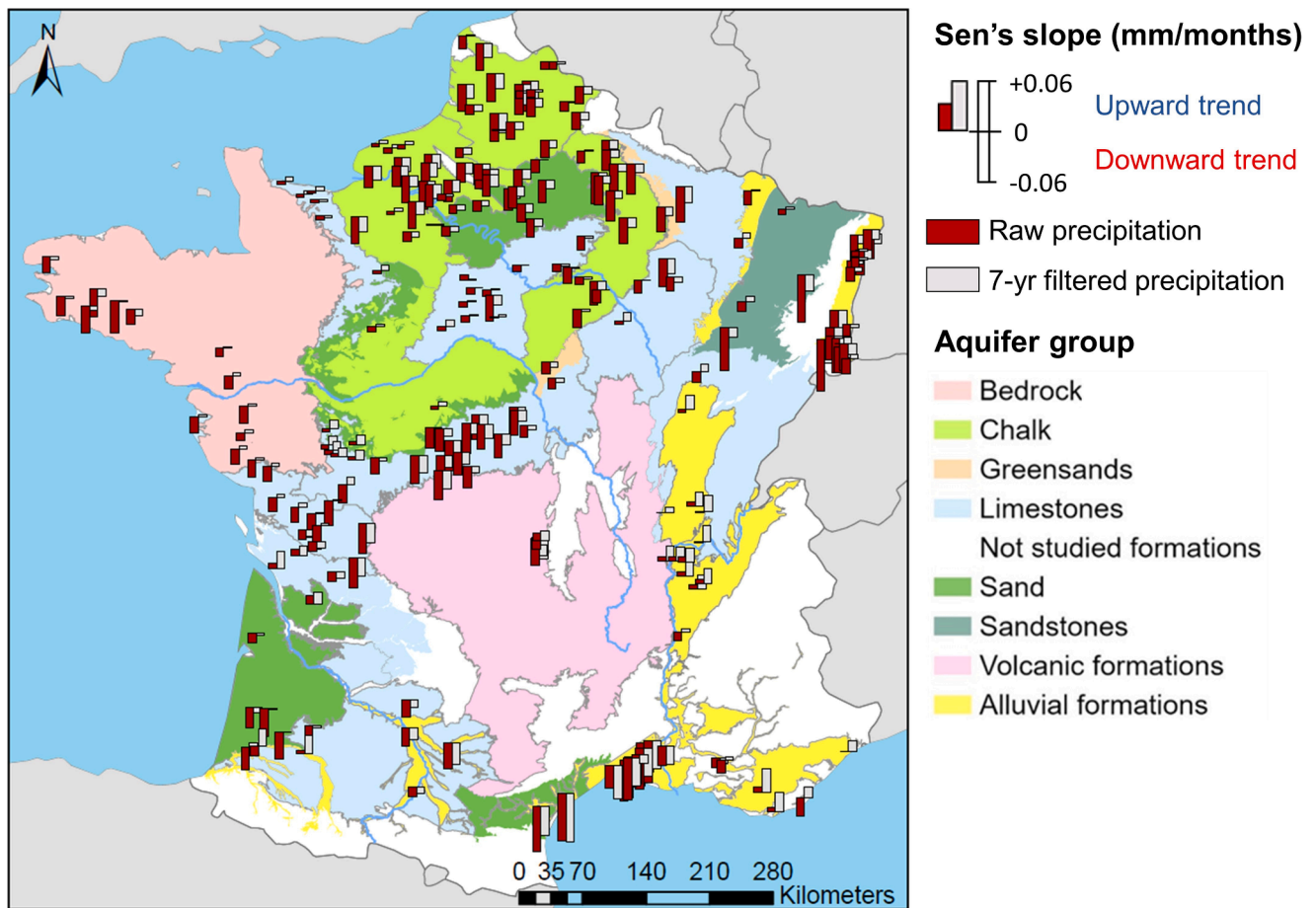


Fig. 12. Comparison of precipitation trend direction and magnitude between cumulated monthly precipitation and \sim 7-yr filtered cumulated monthly precipitation over 1996–2019.

groundwater levels is heterogeneous in northern France (Figs. 9 and 11). Some regions (Normandy, Champagne, and Artois-Picardy) show a rather consistent influence of multi-annual variability on trends, regardless of the variable (precipitation, effective precipitation, groundwater levels). For these regions, the multi-annual variability primarily drives levels up (attenuating downward trends or accentuating upward trends). In other regions however, such as Bessin, Beauce and Bourgogne, the available data indicate different influences of multi-annual variability on precipitation, effective precipitation, and groundwater level trends. We will not extend the discussion to these regions because the results showed disparities at the local scale.

Our analysis provides a first insight into the influence of multi-annual and decadal variabilities in groundwater levels on estimated trends. Generally, the influence of both low-frequency variabilities is also similar on precipitation and effective precipitation trends. We observe multi-annual and decadal variabilities that aggravate downward trends or mitigate upward trends either in groundwater, precipitation and effective precipitation. It is known that low-frequency variability (originating from internal climate variability) may modulate anthropogenically-driven trends, particularly those induced by climate change (Kingston et al., 2020). Our result indicates that low-frequency variabilities would be able to aggravate trends (i.e., amplify downward trends) that might be induced by anthropogenic climate change. For regions that are already submitted to regular meteorological and hydrological droughts, this result may be particularly alarming, such as for the Mediterranean region that is defined as an anthropogenic climate change “hotspot” (Diffenbaugh and Giorgi, 2012; Lionello and Scarascia, 2018; Drobinski et al., 2020; Trambly et al., 2020). However, even if it is accepted that low-frequency variability may accentuate,

attenuate or inverse the long-term effects of climate change on hydrological processes (Fatichi et al., 2014; Gu et al., 2019; Massei et al., 2020), our methodology in this article does not allow us to obtain residual trends that may be only related to climate change. Indeed, we subtracted individually each low-frequency variability to assess their specific influence on trends and consequently there is still some low-frequency in residual time series (filtered ones) on which the trend is re-estimated. Consequently, we do not estimate directly the aggravating or mitigating potential of low-frequency variability on trends that would be related only to climate change.

In some areas, however, discrepancies exist between precipitation and effective precipitation, suggesting the possible influence of PET that inverses the effect of multi-annual variability on trends (over 1996–2019) in the Paris Basin. Locally, discrepancies can appear between effective precipitation and groundwater levels, such as in the Beauce area over 1976–2019 due to aquifer properties that significantly filter the multi-annual variability, which then no longer affects groundwater trends. Further investigations will be necessary to better understand the processes and physical properties causing the reversal of the influence of low-frequency variability on trends between precipitation and groundwater levels.

The large influence of low-frequency variability on estimated groundwater level trends entails several implications. First regarding conclusions about traces of climate change in groundwater levels, since trends may actually correspond to the presence of low-frequency variability, and then be primarily the result of internal climate variability instead of anthropogenic climate change. Second regarding future evolutions of groundwater levels, since a potential change in the amplitude of internal climate variability (that may also be the consequence of

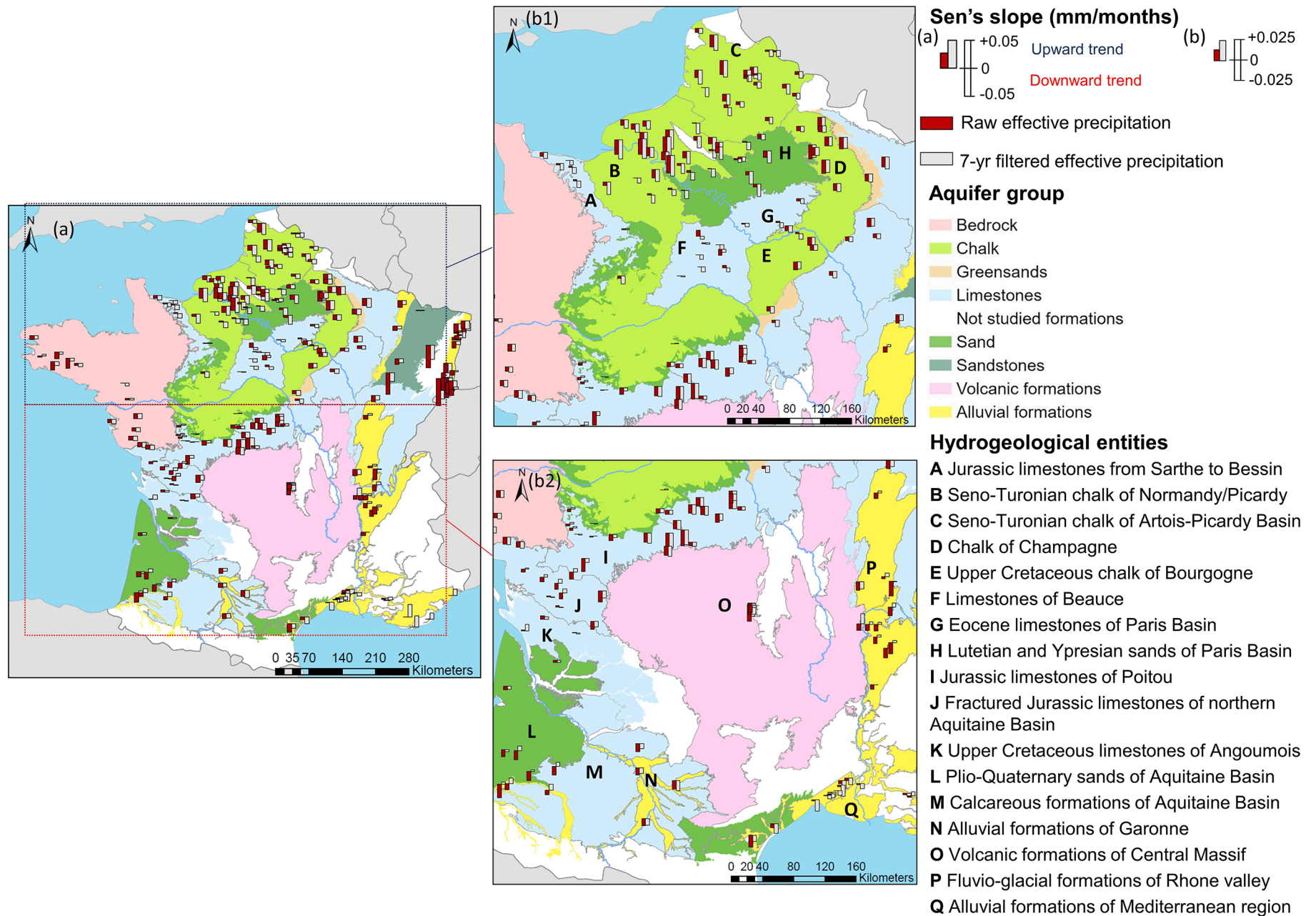


Fig. 13. Comparison of effective precipitation trend direction and magnitude between cumulated monthly effective precipitation and ~7-yr filtered cumulated monthly effective precipitation over 1996–2019.

anthropogenic climate change) – e.g. increasing or decreasing low-frequency variability – in the next decades may lead to substantial changes in groundwater level trends. Consequently, the extrapolation of trends estimated over the historical period seems particularly hazardous, due to the stochastic and unpredictable behaviour of such low-frequency fluctuations. Third regarding future projections, because internal climate variability is often improperly reproduced and is a major source of uncertainties in climate and hydrological projections resulting from GCM outputs (Terray and Boé, 2013; Qasmi et al., 2017). Consequently, trend estimates resulting from these hydrological projections (and *in fine* resulting from recharge and groundwater level projections) would be subject to strong uncertainty.

5. Conclusion

The analysis of groundwater level trends in France showed that a number of aquifers were susceptible to trend direction instabilities (i.e., changes in trend direction according to the length of time series), leading to contradictory conclusions about groundwater level evolutions. This led to the question of the existence, importance and spatial distribution of low-frequency variability in groundwater levels of French aquifers. Groundwater levels were therefore broken down by MODWT to estimate the significance of low-frequency variabilities in total groundwater level variability. It turned out that most of aquifers susceptible to trend direction instabilities exhibit a hydrological variability characterized by a significant low-frequency variability: they are aquifers with inertial or combined behaviour of water tables. Given the significant presence of multi-annual and decadal variabilities in groundwater levels, we aimed to determine if, how and to what extent each of these components could affect trend estimates. To this end, MODWT filtering was performed to subtract individually the multi-annual or decadal variability from the entire signal, and then trends were re-estimated on the filtered groundwater level time series. The results showed that the groundwater level trends were highly sensitive to the presence of any of these low-frequency components, which may then strongly influence the estimated trends. Such results indicate that low-frequency variability (originating from internal climate variability) is capable of attenuating or accentuating groundwater level trends, including those that might be associated with climate change.

In general, trend detection is widely used as a tool for assessing changes in groundwater levels. Nevertheless, our study presents features that show that this tool should be used with caution, particularly for studying groundwater levels with significant low-frequency variability. We observed that: (i) trends are highly dependent upon the study period and time series length, and cannot be extrapolated; (ii) trends are strongly influenced and guided by low-frequency variability, and (iii) trends are often only segments of larger scale fluctuations resulting from large-scale atmospheric or oceanic circulation. Consequently, their interpretation and attribution to a physical phenomenon, such as climate change vs. climate variability, remains complex. In addition, since low-frequency variability strongly guides and influences the estimated groundwater level trends, potential changes in low-frequency variability – induced by changes in internal climate variability – would necessarily lead to a change in the estimated trends. In particular, this means that (i) estimation of trends in hydrological projections resulting from GCM outputs in which low-frequency variability is not well represented would be subject to strong uncertainty, (ii) a potential change in internal climate variability – e.g. increasing or decreasing low-frequency variability – in the next decades may lead to substantial changes in estimated groundwater level trends.

Consequently, future works should focus on assessing the impacts of a potential change in internal climate variability (i.e., low-frequency variability) on groundwater level trends using different scenarios of amplitude-modifications of low-frequency variability. In addition, a sensitivity analysis of the results of this study to decomposition method employed (e.g. wavelets, EEMD) should be conducted.

CRediT authorship contribution statement

Lisa Baulon: Conceptualization, Data curation, Methodology, Software, Formal analysis, Writing – original draft, Visualization. **Delphine Allier:** Conceptualization, Methodology, Writing – review & editing, Visualization, Supervision. **Nicolas Massei:** Conceptualization, Methodology, Writing – review & editing, Supervision, Project administration. **Hélène Bessière:** Writing – review & editing, Visualization, Supervision. **Matthieu Fournier:** Writing – review & editing, Supervision. **Violaine Bault:** Data curation.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

This work was partially supported by the GeoERA project TACTIC, funded by the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement number 731166. We would also like to thank the Agence de l'Eau Seine Normandie, PIREN Seine, BRGM, Région Normandie for their financial support. Finally, we would like to thank Sandra Lanini for the calculation of effective precipitation; the two anonymous reviewers for their thoughtful comments that definitely helped improving the paper; Marinus Kluijver for editing the final English version; Jean-Jacques Seguin, Marc Laurencelle and Laurence Gourcy for the helpful discussions.

References

- Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessière, H., Fournier, M., Bault, V., 2020. Influence de la variabilité basse-fréquence des niveaux piézométriques sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes. *Géologues* 207, 53–60.
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R.A.P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellari, A., Chirico, G.B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., Güll, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinoва, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Salinas, J.L., Sauquet, E., Sraj, M., Szolgay, J., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2019. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature* 573 (7772), 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>.
- Boé, J., Habets, F., 2014. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>.
- Burn, D.H., Hannaford, J., Hodgkins, G.A., Whitfield, P.H., Thorne, R., Marsh, T., 2012. Reference hydrologic networks II. Using reference hydrologic networks to assess climate-driven changes in streamflow. *Hydrol. Sci. J.* 57 (8), 1580–1593. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.728705>.
- Burn, D.H., Whitfield, P.H., 2018. Changes in flood events inferred from centennial length streamflow data records. *Adv. Water Resour.* 121, 333–349. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.08.017>.
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., Saba, V., 2018. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556 (7700), 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>.
- Caporali, E., Lompi, M., Pacetti, T., Chiarello, V., Fatichi, S., 2020. A review of studies on observed precipitation trends in Italy. *Int. J. Climatol.* 41, 1–25. <https://doi.org/10.1002/joc.6741>.
- Chataigner, J., Michon, J., 2019. Prélèvements quantitatifs sur la ressource en eau (données 2016). Agence française pour la biodiversité (AFB), 12pp.
- Constantine, W., Percival, D., 2016. wmtsa: Wavelet Methods for Time Series Analysis. R package version 2.0-1. <<https://CRAN.R-project.org/package=wmtsa>>.
- Cornish, C.R., Bretherton, C.S., Percival, D.B., 2006. Maximal overlap wavelet statistical analysis with application to atmospheric turbulence. *Boundary-Layer Meteorol.* 119 (2), 339–374. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9011-y>.
- Cornish, C. R., Percival, D. B., Bretherton, C. S., 2003. The WMTSA Wavelet Toolkit for Data Analysis in the Geosciences. *EOS Trans AGU.* 84(46): Fall Meet. Suppl., Abstract NG11A-0173.
- Degefu, M.A., Alamirew, T., Zeleke, G., Bewket, W., 2019. Detection of trends in hydrological extremes for Ethiopian watersheds, 1975–2010. *Reg. Environ. Change* 19 (7), 1923–1933. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01510-x>.
- Dieppois, B., Durand, A., Fournier, M., Massei, N., 2013. Links between multidecadal and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate

- variability of northern France and England since the 17th century. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 118 (10), 4359–4372. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50392>.
- Dieppois, B., Lawler, D.M., Slonosky, V., Massei, N., Bigot, S., Fournier, M., Durand, A., 2016. Multidecadal climate variability over northern France during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 36 (15), 4679–4696. <https://doi.org/10.1002/joc.4660>.
- Diffenbaugh, N.S., Giorgi, F., 2012. Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Clim. Change* 114 (3–4), 813–822. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0570-x>.
- Dong, B., Sutton, R.T., Woollings, T., 2011. Changes of interannual NAO variability in response to greenhouse gases forcing. *Clim. Dyn.* 37 (7–8), 1621–1641. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0936-6>.
- Drobinski, P., Da Silva, N., Bastin, S., Mailler, S., Muller, C., Ahrens, B., Christensen, O.B., Lionello, P., 2020. How warmer and drier will the Mediterranean region be at the end of the twenty-first century? *Reg. Environ. Change* 20, 78. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01659-w>.
- Dudley, R.W., Hirsch, R.M., Archfield, S.A., Blum, A.G., Renard, B., 2020. Low streamflow trends at human-impacted and reference basins in the United States. *J. Hydrol.* 580, 124254. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124254>.
- Edijatno, Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* 2, 113–122. <https://doi.org/10.1051/lhb/1989007>.
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.040>.
- Enfield, D.B., Mestas-Núñez, A.M., Trimble, P.J., 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.* 28 (10), 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>.
- Espinosa, L.A., Portela, M.M., 2020. Rainfall Trends over a Small Island Teleconnected to the North Atlantic Oscillation – the Case of Madeira Island. *Water Resour Manage* 34 (14), 4449–4467. <https://doi.org/10.1007/s11269-020-02668-4>.
- European Commission, 2009. COMMON IMPLEMENTATION STRATEGY FOR THE WATER FRAMEWORK DIRECTIVE (2000/60/EC) – Guidance Document n°18 – GUIDANCE ON GROUNDWATER STATUS AND TREND ASSESSMENT – EC 2009, ISBN 978-92-79-11374-1 – Chap. 5.3.1.
- Fatichi, S., Rimkus, S., Burlando, P., Bordoy, R., 2014. Does internal climate variability overwhelm climate change signals in streamflow? The upper Po and Rhone basin case studies. *Sci. Total Environ.* 493, 1171–1182. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.12.014>.
- Fatichi, S., Molnar, P., Mastrotheodoros, T., Burlando, P., 2015. Diurnal and seasonal changes in near-surface humidity in a complex orography. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 120 (6), 2358–2374. <https://doi.org/10.1002/2014JD022537>.
- Fossa, M., Dieppois, B., Massei, N., Fournier, M., Laignel, B., Vidal, J.-P., 2021. Spatio-temporal and cross-scale interactions in hydroclimate variability: a case-study in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–29. <https://doi.org/10.5194/hess-2021-81>.
- Fritter, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., Deloffre, J., 2012. Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *C.R. Geosci.* 344 (8), 396–405. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.07.004>.
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., Bard, A., 2013. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *J. Hydrol.* 482, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.038>.
- Gouhier, T.C., Grinsted, A., 2012. biwavelet: Conduct univariate and bivariate wavelet analyses. R package version 0.12. <<http://CRAN.R-project.org/package=biwavelet>>.
- Gu, L., Chen, J., Xu, C.-Y., Kim, J.-S., Chen, H., Xia, J., Zhang, L., 2019. The contribution of internal climate variability to climate change impacts on droughts. *Sci. Total Environ.* 684, 229–246. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.345>.
- Gudmundsson, L., Tallaksen, L.M., Stahl, K., Fleig, A.K., 2011. Low-frequency variability of European runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2853–2869. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2853-2011>.
- Guo, B., Chen, Z., Guo, J., Liu, F., Chen, C., Liu, K., 2016. Analysis of the nonlinear trends and non-stationary oscillations of regional precipitation in Xinjiang, Northwestern China, using ensemble empirical mode decomposition. *Int. J. Environ. Res. Public Health* 13, 345. <https://doi.org/10.3390/ijerph13030345>.
- Hamed, K.H., Ramachandra Rao, A., 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *J. Hydrol.* 204 (1–4), 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X).
- Hannaford, J., Buys, G., Stahl, K., Tallaksen, L.M., 2013. The influence of decadal-scale variability on trends in long European streamflow records. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17 (7), 2717–2733. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2717-2013>. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2717-2013-supplement>.
- Iliopoulou, T., Koutsoyiannis, D., 2020. Projecting the future of rainfall extremes: better classic than trendy. *J. Hydrol.* 588, 125005. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125005>.
- Kendall, M.G., Stuart, A., Ord, J.K., 1987. *Kendall's Advanced Theory of Statistics*. Oxford University Press Inc., USA.
- Kerr, R.A., 2000. A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. *Science* 288 (5473), 1984–1985.
- Kingston, D.G., Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Hartmann, A., Lavers, D.A., Vidal, J.-P., 2020. Moving beyond the catchment scale: Value and opportunities in large-scale hydrology to understand our changing world. *Hydrol. Process.* 34 (10), 2292–2298. <https://doi.org/10.1002/hyp.13729>.
- Koutsoyiannis, D., 2006. Nonstationarity versus scaling in hydrology. *J. Hydrol.* 324 (1–4), 239–254. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.022>.
- Liesch, T., Wunsch, A., 2019. Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *J. Hydrol.* 572, 226–242. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.060>.
- Lionello, P., Scarascia, L., 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Reg. Environ. Change* 18 (5), 1481–1493. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1290-1>.
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., 2012. Recent trends in Iberian streamflows (1945–2005). *J. Hydrol.* 414–415, 463–475. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.023>.
- McCabe, G.J., Wolock, D.M., 2002. A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophysical Research Letters* 29, 38-1-38-4. [10.1029/2002GL015999](https://doi.org/10.1029/2002GL015999).
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>.
- Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Lavers, D.A., Fossa, M., Laignel, B., Debret, M., 2017. Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France. *J. Hydrol.* 546, 262–275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.008>.
- 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.: Atmos.* 112 (D9) <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>.
- Massei, N., Fournier, M., 2012. Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert-Huang Transform. *J. Hydrol.* 448–449, 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.052>.
- Massei, N., Kingston, D.G., Hannah, D.M., Vidal, J.-P., Dieppois, B., Fossa, M., Hartmann, A., Lavers, D.A., Laignel, B., 2020. Understanding and predicting large-scale hydrological variability in a changing environment, in: Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. Presented at the Hydrological Processes and water security in a changing world - Hydrological Processes and Water Security in a Changing World, Beijing, China, 6–9 November 2018, Copernicus GmbH, pp. 141–149. [10.5194/pihws-383-141-2020](https://doi.org/10.5194/pihws-383-141-2020).
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., 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. *Int. J. Climatol.* 30 (14), 2146–2154. <https://doi.org/10.1002/joc.2022>.
- Mohanavelu, A., Kasiviswanathan, K.S., Mohanasundaram, S., Ilampooranan, I., He, J., Pingale, S.M., Soundharajan, B.-S., Diwan Mohaideen, M.M., 2020. Trends and Non-Stationarity in Groundwater Level Changes in Rapidly Developing Indian Cities. *Water* 12, 3209. <https://doi.org/10.3390/w12113209>.
- Morin, E., 2011. To know what we cannot know: Global mapping of minimal detectable absolute trends in annual precipitation. *Water Resour. Res.* 47 (7) <https://doi.org/10.1029/2010WR009798>.
- Neves, M.C., Jerez, S., Trigo, R.M., 2019. The response of piezometric levels in Portugal to NAO, EA, and SCAND climate patterns. *J. Hydrol.* 568, 1105–1117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.054>.
- Pathak, A.A., Dodamani, B.M., 2019. Trend analysis of groundwater levels and assessment of regional groundwater drought: Ghataprabha River Basin, India. *Nat Resour Res* 28 (3), 631–643. <https://doi.org/10.1007/s11053-018-9417-0>.
- Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Reig, F., Tramblay, Y., Trigo, R.M., Luna, M.Y., Turco, M., Noguera, I., Aznárez-Balta, M., García-Herrera, R., Tomas-Burguera, M., El Kenawy, A., 2020. Long-term precipitation in Southwestern Europe reveals no clear trend attributable to anthropogenic forcing. *Environ. Res. Lett.* 15 (9), 094070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9c4f>.
- Percival, D.B., Mofjeld, H.O., 1997. Analysis of subtidal coastal sea level fluctuations using wavelets. *J. Am. Stat. Assoc.* 92 (439), 868–880. <https://doi.org/10.1080/01621459.1997.10474042>.
- Percival, D.B., Walden, A.T., 2000. *Wavelet Methods for Time Series Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pérez Ciria, T., Labat, D., Chiogna, G., 2019. Detection and interpretation of recent and historical streamflow alterations caused by river damming and hydropower production in the Adige and Inn river basins using continuous, discrete and multiresolution wavelet analysis. *J. Hydrol.* 578, 124021. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124021>.
- Qasmi, S., Cassou, C., Boé, J., 2017. Teleconnection between atlantic multidecadal variability and european temperature: diversity and evaluation of the coupled model intercomparison project phase 5 models. *Geophys. Res. Lett.* 44, 11140–11149. <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>.
- Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., 2011. A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Global Planet. Change* 78 (1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.04.008>.
- Roux, J.C., 2006. *Aquifères et eaux souterraines en France*. BRGM Editions, 956p.
- Rust, W., Holman, I., Bloomfield, J., Cuthbert, M., Corstanje, R., 2019. Understanding the potential of climate teleconnections to project future groundwater drought. [10.5194/hess-23-3233-2019](https://doi.org/10.5194/hess-23-3233-2019).
- Rust, W., Holman, I., Corstanje, R., Bloomfield, J., Cuthbert, M., 2018. A conceptual model for climatic teleconnection signal control on groundwater variability in Europe. *Earth Sci. Rev.* 177, 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.017>.
- Sakizadeh, M., Mohamed, M.M.A., Klammler, H., 2019. Trend analysis and spatial prediction of groundwater levels using time series forecasting and a novel spatio-temporal method. *Water Resour Manage* 33 (4), 1425–1437. <https://doi.org/10.1007/s11269-019-02208-9>.
- Sang, Y.-F., Wang, Z., Liu, C., 2014. Comparison of the MK test and EMD method for trend identification in hydrological time series. *J. Hydrol.* 510, 293–298. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.039>.

- Schmocker-Fackel, P., Naef, F., 2010. More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *J. Hydrol.* 381 (1-2), 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.022>.
- Schuite, J., Flipo, N., Massei, N., Rivière, A., Baratelli, F., 2019. Improving the spectral analysis of hydrological signals to efficiently constrain watershed properties. *Water Resour. Res.* 55 (5), 4043–4065. <https://doi.org/10.1029/2018WR024579>.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *J. Am. Stat. Assoc.* 63 (324), 1379–1389.
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.-P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol J* 17, 1823. [10.1007/s10040-009-0488-1](https://doi.org/10.1007/s10040-009-0488-1).
- Song, X., Song, Y.u., Chen, Y., 2020. Secular trend of global drought since 1950. *Environ. Res. Lett.* 15 (9), 094073. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba20d>.
- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L., Van Lanen, H., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., Jordar, J., 2010. Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2367–2382. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2367-2010>.
- Stojković, M., Ilić, A., Prohaska, S., Plavšić, J., 2014. Multi-Temporal Analysis of Mean Annual and Seasonal Stream Flow Trends, Including Periodicity and Multiple Non-Linear Regression. *Water Resour. Manage* 28 (12), 4319–4335. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0753-5>.
- Tegel, W., Seim, A., Skiadaresis, G., Ljungqvist, F.C., Kahle, H.-P., Land, A., Muigg, B., Nicolussi, K., Büntgen, U., 2020. Higher groundwater levels in western Europe characterize warm periods in the Common Era. *Sci. Rep.* 10, 16284. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-73383-8>.
- Terray, L., Boé, J., 2013. Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *C.R. Geosci.* 345 (3), 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.02.003>.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79 (1), 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).
- Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S.M., Volaire, F., Boone, A., Le Page, M., Llasat, M.C., Albergel, C., Burak, S., Cailleret, M., Kalin, K.C., Davi, H., Dupuy, J.-L., Greve, P., Grillakis, M., Hanich, L., Jarlan, L., Martin-StPaul, N., Martínez-Vilalta, J., Mouillot, F., Pulido-Velazquez, D., Quintana-Seguí, P., Renard, D., Turco, M., Türkeş, M., Trigo, R., Vidal, J.-P., Vilagrosa, A., Zribi, M., Polcher, J., 2020. Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth Sci. Rev.* 210, 103348. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348>.
- Velasco, E.M., Gurdak, J.J., Dickinson, J.E., Ferré, T.P.A., Corona, C.R., 2017. Interannual to multidecadal climate forcings on groundwater resources of the U.S. West Coast. *J. Hydrol.: Regional Studies, Water, energy, and food nexus in the Asia-Pacific region* 11, 250–265. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.018>.
- Vicente-Serrano, S.M., Peña-Gallardo, M., Hannaford, J., Murphy, C., Lorenzo-Lacruz, J., Dominguez-Castro, F., López-Moreno, J.L., Beguería, S., Noguera, I., Harrigan, S., Vidal, J.-P., 2019. Climate, irrigation, and land cover change explain streamflow trends in countries bordering the Northeast Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 46 (19), 10821–10833. <https://doi.org/10.1029/2019GL084084>.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.-M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* 30 (11), 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>.
- Visser, A., Dubus, I., Broers, H.P., Brouyère, S., Korcz, M., Orban, P., Goderniaux, P., Batlle-Aguilar, J., Surdyk, N., Amraoui, N., Job, H., Pinault, J.L., Bierkens, M., 2009. Comparison of methods for the detection and extrapolation of trends in groundwater quality. *J. Environ. Monit.* 11, 2030–2043. <https://doi.org/10.1039/B905926A>.
- Vu, M.T., Jardani, A., Massei, N., Fournier, M., 2021. Reconstruction of missing groundwater level data by using Long Short-Term Memory (LSTM) deep neural network. *J. Hydrol.* 597, 125776. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125776>.

3. Influence de la variabilité basse fréquence sur les très hauts et très bas niveaux piézométriques

3.1. Contexte de l'article

La 2^{ème} partie de ce chapitre a montré, entre autres, que la variabilité basse fréquence peut expliquer une très large partie des variations piézométriques. Les variations de certaines nappes, comme la nappe des calcaires de Beauce, sont quasi-exclusivement contrôlées par la variabilité basse fréquence. Outre son influence avérée sur les tendances piézométriques, elle peut également contrôler l'émergence des très hauts et très bas niveaux piézométriques. Par conséquent, l'objet de l'article suivant est de déterminer, pour différents aquifères avec des propriétés physiques et donc des variations piézométriques très différentes, l'influence de la variabilité basse fréquence sur l'occurrence et l'amplitude des niveaux piézométriques les plus extrêmes.

3.2. Article



Influence of low-frequency variability on high and low groundwater levels: example of aquifers in the Paris Basin

Lisa Baulon^{1,2}, Nicolas Massei¹, Delphine Allier², Matthieu Fournier¹, and Hélène Bessiere²

¹Normandie University, UNIROUEN, UNICAEAN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France

²BRGM, 3 av. C. Guillemin, 45060 Orleans CEDEX 02, France

Correspondence: Lisa Baulon (lisa.baulon@etu.univ-rouen.fr)

Received: 7 January 2022 – Discussion started: 10 January 2022

Accepted: 4 April 2022 – Published: 8 June 2022

Abstract. Groundwater levels (GWLs) very often fluctuate over a wide range of timescales (intra-annual, annual, multi-annual, and decadal). In many instances, aquifers act as low-pass filters, dampening the high-frequency variability and amplifying low-frequency variations (from multi-annual to decadal timescales) which basically originate from large-scale climate variability. Within the aim of better understanding and ultimately anticipating groundwater droughts and floods, it appears crucial to evaluate whether (and how much) the very high or very low GWLs are resulting from such low-frequency variability (LFV), which was the main objective of the study presented here. As an example, we focused on exceedance and non-exceedance of the 80 % and 20 % GWL percentiles respectively, in the Paris Basin aquifers over the 1976–2019 period. GWL time series were extracted from a database consisting of relatively undisturbed GWL time series regarding anthropogenic influence (water abstraction by either continuous or periodic pumping) over metropolitan France. Based on this dataset, our approach consisted in exploring the effect of GWL low-frequency components on threshold exceedance and non-exceedance by successively filtering out low-frequency components of GWL signals using maximum overlap discrete wavelet transform (MODWT). Multi-annual (~ 7-year) and decadal (~ 17-year) variabilities were found to be the predominant LFVs in GWL signals, in accordance with previous studies in the northern France area. By filtering out these components (either independently or jointly), it is possible to (i) examine the proportion of high-level (HL) and low-level (LL) occurrences generated by these variabilities and (ii) estimate the contribution of each of these variabilities in explaining the

occurrence of major historical events associated with well-recognized societal impacts.

A typology of GWL variations in Paris Basin aquifers was first determined by quantifying the variance distribution across timescales. Four GWL variation types could be found according to the predominance of annual, multi-annual, or/and decadal variabilities in these signals: decadal-dominant (type iD), multi-annual- and decadal-dominant (type iMD), annual-dominant (type cA), and annual- and multi-annual-dominant (type cAM). We observed a clear dependence of high and low GWL on LFV for aquifers exhibiting these four GWL variation types. In addition, the respective contribution of multi-annual and decadal variabilities in the threshold exceedance varied according to the event. In numerous aquifers, it also appeared that the sensitivity to LFV was higher for LLs than HLs. A similar analysis was conducted on the only available long-term GWL time series which covered a hundred years. This allowed us to highlight the potential influence of multidecadal variability on HLs and LLs too.

This study underlined the key role of LFV in the occurrence of HLs and LLs. Since LFV originates from large-scale stochastic climate variability as demonstrated in many previous studies in the Paris Basin or nearby regions, our results point out that (i) poor representation of LFV in general circulation model (GCM) outputs used afterwards for developing hydrological projections can result in strong uncertainty in the assessment of future groundwater extremes (GWEs), and (ii) potential changes in the amplitude of LFV, be they natural or induced by global climate change, may lead to substantial changes in the occurrence and severity of GWEs for the next decades. Finally, this study also stresses the fact that

due to the stochastic nature of LFV, no deterministic prediction of future GWEs for the mid- or long-term horizons can be achieved, even though LFV may look periodic.

1 Introduction

The knowledge of hydroclimatic extremes is a major concern in the context of global change. Hydroclimatic extremes, leading to droughts or floods, can have major consequences for our societies. During hydrological drought periods, many restrictions of water uses can be imposed to the population. For instance each summer in France, regular restrictions are imposed due to hydrogeological droughts (Maréchal and Rouillard, 2020). These restrictions are damaging, especially for agricultural and industrial activities. Floods are equally harmful, the best-known example across France is the flooding of the Somme River basin in 2001. This flooding cost EUR 100 million of damages, and 1100 people were evacuated due to the event long duration spreading over several months (Deneux and Martin, 2001). Moreover, flooding events can also lead to other damage such as erosive events or the degradation of water quality.

Droughts are generally divided into four categories: meteorological drought, hydrological drought, agricultural drought, and socioeconomic drought (Van Loon, 2015). They are defined as follows:

- Meteorological drought refers to a precipitation deficit spanning across a large area and time period that may also be combined with increased potential evapotranspiration. Meteorological drought may lead to hydrological drought and agricultural drought.
- Hydrological drought refers to below-normal surface and subsurface water (i.e., below-normal groundwater levels, water levels in lakes, declining wetland area, and decreased streamflow). Surface and subsurface water resources are then inadequate for established water uses of a given water resources management system (Mishra and Singh, 2010).
- Agricultural drought refers to a deficit in soil moisture leading to a failure in the supply of moisture to vegetation, affecting crops but also natural ecosystems.
- Socioeconomic drought refers to societal impacts of meteorological, hydrological, and agricultural droughts. Water resources become insufficient to support water supply.

Many studies about hydrological droughts focus on streamflow, but it is equally important to look at aquifers and groundwater level (GWL). Consequently, Mishra and Singh (2010) introduced groundwater drought as a new type of drought alongside the four main types of droughts.

Groundwater droughts occur on timescales from months to years (Van Lanen and Peters, 2000). They follow periods of precipitation deficits during winters combined with high evapotranspiration rates that in turn cause low moisture content and low groundwater recharge. They are characterized by decreased and below-normal GWL, becoming critical to sustain human activities (agricultural, industrial, or domestic uses) but also streamflow that may lead to issues in surface ecosystems. Consequences of groundwater droughts on streamflow can be highly problematic, especially in catchments where rivers are strongly sustained by water tables, such as the Seine River (France), where 81 % of the flow is supported by groundwater (Flipo et al., 2020). Abstraction of groundwater can also enhance naturally occurring droughts (Van Lanen and Peters, 2000). Consequently, groundwater droughts may result in hydrological drought and socioeconomic drought.

Contrastingly to hydrological droughts, which are processes that occur slowly, floods are fast phenomena resulting from extreme precipitation, snowmelt, and high initial soil moisture (Berghuijs et al., 2016; Wasko and Nathan, 2019; Bertola et al., 2021). The response time to precipitation to get a high GWL differs a lot according to aquifer characteristics and response type (i.e., reactive vs inertial systems). In reactive systems, the water table quickly reacts to an exceptional rainy winter, leading to high GWL at the end of the recharge period. In inertial systems, several years of exceptional rainfall and recharge are needed to reach particularly high levels. In both cases, extremely high GWL can lead to groundwater flooding. A key example in France was the 2001 floods in the Somme region that were the consequence of exceptional GWL (higher than the soil surface) and exceptional levels of the Somme River. These floods were the result of above-average winter rainfall during several years increasing GWLs in the chalk – with limited summer recession of GWL – and an exceptional previous winter with strong precipitation leading to rapidly increased levels of 10 m, generating the disastrous floods (Deneux and Martin, 2001; Habets et al., 2010). This 2001 event arose from both a low-frequency variability (LFV) with a slow increase of GWL during several years and a high-frequency variability that is superimposed, with a sudden rise of GWL during the 2000–2001 winter (Pointet et al., 2003).

It is expected with climate change that increasingly hydroclimatic extremes with stronger intensities and/or higher frequencies will be observed (IPCC, 2012; Hirabayashi et al., 2013; Trambly et al., 2020). Therefore in the literature, studies on hydroclimatic extremes deal very often with trend analyses to identify potential increases in the frequency of extremes and their intensity (Hodgkins et al., 2017; Mangini et al., 2018; Blöschl et al., 2019; Vicente-Serrano et al., 2021). To describe the long-term evolution of hydroclimatic extremes and their characteristics (e.g., duration, magnitude, and intensity), meteorological or hydrological drought indices such as the Standardized Precipitation Index (SPI; Mc-

Kee et al., 1993), Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010), Standardized Streamflow Index (SSI; Vicente-Serrano et al., 2012), and Standardized Groundwater level Index (SGI; Bloomfield and Marchant, 2013), are commonly used. These indices are widely used to detect trends in meteorological or hydrological droughts and their variability across time (Vicente-Serrano et al., 2021). However, although these indices are useful tools to describe droughts, their principal limit arises from the standardization. This standardization is useful for spatial comparison, but variance information gets lost. We equate aquifers that exhibit a weak amplitude of variations (i.e., < 2 m of maximum water table fluctuation) and high amplitude of variations (i.e., 10 m of maximum water table fluctuation). This is particularly limiting to understand the emergence of high and low GWL, whose amplitude seems highly dependent on the maximum water level fluctuation.

In addition, the long-term effects of climate change on meteorological and hydrological variables may be modified by the internal climate variability, leading to their amplification, attenuation, or inversion (Fatichi et al., 2014; Gu et al., 2019). Therefore, it is crucial to better understand the large-scale origin of these LFV variabilities and how catchments can filter and modify them, in particular for prediction purposes. In this regard, Gudmundsson et al. (2011) indicated that the LFV of runoff directly originates from the large-scale atmospheric circulation, while the catchments' properties control the proportion of variance of LFV in hydrological variables. Simultaneously, a large number of studies addressed the large-scale origins of such variabilities in hydroclimatic variables (streamflow, precipitation, groundwater, and temperature), using climate indices and atmospheric fields (Massei et al., 2010, 2017; Boé and Habets, 2014; Dieppois et al., 2013, 2016; Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019).

In northern France, more particularly in the Seine catchment, many studies highlighted ~ 7 - and ~ 17 -year variabilities in precipitation and streamflow (Massei et al., 2007, 2010, 2017; Fritier et al., 2012; Massei and Fournier, 2012; Dieppois et al., 2013). Since then, CaWaQS model calibration – that is a Seine Basin model – is achieved in a 17-year period as it is proved that groundwater and river water storage are stationary over such a period (Flipo et al., 2012, 2020). The North Atlantic Oscillation (NAO) was described as one significant driver of such temporal signatures (~ 7 and ~ 17 years) in precipitation and streamflow (Massei et al., 2007, 2010). Later, Massei et al. (2017) highlighted, using a composite analysis with sea level pressure (SLP), that the atmospheric pattern associated with the ~ 7 -year variability was not exactly reminiscent of the NAO, with centers of action actually shifted to the north. Similarly, the pattern associated with ~ 17 -year variability (called “ ~ 19.3 -year component” in the study of Massei et al., 2017) was a spatially extended pattern across the Atlantic Ocean, with lower SLP roughly following the Gulf Stream front. This result highlighted that atmospheric patterns associated with

~ 7 - and ~ 17 -year variabilities are not similar, and these atmospheric patterns exhibit centers of action that do not necessarily correspond to those of established climate indices such as the NAO.

Aquifers very often act as low-pass filters, leading to high-amplitude LFV in GWL. Numerous studies also addressed the physical and morphometric parameters controlling the significance of these variabilities in GWL, the superficial formation properties, the vadose zone properties, and the intrinsic aquifer properties being the main properties that control their magnitude (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Velasco et al., 2017; Rust et al., 2018). In Normandy, Slimani et al. (2009) and El Janyani et al. (2012) identified a significant ~ 7 -year variability in GWL of chalk aquifer. Recently, Baulon et al. (2020) also identified a significant ~ 17 -year variability in GWL of chalk and limestone aquifers in northern France. Therefore, aquifers exhibiting a significant LFV would display extreme levels that are highly dependent on such variabilities. For instance, Rust et al. (2019) showed that hydrogeological droughts in the UK are highly dependent on the ~ 7 -year variability: major droughts emerged during low multi-annual levels, except the 1975 drought. However, the approach remained rather qualitative: they just graphically positioned the major droughts on the reconstructed low-frequency components of GWL. There is no quantitative assessment of the importance of ~ 7 -year variability in the emergence of these groundwater droughts. Simultaneously, Bonnet et al. (2020) described the influence of multidecadal variability on high and low flows and how it can impact short-term drought events through groundwater–river exchanges in the Seine basin. In their study, they only described the state (positive or negative phase) of multidecadal variability in GWL to explain the occurrence and severity of two major hydrological droughts in the Seine River catchment. No quantification of the influence of multidecadal variability on high and low GWL was done since it was not the final purpose of their study.

In summary, a few studies concluded a potential high impact of large-scale climate-induced LFV on high and low GWL, but none of them have yet investigated how much groundwater extremes (GWEs) depend on such variability, which is addressed in this study. Throughout the text, for the sake of clarity, GWEs will refer to both very high or very low GWLs, according to certain thresholds that will be defined in subsequent sections.

To answer this question, a simple approach based on the decomposition of GWL time series of northern French aquifers into high- and low-frequency components is proposed in this study over the 1976–2019 period. Beforehand, we quantified the variance distribution across timescales for assessing the significance of low-frequency variations in GWL signals, particularly of multi-annual (~ 7 -year) and decadal (~ 17 -year) variabilities (Sect. 4). Indeed, these ~ 7 - and ~ 17 -year variabilities have been shown to be the most important (and statistically significant) low frequencies in

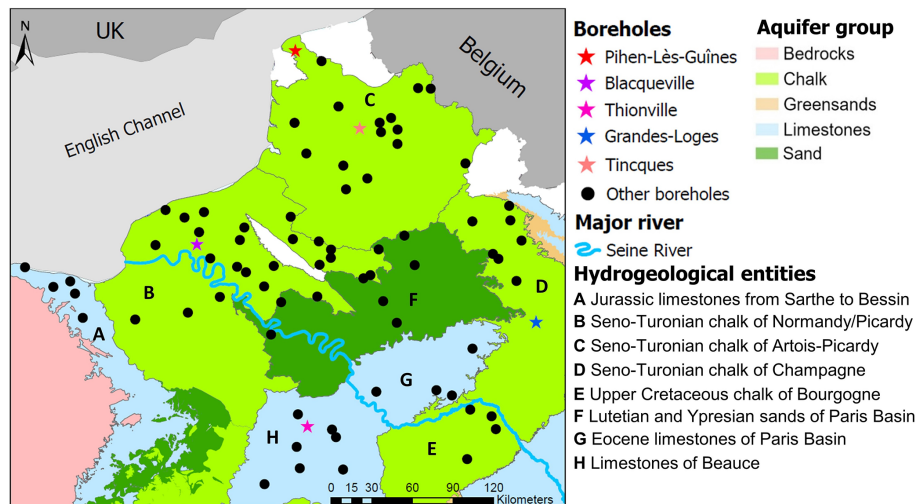


Figure 1. Spatial distribution of the 78 selected boreholes through major hydrogeological entities of the Paris Basin.

hydroclimatic variables and groundwater levels in northern France and neighboring countries (Slimani et al., 2009; Massei et al., 2010; Rust et al., 2019; Baulon et al., 2022). Then, our methodology consists in evaluating the influence of timescales corresponding to multi-annual and decadal variabilities by filtering one or both timescale(s) from the original signal to assess how their withdrawal affects threshold exceedance. First, we propose estimating the proportion of high levels (HLs) or low levels (LLs) associated with the multi-annual or decadal variabilities and then the combination of both (Sect. 5). We also propose determining if proportions of HLs and LLs associated with LFVs are consistent with those obtained in the short term through a long groundwater time series (106 years of data available). Second, we propose determining on four well-known historical events the contribution of multi-annual and decadal variabilities in the amplitude of threshold exceedance (ATE) and identify what parameters may control this contribution (Sect. 6). In other words, we estimate the percentage contribution of each low-frequency component to the emergence of the historical event.

2 Effective precipitation and groundwater data

For this study, we used 78 boreholes in the Paris Basin (northern France), with GWL time series being little or not affected by pumping (Fig. 1). The study area was restricted to the Paris Basin in order to carry out the analysis over a relatively long period (1976–2019). Boreholes were selected from a BRGM database and were required to be undisturbed from human activities (Baulon et al., 2020). We selected the boreholes by following the three steps below:

- a selection of boreholes with time series satisfying criteria of duration, minimum amount of data per month, and maximum length of gaps;
- the cross-referencing of preselected boreholes with other BRGM databases on known anthropogenic influences;
- numerous visualizations of time series with the hydrogeologists responsible for piezometric networks, in order to retain only non-influenced boreholes.

Time series of boreholes in this database were initially gathered in the ADES database that contains all groundwater data (quantity and quality) across continental France (<https://ades.eaufrance.fr/>, last access: 1 April 2020).

The criteria satisfied for selecting GWL time series for the present study were as follows:

- The length of time series must be higher than or at least equal to 44 years.
- The minimum amount of data within a month is set to one monthly datum before the measurement automation and three data after the measurement automation.
- The length of consecutive gaps must be < 3 years for time series starting after 1950 and < 10 years for time series starting before 1950. This allows time series in the new database to preserve LFV in the data. Several gaps in the time series can be allowed if these criteria are respected and if the number of gaps and their lengths are small.

Before data analysis, a visual check of the GWL time series served to remove or correct erroneous data.

The analysis of the influence of LFV on HLs and LLs was conducted over the 1976–2019 period, providing the best

compromise between the spatial distribution of boreholes and time series length. In this work, all time series had a monthly time step to consider all possible GWL variation types from most reactive to most inertial ones. Then, monthly missing values were filled with linear interpolation to perform spectral analyses.

GWL time series capture chalky formations, calcareous formations, and sandy formations of the Paris Basin. In addition, we also used the GWL time series of Tincques monitoring the Seno-Turonian chalk of Artois–Picardy since 1903 (Fig. 1). This time series allowed us to perform our analysis on a longer temporal perspective and compare results with those obtained on short-term time series.

Time series of four boreholes, among the 78 of the study, were used to introduce the different GWL variation types in Paris Basin aquifers: Pihen-Lès-Guînes, Blacqueville, Thionville, and Grandes-Loges (Fig. 1). These boreholes were chosen because each of them is representative of a GWL variation type.

For the aforementioned boreholes monitoring GWL of chalk aquifers (Pihen-Lès-Guînes, Blacqueville, and Grandes-Loges), we also investigated effective precipitation (EP) corresponding to these boreholes. The gridded meteorological data – precipitation (P), snow, temperature, and Penman–Monteith potential evapotranspiration (PET) – from the SAFRAN reanalysis were used as input data to compute effective precipitation. This reanalysis provides daily data on a $8 \times 8 \text{ km}^2$ mesh covering France from 1958 to 2019 (Vidal et al., 2010). The effective precipitation ($EP = P - PET$) was computed using a gridded water budget model with 8 km resolution at daily time step. It relies on the water budget method proposed by Edijatno and Michel (1989). The water budget method considers that in the water cycle, the soil acts as a reservoir characterized by its water storage capacity. Edijatno and Michel (1989) introduced a quadratic law to progressively empty the soil water reserves and to distribute the positive difference between P and PET between EP and soil storage. For each aforementioned borehole, we selected the mesh from SAFRAN reanalysis grid with the effective precipitation time series with the biggest correlation with GWL. In this study, we used monthly cumulative EP time series over the 1976–2019 period.

3 Methodological approach

3.1 Characterization of groundwater multi-timescale variability

In order to determine the prominence of LFV in GWL, the maximum overlap discrete wavelet transform (MODWT) analysis was applied. This is an iterative filtering of the time series that uses a series of low-pass and high-pass filters. Consequently, one high-frequency component called “wavelet detail” and one lower-frequency component called

the “approximation” or “smooth” are produced at each timescale. At the next level, the smooth is then subsequently decomposed into another wavelet detail and smooth. The original signal can be rebuilt by summing up all wavelet details and the last smooth. The original signal is then separated into a relatively small number of wavelet components from high to low frequencies, which together explain the total variability of the signal (Fig. 2). Here, we achieved a full decomposition of the time series by applying the filter bank up to a level corresponding to the $\log_2(N)$, where N is the length of the time series. The least asymmetric (symmlet) wavelet “s20” was used in order to better capture variability at all timescales of sometimes relatively smooth groundwater level time series.

However, unlike discrete wavelet transform (DWT), MODWT was essentially designed to prevent phase shifts in the transform coefficients at all scales by avoiding down-sampling – reducing the number of coefficients by a factor of 2 – the signal with increasing scales. This results in the computed wavelet and scaling coefficients at each scale remaining aligned with the original time series; that is, the variance explained by these coefficients is located where it truly lies in the time series analyzed (Percival and Walden, 2000; Cornish et al., 2003, 2006). While not necessarily essential for signal or image processing or numerical compression, this property is fundamental for physical interpretation of the wavelet details in multiresolution analysis and has already been used for that purpose in several studies such as Percival and Mofjeld (1997), Massei et al. (2017), and Pérez Ciria et al. (2019).

The dominant frequency associated with each MODWT wavelet detail was calculated by Fourier transform of each wavelet detail (Fig. 2). The MODWT also provides the amount of variance (or energy) explained by each wavelet detail and frequency level. The energy percentage of a given wavelet detail expresses the relative importance of this variability in the total signal variability. As a result, the energy distribution between wavelet details for each borehole in the database can be extracted and mapped.

Then, we used the continuous wavelet transform (CWT) for visualizing the spectral content of GWL time series of representative boreholes of each GWL variation type in the Paris Basin. CWT is a widely used method for identifying scales of variability in environmental time series (Torrence and Compo, 1998; Labat, 2005; Liesch and Wunsch, 2019). The literature about CWT is very rich, and the theoretical background, along with an application to climatic variables, is available in Torrence and Compo (1998). The CWT produces a timescale (or time period) contour diagram on which time is indicated on the x axis, the period or scale on the y axis, and amplitude (or variance, or power) on the z axis (Fig. 3).

These analyses used R packages *wmtsa* (Constantine and Percival, 2016) and *biwavelet* (Gouhier and Grinsted, 2012).

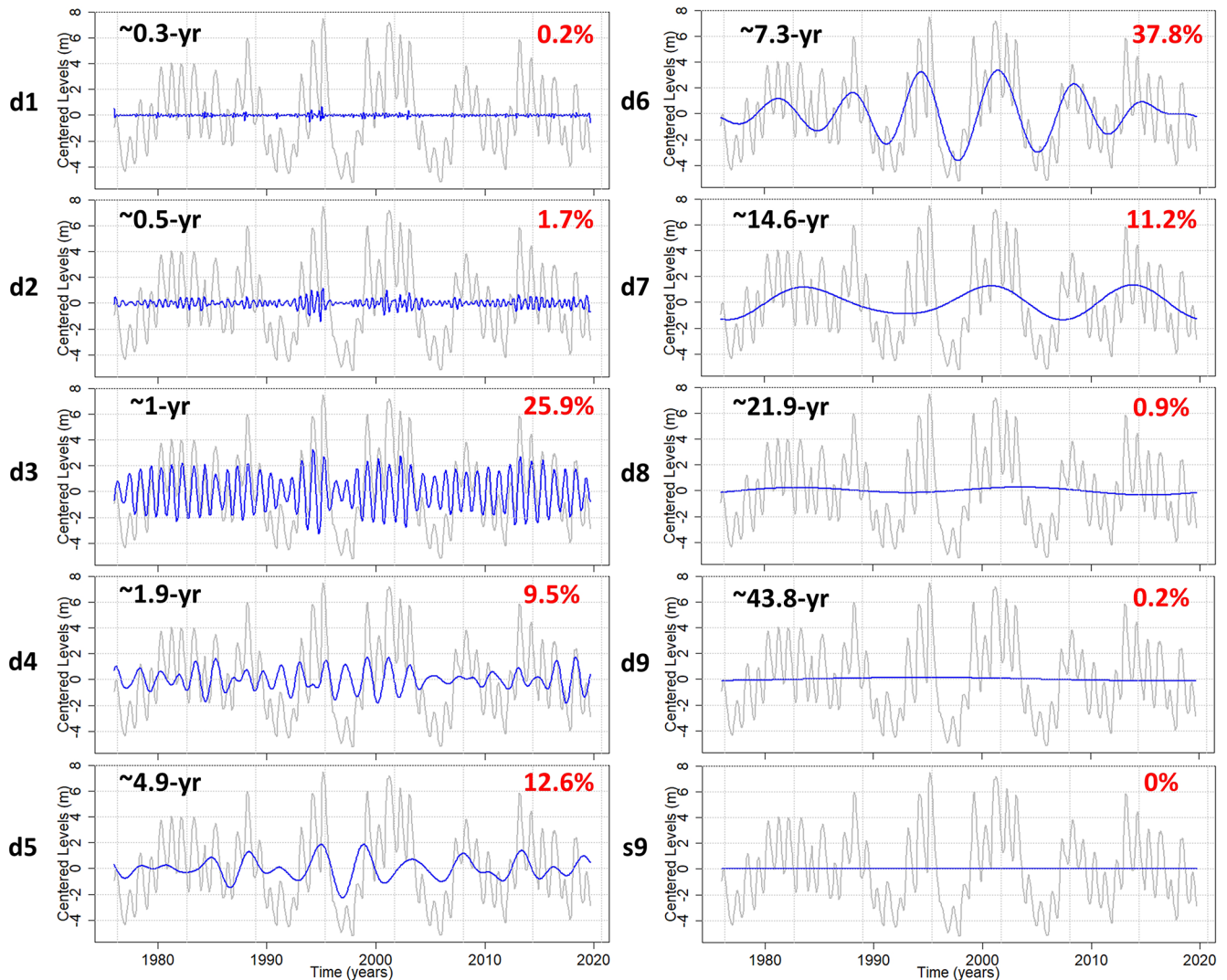


Figure 2. Example of multiresolution analysis by MODWT decomposition for the borehole of Tincques. In gray the groundwater level time series in Tincques is presented and in blue the wavelet details (d1 to d9) and the last smooth or approximation (s9). The Fourier period (in black) and energy percentage (in red) associated with each detail can be calculated.

3.2 Influence of low frequency on the occurrence of high and low groundwater levels

The influence of groundwater LfV (multi-annual and decadal) on HLs and LLs was estimated with the MODWT method for the 78 selected boreholes. As seen in Sect. 3.1, summing up all wavelet details and the last smooth rebuild the original signal. Based on this assessment, we subtracted the interest wavelet detail, corresponding to a specific timescale, from the original signal to evaluate its influence on HLs and LLs (Fig. 4a). This method allowed us to assess whether the withdrawal of multi-annual (~ 7 -year) and/or decadal (~ 17 -year) components leads to a different number and level of GWEs in the filtered groundwater time series compared to the original series.

First, HLs and LLs were identified in original groundwater time series when they exceed thresholds set at the percentile 0.8 and 0.2, respectively (Fig. 4a). Percentiles 0.2 and 0.8 were determined for all boreholes of the whole dataset over the 1976–2019 period. Such percentiles were selected because they are the optimal thresholds to have a correct and sufficient number of HLs and LLs on a 44-year period, particularly for time series with inertial GWL variation type. Once these HLs or LLs have been identified, for each studied time series, details corresponding to multi-annual variability, decadal variability, and both variabilities were successively subtracted from the original signal. From these filtered time series, we evaluated if the subtraction of one given component affected HL peaks or LL peaks as initially identified in the original data. We were more par-

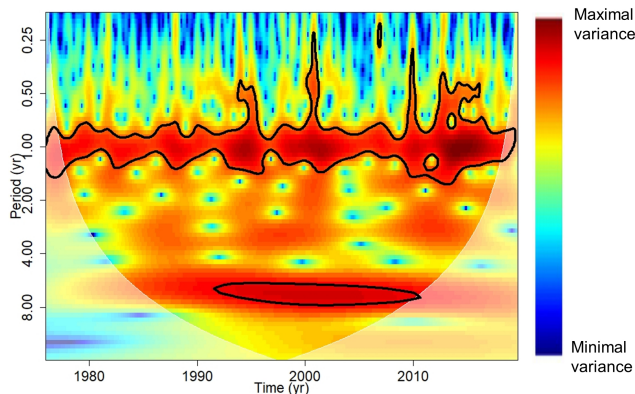


Figure 3. Example of CWT applied to the borehole of Pihen-Lès-Guînes. On the spectrum, time is indicated on the x axis, period or scale on the y axis, and amplitude (or variance, or power) on the z axis. The contour lines express the statistically significant regions of the spectrum at a confidence level of 95 % (Monte Carlo test). The white transparent line corresponds to the cone of influence where the variance is underestimated due to edge effects.

ticularly interested by the threshold exceedance of HL and LL peaks and their characterization as extreme levels. In the case where HL peaks still exceeded the initial threshold, the peaks remained extreme levels, so we considered that the subtracted component(s) had little influence on HL emergence. Oppositely, if peaks moved below the initial threshold, the peaks were no longer considered to be extreme levels, so we considered that the subtracted component(s) had significant influence on HL emergence since it generated the extreme level. The same assessment was realized with LL peaks.

For the sake of clarity, in this paper the terms “extremes” or “extreme levels” refer to HLs above percentile 0.8 and LLs below percentile 0.2.

For each borehole, we calculated a percentage describing the proportion of HLs or LLs in GWL generated by the considered component(s) (i.e., HLs or LLs that were no longer considered as such if the component was filtered). This calculation is presented below with HLs as an example:

$$\text{percentage of HLs generated by the component} = \left(\frac{\text{number of HLs moving below threshold in filtered signal}}{\text{number of HLs in original signal}} \right) \cdot 100. \quad (1)$$

Then, these results were mapped for each borehole and each filtered component (multi-annual, decadal or both).

3.3 Role of groundwater low-frequency variability in the amplitude of threshold exceedance

The calculation of the contribution of groundwater LfV in the amplitude of threshold exceedance (ATE) was achieved with the MODWT method. The methodology consisted in fil-

tering the wavelet details of interest (corresponding to multi-annual and decadal variabilities) to estimate how they impact the amplitude of HL or LL peaks (Fig. 4b).

First, we estimated the difference between the reached level and the threshold value in the original signal (Fig. 4b; Step 1). Then, we estimated the difference between the reached level in the original signal and the obtained level after filtering the interest detail(s) (Fig. 4b; Step 2). This difference revealed the amplitude of levels carried by the subtracted detail(s). Finally, we estimated the contribution of the filtered component to the amplitude of threshold exceedance with the following equation (Fig. 4b; Step 3):

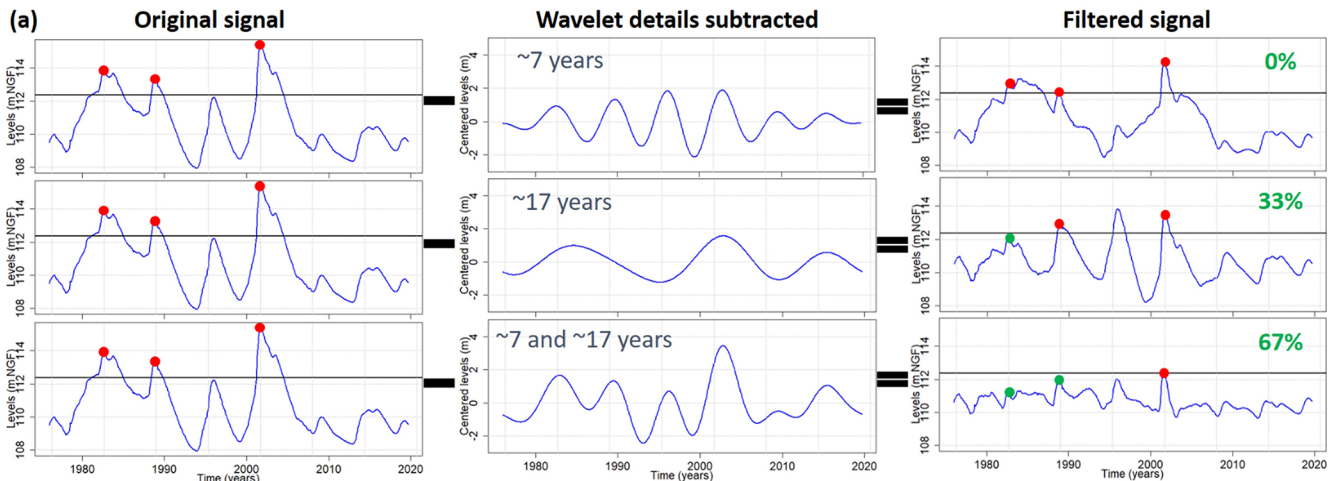
$$\text{percentage of contribution} = \left(\frac{Y}{X} \right) \cdot 100, \quad (2)$$

where Y represents the difference between the observed real level and the obtained level after filtering, and X represents the difference between the observed real level and the threshold value.

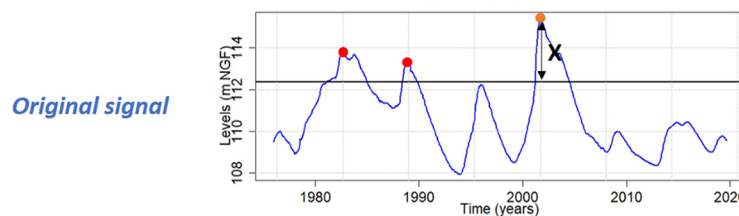
From this calculation, three types of contribution of multi-annual and/or decadal components were highlighted:

- In the case of a negative percentage, we observed an attenuation of the HL or LL peak, owing to the presence of the component considered, meaning that the level reached would have been higher (HL) or lower (LL) than actually observed without attenuation by this component.
- In the case of a positive percentage lower than 100 %, we observed an amplification of the HL or LL peak by the component, meaning that without this component the reached level was lower (HL) or higher (LL) than the actually reached level but still above (HL) or below (LL) the threshold, and the HL or LL remained an extreme.
- In case of positive percentage higher than 100 %, the HL or LL peak was generated by the component, meaning that without this component the reached level fell below (HL) or above (LL) the threshold, and the HL/LL was no longer considered as an extreme.

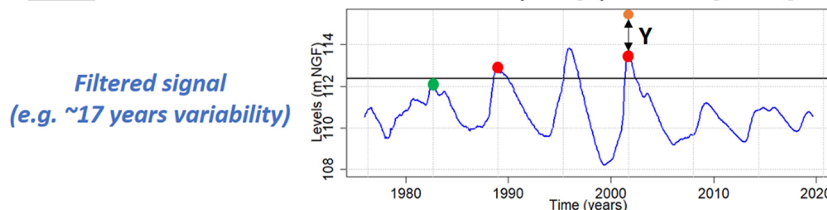
This analysis allowed us to better understand the contribution of the LfV in the emergence of HLs and LLs and estimate its contribution in HL/LL amplitude. It was conducted on major HL/LL events of the Paris Basin: 1995 and 2001 for HLs and 1992 and 1998 for the LLs. We focused precisely on these four events because they are currently among the most severe hydrogeological droughts and floods events across the Paris Basin (Deneux and Martin, 2001; Machard de Gramont and Mardhel, 2006; Seguin et al., 2019). Knowing that the establishment of GWL droughts may occur a few years apart between two boreholes (even in the same hydrogeological entity), we detected the LL peaks on a window extending more or less 3 years before and after the 1992 and 1998 events to be sure to correctly consider the lowest level.



(b) **Step 1:** Difference between the reached level (orange) and the threshold in the original signal (= X)



Step 2: Difference between the reached level (orange) in the original signal and the obtained level after filtering (= Y)



Step 3: Contribution of the variability (e.g. ~17 years) in the amplitude of threshold exceedance (%)

$$\text{Contribution in the amplitude of threshold exceedance} = \left(\frac{Y}{X} \right) * 100 \quad (2)$$

Figure 4. Workflow of (a) the influence of low-frequency variability on high and low groundwater level occurrence (example of high levels) and (b) the contribution of low-frequency variability to the amplitude of threshold exceedance. The borehole of Goupillières (chalk of Normandy) is taken as an example.

4 Multi-timescale variability of groundwater levels in aquifers of the Paris Basin

Across the Paris Basin, various types of GWL variation were highlighted depending on the hydrogeological entity considered, according to the dominant timescale components which characterize their variability (Fig. 5). The Beauce limestones (entity H) are the most inertial system amongst entities of the Paris Basin with a large predominance of decadal variability (DV; purple in Fig. 5). This DV is also significant and even predominant in southern Lutetian and Ypresian sands of the Paris Basin (F) and the southern Seno-Turonian chalk of Normandy (B). Farthest north in these two hydrogeological entities, the importance of the DV shrinks

to be present in almost equal proportion with the multi-annual variability (MAV; dark blue in Fig. 5). The MAV becomes predominant in the northern Seno-Turonian chalk of Normandy–Picardy (B). From eastern Seno-Turonian chalk of Normandy–Picardy (B) to northern Seno-Turonian chalk of Artois–Picardy (C), the MAV constitutes a half to a quarter of total variability, while the DV diminishes significantly in the Artois–Picardy basin.

Oppositely, the annual variability (AV; pink in Fig. 5) swells from eastern Seno-Turonian chalk of Normandy–Picardy to Artois–Picardy to represent up to a quarter of total groundwater variability (Fig. 5). The AV is also significant and even predominant compared to MAV and DV in GWL

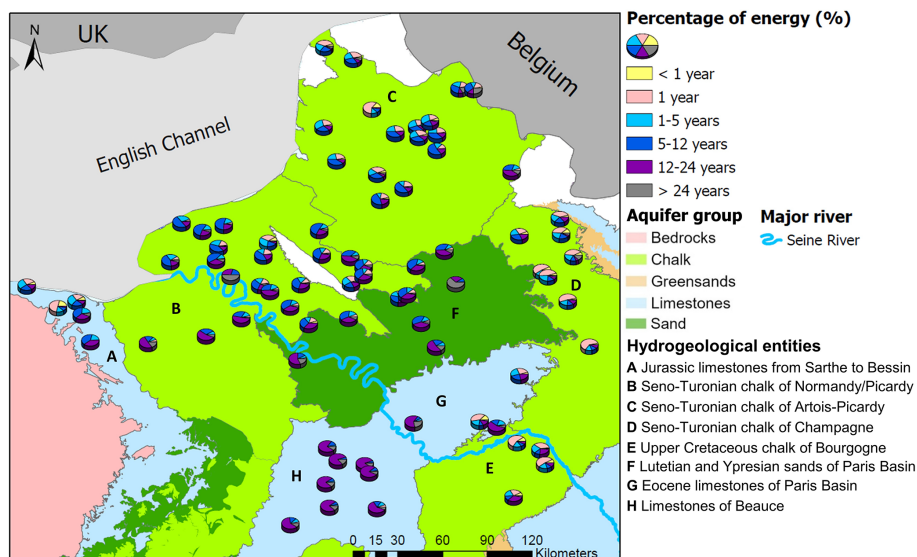


Figure 5. Multi-timescale variability of groundwater levels in the Paris Basin (78 boreholes). Pie charts describe the energy percentage of each timescale of variability reflecting their importance in total groundwater level variations. This energy percentage is derived from the MODWT analysis.

of Champagne and Bourgogne chalk (D and E). These entities exhibit the most reactive water tables in our study.

Finally, the Jurassic limestones of Bessin (A) exhibit two types of GWL variation: inertial farthest south with predominant MAV and DV and more reactive on the border of English Channel, with AV and inter-annual variability (light blue in Fig. 5) accounting for a half of total variability.

No typical GWL variation was identified in the Eocene limestones of the Paris Basin (G; Fig. 5).

Overall, hydrogeological entities in the Paris Basin display four major types of GWL variation:

- type iD, inertial with a predominant decadal variability such as entity H (Figs. 5 and 6);
- type iMD, inertial with predominant multi-annual and decadal variabilities such as entities B, F and southern part of entity A (Figs. 5 and 6),
- type cAM, combined with predominant annual and multi-annual variabilities such as entity C (Figs. 5 and 6);
- type cA, combined with a predominant annual variability, such as entities D and E (Figs. 5 and 6).

5 Influence of low-frequency variability on the occurrence of high and low groundwater levels

5.1 Spatial distribution across the Paris Basin

This section aims at determining to what extent the LfV influences the quantity of HLs and LLs in groundwater time series over the 1976–2019 period and what percentages amongst these extreme levels were generated by the MAV (~ 7 years), the DV (~ 17 years), and the combination of both. We specifically chose MAV and DV because they are the dominant low-frequency variabilities (and statistically significant) in groundwater levels of northern France and neighboring countries (Sect. 4; Rust et al., 2019; Baulon et al., 2022).

Figure 7 displays for each groundwater time series the number of HL peaks above a threshold set on the percentile 0.8 and LL peaks below a threshold set on the percentile 0.2 through hydrogeological entities of the Paris Basin. Type iD and iMD entities displayed the lowest number of HL and LL peaks with a decadal occurrence (H) or a multi-annual occurrence (B, F, southern A). Conversely, the quantity of HLs and LLs increased significantly in type cAM and cA entities, with a quasi-annual occurrence throughout multi-annual HLs and multi-annual LLs, respectively (entities C, D, E, and northern A). These results highlighted the significant control of the LfV on the number of HL and LL peaks: the more the LfV is predominant in GWL, the more the number of peaks is reduced because they are supported by this LfV, which naturally contains a few extremes over a relatively short period of only a few decades.

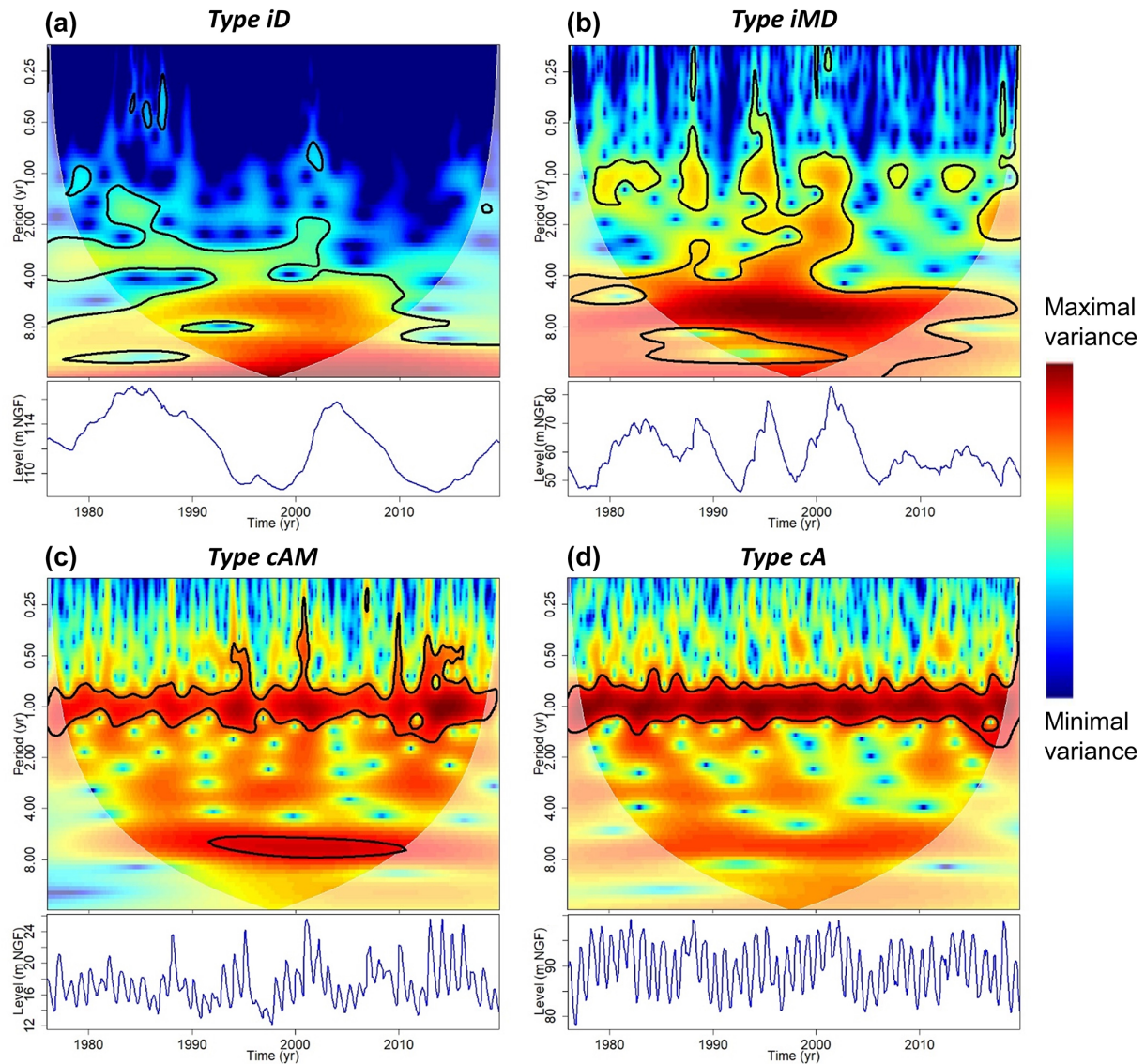


Figure 6. Time series (c, d) and wavelet spectra (a, b) of a typical time series representing each major groundwater level variation type. For type iD, this is the time series of the Thionville borehole (Beauce limestones – entity H); for type iMD, the Blacqueville borehole (chalk of Normandy – entity B); for type cAM, the Pihen-Lès-Guînes borehole (chalk of Artois–Picardy – entity C); and for type cA, the Grandes-Loges borehole (chalk of Champagne – entity D). The contour lines express the statistically significant regions of the spectrum at a confidence level of 95 % (Monte Carlo test). The white transparent line corresponds to the cone of influence where the variance is underestimated due to edge effects.

Amongst these HL and LL peaks, we estimated for each groundwater time series what percentage of HLs and LLs are generated by MAV, DV, and both variabilities (Fig. 8). The percentage of HLs and LLs generated by a given variability was closely related to the GWL variation type in hydrogeological entities.

For the type iD entity (H), the DV generated 100 % of HLs and LLs. Exceptions were noticeable for the two southernmost boreholes that might be related to the weaker significance of the DV in GWL.

For type iMD entities (B, F, southern A), the LFFV had a lesser influence on both HLs and LLs. The combination of both variabilities (MAV and DV) explained the emergence of at least 50 % of LLs. This was also often the case for HLs but in lesser proportions. Individually, the MAV and DV still explained a rather large proportion of HLs and LLs.

For the type cAM entity (C), the influence of LFFVs on GWEs was reduced compared to type iD or iMD entities, particularly on HLs. A larger proportion of LLs than HLs was influenced by the LFFV. Indeed, fewer than 50 % of HLs were generated by the combination of MAV and DV. Conversely,

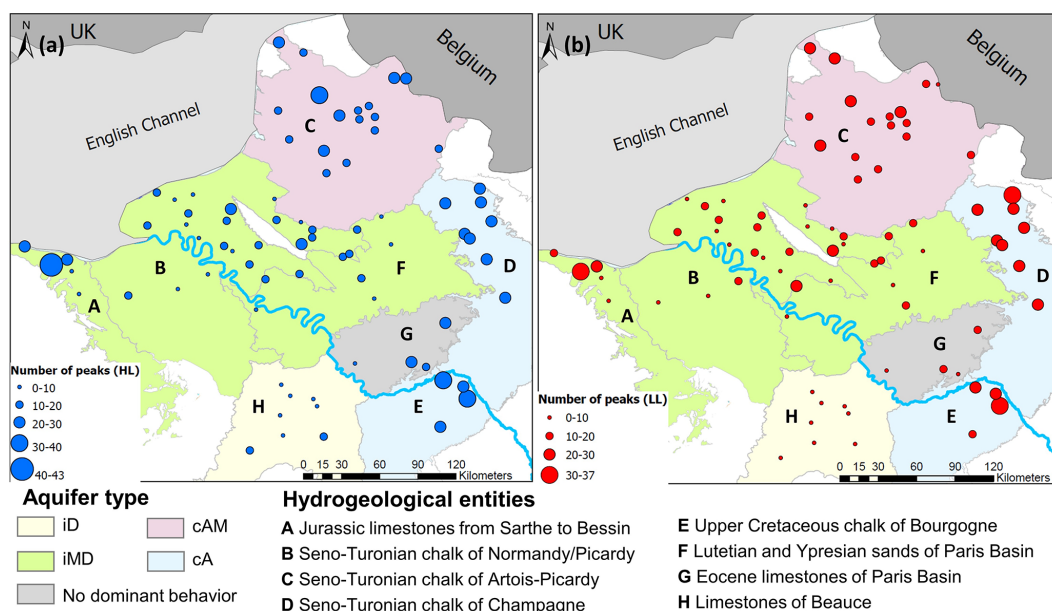


Figure 7. Number of HL peaks above percentile 0.8 (a) and LL peaks below percentile 0.2 (b) over the 1976–2019 period.

more than 50 % of LLs were generated by the combination of MAV and DV in southern C. In the northern part, the proportion approached 50 %, although it did not exceed it. This significant proportion of LLs generated by the combination of both variabilities seemed to be directly related to the influence of the MAV.

For type cA entities (D and E), the proportion of HLs and LLs generated by the LFFVs was relatively small. Individually, the MAV and DV explained the emergence of less than 50 % of HLs and LLs identified in the time series. The combination of both variabilities did not allow either to explain the emergence of more than 50 % of HLs and LLs.

Overall, the LFFVs seemed to have a larger influence on LLs than HLs.

5.2 One century of high and low groundwater levels and low-frequency variations

The time series used previously for assessing the spatial distribution of high and low GWL as controlled by LFFV are rather short, preventing any assessment of long-term variations of high and low GWL. To explore it, the same analysis as that in Sect. 5.1. was conducted for the borehole of Tincques monitoring the Seno-Turonian chalk of Artois–Picardy (entity C) and providing data since 1903 (Figs. 9 and 10).

The predominant components of GWL variability were extracted and plotted on Fig. 11 for both 1976–2019 and 1903–2019 periods. For the long term (1903–2019), the combination of MAV and DV explained ~ 50 % of GWL total variance, which is consistent with the percentage obtained for the short term for Tincques time series but also for the other GWL time series in the south part of entity C (Figs. 5 and 11).

First, the identified thresholds (i.e., percentiles 0.8 and 0.2) were lower in the longer period (1903–2019) than the shorter one (1976–2019), indicating a lower GWL on average and more severe hydrogeological droughts before the 1970s (Figs. 9 and 10).

The proportions of HLs and LLs generated by the MAV, DV, and the combination of MAV and DV for both periods for Tincques (1976–2019 and 1903–2019) agreed with the ranges of percentages exhibited by boreholes monitoring the Seno-Turonian chalk of Artois–Picardy over the 1976–2019 period (Figs. 8–10). Similarly to the previous conclusions, we also observed a higher influence of LFFVs on LLs than HLs (Figs. 9 and 10).

Some HLs that fell below threshold when the MAV or DV was filtered out from the original signal – and were no longer considered to be GWEs – did not fall below the threshold when both MAV and DV were filtered out, remaining GWEs (Fig. 9). For example, we can observe such a phenomenon for the third HL in the 1903–2019 period (Fig. 9b and d). This is related to the compensation between MAV and DV: the withdrawal of DV increased the level compared to raw data (Fig. 9a and c), much more than the level decreased when the MAV was filtered out (Fig. 9a and b); therefore the level stayed above the threshold when both variabilities were filtered out (Fig. 9d). The same phenomenon is visible for some LLs as well (Fig. 10).

Proportions of HLs generated by the MAV (Fig. 9b and f) or the combination of MAV and DV (Fig. 9d and h) were close between both periods (1976–2019 and 1903–2019). Over the 1903–2019 period, the HLs generated by the MAV (Fig. 9b) or the combination of MAV and DV (Fig. 9d) were regularly distributed over time. Conversely, the proportion of

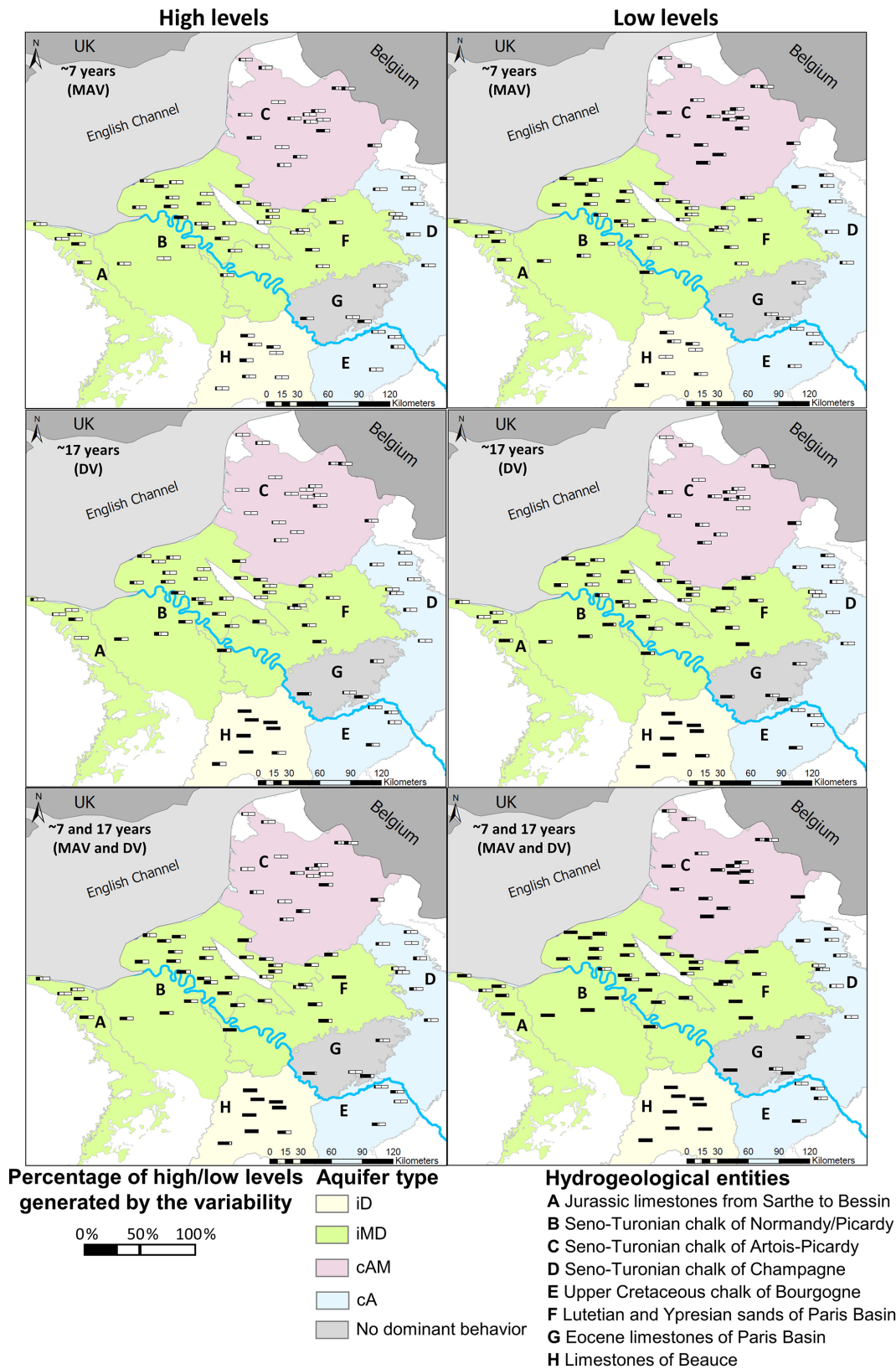


Figure 8. Percentage of HLs or LLs generated by the ~ 7-year (MAV), ~ 17-year (DV), and ~ 7- and ~ 17-year components in hydrogeological entities of the Paris Basin. This percentage corresponds to the proportion of HLs or LLs that are not considered to be extreme levels (being respectively below or above the threshold) when the component(s) is (are) absent from the original signal, meaning that these HLs or LLs are significantly supported by the component.

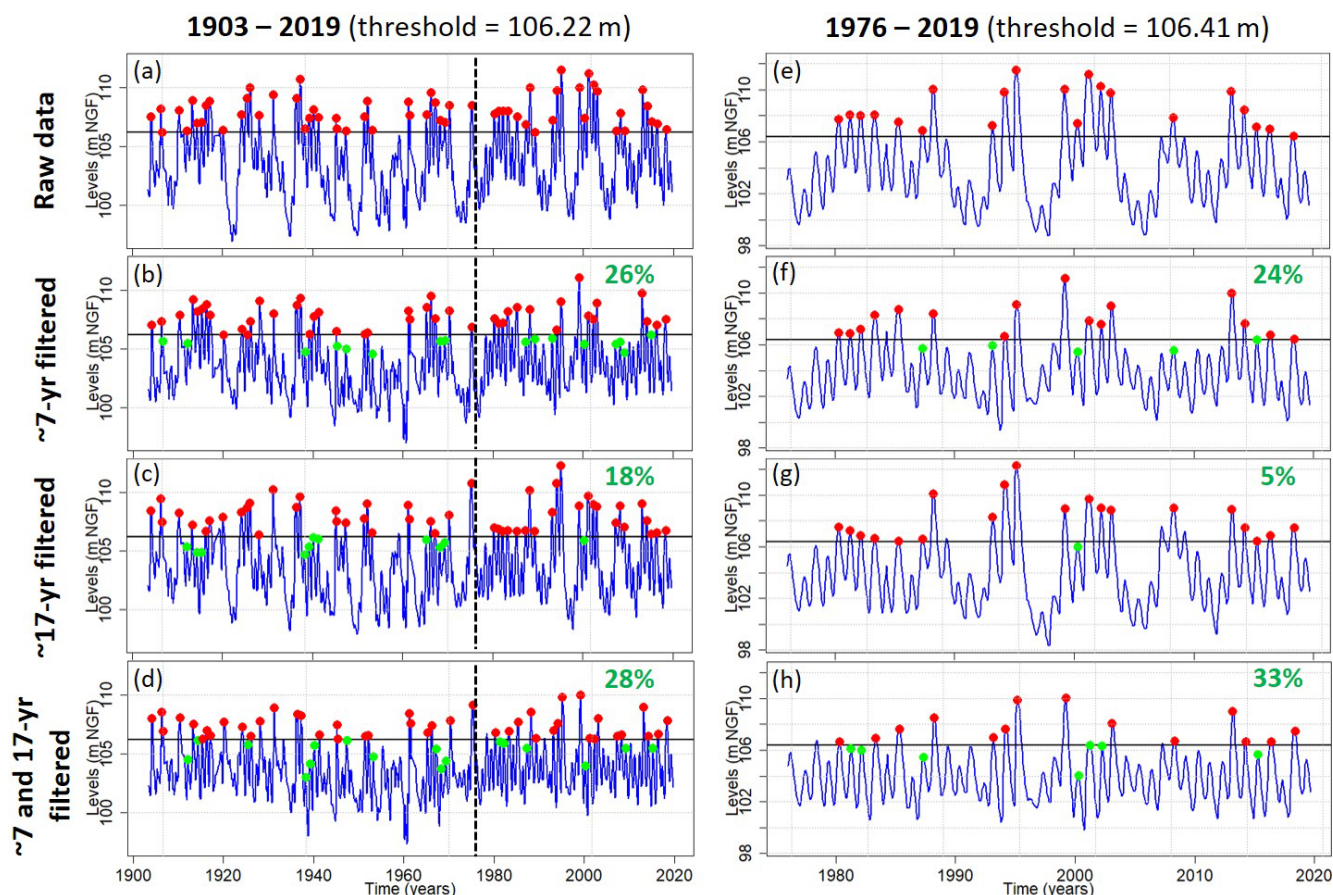


Figure 9. Influence of ~ 7 -year (MAV), ~ 17 -year (DV), and ~ 7 - and ~ 17 -year variabilities on the occurrence of HLs for the Tincques' GWL over the 1903–2019 and 1976–2019 periods. The percentage of HLs generated by the filtered component(s) (i.e., moving below the percentile 0.8) is indicated in green. The dotted black line represents the year 1976.

HLs generated by the DV was much higher for the 1903–2019 period (Fig. 9c) than the 1976–2019 period (Fig. 9g), the DV having seemingly much more influence on HLs before the 1980s.

LL peaks were found to be much more pronounced before the 1960s (Fig. 10a). The lowest level in 1921 was significantly supported by the combination of MAV and DV (Figs. 10d and 11d). The LLs between ~ 1930 and ~ 1970 remained present even when both MAV and DV were removed (Fig. 10d). A multidecadal LL period between ~ 1930 and ~ 1970 , supporting the LL peaks, explained why the proportion of LLs generated by the combination of both variabilities in the 1903–2019 period (Fig. 10d) was much lower than the one displayed in the 1976–2019 period (Fig. 10h). The DV generated a similar proportion of LLs for both studied periods (Fig. 10c and g). Finally, the proportion of LLs generated by the MAV was larger over the 1903–2019 period (Fig. 10b) than the 1976–2019 period (Fig. 10f), with the majority of LLs generated by this variability emerging since the 1960s.

6 Contribution of groundwater low-frequency variability to the emergence of well-known historical events

The following subsections aim at determining the contribution of either MAV or DV or both of them to the emergence of historical events: 1995 and 2001 for HLs, 1992 and 1998 for LLs (Figs. 12 and 13). This study was based on a percentage of contribution of the ~ 7 -year (MAV), ~ 17 -year (DV), or ~ 7 - and ~ 17 -year components in the ATE. Three results can be reached: an attenuation of the HL or LL peak by the component when the percentage is $< 0\%$ (i.e., the level was higher (HL) or lower (LL) than the original level when the component was filtered), an amplification of the HL or LL peak by the component when the percentage is between 0% and 100% (i.e., the level was lower (HL) or higher (LL) than the original level when the component was filtered but stayed above (HL) or below (LL) the threshold and remained an extreme), and the generation of the HL or LL peak by the component when the percentage is $\geq 100\%$ (i.e., the level was no longer considered as an ex-

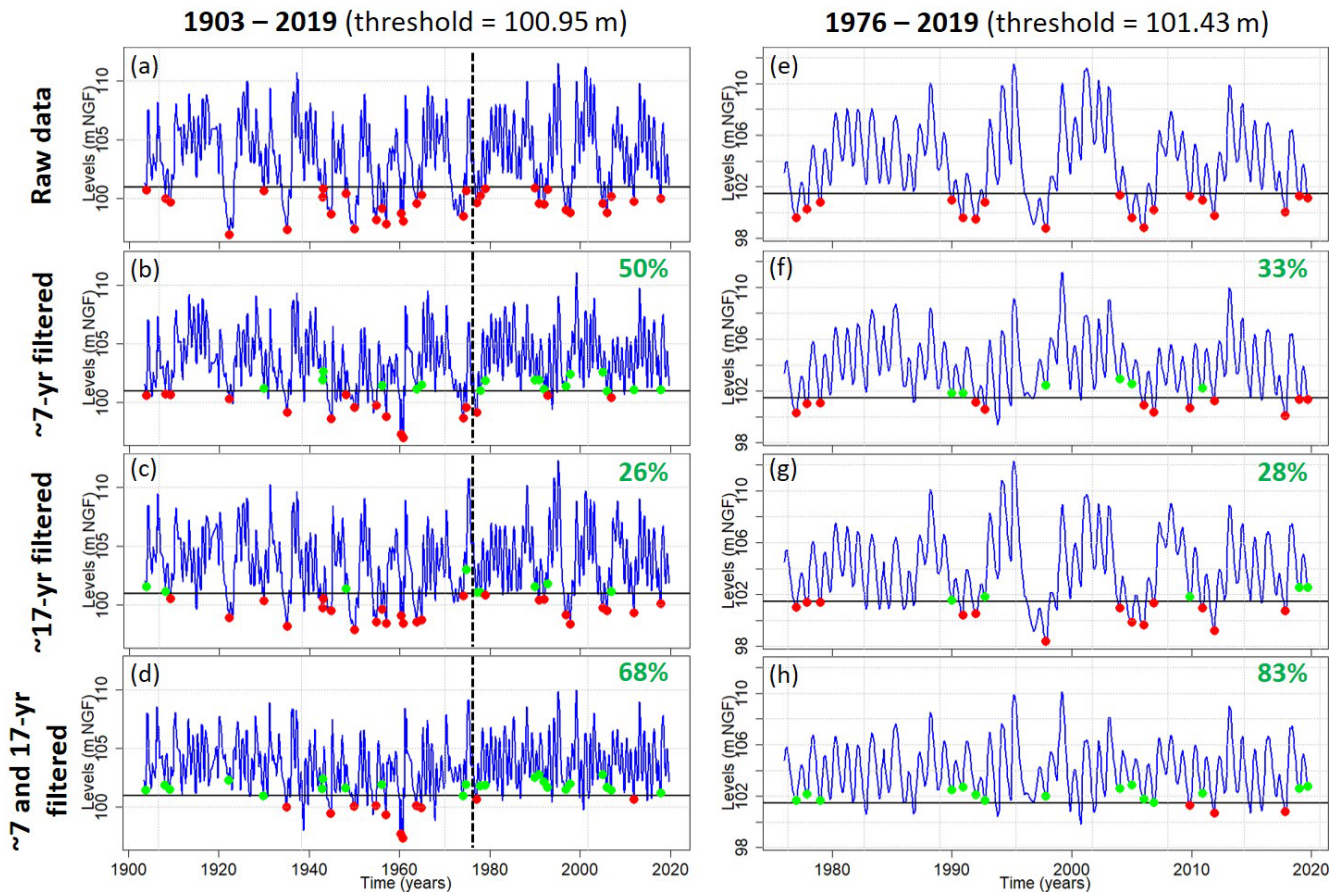


Figure 10. Influence of ~ 7 -year (MAV), ~ 17 -year (DV), and ~ 7 - and ~ 17 -year variabilities on the occurrence of LLs for the Tincques' GWL over the 1903–2019 and 1976–2019 periods. The percentage of LLs generated by the filtered component(s) (i.e., moving above the percentile 0.2) is indicated in green. The dotted black line represents the year 1976.

treme when the component was filtered moving below (HL) or above (LL) the threshold).

In addition, Fig. 14a displays the MODWT extraction of AV (~ 1 -year), MAV (~ 7 -year), DV (~ 17 -year), and MAV and DV (~ 7 - and ~ 17 -year) for three boreholes representative of each GWL variation type of chalk aquifers (type iMD – Blacqueville, type cAM – Pihen-Lès-Guînes, type cA – Grandes-Loges), with the studied historical events highlighted. It provides a visual insight into the situation (i.e., positive or negative level) of these variabilities during the emergence of historical events. The same extraction is also realized in EP to be compared to GWL (Fig. 14b).

In the subsequent section, the term “concomitant situation” refers to concomitant minima or concomitant maxima levels of MAV and DV. The term “opposite situation” refers to maxima–minima or minima–maxima levels of MAV and DV.

6.1 The low-frequency origin of the selected historical events

The low-frequency origin of each historical event was spatially consistent across aquifers of the Paris Basin (Figs. 12 and 13). First, the 2001 HL and the 1992 LL resulted from a concomitant situation of MAV (~ 7 -year) and DV (~ 17 -year), both leading to the accentuation of the amplitude of the extreme level observed. Figure 14a also highlights such situations for both events via the MODWT analysis of GWL for three boreholes in the chalk. Conversely, the 1995 HL and the 1998 LL resulted from an opposite situation of the MAV and DV, leading to the attenuation of the extreme level (Figs. 12 and 13). Indeed, the 1995 HL originated from a multi-annual HL attenuated by a decadal LL, while the 1998 drought originated from a multi-annual LL attenuated by a decadal HL (Fig. 14a).

We also found such concomitant or opposite situations of MAV and DV in effective precipitation (Fig. 14b). The presence of such variabilities in EP indicates their climatic origin. Cross-correlation in Fig. 15 indicated that such LFs in

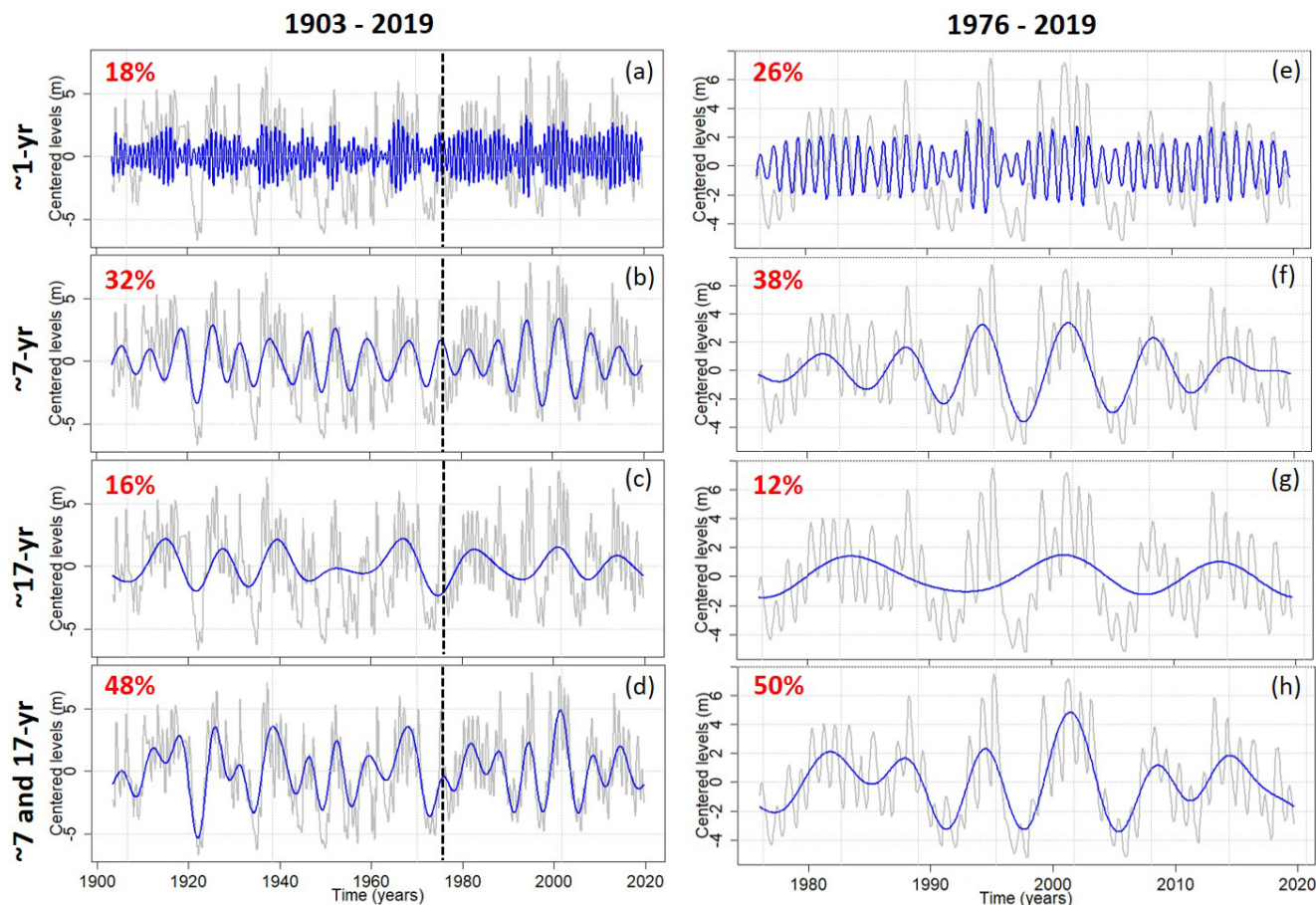


Figure 11. Maximum overlap discrete wavelet transform (MODWT) of groundwater levels at Tincques in the Seno-Turonian chalk of Artois-Picardy over the 1903–2019 and 1976–2019 periods. In gray the original time series is displayed, in blue the wavelet detail, and in red the energy percentage.

GWL lagged behind those in EP from 0 months for the most reactive system (chalk of Champagne – type cA) to 1.3 years for the most inertial system (Seno-Turonian chalk of Normandy – type iMD).

Although such concomitant or opposite situations of MAV and DV in GWL were overall consistent within and between the hydrogeological entities, some discrepancies can be highlighted locally. The influence of the DV during the 1998 drought is a typical example: while it attenuated LLs, it also sporadically amplified LLs in some places (entities A, B, C, D, F, G, and H in Fig. 13). Such discrepancies might be explained by local basin properties that may operate different filtering effects. This phenomenon was particularly recurring in the GWL of entity H, and this is developed in Sect. 6.2.1.

In addition, the contribution of each component to the ATE differed according to hydrogeological entities and the GWL variation type (Figs. 12 and 13). Therefore, the subsequent section aims at assessing the specific contribution of MAV and DV to explain the amplitude of HLs and LLs for each hydrogeological entity.

6.2 Contribution of low-frequency variabilities to amplitude of threshold exceedance

6.2.1 Type iD (inertial – decadal-dominant) hydrogeological entities

Entity H displayed the largest contribution of the LfV (i.e., the combination of MAV and DV) in the HL and LL emergence (Figs. 12 and 13). In such typical behavior with a large predominance of the DV in GWL, the LfV was involved for at least 100 % in the ATE and always generated the HL or LL, regardless of the event. This contribution is primarily related to the DV that alone is responsible for at least 75 % of the ATE. During the 1998 LL, the DV in entity H displayed an opposite influence to that of other hydrogeological entities (Fig. 13). While the DV primarily attenuated the LL peak for the other entities, it generated the LL peak in entity H. Indeed, due to its large predominance in GWL, the DV can never attenuate LL (or HL) peaks because this component supports the HL and LL peaks exclusively.

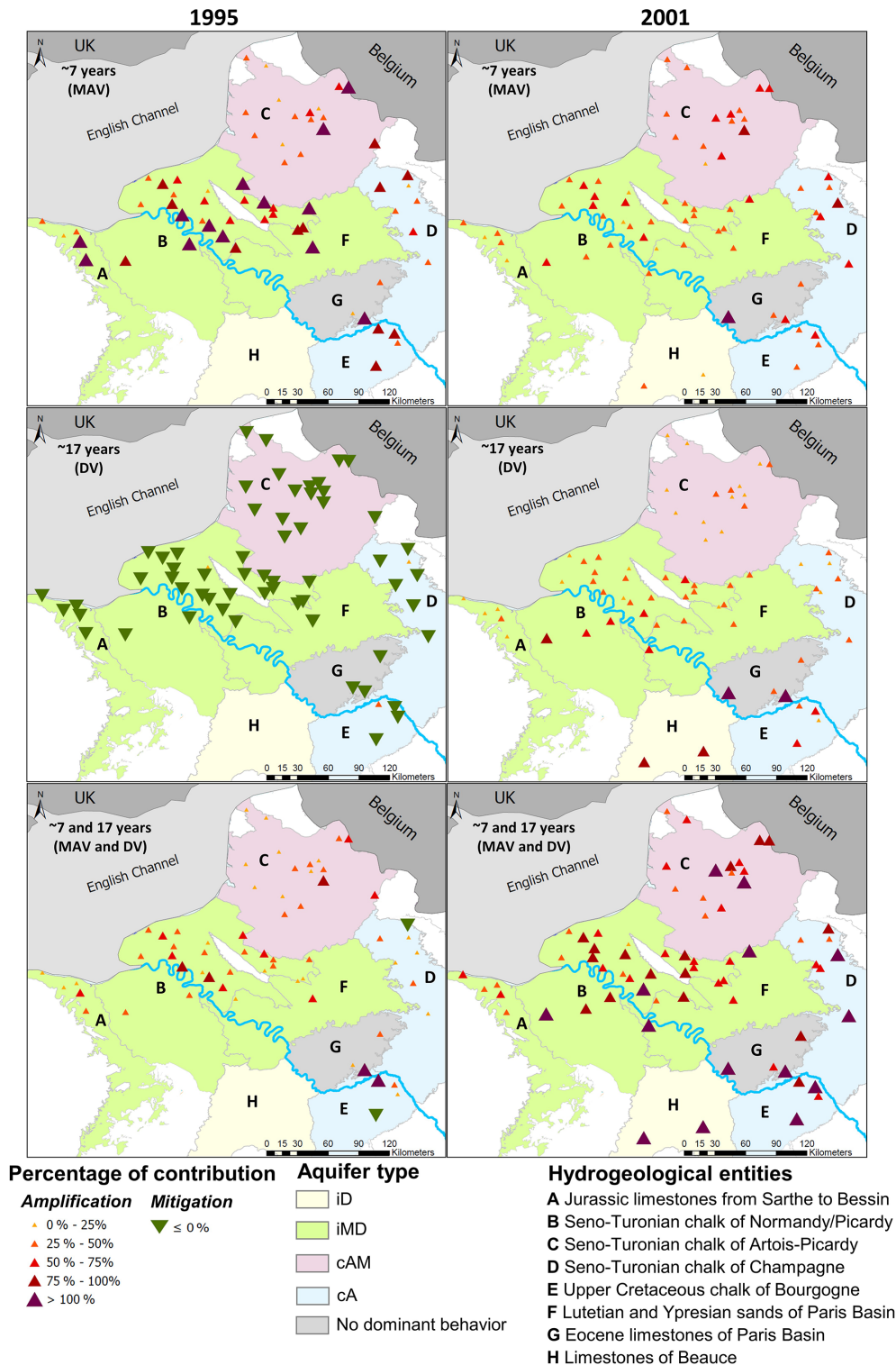


Figure 12. Contribution of ~ 7-year (MAV), ~ 17-year (DV), and ~ 7- and ~ 17-year components in the amplitude of threshold exceedance (ATE): case of 1995 and 2001 high levels (percentile 0.8). It indicates if the component generates (contribution to ATE ≥ 100 %), attenuates (contribution to ATE < 0 %), or amplifies (contribution to ATE between 0 % and 100 %) the high level. In the case of missing borehole(s) on maps, it means that either the 1995 or 2001 high level was not identified in the time series (i.e. no threshold exceedance).

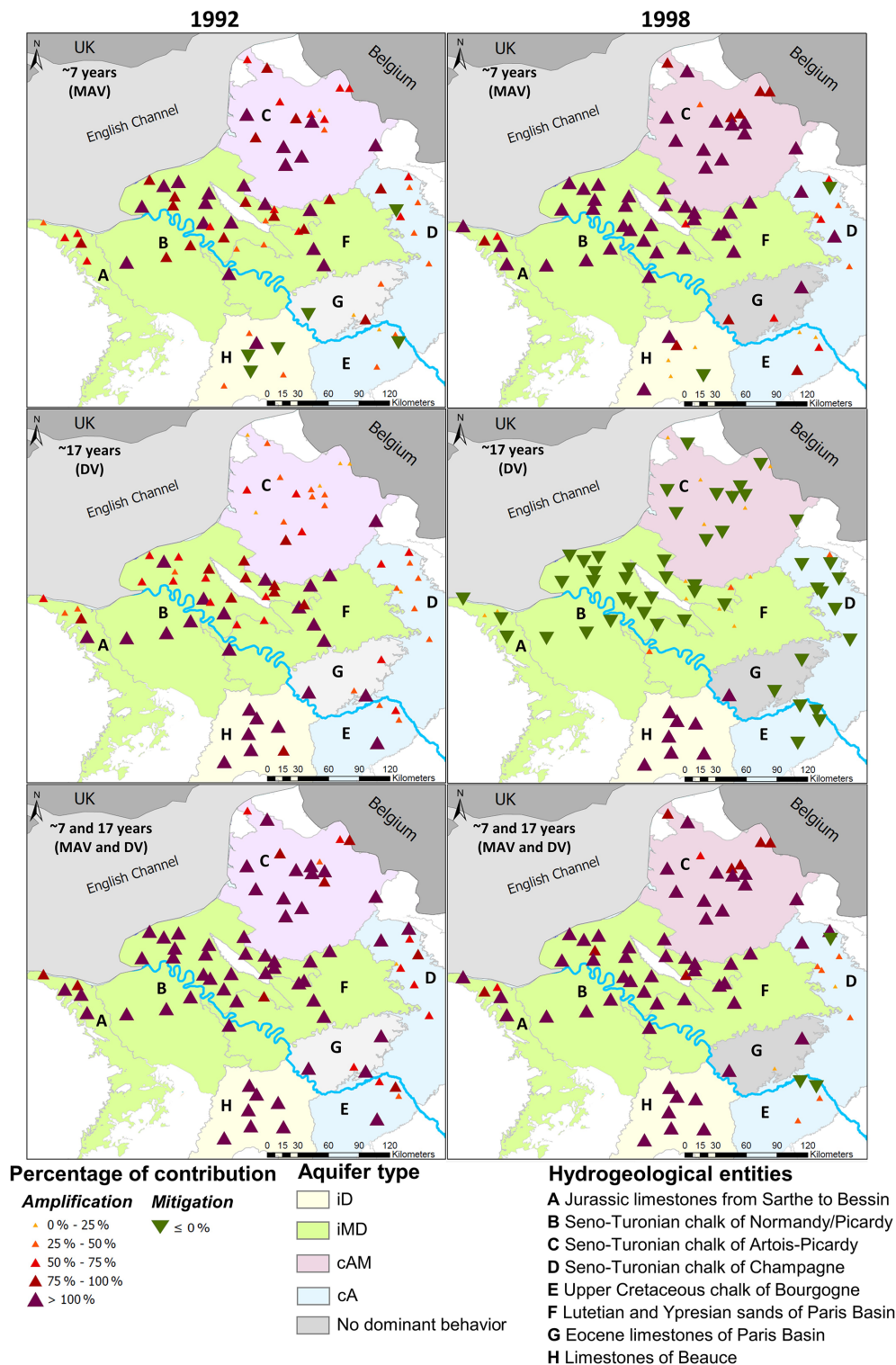


Figure 13. Contribution of ~ 7-year (MAV), ~ 17-year (DV), and ~ 7- and ~ 17-year components in the amplitude of threshold exceedance (ATE): case of 1992 and 1998 low levels (percentile 0.2). It indicates if the component generates (contribution to ATE ≥ 100 %), attenuates (contribution to ATE < 0 %), or amplifies (contribution in ATE between 0 % and 100 %) the low level. In the case of missing borehole(s) on maps, it means that either the 1992 or 1998 low level was not identified in the time series (i.e. no threshold exceedance).

6.2.2 Type iMD (inertial – multi-annual- and decadal-dominant) hydrogeological entities

Such entities (B, F, southern A) exhibited a significant contribution of the LfV (i.e., the combination of MAV and DV) in the HL and LL emergence (Figs. 12 and 13). During the 2001 HL, the LfV was involved for at least 50 % of the ATE, and this originated from MAV and DV, which were both involved in rather similar proportions (Fig. 12). During the 1995 HL, the contribution of the LfV was more reduced due to the attenuation of the HL peak by the DV, and the threshold exceedance was related primarily to the MAV accounting for at least 50 % of the ATE (Fig. 12).

During the drought events, the contribution of the LfV was enhanced as it generated the LL events (Fig. 13). For the 1992 drought, the MAV and DV individually accounted for at least 50 % of the ATE and may even have generated the LL peak. While this event was generated primarily by the combination of a multi-annual and a decadal LL, conversely, the 1998 drought was generated by the MAV alone.

For the four historical events, this is primarily the MAV that drove GWL and guided a LL or a HL being reached (Fig. 14a; Blacqueville). Due to its large amplitude in GWL over the 1990–2010 period, the highest or lowest levels (over 1976–2019) were often reached during this period. Simultaneously, the DV amplified or attenuated the HL or LL that had been reached. The significance of this attenuation or amplification is directly controlled by the importance of DV in GWL but also by its phase. Hence, the greater the component accounts for a significant part in total GWL variability, the greater the attenuation or amplification. The potential dephasing and distortion of the component induced by the physical and morphometric properties of catchments may also influence the significance of the attenuation or amplification. The more the HL is at the top of decadal HL or the LL in the concavity of decadal LL, the more the amplification. And the more the LL is on the top of decadal HL or the HL in the concavity of decadal LL, the more the attenuation.

The capability of these hydrogeological entities to exhibit a significant DV in GWL, that is responsible for the amplification or the attenuation of HL and LL, caused the lowest and the highest levels (in raw data) not to be necessarily reached during the lowest and highest multi-annual levels (Fig. 14a; Blacqueville). For instance, the lowest level in the raw data was not reached in 1998 when the MAV exhibited its lowest level since the DV in positive phase attenuated this low level, but it was reached in 1992 when the low multi-annual level was less severe but accentuated by the low decadal level. Therefore in such systems, the severity of droughts and HLs depends on both MAV and DV.

6.2.3 Type cAM (combined – annual- and multi-annual-dominant) hydrogeological entities

For the entity C, the LfV (i.e., the combination of MAV and DV) was significantly involved in the LL emergence, while it was more weakly involved in the HL emergence (Figs. 12 and 13). The 1995 HL exhibited the lowest contribution of the LfV due to the opposite situation of MAV and DV (multiannual HL vs. decadal LL; Fig. 12). Consequently, LfV was involved primarily for less than 50 % in the ATE. Conversely, due to the concomitant maxima of MAV and DV during the 2001 HL, the contribution of LfV was enhanced, accounting for 25 % to 75 % of the ATE (Fig. 12). During drought events, the LfV was much more involved, accounting for at least 75 % of the ATE and may even have generated the LLs (Fig. 13).

As the DV was poorly significant in the GWL of the entity C, it was consistent that a weak contribution of this variability was observed in the emergence of the 1992 LL and the 2001 HL (Figs. 12 and 13). Conversely, the MAV was more involved because this is the predominant LfV in the GWL. In the southern C, the MAV alone generated both LL events (Fig. 13).

The weak DV in the GWL did not allow the HLs and LLs to be significantly attenuated or accentuated. In the entity C, the amplitude of a LL or HL was directly dependent on the amplitude of the MAV (without considering the AV) (Fig. 14a; Pihen-Lès-Guînes). For instance, the lowest level in raw data occurred in 1998 when the MAV exhibited its lowest level, and the 1992 LL was less severe like in the MAV. Therefore in such systems, the severity of droughts is almost only dependent on the MAV. In contrast, the severity of HLs depends on both MAV and AV.

6.2.4 Type cA (combined – annual-dominant) hydrogeological entities

Entities D and E generally displayed the slightest contribution of the LfVs in the HL and LL emergence (Figs. 12 and 13).

Generally, the contribution of the LfV (i.e., the combination of MAV and DV) to the ATE remained lower than 100 % for the four events. Locally, this contribution was higher than 100 % and generated the HL or LL. However, it remained rather rare at the scale of these two hydrogeological entities. The highest contributions of the LfV to the ATE were found during events displaying a concomitant situation of the MAV and DV (Figs. 12, 13, and 14a – Grandes-Loges). Indeed, during the 2001 HL and the 1992 LL, the LfV explained at least 50 % of the ATE. Conversely, the LfV explained less than 50 % of the ATE for events displaying an opposite situation of MAV and DV (1995 HL and 1998 LL).

Individually, the MAV was involved for less than 100 % in the ATE of these four events (Figs. 12 and 13). This contribution fluctuated significantly across the entities from 0 %

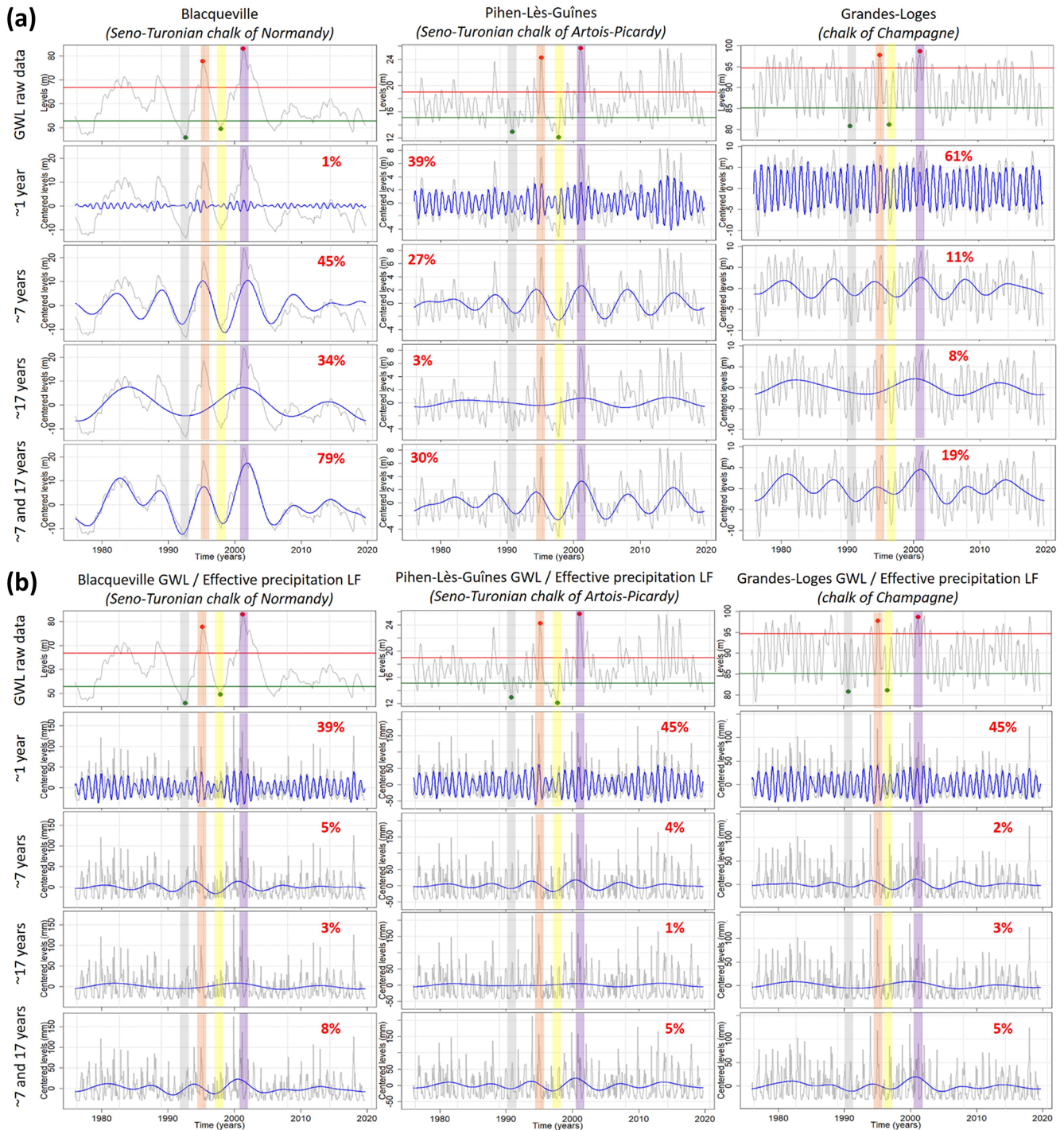


Figure 14. Extraction of ~ 1 -year (AV), ~ 7 -year (MAV), and ~ 17 -year (DV) components in (a) groundwater levels of three boreholes monitoring chalk aquifers and in (b) effective precipitation corresponding to the three boreholes. The 1992 low level is highlighted in gray, the 1995 high level in orange, the 1998 low level in yellow, and the 2001 high level in purple. The energy percentage of each component or association of components is indicated in red.

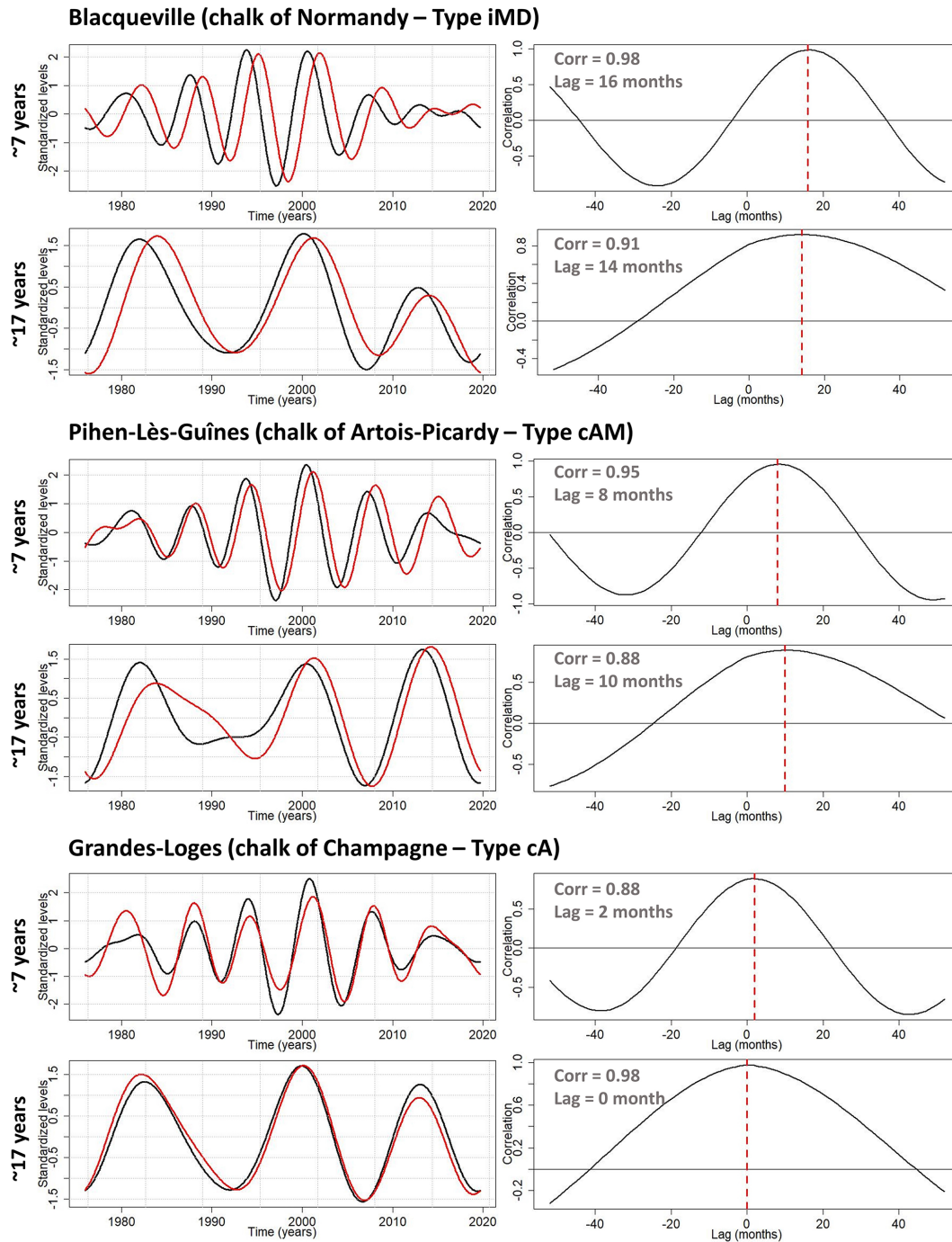


Figure 15. Multi-annual (~ 7 -year – MAV) and decadal (~ 17 -year – DV) components of effective precipitation (black) and groundwater levels (red) in chalk aquifers of the Paris Basin (left side). Cross-correlation between MAV and DV components of effective precipitation and groundwater levels (right side).

to 100 % and according to the event. During the 2001 HL, the contribution of the MAV was larger than that of the DV. Conversely during the 1992 LL, the respective contribution of the MAV and DV was rather similar.

Compared to type iD, iMD, and cAM entities, differences between the contribution of the LFV to ATE during HL and

LL events are less striking (Figs. 12 and 13). In addition, due to the quasi-equal energy distribution between MAV and DV (even if they remain rather weak in total variability), the severity of LLs and HLs is dependent on the amplitude of both MAV and DV (Fig. 14a; Grandes-Loges). The MAV primarily guided the emergence of a HL or a LL, while

the DV accentuated or attenuated these HLs or LLs. In addition, the predominant AV can accentuate or attenuate the HL severity even more but also that of LL.

7 Discussion

The present study showed the large influence of the MAV on groundwater LL occurrence in type iMD, cAM, and cA aquifers. Simultaneously, the DV modulates the severity of droughts in aquifers for which it accounts for a significant part of GWL variability (type iMD or cA aquifers). Therefore in such contexts, the DV can significantly mitigate or amplify LL amplitude. When the DV only accounts for a small part of total variability, the severity of droughts mainly depends on the amplitude of MAV. These observations are also valid for groundwater HLs, but the influence (in proportion) of LfV on HLs is mitigated compared to LLs since the amplitude of high-frequency variabilities (intra-annual to annual variabilities) strengthens during wet periods (Fig. 14).

These LfVs, modulated in variance by catchments properties, directly result from internal climate variability (Gudmundsson et al., 2011). Numerous studies highlighted the potential link between the LfVs in hydroclimatic variables over the European continent and the LfVs of well-known climatic or oceanic modes such as the North Atlantic Oscillation (NAO) or the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), also known as Atlantic Multidecadal Variability (AMV) (Massei et al., 2010; Boé and Habets, 2014; Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019). Such links have even been very well documented and already very extensively studied for the northern France area in several studies dating back to the end of the 2000s (Massei et al., 2007, 2017; Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Fritier et al., 2012; Massei and Fournier, 2012).

In the past, regular changes of hydrological variability (i.e., variance) have been observed at each timescale in numerous studies (Fritier et al., 2012; Dieppois et al., 2013, 2016; Massei et al., 2010, 2017; Neves et al., 2019). Knowing the dependence of GWEs on LfVs, this aperiodic behavior of LfVs can heavily influence the HL and LL severity in aquifers displaying inertial or combined GWL variation types. This is why we found varying contributions of MAV and DV in GWE emergence in our study. Indeed, there are periods where LfVs can exhibit an attenuated variance (e.g., since the end of 2000s for the ~ 7 -year variability; Fig. 11f) or on the contrary an accentuated variance (e.g., 1990s to 2000s for the ~ 7 -year variability; Fig. 11f). Hence, HLs and LLs happening during periods with an increased variance of LfV are generally much more severe than those happening during periods with attenuated variance. Therefore, this aperiodic behavior of LfVs considerably limits the predictability of groundwater droughts or more generally of GWEs.

The identification of large-scale atmospheric and oceanic states leading to variance modifications in streamflow, precipitation, and groundwater time series is still a major issue. Recently, Haslinger et al. (2021) highlighted that the increase of precipitation variability across the Alps at the interannual timescale can be related to a predominant meridional circulation (linked to a positive sea surface temperature (SST) anomaly gradient) enhancing soil moisture feedbacks, while the decrease of variability can be related to a predominant zonal circulation (linked to a negative meridional SST anomaly gradient) suppressing soil moisture feedbacks. In addition, they underlined that the increased variability of precipitation occurs during AMV positive phases at a ~ 50 -year timescale. Knowing the large impact of LfV amplitude changes on extreme levels, particularly on GWL due to the low-pass filter effect of aquifers, such studies should be developed to identify the drivers of variability changes for predictive purposes of extreme levels.

Although the potential link between hydrological variability and climate variability is rather well established, the long-term forecasting of large-scale variabilities (i.e., multiannual and decadal) remains complex, owing to their stochastic nature. Indeed, despite what is seemingly claimed in some studies, none of these variabilities can be considered periodic, and this is also the case of those constituting the NAO spectrum (e.g., Fernández et al., 2003) as well as the subsequent variabilities observed in hydrology. This issue constrains the robustness of climate projections, in which the internal climate variability is often poorly reproduced and appears as a major source of uncertainty (Qasmi et al., 2017). For instance, Terray and Boé (2013) estimated that uncertainties related to internal variability in precipitation projections over France in the middle of the 21st century may be as large as uncertainties due to climate models. Therefore, such uncertainties in precipitation estimation may also have a huge impact on the future estimation of aquifers' recharge and in fine on the predictability of GWL and extremes.

It must also be underlined that anthropogenic forcing may have already impacted climate variability (Lenton et al., 2008; Dong et al., 2011; Caesar et al., 2018). Moreover, Feliks et al. (2011) highlighted that interannual variabilities can be suppressed from atmospheric circulation when they are omitted from the Gulf Stream front or the SST field. Such modifications of the LfV in large-scale predictors may then influence the hydrological variability. The questions raised by such a phenomenon are as follows: to what extent could this impact the LfV in GWL and then influence extreme levels? Would that lead to more extreme levels or less extreme levels? Would that lead to more or to less severe extremes? Would this be expressed in the same way in aquifers exhibiting different GWL variation types?

The analysis of a long-term time series shows the importance of historical hindsight, particularly to highlight the influence of a multidecadal variability on GWEs. This multidecadal variability displayed by the Tincques time series

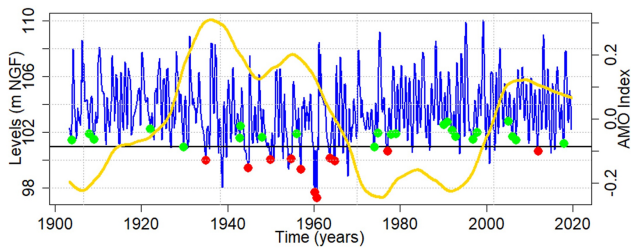


Figure 16. Same as Fig. 10 but only for the Tincques' GWL filtered of both ~ 7 -year (MAV) and ~ 17 -year (DV) components, with the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) index superimposed in yellow. The AMV is smoothed to highlight the multidecadal variability.

when filtering MAV and DV is also highlighted in streamflow through metropolitan France (Boé and Habets, 2014; Bonnet et al., 2017, 2020). The links between this variability in streamflow and the AMV have been robustly established by Boé and Habets (2014), Bonnet et al. (2020), and previously in spring precipitation by Sutton and Dong (2012). The negative phase of multidecadal variability in streamflow and precipitation over the 1940–1960 period (corresponding to a warm period of the AMV) is also exhibited in GWL of the Artois–Picardy chalk, hindering the ATE of LLs from being fully explained by the MAV and DV (Fig. 16). Low GWLs are thus supported by a multidecadal variability, seemingly associated with the multidecadal variability in AMV. The short-term analysis could not highlight the significant contribution of multidecadal variability in GWE emergence.

The historical hindsight available for the Tincques time series also allowed us to observe tougher droughts before the 1960s, certainly related to the negative phase of the multidecadal variability (Fig. 10a). Nonetheless, the most severe drought in the Seno-Turonian chalk of Artois–Picardy appeared around 1921 (during a positive phase of the multidecadal variability). This drought was also identified as one of the most severe events across Europe in precipitation and streamflow time series (Folland et al., 2015; Caillouet et al., 2017; Rudd et al., 2017; Hanel et al., 2018; Barker et al., 2019). Bonnet et al. (2020) also identified this event as the most severe hydrological drought in the Seine River flow. However in their study, this drought did not appear as the most severe in the Beauce limestones (Tourey time series), probably due to the high inertial nature of this hydrogeological entity. Indeed, in the chalk (Tincques time series), the 1921 drought seemed to be the result of the combination between a low multi-annual level and a low decadal level (Fig. 11d). The combination of both components explained the drought emergence almost exclusively. In the Beauce limestones, the MAV is poorly expressed in the GWL signal, while the larger-scale variabilities (decadal to multidecadal) are widely expressed; therefore the drought of 1921 could not have been as severe in the Beauce limestones as it was

in the Seno-Turonian chalk, due to the significant role of the MAV in its emergence. Nevertheless, the positive phase of the multidecadal variability probably mitigated the severity of this drought in both aquifers.

The above example shows that a severe hydrogeological event in a given aquifer, supported by specific low-frequency variabilities, may not be as severe in another aquifer when these variabilities are not or poorly significant in total GWL variability. It highlights the resistance of aquifers to drought events for which the low-frequency components that support them do not constitute a significant part of GWL variability.

Since these hydrogeological extremes are supported primarily by the LFVs in aquifers with inertial or combined GWL variation types, and considering the large impact that they can induce on our societies (e.g., water exploitation, groundwater–river exchanges, and floods), it is fundamental to consider the LfV in GWE prediction. On the short-term horizon (i.e., annual scale), the current LfV state may help to get an idea of the emergence of a groundwater drought or flood in the near future for each type of aquifer.

- For type iD aquifers, with a downward (upward) phase of DV in GWL, the probability of heading for a groundwater drought (flood) in the short term is higher.
- For type iMD aquifers, with a concomitant downward (upward) phase of MAV and DV in the GWL, the probability of heading for a groundwater drought (flood) in the short term is higher.
- For type cAM aquifers, with a downward (upward) phase of MAV in GWL, the probability of heading for a groundwater drought (flood) is higher. However, the probability of heading for a drought or flood in the short term is also highly dependent on the AV state and the last winter recharge.
- For type cA aquifers, the same conclusions can be reached than iMD aquifers; however the probability of heading for a drought or flood in the short term also highly depends on the AV state.

However, assessing the current LfV state requires adopting the right methodology, particularly if MODWT analysis is used. The resulting low-frequency components are particularly subject to edge effects. The last values of low-frequency components are then susceptible to being biased. Consequently, it requires sufficiently long time series to extract components that are not subject to edge effects and that enable ~ 7 - and ~ 17 -year components to be distinguished from the last approximation.

On mid- and long-term horizons (i.e., several years or longer), it is necessary to identify the large-scale predictors of such variabilities for extreme level prediction purposes. In the literature, it has been demonstrated that large-scale patterns leading to the different LFVs (i.e., multiannual and decadal) may vary across timescales (Massei et al., 2017;

Sidibe et al., 2019). Such an approach should also be conducted for the GWL. In addition, the response of GWEs to scenarios of changing climate variability (i.e., variance changes of LFVs) should also be investigated.

8 Conclusion

This study highlighted the heavy influence of the low-frequency variabilities (LFVs) on the occurrence of high and low groundwater levels (GWLs). First, we estimated the proportion of high levels (HLs) and low levels (LLs) among the total number of their respective occurrences that were generated by LFVs (typically multi-annual and decadal variabilities) in Paris Basin aquifers. These proportions were highly dependent on GWL variation types: for aquifers of type iD (inertial – decadal-dominant) and iMD (inertial – multi-annual- and decadal-dominant), occurrences of HLs and LLs were logically strongly influenced by LFV, conversely to type cA (combined – annual-dominant) and cAM (combined – annual- and multi-annual-dominant) aquifers. In addition, the multidecadal variability also seemed to influence occurrences of HLs and LLs, but it was only discernable on a 100-year GWL time series.

Second, we determined the contribution of the LFVs to the amplitude of threshold exceedance (ATE) during four historical events. Results highlighted that the contribution of the LFV was rather dependent on the significance of multi-annual and decadal variabilities in the total GWL variability. This contribution varied according to the event. Generally, we also observed a more significant contribution of the LFV in the ATE during LLs compared to HLs. This is related to the higher contribution of high-frequency variability (intra-annual to annual) in HL events, since its variance increases during wet periods, thus reducing the relative contribution of the LFV to the ATE of HLs.

This study also highlighted that the occurrence of a HL or LL and its amplitude (or severity) seemed primarily guided by the multi-annual variability in type iMD, cAM, and cA aquifers. The HL or LL severity can then be significantly accentuated (e.g., 2001 HL, 1992 LL) or attenuated (e.g., 1995 HL, 1998 LL) by the decadal variability.

This study presented evidence about the key role of LFV in the occurrence of HLs and LLs. Since LFV originates from large-scale stochastic climate variability as demonstrated in many previous studies in the Paris Basin or nearby regions, our results point out that (i) poor representation of LFV in general circulation model (GCM) outputs used afterwards for developing hydrological projections can result in strong uncertainty in the assessment of future hydrogeological extremes, and (ii) potential changes in the amplitude of LFV, be they natural or induced by global climate change, may lead to substantial changes in the occurrence and severity of hydrogeological extremes for the next decades. In addition, such a stochastic nature of LFV does not enable any deter-

ministic prediction for future hydrogeological extremes on mid- and long-term horizons (i.e., several years or longer). For mid- and long-term hydrogeological extreme prediction purposes, identifying large-scale ocean–atmosphere drivers leading to such variabilities in GWL remains fundamental. Finally, future research should investigate to what extent potential changes in the amplitude of internal climate modes driving LFV could impact hydrogeological extremes.

Data availability. The groundwater level data used for this analysis can be obtained from <https://ades.eaufrance.fr/> (ADES, 2020). For the database of relatively undisturbed GWL time series regarding water abstraction, please contact the corresponding author. The Safran precipitation dataset can be obtained from <https://donneespubliques.meteofrance.fr/> (Meteo France, 2020).

Author contributions. LB and NM conceptualized the study. LB took responsibility for the methodology, software, formal analysis, investigation, original draft preparation, and visualization. LB, NM, DA, MF, and HB validated the study. LB collected the resources and curated the data. LB, NM, DA, MF, and HB reviewed and edited the paper.

Competing interests. The contact author has declared that neither they nor their co-authors have any competing interests.

Disclaimer. Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Acknowledgements. This work was partially supported by the GeoERA project TACTIC, funded by the European Union's Horizon 2020 Research and Innovation programme under grant agreement number 731166. We would also like to thank the Agence de l'Eau Seine Normandie, PIREN Seine, BRGM, and Région Normandie for their financial support. Finally, we would like to thank Sandra Lanini for the calculation of effective precipitation and the two anonymous referees who helped improve the paper.

Financial support. This research has been supported by the Horizon 2020 (GeoERA, grant no. 731166).

Review statement. This paper was edited by Nadia Ursino and reviewed by two anonymous referees.

References

- ADES: Recherchez, visualisez et exploitez les données sur les eaux souterraines, <https://ades.eaufrance.fr/>, last access: 1 April 2020.
- Barker, L. J., Hannaford, J., Parry, S., Smith, K. A., Tanguy, M., and Prudhomme, C.: Historic hydrological droughts 1891–2015: systematic characterisation for a diverse set of catchments across the UK, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23, 4583–4602, <https://doi.org/10.5194/hess-23-4583-2019>, 2019.
- Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., and Bault, V.: Influence de la variabilité basse-fréquence des niveaux piézométriques sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes, *Géologues*, 207, 53–60, 2020.
- Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., and Bault, V.: Influence of low-frequency variability on groundwater level trends, *J. Hydrol.*, 606, 127436, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127436>, 2022.
- Berghuijs, W. R., Woods, R. A., Hutton, C. J., and Sivalapan, M.: Dominant flood generating mechanisms across the United States, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 4382–4390, <https://doi.org/10.1002/2016GL068070>, 2016.
- Bertola, M., Viglione, A., Vorogushyn, S., Lun, D., Merz, B., and Blöschl, G.: Do small and large floods have the same drivers of change? A regional attribution analysis in Europe, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25, 1347–1364, <https://doi.org/10.5194/hess-25-1347-2021>, 2021.
- Bloomfield, J. P. and Marchant, B. P.: Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4769–4787, <https://doi.org/10.5194/hess-17-4769-2013>, 2013.
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T. R., Kohnová, S., Koskela, J. J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Salinas, J. L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., and Živković, N.: Changing climate both increases and decreases European river floods, *Nature*, 573, 108–111, <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>, 2019.
- Boé, J. and Habets, F.: Multi-decadal river flow variations in France, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 691–708, <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>, 2014.
- Bonnet, R., Boé, J., Dayon, G., and Martin, E.: Twentieth-Century Hydrometeorological Reconstructions to Study the Multidecadal Variations of the Water Cycle Over France, *Water Resour. Res.*, 53, 8366–8382, <https://doi.org/10.1002/2017WR020596>, 2017.
- Bonnet, R., Boé, J., and Habets, F.: Influence of multidecadal variability on high and low flows: the case of the Seine basin, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 1611–1631, <https://doi.org/10.5194/hess-24-1611-2020>, 2020.
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., and Saba, V.: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation, *Nature*, 556, 191–196, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>, 2018.
- Caillouet, L., Vidal, J.-P., Sauquet, E., Devers, A., and Graff, B.: Ensemble reconstruction of spatio-temporal extreme low-flow events in France since 1871, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 2923–2951, <https://doi.org/10.5194/hess-21-2923-2017>, 2017.
- Constantine, W., and Percival, D.: wmtsa: Wavelet Methods for Time Series Analysis, R package version 2.0-1. <https://CRAN.R-project.org/package=wmtsa> (last access: 11 May 2022), 2016.
- Cornish, C. R., Percival, D. B., and Bretherton, C. S.: The WMTSA Wavelet Toolkit for Data Analysis in the Geosciences, *EOS Trans AGU*, 84, Fall Meet. Suppl., Abstract NG11A-0173, 2003.
- Cornish, C. R., Bretherton, C. S., and Percival, D. B.: Maximal Overlap Wavelet Statistical Analysis With Application to Atmospheric Turbulence, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 119, 339–374, <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9011-y>, 2006.
- Deneux, M. and Martin, P.: Les inondations de la Somme, établir les causes et les responsabilités de ces crues, évaluer les coûts et prévenir les risques d'inondations, Rapport de commission d'enquête (2001–2002), rapport du Sénat, <http://www.senat.fr/rap/r01-034-1/r01-034-11.pdf> (last access: 11 May 2022), 2001.
- Dieppois, B., Durand, A., Fournier, M., and Massei, N.: Links between multidecadal and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate variability of northern France and England since the 17th century, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 4359–4372, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50392>, 2013.
- Dieppois, B., Lawler, D. M., Slonosky, V., Massei, N., Bigot, S., Fournier, M., and Durand, A.: Multidecadal climate variability over northern France during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation, *Int. J. Climatol.*, 36, 4679–4696, <https://doi.org/10.1002/joc.4660>, 2016.
- Dong, B., Sutton, R. T., and Woollings, T.: Changes of interannual NAO variability in response to greenhouse gases forcing, *Clim. Dynam.*, 37, 1621–1641, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0936-6>, 2011.
- Edijatno and Michel, C.: Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *La Houille Blanche*, 2, 113–122, <https://doi.org/10.1051/lhb/1989007>, 1989.
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., and Dörfli, N.: Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal, *J. Hydrol.*, 464–465, 485–493, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.040>, 2012.
- Fatichi, S., Rimkus, S., Burlando, P., and Bordoy, R.: Does internal climate variability overwhelm climate change signals in streamflow? The upper Po and Rhone basin case studies, *Sci. Total. Environ.*, 493, 1171–1182, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.12.014>, 2014.
- Feliks, Y., Ghil, M., and Robertson, A. W.: The Atmospheric Circulation over the North Atlantic as Induced by the SST Field, *J. Climate*, 24, 522–542, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3859.1>, 2011.
- Fernández, I., Hernández, C. N., and Pacheco, J. M.: Is the North Atlantic Oscillation just a pink noise?, *Physica A*, 323, 705–714, [https://doi.org/10.1016/S0378-4371\(03\)00056-6](https://doi.org/10.1016/S0378-4371(03)00056-6), 2003.
- Flipo, N., Monteil, C., Poulin, M., de Fouquet, C., and Krimissa, M.: Hybrid fitting of a hydrosystem model: Long-term insight into the Beauce aquifer functioning (France), *Water Resour. Res.*, 48, W05509, <https://doi.org/10.1029/2011WR011092>, 2012.
- Flipo, N., Gallois, N., Labarthe, B., Baratelli, F., Viennot, P., Schuite, J., Rivière, A., Bonnet, R., and Boé, J.: Pluri-annual Water Budget on the Seine Basin: Past, Current and Future Trends, in: *The Seine River Basin*, vol. 90, edited by: Flipo, N., Labadie,

- P., and Lestel, L., Springer International Publishing, Cham, 59–89, <https://doi.org/10.1007/978-3-319-392>, 2020.
- Folland, C. K., Hannaford, J., Bloomfield, J. P., Kendon, M., Svensson, C., Marchant, B. P., Prior, J., and Wallace, E.: Multi-annual droughts in the English Lowlands: a review of their characteristics and climate drivers in the winter half-year, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2353–2375, <https://doi.org/10.5194/hess-19-2353-2015>, 2015.
- Fritter, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., and Deloffre, J.: Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France), *C. R. Geosci.*, 344, 396–405, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.07.004>, 2012.
- Gouhier, T. C. and Grinsted, A.: *biwavelet*: Conduct univariate and bivariate wavelet analyses, R package version 0.12, <http://CRAN.R-project.org/package=biwavelet> (last access: 11 May 2022), 2012.
- Gu, L., Chen, J., Xu, C.-Y., Kim, J.-S., Chen, H., Xia, J., and Zhang, L.: The contribution of internal climate variability to climate change impacts on droughts, *Sci. Total. Environ.*, 684, 229–246, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.345>, 2019.
- Gudmundsson, L., Tallaksen, L. M., Stahl, K., and Fleig, A. K.: Low-frequency variability of European runoff, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2853–2869, <https://doi.org/10.5194/hess-15-2853-2011>, 2011.
- Habets, F., Gascoin, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Otlé, C., and Viennot, P.: Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France), *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 99–117, <https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010>, 2010.
- Hanel, M., Rakovec, O., Markonis, Y., Máca, P., Samaniego, L., Kysely, J., and Kumar, R.: Revisiting the recent European droughts from a long-term perspective, *Sci. Rep.*, 8, 9499, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27464-4>, 2018.
- Haslinger, K., Hofstätter, M., Schöner, W., and Blöschl, G.: Changing summer precipitation variability in the Alpine region: on the role of scale dependent atmospheric drivers, *Clim. Dynam.*, 57, 1009–1021, <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05753-5>, 2021.
- Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., and Kanae, S.: Global flood risk under climate change, *Nat. Clim. Change*, 3, 816–821, <https://doi.org/10.1038/nclimate1911>, 2013.
- Hodgkins, G. A., Whitfield, P. H., Burn, D. H., Hannaford, J., Renard, B., Stahl, K., Fleig, A. K., Madsen, H., Mediero, L., Korhonen, J., Murphy, C., and Wilson, D.: Climate-driven variability in the occurrence of major floods across North America and Europe, *J. Hydrol.*, 552, 704–717, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.027>, 2017.
- IPCC: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, in: A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, ISBN 978-1-107-60780-4, 2012.
- Labat, D.: Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts, *J. Hydrol.*, 314, 275–288, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003>, 2005.
- Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J. W., Lucht, W., Rahmstorf, S., and Schellnhuber, H. J.: Tipping elements in the Earth's climate system, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 105, 1786–1793, <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>, 2008.
- Liesch, T. and Wunsch, A.: Aquifer responses to long-term climatic periodicities, *J. Hydrol.*, 572, 226–242, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.060>, 2019.
- Machard de Gramont, H. and Mardhel, V.: *Atlas des remontées de nappes en France métropolitaine*, BRGM/RP-54414-FR, BRGM, 105 pp., <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-54414-FR.pdf> (last access: 11 May 2022), 2006.
- Mangini, W., Viglione, A., Hall, J., Hundecha, Y., Ceola, S., Montanari, A., Rogger, M., Salinas, J. L., Borzì, I., and Parajka, J.: Detection of trends in magnitude and frequency of flood peaks across Europe, *Hydrolog. Sci. J.*, 63, 493–512, <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1444766>, 2018.
- Maréchal, J.-C. and Rouillard, J.: Groundwater in France: Resources, Use and Management Issues, in: *Sustainable Groundwater Management*, vol. 24, edited by: Rinaudo, J.-D., Holley, C., Barnett, S., and Montginoul, M., Springer International Publishing, Cham, 17–45, https://doi.org/10.1007/978-3-030-32766-8_2, 2020.
- Massei, N. and Fournier, M.: Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert–Huang Transform, *J. Hydrol.*, 448–449, 119–128, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.052>, 2012.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J. P., Valdes, D., and Laignel, B.: Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 112, D09121, <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>, 2007.
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., and Durand, A.: Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008, *Int. J. Climatol.*, 30, 2146–2154, <https://doi.org/10.1002/joc.2022>, 2010.
- Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D. M., Lavers, D. A., Fossa, M., Laignel, B., and Debret, M.: Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France, *J. Hydrol.*, 546, 262–275, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.008>, 2017.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., and Kleist, J.: The Relationship Of Drought Frequency And Duration To Time Scales, in: *Eighth Conference on Applied Climatology*, 17–22 January 1993, Anaheim, California, <https://climate.colostate.edu/pdfs/relationshipofdroughtfrequency.pdf> (last access: 11 May 2022), 1993.
- Meteo France: *Données publiques*, <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>, last access: 1 April 2020.
- Mishra, A. K. and Singh, V. P.: A review of drought concepts, *J. Hydrol.*, 391, 202–216, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>, 2010.
- Neves, M. C., Jerez, S., and Trigo, R. M.: The response of piezometric levels in Portugal to NAO, EA, and SCAND climate patterns, *J. Hydrol.*, 568, 1105–1117, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.054>, 2019.
- Percival, D. B. and Mofjeld, H. O.: Analysis of Subtidal Coastal Sea Level Fluctuations Using Wavelets, *J. Am. Stat. Assoc.*, 92, 868–880, <https://doi.org/10.1080/01621459.1997.10474042>, 1997.

- Percival, D. B. and Walden, A. T.: *Wavelet Methods for Time Series Analysis*, Cambridge University Press, Cambridge, ISBN 10 0-521-64068-7, 2000.
- Pérez Ciria, T., Labat, D., and Chiogna, G.: Detection and interpretation of recent and historical streamflow alterations caused by river damming and hydropower production in the Adige and Inn river basins using continuous, discrete and multiresolution wavelet analysis, *J. Hydrol.*, 578, 124021, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124021>, 2019.
- Pointet, T., Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Negrel, P., Pennequin, D., and Pinault, J.-L.: La contribution des eaux souterraines aux crues exceptionnelles de la Somme en 2001 Observations, hypothèses, modélisation, *La Houille Blanche*, 89, 112–122, <https://doi.org/10.1051/lhb/2003120>, 2003.
- Qasmi, S., Cassou, C., and Boé, J.: Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature: Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 11140–11149, <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>, 2017.
- Rudd, A. C., Bell, V. A., and Kay, A. L.: National-scale analysis of simulated hydrological droughts (1891–2015), *J. Hydrol.*, 550, 368–385, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.018>, 2017.
- Rust, W., Holman, I., Corstanje, R., Bloomfield, J., and Cuthbert, M.: A conceptual model for climatic teleconnection signal control on groundwater variability in Europe, *Earth-Sci. Rev.*, 177, 164–174, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.017>, 2018.
- Rust, W., Holman, I., Bloomfield, J., Cuthbert, M., and Corstanje, R.: Understanding the potential of climate teleconnections to project future groundwater drought, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23, 3233–3245, <https://doi.org/10.5194/hess-23-3233-2019>, 2019.
- Seguin, J.-J., Allier, D., and Manceau, J.-C.: Contribution d'un index piézométrique standardisé à l'analyse de l'impact des sécheresses sur les ressources en eau souterraine, *Géologues*, 202, 43–48, 2019.
- Sidibe, M., Dieppo, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., and Lawler, D.: Interannual to Multi-decadal streamflow variability in West and Central Africa: Interactions with catchment properties and large-scale climate variability, *Global Planet. Change*, 177, 141–156, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.003>, 2019.
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., and Dupont, J.-P.: Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale, *Hydrogeol. J.*, 17, 1823, <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0488-1>, 2009.
- Sutton, R. T. and Dong, B.: Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s, *Nat. Geosci.*, 5, 788–792, <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>, 2012.
- Terray, L. and Boé, J.: Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties, *C. R. Geosci.*, 345, 136–149, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.02.003>, 2013.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: *A Practical Guide to Wavelet Analysis*, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61–78, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2), 1998.
- Tramblay, Y., Villarini, G., and Zhang, W.: Observed changes in flood hazard in Africa, *Environ. Res. Lett.*, 15, 1040b5, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb90b>, 2020.
- Van Lanen, H. A. J. and Peters, E.: Definition, Effects and Assessment of Groundwater Droughts, in: *Drought and Drought Mitigation in Europe*, vol. 14, edited by: Vogt, J. V. and Somma, F., Springer Netherlands, Dordrecht, 49–61, https://doi.org/10.1007/978-94-015-9472-1_4, 2000.
- Van Loon, A. F.: Hydrological drought explained, *WIREs Water*, 2, 359–392, <https://doi.org/10.1002/wat2.1085>, 2015.
- Velasco, E. M., Gurdak, J. J., Dickinson, J. E., Ferré, T. P. A., and Corona, C. R.: Interannual to multidecadal climate forcings on groundwater resources of the U.S. West Coast, *J. Hydrol.: Reg. Stud.*, 11, 250–265, <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.018>, 2017.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., and López-Moreno, J. I.: A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *J. Climate*, 23, 1696–1718, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>, 2010.
- Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin-Molina, C., and Morán-Tejeda, E.: Accurate Computation of a Streamflow Drought Index, *J. Hydrol. Eng.*, 17, 318–332, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000433](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000433), 2012.
- Vicente-Serrano, S. M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Hannaford, J., Reig, F., Peña-Angulo, D., Tramblay, Y., Trigo, R. M., Donald, N. M., Luna, M. Y., Carthy, M. M., Schrier, G. V. der, Turco, M., Camuffo, D., Noguera, I., García-Herrera, R., Becherini, F., Valle, A. D., Tomas-Burguera, M., and Kenawy, A. E.: Long-term variability and trends in meteorological droughts in Western Europe (1851–2018), *Int. J. Climatol.*, 41, E690–E717, <https://doi.org/10.1002/joc.6719>, 2021.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyrou, J.-M.: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *Int. J. Climatol.*, 30, 1627–1644, <https://doi.org/10.1002/joc.2003>, 2010.
- Wasko, C. and Nathan, R.: Influence of changes in rainfall and soil moisture on trends in flooding, *J. Hydrol.*, 575, 432–441, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.054>, 2019.

CONCLUSION

Ce chapitre visait à déterminer les tendances et la variabilité des niveaux piézométriques en France métropolitaine. L'étude des tendances indique majoritairement une baisse des niveaux piézométriques sur la période 1996-2019 sur l'ensemble du territoire métropolitain, même si certaines nappes comme celles des calcaires de Beauce ou de la craie d'Artois Picardie présentent une hausse des niveaux piézométriques. Une diminution des précipitations efficaces peut être également identifiée sur l'ensemble du territoire métropolitain, même si la plupart de ces tendances ne sont pas statistiquement significatives. La même analyse de tendances réalisée sur une période plus longue (1976-2019), mais seulement sur la partie nord/nord-est de la France faute de chroniques suffisamment longues dans les aquifères des autres régions, met également en évidence une baisse des niveaux piézométriques pour la majorité des aquifères étudiés.

Cependant, les niveaux piézométriques de certains aquifères présentent des tendances contradictoires (i.e., de signes opposés) selon la période étudiée (e.g., calcaires de Beauce, craie d'Artois-Picardie), et qui peuvent par conséquent mener à des conclusions contradictoires sur l'évolution des niveaux piézométriques dans ces aquifères. Ceci nous a donc conduit à évaluer si la variabilité basse fréquence d'origine climatique, de par sa présence dans les signaux piézométriques, pouvait en être à l'origine. Il s'avère que les aquifères avec des tendances piézométriques opposées selon la période d'étude présentent très souvent des variations piézométriques fortement contrôlées par la variabilité basse fréquence. Il s'agit souvent d'aquifères ayant une grande capacité de stockage et une perméabilité relativement faible : ces aquifères jouent alors un rôle de filtre des chroniques climatiques (précipitations brutes et efficaces).

Puisque les composantes interannuelle (~7 ans) et décennale (~17 ans) apparaissent comme les deux variabilités basses fréquences dominantes dans les niveaux piézométriques en France, une analyse plus poussée a été réalisée pour déterminer l'influence spécifique de chacune de ces composantes sur les tendances piézométriques estimées. L'objet étant de vérifier si l'absence ou la présence d'une de ces composantes basses fréquences peut modifier les tendances piézométriques estimées. Pour cela, la méthode consiste à filtrer l'une de ces composantes par MODWT du signal piézométrique, puis ré-estimer la tendance sur le signal filtré. Les résultats montrent que les tendances piézométriques sont très sensibles à la présence de ces composantes basses fréquences, et donc que ces composantes influencent les tendances estimées. De tels résultats indiquent que la variabilité basse fréquence est

capable d'accentuer ou d'atténuer les tendances piézométriques, et notamment celles qui pourraient être associées au changement climatique.

Compte-tenu du fort contrôle de la variabilité basse fréquence sur les variations piézométriques, la question de la responsabilité de ces variabilités dans l'occurrence et l'atteinte des très hauts et très bas niveaux piézométriques peut également se poser. De la même manière que pour l'étude de l'influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances piézométriques, un filtrage des composantes interannuelle (~7 ans) et décennale (~17 ans) par MODWT a été réalisé pour déterminer si la suppression de ces composantes dans le signal piézométrique pouvait affecter la survenue d'extrêmes piézométriques (niveaux au-dessus du percentile 80% et en-dessous du percentile 20%). Le but final étant (i) d'examiner la proportion de très hauts niveaux et très bas niveaux générés par ces variabilités basses fréquences, (ii) d'estimer la contribution de chacune de ces variabilités dans l'occurrence d'événements historiques majeurs reconnus pour avoir eu de forts impacts sociétaux. Les résultats de cette étude ont encore une fois montré une forte dépendance des très hauts et très bas niveaux piézométriques à la variabilité basse fréquence.

Les résultats de ce chapitre montrent donc la forte dépendance des tendances et extrêmes piézométriques à la variabilité basse fréquence, ce qui souligne que :

- (i) Attribuer les tendances piézométriques estimées seulement au changement climatique serait hasardeux compte-tenu de la forte influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances estimées.
- (ii) Une mauvaise reproduction et projection de la variabilité basse fréquence dans les sorties de modèles de circulation générale (GCM), utilisées ensuite pour réaliser des projections hydrologiques et piézométriques, peut entraîner une forte incertitude dans l'estimation des futur(e)s tendances et extrêmes piézométriques.
- (iii) Un potentiel changement de la variabilité climatique interne, i.e. une augmentation ou diminution de l'amplitude de la variabilité basse fréquence, lors des prochaines décennies pourrait entraîner des changements importants des tendances (magnitude/signé) et extrêmes (niveau/occurrence) piézométriques.

Compte-tenu du contrôle important de la variabilité basse fréquence sur les très hauts et très bas piézométriques, une bonne appréhension (voire prédiction dans de futures études externes à cette thèse) de ces niveaux extrêmes à moyen-long terme nécessite l'identification de ses drivers climatiques. C'est donc l'objet du prochain chapitre de ce manuscrit.

CHAPITRE IV

L'origine climatique de la variabilité basse
fréquence des niveaux piézométriques

INTRODUCTION

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence combien la variabilité basse fréquence (interannuelle ~7 ans et décennale ~15 ans) contrôle le niveau des nappes, particulièrement dans les aquifères du Bassin parisien. Par conséquent, elle influence fortement les tendances estimées, et est dans de nombreux cas responsable de l'occurrence des très hauts et très bas niveaux piézométriques et des événements extrêmes qui en découlent (sécheresses et inondations par remontée de nappe). Cette variabilité trouve son origine dans les variations de la circulation atmosphérique à grande échelle, comme cela a pu être montré dans le cadre d'autres études en Europe (e.g., Holman et al., 2011 ; Massei et al., 2017 ; Liesch et Wunsch, 2019). Une analyse plus détaillée concernant la piézométrie en France métropolitaine reste toutefois nécessaire, et fait l'objet de ce chapitre.

L'identification des drivers climatiques de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques est réalisée principalement pour les aquifères du nord de la France. En effet, la caractérisation des liens entre la variabilité climatique à large-échelle et la variabilité interannuelle à décennale des niveaux piézométriques nécessite de disposer d'un historique de données suffisamment important (i.e., plusieurs décennies). Or, le réseau piézométrique de l'ouest et du sud de la France a été implanté dans les années 1990, ce qui ne permet pas une analyse robuste de ces liens. C'est pourquoi cette analyse se limite aux aquifères du Bassin parisien sur la période 1976-2019. Un piézomètre situé dans le sud de la France avec un historique de données suffisamment important (en durée) est tout de même étudié pour comparaison. Le résultat pourra ainsi être confronté aux résultats obtenus pour les chroniques piézométriques du Bassin parisien. D'autre part, l'étude d'une très longue chronique piézométrique (plus d'un siècle) du Bassin parisien permettra une comparaison avec les résultats obtenus sur la période la plus récente.

La 1^{ère} partie de ce chapitre présente les patterns de la circulation atmosphérique et océanique liés à la variabilité basse fréquence (interannuelle à décennale) des niveaux piézométriques du Bassin parisien, en prenant comme référence l'une des plus grandes chroniques piézométriques (1903-présent) disponible en France métropolitaine. Cette partie est présentée sous forme d'article qui est actuellement en cours de finalisation. Dans la 2^{ème} partie, cette analyse est conduite sur la période récente (1976-2019) de cette même chronique. Ceci a pour objectif d'estimer si la relation est stationnaire, autrement dit, si les patterns explicatifs de la variabilité basse fréquence piézométrique sont identiques pour la période récente (1976-2019) et l'ensemble du siècle dernier (1903-2015). Dans la 3^{ème} partie, l'analyse est réalisée pour

l'ensemble des aquifères du Bassin de la Seine, le but étant de déterminer si la relation avec la circulation atmosphérique et océanique large-échelle est identique d'un aquifère à l'autre. Enfin, ce chapitre se clôt par une synthèse des résultats, une discussion et une conclusion.

1. Patterns de la circulation atmosphérique et océanique explicatifs de la variabilité basse fréquence de la nappe de la craie sur le dernier siècle (1903-2015)

1.1. Contexte de l'article

L'article suivant a pour objectif d'identifier et décrire les patterns de la circulation atmosphérique (Z500) et océanique (SST) associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des niveaux piézométriques sur le siècle dernier. L'existence d'une très longue chronique piézométrique dans la nappe de la craie du Bassin parisien permet de réaliser cet exercice sur une période de plus de 100 ans. Une fois les patterns climatiques caractérisant cette variabilité basse fréquence identifiés, la seconde partie de cet article vise à déterminer si ces patterns climatiques large-échelle sont capables de reproduire les fluctuations basses fréquences du signal piézométrique et le signal piézométrique total.

1.2. Article

Large-scale climate drivers of groundwater level variations in northern France over the last century

Highlights

- Significant low-frequency variability in northern France groundwater levels (GWL).
- These variabilities are linked to large-scale atmospheric patterns that are not necessarily captured by traditionally used climate indices.
- Large-scale atmospheric patterns associated with variations in GWL differ from one timescale to another.
- Northern France GWL can be correctly simulated by tracking large-scale atmospheric drivers on multiple timescales.

Abstract

Groundwater levels (GWL) are often affected by low-frequency variations, i.e., on timescales greater than a year. In northern France, this low-frequency variability (LFV) generally explains more than half of total GWL variability. Such LFV in GWL is thus often responsible for the emergence of groundwater droughts and floods. It is, therefore, essential to explore the large-scale climate drivers of such LFV to improve GWL prediction system and better forecast and manage groundwater droughts and floods. In this study, we investigate the large-scale climate drivers of the LFV of northern France GWL. We use a century long timeseries of GWL and precipitation, and examine their links to different large-scale ocean-atmospheric patterns, using sea-surface temperature [SST] and geopotential heights at 500mb [Z500]. We first assessed the multi-timescale variability of GWL and precipitation using continuous and discrete wavelet transforms. Besides annual variability, interannual (IV: ~7-yr) and decadal (DV: ~14-yr) variability better explain GWLs' total variance. Then, we identify atmospheric and oceanic patterns, which are associated with each timescale of LFV using composite analyses. IV is associated with a "wave train" pattern over the Euro-Atlantic sector with a low (high) pressure system over northern-western Europe favouring wet (dry) conditions over northern France during interannual high (low) GWL. Such pattern seems quite similar to a ridge regime (during high GWL) and Scandinavia blocking regime (during low GWL). IV is also associated with a SST pattern in North Atlantic that is typical of an Atlantic ridge regime. DV seems to be associated with a low (high) pressure system covering Great Britain and extending through the Gulfstream front favouring wet (dry) conditions and leading to decadal high (low) GWL in northern France. The SST in North Atlantic display a very similar pattern than atmospheric circulation. Z500 pattern associated to IV is close to the Scandinavian Pattern (SCAND) index, whereas that associated to DV diverges quite significantly from a standard climate index. Using a multiresolution Empirical Statistical Downscaling model, we show that low-frequency variations of GWL can be correctly simulated using the large-scale low-frequency information in atmospheric fields (Z500), which enhance the simulation of total GWL too. This result highlights the potential of large-scale atmospheric patterns found by composite analysis to be used as predictors in statistical models for reconstructing or predicting GWL.

1. Introduction

In a context of climate and environmental changes, the uncertainty concerning future trends and variations in water resources is one of the most significant issues from the end of the last century (IPCC, 2007, 2014, 2021). Aquifers are particularly affected by anthropogenic pressure, as, in some countries like France, they can account for more than half of water supplies (Maréchal and Rouillard, 2020). Groundwater levels (GWL) have therefore been monitored for few decades in France, and the existence of trends has recently been discussed. Trend estimates may help to assess the quantitative evolution of groundwater resource and help to the resource management. The European Union's Water Framework Directive is based on this philosophy for instance (European Commission, 2009), and the

detection of negative trends in water resources (streamflow, GWL) can lead to some restrictions in order to protect them.

However, while studies of recent trends in GWL remain useful for stakeholders, their interpretations can be strongly misleading in the presence of significant low-frequency variability (LFV; Baulon et al., 2022a). The presence of LFV is common to all hydroclimate variables affecting a catchment (e.g., precipitation, temperature, streamflow), since it originates from large-scale climate variability (Coulibaly and Burn, 2004; Labat, 2006; Massei et al., 2007, 2010; Dieppois et al., 2013, 2016; Boé and Habets, 2014; Sidibe et al., 2019; Kingston et al. 2020). In addition, the proportion of variance explained by such LFV depends on the catchment characteristics (Gudmundsson et al., 2011; Velasco et al., 2017; Sidibe et al., 2019). Several studies highlighted that morphometric and physical properties of aquifers (e.g., thickness of vadose zone and superficial formations, permeability of vadose zone, transmissivity and storage coefficients, aquifer geometry, connection with neighbouring aquifers and rivers) acted as a low-pass filter on climatic variations (e.g., rainfall and evapotranspiration) (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Velasco et al., 2017; Rust et al., 2018; Schuite et al., 2019).

In particular, across France, several studies have already highlighted the existence of ~2-4 years, ~5-8 years and ~15 years modes of variability in hydroclimate variables (Massei et al., 2007, 2010, 2017; Fritier et al., 2012; Massei and Fournier, 2012; Dieppois et al., 2013; Fossa et al., 2021). Multidecadal variability (50-80 years) has also been identified in streamflow, precipitation and temperature (Boé and Habets, 2014; Dieppois et al., 2016). Similar LFV (interannual to multidecadal) with varying magnitudes were found in GWL through France (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Baulon et al., 2022a-b), but also in neighbouring countries (Holman et al., 2011; Rust et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019; Neves et al., 2019). However, ~5-8 years and ~15 years variabilities often explain much more of the GWL variability than ~2-4 years variability (Baulon et al., 2022a).

For the last decades, numerous studies have investigated relationships between hydrological variations and large-scale climate variability (Kingston et al., 2007; Lavers et al., 2015; Dieppois et al., 2016). Most studies previously investigated and identified links between regional hydrological variations and large-scale climate variations using various climate indices, such as the North Atlantic Oscillation (NAO), Scandinavia pattern (SCAND), East Atlantic pattern (EAP), El Niño Southern Oscillation (ENSO), Atlantic Multidecadal Variability (AMV) (Giuntoli et al., 2013; Luppichini et al., 2021). Using more sophisticated techniques, some studies relatively recently illustrated that those linkages between regional hydrological variations and large-scale climate modes of variability were strongly dependent on the timescale and time-period considered (Massei et al., 2007, 2010; Holman et al., 2011; Fritier et al., 2012; Boé and Habets, 2014; Kuss and Gurdak, 2014; Dieppois et al., 2013, 2016; Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019). In addition, some authors demonstrated that the atmospheric dynamics associated with the different timescales are not systematically consistent with the dynamics associated with the NAO, SCAND and other pre-established climate modes of variability (Massei et al., 2017; Sidibe et al., 2019; Fossa, 2020).

Looking at atmospheric patterns responsible for LFV in GWL then appears more relevant when one seeks to better understand the linkages between large-scale climate variability and local-scale hydrological variables. Consequently, in this study, we aim at exploring the links between large-scale climate variability and groundwater low-frequency variations by directly using atmospheric and oceanic fields instead of standard climate indices. This approach consisting of unravelling climate drivers directly from the target data had also been recommended lately by Kingston et al. (2020).

Focusing on groundwater resources appears crucial, since i) in many aquifers, GWL are mostly, if not only, controlled by LFV which then explain water stock changes (Velasco et al., 2017; Rust et al., 2019; Baulon et al., 2022a); ii) because, for this same reason, the LFV plays a significant role on groundwater droughts and floods occurrence (Rust et al., 2019; Bonnet et al., 2020; Baulon et al., 2022b). The identification of large-scale atmospheric patterns associated with the LFV in GWL would be also useful for predictive purposes. LFV is indeed aperiodic and, consequently, no deterministic prediction of future GWL can be done. However, provided some consistent relationship is found between the large-scale

circulation and local-scale variable, the identification of most relevant climate drivers of LFV may allow for a better assessment of future GWL and extreme. For these reasons, we attempt to identify the large-scale climate drivers of groundwater LFV in order to inform and improve predictions of GWL in future studies.

To that aim, we first explore the multi-timescale variability of one-century long precipitation and GWL time series in the chalk of northern France to identify the main components characterizing the low-frequency variability (Section 3.1). We then use a composite analysis to explore the link between large-scale atmospheric-oceanic dynamics and GWL, and identify large-scale climate patterns associated with each of the LFV previously identified (Section 3.2). We then assess whether GWL and associated extreme can be better simulated using a multiresolution empirical statistical downscaling (ESD) model tracking the driving atmospheric variations at multiple timescales (Section 3.3).

2. Data and methods

2.1. Data

This study focuses on GWL within the chalk aquifers in France (Fig. 1), where the longest GWL time series are available. We primarily focus on a time series (Tincques) covering the entire 20th century (1903-2022) to explore the long-term variability of GWL and relationships with large-scale climate variability. The Tincques borehole is located in the most northern part of Paris Basin chalk aquifers. In addition, 53 shorter time series (1976-2022) were also used to display the low-frequency behaviour of GWL across chalk aquifers of Paris Basin (France). These time series were selected from a database gathering boreholes where GWL are not (or only sparsely) affected by pumping (Baulon et al., 2020). Moreover, they contain a relatively small number and length of consecutive gaps (<3 years). Missing values were filled using linear interpolation, except for the Tincques time series that was filled using data of neighbouring boreholes. GWL data were initially provided by the ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) database (<https://ades.eaufrance.fr/>; Winckel et al., 2022).

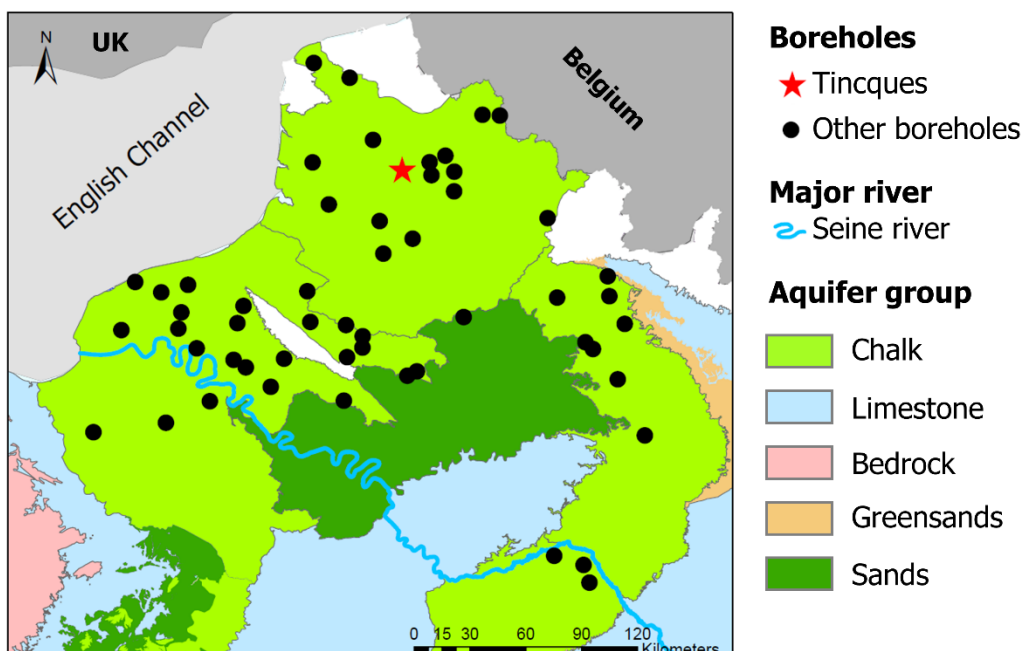


Figure 1. Location of boreholes.

We also analyzed a monthly precipitation time series covering the 20th century (1901-2019) from the Climatic Research Unit (CRU) dataset (CRU TS.v4.04), which is produced on a 0.5°x0.5° grid and is derived from about 4000 weather stations distributed around the world over the last century (Harris et

al., 2020). Here, we extracted a regional average for an area corresponding to 2.0E-3.5E in longitude, 49.5N-50.5N in latitude, i.e., encompassing the Tincques borehole.

To examine the large-scale atmospheric patterns associated with local precipitation and GWL variability, we used the NOAA Twentieth Century Reanalysis version 3 (20CR v3; Slivinski et al., 2019), an 80-member ensemble global reanalysis (from 1836 to 2015) dataset at a $2^\circ \times 2^\circ$ resolution. This reanalysis product assimilates only surface pressure with monthly SST and sea-ice distributions as boundary conditions. This modelling and data assimilation strategies remain constant over the entire period to allow more robust spectral decomposition in analyses of atmospheric circulation across different timescales with reduced sensitivity to artificial shifts induced by assimilation of new datasets, as is the case for NCEP/NCAR-1 reanalysis as shown in Poccarrd et al. (2000). In the present study, we extracted geopotential height at 500mb (Z500), zonal and meridional wind at 500mb (U500 and V500) at a monthly time step over a region covering 0-360°E and -20-80°N zone for the composite analysis. These fields are suitable to describe atmospheric circulation, sufficiently high in altitude so as to avoid surface roughness effects (like mountain ranges). However, for the multiresolution Empirical Statistical Downscaling, the area was restricted to the Euro-Atlantic sector (-110-60°E 35-80°N). In addition, analyses were also performed with the geopotential height at 200mb (Z200), corresponding to the tropopause height and the jet-stream altitude, and sea level pressure (SLP), which provided similar results to Z500 (not shown).

Finally, for investigating teleconnections with precipitation and GWL variability, we used a monthly gridded SST dataset, the Extended Reconstructed SST version 5 (ERSST v5; Huang et al., 2017). ERSST.v5 is derived from the International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (ICOADS) Release 3.0, and provides data from January 1854 to the present at a $2^\circ \times 2^\circ$ resolution. More importantly, unlike other SST datasets, this dataset is not affected by cold SST biases resulting from satellite data assimilation at the end of the 20th century, which can sometimes induce a modest decrease in the global warming trend, and possibly for decadal signals (Reynolds et al., 2002).

2.2. Methodological approach

2.2.1. Multi-timescale variability of precipitation and groundwater levels

We identified the dominant timescales of variability in precipitation and GWL at Tincques using the Continuous Wavelet Transform (CWT). The CWT has been extensively used in the past decades for data analysis in hydrology and more generally in environmental sciences (Torrence and Compo, 1998; Labat, 2005; Massei et al., 2010; Turki et al., 2020; Zamrane et al., 2021). The mathematical basis and practical use of the CWT can be found in Torrence and Compo (1998). It consists in breaking down the precipitation or GWL time series into the time-frequency domain allowing us to examine the variance evolution over time and for each timescale. It produces a timescale contour diagram on which the x-axis indicates time, the y-axis the period, and the z-axis the spectral power (i.e., variance or energy). We also derived time-averaged wavelet spectra from CWT to identify what periods (i.e., timescales) display peaks of energy (Torrence and Compo, 1998; Labat, 2010; Abdelkader and Yerdelen, 2022).

Then, the dominant timescales of variability were extracted using a Multi-Resolution Analysis (MRA) based on Maximum Overlap Discrete Wavelet Transform (MODWT; Percival and Walden, 2000). The MODWT-MRA is iterative filtering of the time series using a series of low- and high-pass filters. It performs a scale-by-scale decomposition of the time series (or signal) using a dyadic filter bank. This filter bank is composed of one high-pass filter and one low-pass filter, which compute coefficients associated with high frequencies, called the “detail coefficients”, and low frequencies, called the “approximation coefficients”, by convolution with the signal analyzed. The first lower-frequency signal (or “approximation”) released is then convolved again by the high- and low-pass filters and the same process is repeated iteratively until either the desired or the maximum number of components is reached. The original signal is then separated into a relatively small number of wavelet components from high to low frequencies, which together explain the total variability of the signal. The original signal can be reconstructed by summing up all wavelet details and the last approximation.

Unlike discrete wavelet transform (DWT), MODWT was designed to prevent phase shifts in the transform coefficients at all scales by avoiding downsampling – reducing by a factor of two the number of coefficients – the signal with increasing scales. MODWT then preserves the alignment of the decomposed transform coefficients at each level with the original time series; that is, the variance explained by these coefficients is located where it truly lies in the time series analysed (Percival and Walden, 2000; Cornish et al., 2003, 2006). For physical interpretation of the wavelet details, this property is fundamental and MODWT has been largely used for that purpose in several studies (Massei et al., 2017; Pérez-Ciria et al., 2019; Sidibe et al., 2019).

In this study, we used Daubechies least asymmetric wavelet with 8 coefficients (“s8”) as a filter. First, this wavelet filter is well-suited for the decomposition of turbulent signals (Cornish et al., 2006), such as atmospheric/oceanic variables or precipitation. Although an “s16” or “s20” wavelet filter would be more suitable for the decomposition of GWL since the signal is much smoother, we kept the “s8” that allows us to discriminate the ~14-yr variability as an independent component from the last approximation while setting the maximum decomposition level to details that are not subject to edge effects (i.e., to internal coefficients). We compared the wavelet details of GWL obtained with “s8” and “s20” wavelet filters. The extracted details were rather similar and confirmed the choice to use an “s8” to break down GWL. However, even with the “s8” filter, discriminating the ~14-yr variability from the last approximation by keeping only internal coefficients is only possible for the one-century GWL time series of Tincques. For the shorter GWL time series in chalk aquifers of the Paris Basin, the maximum level decomposition is therefore set to $\log_2(N)$, where N is the length of the time series.

2.2.2. Linking large-scale climate patterns with local variability of precipitation and groundwater levels

The investigation of teleconnections between precipitation or GWL at Tincques and the large-scale climate variability for the dominant low-frequency modes is conducted with a composite analysis. Similarly to local variables (precipitation and GWL), the large-scale climate variables (Z500, U500 and V500) are previously decomposed using MODWT-MRA analysis. We then generate a composite map for each dominant low-frequency timescale. First, for each timescale, the values of the Z500, U500 or V500 wavelet detail during periods of high amplitude (i.e., below or above 0.5 standard deviations (SD)) of precipitation or GWL at the same timescale are extracted. For each timescale, it results in two sets of large-scale data: one corresponding to large-scale values when the local variable (precipitation or GWL) values were higher than +0.5SD (wet anomalies), one corresponding to large-scale values when the local variable values were lower than -0.5SD (dry anomalies). The composite maps then represent the difference in large-scale variables between wet and dry conditions. In this study, we display Z500 composite maps with associated wind vectors calculated with U500 and V500 composites.

For the composite large-scale climate anomalies associated with GWL variations, we use a time lag of ~7 months between the large-scale variable and GWL. We assumed that the response of precipitation to large-scale variables is immediate, while that of GWL to precipitation is delayed. We estimated the lag between GWL and precipitation using a cross-correlation function (CCF).

2.2.3. Added-value for predictions or reconstructions of groundwater levels

In order to assess the potential of large-scale atmospheric fields, and more specifically of patterns found with the composite analysis, to be used as predictor of GWL in future statistical models, we used an empirical statistical downscaling (ESD) model to determine their capability to correctly simulate the groundwater LFV and total GWL at Tincques. This ESD modelling is based on multiple linear regression of the local variable (GWL) on empirical orthogonal functions (EOFs) of atmospheric fields (Z500) on a monthly basis (Benestad et al., 2015). Two approaches were tested in this study: simple ESD and multiresolution ESD. For the simple ESD, GWL are directly simulated using the EOFs of the atmospheric field (Z500) without any decomposition of GWL and atmospheric field. For the multiresolution ESD, we use the multi-timescale approach developed by Massei et al. (2017) and used by Sidibe et al. (2020). The approach consists to derive one ESD model for each decomposition level

(i.e., for each wavelet detail/component) of GWL and atmospheric field resulting in a simulation of each GWL component. Then, all simulated GWL components can be summed up to reconstruct total GWL given the use of MODWT-MRA and the orthogonality of the decomposition.

Optimally, the number of EOFs used in the ESD model must be high enough to consider all the main large-scale patterns accounting for the GWL variability, but at the same time not too important to not consider “atmospheric” noise in the modelling process. In this paper, only the first 6 EOFs were used since all higher-order components would explain less than 5% of total variance.

The ESD model was calibrated over the 1903-2015 period.

For each simulated GWL component and the reconstructed GWL, we calculated the Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient (NSE; Nash and Sutcliffe, 1970) and the coefficient of determination (R^2) for assessing the quality of simulations. The R^2 values range between 0 and 1; a value of 0 indicates no statistical correlation between the data and the line drawn through them, while a value of 1 indicates a perfect relationship. The NSE range between $-\infty$ and 1; a value of 1 indicates a perfect match of forecasted/simulated data to the observed data, while a value less than 0 occurs when the observed mean is a better predictor than the model.

The ESD modelling was undertaken with R package “esd” (Benestad et al., 2020).

3. Results

3.1. Precipitation and groundwater level variability in chalk over the 20th century

Precipitation and GWL variability at Tincques is first explored using CWT (Fig. 2). For precipitation, the CWT highlights significant seasonal and annual variabilities. The low-frequency is expressed at timescales of about 2-4 years (interannual \sim 4-yr), 5-8 years (interannual \sim 7-yr) and 12-23 years (decadal \sim 14-yr). These variabilities are also displayed by the time-averaged global wavelet spectrum of precipitation (Fig. 3). The decadal variability seems attenuated between \sim 1930 and \sim 1970, while the annual variability seems amplified during this period (Fig. 2).

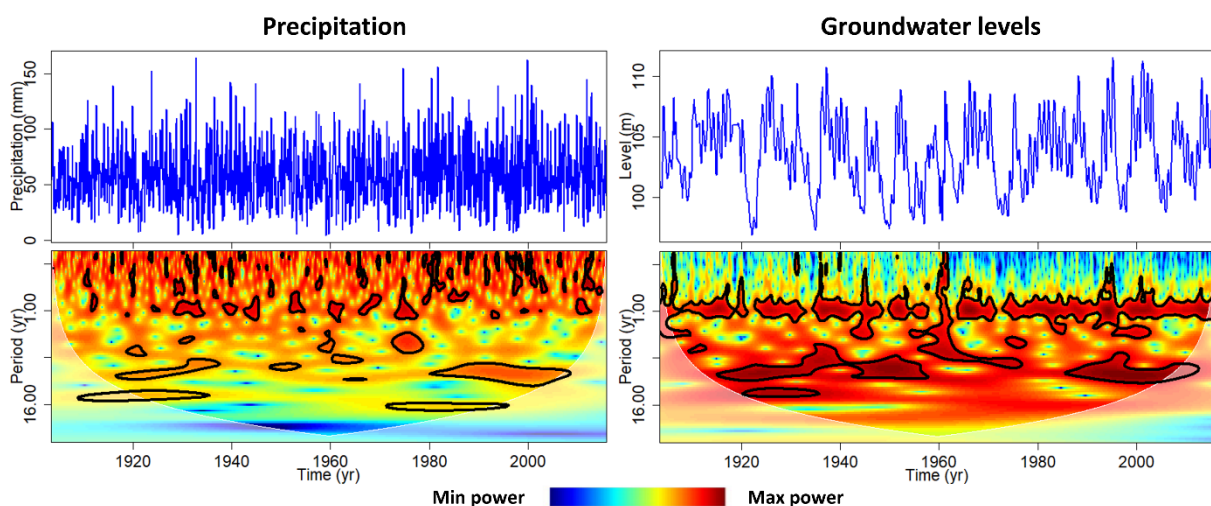


Figure 2. One-century precipitation and groundwater levels time series at Tincques (top) and continuous wavelet transform (CWT; bottom). On CWT, the greater the spectral power (red), the greater the signal amplitude at that timescale and time-period is. Black lines surround regions of the spectrum that are statistically significant at the 95% confidence limit (Monte-Carlo test). White dashed lines correspond to the cone of influence, where edge effects are important and may lead to underestimated variance.

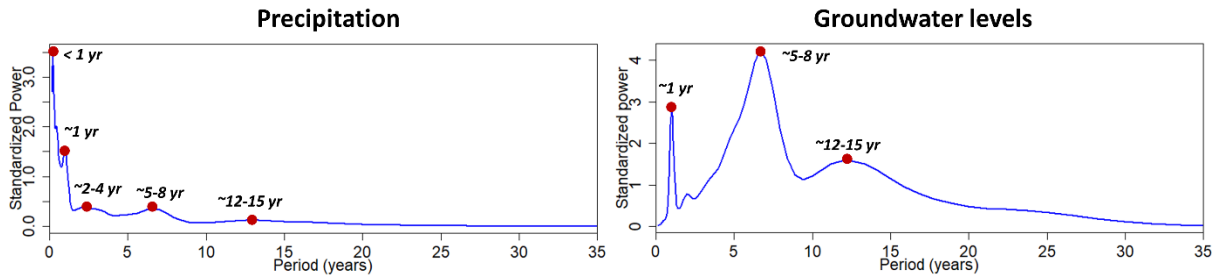


Figure 3. Time-averaged global wavelet spectra of precipitation (left) and groundwater levels (right) at Tincques.

For GWL, annual (~ 1 -yr), interannual (~ 7 -yr, IV) and decadal (~ 14 -yr, DV) variabilities are particularly significant, while the seasonal variability is much less expressed (Figs. 2 and 3). For that reason, in the following sections, we primarily focus on ~ 7 -yr and ~ 14 -yr variabilities. However, unlike precipitation, the DV in GWL does not seem reduced between 1930 and 1970 (Fig. 2).

The interannual (~ 7 -yr; IV) and decadal (~ 14 -yr; DV) variability of precipitation and GWL at Tincques are extracted by MODWT-MRA (Figs. 4a and 4b). Such low-frequency timescales of variability represent only a small part of precipitation variability accounting only for 4% of total monthly variability, while they are strongly amplified in GWL accounting for 44% of total variability. This is related to the low-pass filter effect of catchment and aquifers (filtering out high-frequency variabilities and amplifying low-frequency variabilities), which is already significantly documented in the literature (Slimani et al., 2009; Gudmundsson et al., 2011; Fossa et al., 2021).

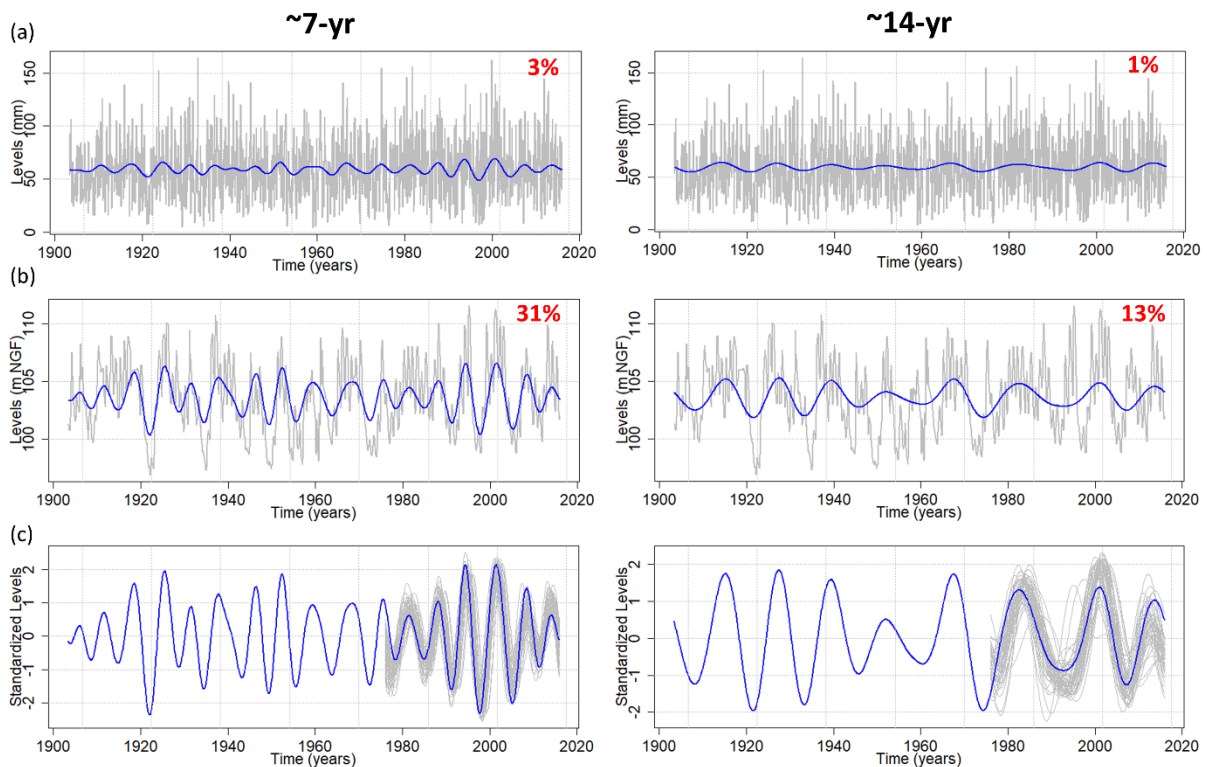


Figure 4. (a) Interannual (~ 7 -yr; IV) and decadal variability (~ 14 -yr; DV) in precipitation at Tincques (blue) extracted by MODWT, which are superimposed to the original time series (grey). Red numbers in top-right corner of each panel indicate the energy percentage of the corresponding component (i.e., the relative importance of each component in total precipitation variability). (b) Same as (a), but for groundwater levels at Tincques. (c) Interannual and decadal variability in groundwater levels at Tincques (blue), which are superimposed to those of other boreholes, with shorter time series, in the chalk aquifers of Paris basin (grey).

The same LfV can be also identified and extracted from the shorter GWL time series of chalk aquifers (Fig. 4c). It shows that GWL low-frequency variability is spatially coherent over a much broader region,

with higher (lower) levels than normal almost observed over the same time-period. In precipitation and GWL time series of Tincques, the low-frequency components exhibit numerous amplitude changes over the 20th century indicating the aperiodic behaviour of such variability (Figs. 4a and 4b). These amplitude changes in LFV are also identified in other boreholes with shorter GWL time series, particularly for the IV (Fig. 4c). A decreased amplitude of DV is found between 1945 and 1965 in GWL, which did not really appear in the CWT (Figs. 2 and 4b).

Such timescales of variability (~7-yr, ~14-yr) in GWL are also identified in other aquifers (chalk, limestones, sands) across France and neighbouring countries (Liesch and Wunsch, 2019; Neves et al., 2019; Rust et al., 2019; Baulon et al., 2022a-b). However, their significance in total GWL variability changes between aquifers, depending on their physical and morphometric properties (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Velasco et al., 2017; Schuite et al., 2019). For many aquifers, including the southern part of the Artois-Picardy chalk aquifer here studied with Tincques time series, the LFV explains more than half of GWL variability. Hence, LFV significantly supports the extremely high and low GWL leading to the emergence of groundwater droughts and floodings (Baulon et al., 2022b). For that reason, the identification of large-scale climate patterns associated with such IV and DV remains fundamental, particularly for predictive purposes of groundwater droughts and floodings. This topic is investigated in the next section.

3.2. Climate drivers of interannual and decadal variabilities in precipitation and groundwater levels

To deepen our understanding of the link between large-scale ocean-atmospheric circulation and regional hydrological variability, we study the spatial patterns of climate dynamics by computing composite anomalies associated with IV (~7-yr) and DV (~14-yr) (Fig. 5). Hereafter, only results with SST, Z500 and winds at 500 mb are presented (Fig. 5). Other pressure levels have however been tested, and they provided similar results (not shown).

Z500 pattern associated with IV in precipitation and GWL is a wave train pattern extended through the northern hemisphere that also seems to be connected to a zonal pattern in the subtropical Pacific ocean (Fig. 5a). The Z500 pattern exhibits four centres of action over the Euro-Atlantic area, which are arranged longitudinally with alternating low- and high-pressure systems. This pattern may lead to alternating ridge (leading to wet conditions and high interannual GWL) and blocking (leading to dry conditions and low interannual GWL) weather types over northern France. In other words, during drier conditions and lower GWL periods, high-pressure systems are locked over the British Isles, preventing moisture advection from the North Atlantic and surrounded areas. Conversely, during wetter conditions and high GWL periods, low-pressure systems are locked over the British Isles, enhancing moisture advection from the North Atlantic and surrounded areas. The SST pattern in the North Atlantic ocean associated with IV in precipitation and GWL is consistent with the atmospheric circulation (Fig. 5b). This pattern is reminiscent of SST patterns associated with Atlantic ridge and Scandinavia blocking regimes (Cassou et al., 2004). Indeed, during blocking weather regimes that lead to drier conditions and low GWL periods, colder water than normal is observed off the Canadian coast, and warmer water than normal off the U.S. coast. Conversely, during ridge weather regimes that lead to wetter conditions and high GWL periods, warmer water than normal is observed off the Canadian coast, and colder water than normal is observed off the European and U.S. coasts.

Z500 pattern associated with DV in precipitation and GWL exhibits four centres of action over the Euro-Atlantic area (Fig. 5a). During wetter (drier) conditions and high (low) GWL periods, there are higher (lower) pressure than normal in the tropics/sub-tropics and high-latitudes, and lower (higher) pressure than normal in the mid-latitudes between NW Europe and the U.S. Consequently, during high GWL periods on decadal timescales, a low-pressure system persists roughly over British Isles attracting moisture, while during low GWL periods a high-pressure system persists, blocking incoming moisture fluxes. The signal is particularly stronger over two centres of actions, one to the South of Greenland and one on the British Isles. The roughly similar pattern as Z500 can be observed into SST fields with a

tripolar SST pattern, with cold SSTs located on the trajectories of the westerlies during high GWL periods, probably due to latent heat fluxes (Fig. 5b). Furthermore, the SSTs in the eastern equatorial Pacific ocean display an El Niño – Southern Oscillation (ENSO) pattern. During wetter (drier) conditions and high (low) GWL periods, El Niño (La Niña) events can be identified in the equatorial Pacific ocean with warmer (colder) water over eastern Pacific.

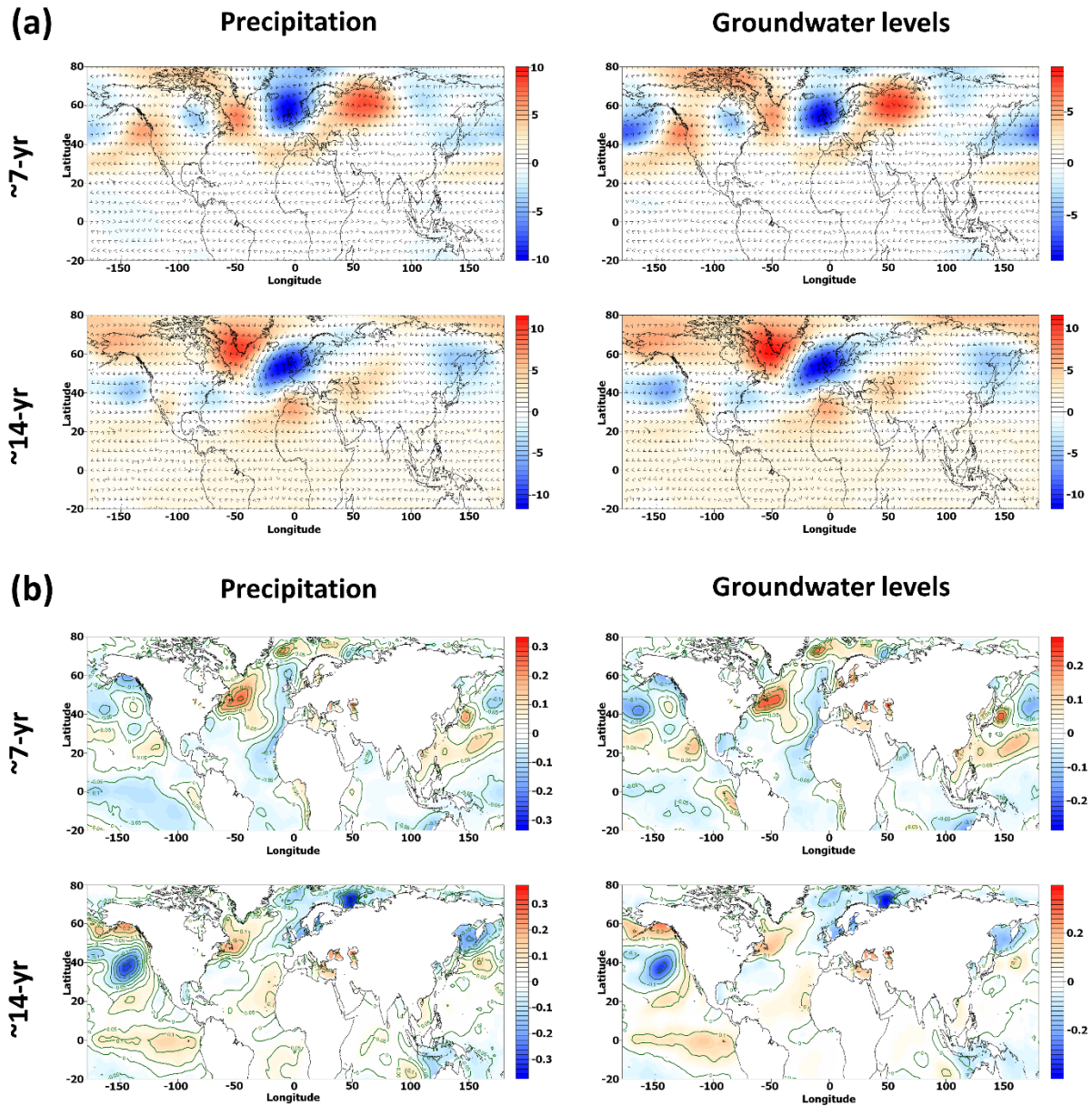


Figure 5. (a) Composite anomalies of Z500 (m) associated with precipitation and GWL variations exceeding ± 0.5 standard-deviation (i.e., wet minus dry anomalies) on interannual (~ 7 -yr; IV) and decadal (~ 14 -yr; DV) timescales. The maps are used to visualize areas where Z500 is low when precipitation or groundwater levels are high (blue) and conversely where Z500 is high when precipitation or groundwater levels are high (red). Arrows represent wind vectors anomalies at 500mb. (b) Same with SST ($^{\circ}\text{C}$).

Figure 5 highlights that large-scale atmospheric and oceanic patterns are not the same across timescales. In addition, centres of action of Z500 patterns associated with IV and DV in precipitation and GWL (Fig. 5a) do not exactly correspond to those of well-known climate indices, such as North Atlantic Oscillation (NAO), Scandinavian Pattern (SCAND), East Atlantic Pattern (EAP) (Barnston and Livezey, 1987; Comas-Bru et al. McDermott, 2014). Figure 6 shows the first three eigenvectors of the gridded winter (December-February) Z500 anomalies for the North Atlantic area calculated using the NOAA 20CR dataset. The first three eigenvectors correspond to the spatial pattern of NAO (Fig. 6 –

Left), EAP (Fig. 6 – Middle), and SCAND (Fig. 6 – Right), respectively. The centres of action of these three well-known climate indices are indeed not really the same than those found using the Z500 composite analysis for precipitation and GWL, especially the DV. The Z500 pattern of IV remains however fairly close to the SCAND pattern (Figs. 5 and 6). Such a result indicates that for predictive purposes of GWL, it would be more appropriate to use directly large-scale atmospheric fields rather than pre-defined indices, such as NAO, because we are specifically tracking a driving atmospheric circulation. In addition, NAO-type circulation, or more generally westerlies circulation, is here only found for DV. Consequently, running a prediction system using just the NAO index or EAP index would not predict well one part of the GWL signal (i.e., the IV). In the next subsection and in the first instance, we aim at assessing the possibility to simulate historical GWL in Tincques using the large-scale atmospheric information (Z500 field).

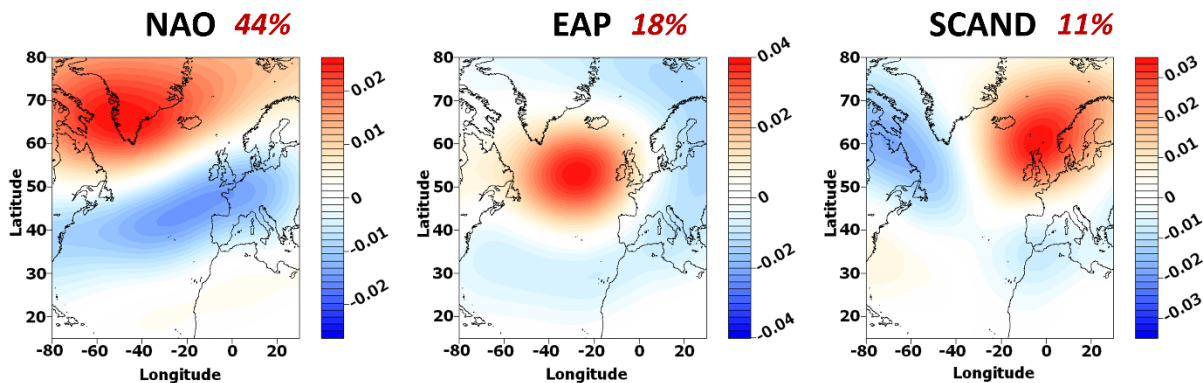


Figure 6. First three eigenvectors of the gridded winter (December-February) Z500 anomalies for the North Atlantic area (1903-2015) calculated using the NOAA 20CR dataset: (Left) North Atlantic Oscillation (NAO), (Middle) East Atlantic Pattern (EAP), (Right) Scandinavian Pattern (SCAND). In red is displayed the percentage of the total variance explained by each eigenvector.

3.3. Capability of large-scale atmospheric fields to simulate groundwater levels

In this subsection, we aim at assessing whether the large-scale atmospheric fields, and patterns previously identified in the last subsection, are able to correctly simulate and reproduce GWL (i.e., the GWL low-frequency variability and total GWL) in order to determine their capability to be used as predictors in future prediction models of GWL. For the simulation of GWL at Tincques, we used Z500 as large-scale variable. First, we compared the simulated GWL obtained with a simple approach using ESD model and a multi-component approach using multiresolution ESD model developed by Massei et al. (2017) (Fig. 7).

Figure 7a shows the observed GWL (blue) compared to simulated GWL (green) obtained using a simple ESD approach (top), and the CWT of simulated GWL (bottom). With the simple approach, the simulated GWL display a very weak LFV compared to observed GWL. This is particularly striking on the CWT with annual and seasonal variability explaining much more variability of simulated GWL than LFV. On the contrary, the multi-component ESD approach allows us to account for the large amplitude of LFV in GWL (Fig. 7b). Indeed, the CWT displays strong IV and DV and weak seasonal variability, similarly to observed GWL. These results significate that a multi-component ESD approach is performing better than a simple ESD approach in simulating GWL, and especially its LFV, take as it allows to track potential atmospheric predictors at multiple timescales.

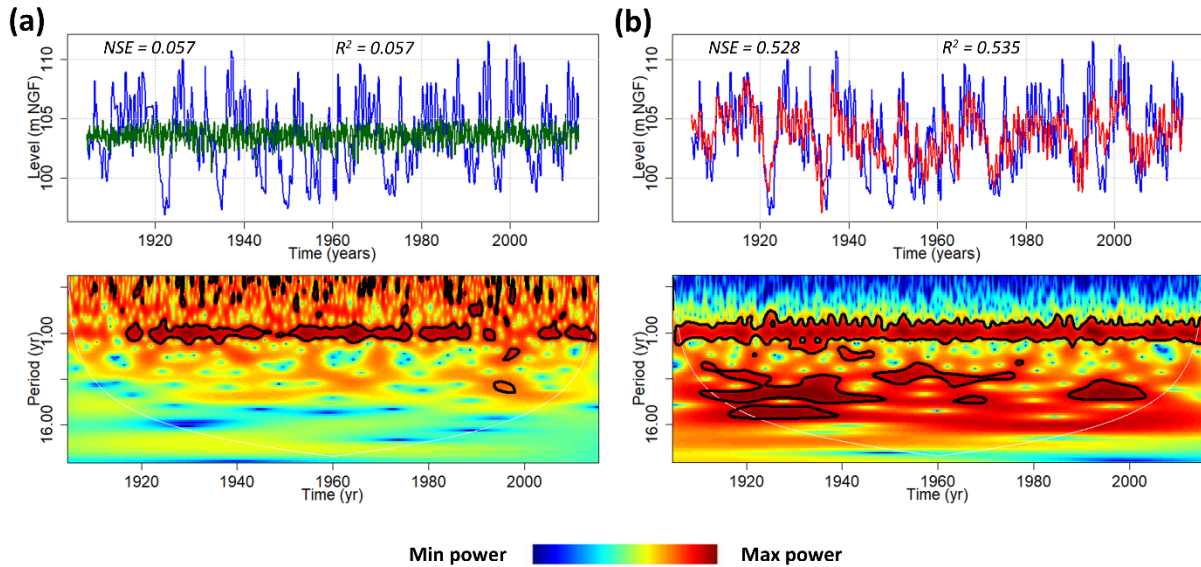


Figure 7. (Top) Simulated groundwater levels at Tincques generated with (a) simple ESD and (b) multiresolution ESD. Observed groundwater levels are in blue, simulated groundwater levels are in green (simple ESD) and red (multiresolution ESD). (Bottom) Continuous wavelet transform of simulated groundwater levels with (a) simple ESD and (b) multiresolution ESD.

Figure 8 (right) details the simulation for each GWL component and confirms that LFV (>1-yr) are better simulated than high-frequency variabilities (≤ 1 -yr). The simulated annual variability (~ 1 -yr) shows however high NSE and R^2 coefficients with observed component but its amplitude is sometimes clearly overestimated (beginning of the 1960's) or underestimated (around the year 2000). Among LFV, ~ 7 -yr and ~ 14 -yr variabilities are however better simulated than ~ 2 -yr and ~ 4 -yr variabilities. Each simulated component is associated to a large-scale (Z500) predictor that is depicted by the spatial distribution of regression coefficients. It is interesting to note that predictors (i.e., atmospheric patterns) change across timescales. In addition, Z500 predictors of simulated IV (~ 7 -yr) and DV (~ 14 -yr) of GWL are the same than Z500 patterns derived from the composite analysis and introduced in Section 3.2. These Z500 patterns are then able to correctly simulate and reproduce LFV of GWL, particularly the DV.

Since LFV is often responsible for the emergence of extremely high- and low GWL (Baulon et al., 2022b), it is clear that LFV (phase and amplitude) must be properly simulated to correctly simulate groundwater flood and drought periods. However, the Artois-Picardy chalk aquifer here studied with Tincques time series, displays a combined behaviour of the water table, with LFV of GWL that is superimposed to significant annual variability (Baulon et al., 2022b). Consequently, the annual variability also explains a significant part of the emergence of groundwater floods and must be also correctly simulated in amplitude to simulate and reach such extremely high levels. Given the regular over(under)estimation of annual variability, the extremely high levels such as the 2001 flood are rarely reached (Figs. 7 and 8). In addition, during the 2001 flood, the amplitude of IV (~ 7 -yr) is clearly underestimated (Fig. 8), while it is known that IV has been for a great part responsible for the emergence of 2001 flood in many instances (Baulon et al., 2022b). Finally, a correct simulation of groundwater droughts requires a precise simulation of IV and DV since they are more dependent on LFV (Baulon et al., 2022b).

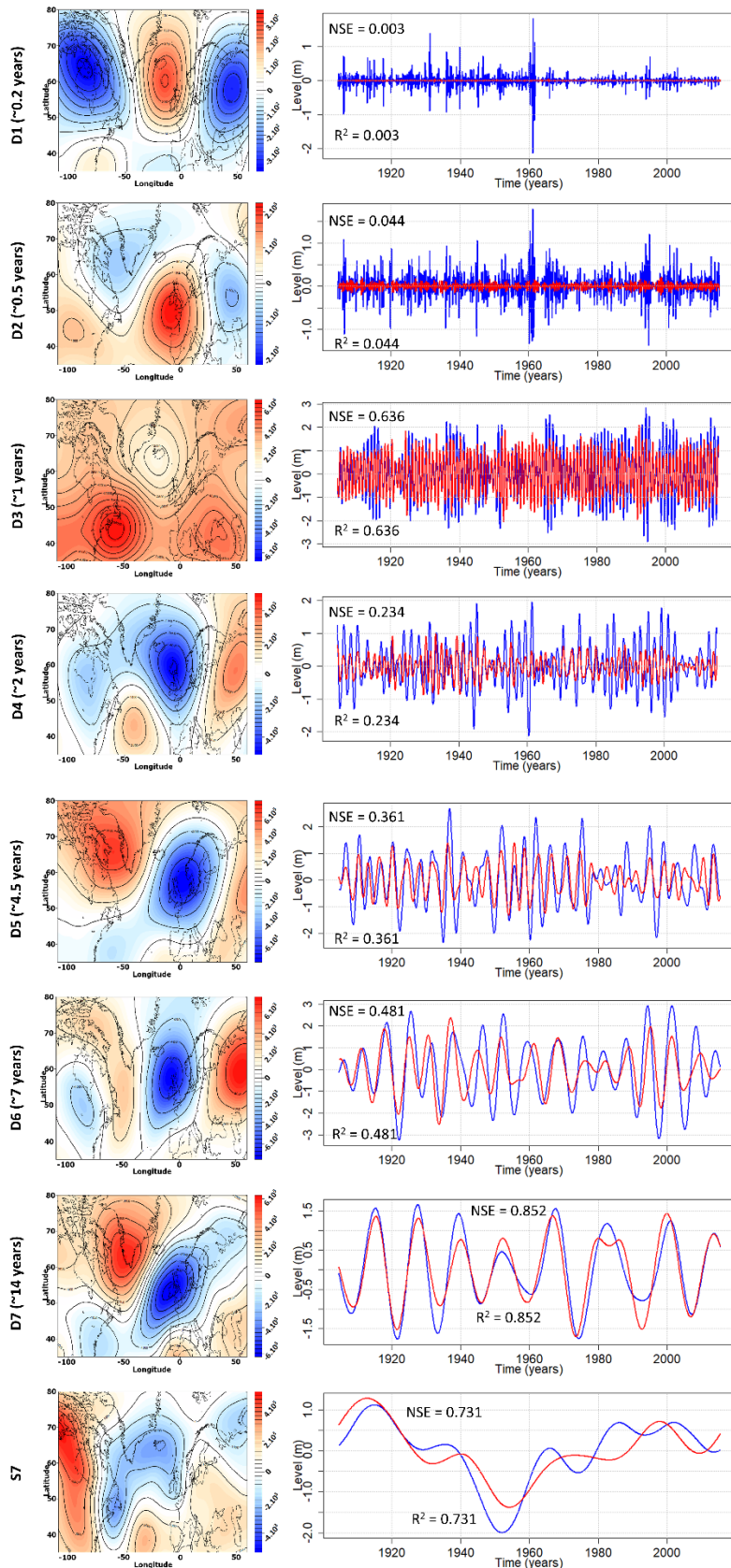


Figure 8. (Left) Spatial distribution of regression coefficients of the multiple linear regression model based on 6 EOFs of Z500 as predictor and groundwater levels at Tincques as predictand. Each map represents the Z500 spatial predictor of groundwater levels at each timescale. (Right) Simulated groundwater level component (red) superimposed to the observed component (blue) at each timescale.

To summarize, the results show a significant improvement of the GWL simulation when the large-scale predictors of each GWL component are used in an ESD model. The simulated GWL then follow the major water table fluctuations observed, whereas an ESD model that does not use predictors of each GWL component does not allow it. However, like many models, the multi-component ESD model fails to simulate the extremely high- and low GWL.

4. Discussion and conclusion

This paper aimed at determining (i) the main variabilities constituting LFV of GWL in the chalk of northern France using continuous and discrete wavelet transform, (ii) the large-scale climate drivers of such variabilities using multiresolution composite analysis, (iii) the ability of large-scale atmospheric drivers previously found to be used in statistical models in order to improve GWL simulation using a multiresolution empirical statistical downscaling (ESD) model.

GWL variability in chalk is dominated by a significant LFV which comprise of interannual (~7-yr; IV) and decadal (~14-yr; DV) variabilities that are also found in precipitation. Such variabilities are also found in other aquifers in France (Baulon et al., 2022a) and neighbouring countries (Holman et al., 2011; Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019; Rust et al., 2019), but also in other hydroclimate variables such as temperature, streamflow, evapotranspiration (Dieppoiss et al., 2013; Rust et al., 2019; Fossa et al., 2021). They are known to be significantly involved into hydrogeological drought and flood occurrence (Baulon et al., 2022b), hence the importance of finding the climate drivers of these variabilities.

To date the links between such low-frequency variability in GWL and the large-scale climate circulation is often investigated using standard climate indices such as North Atlantic Oscillation (NAO), East Atlantic Pattern (EAP) or Scandinavian Pattern (SCAND) (Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019; Rust et al., 2022). Using a multiresolution composite analysis, we were able to identify the main large-scale climate drivers of IV and DV without any a priori on the spatial position of centres of action that would be induced by the use of climate indices. The results show that IV of GWL is associated with a wave train pattern that is reminiscent to a ridge (blocking) weather-type during wet (dry) conditions and high (low) GWL over northern France. The associated SST pattern is typical of ridge/blocking weather-types (Cassou et al., 2004). The DV of GWL is associated to a low (high) pressure system extending from the eastern coast of U.S. to U.K. and high (low) pressure systems over North Africa and Labrador sea during wet (dry) conditions and high (low) GWL. The associated SST pattern is close to the atmospheric circulation over the North Atlantic, while an ENSO pattern appears over the eastern equatorial Pacific with warm (cold) water during wet (dry) conditions and high (low) GWL over northern France.

The Z500 pattern associated to DV in precipitation and GWL is similar to the one found with SLP for precipitation and streamflow in the Seine river basin by Massei et al. (2017) over 1950-2007 period, indicating homogeneous climate influences over the Seine river basin and northern France. This Z500 pattern also displays some similarities with the Z500/SLP pattern associated to the ~4-yr variability in precipitation and streamflow over northern France (Massei et al., 2017; Fossa, 2020). In addition, the link between ENSO and the atmospheric circulation over the Euro-Atlantic area has been studied in several previous works (Gouirand et al., 2007; Ivasic et al., 2021). While some studies suggest negative (positive) NAO-like pattern over North-Atlantic during warm (cold) ENSO events (Gouirand et al., 2007; Bell et al., 2009; Brönnimann, 2007; Domeisen et al., 2015; Zhang et al., 2019), Ivasic et al. (2021) reveal a temporal non-stationarity of the ENSO-NAO relationship. In this study, we found warm (cold) ENSO events in the Pacific and positive (negative) NAO-like circulation (considering that centres of action are strongly shifted towards south-east) during wet (dry) decadal conditions and high (low) decadal GWL, showing a discrepancy in the ENSO-NAO connection with studies previously cited. Several reasons might explain these discrepancies such as the non-stationarity of the ENSO-NAO relationship, the focus on the DV in our study, or the existence of an atmospheric pattern over the Euro-Atlantic area that is not directly an NAO pattern due to shifted centers of action. Conversely, the Z500 pattern associated to IV differs completely from the SLP/Z500 patterns found in previous studies for

hydroclimate variables of northern France since IV is often more associated to NAO-like pattern in the most recent periods (Massei et al., 2017; Fossa, 2020). Strong relationship and correlation with NAO index are indeed found at such timescale since the 1980's over northern Europe (Massei et al., 2010; Fritier et al., 2012; Rust et al., 2022). This discrepancy in the patterns (NAO-like over the recent periods and SCAND-like over the last century) underlines a kind of non-stationarity of the relationship, that also raises questions about the choice of calibration periods and climate covariates to be used in predictive models.

The wave train pattern (or SCAND-like pattern) associated to IV over the last century identified in this study is however particularly interesting. This pattern means that low (high) interannual GWL are indeed controlled by a blocking (ridge) regime linked to a circumglobal wave train pattern. Wave train patterns related to jet-stream inflexion are known to be often responsible for major droughts and floods over the northern hemisphere (Mann, 2019) and GW droughts and floods are highly controlled by IV in northern France chalk aquifers (Baulon et al., 2022b), which makes it a very interesting result. Due to anthropogenic climate change, it is expected to observe an increased occurrence of wave train patterns (Mann, 2019), that would probably increase meteorological, hydrological and GW droughts or even floods occurrence in the future. Although causes of such enhanced observed jet stream waviness still remains in debate (global warming through arctic amplification or internal low-frequency climate variability as recently highlighted by Sun et al., 2022), its observation and existence are still attested. In this framework, the links between potential increase of jet stream waviness, associated circumglobal wave train pattern, and the occurrence of GW extremes should therefore deserve deeper investigation in future works.

Furthermore, large-scale climate patterns related to LFV in precipitation and GWL differ according to timescales. This timescale dependence of the connections between regional-scale hydrology and large-scale climate circulation has been already highlighted by Massei et al. (2017), Sidibe et al. (2019) and Fossa (2020). In addition, the Z500 pattern associated to IV is really close to the SCAND index, whereas that associated to DV does not correspond to standard climate indices, although the Z500 pattern may be reminiscent of the NAO or EAP indices with shifted centres of action. These results indicate: (i) the need for using a multi-component approach for predicting GWL, (ii) the need for using atmospheric fields, or indices derived from the atmospheric pattern previously identified as the drivers of the local LFV, rather than standard climate indices (NAO, SCAND, EAP) in GWL prediction models. The use of multi-component approaches for simulating and predicting hydrological variations allows accounting for different predictors at different timescales. In addition, the use of atmospheric fields in GWL prediction models avoids relying on standard climate indices with pre-defined centres of action that do not necessarily correspond to those of patterns that best characterize a given hydrological variability (Massei et al., 2017; Sidibe et al., 2020). Some recent studies also supported the use of large-scale hidden climate indices derived from the local hydroclimate (oceanic) variability rather than standard climate indices for hydroclimate (oceanic) predictions (Castelle et al., 2017; Renard et Thyer, 2019).

We therefore assessed whether the large-scale atmospheric fields (Z500), and more particularly Z500 patterns responsible for the IV and DV of GWL, would be able to simulate them and ultimately simulate total GWL, with the aim to determine their capability to be used as predictors in future GWL prediction models. The results indicate that GWL simulation is clearly improved when the predictors of each GWL component are used in an ESD model. This analysis highlights the potential of large-scale atmospheric patterns found by composite analysis to be used as predictors in future statistical models for reconstructing or predicting GWL. The insertion of these climate patterns as covariates in prediction models could be tested in future works. In addition, a comparison of the quality of GWL predictions using these indices with those initiated with standard climate indices could be conducted to determine whether these climate patterns can indeed improve GWL prediction even better.

References

- Abdelkader, M., Yerdelen, C., 2022. Hydrological drought variability and its teleconnections with climate indices. *Journal of Hydrology* 605, 127290. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127290>
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083–1126. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2)
- Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., Bault, V., 2022a. Influence of low-frequency variability on groundwater level trends. *Journal of Hydrology* 606, 127436. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127436>
- Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., Bault, V., 2020. Influence de la variabilité basse-fréquence des niveaux piézométriques sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes. *Géologues* 207, 53–60.
- Baulon, L., Massei, N., Allier, D., Fournier, M., Bessiere, H., 2022b. Influence of low-frequency variability on high and low groundwater levels: example of aquifers in the Paris Basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 2829–2854. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2829-2022>
- Bell, C.J., Gray, L.J., Charlton-Perez, A.J., Joshi, M.M., Scaife, A.A., 2009. Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter. *Journal of Climate* 22, 4083–4096. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2171.1>
- Benestad, R. E., Mezghani, A., Parding K. M., 2015. 'esd' - The Empirical-Statistical Downscaling tool & its visualisation capabilities. MET report, Norwegian Meteorological Institute, https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2015/_attachment/download/aff50d26-9b6e-4ee2-90ba-a3e880c871dc:727bd77ab0ead27c4898966d66fd6b968e8d6257/MET-report-11-2015.pdf
- Benestad, R. E., Mezghani, A., Parding, K. M., Erland-sen, H. B., Tunheim, K., Lussana, C., 2020. esd: Climate analysis and empirical-statistical downscaling (ESD) package for monthly and daily data. R package version 2.10.0. <<https://github.com/metno/esd>>
- Boé, J., Habets, F., 2014. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>
- Bonnet, R., Boé, J., Habets, F., 2020. Influence of multidecadal variability on high and low flows: the case of the Seine basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 24, 1611–1631. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1611-2020>
- Brönnimann, S., 2007. Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics* 45. <https://doi.org/10.1029/2006RG000199>
- Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J.W., Deser, C., 2004. North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *J. Climate* 17, 1055–1068. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2)
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., 2017. A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophysical Research Letters* 44, 1384–1392. <https://doi.org/10.1002/2016GL072379>
- Comas-Bru, L., McDermott, F., 2014. Impacts of the EA and SCA patterns on the European twentieth century NAO–winter climate relationship. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 140, 354–363. <https://doi.org/10.1002/qj.2158>

- Cornish, C. R., Percival, D. B., Bretherton, C. S., 2003. The WMTSA Wavelet Toolkit for Data Analysis in the Geosciences. *EOS Trans AGU*. 84(46): Fall Meet. Suppl., Abstract NG11A-0173.
- Cornish, C.R., Bretherton, C.S., Percival, D.B., 2006. Maximal Overlap Wavelet Statistical Analysis With Application to Atmospheric Turbulence. *Boundary-Layer Meteorol* 119, 339–374. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9011-y>
- Coulibaly, P., Burn, D.H., 2004. Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research* 40. <https://doi.org/10.1029/2003WR002667>
- Dieppois, B., Durand, A., Fournier, M., Massei, N., 2013. Links between multidecadal and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate variability of northern France and England since the 17th century. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 118, 4359–4372. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50392>
- Dieppois, B., Lawler, D.M., Slonosky, V., Massei, N., Bigot, S., Fournier, M., Durand, A., 2016. Multidecadal climate variability over northern France during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 36, 4679–4696. <https://doi.org/10.1002/joc.4660>
- Domeisen, D.I.V., Butler, A.H., Fröhlich, K., Bittner, M., Müller, W.A., Baehr, J., 2015. Seasonal Predictability over Europe Arising from El Niño and Stratospheric Variability in the MPI-ESM Seasonal Prediction System. *Journal of Climate* 28, 256–271. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00207.1>
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.040>
- European Commission, 2009. COMMON IMPLEMENTATION STRATEGY FOR THE WATER FRAMEWORK DIRECTIVE (2000/60/EC) – Guidance Document n°18 – GUIDANCE ON GROUNDWATER STATUS AND TREND ASSESSMENT – EC 2009, ISBN 978-92-79-11374-1 – Chap. 5.3.1.
- Fossa, M., 2020. Non-linear and non-stationary hydroclimate variability in France and the Euro-Atlantic area (phdthesis). Normandie Université.
- Fossa, M., Dieppois, B., Massei, N., Fournier, M., Laignel, B., Vidal, J.-P., 2021. Spatiotemporal and cross-scale interactions in hydroclimate variability: a case-study in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 5683–5702. <https://doi.org/10.5194/hess-25-5683-2021>
- Fritier, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., Deloffre, J., 2012. Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *C. R. Geosci.* 344, 396–405. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.07.004>
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., Bard, A., 2013. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology* 482, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.038>
- Gouirand, I., Moron, V., Zorita, E., 2007. Teleconnections between ENSO and North Atlantic in an ECHO-G simulation of the 1000–1990 period. *Geophysical Research Letters* 34. <https://doi.org/10.1029/2006GL028852>
- Gudmundsson, L., Tallaksen, L.M., Stahl, K., Fleig, A.K., 2011. Low-frequency variability of European runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2853–2869. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2853-2011>
- Harris, I., Osborn, T.J., Jones, P., Lister, D., 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data* 7, 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>

- Holman, I.P., Rivas-Casado, M., Bloomfield, J.P., Gurdak, J.J., 2011. Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeol J* 19, 1269. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0755-9>
- Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Smith, T.M., Vose, R.S., Zhang, H.-M., 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate* 30, 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge university press, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- IPCC, 2014. *Climate change 2014. Synthesis report*, Cambridge university press, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- IPCC, 2021. *Water Cycle changes*. In *Climate change 2021: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.01>
- Ivasić, S., Herceg-Bulić, I., King, M.P., 2021. Recent weakening in the winter ENSO teleconnection over the North Atlantic-European region. *Clim Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05783-z>
- Kingston, D.G., Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Hartmann, A., Lavers, D.A., Vidal, J.-P., 2020. Moving beyond the catchment scale: Value and opportunities in large-scale hydrology to understand our changing world. *Hydrological Processes* 34, 2292–2298. <https://doi.org/10.1002/hyp.13729>
- Kingston, D.G., McGregor, G.R., Hannah, D.M., Lawler, D.M., 2007. Large-Scale Climatic Controls on New England River Flow. *Journal of Hydrometeorology* 8, 367–379. <https://doi.org/10.1175/JHM584.1>
- Kuss, A.J.M., Gurdak, J.J., 2014. Groundwater level response in U.S. principal aquifers to ENSO, NAO, PDO, and AMO. *Journal of Hydrology* 519, 1939–1952. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.069>
- Labat, D., 2010. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology* 385, 269–278. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.029>
- Labat, D., 2006. Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 143–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.057>
- Labat, D., 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *J. Hydrol.* 314, 275–288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003>
- Lavers, D.A., Hannah, D.M., Bradley, C., 2015. Connecting large-scale atmospheric circulation, river flow and groundwater levels in a chalk catchment in southern England. *Journal of Hydrology* 523, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.060>
- Liesch, T., Wunsch, A., 2019. Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *J. Hydrol.* 572, 226–242. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.060>
- Luppichini, M., Barsanti, M., Giannecchini, R., Bini, M., 2021. Statistical relationships between large-scale circulation patterns and local-scale effects: NAO and rainfall regime in a key area of the Mediterranean basin. *Atmospheric Research* 248, 105270. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105270>
- Mann, M.E., 2019. The Weather Amplifier. *Sci Am* 320, 42–49. doi: 10.1038/scientificamerican0319-42

- Maréchal, J.-C., Rouillard, J., 2020. Groundwater in France: Resources, Use and Management Issues, in: Rinaudo, J.-D., Holley, C., Barnett, S., Montginoul, M. (Eds.), *Sustainable Groundwater Management, Global Issues in Water Policy*. Springer International Publishing, Cham, pp. 17–45. https://doi.org/10.1007/978-3-030-32766-8_2
- Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Lavers, D.A., Fossa, M., Laignel, B., Debret, M., 2017. Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France. *J. Hydrol.* 546, 262–275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.008>
- 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.: Atmos.* 112, D09121. <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>
- Massei, N., Fournier, M., 2012. Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert–Huang Transform. *J. Hydrol.* 448–449, 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.052>
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., 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. *Int. J. Climatol.* 30, 2146–2154. <https://doi.org/10.1002/joc.2022>
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Neves, M.C., Jerez, S., Trigo, R.M., 2019. The response of piezometric levels in Portugal to NAO, EA, and SCAND climate patterns. *J. Hydrol.* 568, 1105–1117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.054>
- Percival, D.B., Walden, A.T., 2000. *Wavelet Methods for Time Series Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pérez Ciria, T., Labat, D., Chiogna, G., 2019. Detection and interpretation of recent and historical streamflow alterations caused by river damming and hydropower production in the Adige and Inn river basins using continuous, discrete and multiresolution wavelet analysis. *J. Hydrol.* 578, 124021. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124021>
- Poccard, I., Janicot, S., Camberlin, P., 2000. Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics* 16, 897–915. <https://doi.org/10.1007/s003820000087>
- Renard, B., Thyer, M., 2019. Revealing Hidden Climate Indices from the Occurrence of Hydrologic Extremes. *Water Resources Research* 55, 7662–7681. <https://doi.org/10.1029/2019WR024951>
- Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C., Wang, W., 2002. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate* 15, 1609–1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2)
- Rust, W., Bloomfield, J.P., Cuthbert, M., Corstanje, R., Holman, I., 2022. The importance of non-stationary multiannual periodicities in the North Atlantic Oscillation index for forecasting water resource drought. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 2449–2467. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2449-2022>
- Rust, W., Holman, I., Bloomfield, J., Cuthbert, M., Corstanje, R., 2019. Understanding the potential of climate teleconnections to project future groundwater drought. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 3233–3245. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3233-2019>

- Rust, W., Holman, I., Corstanje, R., Bloomfield, J., Cuthbert, M., 2018. A conceptual model for climatic teleconnection signal control on groundwater variability in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 177, 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.017>
- Schuite, J., Flipo, N., Massei, N., Rivière, A., Baratelli, F., 2019. Improving the Spectral Analysis of Hydrological Signals to Efficiently Constrain Watershed Properties. *Water Resources Research* 55, 4043–4065. <https://doi.org/10.1029/2018WR024579>
- Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Lawler, D., 2019. Interannual to Multi-decadal streamflow variability in West and Central Africa: Interactions with catchment properties and large-scale climate variability. *Global Planet. Change* 177, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.003>
- Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Van De Wiel, M., Lawler, D., 2020. Near-term impacts of climate variability and change on hydrological systems in West and Central Africa. *Clim Dyn* 54, 2041–2070. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05102-7>
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.-P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol. J.* 17, 1823. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0488-1>
- Slivinski, L.C., Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Giese, B.S., McColl, C., Allan, R., Yin, X., Vose, R., Titchner, H., Kennedy, J., Spencer, L.J., Ashcroft, L., Brönnimann, S., Brunet, M., Camuffo, D., Cornes, R., Cram, T.A., Crouthamel, R., Domínguez-Castro, F., Freeman, J.E., Gergis, J., Hawkins, E., Jones, P.D., Jourdain, S., Kaplan, A., Kubota, H., Blancq, F.L., Lee, T.-C., Lorrey, A., Luterbacher, J., Maugeri, M., Mock, C.J., Moore, G.W.K., Przybylak, R., Pudmenzky, C., Reason, C., Slonosky, V.C., Smith, C.A., Tinz, B., Trewin, B., Valente, M.A., Wang, X.L., Wilkinson, C., Wood, K., Wyszynski, P., 2019. Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 145, 2876–2908. <https://doi.org/10.1002/qj.3598>
- Sun, X., Ding, Q., Wang, S.-Y. S., Topál, D., Li, Q., Castro, C., Teng, H., Luo, R., Ding, Y., 2022. Enhanced jet stream waviness induced by suppressed tropical Pacific convection during boreal summer. *Nature Communications* 13, 1288. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28911-7>
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *B. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Turki, I., Baulon, L., Massei, N., Laignel, B., Costa, S., Fournier, M., Maquaire, O., 2020. A nonstationary analysis for investigating the multiscale variability of extreme surges: case of the English Channel coasts. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 20, 3225–3243. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-3225-2020>
- Velasco, E.M., Gurdak, J.J., Dickinson, J.E., Ferré, T.P.A., Corona, C.R., 2017. Interannual to multidecadal climate forcings on groundwater resources of the U.S. West Coast. *J. Hydrol.: Regional Studies, Water, energy, and food nexus in the Asia-Pacific region* 11, 250–265. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.018>
- Winckel, A., Ollagnier, S., Gabillard, S., 2022. Managing groundwater resources using a national reference database: the French ADES concept. *SN Appl. Sci.* 4, 217. <https://doi.org/10.1007/s42452-022-05082-0>

Zamrane, Z., Mahé, G., Laftouhi, N.-E., 2021. Wavelet Analysis of Rainfall and Runoff Multidecadal Time Series on Large River Basins in Western North Africa. *Water* 13, 3243. <https://doi.org/10.3390/w13223243>

Zhang, W., Mei, X., Geng, X., Turner, A.G., Jin, F.-F., 2019. A Nonstationary ENSO–NAO Relationship Due to AMO Modulation. *Journal of Climate* 32, 33–43. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0365.1>

2. Patterns de la circulation atmosphérique et océanique explicatifs de la variabilité basse fréquence de la nappe de la craie sur la période récente (1976-2019)

Les résultats de la précédente partie ont montré que les patterns de la circulation atmosphérique et océanique associés respectivement à la variabilité interannuelle et décennale des niveaux piézométriques sur le siècle dernier diffèrent. La variabilité interannuelle (~7 ans) semble plutôt associée à un pattern de type « train d'ondes », tandis que la variabilité décennale (~15 ans) semble plutôt associée à un pattern de type NAO. Cependant, les centres d'action de ce dernier sont fortement décalés par rapport un pattern NAO « standard ». Cette partie vise à vérifier si les patterns climatiques associés à cette variabilité basse fréquence sur le siècle dernier (1903-2015) expliquent également la variabilité basse fréquence sur la période récente (1976-2019).

2.1. Données et ajustements de la méthodologie

Les données large-échelle utilisées pour établir le lien entre la circulation climatique à large-échelle et la piézométrie sur la période récente diffèrent par rapport à celles utilisées pour l'analyse sur le dernier siècle. Les données de hauteurs géopotentielles à 500hPa (Z500), vents zonal (U500) et méridional (V500) proviennent cette fois de la réanalyse NCEP/NCAR R1 qui couvre la période 1948-actuel en données climatiques avec une résolution spatiale de 2,5° x 2,5° (Kalnay et al., 1996). Ce changement de réanalyse s'explique par le fait que la disponibilité temporelle de la réanalyse NOAA 20CR ne permet pas de couvrir la période la plus récente de la piézométrie (i.e., 2016-2019). De ce fait, pour éviter de tronquer les chroniques piézométriques, qui restent déjà relativement courtes pour effectuer ce type d'analyses, il a été préféré d'utiliser une réanalyse climatique permettant de couvrir l'intégralité de la période de mesure piézométrique sur le nord de la France (i.e., 1976-2019). En revanche, les données de températures à la surface de la mer (SST) proviennent des ERSST v5, comme pour la partie 1.2., puisque ces données sont disponibles jusqu'à la période actuelle.

Les données piézométriques utilisées restent identiques à celle de la partie 1.2. : la chronique de Tincques est réutilisée mais uniquement sur la période 1976-2019. Les données climatiques locales de précipitations diffèrent quant à elles entre l'analyse réalisée sur la période récente et sur le siècle dernier. Les données issues de la réanalyse SAFRAN ont été privilégiées pour l'analyse sur la période récente. Ce choix est motivé par : i) l'utilisation de

ces données pour les analyses du chapitre III, ii) la sélection préalable des mailles de précipitations SAFRAN dont les chroniques sont les plus représentatives (corrélées) de chaque chronique piézométrique sur la période 1976-2019. Cette sélection des mailles de précipitations SAFRAN les plus corrélées à la piézométrie a été réalisée pour tous les piézomètres de la base de données, y compris les piézomètres dont les chroniques seront analysées dans la 3^{ème} partie de ce chapitre. C'est pourquoi cette réanalyse a été privilégiée.

Le parti pris de changer à la fois de données climatiques large-échelle et locale pour comparer le lien à long et court terme peut ne pas être anodin. Les résultats pourraient ainsi être différents selon la ou les réanalyse(s) choisie(s). De ce fait, un travail en amont a été réalisé pour déterminer si, sur une même période (1976-2015), le résultat de l'analyse composite change significativement lorsqu'on change de réanalyse climatique large-échelle et/ou locale (Annexes 4 et 5). Ce travail a été réalisé à la fois pour l'analyse avec les variables atmosphériques (Z500) et océaniques (SST). Quelque soit la combinaison de données locale et large-échelle utilisée, les mêmes patterns atmosphériques ou océaniques sont identifiés, que ce soit pour la variabilité interannuelle (~7 ans) ou décennale (~14 ans). Cette analyse montre que les résultats sont peu influencés par le choix de la réanalyse locale et large-échelle. Ainsi, les résultats de l'analyse composite pour répondre à la question du lien entre la circulation climatique à large-échelle et la variabilité piézométrique ne devraient pas être fortement influencés par le choix de la réanalyse.

Concernant la méthodologie, elle reste identique à celle établie dans la partie 1.2. à la seule différence que la décomposition des signaux des variables locales (précipitations et piézométrie) et des variables large-échelle (Z500, U500, V500, SST) par MODWT n'est pas limitée aux coefficients internes. En effet sur une période relativement courte telle que la période 1976-2019, limiter la décomposition aux composantes constituées uniquement de coefficients internes ne permettrait pas de différencier la composante correspondant à la variabilité décennale (~14 ans) de la dernière approximation. C'est pourquoi dans cette partie et la partie 3, la décomposition des variables locales et large-échelles ne se limite pas aux coefficients internes, mais au niveau de décomposition $\log_2(N)$, où N correspond à la longueur de la chronique.

2.2. Résultats

La figure 35 présente les composites du Z500 avec les vecteurs vents et des SST associés aux variabilités interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux

piézométriques de la craie d'Artois-Picardie à Tincques. Les patterns atmosphériques et océaniques associés à la variabilité basse fréquence des précipitations et niveaux piézométriques diffèrent significativement entre le siècle dernier (1903-2015) et la période récente (1976-2019), particulièrement pour la variabilité interannuelle.

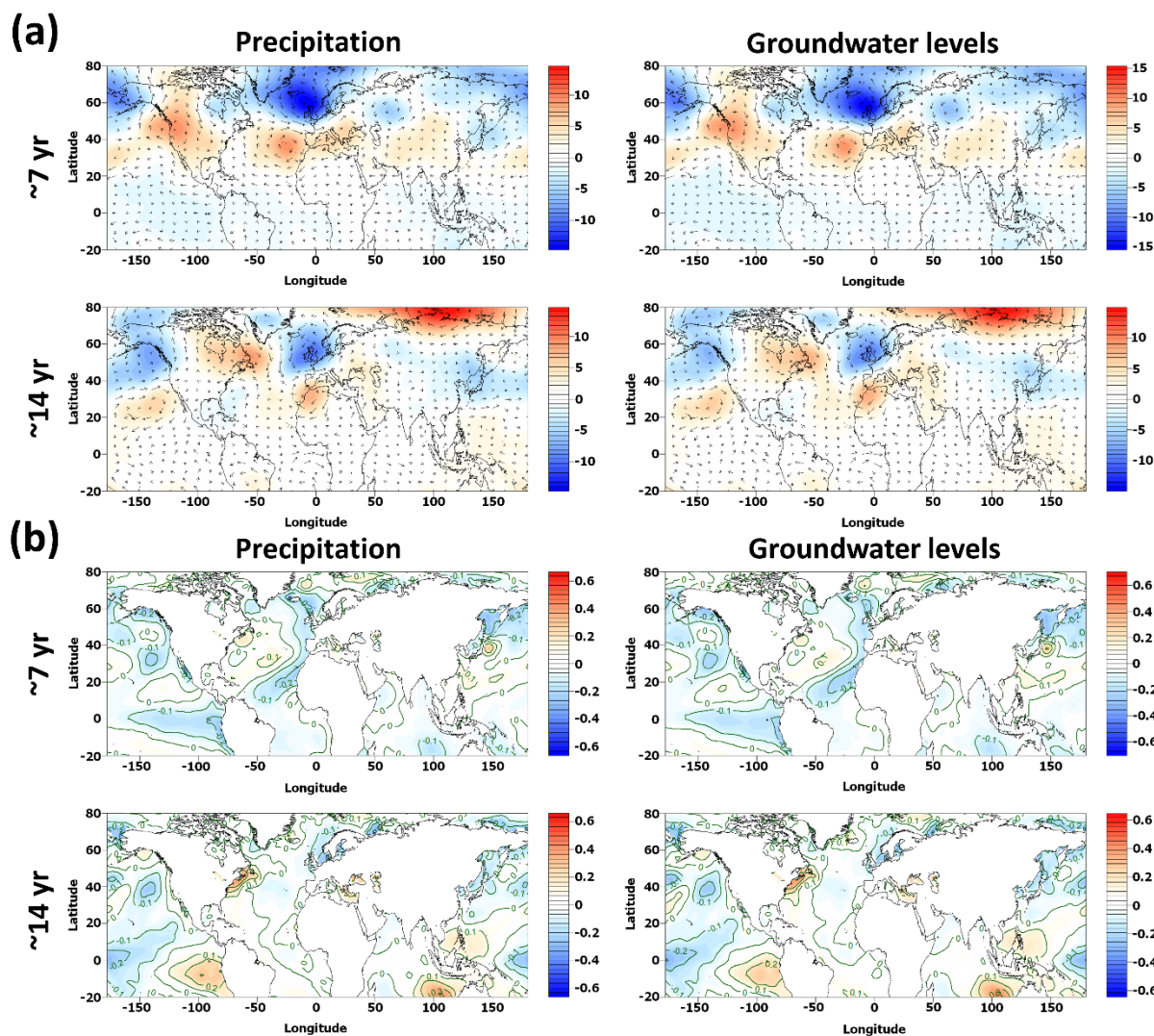


Figure 35. (a) Composites des hauteurs géopotentielle (Z_{500} en mètres) et vecteurs vents à 500hPa associés aux variabilités interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations et des niveaux piézométriques dans la craie d'Artois-Picardie à Tincques. (b) Composites des températures à la surface de la mer (SST en °C).

Tandis que la variabilité interannuelle des précipitations et niveaux piézométriques semble être associée à un pattern de type « train d'ondes » sur le siècle dernier, elle semble être plutôt associée à un pattern de circulation d'ouest sur la période récente, et qui ressemble assez fortement à un pattern de type NAO (Fig. 35a). En effet, le composite du Z_{500} fait état d'un centre d'action au sud-est de l'Islande et d'un autre au large du Portugal. Le centre d'action de la dépression nord islandaise semble néanmoins être situé légèrement plus au sud-est que celui de l'indice NAO (Hurrell et Deser, 2009 ; Comas-Bru et McDermott, 2014). Lors des

périodes humides et de hauts niveaux piézométriques interannuelles, la dépression nord-islandaise se creuse et l'anticyclone des Açores se renforce induisant une augmentation du gradient de pression méridional. Le rail de dépression se situe alors au nord de l'Europe conduisant à des situations humides sur le nord de l'Europe et de la France (Hurrell, 1995). Ce type de circulation atmosphérique est typique d'un régime de temps NAO+. A l'inverse, lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques interannuelles, la dépression nord-islandaise s'affaiblit tout comme l'anticyclone des Açores induisant une diminution du gradient de pression méridional. Le rail de dépression se déplace alors vers le sud de l'Europe conduisant à des situations sèches sur le nord de l'Europe et de la France (Hurrell, 1995). Ce type de circulation atmosphérique est alors typique d'un régime de temps NAO-.

Le pattern de SST associé à la variabilité interannuelle des précipitations et niveaux piézométriques indique un tripôle sur l'Atlantique Nord avec, lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques interannuelles, des eaux plus froides que la normale sur les hautes latitudes et les Tropiques, et des eaux plus chaudes que la normale sur les moyennes latitudes (Fig. 35b). Ce type de tripôle est assez caractéristique des régimes atmosphériques NAO+ (Cassou et al., 2004 ; Hurrell et Deser, 2009). A l'inverse, lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques interannuelles, on observe des eaux plus chaudes que la normale sur les hautes latitudes et les Tropiques, et des eaux plus froides que la normale sur les moyennes latitudes (Fig. 35b). Ce type de tripôle est alors caractéristique des régimes atmosphériques NAO- (Cassou et al., 2004 ; Hurrell et Deser, 2009). Plus particulièrement, ces deux tripôles correspondant aux périodes humides ou périodes sèches interannuelles dans le nord de la France sont assez caractéristiques des patterns de SST de fin d'été qui précèdent respectivement les hivers dominés par un régime NAO+ ou NAO- (Cassou, 2004).

Outre l'Atlantique, les composites des SST pour la variabilité interannuelle indiquent également un pattern de type ENSO (El-Niño-Southern-Oscillation) sur le Pacifique équatorial (Fig. 35b). Lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques dans la craie d'Artois-Picardie, on observe sur le Pacifique équatorial des eaux plus froides (chaudes) que la normale, typique des épisodes La Niña (El Niño). Ce résultat semble en accord avec certaines études qui montrent un lien étroit entre les régimes NAO+ ou NAO- et l'ENSO, grâce notamment à une modulation par l'AMV (Gouirand et al., 2007 ; Zhang et al., 2019). Le régime NAO+ a plutôt tendance à être associé à des événements froids de l'ENSO (La Niña), et plus particulièrement lorsque l'AMV est également en phase froide (AMV-) (Gouirand et al., 2007 ; Zhang et al., 2019). Ce résultat diverge néanmoins des résultats de Cassou et al. (2004) qui montrent que le régime NAO+ est plutôt associé à des épisodes El Niño. En effet, ce thème de recherche sur l'influence de l'ENSO sur le régime NAO semble

toujours en débat dans la littérature. A l'inverse, les régimes NAO- semblent plutôt associés à des épisodes chauds de l'ENSO (El Niño), et plus particulièrement lorsque l'AMV est également en phase chaude (AMV+) (Gouirand et al., 2007 ; Zhang et al., 2019).

Cette divergence entre le siècle dernier et la période récente des patterns explicatifs de la variabilité basse fréquence peut aussi être observée pour la variabilité décennale (Fig. 35a). Même si la structure atmosphérique associée à la variabilité décennale sur la période récente peut sembler assez similaire à celle identifiée pour le siècle dernier, les deux centres d'action situés sur la côte est américaine sont décalés plus au sud. La différence majeure se situe au niveau du Groenland où l'on peut observer pour la période récente un centre d'action en opposition de phase avec les hauts et bas niveaux pluviométriques et piézométriques interdécennaux, tandis que pour le siècle dernier ce centre d'action est en phase avec les hauts et bas niveaux. Sur la côte ouest européenne, un pattern zonal de type NAO se dessine, avec tout de même une dépression nord islandaise fortement décalée vers le sud-est (située sur le Royaume-Uni) et un anticyclone des Açores fortement décalé vers l'est (situé sur le Maroc). Ce pattern et la phase des centres d'actions avec le signal local indique donc des régimes NAO+ (NAO-) lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques interdécennaux sur la région Artois-Picardie, bien que les centres d'action soient décalés spatialement.

Le pattern de SST associé à la variabilité décennale diverge également assez significativement entre la période récente et le siècle dernier, particulièrement sur le Pacifique équatorial (Fig. 35b). Sur l'Atlantique, le pattern est assez similaire à celui observé pour le siècle dernier, avec lors des périodes humides (sèches) des eaux plus chaudes (froides) que la normale au large de la côte est canadienne et de la côte ouest africaine, et plus froides (chaudes) que la normale du Golfe du Mexique vers les mers de l'Europe du Nord. Sur le Pacifique équatorial, un pattern ENSO Modoki semble se dessiner (Kao et Yu, 2009). Lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques décennaux, un épisode La Niña (El Niño) Modoki se dessine avec un réchauffement (refroidissement) des eaux équatoriales à l'ouest et à l'est du Pacifique, et une anomalie froide (chaude) au centre du Pacifique équatorial. D'après certaines études, les épisodes La Niña-Modoki (El Niño-Modoki) semblent souvent associés à un régime NAO+ (NAO-) sur la zone Euro-Atlantique (Zhang et al., 2015 ; Dogar et al., 2019). Ce qui concorde ici avec les résultats obtenus pour la circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique en lien avec la variabilité décennale des précipitations et des niveaux piézométriques.

En conclusion, le pattern atmosphérique large-échelle associé à la variabilité interannuelle des précipitations et niveaux piézométriques de la craie d'Artois-Picardie diverge significativement

entre le siècle dernier et la période récente. Alors que pour le siècle dernier un pattern atmosphérique de type SCAND/train d'ondes (pattern de circulation méridionale) semble associé à cette variabilité, pour la période récente un pattern de type NAO (pattern de circulation d'ouest) y est associé. En comparaison, le pattern atmosphérique large-échelle associé à la variabilité décennale n'est quant à lui pas significativement différent pour le siècle dernier et la période récente. La différence majeure provient surtout du pattern de SST sur le Pacifique équatorial (pattern ENSO pour le siècle dernier vs pattern ENSO Modoki pour la période récente).

De plus, tout comme pour l'analyse composite sur le siècle dernier en partie 1.2., les patterns climatiques associés aux variabilités basses fréquences divergent selon l'échelle de temps considérée. En effet, le pattern atmosphérique associé à la variabilité interannuelle diverge de celui associé à la variabilité décennale puisque les centres d'action ne sont pas situés au même endroit. Il existe également une forte divergence entre les patterns de SST pour les deux échelles de variabilité considérées, à la fois sur l'Atlantique, mais également sur le Pacifique équatorial (pattern ENSO pour la variabilité interannuelle vs pattern ENSO Modoki pour la variabilité décennale).

3. Similarité des patterns climatiques explicatifs de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques sur l'ensemble du Bassin de la Seine pour la période récente (1976-2019)

L'analyse réalisée dans la partie 2 de ce chapitre est généralisée à la piézométrie des différents aquifères du Bassin parisien. L'objectif est d'évaluer si les patterns climatiques qui expliquent la variabilité basse fréquence piézométrique sont bien identiques d'un aquifère à l'autre, et s'ils sont également identiques à ceux déterminés pour la craie d'Artois-Picardie, plus au nord dans le Bassin parisien. L'analyse est restreinte au Bassin de la Seine, compte-tenu de la disponibilité des données.

3.1. Données et ajustements de la méthodologie

Cette analyse composite sur la période récente (1976-2019) est réalisée avec des données climatiques large-échelle issues des mêmes réanalyses que pour la partie 2 de ce chapitre :

la réanalyse NCEP-NCAR R1 pour les données atmosphériques et le champ ERSST v5 pour les données de SST. Cette fois-ci, l'analyse composite est réalisée pour des chroniques piézométriques représentatives de chaque grand secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine (Figure 36). En revanche, l'analyse n'est pas effectuée pour la bande Jurassique puisque les chroniques soit (i) possèdent des lacunes significatives lorsqu'elles démarrent avant ou pendant l'année 1976, (ii) démarrent après 1976. L'analyse est également réalisée, à titre de comparaison avec la piézométrie, pour les chroniques de précipitations associées qui sont issues comme pour la partie 2 de la réanalyse SAFRAN. Chacune des chroniques de précipitations sélectionnées est la plus corrélée avec les fluctuations de la nappe de chaque piézomètre.

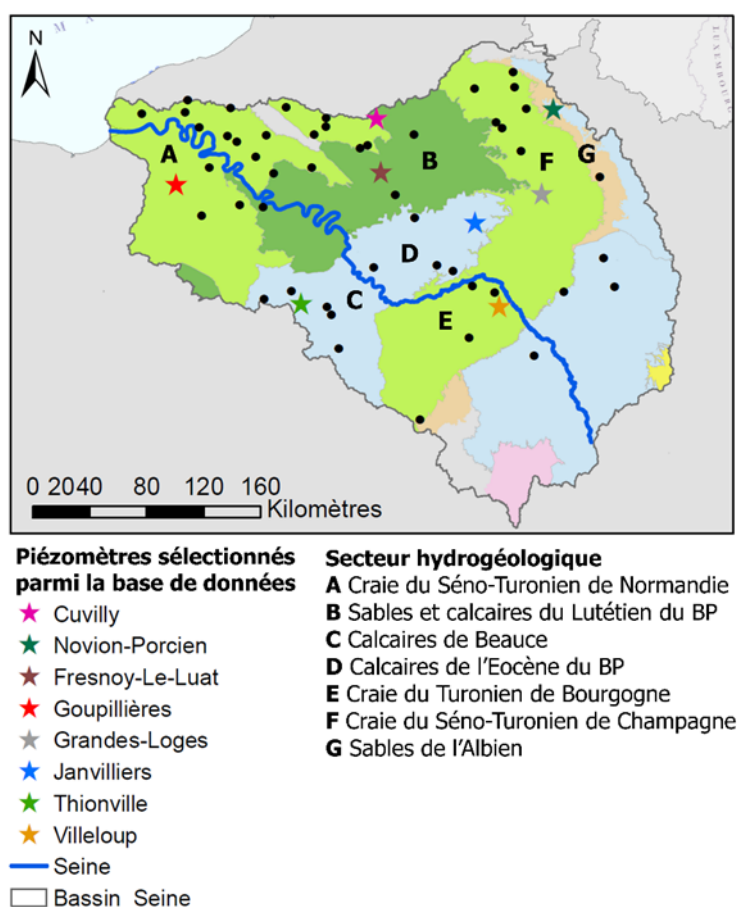


Figure 36. *Piezomètres sélectionnés (étoiles) dans le Bassin de la Seine pour l'analyse du lien entre la circulation climatique à large-échelle et la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques. Les données de précipitations utilisées pour cette étude sont issues de la réanalyse SAFRAN, et la maille dont la chronique de pluie est la plus corrélée à la piézométrie au sein du bassin versant (voir Chapitre II – partie 1.2.) a été sélectionnée pour l'analyse.*

La méthodologie est identique à celle utilisée dans la partie 2 de ce chapitre. Cependant, le déphasage du signal piézométrique par rapport au signal de précipitations qui est pris en

compte pour l'analyse composite avec les niveaux piézométriques est recalculé pour chaque station (et échelle de variabilité) par intercorrélation.

3.2. Résultats

Les figures 37 et 38a présentent les composites des hauteurs géopotentielles et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) des niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin parisien et des précipitations associées. Les composites indiquent une homogénéité du déterminisme climatique de la variabilité interannuelle entre les différents secteurs hydrogéologiques : ce pattern de type NAO indique une circulation d'ouest sur la zone Euro-Atlantique. Le signe des centres d'actions indique un pattern de type NAO+ lors des périodes de hauts niveaux piézométriques interannuelles, et de type NAO- lors des périodes de bas niveaux piézométriques. La variabilité interannuelle des pluies est également associée à ce même pattern. De plus, ce pattern de type NAO est également à l'origine de la variabilité interannuelle de la nappe de la craie d'Artois-Picardie, comme mentionné en partie 2.2. Ceci indique une uniformité à l'échelle du nord de la France du déterminisme climatique de la variabilité interannuelle. Les composites des SST évoquent également cette uniformité du déterminisme climatique pour cette même variabilité à l'échelle du Bassin de la Seine (Figs. 39 et 38b). A l'image de ce qui a pu être identifié pour le nord de la France et la craie d'Artois-Picardie sur la période récente (partie 2.2), ce pattern des SST se caractérise par un tripôle méridional dans l'Atlantique Nord et un pattern sensiblement similaire à celui de l'ENSO dans le Pacifique équatorial.

Tout comme pour la nappe de la craie d'Artois-Picardie, le pattern atmosphérique explicatif de la variabilité décennale des niveaux piézométriques du Bassin de la Seine diffère de celui expliquant la variabilité interannuelle (Figs. 40, 37 et 38a). Ce pattern atmosphérique, associé à la variabilité décennale, est aussi homogène à l'échelle du Bassin de la Seine et similaire à celui identifié pour la nappe de la craie d'Artois-Picardie avec 4 centres d'action sur la zone Euro-Atlantique. Lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques, on observe des pressions supérieures (inférieures) à la normale sur les tropiques/subtropiques de la côte africaine et sur les moyennes latitudes sur la côte Est du Canada, et des pressions inférieures (supérieures) à la normale sur les moyennes latitudes entre le nord-ouest de l'Europe et le sud-est des Etats-Unis (Figs. 40 et 38a). Sur l'Europe de l'Ouest, le pattern peut également faire penser à un pattern de type NAO mais avec des centres d'actions (dépression nord-islandaise et anticyclone des Açores) très largement décalés vers le sud-est.

Le pattern des SST sur l'Atlantique Nord présente quant à lui une structure assez similaire à celle du pattern atmosphérique avec des eaux plus froides (chaudes) que la normale le long des zones de basse (haute) pression entre le sud-est des Etats-Unis et le nord-ouest de l'Europe durant les périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques décennales sur le Bassin de la Seine (Figs. 41 et 38b). A l'inverse, on observe des eaux plus chaudes (froides) que la normale à proximité des zones de hautes (basses) pressions sur la côte est du Canada et les Tropiques de la côte ouest Africaine durant les périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques décennales. Sur le Pacifique équatorial, on observe assez distinctement un pattern de SST de type ENSO Modoki, avec lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques, des épisodes La Niña (El Niño) Modoki.

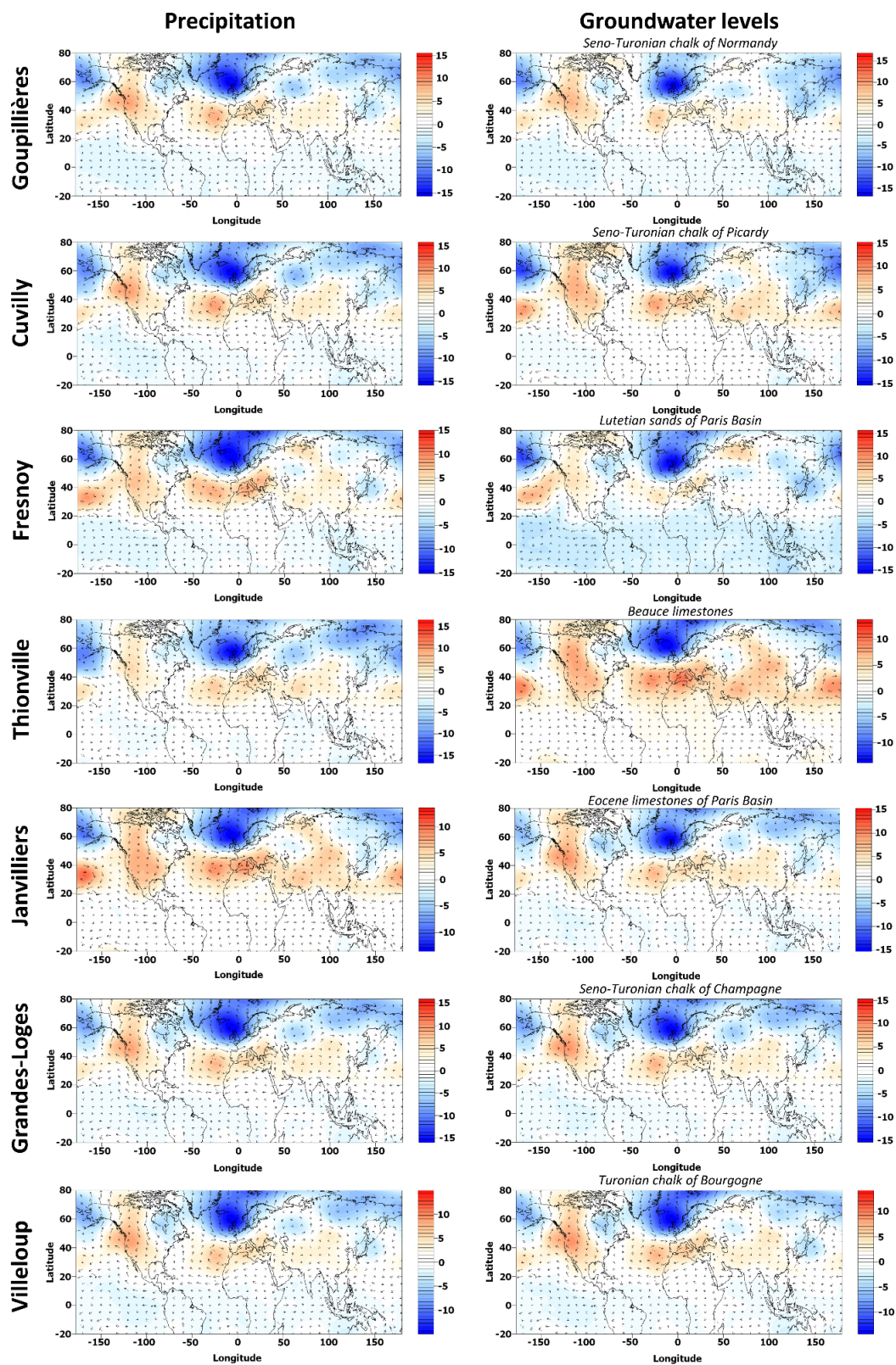


Figure 37. Composites du Z500 (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.

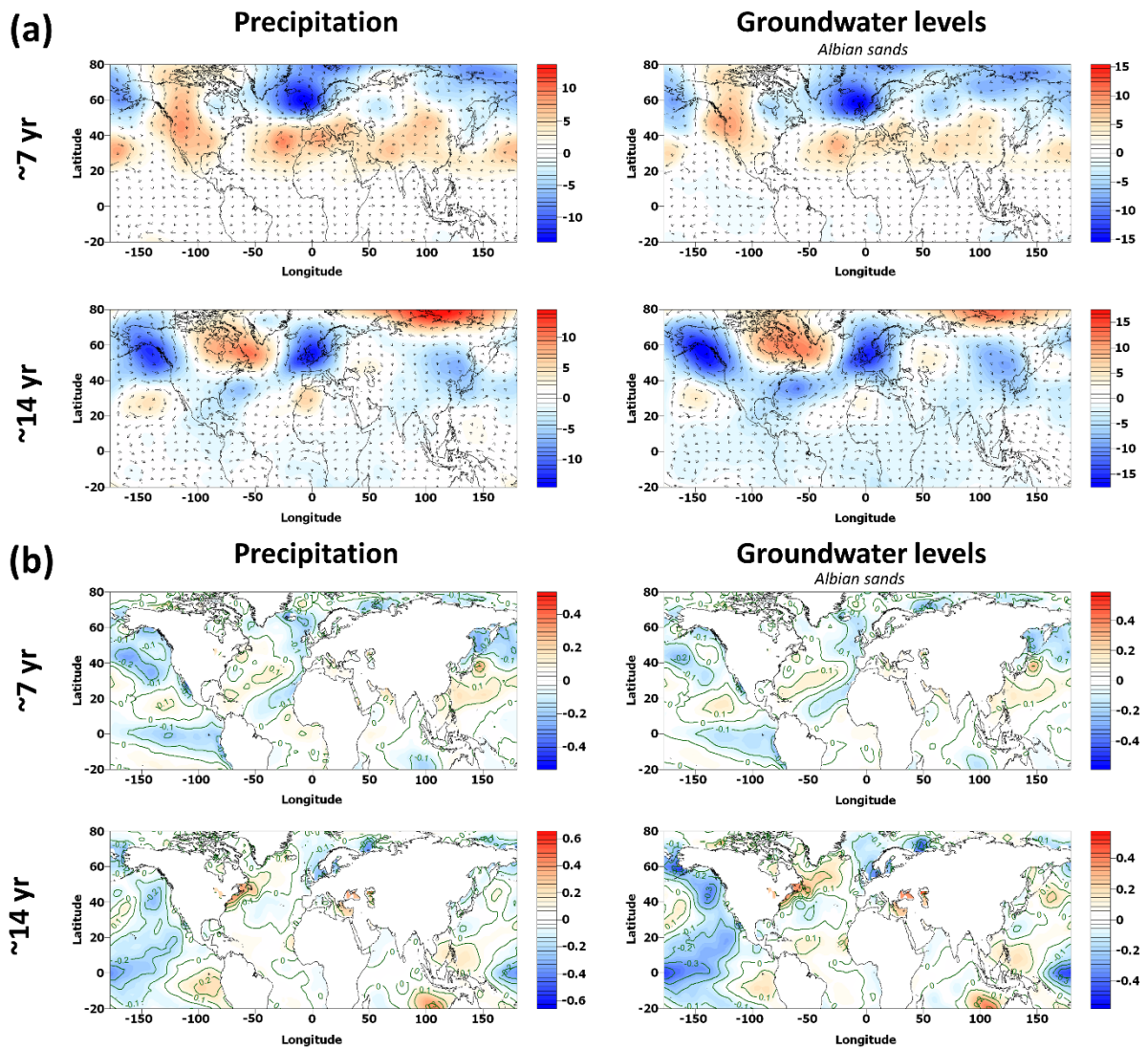


Figure 38. (a) Composites du Z500 (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~ 7 ans) et décennale (~ 14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques dans la partie libre des sables de l'Albien. (b) Composites des SST ($^{\circ}$ C).

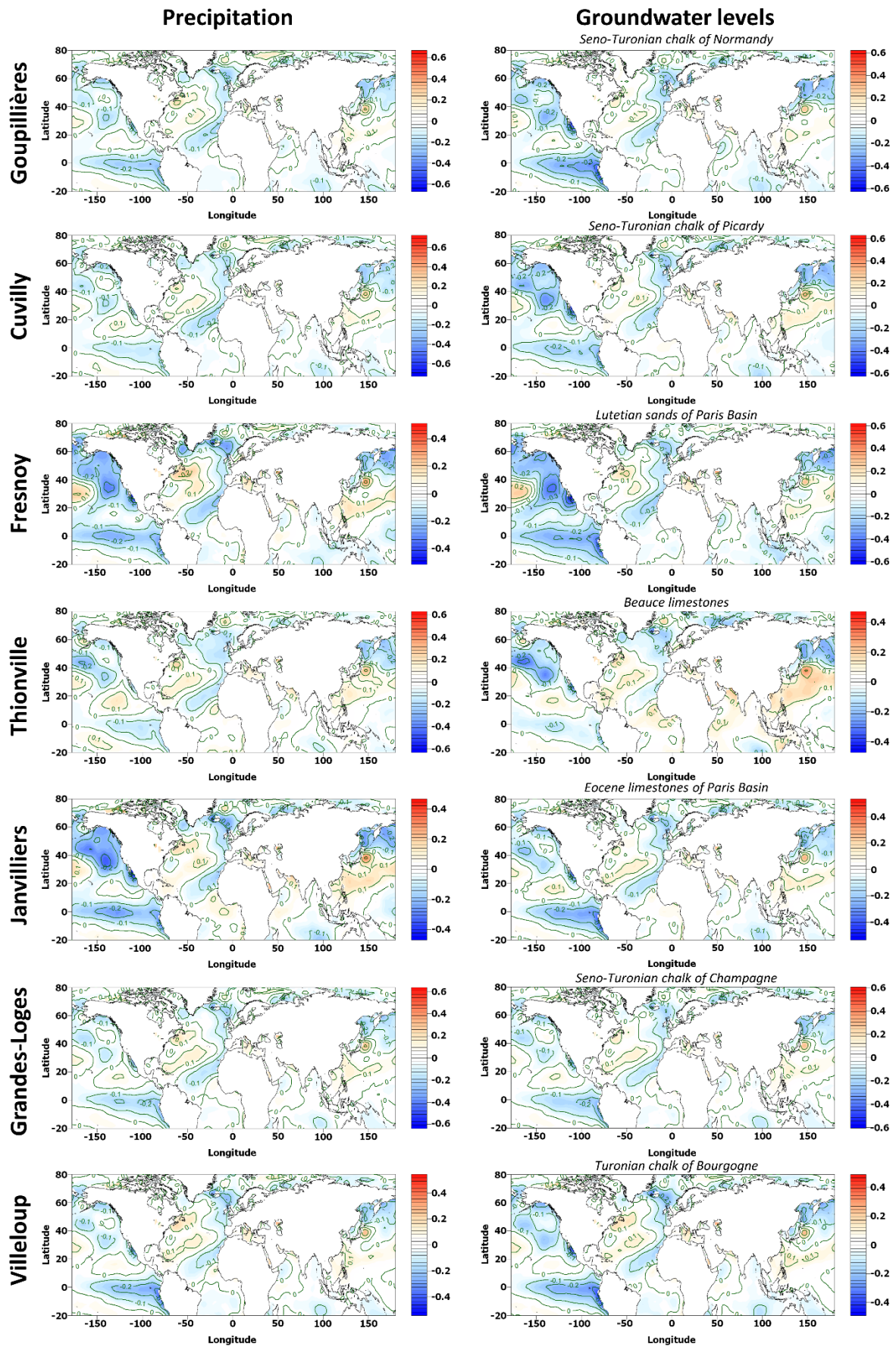


Figure 39. Composites des SST (°C) associées à la variabilité interannuelle (~7 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.

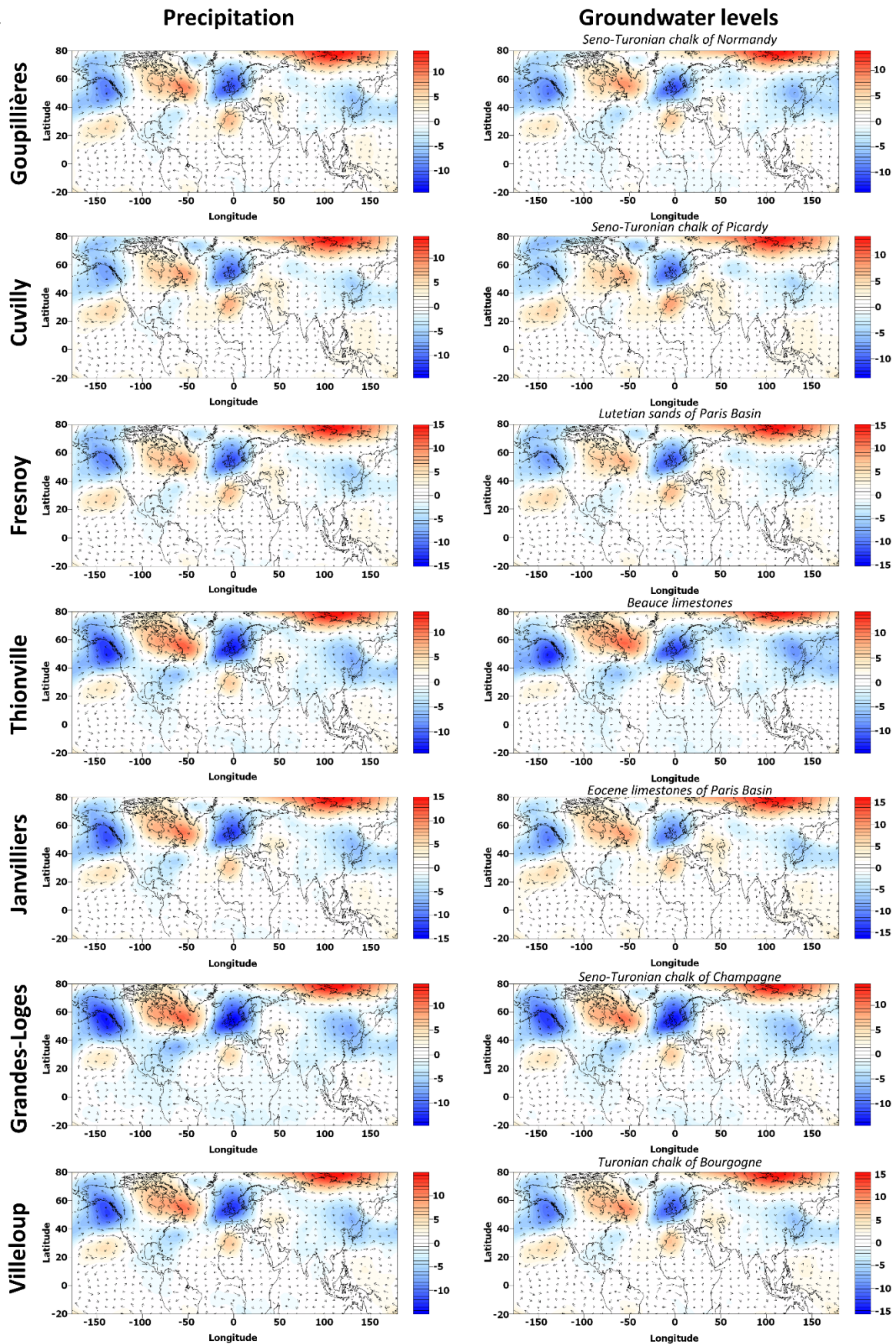


Figure 40. Composites du Z500 (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.

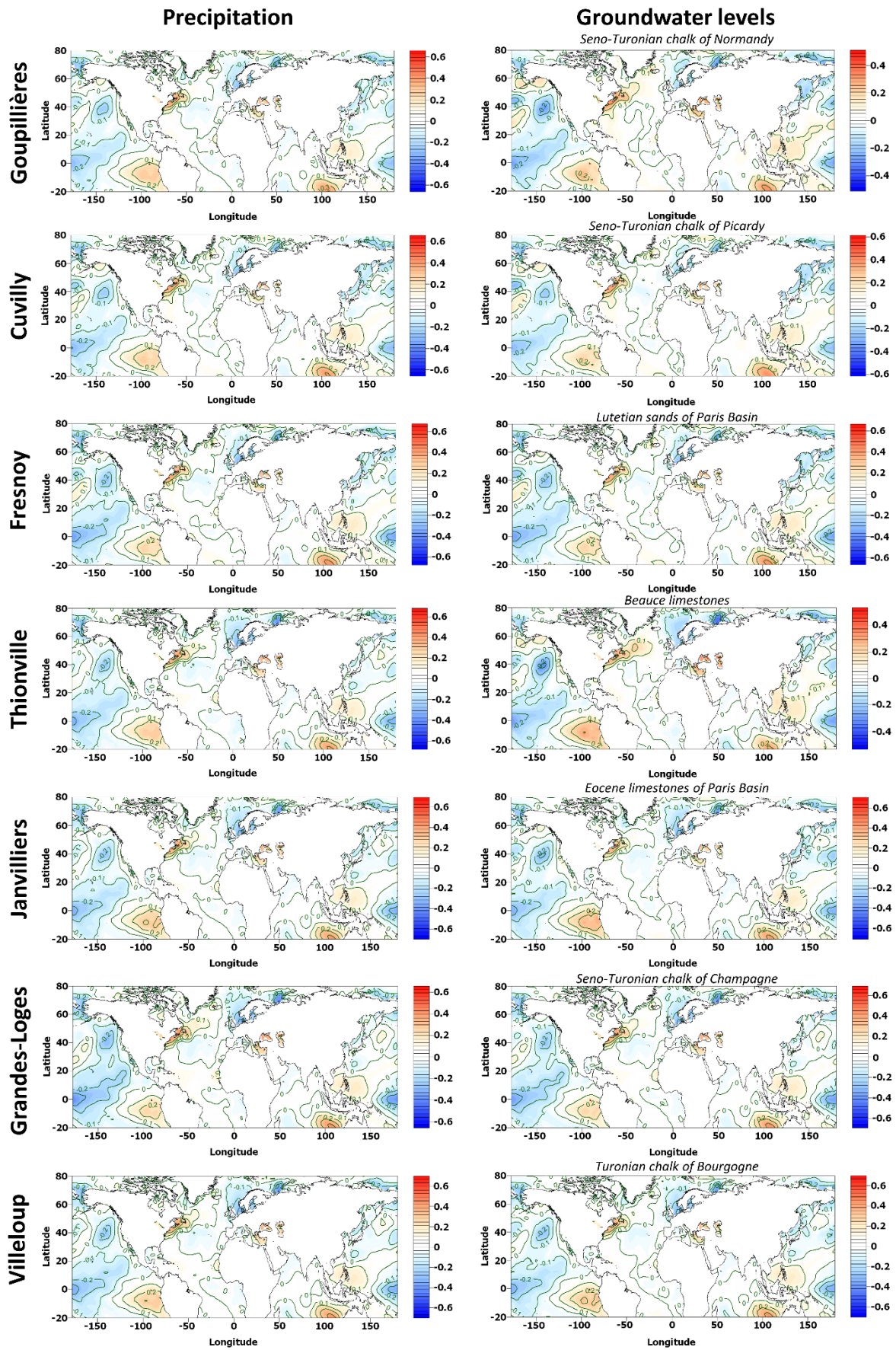


Figure 41. Composites des SST (°C) associées à la variabilité décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.

En conclusion, les drivers climatiques de la variabilité interannuelle et décennale des précipitations et niveaux piézométriques sur la période récente (1976-2019) sont sans surprise homogènes à l'échelle du Bassin parisien, et cela, bien que les aquifères soient de natures très différentes. D'autre part, comme mentionné précédemment, les patterns climatiques explicatifs respectivement de la variabilité interannuelle et décennale ne sont pas les mêmes : ces deux variabilités qui sont fortement responsables des variations du stock d'eau souterraine et des extrêmes associés ont donc des déterminismes climatiques différents.

DISCUSSION

Homogénéité du déterminisme climatique de la variabilité basse fréquence des précipitations et niveaux piézométriques pour le Bassin parisien

Les résultats montrent une homogénéité spatiale du déterminisme climatique de la variabilité interannuelle et décennale à l'échelle du Bassin parisien : les patterns climatiques sur la zone Euro-Atlantique associés à ces variabilités sont identiques d'un aquifère à l'autre (possédant par conséquent des propriétés physiques différentes) et à ceux identifiés pour les précipitations. Ceci indique qu'il n'y a pas de modification de la relation existante avec l'information climatique large-échelle, et que l'effet « filtre » du bassin et des aquifères ne provoque pas une déformation importante du signal basse fréquence au point d'identifier un driver climatique différent de celui observé dans la pluie. Les études antérieures qui se sont penchées sur la propagation du signal de précipitations dans les aquifères montrent en effet que le signal basse fréquence d'origine climatique est essentiellement modifié en amplitude et déphasé temporellement, mais que les grandes évolutions de l'amplitude du signal basse fréquence sont identiques dans la pluie et la piézométrie (Kuss and Gurdak, 2014 ; Velasco et al., 2017 ; Rust et al., 2019). Ce résultat est concordant avec d'autres études visant à déterminer les drivers climatiques de la variabilité basse fréquence dans différentes variables hydroclimatiques (e.g., précipitations et débits) à partir de l'information atmosphérique large-échelle (Massei et al., 2017 ; Fossa, 2020). En effet, leurs résultats ne montrent pas de différences significatives entre les patterns explicatifs de la variabilité basse fréquence des précipitations et des débits.

La similarité entre les drivers climatiques de la variabilité basse fréquence des précipitations et de la piézométrie conforte également le choix de la méthodologie et de l'utilisation des données mensuelles plutôt qu'exclusivement des données des mois d'hiver (e.g., Décembre-Janvier-Février). L'utilisation des données des mois d'hiver aurait pu se justifier sachant que la relation entre la NAO par exemple et la variabilité hydroclimatique locale en Europe est d'autant plus forte en hiver. De plus, la recharge dépend très largement des précipitations (et température) lors des mois d'hiver. Cependant, le travail sur les données piézométriques, et plus particulièrement la volonté de travailler à la fois sur les épisodes de hauts et bas niveaux piézométriques, limite fortement l'utilisation exclusive des données des mois d'hiver pour ce type d'analyse. Plusieurs raisons peuvent être évoquées. Tout d'abord, selon le bassin versant et l'aquifère considéré, la période de recharge peut varier significativement. Il faudrait donc adapter la sélection des mois d'hiver pour chaque piézomètre (i.e., chaque bassin versant et

aquifère). De plus, utiliser uniquement les données des mois d'hiver de la piézométrie équivaldrait lors de l'analyse composite à extraire les périodes de plus hauts et de plus bas niveaux hivernaux, mais ces dernières ne correspondent pas aux périodes d'étiages piézométriques (i.e., périodes sèches) qui ont plutôt lieu à la fin de l'été, même si ces étiages dépendent tout de même des précipitations hivernales. Dans le cas où des drivers climatiques différents auraient été identifiés pour les précipitations et les niveaux piézométriques, la question de l'utilisation des chroniques de précipitations hivernales plutôt que mensuelles aurait pu néanmoins se poser. En effet, une divergence des patterns climatiques identifiés pour les précipitations et la piézométrie aurait pu s'expliquer par la prise en compte des précipitations estivales qui ne participent pas (ou très peu) à la recharge des nappes.

Le pattern associé à la variabilité interannuelle (~7 ans) des niveaux piézométriques sur la période récente (1976-2019), et dont la structure est semblable à un pattern NAO légèrement décalé vers le sud-est, est aussi identifié par Massei et al. (2017) comme le driver associé à la variabilité interannuelle des débits de la Seine sur la période 1950-2007. Le pattern associé à la variabilité décennale (~14 ans) des niveaux piézométriques présente également des similitudes avec celui identifié par Massei et al. (2017) pour les débits de la Seine, avec notamment des pressions inférieures (supérieures) à la normale depuis la côté sud-est des Etats-Unis jusqu'à la Manche lors des périodes humides (sèches) sur le Bassin de la Seine. Ceci indique que la relation entre la circulation atmosphérique large-échelle et la variabilité hydrologique basse fréquence du Bassin de la Seine ne varie pas significativement entre ces deux périodes (1950-2007 et 1976-2019).

L'identification d'un pattern de type NAO comme driver de la variabilité interannuelle des niveaux piézométriques du Bassin parisien sur la période 1976-2019 à l'aide de l'analyse composite semble particulièrement cohérent avec les résultats d'études antérieures. En effet, de nombreuses études mentionnent une forte influence de la NAO sur la variabilité interannuelle des variables hydroclimatiques en Europe de l'Ouest sur la période 1980-2005 environ (Massei et al., 2010 ; Holman et al., 2011 ; Rust et al., 2022). Selon ces mêmes études, la relation n'est cependant pas stationnaire au cours du temps, c'est-à-dire qu'elle peut être très marquée sur certaines périodes (e.g., 1980-2005) et beaucoup moins sur d'autres périodes (e.g., avant 1960, années 1970, depuis 2005). Ceci pourrait expliquer pourquoi le pattern NAO ne ressort pas comme le pattern explicatif de la variabilité interannuelle des niveaux de la nappe de la craie et des précipitations associées sur la période 1903-2015, qui semble plutôt apparenté à un pattern de type SCAND/train d'ondes.

Mais le déterminisme climatique n'est pas homogène à l'échelle de la France métropolitaine : ouverture sur le sud de la France

Bien que le peu de recul historique des niveaux piézométriques des aquifères de l'ouest et du sud de la France ne permette pas une analyse poussée du déterminisme climatique de la variabilité interannuelle à décennale dans ces régions, l'analyse composite a tout de même été réalisée à titre exploratoire pour un piézomètre mesurant les niveaux de la nappe des alluvions de la Vistrenque sur la période 1976-2019 et les précipitations associées (Fig. 42). Les centres d'actions du Z500 sur la zone Euro-Atlantique associés à la variabilité interannuelle de cette nappe et des précipitations se structurent aussi comme un pattern de type NAO. Cependant pour la nappe de la Vistrenque, les centres d'action du pattern de la variabilité interannuelle sont positionnés plus au nord et leur signe est inversé par rapport à ceux du pattern caractérisant la variabilité interannuelle dans le nord de la France. Ce pattern indique une circulation atmosphérique de type NAO- lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques interannuelles dans le sud de la France. En effet, les composites indiquent un affaiblissement de la dépression nord islandaise (pressions supérieures à la normale) et de l'anticyclone des Açores (pressions inférieures à la normale) lors des périodes humides dans le sud de la France. Ceci induit par conséquent une diminution du gradient de pression méridional et un déplacement vers le sud du courant-jet conduisant à un engouffrement des perturbations sur la région méditerranéenne (Hurrell, 1995 ; Cassou et al., 2004). A l'inverse, lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques interannuelles, la circulation atmosphérique est de type NAO+.

Le pattern des SST sur l'Atlantique Nord est organisé en tripôle méridional (Fig. 42), ce qui est cohérent avec une circulation atmosphérique de type NAO (Cassou et al., 2004 ; Hurrell et Deser, 2009). Lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques interannuelles dans le sud de la France, et donc de régime atmosphérique de type NAO- (NAO+), on observe dans l'Atlantique Nord des eaux plus chaudes (froides) que la normale sur les hautes latitudes et au nord des Tropiques, et des eaux plus froides (chaudes) que la normale sur les moyennes latitudes. Sur le Pacifique équatorial, un pattern de SST de type ENSO Modoki peut être observé. Lors des périodes humides (sèches) et de hauts (bas) niveaux piézométriques interannuelles dans le sud de la France, on observe des épisodes El Niño (La Niña) Modoki, c'est-à-dire une anomalie chaude (froide) au centre du Pacifique équatorial, et des anomalies froides (chaudes) à l'ouest et à l'est du Pacifique équatorial. Ce pattern concorde avec les résultats de certaines études sur le sujet qui indiquent un régime de type NAO- (NAO+) sur la zone Euro-Atlantique, apportant des conditions humides (sèches)

sur le sud de la France, lors des épisodes El Niño (La Niña) Modoki (Zhang et al., 2015 ; Dogar et al., 2019).

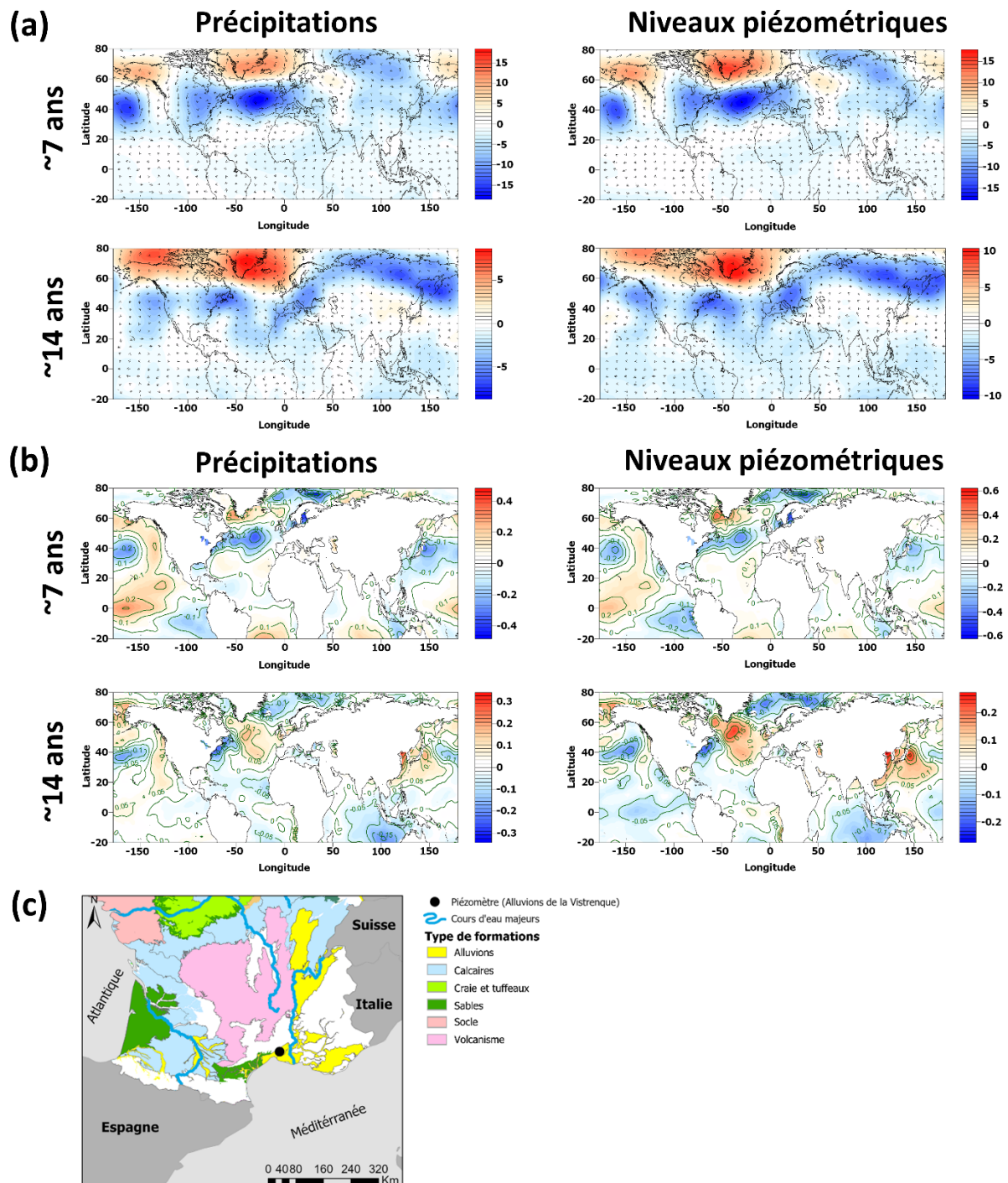


Figure 42. (a) Composites du Z500 (m) et des vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de la nappe alluviale de la Vistrenque. (b) Composites des SST (°C). (c) Localisation du piézomètre.

La variabilité décennale des niveaux piézométriques et précipitations semble également contrôlée par une circulation atmosphérique de type NAO- lors des périodes humides

décennales et de type NAO+ lors des périodes sèches décennales (Fig. 42). En revanche, un décalage important de l'anticyclone des Açores sur l'Europe est visible. Les SST de l'Atlantique Nord associées à la variabilité décennale évoquent toujours un tripôle mais avec des centres d'actions décalés vers le sud par rapport au pattern observé pour la variabilité interannuelle.

Les patterns atmosphériques et océaniques associés à la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques et précipitations diffèrent donc selon la zone géographique. Ceci a pu être mis en évidence auparavant sur les débits notamment par Fossa (2020) en France ou encore Sidibe et al. (2019) en Afrique de l'Ouest. Par conséquent, cette divergence géographique indique qu'il est nécessaire d'utiliser l'information large-échelle caractéristique de la variabilité hydrologique locale à des fins de prédiction du niveau des nappes. Cela indique également l'intérêt de réaliser ces analyses préliminaires d'identification des patterns climatiques responsables de la variabilité interannuelle et décennale des niveaux piézométriques pour utiliser des indicateurs climatiques appropriés, dont dépendent ces variabilités dans la piézométrie.

Divergence avec les structures atmosphériques décrites par les indices climatiques « standards »

De plus, les patterns climatiques identifiés dans ce chapitre, bien qu'ils soient caractéristiques des quatre régimes de temps couramment identifiés (NAO+, NAO-, dorsale, blocage), présentent des centres d'action décalés géographiquement par rapport à des indices climatiques « standards » comme les indices NAO, EAP, SCAND (Cassou et al., 2004 ; Comas-Bru et McDermott, 2014). Par exemple, la variabilité interannuelle de la piézométrie de la craie d'Artois-Picardie sur la période récente peut être expliquée par une circulation atmosphérique de type NAO, mais dont la position de la dépression nord islandaise et de l'anticyclone des Açores ne correspond pas totalement à celle de l'indice NAO standard puisque les centres d'action sont décalés vers le sud-est. Ceci paraît assez cohérent compte tenu de la situation géographique de cette nappe qui se situe dans la zone de « transition » de l'influence de la NAO, et qui par exemple, lors des périodes NAO+ est beaucoup moins soumise à l'apport de dépression que le nord de l'Europe, puisque le rail de dépression se situe en général plus au nord. Autrement dit, pour qu'il y ait des conditions humides sur cette zone et des hauts niveaux piézométriques, les centres d'actions de la NAO doivent être décalés vers le sud-est par rapport à l'indice standard.

De ce fait, l'utilisation d'indices climatiques standards dans les modèles de prévision hydrologique, qui permettent par exemple l'amélioration significative des modèles de prévision des phénomènes hydrologiques extrêmes (López et Francés, 2013 ; Lima et al., 2015), pourrait être remplacée par l'utilisation d'indices encore plus pertinents (dérivés de ce type d'analyses composites) et caractérisant mieux la variabilité hydrologique locale. Ce type d'approches visant à identifier et utiliser des indices climatiques « cachés » caractéristiques de la variabilité hydrologique locale semblent de plus en plus utilisées, par exemple en hydrologie de surface pour prédire au mieux les épisodes extrêmes (Schlef et al., 2018 ; Renard et Thyer, 2019), ou encore dans le domaine côtier pour expliquer la variabilité de la hauteur des vagues (Castelle et al., 2017).

Variation de la relation entre la circulation atmosphérique large-échelle et la variabilité hydrologique locale selon la période étudiée : une potentielle limite pour calibrer un modèle de prédiction du niveau des nappes à partir de l'information climatique large-échelle

L'analyse composite permet d'identifier les patterns climatiques caractérisant au mieux la variabilité interannuelle et décennale des niveaux piézométriques, ce qui peut permettre dans un second temps d'utiliser ces patterns climatiques comme covariables des systèmes de prédiction. Cependant, vient se heurter le problème de la non-stationarité de la relation entre la circulation atmosphérique et océanique large-échelle et la variabilité hydrologique basse fréquence. En effet, ce chapitre montre que les patterns climatiques identifiés sur la période récente (1976-2019) ne sont pas les mêmes que ceux identifiés sur le siècle dernier (1903-2015). Il devient donc difficile de déterminer si un indice climatique dérivé à partir de l'analyse composite sur la période récente sera plus approprié, pour être utilisé comme covariable d'un système de prédiction, qu'un indice dérivé à partir de l'analyse sur le siècle dernier. Se posent ainsi les questions suivantes : quelle période doit-on utiliser pour calibrer le modèle ? La période récente ou la plus longue période observée ? Plusieurs tests devraient être réalisés dans le futur pour répondre à ces questions.

Apport des analyses multi-échelles temporelles

Les résultats de ce chapitre montrent que le pattern climatique associé à la variabilité interannuelle (~7 ans) des précipitations et niveaux piézométriques du Bassin parisien diffère de celui associé à la variabilité décennale (~14 ans), que ce soit pour le siècle dernier ou la période récente. Ils mettent donc en évidence l'intérêt d'adopter des approches par analyses

multi-échelles. Autrement dit, le type de circulation atmosphérique décrite par un indice climatique donné peut être à l'origine que d'une seule échelle de variabilité (e.g., interannuelle) et pas de l'autre échelle de variabilité (e.g., décennale) constituant la variabilité basse fréquence du signal hydrologique (e.g., circulation méridionale pour la variabilité interannuelle vs circulation zonale pour la décennale sur la période 1903-2015). Par conséquent, un système de prédiction qui utiliserait comme covariable un seul indice (e.g., le SCAND), qui serait à l'origine que d'une seule échelle de variabilité basse fréquence, ne permettrait pas de prédire correctement une partie du signal. Ceci souligne donc l'importance d'opter pour une prédiction multi-échelle des niveaux piézométriques, et d'avoir préalablement identifié les drivers climatiques de chacune des variabilités basses fréquences.

CONCLUSION

Ce chapitre visait à déterminer le lien entre les patterns de la circulation atmosphérique et océanique large-échelle et la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques. Les patterns climatiques associés à chacune des variabilités basses fréquences (interannuelle ~7 ans et décennale ~14 ans) des niveaux piézométriques sont identiques pour les différents aquifères du Bassin parisien pour la période 1976-2019. De plus, ces mêmes patterns sont également associés à la variabilité interannuelle et décennale des précipitations. Les variabilités interannuelle et décennale des niveaux piézométriques du Bassin parisien semblent associées à un pattern atmosphérique de type NAO avec :

- Un régime de type NAO+ lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques.
- Un régime de type NAO- lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques.

Cependant, la position des centres d'actions des patterns atmosphériques associés respectivement à la variabilité interannuelle et décennale diffèrent entre eux. De plus, bien que ces variabilités soient associées à un pattern de type NAO, la position des centres d'action ne correspond pas tout à fait ceux de l'indice NAO.

Les patterns de SST sur l'Atlantique Nord associés à ces variabilités basses fréquences présentent de fortes similitudes avec les patterns atmosphériques. Sur le Pacifique équatorial, le pattern diffère clairement entre la variabilité interannuelle et décennale. La variabilité interannuelle semble associée à un pattern de type ENSO, tandis que la variabilité décennale semble associée à un pattern de type ENSO Modoki.

A titre de comparaison, une analyse similaire a été réalisée pour une chronique piézométrique dans le sud de la France sur cette même période. Bien que le driver atmosphérique associé aux variabilités interannuelle et décennale soit également de type NAO, les régimes de temps responsables des hauts niveaux et des bas niveaux piézométriques sont opposés par rapport à ceux identifiés pour les aquifères du nord de la France avec :

- Un régime de type NAO- lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques.
- Un régime de type NAO+ lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques.

Les patterns de SST associés à la variabilité basse fréquence sont assez typiques des régimes de temps NAO. Pour le Pacifique équatorial, un pattern de type ENSO Modoki est cette fois associé à la variabilité piézométrique interannuelle, tandis qu'aucun pattern typique ne semble se détacher pour la variabilité décennale. Même si ces résultats ne peuvent être généralisés

à l'ensemble des aquifères du sud de la France, du fait du manque de chroniques piézométriques présentant un tel historique, ils indiquent tout de même une divergence certaine du déterminisme climatique de la variabilité basse fréquence entre le nord et le sud de la France.

Grâce à l'existence d'une très longue chronique piézométrique dans la craie d'Artois-Picardie, une comparaison des résultats obtenus sur la courte période (1976-2019) avec ceux obtenus sur une très longue période (1903-2015) a été effectuée. Cette comparaison montre que les patterns climatiques associés à la variabilité basse fréquence diffèrent selon la période d'étude. Alors que la variabilité interannuelle est associée à un pattern de type NAO sur la courte et récente période, elle semble plutôt associée sur la longue période à un pattern de type « train d'ondes » s'étalant sur l'hémisphère Nord avec au niveau de la région Euro-Atlantique :

- Un régime de type « dorsale » lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques.
- Un régime de type « blocage » lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques.

Ce pattern présente des centres d'action semblables à celui de l'indice SCAND sur la zone Euro-Atlantique. Mais l'identification de ce pattern de type « train d'ondes » sur l'hémisphère Nord est particulièrement intéressant. En effet, ce type de pattern est souvent responsable de sécheresses et inondations majeures à travers le monde, tandis que la variabilité interannuelle est très souvent à l'origine de l'occurrence des très hauts ou très bas niveaux de la nappe de la craie.

La variabilité décennale est quant à elle associée sur cette longue période à un pattern atmosphérique qui diverge très significativement de celui associé à la variabilité interannuelle : pattern caractéristique d'une circulation d'ouest contre une circulation méridionale pour la variabilité interannuelle. Cependant, ce pattern associé à la variabilité décennale est très proche de celui identifié pour cette même variabilité sur la période récente. Enfin, les patterns de SST diffèrent également de ceux identifiés pour la période récente, et cela pour les deux échelles de variabilité étudiées, particulièrement dans le Pacifique équatorial.

Les résultats de cette partie suggèrent donc que les futurs modèles de prévision du niveau des nappes à partir de l'information climatique large-échelle devraient prendre en compte : (i) les drivers climatiques de chacune des échelles de variabilité basse fréquence puisque les centres d'actions des structures atmosphériques expliquant chacune de ces variabilités ne sont pas situés au même endroit ; (ii) des indices qui seraient dérivés des patterns climatiques

identifiés ici, plutôt que des indices climatiques standards (e.g., NAO, SCAND), puisque les centres d'action des structures atmosphériques identifiées dans ce travail ne correspondent pas toujours à celles d'indices climatiques standards. Cela permettrait ainsi d'utiliser des indices qui expliquent au mieux la variabilité hydrologique-piézométrique locale. Cependant, ces résultats posent également la question du choix de la période de calibration utilisée puisque les drivers climatiques diffèrent selon la période étudiée.

CHAPITRE V

Sensibilité des niveaux piézométriques du Bassin de la Seine à des changements de la variabilité climatique interannuelle à décennale

CONTEXTE DE L'ARTICLE

Les précédents chapitres ont permis de : i) montrer l'importance des variabilités interannuelles (~7 ans) à décennale (~14 ans) dans les variations piézométriques particulièrement pour les aquifères du Bassin parisien, ii) identifier les drivers climatiques large-échelle associés à ces variabilités à la fois dans les précipitations et la piézométrie. Compte-tenu de la relation étroite entre la variabilité climatique interne et ces fluctuations basses fréquences dans la piézométrie, tout changement de la variabilité climatique, qu'il soit naturel ou initié par le changement climatique, pourrait affecter significativement les niveaux piézométriques. Il est donc nécessaire d'estimer dans quelle mesure la piézométrie pourrait être affectée par de tels changements de la variabilité climatique interne, et cela d'autant plus que certaines études ont montré que l'un des effets du changement climatique est de modifier la variabilité climatique interne (Dong et al., 2011 ; Caesar et al., 2018).

D'autre part, la prédiction-projection du niveau des nappes à plus ou moins long terme est aujourd'hui nécessaire pour une meilleure gestion des eaux souterraines. Cependant, une bonne projection des niveaux piézométriques va dépendre de la qualité de la projection climatique (précipitations, température) utilisée et notamment de sa capacité à simuler-projeter la variabilité climatique interne (i.e., la variabilité basse fréquence). Or actuellement, les modèles GCM à partir desquels sont issues les projections climatiques, qui servent ensuite à réaliser des projections hydrologiques, peinent encore à simuler correctement la variabilité climatique interne et donc la variabilité basse fréquence (Terray et Boé, 2013 ; Boé, 2020). De ce fait, les projections des niveaux piézométriques pourraient être soumises à de fortes incertitudes, et particulièrement les aquifères avec des nappes inertielles ou mixtes dont la variabilité basse fréquence contrôle fortement les variations piézométriques. Dans ce cadre, il est donc important d'estimer dans quelle mesure une surestimation ou sous-estimation de l'amplitude de la variabilité basse fréquence dans les projections climatiques pourrait affecter les projections piézométriques.

Cet article vise donc à déterminer comment les niveaux piézométriques pourraient répondre à : i) un changement de la variabilité climatique interne qui se traduirait par une modification de l'amplitude de la variabilité basse fréquence, ou ii) une mauvaise projection de la variabilité climatique interne dans les projections climatiques. Pour cet article, diverses modifications du contenu spectral basse fréquence des précipitations sont réalisées. Ces précipitations « perturbées » sont ensuite utilisées en entrée du modèle hydrogéologique CaWaQS qui va servir à simuler la piézométrie du Bassin de la Seine. Une comparaison de la piézométrie de

référence (simulée avec les précipitations non modifiées) avec la piézométrie perturbée (simulée avec les précipitations modifiées) est réalisée.

Ce travail a été réalisé en étroite collaboration avec le centre de Géosciences de MINES Paritech.

ARTICLE

Sensitivity of groundwater levels in the Seine River basin to changes in interannual to decadal climate variability

Abstract

Groundwater level (GWL) variations can be expressed over a wide range of timescales. Since aquifers act as low-pass filters, low-frequency variability (interannual to decadal variability) originating from large-scale climate variability represents a significant part of GWL variance. This study aims to assess the GWL response in the Seine River basin to changes in interannual to decadal variability in precipitation. This study is basically motivated by two issues: i) anthropogenically-driven climate change may affect - and have maybe already affected - the internal climate variability (and then precipitation variability); ii) General Circulation Model (GCM) outputs used for developing hydrological projections are subject to potential strong uncertainties in simulating the internal climate variability in the low-frequency range. How GWL, including extremes, may respond to changes in internal climate variability or to an over(under)estimation of low-frequency variability in climate projections remain open questions.

To tackle this issue, we implemented an empirical numerical approach which would allow us to assess the sensitivity of GWL to climate variability over a range of timescales (up to decadal), using the whole Seine hydrosystem (76000km²) as a case study. The approach consisted in: i) identifying and modifying the spectral content of precipitation in the low-frequency range which was previously identified as originating from large-scale climate variability; ii) using such perturbed precipitation fields as input in a physically-based hydrological/hydrogeological model for the Seine River basin for simulating the corresponding GWL response; iii) comparing the spectral content, mean, variance and extremes of perturbed GWL with reference (i.e., unperturbed) GWL. Two interannual (2-4yr and 5-8yr) and one decadal (15yr) variabilities were modified individually by either increasing or decreasing their amplitude by 50%. This led to six scenarios of perturbed low-frequency variability of precipitation, which are subsequently used as input in the CaWaQS model to assess the GWL response.

Results indicated increased (decreased) GWL when low-frequency variability in precipitation is increased (decreased) by 50%. This led to an increased occurrence of groundwater floods (droughts) with increased severity and decreased occurrence of groundwater droughts (floods) with decreased severity, respectively. These results indicate: i) how much the use of biased precipitation data due to an under- or overestimated low-frequency variability have a huge impact on simulated GWL, ii) how much potential changes in low-frequency climate variability may affect future GWL, and particularly the droughts and floods occurrence and severity.

1. Introduction

Water resources are particularly affected by global climate change, however internal climate variability also plays a significant control on water resources (Boé and Habets, 2014; Sidibe et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019; Bonnet et al., 2020). Internal climate variability often explains the succession of dry and wet years to which human activities are particularly vulnerable. Dry years (i.e., meteorological droughts) often lead to agricultural and hydrological droughts that in turn may lead to socioeconomic drought if water resources become insufficient to support water supply. As a consequence, during hydrological droughts many restrictions of water abstractions can be imposed to the population either for industrial, agricultural and domestic uses (Maréchal and Rouillard, 2020). Irrigation bans using surface water or groundwater may also significantly affect crop yields decreasing food supply (Nagy, 2003). Wet years may be also equally harmful leading to soil saturation, that in turn may lead to an increased runoff, high river levels and probably floodings (Berghuijs et al., 2016; Wasko and Nathan, 2019; Bertola et al., 2021). Wet years also induce an increased recharge of aquifers that may also be damaging when groundwater levels exceed the soil surface and generate floodings (Deneux and Martin, 2001; Habets et al., 2010).

Such succession of dry and wet years is induced by the low-frequency variability originating from internal climate variability. Three main low-frequency variabilities are generally identified in surface hydroclimate variables (precipitation, temperature, streamflow): two interannual (2-4yr and 5-8yr) and one decadal (15yr) (Massei et al., 2010; Fossa et al., 2021; Lorenzo-Lacruz et al., 2022). Such variabilities can also explain a significant part of groundwater level variations but proportions differ according to aquifers due to the discrepancies in their physical properties (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012; Velasco et al., 2017; Rust et al., 2018). Baulon et al. (2022a,b) showed that water tables of French aquifers can be inertial, that is, being poorly reactive to the infiltrated precipitation and with slow discharge, or conversely reactive to the infiltrated precipitation and with rapid discharge. Inertial water tables therefore present levels largely dominated by interannual and decadal variability, while reactive water tables present levels dominated by infra-annual and annual variability. Groundwater droughts and floods are therefore largely controlled by low-frequency variability in inertial water tables (Rust et al., 2019; Baulon et al., 2022b).

The North Atlantic Oscillation (NAO) was described as one significant driver of such temporal signatures in precipitation, streamflow and groundwater levels (Massei et al., 2007, 2010; Holman et al., 2011; Massei and Fournier, 2012; Rust et al., 2022; Lorenzo-Lacruz et al., 2022). Yet, only interannual ~5-8yr and decadal ~15yr variability of the NAO were found to be related to hydrology over the same timescales (e.g., Massei et al., 2010), which would explain why simple linear correlation (e.g., Giuntoli et al., 2013) would fail to detect any link between hydrological variables and the NAO. Other teleconnection patterns, such as Scandinavia pattern, East Atlantic pattern, also have demonstrated their relationship with interannual and decadal variabilities of hydroclimate variables (Neves et al., 2019; Liesch and Wunsch, 2019; Lorenzo-Lacruz et al., 2022). Massei et al. (2017) highlighted, using a composite analysis with sea level pressure (SLP), that the atmospheric pattern associated with the 5-8yr variability in precipitation and streamflow was not exactly reminiscent of the NAO, with centers of action shifted to the South-East. Similarly, the pattern associated to the 2-4yr and 15yr variabilities was a spatially extended pattern across the Atlantic Ocean, with lower SLP roughly following the Gulf Stream front. Fossa (2020) found a similar pattern for 2-4-yr variability in precipitation and streamflow through Northern France. These results highlighted that atmospheric patterns associated with interannual and decadal variabilities are not similar, and these atmospheric patterns exhibit centers of action that do not necessarily correspond to those of established climate indices such as the NAO, stressing out the need for defining relevant climate indices from the data itself (Renard et Thyer, 2019; Kingston et al., 2020).

Given the strong relationship between internal climate variability and hydrological variability, any change in large-scale climate variability, be it natural or induced by anthropogenic climate change, might lead to changes in hydrological variability. How GWL may respond to changes in internal climate variability constitutes the first motivation of the present study. This question appears even more relevant since some studies pointed out that anthropogenic forcing may affect, and have maybe already affected, the internal climate variability (Lenton et al., 2008; Dong et al., 2011; Caesar et al., 2018; He and Li, 2019). In addition, Global Circulation Models (GCM) generally fail to project future states of internal climate variability, and as a consequence the low-frequency variability is often over- or underestimated in GCM outputs which may affect significantly hydrological projection (Terray and Boé, 2013; Qasmi et al., 2017). For instance, Terray and Boé (2013) estimated that uncertainties related to internal climate variability in precipitation projections over France in the middle of the 21st century may be as large as uncertainties due to climate models. Therefore, such uncertainties in precipitation estimation may also have a huge impact on the future estimation of aquifer's recharge and *in fine* on GWL projections. How an over- or underestimation of low-frequency variability in GCM outputs could affect long-term GWL projections constitutes the second motivation of the present study.

One way to examine the impact that an increase/decrease in interannual-decadal precipitation variability would have on GWL is to create sensitivity scenario. Long-term projections of these timescales are very uncertain, and due to the large contribution of internal variability in their modulation, there is no physical way to assess it otherwise. This is why we need to develop scenarios as it seems to be the only way to understand how potential changes in interannual-decadal climate/precipitation variability may impact

GWL, and more largely water resources. In this aim, we implemented an empirical numerical approach to assess the sensitivity of GWL to changes in interannual-decadal precipitation variability. Naturally, this approach also enables us to determine how much the use of biased precipitation forecasts, in terms of low-frequency variability, would impact GWL simulation.

The Seine River basin was chosen as a case study: we used a physically-based hydro(geo)logical model developed with the CaWaQS (Catchment Water Quality Simulator) software (Flipo et al., 2019 and 2021) for conducting the numerical experiments. By analyzing climate projections, Boé (2020) showed that interannual variability of winter precipitation might increase up to 25% over the Seine River Basin. On the other hand, Boé (2020) indicated that interannual variability may be over- or underestimated by 50% in climate simulations over the historical period. Also, the Seine River basin displays both low-frequency dominated and quite reactive water table variations (Baulon et al., 2022b) which made it a good candidate for our experiments. Such diversity in aquifer types allows for assessing robustly the influence of perturbations in low-frequency precipitation variability on water tables displaying different dynamics. Since interannual (2-4yr and 5-8yr) and decadal (15yr) variabilities are the most expressed low-frequency variabilities in hydroclimate variables over the Seine River basin, we decided to study more specifically the sensitivity of GWL to changes in such low-frequency climate variabilities. In this study, we assess more particularly the potential changes in GWL statistics that would be induced by changes in precipitation low-frequency variability. We investigate precisely, potential changes in GWL mean (Section 3.1) and variance (Section 3.2), and also potential changes in the occurrence and severity of extreme GWL (higher than percentile 80% and lower than percentile 20%; Section 3.3).

2. Data and methodology

2.1. Data

For this study, precipitation and temperature from SAFRAN reanalysis are used over the Seine River Basin for the 1970-2018 period as input of the CaWaQS model. This reanalysis provides daily data on a 8 x 8 km mesh covering France from 1958 to 2019 (Vidal et al., 2010). In addition, 296 boreholes from ADES database (Winckel et al., 2022) are used for model calibration and validation (Fig. 1; in red).

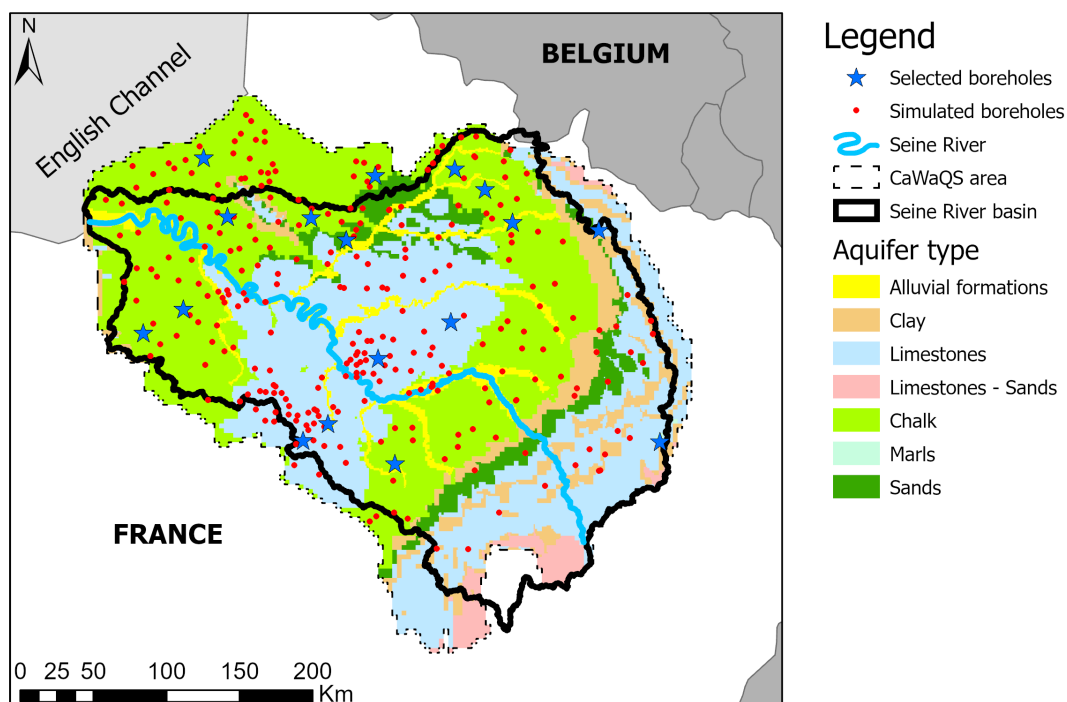


Figure 1. Study area with all simulated boreholes by the CaWaQS model (red points) and the selected boreholes (blue stars) for the analysis of the sensitivity of GWL to changes in low-frequency climate variability.

2.2. The CaWaQS model

The CaWaQS model is a physically-based hydro(geo)logical model covering the Seine River basin (Fig. 1). This model can be used to simulate GWL and streamflow in this area. More details about this software can be found in Flipo et al. (2019 and 2021). This model covers various aquifer types, mainly the Seno-Turonian or Turonian chalk in the upstream and most downstream part of the catchment and the Eocene to Miocene calcareous formations in the central part. In addition, it also covers the Jurassic limestones in the most upstream part.

2.3. Methodology

2.3.1. Generating perturbed GWL

For this study, seven GWL time series are simulated for each borehole using the CaWaQS software: one reference time series and six perturbed time series. First, reference GWL are simulated using unperturbed precipitation field (i.e., no changes of the spectral content). Then, perturbed GWL are simulated using perturbed SAFRAN precipitation fields (Fig. 2). To generate perturbed GWL, the first step consists to determine the main timescales characterizing the low-frequency variability in precipitation (Fig. 2; Step 1). Interannual (2-4 years and 5-8 years) and decadal (~15 years) variabilities have been shown to be omnipresent in hydroclimate variables (precipitation, streamflow, GWL) of the Seine River Basin according to the literature (Massei et al., 2010 and 2017; Baulon et al., 2022a and 2022b). Therefore, we perturbed these specific variabilities in precipitation field by either increasing or decreasing their amplitude by 50% (Fig. 2; Step 2). This led to six scenarios of perturbed low-frequency variability in precipitation. Such coefficients (*0.5 and *1.5) have been chosen because they represent the largest range of uncertainties due to low-frequency variability in climate (precipitation) simulations over the Seine River basin (Bo e, 2020). Then each perturbed precipitation field is injected in the CaWaQS software for simulating perturbed GWL (Fig. 2; Step 3).

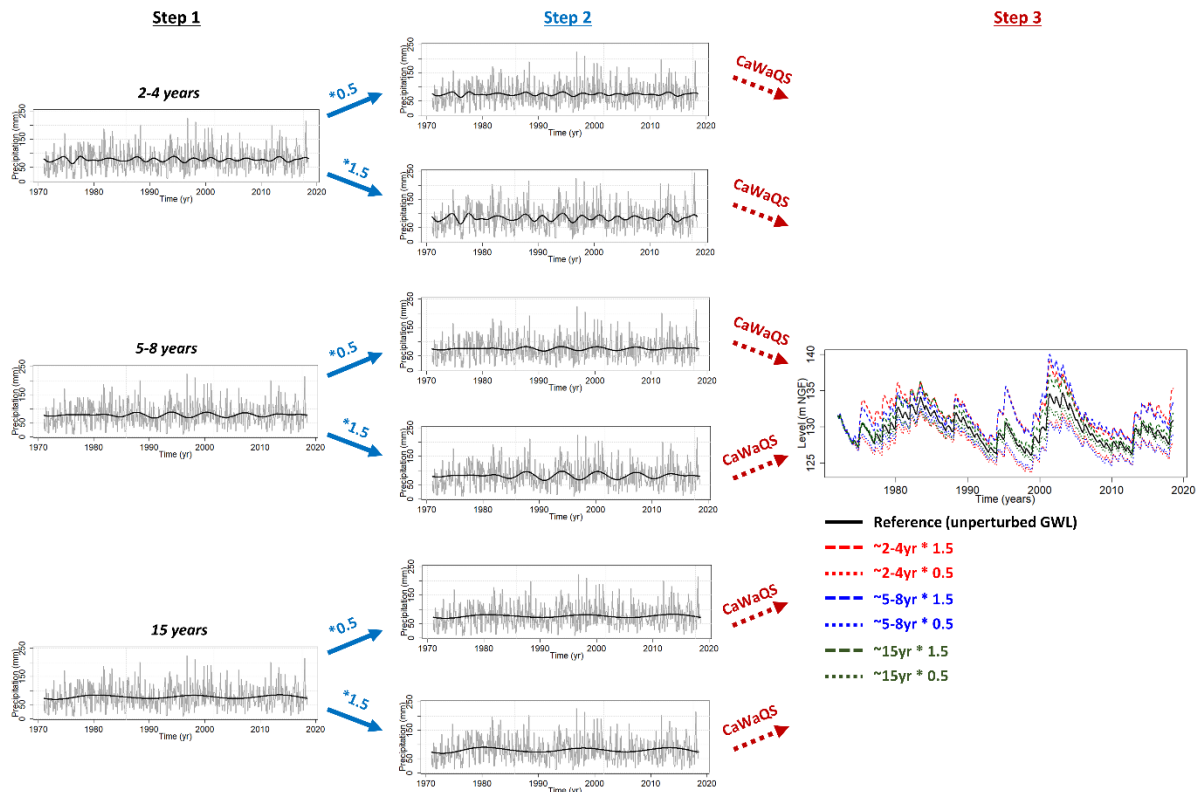


Figure 2. Workflow of perturbed GWL simulation with one borehole as example. On Step 1 plots, are indicated in grey the unperturbed precipitation time series and superimposed in black the low-frequency variability. On Step

2 plots, are indicated in grey the perturbed precipitation time series and in black the increased or decreased low-frequency variability by 50%. On the Step 3 plot, are indicated in colors the perturbed GWL and in black the reference GWL simulated with CaWaQS software. Please note that on this figure, the modification made on precipitation is shown at a monthly timestep to better capture and display the low-frequency variability on plots, but the analysis is done at a daily timestep in this study.

The modification of the spectral content of precipitation is done with signal processing by following the steps below:

1. Precipitation time series is broken down into wavelet details (i.e., wavelet components) using a wavelet multiresolution analysis (MRA; Fig. 3). Details about mathematical basis of wavelet MRA can be found in Percival and Walden (2000). The methodology of wavelet MRA is briefly explained in the next paragraph.
2. The amplitude of the wavelet detail corresponding to the timescale that must be modified is increased or decreased by 50%.
3. All the details, including the modified detail, are summed up for generating the perturbed precipitation time series.

This processing is done for all mesh of the SAFRAN precipitation field. However, the modification of the spectral content is not conducted for temperature. For some temporal periods, the modification of the spectral content can lead to negative precipitation values. These negative values are then replaced by zero values. However, this tweaking can have important consequences by creating artificial oscillations (following the repetition of zeros at several points of the time series) which skew the input signal to CaWaQS, and thus the simulation. It is therefore necessary to limit the use of the reset to zero by reducing the mathematical artefacts. We chose to use a multiresolution decomposition method with modified filters introduced by Starck et al. (2007). This decomposition guarantees a minimum of negative values, thus limiting the use of the reset to zero.

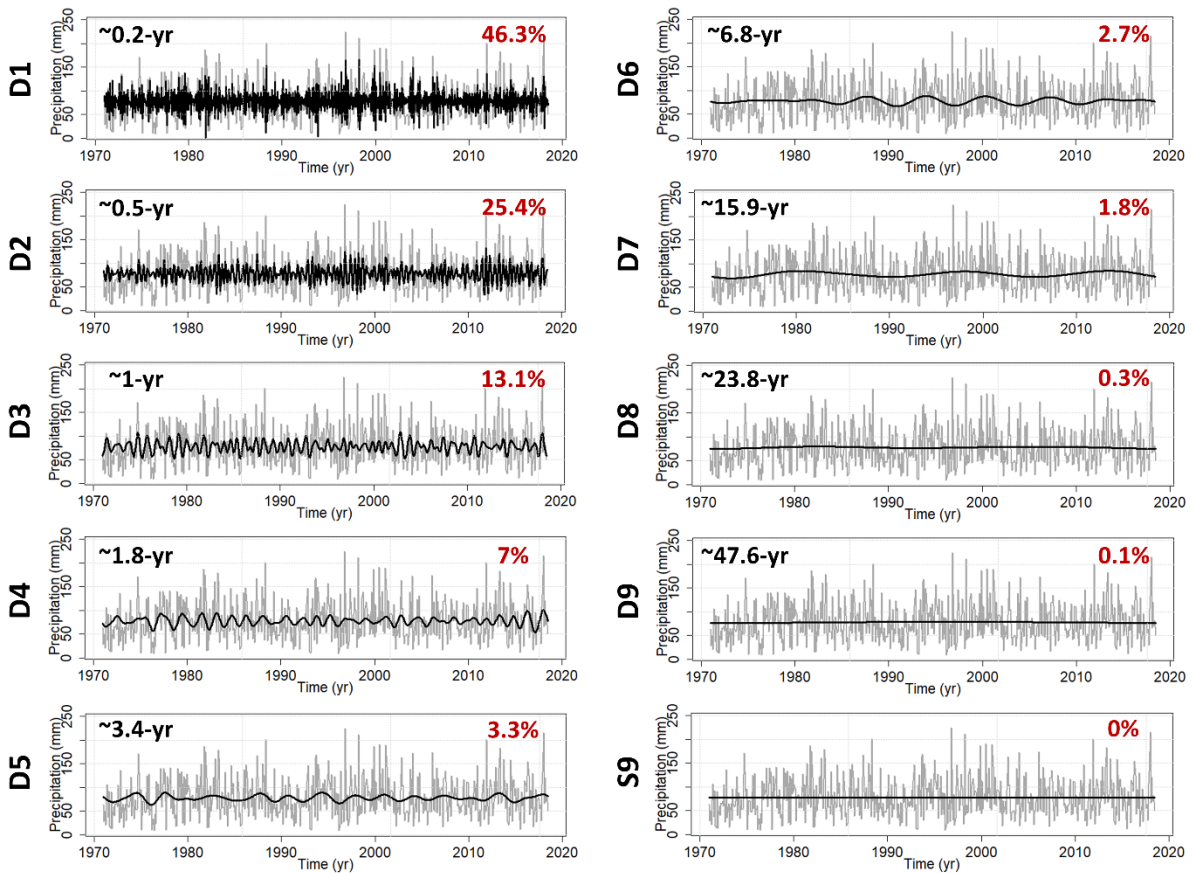


Figure 3. Wavelet multiresolution analysis of a precipitation time series. In grey is presented the precipitation time series and in black the wavelet details (D1 to D9) and the last smooth or approximation (S9). The Fourier period (in black) and energy percentage (in red) associated with each detail can be calculated.

The wavelet MRA is an iterative filtering of the time series that uses a series of low-pass and high-pass filters. Consequently, one high-frequency component called “wavelet detail” and one lower-frequency component called the “approximation” or “smooth” are produced at each timescale. At the next decomposition level, the smooth is then subsequently decomposed into another wavelet detail and smooth. The original signal is then separated into a relatively small number of wavelet components from high to low frequencies, which together explain the total variability of the signal (Fig. 3).

The dominant frequency associated to each wavelet detail was calculated by Fourier transform of each wavelet detail (Fig. 3). The amount of variance (or energy) explained by each wavelet detail and frequency level was also calculated. The energy percentage of a given wavelet detail expresses the relative importance of this timescale in the total signal variability. As a result, the energy distribution between wavelet details for each simulated borehole can be extracted and mapped.

2.3.2. Assessing sensitivity of GWL to changes in low-frequency precipitation variability

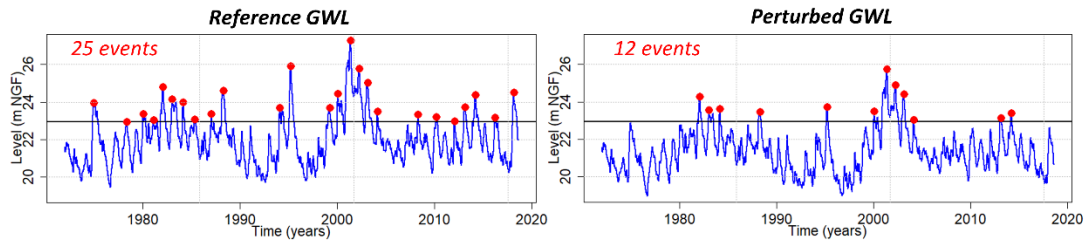
The analysis of the sensitivity of GWL to changes in interannual to decadal climate variability was achieved using 17 boreholes in the Seine River basin (Fig. 1; blue stars). They were chosen because they are the best simulated boreholes by the CaWaQS software (reference GWL vs. observed GWL) in terms of mean, variance, and extreme water levels. These boreholes cover the Seno-Turonian chalk of Normandy (downstream part of the basin), the Eocene to Miocene calcareous aquifers (middle), the Seno-Turonian chalk of Aisne and Bourgogne (upstream) and the Jurassic calcareous aquifer (upstream). Only the 1972-2018 period of GWL time series was taken into account for the analysis because of a bad simulation of reference GWL on the 1970-1971 period.

For this analysis, we determined the changes in the descriptive statistics of the time series by comparing perturbed GWL (each scenario) with the reference GWL. We assessed more specifically the changes in the mean, variance and extreme of GWL. First, we quantified the changes in the mean of GWL. To quantify such changes, we calculated the difference between mean of perturbed GWL and reference GWL for each borehole. Second, we determined whether changes in the amplitude of interannual and decadal precipitation variability also induce changes in GWL variance. We therefore calculated the ratio between the variance of perturbed GWL and reference GWL. The same analysis was also reproduced for each timescale of variability to assess whether changes in the amplitude of one given timescale in precipitation would not only affect the same timescale in GWL, but also the other timescales. We repeated these analyses on the cumulated winter rainfall (October-March) most likely to be responsible for groundwater recharge.

For the analysis of extreme levels, we compared the number of extreme levels as well as the severity of some well-known historical events of groundwater drought or flooding between perturbed GWL and reference GWL (Fig. 4). These historical events are the 1995 and 2001 high levels, and the 1992 and 1998 low levels, which are among the most severe groundwater droughts and floods events across the Paris Basin during the past decades (Deneux and Martin, 2001; Machard de Gramont and Mardhel, 2006; Seguin et al., 2019). We also examined the proportion of extreme GWL that become more or less severe, in terms of level, when the low-frequency variability is perturbed in precipitation. Here, we call “extreme levels” the high level (HL) and low level (LL) peaks that are above or below percentiles 0.8 and 0.2, respectively. These percentiles were selected to ensure a high enough number of peaks above/below threshold for the most inertial water tables. For the analysis on both the reference and perturbed GWL, the threshold remains constant and is always set to the percentiles 0.8 and 0.2 of the reference GWL.

(a) Changes in extreme levels occurrence

Step 1 - Determine the number of high level peaks in the reference and perturbed GWL above percentile 0.8

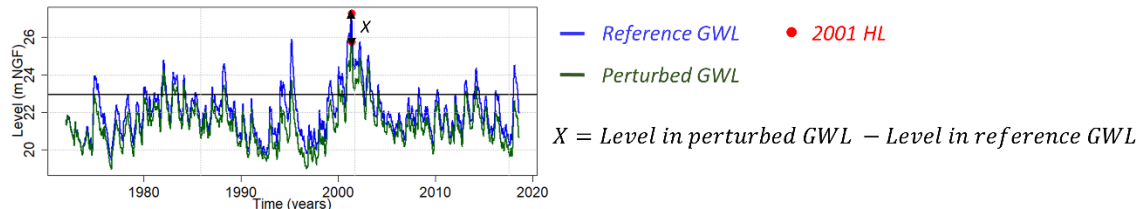


Step 2 - Ratio between the number of events in the perturbed GWL compared to the reference GWL

$$\text{Ratio} = \frac{\text{Number of peaks in the perturbed GWL}}{\text{Number of peaks in the reference GWL}}$$

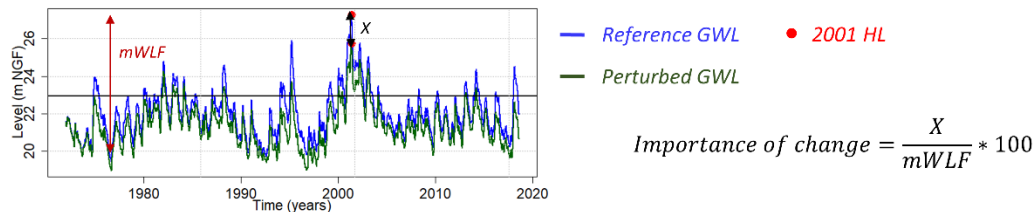
(b) Changes of the severity of some well-known historical events (e.g. 2001)

Step 1 – Determine the difference between the 2001 high level peak in the reference and perturbed GWL



$$X = \text{Level in perturbed GWL} - \text{Level in reference GWL}$$

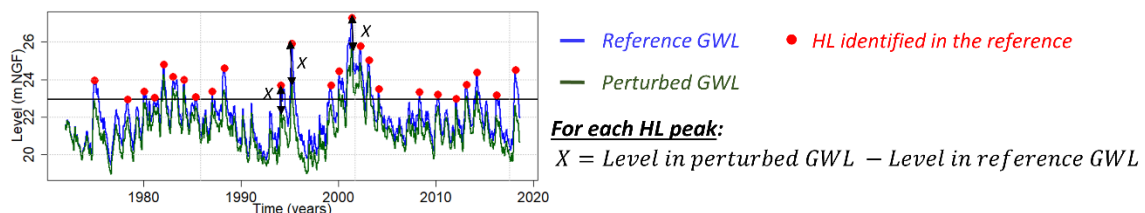
Step 2 – Normalize by the maximum water level fluctuation (mWLF) of the reference GWL



$$\text{Importance of change} = \frac{X}{mWLF} * 100$$

(c) Proportion of high levels becoming more or less severe

Step 1 – Determine the difference between each high level peak (above threshold) identified in the reference GWL and the level reached for the same month in perturbed GWL



For each HL peak:

$$X = \text{Level in perturbed GWL} - \text{Level in reference GWL}$$

Step 2 – Determine the proportion of HL becoming more or less severe in the perturbed GWL compared to the reference GWL

$$\text{Proportion of HL becoming more severe} = \frac{\text{number of HL becoming more severe (positive } X)}{\text{number of HL in the reference GWL}} * 100$$

$$\text{Proportion of HL becoming less severe} = \frac{\text{number of HL becoming less severe (negative } X)}{\text{number of HL in the reference GWL}} * 100$$

Figure 4. Workflow about the analysis on the sensitivity of extreme GWL to changes in low-frequency climate variability. Here, we present the example of high levels (HL) above percentile 0.8.

In order to determine changes of extreme levels occurrence, we calculated the ratio between the number of peaks (above or below the threshold) in the perturbed GWL and reference GWL (Fig. 4a). Then, for determining how much a change of low-frequency variability in precipitation could affect the severity (i.e., the level/magnitude) of some well-known historical events, we calculated the difference between the maximum level during the event in perturbed GWL and the reference GWL (Fig. 4b; Step 1). We then normalized the difference of levels by the maximum water level fluctuation (mWLF) of the reference to assess the importance of the change in relation to the water table maximum variation (Fig. 4b; Step 2). Finally, we determined the proportion of extreme GWL becoming more or less severe in perturbed GWL compared to the reference GWL by: i) identifying the HL and LL peaks in the reference GWL; ii) calculating the difference of levels between the HL or LL peak in the reference GWL and the level for the same month in the perturbed GWL (Fig. 4c; Step 1); iii) determining the proportion of events identified in the reference becoming more or less severe in perturbed GWL (Fig. 4c; Step 2).

3. Sensitivity of GWL to changes in interannual and decadal precipitation variability

3.1. Sensitivity of GWL mean

Figure 5 shows how much the perturbation of interannual (2-4 years or 5-8 years) or decadal (15 years) variability in precipitation leads to the modification of the GWL mean. No matter which variability (timescale) is perturbed in precipitation, GWL always decrease when low-frequency variability is decreased by 50% (*0.5 scenarios), and conversely increase when the amplitude is increased by 50% (*1.5 scenarios). However, the importance of the increase or decrease depends on the aquifer and the variability perturbed in precipitation (Figs. 5 and 6). Inertial water tables (Fig. 6a and 6b) exhibit the biggest increases or decreases while the most reactive water tables (Fig. 6c and 6d) exhibit the lowest. GWL average seems to be slightly more sensitive to the perturbation of the 2-4 years variability than 5-8 years variability, and conversely less sensitive to the perturbation of the 15 years variability (Fig. 5). In addition, GWL often increase more than they decrease when low-frequency variability in precipitation is increased (*1.5) or decreased (*0.5), respectively. Finally, perturbed GWL increase (*1.5) or decrease (*0.5) more during high level periods than low level periods, this is even more striking for inertial water tables (Fig. 6).

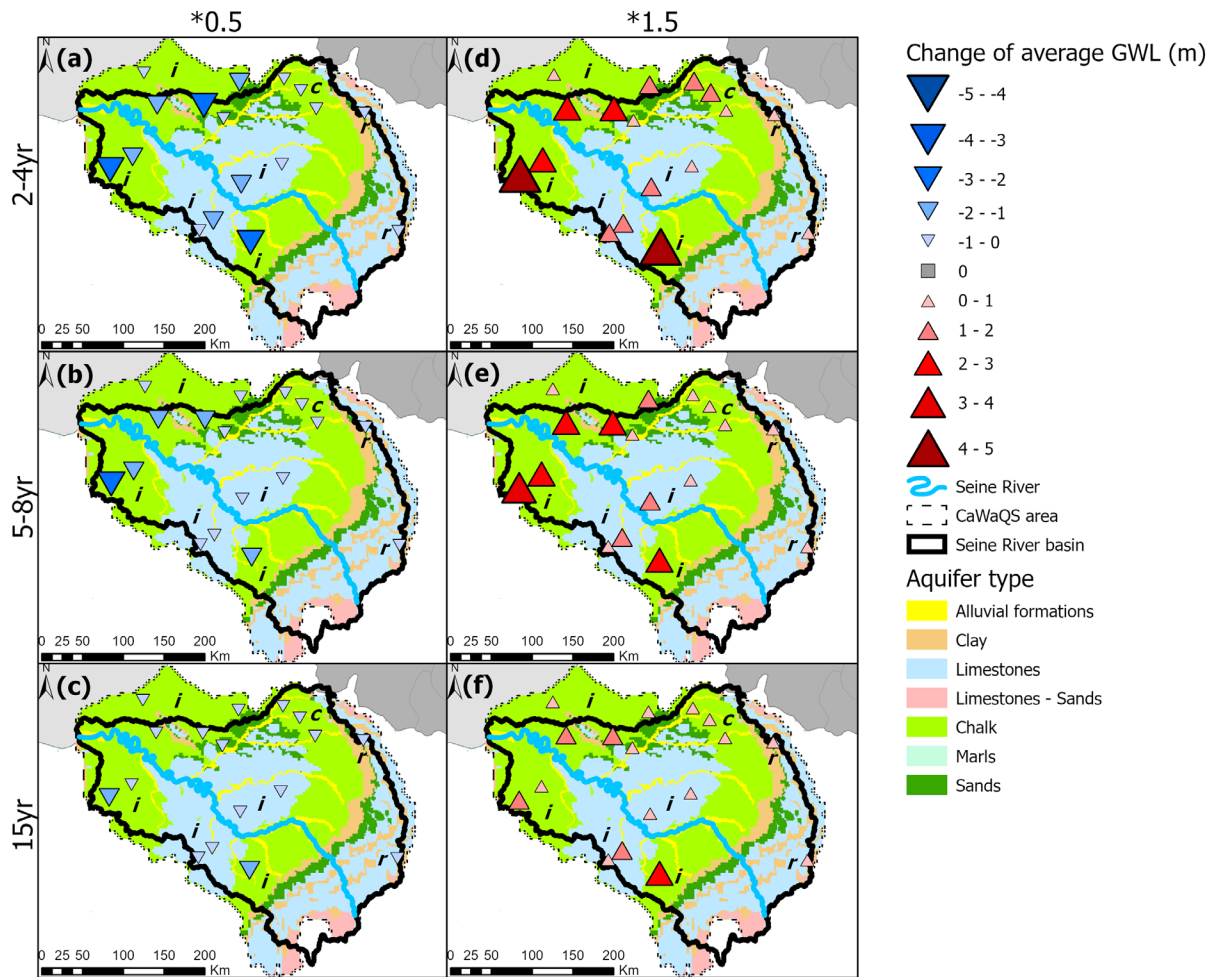


Figure 5. Change in GWL mean (m) for each scenario of perturbed low-frequency variability in precipitation. Red (blue) triangles indicate an increase (decrease) of GWL mean. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

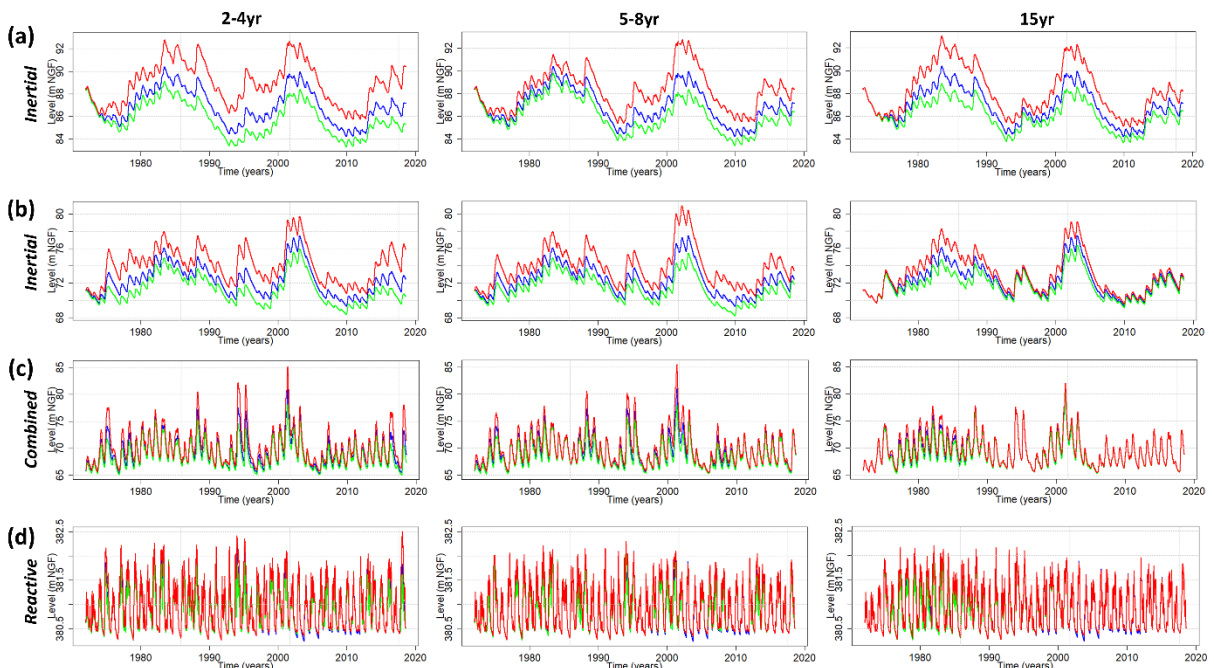


Figure 6. Reference and perturbed GWL for boreholes monitoring various aquifer and water table dynamics: (a) the Miocene limestones of Beauce in the middle part of the basin with the borehole of Briarres-Sur-Essonne

(inertial); (b) the Seno-Turonian chalk of Picardy in the downstream of the basin with the borehole of Liancourt-Fosse (inertial); (c) the Seno-Turonian chalk of Aisne in the upstream of the basin with the borehole of Parpeville (combined dynamic); (d) the Jurassic limestones in the upstream of the basin with the borehole of Cuves (reactive). The reference GWL are in blue, the *1.5 scenarios are in red, and the *0.5 scenarios are in green.

Figure 5 raises one question: can the same phenomenon be observed in precipitation? Figure 7 displays the cumulated winter precipitation (october-march) for the reference (blue) and the six scenarios (*1.5 scenarios in red and *0.5 scenarios in green) averaged over the whole Seine River basin. Figure 8 shows the result for the nearest precipitation station of each borehole. Similar to GWL, the winter precipitation amount increases when the low-frequency variability is increased by 50% (*1.5), and conversely decreases when the low-frequency variability is decreased by 50% (*0.5) (Figs. 7 and 8). However, compared to GWL, there are fewer spatial discrepancies in the Seine River basin regarding changes in winter precipitation amount (Figs. 5 and 8). The high discrepancies between aquifers are certainly related to the large spectrum of catchment and aquifer properties in the Seine River basin which act as different filters on the precipitation signal. Similarly to GWL, the increase or decrease of winter precipitation amount is more significant when the 2-4 years variability is perturbed, while the increase or decrease is less significant when it is the 15 years variability that is perturbed (Fig. 8). In addition, average winter precipitation amount also increases more than it decreases when the low-frequency variability is increased or decreased by 50%, respectively (Fig. 8). Finally, both the increase and decrease of winter precipitation amount in perturbed precipitation seem to be more exacerbated during periods of high precipitation amount than periods of low precipitation amount (Fig. 7).

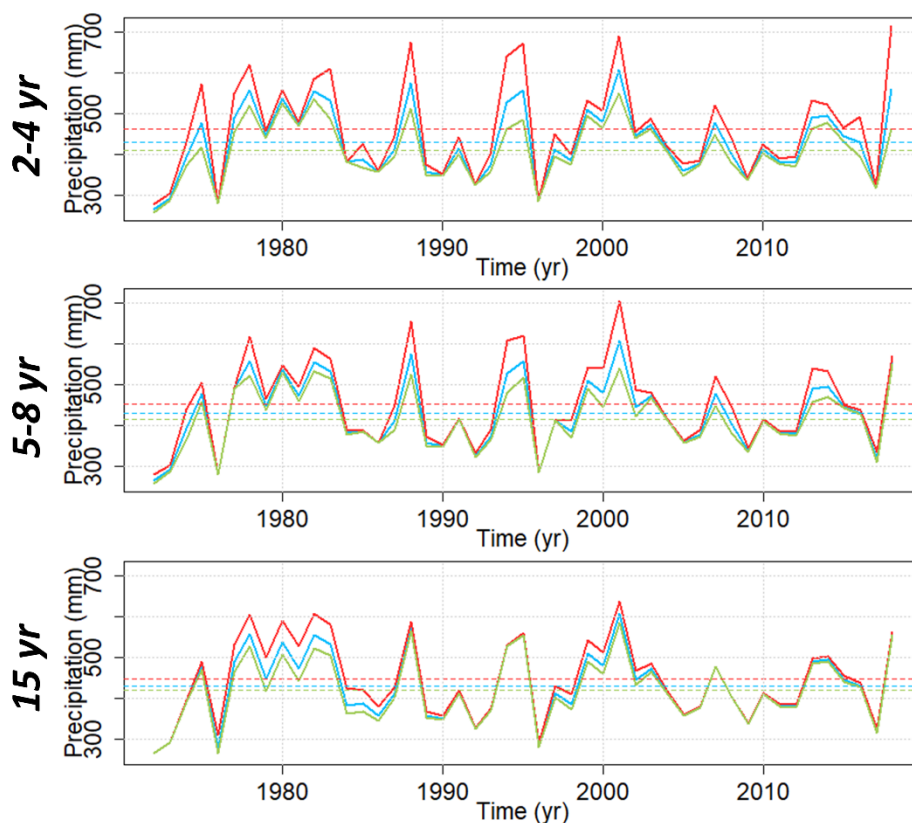


Figure 7. Winter precipitation amount averaged over the whole Seine River basin for the reference (blue) and each scenario. Scenarios of perturbed precipitation with an increase (*1.5) of interannual (2-4 years and 5-8 years) or decadal (15 years) variability are in red, while scenarios of perturbed precipitation with a decrease (*0.5) of interannual or decadal variability are in green. Dotted lines represent the mean of each precipitation time series.

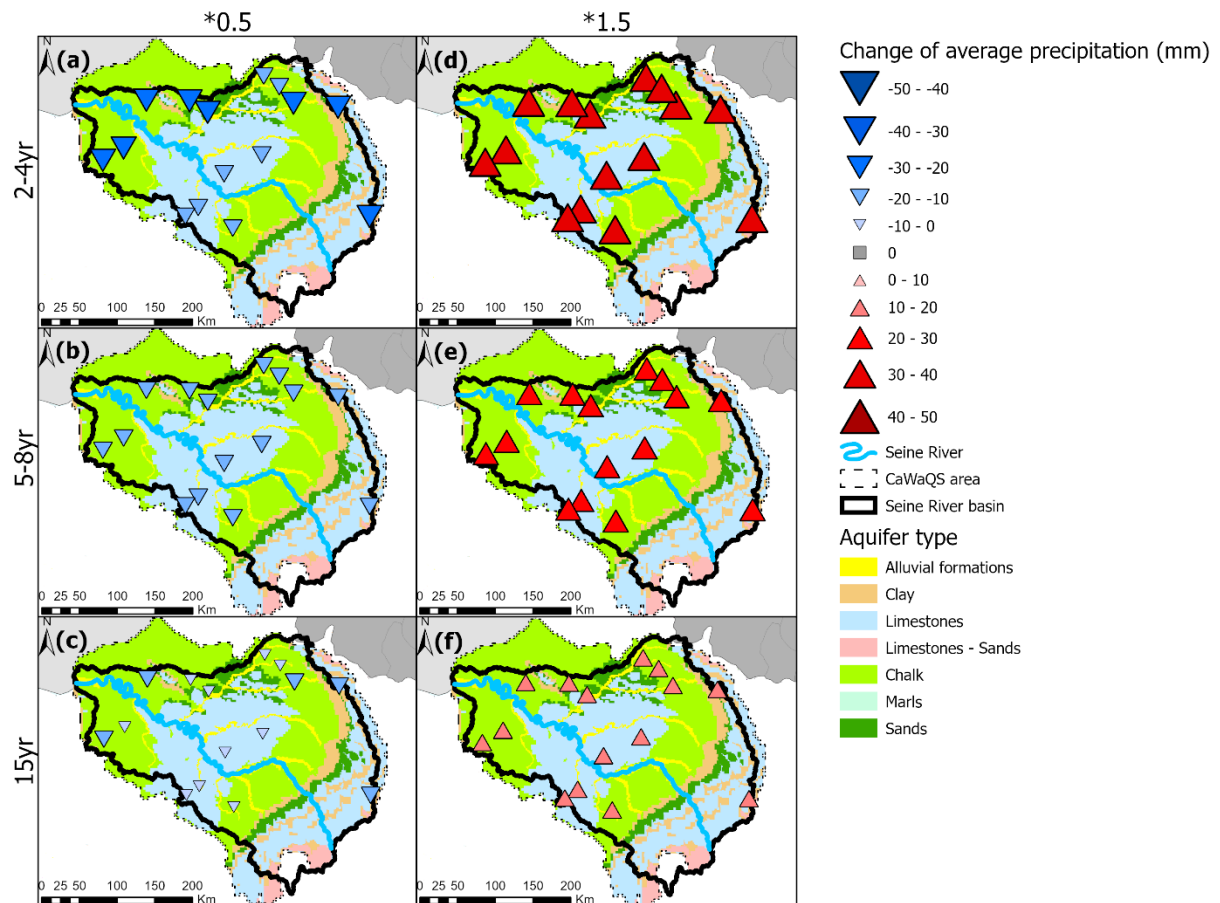


Figure 8. Change in average winter precipitation amount (mm) for each scenario of perturbed low-frequency variability in precipitation. Red (blue) triangles indicate an increase (decrease) in the average winter precipitation amount.

The perturbation of low-frequency precipitation variability directly induces an increase (*1.5 scenarios) or a decrease (*0.5 scenarios) of winter precipitation amount over the Seine River basin, which in turn leads to increased (*1.5 scenarios) or decreased (*0.5 scenarios) GWL compared to the reference GWL. These differences of levels or amounts with the reference are however not constant over the time but periods seem to coincide between winter precipitation and GWL (Figs. 6 and 7).

3.2. Sensitivity of GWL variance

In this section, we aim to determine how much the GWL variance may be affected by changes in interannual to decadal precipitation variability. Previously to this analysis, we identified the relative significance of each variability (from subannual to decadal) in total GWL variability of the reference (Fig. 9). Similarly to Baulon et al. (2022b) who worked on observed GWL, we found inertial water tables in the most downstream part and middle part of the Basin (Seno-Turonian chalk of Normandy and Eocene to Miocene limestones). GWL variability in the Seno-Turonian chalk of Normandy is mainly dominated by a combination of interannual (5-12yr) and decadal (12-24yr) variabilities, while GWL variability in the (Eocene) limestones of Beauce is largely dominated by the decadal variability (12-24yr). The water table in the Seno-Turonian chalk of Aisne in the upstream part displays a combined behaviour with a significant annual variability superimposed to significant interannual and decadal variabilities. The water table in the Jurassic limestones in the most upstream part of the Basin displays however a dominant annual variability.

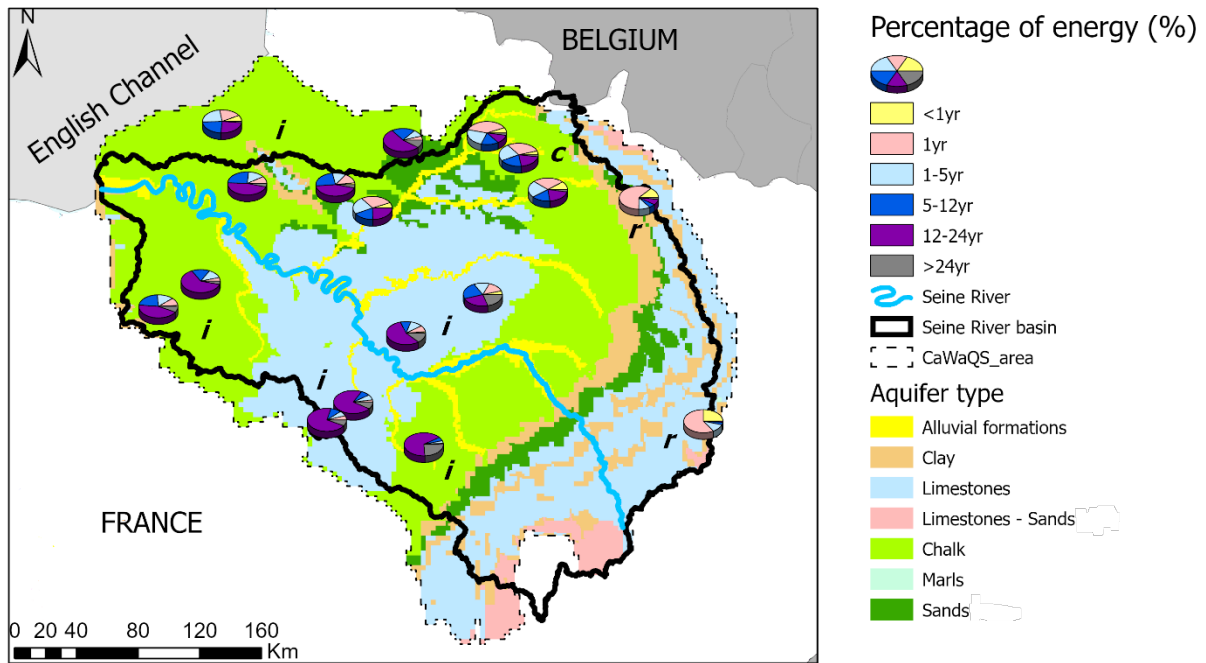


Figure 9. Proportion of variance (percentage of energy) of the reference GWL explained by each timescale of variability. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

The perturbation of low-frequency precipitation variability is directly reflected in the winter precipitation variance and thus in GWL (Figs. 10 and 11). These modifications of GWL variance generally follow the same increasing (*1.5 scenarios) or decreasing (*0.5 scenarios) trends as in precipitation. However, while the variance modification is spatially homogeneous in precipitation, it is much less homogeneous for GWL since this depends on the aquifer (properties) and borehole. The GWL variance modification is therefore also not the same according to the perturbed variability (Fig. 10). For instance, the biggest increase of variance in the Beauce limestones (western part in the middle of the basin) is observed when the ~15-yr variability is increased in precipitation, probably because the ~15-yr variability represents the biggest part of total GWL variance (Fig. 10f). In the same way, the biggest increase of variance in the Seno-Turonian chalk of Normandy (downstream of the basin) is observed when it is the 5-8yr variability that is increased in precipitation (Fig. 10e). Finally, variance modifications either in winter precipitation and GWL are always more significant when the low-frequency variability is increased than decreased in precipitation (Figs. 10 and 11).

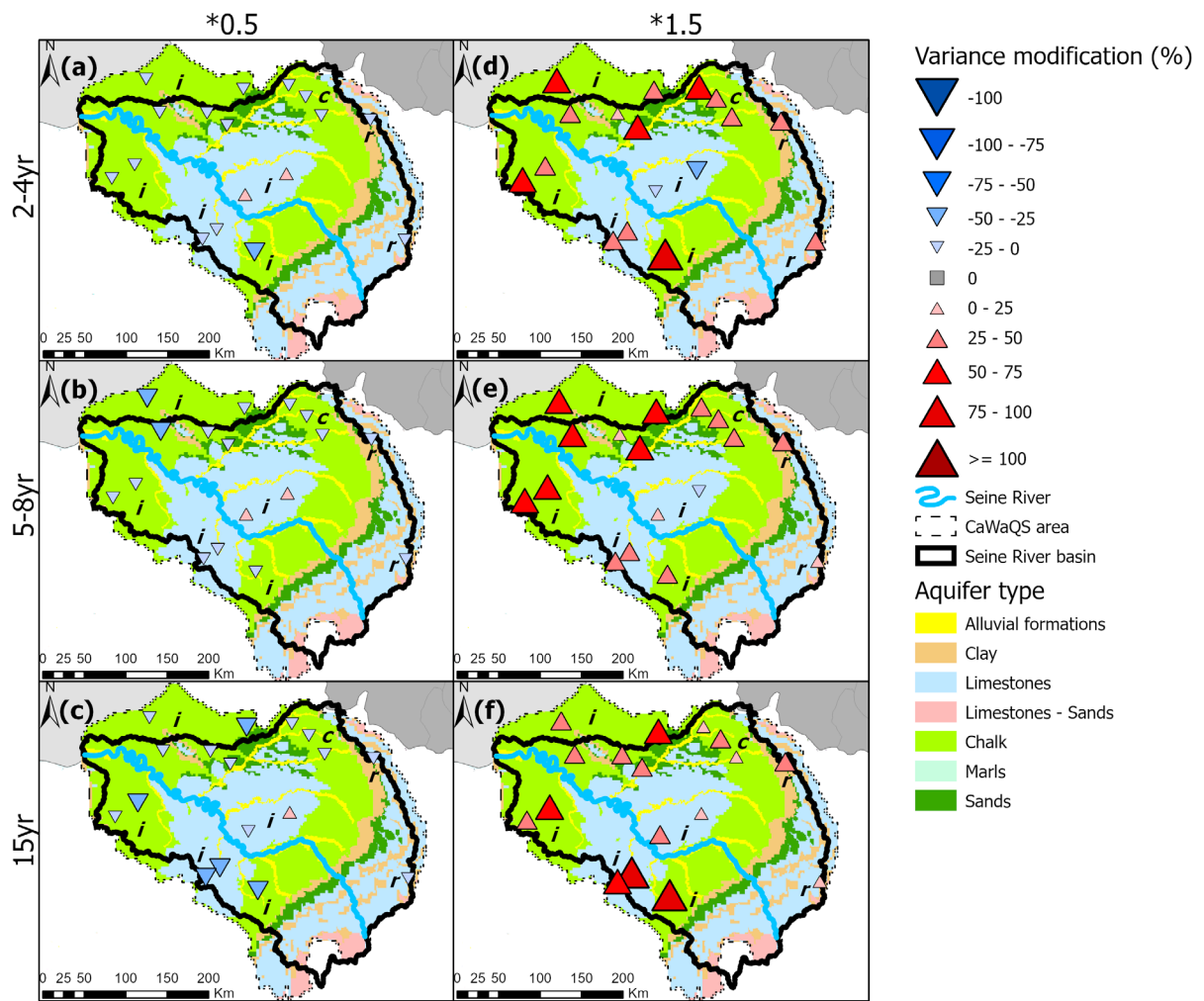


Figure 10. Variance modification (%) between perturbed GWL and the reference GWL for each scenario. Blue triangles indicate a decreased variance in perturbed GWL compared to the reference. Red triangles indicate an increased variance in perturbed GWL compared to the reference. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

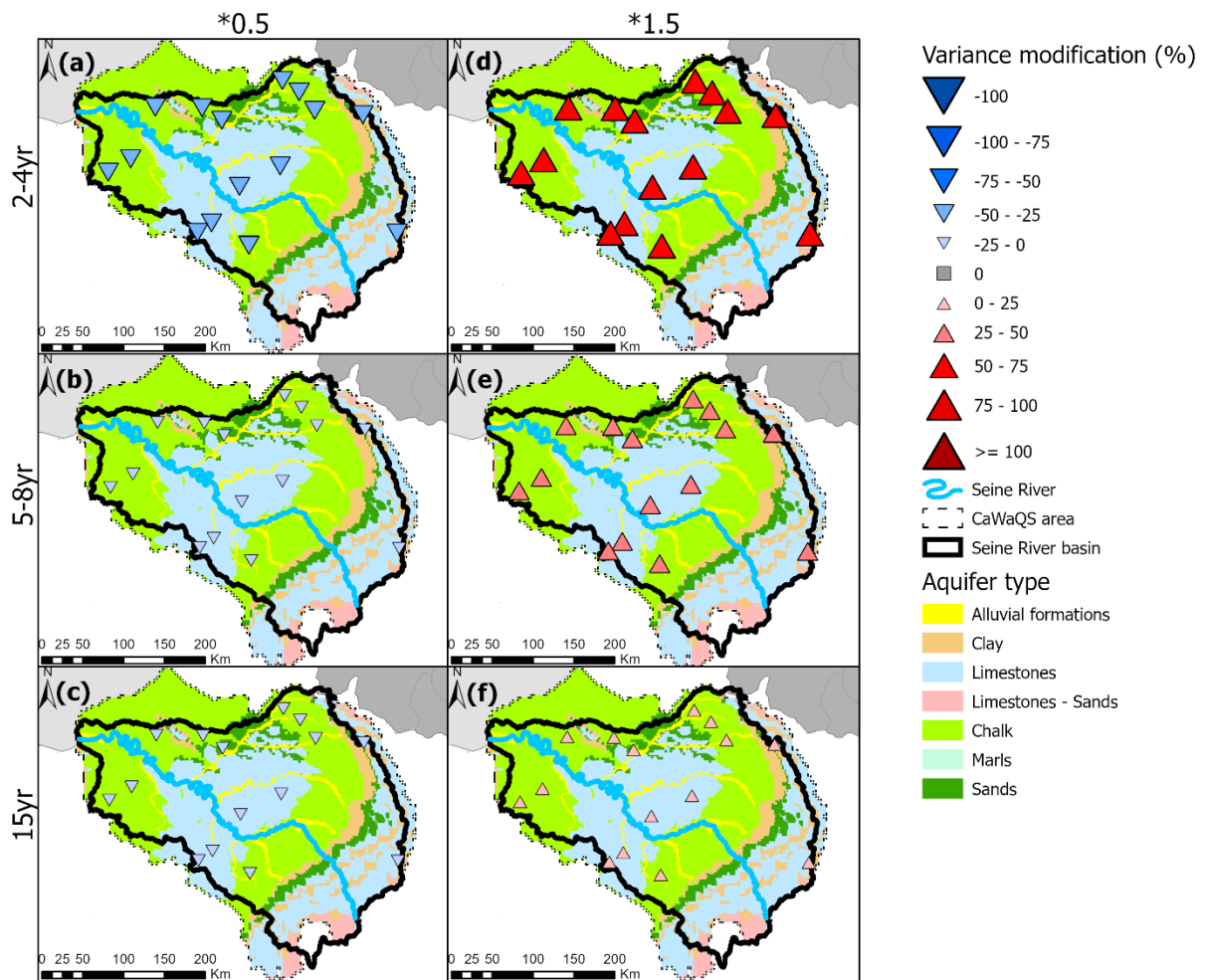


Figure 11. Same as figure 10 but for perturbed winter precipitation.

In addition, it is also possible to determine the sensitivity of each GWL timescale of variability to changes in low-frequency precipitation variability (Fig. 12). Figure 12 displays for each timescale its variance modification in perturbed GWL compared to the reference for each scenario. It shows that the perturbation of a given timescale in precipitation affects the same timescale (often showing the biggest modification) in GWL but also other timescales, which shows the non-linear GWL response to precipitation. In addition, the increase (decrease) by 50% of low-frequency precipitation variability does not lead to an increase (decrease) by 50% of low-frequency GWL variability. The increase (decrease) of a given timescale in precipitation always induces an increased (decreased) variance of the same timescale in GWL. However the increase (decrease) of a given timescale in precipitation does not necessarily induce an increased (decreased) variance of other timescales in GWL (e.g., 2-4yr * 1.5 scenario; Fig. 12d).

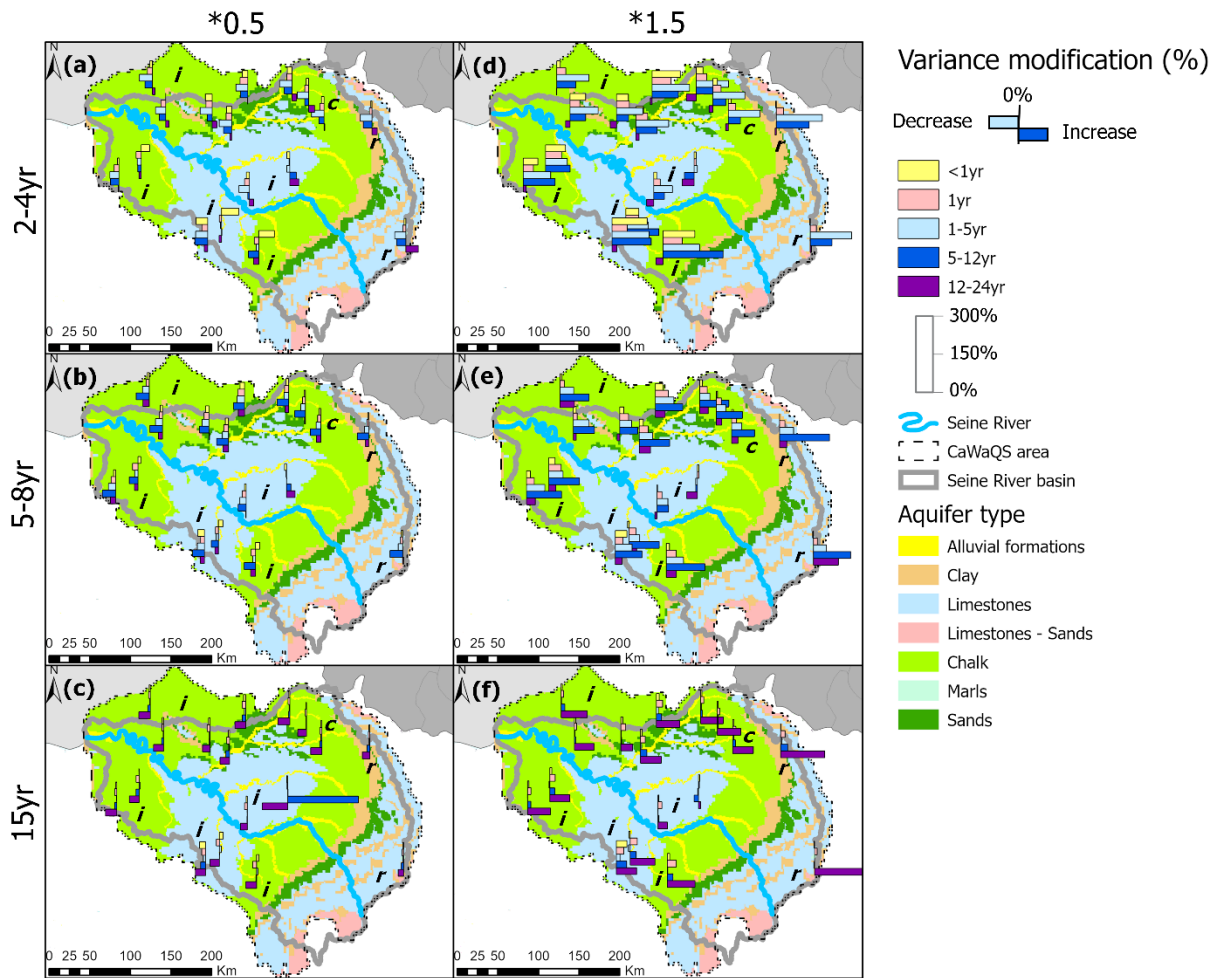


Figure 12. Variance modification (%) of each timescale between perturbed GWL and the reference GWL for each scenario. For a given timescale, a bar pointing to the right indicates an increased variance in perturbed GWL (modification >0%), while a bar pointing to the left indicates a decreased variance in perturbed GWL (modification <0%). The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

3.3. Impact on extreme GWL

In previous sections, we observed that the GWL mean and variance are often significantly affected by changes in low-frequency precipitation variability. We thus aim determining in this section how much extreme GWL may be affected by these perturbations in climate variability too.

The perturbation of low-frequency variability in precipitation often leads to a significant modification of HL and LL occurrence in GWL (Figs. 13 and 14). As expected given the increase in mean GWL when low-frequency variability is increased by 50% (1.5 scenarios) in precipitation, this perturbation leads to a decreased LL occurrence and an increased HL occurrence in GWL. Conversely, the decrease of low-frequency variability by 50% (0.5 scenarios) in precipitation leads to an increased LL occurrence and a decreased HL occurrence. HL and LL occurrences in GWL are often significantly affected when 2-4yr or 5-8yr variabilities are perturbed in precipitation. HL and LL occurrences are much less affected when it is the 15-yr variability that is perturbed. The 15-yr variability perturbation affects more HL and LL occurrence in Beauce limestones compared to other aquifers. Finally, changes in interannual to decadal climate variability affect more HL and LL occurrence in aquifers with inertial water tables than aquifers with more reactive water tables.

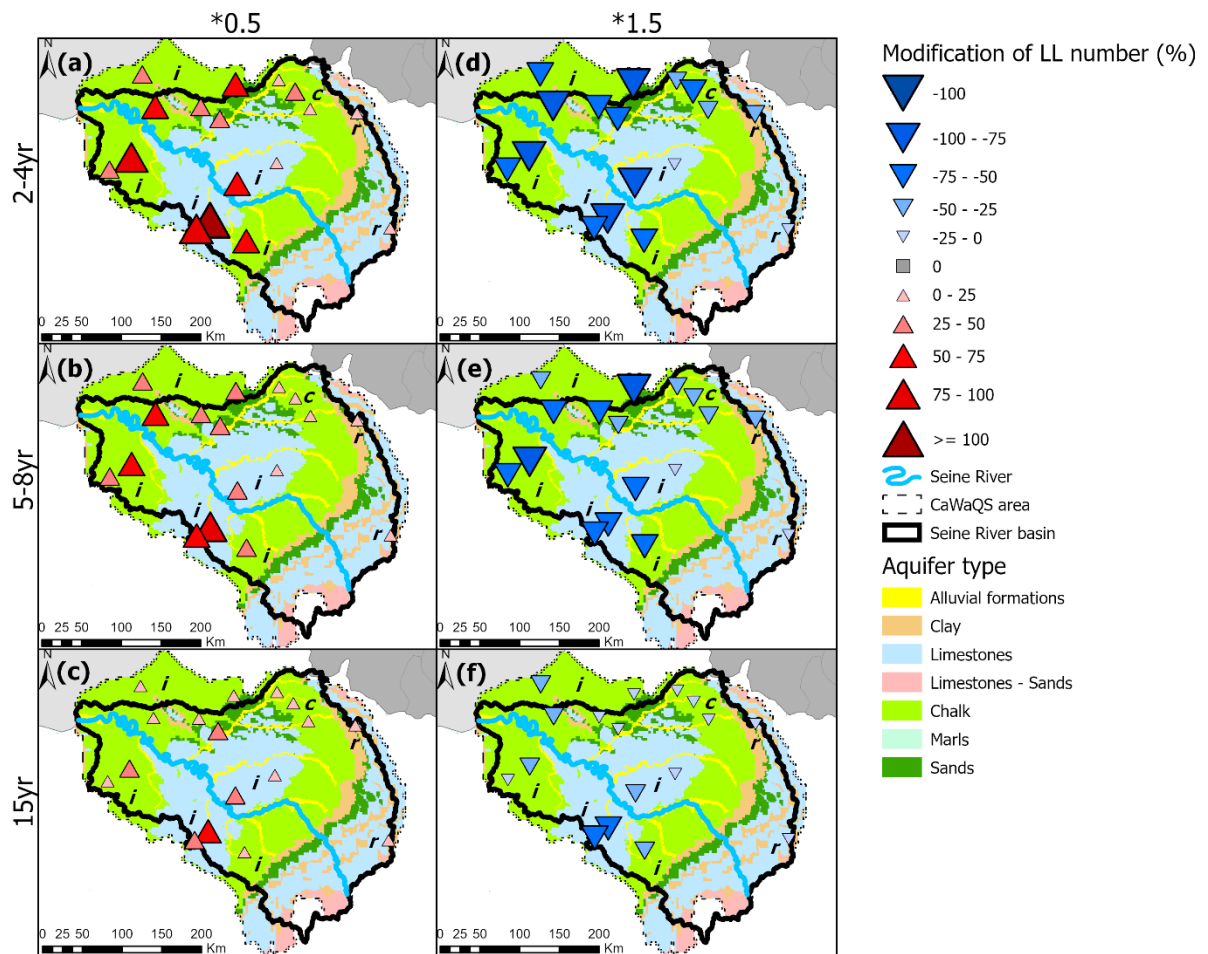


Figure 13. Modification of groundwater low level (LL) number (%) for each scenario of perturbed low-frequency variability in precipitation. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

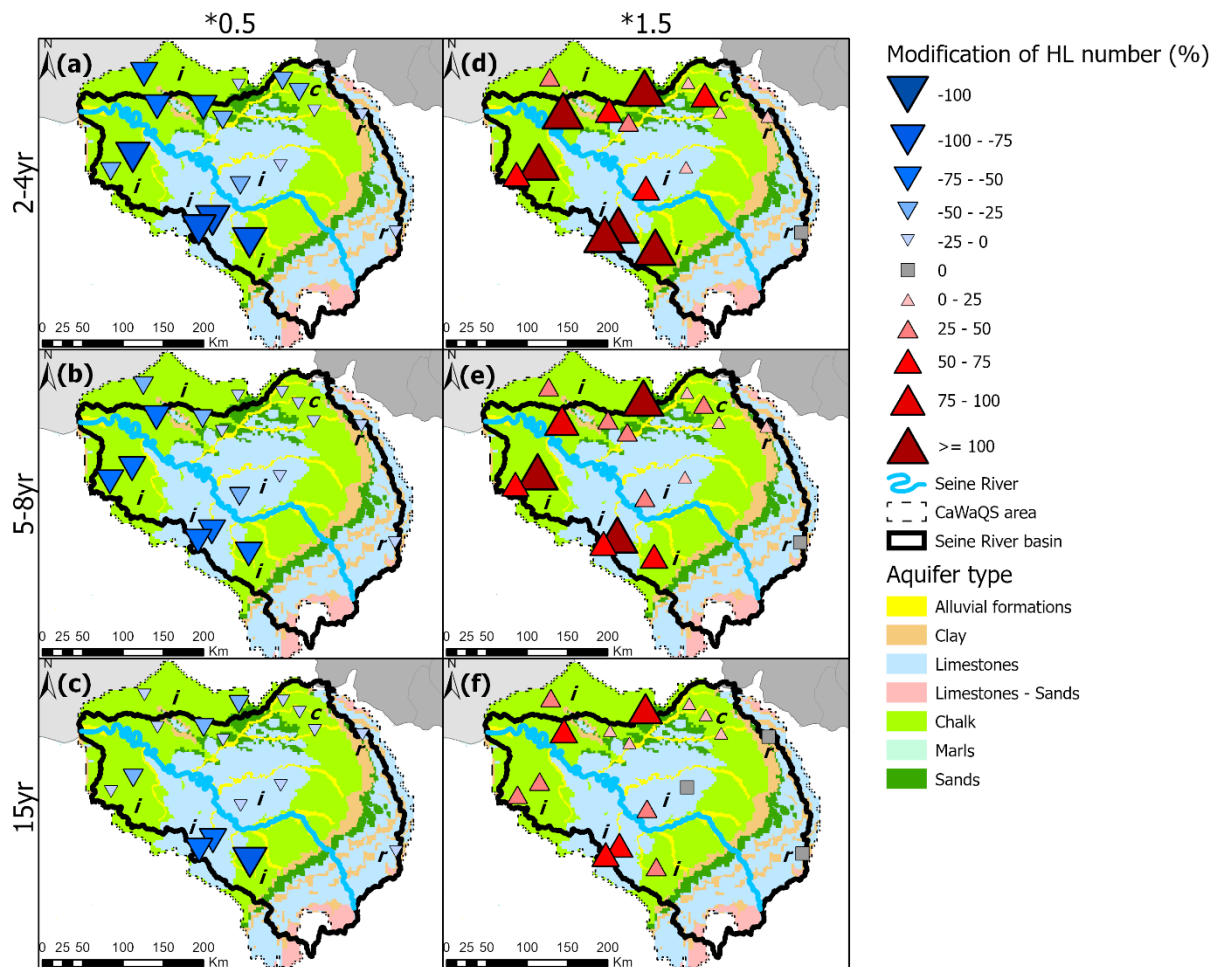


Figure 14. Same as figure 13 but for groundwater high level (HL).

The severity of HL and LL is also affected by the perturbation of low-frequency variability in precipitation (Figs. 15 and 16). Almost all boreholes display at least 95% of more severe LL and less severe HL when the low-frequency variability is decreased by 50% in precipitation (0.5 scenarios). On the opposite, at least 95% of LL (HL) become less (more) severe when the low-frequency variability is increased by 50% in precipitation (1.5 scenarios). Such results are consistent with the increase (decrease) of mean GWL when the low-frequency variability is increased (decreased) in precipitation. The only borehole that shows HL and LL severity less affected by these perturbations is the one in the Jurassic limestones, probably given the really reactive water table which displays a very weak low-frequency variability.

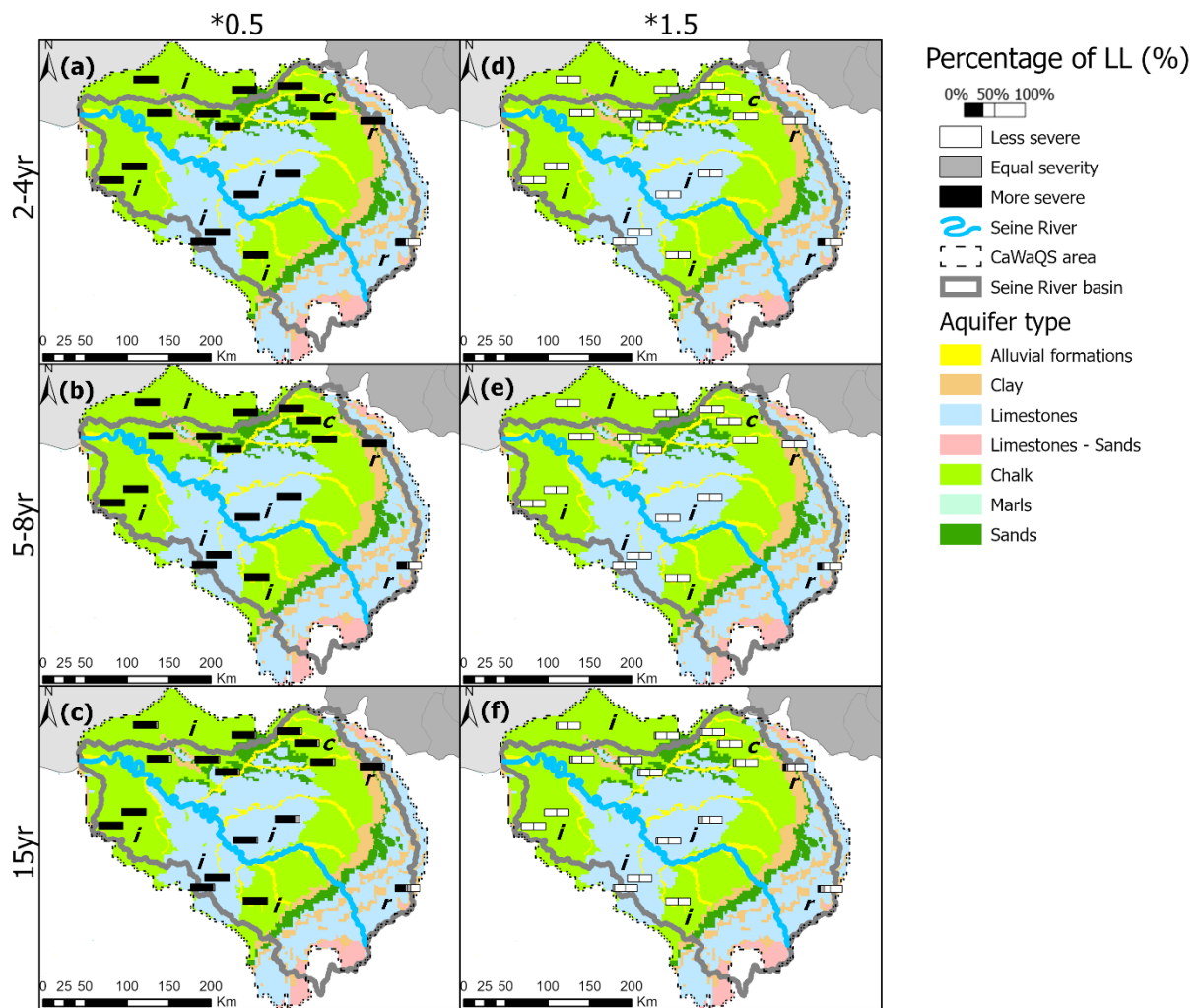


Figure 15. Percentage of groundwater low level (LL) becoming more severe or less severe when low-frequency variability is perturbed in precipitation. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

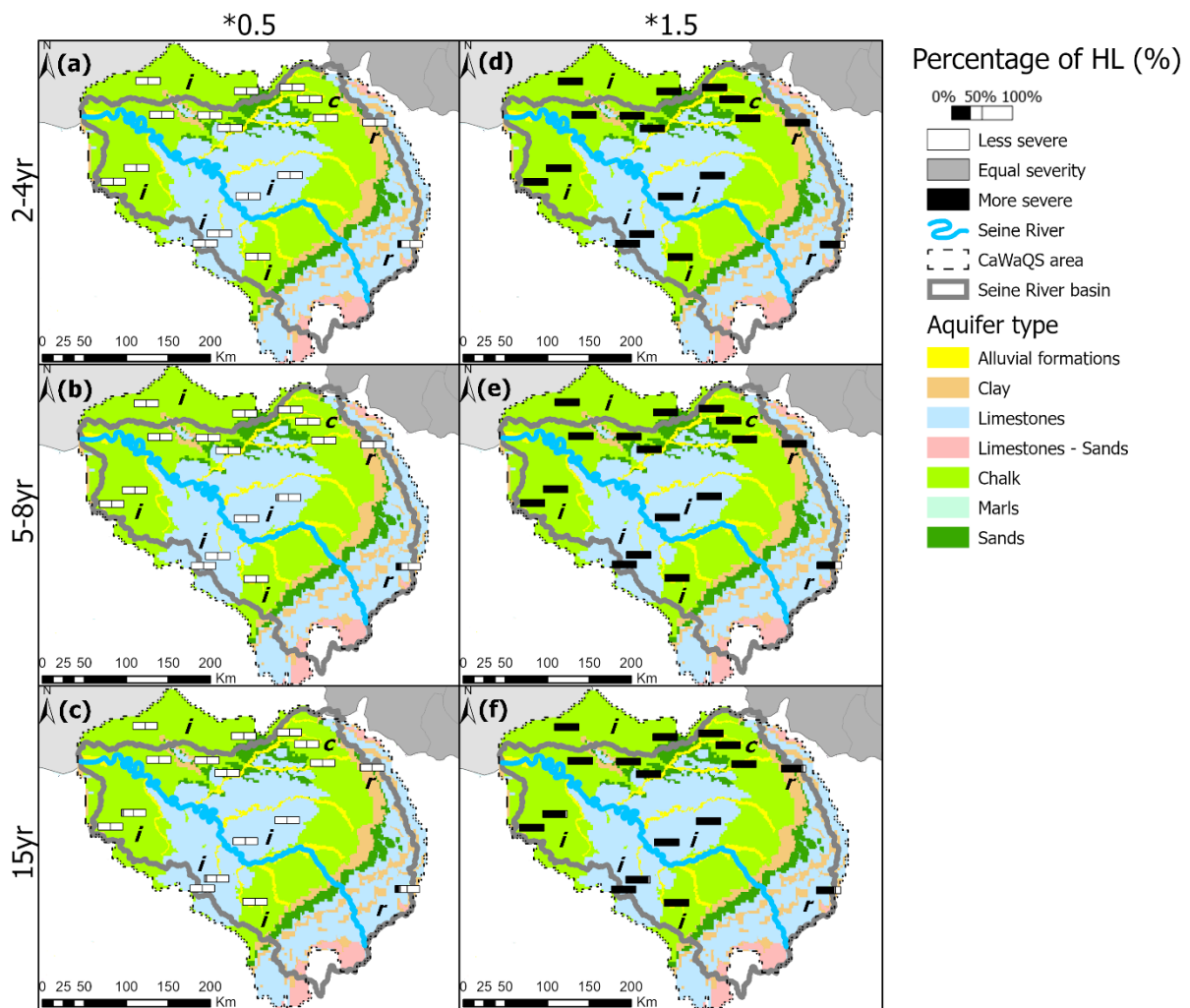


Figure 16. Same as figure 15 but for groundwater high level (HL).

Regardless of the event, decreasing (increasing) the amplitude of precipitation low-frequency variability always leads to an increased (decreased) severity of LL events and decreased (increased) severity of HL events (Figs. 17, 18, 19 and 20). In other words, LL and HL are lower (higher) when low-frequency variability is decreased (increased). However, the magnitude of increase/decrease differs between the 1992 LL and 1998 LL (Figs. 17 and 18), and between the 1995 HL and 2001 HL (Figs. 19 and 20). The modification of the event severity seems to be more important for the 1998 LL than the 1992 LL over the Seine River basin (Figs. 17 and 18). In addition, this modification really depends on the borehole: for the same event, levels of some boreholes are only sparsely modified while those of others are strongly modified (Figs. 17, 18, 19 and 20). Seemingly to previous results, extreme GWL are more sensitive to the perturbation of 2-4yr and 5-8yr variabilities than the perturbation of 15yr variability.

Overall, the influence of the low-frequency perturbation in precipitation is seemingly more significant on HL than LL (Figs. 17, 18, 19, 20). Such a result can be also identified in winter precipitation (Fig. 7). Consequently, this probably comes from the substitution of negative values in daily precipitation by zero that would prevent low precipitation amounts from decreasing very low, and dampening the influence of the perturbation for the low amounts. Conversely, high precipitation values after perturbation can rise to very high amounts without limitation. And this phenomenon would also affect in the same manner extreme GWL. The other interesting result is that the 2001 HL event seems to be more affected by the perturbation of the ~15-yr variability than the 1995 HL event. This might be linked to the large contribution of the ~15-yr variability in the emergence of the 2001 HL event over the Seine River basin (Figs. 19 and 20; Baulon et al., 2022b).

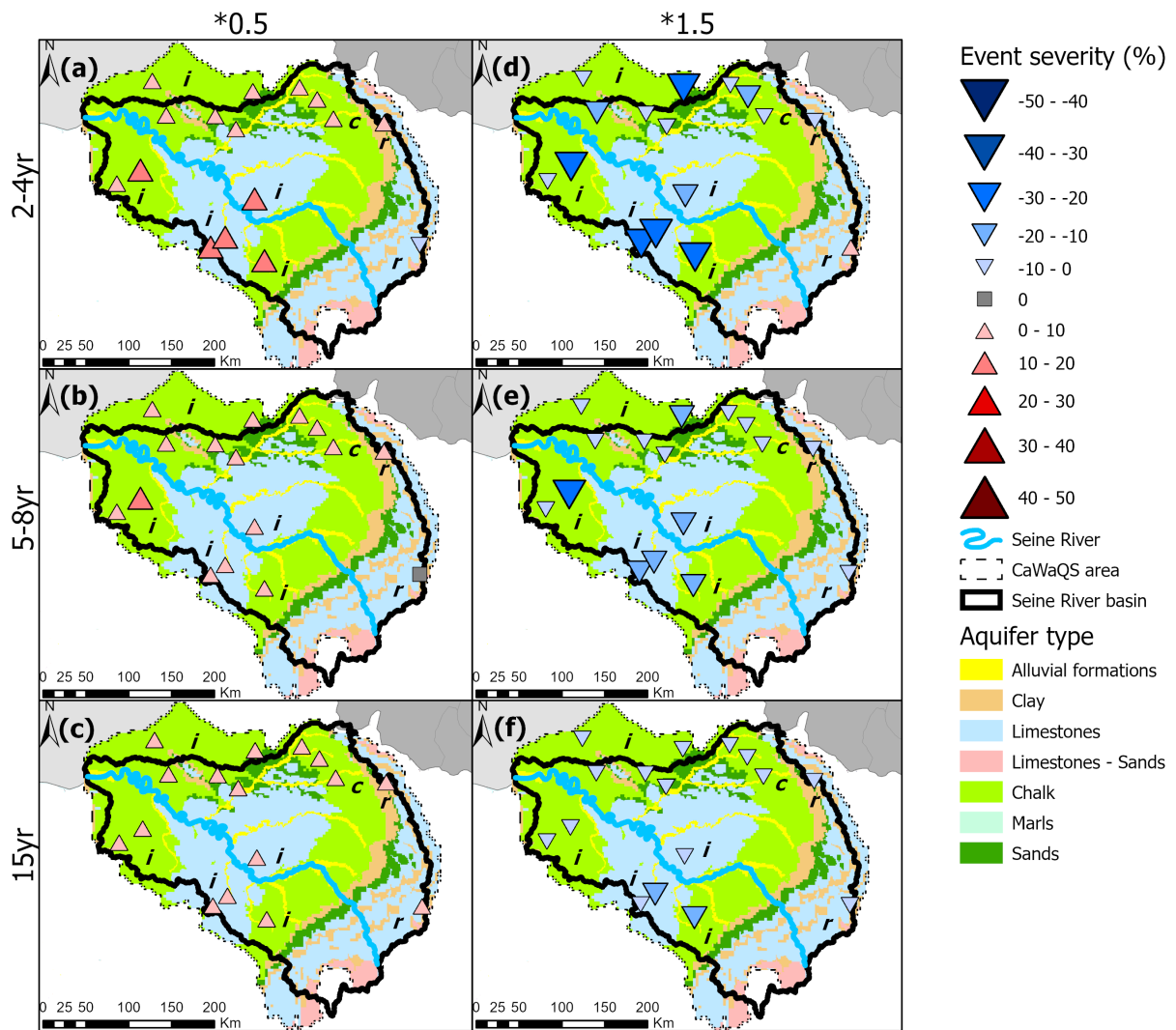


Figure 17. Increase/decrease of the 1992 LL event severity (% of the maximum water level fluctuation) for each scenario of perturbed low-frequency variability in precipitation. Here, the severity expresses the difference of level during the 1992 event between perturbed GWL and reference GWL normalized by the maximum water level fluctuation. Blue triangles represent a decreased severity of the event in perturbed GWL (i.e., higher groundwater levels), while red triangles represent an increased severity (i.e., lower groundwater levels). A missing borehole indicates that the 1992 event was not identified as an extreme level for this borehole. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

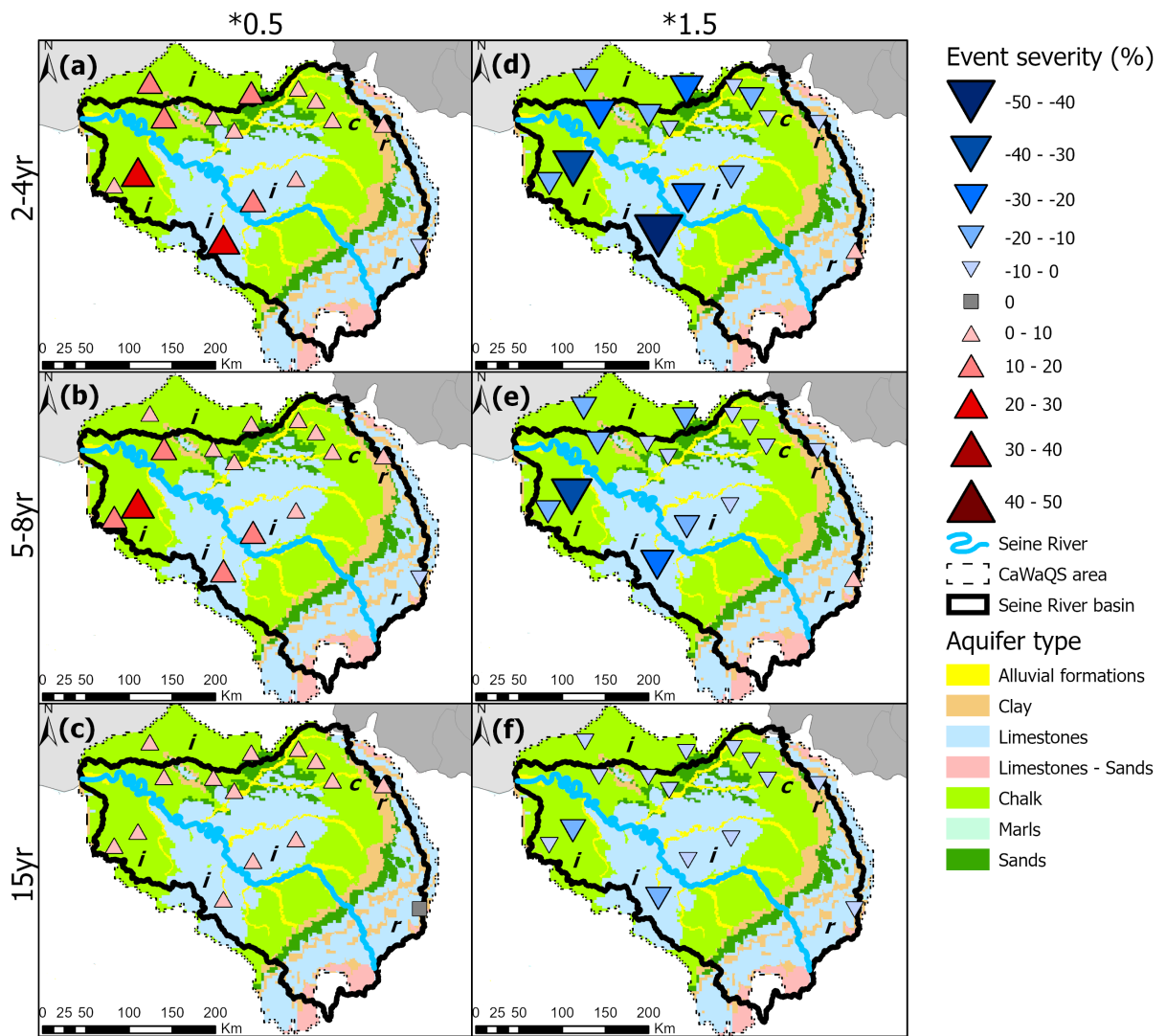


Figure 18. Same as figure 17 for the 1998 groundwater LL event.

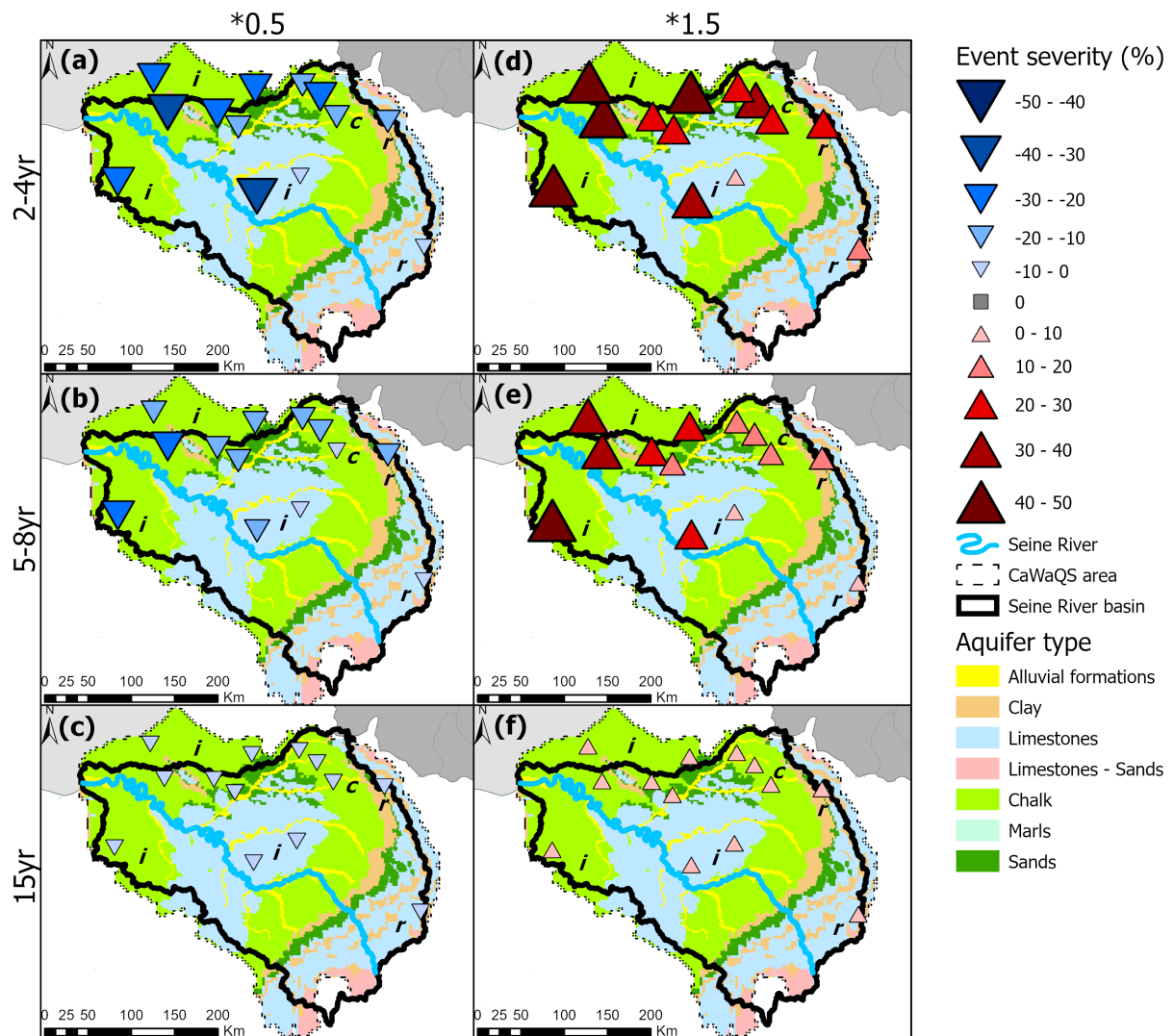


Figure 19. Increase/decrease of the 1995 HL event severity (% of the maximum water level fluctuation) for each scenario of perturbed low-frequency variability in precipitation. Here, the severity expresses the difference of level during the 1995 event between perturbed GWL and reference GWL normalized by the maximum water level fluctuation. Blue triangles represent a decreased severity of the event in perturbed GWL (i.e., lower groundwater levels), while red triangles represent an increased severity (i.e., higher groundwater levels). A missing borehole indicates that the 1995 event was not identified as an extreme level for that borehole. The letters on map indicate the water table dynamic: “i” for inertial, “c” for combined, “r” for reactive.

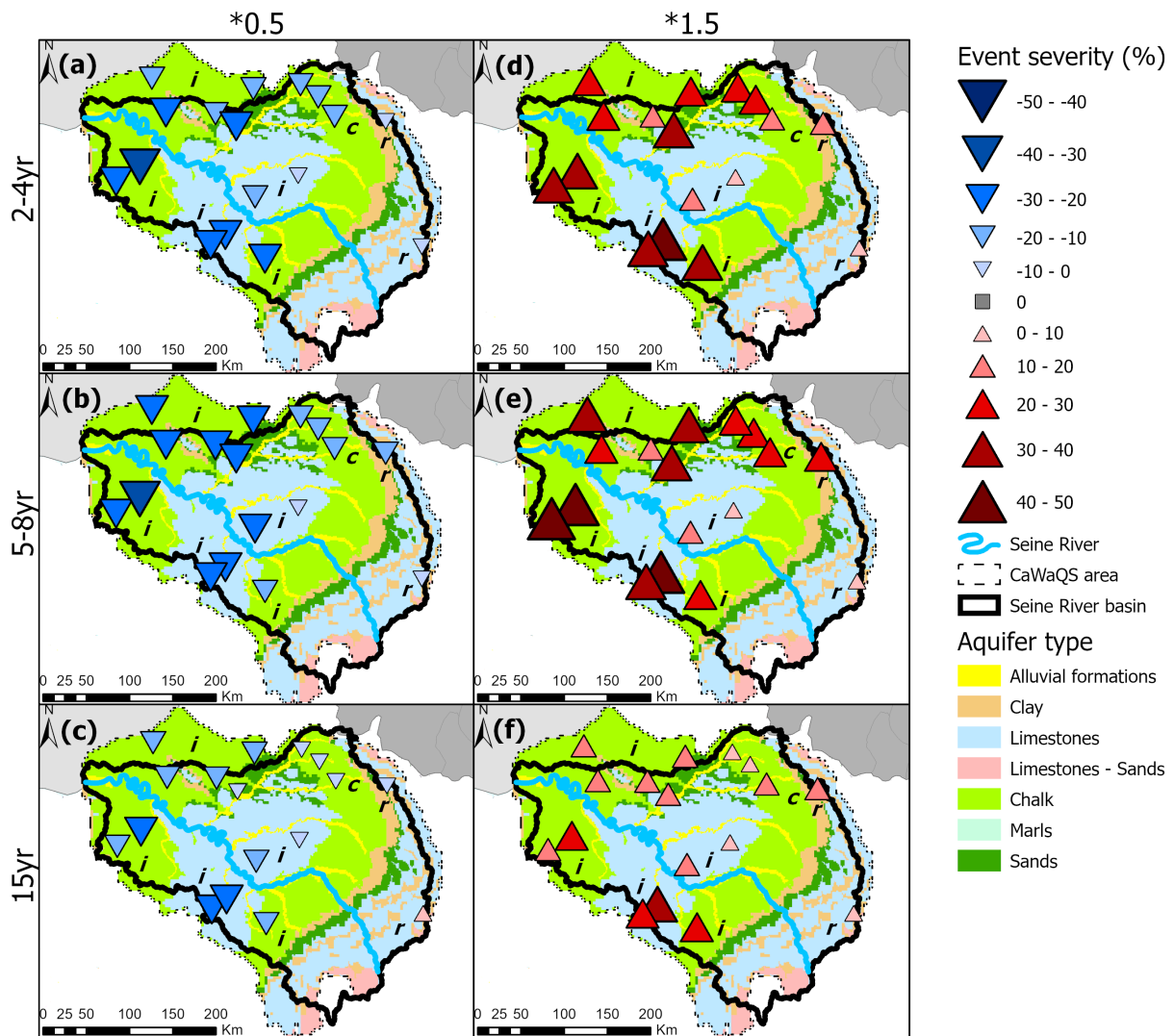


Figure 20. Same as figure 19 but for 2001 groundwater HL event.

4. Discussion

Numerous studies pointed out the underlying low-frequency behaviour of precipitation, temperature, evapotranspiration, streamflow, runoff and groundwater levels (Massei et al., 2010; Gudmundsson et al., 2011; Holman et al., 2011; Dieppois et al., 2013; Liesch and Wunsh, 2019; Fossa et al., 2021; Baulon et al., 2022b). Although the corresponding amplitude is very small in some hydroclimate signals (e.g., daily precipitation), it may become significant for hydrological signals such as groundwater levels or even streamflow resulting from the low-pass filtering effect of large watersheds or aquifers, as highlighted by such studies. As emphasized in these studies, among others, the low-frequency behaviour is mainly linked to the stochastic nature of internal climate variability, albeit strongly modulated by basin properties. In this context, many of those studies explored the climate drivers explaining hydrological variations over interannual to decadal scales. In addition, low-frequency hydroclimate variability is known to affect significantly the occurrence and intensity/magnitude of extreme levels but also the estimated trends of such variables (Hannaford et al., 2013; Peña-Angulo et al., 2020; Baulon et al., 2022a and 2022b). Baulon et al. (2022a) showed how much GWL trends may be affected by the amplitude of low-frequency variability in GWL signal. In such cases, it may be able to hide, accentuate, mitigate, or even reverse the trends estimated from observed GWL time series. More generally, a number of studies highlighted how internal climate variability could result in hiding climate change effects on meteorological and hydrological variables (Fatichi et al., 2014; Martel et al., 2018; Gu et al., 2019). In this sense, Baulon et al. (2022a and 2022b) underlined that: i) potential changes in internal climate variability, be they natural or induced by climate change, may lead to substantial changes in GWL trends

and extreme GWL occurrence and severity for the next decades; ii) poor representation of low-frequency variability in general circulation model (GCM) outputs used afterwards for developing hydrological projections can result in strong uncertainty in the assessment of future extreme GWL or trends.

The present study aimed at determining how much GWL are sensitive either to changes in interannual and decadal climate variability or to a poor simulation of internal climate variability (i.e., low-frequency variability) in GCM output. Some improvements might however be achieved for future works regarding both scientific questions. Internal climate variability is known to affect interannual-decadal variability of precipitation as well as temperature (Fossa et al., 2021; Dieppois et al., 2013). As a consequence, a perturbation of internal climate variability, be they natural or driven by climate change, or a poor simulation of internal climate variability in GCM output necessarily affects temperature low-frequency variability. Then, it appears that the perturbation of interannual to decadal temperature variability would have been valuable for a more accurate analysis since temperature may affect significantly the GWL recharge (McCallum et al., 2010). This is not obvious however whether the significance of low-frequency variability perturbation in temperature would be the same than in precipitation, and this is why we opted to perturb the precipitation field only. An alternative way could have been to modify directly effective precipitation but the CaWaQS software calculates effective precipitation itself from the climate inputs (precipitation and temperature). In addition, interannual and decadal variabilities are perturbed one at a time, while in real life they may be perturbed all at once in case of changes in low-frequency climate variability or poor simulation of internal climate variability by GCM. First because interannual and decadal variabilities may be subject to cross-scale interactions (Fossa, 2020; Fossa et al., 2021); second because large-scale climate mechanisms controlling such a low-frequency variability are highly complex and many feedbacks can be observed (Rial et al., 2004; Feliks et al., 2011; Williams et al., 2017; Franzke et al., 2020; Kingston et al., 2020). But for considering all these influences in the present analysis, it would be necessary to have a good overview and understanding of all processes involved, but many gaps on this subject still need to be addressed. Also to better address the sensitivity of GWL to changes in interannual to decadal climate variability under anthropogenic climate change, perturbed input data should take into account potential trends related to climate change in meteorological variables, particularly in temperature, that also may significantly affect evapotranspiration and consequently the calculated effective precipitation and groundwater recharge (Portmann et al., 2013; Dezsi et al., 2018; Hughes et al., 2021).

Baulon et al. (2022b) examined the sensitivity of extreme GWL to the absence (presence) of interannual (~7yr) and decadal (~17yr) variabilities in GWL signal. Such complete withdrawal of a given variability in GWL might happen if the same variability is suppressed in internal climate variability. For instance, Feliks et al. (2011) demonstrated that when interannual variability is suppressed from SST fields over the Gulf Stream front region, interannual variability is also omitted from atmospheric circulation, which may then affect precipitation variability and in turn GWL. The methodology applied in the present paper for assessing the sensitivity of GWL, including extremes, to changes in low-frequency climate variability seems however more advanced than in Baulon et al. (2022b), since the input variable (precipitation) is first modified and the GWL response to such changes is simulated using a physically-based model. Yet, one main drawback of the approach is that complete withdrawal of low-frequency variability cannot be achieved using this methodology because of methodological issues when modifying precipitation spectral content (i.e., the threshold at zero in precipitation variable creates an artificial low-frequency variability when modifying the signal). The present methodology underlines the complex response of GWL to changes in low-frequency climate variability as we can observe: i) not only a modification of GWL variance but also a modification of GWL mean (increase or decrease according to the scenario), ii) GWL response to precipitation perturbation is not linear varying according to aquifers and all GWL variabilities are affected. However, the approach presented herein would only authorize to assess the sensitivity to precipitation low-frequency variability. In particular, sensitivity to temperature variability and changes was not taken into account, as it seemed very complex to determine any consistent way to apply such spectral modifications in both temperature and precipitation at the same time. This is with no doubts the main limitation of the methodology. On the other hand, the methodology in Baulon et al. (2022b) is for its part more inclusive, that is, precipitation and evapotranspiration are both considered since the target signal (GWL) is directly perturbed. In addition,

when a given variability is perturbed, others are not. However, the methodology in Baulon et al. (2022b) does not consider a GWL response to changes in low-frequency climate variability that may also be highly influenced by the catchment complexity during the recharge process. As a result, both methodologies have their own strengths and weaknesses to tackle the question of the sensitivity of GWL to changes in low-frequency climate variability, but as things stand and according to our knowledge no perfect methodology exist to answer the question. However, the methodology displayed in the present paper seems more robust and realist to take into account the filtering processes by the basin which may be very important and significantly control the GWL response, even if uncertainties originating from the hydrogeological model may also slightly affect this response. That is why results of this study should be in future works compared to results obtained with another physically-based model.

This study proves, using a physically-based model, that perturbation of interannual and decadal variability in precipitation affects significantly GWL. Through application to the Seine river basin, these results have significant implications regarding the possible trajectories of mean and extreme GWL (occurrence and severity) in case of modifications of the low-frequency variability amplitude, be it natural or induced by global climate change (Lenton et al., 2008; Dong et al., 2011; Caesar et al., 2018; He and Li, 2019). On the other hand, our results underline potentially major consequences regarding long-term GWL projection, as developed in many previous works (Azizi et al., 2021; Wunsch et al., 2022; Vergnes et al., 2022). Due to the difficulty of GCMs to properly simulate and project the low-frequency internal climate variability (e.g., Terray and Boé, 2013; Qasmi et al., 2017; Boé, 2020), the corresponding uncertainty propagates through hydrogeological models, resulting in strong uncertainty of GWL projections. The study presented herein provides insights into the possible impacts of the over- or underestimation of the amplitude of low-frequency variability by GCMs on GWL (for floods and droughts for instance) at the scale of a large catchment. We also show how different types of aquifers, relevant for inertial or “combined”, would be sensitive to how climate low-frequency variations either be represented in GCM outputs or might change through time.

5. Conclusion

This study aimed at investigating how much GWL are sensitive to the low-frequency variability of precipitation that originates from large-scale climate variability. Numerical experiments were conducted to simulate the effect of different amplitudes of low-frequency variations in precipitation on GWL, and to estimate the potential impact on GWL of either i) a poor representation of internal low-frequency climate variability in GCM outputs used for hydrological projections, or ii) possible changes in internal climate variability. Although these changes little affect daily precipitation amounts, the impact on GWL is particularly significant given the low-pass filtering effect of catchments and aquifers. In addition, we showed that overestimating (or increasing) low-frequency variability in precipitation by 50% may lead to overestimated (higher) GWL, overestimated (increased) groundwater floods occurrence and severity, and underestimated (decreased) groundwater droughts occurrence and severity. On the opposite, underestimating (or decreasing) low-frequency variability in precipitation by 50% may lead to underestimated (lower) GWL, overestimated (increased) groundwater droughts occurrence and severity, and underestimated (decreased) groundwater floods occurrence and severity. We can therefore conclude that i) any change in climate variability has a significant impact on GWL, and ii) the use of biased precipitation data due to an under- or overestimated low-frequency variability have a huge impact on simulated GWL. This result is particularly relevant for aquifers with inertial or combined behaviours of water tables, for which the water stocks and levels are primarily controlled by interannual and decadal climate variability. Therefore, conclusions about long-term GWL projections in inertial aquifers based on climate projections from GCM must be carefully interpreted. Future works should address methodological issue originating from unchanged interannual to decadal temperature variability, and also crossed to the impact of warming temperature. In addition, the GWL response generated with the CaWaQS software should be compared with results of another physically-based model.

References

- Azizi, H., Ebrahimi, H., Mohammad Vali Samani, H., Khaki, V., 2021. Evaluating the effects of climate change on groundwater level in the Varamin plain. *Water Supply* 21, 1372–1384. <https://doi.org/10.2166/ws.2021.007>
- Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., Bault, V., 2022a. Influence of low-frequency variability on groundwater level trends. *Journal of Hydrology* 606, 127436. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127436>
- Baulon, L., Massei, N., Allier, D., Fournier, M., Bessiere, H., 2022b. Influence of low-frequency variability on high and low groundwater levels: example of aquifers in the Paris Basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 2829–2854. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2829-2022>
- Berghuijs, W.R., Woods, R.A., Hutton, C.J., Sivapalan, M., 2016. Dominant flood generating mechanisms across the United States. *Geophysical Research Letters* 43, 4382–4390. <https://doi.org/10.1002/2016GL068070>
- Bertola, M., Viglione, A., Vorogushyn, S., Lun, D., Merz, B., Blöschl, G., 2021. Do small and large floods have the same drivers of change? A regional attribution analysis in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 25, 1347–1364. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1347-2021>
- Boé, J., 2020. Résultats des nouvelles projections climatiques sur le bassin de la Seine et évaluation de leur capacité à simuler la variabilité basse-fréquence. Rapport annuel de la phase VIII du PIREN-Seine, 16p.
- Boé, J., Habets, F., 2014. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>
- Bonnet, R., Boé, J., Habets, F., 2020. Influence of multidecadal variability on high and low flows: the case of the Seine basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 24, 1611–1631. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1611-2020>
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., Saba, V., 2018. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>
- Deneux, M., Martin, P., 2001. Les inondations de la Somme, établir les causes et les responsabilités de ces crues, évaluer les coûts et prévenir les risques d'inondations. Rapport de commission d'enquête (2001-2002), rapport du Sénat. <http://www.senat.fr/rap/r01-034-1/r01-034-11.pdf>
- Dezsi, Ş., Mîndrescu, M., Petrea, D., Rai, P.K., Hamann, A., Nistor, M.-M., 2018. High-resolution projections of evapotranspiration and water availability for Europe under climate change. *International Journal of Climatology* 38, 3832–3841. <https://doi.org/10.1002/joc.5537>
- Dieppois, B., Durand, A., Fournier, M., Massei, N., 2013. Links between multidecadal and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate variability of northern France and England since the 17th century. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 118, 4359–4372. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50392>

- Dong, B., Sutton, R.T., Woollings, T., 2011. Changes of interannual NAO variability in response to greenhouse gases forcing. *Clim. Dyn.* 37, 1621–1641. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0936-6>
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.040>
- Faticchi, S., Rimkus, S., Burlando, P., Bordoy, R., 2014. Does internal climate variability overwhelm climate change signals in streamflow? The upper Po and Rhone basin case studies. *Sci. Total. Environ.* 493, 1171–1182. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.12.014>
- Feliks, Y., Ghil, M., Robertson, A.W., 2011. The Atmospheric Circulation over the North Atlantic as Induced by the SST Field. *J. Climate* 24, 522–542. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3859.1>
- Flipo, N., Rivière, A., Gallois, N., Labarthe, B., Baratelli, F., Wang, S., Maillot, M., Verbeke, T., Goblet, P., Jost, A., Abasq, L., 2019. CATCHment WATER quality SIMulator : CaWaQS. Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, 4, 11–46.
- Flipo, N., Gallois, N., Schuite, J., 2021. Recalibration du modèle CaWaQS-Seine pour l'analyse du fonctionnement hydrologique du bassin. Technical report, ARMINES/AESN, 168pp. <https://hal-mines-paristech.archives-ouvertes.fr/hal-03240324/>
- Fossa, M., 2020. Non-linear and non-stationary hydroclimate variability in France and the Euro-Atlantic area. *Earth Sciences*. Normandie Université. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02934594/>
- Fossa, M., Dieppois, B., Massei, N., Fournier, M., Laignel, B., Vidal, J.-P., 2021. Spatiotemporal and cross-scale interactions in hydroclimate variability: a case-study in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 5683–5702. <https://doi.org/10.5194/hess-25-5683-2021>
- Franzke, C.L.E., Barbosa, S., Blender, R., Fredriksen, H.-B., Laepple, T., Lambert, F., Nilsen, T., Rypdal, K., Rypdal, M., Scotto, Manuel G., Vannitsem, S., Watkins, N.W., Yang, L., Yuan, N., 2020. The Structure of Climate Variability Across Scales. *Reviews of Geophysics* 58, e2019RG000657. <https://doi.org/10.1029/2019RG000657>
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., Bard, A., 2013. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology* 482, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.038>
- Gu, L., Chen, J., Xu, C.-Y., Kim, J.-S., Chen, H., Xia, J., Zhang, L., 2019. The contribution of internal climate variability to climate change impacts on droughts. *Sci. Total. Environ.* 684, 229–246. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.345>
- Gudmundsson, L., Tallaksen, L.M., Stahl, K., Fleig, A.K., 2011. Low-frequency variability of European runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2853–2869. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2853-2011>
- Habets, F., Gascoïn, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharme, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Ottlé, C., Viennot, P., 2010. Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 99–117. <https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010>

- Hannaford, J., Buys, G., Stahl, K., Tallaksen, L.M., 2013. The influence of decadal-scale variability on trends in long European streamflow records. *Hydrology and Earth System Sciences* 17, 2717–2733. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2717-2013>
- He, C., Li, T., 2019. Does global warming amplify interannual climate variability? *Clim Dyn* 52, 2667–2684. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4286-0>
- Holman, I.P., Rivas-Casado, M., Bloomfield, J.P., Gurdak, J.J., 2011. Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeol J* 19, 1269. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0755-9>
- Hughes, A., Mansour, M., Ward, R., Kieboom, N., Allen, S., Seccombe, D., Charlton, M., Prudhomme, C., 2021. The impact of climate change on groundwater recharge: National-scale assessment for the British mainland. *Journal of Hydrology* 598, 126336. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126336>
- Kingston, D.G., Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Hartmann, A., Lavers, D.A., Vidal, J.-P., 2020. Moving beyond the catchment scale: Value and opportunities in large-scale hydrology to understand our changing world. *Hydrological Processes* 34, 2292–2298. <https://doi.org/10.1002/hyp.13729>
- Lenton, T.M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J.W., Lucht, W., Rahmstorf, S., Schellnhuber, H.J., 2008. Tipping elements in the Earth's climate system. *P. Natl. Acad. Sci. USA* 105, 1786–1793. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>
- Liesch, T., Wunsch, A., 2019. Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *J. Hydrol.* 572, 226–242. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.060>
- Lorenzo-Lacruz, J., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S.M., Hannaford, J., García, C., Peña-Angulo, D., Murphy, C., 2022. Streamflow frequency changes across western Europe and interactions with North Atlantic atmospheric circulation patterns. *Global and Planetary Change* 212, 103797. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103797>
- Machard de Gramont, H., Mardhel, V., 2006. Atlas des remontées de nappes en France métropolitaine, BRGM/RP-54414-FR, BRGM, 105 pp. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-54414-FR.pdf>
- Maréchal, J.-C., Rouillard, J., 2020. Groundwater in France: Resources, Use and Management Issues, in: Rinaudo, J.-D., Holley, C., Barnett, S., Montginoul, M. (Eds.), *Sustainable Groundwater Management, Global Issues in Water Policy*. Springer International Publishing, Cham, pp. 17–45. https://doi.org/10.1007/978-3-030-32766-8_2
- Martel, J.-L., Mailhot, A., Brissette, F., Caya, D., 2018. Role of Natural Climate Variability in the Detection of Anthropogenic Climate Change Signal for Mean and Extreme Precipitation at Local and Regional Scales. *Journal of Climate* 31, 4241–4263. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0282.1>
- Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Lavers, D.A., Fossa, M., Laignel, B., Debret, M., 2017. Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric

- circulation: Application to the Seine river catchment, France. *J. Hydrol.* 546, 262–275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.008>
- 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.: Atmos.* 112, D09121. <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>
- Massei, N., Fournier, M., 2012. Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert–Huang Transform. *J. Hydrol.* 448–449, 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.052>
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., 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. *Int. J. Climatol.* 30, 2146–2154. <https://doi.org/10.1002/joc.2022>
- McCallum, J.L., Crosbie, R.S., Walker, G.R., Dawes, W.R., 2010. Impacts of climate change on groundwater in Australia: a sensitivity analysis of recharge. *Hydrogeol J* 18, 1625–1638. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0624-y>
- Nagy, J., 2003. Effect of Irrigation on Maize Yield (*Zea mays* L.). *Acta Agraria Debreceniensis* 30–35. <https://doi.org/10.34101/actaagrar/11/3441>
- Neves, M.C., Jerez, S., Trigo, R.M., 2019. The response of piezometric levels in Portugal to NAO, EA, and SCAND climate patterns. *J. Hydrol.* 568, 1105–1117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.054>
- Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Reig, F., Trambly, Y., Trigo, R.M., Luna, M.Y., Turco, M., Noguera, I., Aznárez-Balta, M., García-Herrera, R., Tomas-Burguera, M., Kenawy, A.E., 2020. Long-term precipitation in Southwestern Europe reveals no clear trend attributable to anthropogenic forcing. *Environ. Res. Lett.* 15, 094070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9c4f>
- Percival, D.B., Walden, A.T., 2000. *Wavelet Methods for Time Series Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Portmann, F.T., Döll, P., Eisner, S., Flörke, M., 2013. Impact of climate change on renewable groundwater resources: assessing the benefits of avoided greenhouse gas emissions using selected CMIP5 climate projections. *Environ. Res. Lett.* 8, 024023. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024023>
- Qasmi, S., Cassou, C., Boé, J., 2017. Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature: Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models. *Geophys. Res. Lett.* 44, 11,140–11,149. <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>
- Renard, B., Thyer, M., 2019. Revealing Hidden Climate Indices from the Occurrence of Hydrologic Extremes. *Water Resources Research* 55, 7662–7681. <https://doi.org/10.1029/2019WR024951>

- Rial, J.A., Pielke, R.A., Beniston, M., Claussen, M., Canadell, J., Cox, P., Held, H., de Noblet-Ducoudré, N., Prinn, R., Reynolds, J.F., Salas, J.D., 2004. Nonlinearities, Feedbacks and Critical Thresholds within the Earth's Climate System. *Climatic Change* 65, 11–38. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000037493.89489.3f>
- Rust, W., Bloomfield, J.P., Cuthbert, M., Corstanje, R., Holman, I., 2022. The importance of non-stationary multiannual periodicities in the North Atlantic Oscillation index for forecasting water resource drought. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 2449–2467. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2449-2022>
- Rust, W., Holman, I., Bloomfield, J., Cuthbert, M., Corstanje, R., 2019. Understanding the potential of climate teleconnections to project future groundwater drought. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 3233–3245. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3233-2019>
- Rust, W., Holman, I., Corstanje, R., Bloomfield, J., Cuthbert, M., 2018. A conceptual model for climatic teleconnection signal control on groundwater variability in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 177, 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.017>
- Seguin, J.-J., Allier, D., Manceau, J.-C., 2019. Contribution d'un index piézométrique standardisé à l'analyse de l'impact des sécheresses sur les ressources en eau souterraines. *Géologues* 202, 43–48.
- Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Lawler, D., 2019. Interannual to Multi-decadal streamflow variability in West and Central Africa: Interactions with catchment properties and large-scale climate variability. *Global Planet. Change* 177, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.003>
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.-P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol. J.* 17, 1823. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0488-1>
- Starck, J.-L., Fadili, J., Murtagh, F., 2007. The Undecimated Wavelet Decomposition and its Reconstruction. *IEEE Transactions on Image Processing* 16, 297–309. <https://doi.org/10.1109/TIP.2006.887733>
- Terray, L., Boé, J., 2013. Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *C. R. Geosci.* 345, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.02.003>
- Velasco, E.M., Gurdak, J.J., Dickinson, J.E., Ferré, T.P.A., Corona, C.R., 2017. Interannual to multidecadal climate forcings on groundwater resources of the U.S. West Coast. *J. Hydrol.: Regional Studies, Water, energy, and food nexus in the Asia-Pacific region* 11, 250–265. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.018>
- Vergnes, J.-P., Caballero, Y., Lanini, S., 2022. Assessing climate change impact on French groundwater resources using a spatially distributed hydrogeological model. *Hydrological Sciences Journal*, accepted manuscript. <https://doi.org/10.1080/02626667.2022.2150553>

- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.-M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* 30, 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>
- Wasko, C., Nathan, R., 2019. Influence of changes in rainfall and soil moisture on trends in flooding. *J. Hydrol.* 575, 432–441. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.054>
- Williams, P.D., Alexander, M.J., Barnes, E.A., Butler, A.H., Davies, H.C., Garfinkel, C.I., Kushnir, Y., Lane, T.P., Lundquist, J.K., Martius, O., Maue, R.N., Peltier, W.R., Sato, K., Scaife, A.A., Zhang, C., 2017. A Census of Atmospheric Variability From Seconds to Decades. *Geophysical Research Letters* 44, 11,201-11,211. <https://doi.org/10.1002/2017GL075483>
- Winckel, A., Ollagnier, S., Gabillard, S., 2022. Managing groundwater resources using a national reference database: the French ADES concept. *SN Appl. Sci* 4, 217. <https://doi.org/10.1007/s42452-022-05082-0>
- Wunsch, A., Liesch, T., Broda, S., 2022. Deep learning shows declining groundwater levels in Germany until 2100 due to climate change. *Nat Commun* 13, 1221. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28770-2>

CONCLUSION GÉNÉRALE

Comprendre la variabilité hydrologique et ses déterminants est un enjeu majeur en des temps où les tensions sur les ressources en eau et les problématiques liées au risque hydrologique deviennent plus prégnantes, y compris dans les régions jusqu'alors considérées comme préservées telles que la France métropolitaine. Dans ce travail, nous avons défini un protocole dans le but d'étudier, sur plusieurs décennies, les variations les plus naturelles possibles des stocks d'eau souterraine, i.e. en ne retenant que les piézomètres pour lesquels aucun effet anthropique notable de pompages et d'exploitation directe n'est constaté. Les objectifs de ce travail de thèse étaient de déterminer sur le territoire français, et sur la base des observations passées : (i) les tendances et la variabilité des niveaux piézométriques ainsi que l'influence des variations interannuelles à décennales (i.e., variabilité basse fréquence) sur les tendances et extrêmes piézométriques, (ii) les drivers climatiques large-échelle des variations interannuelles à décennales des niveaux piézométriques, (iii) la sensibilité des niveaux piézométriques à des perturbations de la variabilité interannuelle à décennale des précipitations, en prenant comme exemple d'application le Bassin de la Seine, pour lequel suffisamment de connaissances sont disponibles pour appliquer l'ensemble du protocole.

Pour répondre à ces questions, la constitution d'une base de données regroupant des piézomètres relativement peu influencés par les pompages directs s'est révélée nécessaire. Cette base de données regroupe 254 piézomètres répartis dans une grande diversité de systèmes aquifères aux caractéristiques variées (type de formations, taille, propriétés physiques, interaction avec les eaux de surface) et captant des nappes avec des comportements hydrodynamiques très différents. Cependant, l'historique de données de ces chroniques est souvent limitant. Ce problème provient de la mise en place tardive d'un réseau piézométrique dans certaines régions de France. En effet, bien qu'installé depuis les années 1970 dans le Bassin parisien, il n'a été mis en place que dans les années 1990 dans l'ouest, le centre et le sud de la France. Ceci peut être particulièrement limitant pour les études de tendances par exemple, surtout pour des nappes qui présentent des fluctuations interannuelles, voire plus basse fréquence (décennale à multidécennales), très marquées.

Par conséquent, la majorité des analyses ont été réalisées sur une ou deux périodes de référence (selon les analyses) et qui permettent de maximiser la durée des chroniques ainsi que la répartition spatiale des piézomètres : 1996-2019 et 1976-2019. La période 1996-2019 permet d'optimiser la répartition spatiale des piézomètres à l'échelle du territoire métropolitain, tandis que la période 1976-2019 permet de l'optimiser sur le nord de la France, et plus particulièrement sur le Bassin parisien.

Nous avons en premier lieu mis en évidence des niveaux piézométriques à la baisse dans un grand nombre d'aquifères de France métropolitaine sur les deux périodes de référence. Cependant, certains aquifères présentent des tendances de signes opposés entre différentes périodes d'étude, menant à des conclusions contradictoires de l'évolution du niveau de ces nappes. Ces aquifères présentent très souvent des niveaux piézométriques avec une variabilité basse fréquence marquée qui explique une large partie de leur variance (e.g., calcaires de Beauce) et qui pourrait expliquer ces changements de signes entre les différentes périodes d'études. En effet, les nappes avec des dynamiques « mixte » (présentant des variabilités annuelle et basse fréquence dominantes dans le signal) et « inertielle » (présentant une variabilité basse fréquence dominante) sont particulièrement concernées.

Une analyse plus approfondie sur l'influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances piézométriques a donc été réalisée. Pour cela, les composantes basses fréquences (interannuelle ~7 ans et décennale ~15 ans) ont été filtrées du signal original, et les tendances ré-estimées sur le signal filtré. Cette étude montre à quel point les tendances estimées sont sensibles à la présence ou à l'absence des composantes basses fréquences dans le signal piézométrique. En effet, la présence de ces composantes peut accentuer, atténuer, voire inverser les tendances piézométriques. De fait, l'influence de la variabilité basse fréquence sur les tendances estimées est particulièrement importante, et cela rend impossible toute tentative d'attribution des tendances observées au changement climatique. Outre les tendances, l'occurrence et la sévérité (en termes de niveau) des très hauts et très bas niveaux piézométriques sont également fortement influencés par la présence de la variabilité basse fréquence, qui semble toutefois avoir une plus grande influence sur l'émergence des très bas niveaux piézométriques que des très hauts niveaux.

Les résultats de cette partie font émerger deux implications majeures : (i) tout changement futur de la variabilité climatique interne interannuelle à multidécennale pourrait impliquer des modifications majeures des tendances piézométriques ainsi que de l'occurrence et de la sévérité des très hauts et très bas niveaux ; (ii) une mauvaise reproduction de la variabilité climatique interne (et donc de la variabilité basse fréquence) dans les sorties de modèles de circulation générale, ou bien l'utilisation d'ensembles nivelant la variabilité climatique interne en raison de son caractère naturellement stochastique, est susceptible de conduire à une forte incertitude dans l'estimation des tendances piézométriques futures, mais aussi de la sévérité et de l'occurrence des événements piézométriques extrêmes.

Les nombreux travaux menés au cours des deux dernières décennies avaient déjà montré l'intérêt d'étudier les liens entre variabilité climatique large-échelle, circulation atmosphérique

et variations hydrologiques. Beaucoup de ces travaux soulignaient l'importance de définir les indicateurs de circulation atmosphérique pertinents des variations hydrologiques observées, que l'emploi d'indices climatiques préétablis décrivant les grands modes de variabilité atmosphérique connus ne permettaient pas toujours de définir de façon optimale. Dans le cadre de ce travail, des champs atmosphériques pertinents pour décrire la circulation, issus de produits de réanalyses climatiques, ont été utilisés afin de révéler les modalités de circulation les plus cohérentes pour expliquer les variations hydrologiques aux échelles locales. Le travail s'est en outre concentré sur l'exploration statistique de ces liens au travers des échelles temporelles identifiées précédemment comme caractéristiques de la variabilité hydrologique observée. En effet, il n'existe simplement pas de raison justifiable de supposer a priori que les mêmes mécanismes de circulation atmosphérique puissent être à l'origine de variations hydrologiques à l'échelle infra-annuelle, annuelle, ou de plus long terme. Ces mécanismes de circulation atmosphérique devaient donc en toute rigueur être explorés en fonction des échelles temporelles caractéristiques des signaux hydrologiques observés. Une telle analyse, surtout pour les variabilités les plus basses fréquences, nécessite de disposer de chroniques piézométriques suffisamment longues. Par conséquent, cette analyse a été réalisée uniquement pour les aquifères du nord de la France, principalement ceux du Bassin parisien, sur la période 1976-2019.

Les patterns atmosphériques associés à chacune des variabilités basses fréquences (interannuelle et décennale) des niveaux piézométriques sont identiques pour les différents aquifères du nord de la France. De manière évidente, ces mêmes patterns peuvent être également observés pour les variabilités basses fréquences des précipitations. Les variabilités interannuelle et décennale semblent effectivement associées à un driver de type NAO sur la zone Euro-Atlantique avec :

- Un régime de type NAO+ lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques.
- Un régime de type NAO- lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques.

Cependant, les centres d'action de ces patterns de circulation atmosphérique associés respectivement à la variabilité interannuelle et décennale diffèrent entre eux, et de la NAO « classique ». En élargissant la zone d'étude à l'ensemble de l'hémisphère Nord, ces variabilités interannuelle et décennale de la piézométrie semblent également reliées à un mode de variabilité climatique bien connu du Pacifique équatorial : l'ENSO. Ce dernier est connu pour impacter la circulation atmosphérique sur la zone Euro-Atlantique, et notamment la prédominance de régimes NAO+ ou NAO- lors des hivers boréaux. Cependant, il existe une variante flagrante entre la variabilité interannuelle et la variabilité décennale puisque la première semble associée à un pattern ENSO « classique », tandis que la seconde semble

associée à un pattern de type ENSO Modoki. Ce qui montre bien que les processus climatiques mis en jeux ne sont pas les mêmes selon l'échelle de variabilité étudiée.

A titre de comparaison, une analyse similaire a été réalisée pour une chronique piézométrique dans le sud de la France sur cette même période. Bien que le driver atmosphérique associé aux variabilités interannuelle et décennale semble également de type NAO, les régimes de temps sur la zone Euro-Atlantique responsables des hauts niveaux et des bas niveaux piézométriques sont opposés par rapport à ceux identifiés pour les aquifères du nord de la France avec :

- Un régime de type NAO- lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques.
- Un régime de type NAO+ lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques.

Même si ces résultats ne peuvent être généralisés à l'ensemble des aquifères du sud de la France, du fait du manque de chroniques piézométriques présentant un tel historique, ils indiquent tout de même une divergence certaine du déterminisme climatique de la variabilité basse fréquence entre le nord et le sud de la France. De même, il existe une différence significative sur le Pacifique équatorial avec les aquifères du nord de la France, puisqu'un pattern de type ENSO Modoki est cette fois identifié pour la variabilité interannuelle des niveaux piézométriques, tandis qu'aucun pattern typique ne semble se détacher pour la variabilité décennale.

Grâce à l'existence d'une très longue chronique piézométrique dans la craie d'Artois-Picardie, une comparaison des résultats obtenus sur la courte période (1976-2019) avec ceux obtenus sur une très longue période (1903-2015) a été effectuée. Cette comparaison montre que les patterns climatiques associés à la variabilité interannuelle diffèrent selon la période d'étude. Alors que la variabilité interannuelle est associée à un pattern de type NAO (indicateur de circulation d'ouest) sur la période récente, elle semble plutôt associée à un pattern de type « train d'ondes » (indicateur de circulation méridionale) sur le siècle dernier et l'hémisphère Nord avec :

- Un régime de type « dorsale » sur la zone Euro-Atlantique lors des périodes humides et de hauts niveaux piézométriques.
- Un régime de type « blocage » sur la zone Euro-Atlantique lors des périodes sèches et de bas niveaux piézométriques.

Ce pattern présente des centres d'action semblables à celui de l'indice SCAND sur la zone Euro-Atlantique. Ce pattern de type « train d'ondes » qui s'étend sur l'ensemble de l'hémisphère Nord est caractéristique des grandes inflexions du courant-jet induites par les ondes de Rossby et qui peuvent devenir stationnaires. Ceci conduit alors à la persistance de

conditions humides sur certaines régions de l'hémisphère et de conditions sèches dans d'autres régions. Ainsi, ce type de pattern est souvent responsable de sécheresses et d'inondations majeures à travers l'hémisphère Nord. Mais l'identification d'un tel pattern associé à la variabilité interannuelle des niveaux piézométriques est particulièrement intéressant puisque cette variabilité est très souvent (co-)responsable des très hauts et très bas niveaux piézométriques pouvant provoquer des sécheresses et des inondations par remontée de nappe. A noter que cette fois-ci, la divergence avec le pattern associé à la variabilité décennale est particulièrement significative sur la longue période : cette dernière semble plutôt associée à un pattern de circulation d'ouest sur la zone Euro-Atlantique, proche de la NAO ou de l'EAP, et qui diffère totalement du pattern « train d'ondes » identifié pour la variabilité interannuelle.

Outre l'identification des modes de circulation climatique forçant de la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques, les résultats de cette partie suggèrent que les modèles de prévision du niveau des nappes devraient prendre en compte : (i) les drivers climatiques de chacune des échelles de variabilité basse fréquence puisque les centres d'actions des structures atmosphériques expliquant chacune de ces variabilités ne sont pas situés au même endroit ; (ii) des indices qui seraient dérivés des patterns climatiques identifiés, plutôt que des indices climatiques standards (e.g., NAO, SCAND), puisque les centres d'action des structures atmosphériques identifiées ne correspondent pas toujours à ceux des indices climatiques standards. Cela permettrait ainsi d'utiliser des indices qui expliquent au mieux la variabilité hydrologique-piézométrique locale. Cependant, ces résultats posent également la question du choix de la période de calibration utilisée puisque les drivers climatiques diffèrent selon la période étudiée.

La 3ème partie de cette thèse visait à déterminer dans quelle mesure une modification de la variabilité basse fréquence dans la pluie pourrait affecter les niveaux piézométriques du Bassin de la Seine. La variabilité basse fréquence de la piézométrie et de la pluie étant contrôlée par la variabilité naturelle du climat, tout changement de la variabilité climatique interne, qu'il s'agisse de perturbations liées au changement climatique ou d'une "variabilité de modélisation" comme rappelé plus haut, devrait affecter la variabilité piézométrique. Autrement dit, la forte incertitude liée à la variabilité basse fréquence nécessite la mise en place d'un protocole adapté pour évaluer la sensibilité des niveaux piézométriques à (i) une mauvaise reproduction/projection de la variabilité basse fréquence (surestimation ou sous-estimation) dans les simulations/projections climatiques, (ii) un changement d'amplitude de la variabilité basse fréquence liée à une modification de la variabilité climatique interne.

Grâce au modèle hydro(géo)logique à base physique CaWaQS (CAtachment WAter Quality Simulator), la sensibilité des niveaux piézométriques du Bassin de la Seine à de telles modifications a pu être étudiée. D'après une précédente étude sur le Bassin de la Seine, les projections climatiques prévoient une augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations hivernales de l'ordre de 10 à 25% selon les modèles. Cependant, la capacité des modèles à reproduire la variabilité interannuelle sur la période historique est fortement variable avec des simulations qui présentent une différence d'écart-type de l'ordre de 50% avec les observations. Sur la base de cette étude, deux scénarios de modification d'amplitude des différentes échelles de variabilité basse fréquence dans les précipitations ont été testés : une augmentation et une diminution de 50% de chaque échelle de variabilité (2-4 ans, 5-8 ans, 15 ans). En plus de modifier la variance des niveaux piézométriques, la moyenne ainsi que l'occurrence et la sévérité des extrêmes est également affectée. D'autre part, cette étude a montré la non-linéarité de la réponse des niveaux piézométriques aux perturbations de la variabilité basse fréquence de la pluie : l'augmentation (diminution) de 50% de l'amplitude d'une variabilité basse fréquence donnée dans la pluie ne provoque pas nécessairement une augmentation (diminution) dans les mêmes proportions de cette même variabilité dans les niveaux piézométriques. Cette réponse est particulièrement variable d'un aquifère à l'autre. D'autre part, elle affecte également les autres échelles de variabilité.

La perturbation de la variabilité basse fréquence de la pluie provoque également :

- En cas d'amplification ou de surestimation de la variabilité basse fréquence des précipitations, une augmentation (surestimation) des niveaux piézométriques par rapport à la référence, ce qui engendre une augmentation (surestimation) de l'occurrence et de la sévérité des inondations, et au contraire une diminution (sous-estimation) de l'occurrence et de la sévérité des sécheresses.
- En cas d'atténuation ou de sous-estimation de la variabilité basse fréquence des précipitations, une diminution (sous-estimation) des niveaux piézométriques par rapport à la référence, ce qui engendre une augmentation (surestimation) de l'occurrence et de la sévérité des sécheresses, et au contraire une diminution (sous-estimation) de l'occurrence et de la sévérité des inondations.

Cette partie montre donc une sensibilité accrue des niveaux piézométriques à (i) une potentielle modification de la variabilité climatique interne, (ii) l'utilisation de données climatiques biaisées en termes de variabilité basse fréquence, et autrement dit à une mauvaise simulation/projection de la variabilité climatique interne dans les simulations/projections climatiques. Elle indique également une réponse non-linéaire de la piézométrie aux perturbations dans les précipitations. De plus, bien que cette perturbation influence

relativement peu la quantité de précipitations journalières, l'impact est particulièrement significatif sur la piézométrie.

Tout ce travail permet d'améliorer la compréhension des facteurs de contrôles climatiques large-échelle des niveaux piézométriques, mais également comment ces facteurs, au travers de la variabilité basse fréquence peuvent influencer les tendances et extrêmes piézométriques. Les perspectives qui émergent de ce travail sont donc multiples.

Tout d'abord, ce travail a pu mettre en évidence que pour certaines nappes présentant une variabilité basse fréquence très marquée, la prédictibilité du niveau de la nappe, et notamment des très basses eaux fortement dépendantes de la variabilité basse fréquence, à court terme (échelle saisonnière) semble particulièrement aisée. En effet pour ces nappes, la recharge saisonnière ne fait en général que très peu fluctuer leur niveau. Ainsi, la catégorisation des aquifères selon l'importance de la variabilité basse fréquence, y compris de l'importance de chacune des variabilités basses fréquences, pourrait s'avérer particulièrement utile afin d'adapter les outils de gestion des eaux souterraines (indicateurs sécheresses, seuils de crue) à chaque grand type de nappe.

D'autre part, l'identification des patterns climatiques explicatifs de la variabilité piézométrique (basse fréquence) pourrait permettre l'amélioration des modèles prédictifs ou de reconstruction des niveaux piézométriques (échelles supra-saisonnières). A ce titre, certaines investigations pourraient être conduites comme : (i) évaluer si l'utilisation de l'information large-échelle permet effectivement d'améliorer les modèles prédictifs ou de reconstruction des niveaux piézométriques, (ii) déterminer si l'utilisation d'indices dérivés des analyses composites, i.e. définis à partir des données cibles, à la place des indices standards (NAO, SCAND, EAP) permet une amélioration plus importante de la qualité des prédictions-projections ou reconstructions piézométriques.

Puisque les extrêmes piézométriques sont, pour certains systèmes hydrogéologiques, fortement dépendants de la variabilité basse fréquence et donc des modes de circulation atmosphérique et océanique large-échelle, une évolution des modèles d'estimation de périodes de retour pourrait être envisagée avec la prise en compte de ces modes de circulation large-échelle. A ce titre, les patterns identifiés pourraient être utilisés comme co-variables dans des modèles non-stationnaires d'estimation de périodes de retour afin de déterminer si leur intégration permet d'améliorer la qualité des modèles. Dans cette continuité, il pourrait s'avérer intéressant d'étudier dans quelle mesure une perturbation de la variabilité basse fréquence dans la pluie pourrait également affecter les niveaux et périodes de retour extrêmes des

niveaux piézométriques, ainsi que les indicateurs et seuils de sécheresses. D'autre part, à partir de ces simulations, une étude visant à déterminer si ces perturbations pourraient conduire à une augmentation des événements d'inondations par remontée de nappe pour certains territoires à enjeux pourrait également s'avérer pertinente.

Cette thèse s'est majoritairement focalisée sur le lien entre les fluctuations basses fréquences dans la piézométrie et la variabilité climatique large-échelle, mais il reste un travail à réaliser sur l'influence des propriétés physiques des bassins versants et aquifères en France dans la modulation (atténuation, amplification, etc.) de ces fluctuations basses fréquences. Autrement dit, il serait intéressant de relier l'importance de la variabilité basse fréquence dans le signal piézométrique aux caractéristiques physiques du système aquifère (taille, épaisseur de la zone non saturée, etc.), et ceci à l'échelle de la France.

Cependant, il est clairement mis en évidence dans ce manuscrit le besoin de disposer de longues chroniques piézométriques (à minima plusieurs décennies) pour évaluer correctement les tendances et déterminer les drivers climatiques de la variabilité basse fréquence. Or, une large partie du territoire métropolitain n'est pas couvert par d'aussi longues chroniques, ce qui ne permet pas de réaliser une telle analyse du déterminisme climatique de la variabilité basse fréquence pour ces régions. Ainsi, les résultats de cette thèse ne permettent malheureusement pas de couvrir l'ensemble du territoire métropolitain, et ainsi de mettre en évidence les éventuelles divergences de drivers climatiques de la variabilité basse fréquence qu'il pourrait exister d'une région à l'autre. Pour pallier ce problème, l'utilisation de chroniques piézométriques reconstruites à l'aide de modèles physiques ou statistiques pourrait être une solution, mais en admettant toute l'incertitude que les sorties de ces modèles comportent. En revanche, nous avons montré que les patterns climatiques explicatifs de la variabilité basse fréquence piézométrique et pluviométrique sont bien identiques, et qu'il n'y a donc pas de modification significative des composantes basses fréquences par l'aquifère au point de modifier les résultats; tout au plus faut-il être en mesure d'estimer jusqu'à quel point les composantes basses fréquences peuvent être amplifiées par l'hydrosystème considéré. Par conséquent, réaliser cette analyse uniquement sur les précipitations ou précipitations efficaces pourrait se révéler tout à fait pertinent.

BIBLIOGRAPHIE

A-----

Abdelkader, M., Yerdelen, C., 2022. Hydrological drought variability and its teleconnections with climate indices. *Journal of Hydrology* 605, 127290. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127290>

Alfieri, L., Bisselink, B., Dottori, F., Naumann, G., de Roo, A., Salamon, P., Wyser, K., Feyen, L., 2017. Global projections of river flood risk in a warmer world. *Earth's Future* 5, 171–182. <https://doi.org/10.1002/2016EF000485>

Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzieri, G., 2015. Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 19, 2247–2260. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2247-2015>

Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestedt, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang, and K. Zickfeld, 2021: Technical Summary. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–144. doi:10.1017/9781009157896.002.

Arnell, N.W., Brown, S., Gosling, S.N., Gottschalk, P., Hinkel, J., Huntingford, C., Lloyd-Hughes, B., Lowe, J.A., Nicholls, R.J., Osborn, T.J., Osborne, T.M., Rose, G.A., Smith, P., Wheeler, T.R., Zelazowski, P., 2016. The impacts of climate change across the globe: A multi-sectoral assessment. *Climatic Change* 134, 457–474. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1281-2>

Azizi, H., Ebrahimi, H., Mohammad Vali Samani, H., Khaki, V., 2021. Evaluating the effects of climate change on groundwater level in the Varamin plain. *Water Supply* 21, 1372–1384. <https://doi.org/10.2166/ws.2021.007>

B-----

Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083–1126. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2)

Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., Bault, V., 2022a. Influence of low-frequency variability on groundwater level trends. *Journal of Hydrology* 606, 127436. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127436>

Baulon, L., Massei, N., Allier, D., Fournier, M., Bessiere, H., 2022b. Influence of low-frequency variability on high and low groundwater levels: example of aquifers in the Paris Basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 2829–2854. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2829-2022>

Baulon, L., Allier, D., Massei, N., Bessiere, H., Fournier, M., Bault, V., 2020. Influence de la variabilité basse-fréquence des niveaux piézométriques sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes. *Géologues* 207, 53–60.

Bault, V., Laurencelle, M., 2020. Le bulletin de situation des nappes : les clés de lecture pour anticiper les événements extrêmes. *Géologues* 207, 46-52.

Bell, C.J., Gray, L.J., Charlton-Perez, A.J., Joshi, M.M., Scaife, A.A., 2009. Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter. *Journal of Climate* 22, 4083–4096. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2717.1>

Benestad, R. E., Mezghani, A., Parding, K. M., Erland-sen, H. B., Tunheim, K., Lussana, C., 2020. esd: Climate analysis and empirical-statistical downscaling (ESD) package for monthly and daily data. R package version 2.10.0. <<https://github.com/metno/esd>>

Benestad, R. E., Mezghani, A., Parding K. M., 2015. 'esd' - The Empirical-Statistical Downscaling tool & its visualisation capabilities. MET report, Norwegian Meteorological Institute, https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report_2015/_attachment/download/aff50d26-9b6e-4ee2-90ba-a3e880c871dc:727bd77ab0ead27c4898966d66fd6b968e8d6257/MET-report-11-2015.pdf

Berghuijs, W.R., Aalbers, E.E., Larsen, J.R., Trancoso, R., Woods, R.A., 2017. Recent changes in extreme floods across multiple continents. *Environ. Res. Lett.* 12, 114035. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8847>

Berghuijs, W.R., Woods, R.A., Hutton, C.J., Sivapalan, M., 2016. Dominant flood generating mechanisms across the United States. *Geophysical Research Letters* 43, 4382–4390. <https://doi.org/10.1002/2016GL068070>

Bertola, M., Viglione, A., Vorogushyn, S., Lun, D., Merz, B., Blöschl, G., 2021. Do small and large floods have the same drivers of change? A regional attribution analysis in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 25, 1347–1364. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1347-2021>

Bladé, I., Liebmann, B., Fortuny, D., van Oldenborgh, G.J., 2012. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Clim Dyn* 39, 709–727. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1195-x>

Blöschl, G., Bierkens, M.F.P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J.W., McDonnell, J.J., Savenije, H.H.G., Sivapalan, M., Stumpp, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., Allen, S.T., Amin, A., Andréassian, V., Arheimer, B., Aryal, S.K., Baker, V., Bardsley, E., Barendrecht, M.H., Bartosova, A., Batelaan, O., Berghuijs, W.R., Beven, K., Blume, T., Bogaard, T., Amorim, P.B. de, Böttcher, M.E., Boulet, G., Breinl, K., Brilly, M., Brocca, L., Buytaert, W., Castellarin, A., Castelletti, A., Chen, X., Chen, Yangbo, Chen, Yuanfang, Chiffard, P., Claps, P., Clark, M.P., Collins, A.L., Croke, B., Dathe, A., David, P.C., Barros, F.P.J. de, Rooij, G. de, Baldassarre, G.D., Driscoll, J.M., Duethmann, D., Dwivedi, R., Eris, E., Farmer, W.H., Feiccabrino, J., Ferguson, G., Ferrari, E., Ferraris, S., Fersch, B., Finger, D., Foglia, L., Fowler, K., Gartsman, B., Gascoïn, S., Gaume, E., Gelfan, A., Geris, J., Gharari, S., Gleeson, T., Glendell, M., Bevacqua, A.G., González-Dugo, M.P., Grimaldi, S., Gupta, A.B., Guse, B., Han, D., Hannah, D., Harpold, A., Haun, S., Heal, K., Helfricht, K., Herrnegger, M., Hipseý, M., Hlaváčiková, H., Hohmann, C., Holko, L., Hopkinson, C., Hrachowitz, M., Illangasekare, T.H., Inam, A., Innocente, C., Istanbuluoglu, E., Jarihani, B., Kalantari, Z., Kalvans, A., Khanal, S., Khatami, S., Kiesel, J., Kirkby, M., Knoben, W., Kochanek, K., Kohnová, S., Kolechkina, A., Krause, S., Kreamer, D., Kreibich, H., Kunstmann, H., Lange, H., Liberato, M.L.R., Lindquist, E., Link, T., Liu, J., Loucks, D.P., Luce, C., Mahé, G., Makarieva, O., Malard, J., Mashtayeva, S., Maskey, S., Mas-Pla, J., Mavrova-Guirguinova, M., Mazzoleni, M., Mernild, S., Misstear, B.D., Montanari, A., Müller-Thomy, H., Nabizadeh, A., Nardi, F., Neale, C., Nesterova, N., Nurtaev, B., Odongo, V.O., Panda, S., Pande, S., Pang, Z., Papacharalampous, G., Perrin, C., Pfister, L., Pimentel, R., Polo, M.J., Post, D., Sierra, C.P., Ramos, M.-H., Renner, M., Reynolds, J.E., Ridolfi, E., Rigon, R., Riva, M., Robertson, D.E., Rosso, R., Roy, T., Sá, J.H.M., Salvadori, G., Sandells, M., Schaefli, B., Schumann, A., Scolobig, A., Seibert, J., Servat, E., Shafiei, M., Sharma, A., Sidibe, M., Sidle, R.C., Skaugen, T., Smith, H., Spiessl, S.M., Stein, L., Steinsland, I., Strasser, U., Su, B., Szolgay, J., Tarboton, D., Tauro, F., Thirel, G., Tian, F., Tong, R., Tussupova, K., Tyralis, H., Uijlenhoet, R., Beek, R. van, Ent, R.J. van der, Ploeg, M. van der, Loon, A.F.V., Meerveld, I. van, Nooijen, R. van, Oel, P.R. van, Vidal, J.-P., Freyberg, J. von, Vorogushyn, S., Wachniew, P., Wade,

A.J., Ward, P., Westerberg, I.K., White, C., Wood, E.F., Woods, R., Xu, Z., Yilmaz, K.K., Zhang, Y., 2019a. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrological Sciences Journal* 64, 1141–1158. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>

Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R.A.P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilbashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Salinas, J.L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2019b. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature* 573, 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>

Boé, J., 2020. Résultats des nouvelles projections climatiques sur le bassin de la Seine et évaluation de leur capacité à simuler la variabilité basse-fréquence. Rapport annuel de la phase VIII du PIREN-Seine, 16p.

Boé, J., Habets, F., 2014. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>

Boé, J., 2013. Modulation of soil moisture–precipitation interactions over France by large scale circulation. *Clim Dyn* 40, 875–892. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1380-6>

Bonnet, R., Boé, J., Habets, F., 2020. Influence of multidecadal variability on high and low flows: the case of the Seine basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 24, 1611–1631. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1611-2020>

Brönnimann, S., 2007. Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics* 45. <https://doi.org/10.1029/2006RG000199>

Bueh, C., Nakamura, H., 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133, 2117–2131. <https://doi.org/10.1002/qj.173>

C-----

Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., Saba, V., 2018. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>

Caretta, M.A., A. Mukherji, M. Arfanuzzaman, R.A. Betts, A. Gelfan, Y. Hirabayashi, T.K. Lissner, J. Liu, E. Lopez Gunn, R. Morgan, S. Mwanga, and S. Supratid, 2022: Water. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lösche, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 551–712, doi:10.1017/9781009325844.006.

Cassou, C., 2008. Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature* 455, 523–527. <https://doi.org/10.1038/nature07286>

Cassou, C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie* 45, 12p.

Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J.W., Deser, C., 2004. North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *J. Climate* 17, 1055–1068. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2)

Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., 2017. A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophysical Research Letters* 44, 1384–1392. <https://doi.org/10.1002/2016GL072379>

Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson-Delmotte, V., Codron, F., 2010. Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters* 37. <https://doi.org/10.1029/2010GL044613>

Chataigner, J., Michon, J., 2019. Prélèvements quantitatifs sur la ressource en eau (données 2016). Agence française pour la biodiversité (AFB), 12pp.

Comas-Bru, L., McDermott, F., 2014. Impacts of the EA and SCA patterns on the European twentieth century NAO–winter climate relationship. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 140, 354–363. <https://doi.org/10.1002/qj.2158>

Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R.I., Grant, A.N., Groisman, P.Y., Jones, P.D., Kruk, M.C., Kruger, A.C., Marshall, G.J., Maugeri, M., Mok, H.Y., Nordli, Ø., Ross, T.F., Trigo, R.M., Wang, X.L., Woodruff, S.D., Worley, S.J., 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>

Cook, B.I., Mankin, J.S., Marvel, K., Williams, A.P., Smerdon, J.E., Anchukaitis, K.J., 2020. Twenty-First Century Drought Projections in the CMIP6 Forcing Scenarios. *Earth's Future* 8, e2019EF001461. <https://doi.org/10.1029/2019EF001461>

Cornish, C.R., Bretherton, C.S., Percival, D.B., 2006. Maximal Overlap Wavelet Statistical Analysis With Application to Atmospheric Turbulence. *Boundary-Layer Meteorol* 119, 339–374. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9011-y>

Cornish, C. R., Percival, D. B., Bretherton, C. S., 2003. The WMTSA Wavelet Toolkit for Data Analysis in the Geosciences. *EOS Trans AGU*. 84(46): Fall Meet. Suppl., Abstract NG11A-0173.

Coulibaly, P., Burn, D.H., 2004. Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research* 40. <https://doi.org/10.1029/2003WR002667>

Czaja, A., Frankignoul, C., 1999. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters* 26, 2969–2972. <https://doi.org/10.1029/1999GL900613>

D-----

Dai, A., Bloecker, C.E., 2019. Impacts of internal variability on temperature and precipitation trends in large ensemble simulations by two climate models. *Clim Dyn* 52, 289–306. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4132-4>

Davini, P., Hardenberg, J. von, Corti, S., 2015. Tropical origin for the impacts of the Atlantic Multidecadal Variability on the Euro-Atlantic climate. *Environ. Res. Lett.* 10, 094010. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094010>

Dayon, G., Boe, J., Martin, E., Gailhard, J., 2018. Impacts of climate change on the hydrological cycle over France and associated uncertainties. *Comptes Rendus Géoscience* 350, 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.03.001>

Deneux, M., Martin, P., 2001. Les inondations de la Somme, établir les causes et les responsabilités de ces crues, évaluer les coûts et prévenir les risques d'inondations, Rapport de commission d'enquête (2001–2002), rapport du Sénat, <http://www.senat.fr/rap/r01-034-1/r01-034-11.pdf> (last access: 11 May 2022)

Deser, C., Blackmon, M.L., 1993. Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900–1989. *J. Climate* 6, 1743–1753. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1743:SCVOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1743:SCVOTN>2.0.CO;2)

Dezsi, Ş., Mîndrescu, M., Petrea, D., Rai, P.K., Hamann, A., Nistor, M.-M., 2018. High-resolution projections of evapotranspiration and water availability for Europe under climate change. *International Journal of Climatology* 38, 3832–3841. <https://doi.org/10.1002/joc.5537>

Dieppois, B., Lawler, D.M., Slonosky, V., Massei, N., Bigot, S., Fournier, M., Durand, A., 2016. Multidecadal climate variability over northern France during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 36, 4679–4696. <https://doi.org/10.1002/joc.4660>

Dieppois, B., Durand, A., Fournier, M., Massei, N., 2013. Links between multidecadal and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate variability of northern France and England since the 17th century. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 118, 4359–4372. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50392>

Dogar, M.M., Kucharski, F., Sato, T., Mehmood, S., Ali, S., Gong, Z., Das, D., Arraut, J., 2019. Towards understanding the global and regional climatic impacts of Modoki magnitude. *Global and Planetary Change* 172, 223–241. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.004>

Domeisen, D.I.V., Butler, A.H., Fröhlich, K., Bittner, M., Müller, W.A., Baehr, J., 2015. Seasonal Predictability over Europe Arising from El Niño and Stratospheric Variability in the MPI-ESM Seasonal Prediction System. *Journal of Climate* 28, 256–271. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00207.1>

Dong, B., Sutton, R.T., Woollings, T., 2011. Changes of interannual NAO variability in response to greenhouse gases forcing. *Clim. Dyn.* 37, 1621–1641. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0936-6>

Dottori, F., Szewczyk, W., Ciscar, J.-C., Zhao, F., Alfieri, L., Hirabayashi, Y., Bianchi, A., Mongelli, I., Frieler, K., Betts, R.A., Feyen, L., 2018. Increased human and economic losses from river flooding with anthropogenic warming. *Nature Clim Change* 8, 781–786. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0257-z>

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

E-----

Eade, R., Stephenson, D.B., Scaife, A.A., Smith, D.M., 2022. Quantifying the rarity of extreme multi-decadal trends: how unusual was the late twentieth century trend in the North Atlantic Oscillation? *Clim Dyn* 58, 1555–1568. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05978-4>

Edijatno, Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche* 113–122. <https://doi.org/10.1051/lhb/1989007>

Ekolu, J., Dieppois, B., Sidibe, M., Eden, J.M., Trambly, Y., Villarini, G., Peña-Angulo, D., Mahé, G., Paturel, J.-E., Onyutha, C., van de Wiel, M., 2022. Long-term variability in hydrological droughts and floods in sub-Saharan Africa: New perspectives from a 65-year daily streamflow dataset. *Journal of Hydrology* 613, 128359. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128359>

El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.-P., Fournier, M., Dörfli, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.040>

European Commission, 2009. COMMON IMPLEMENTATION STRATEGY FOR THE WATER FRAMEWORK DIRECTIVE (2000/60/EC) – Guidance Document n°18 – GUIDANCE ON GROUNDWATER STATUS AND TREND ASSESSMENT – EC 2009, ISBN 978-92-79-11374-1 – Chap. 5.3.1.

Eyring, V., Gillett, N., Achuta Rao, K.M., Barimalala, R., Barreiro Parrillo, M., Bellouin, N., Cassou, C., Durack, P.J., Kosaka, Y., McGregor, S., Min, S., Morgenstern, O., Sun, Y., 2021. Human Influence on the Climate System. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R.

Yu, and B. Zhou (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA 423–552. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.005>

F-----

Fatichi, S., Rimkus, S., Burlando, P., Bordoy, R., 2014. Does internal climate variability overwhelm climate change signals in streamflow? The upper Po and Rhone basin case studies. *Sci. Total. Environ.* 493, 1171–1182. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.12.014>

Feliks, Y., Small, J., Ghil, M., 2021. Global oscillatory modes in high-end climate modeling and reanalyses. *Clim Dyn* 57, 3385–3411. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05872-z>

Feliks, Y., Ghil, M., Robertson, A.W., 2011. The Atmospheric Circulation over the North Atlantic as Induced by the SST Field. *J. Climate* 24, 522–542. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3859.1>

Feliks, Y., Ghil, M., Robertson, A.W., 2010. Oscillatory Climate Modes in the Eastern Mediterranean and Their Synchronization with the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 23, 4060–4079. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3181.1>

Flipe, N., Gallois, N., Schuite, J., 2021. Recalibration du modèle CaWaQS-Seine pour l'analyse du fonctionnement hydrologique du bassin. Technical report, ARMINES/AESN, 168pp. <https://hal-mines-paristech.archives-ouvertes.fr/hal-03240324/>

Flipe, N., Rivière, A., Gallois, N., Labarthe, B., Baratelli, F., Wang, S., Maillot, M., Verbeke, T., Goblet, P., Jost, A., Abasq, L., 2019. CATCHment WATER quality Simulator : CaWaQS. Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, 4, 11–46.

Folland, C.K., Knight, J., Linderholm, H.W., Fereday, D., Ineson, S., Hurrell, J.W., 2009. The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. *Journal of Climate* 22, 1082–1103. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2459.1>

Fossa, M., Dieppois, B., Massei, N., Fournier, M., Laignel, B., Vidal, J.-P., 2021. Spatiotemporal and cross-scale interactions in hydroclimate variability: a case-study in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 5683–5702. <https://doi.org/10.5194/hess-25-5683-2021>

Fossa, M., 2020. Non-linear and non-stationary hydroclimate variability in France and the Euro-Atlantic area. Thèse de doctorat, Sciences de l'Univers, Normandie Université.

Frankignoul, C., Gastineau, G., Kwon, Y.-O., 2015. Wintertime Atmospheric Response to North Atlantic Ocean Circulation Variability in a Climate Model. *Journal of Climate* 28, 7659–7677. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0007.1>

Franzke, C.L.E., Barbosa, S., Blender, R., Fredriksen, H.-B., Laepple, T., Lambert, F., Nilsen, T., Rypdal, K., Rypdal, M., Scotto, Manuel G., Vannitsem, S., Watkins, N.W., Yang, L., Yuan, N., 2020. The Structure of Climate Variability Across Scales. *Reviews of Geophysics* 58, e2019RG000657. <https://doi.org/10.1029/2019RG000657>

Fritier, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., Deloffre, J., 2012. Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *C. R. Geosci.* 344, 396–405. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.07.004>

G-----

Gastineau, G., Frankignoul, C., 2015. Influence of the North Atlantic SST Variability on the Atmospheric Circulation during the Twentieth Century. *Journal of Climate* 28, 1396–1416. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1>

Gastineau, G., Frankignoul, C., 2012. Cold-season atmospheric response to the natural variability of the Atlantic meridional overturning circulation. *Clim Dyn* 39, 37–57. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1109-y>

Ghil, M., Lucarini, V., 2020. The physics of climate variability and climate change. *Rev. Mod. Phys.* 92, 035002. <https://doi.org/10.1103/RevModPhys.92.035002>

Ghosh, R., Müller, W.A., Baehr, J., Bader, J., 2017. Impact of observed North Atlantic multidecadal variations to European summer climate: a linear baroclinic response to surface heating. *Clim Dyn* 48, 3547–3563. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3283-4>

Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., Bard, A., 2013. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology* 482, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.038>

Goodkin, N.F., Huguen, K.A., Doney, S.C., Curry, W.B., 2008. Increased multidecadal variability of the North Atlantic Oscillation since 1781. *Nature Geosci* 1, 844–848. <https://doi.org/10.1038/ngeo352>

Gouirand, I., Moron, V., Zorita, E., 2007. Teleconnections between ENSO and North Atlantic in an ECHO-G simulation of the 1000–1990 period. *Geophysical Research Letters* 34. <https://doi.org/10.1029/2006GL028852>

Gu, L., Chen, J., Xu, C.-Y., Kim, J.-S., Chen, H., Xia, J., Zhang, L., 2019. The contribution of internal climate variability to climate change impacts on droughts. *Sci. Total. Environ.* 684, 229–246. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.345>

Gudmundsson, L., Boulange, J., Do, H.X., Gosling, S.N., Grillakis, M.G., Koutroulis, A.G., Leonard, M., Liu, J., Schmied, H.M., Papadimitriou, L., Pokhrel, Y., Seneviratne, S.I., Satoh, Y., Thiery, W., Westra, S., Zhang, X., Zhao, F., 2021. Globally observed trends in mean and extreme river flow attributed to climate change. *Science* 371, 1159–1162. <https://doi.org/10.1126/science.aba3996>

Gudmundsson, L., Seneviratne, S.I., Zhang, X., 2017. Anthropogenic climate change detected in European renewable freshwater resources. *Nature Clim Change* 7, 813–816. <https://doi.org/10.1038/nclimate3416>

Gudmundsson, L., Tallaksen, L.M., Stahl, K., Fleig, A.K., 2011. Low-frequency variability of European runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2853–2869. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2853-2011>

H-----

Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Augeard, B., Besson, F., Caballero, Y., De Dreuz, J.-R., Le Moigne, P., Longuevergne, L., Martin, E., Morel, T., Regimbeau, F., Rousseau, M., Rousseau-Gueutin, P., Thiery, D., Soubeyroux, J.-M., Vergnes, J.-P., Viennot, P., 2015. *Aqui-FR, un système multi-modèle hydrogéologique à l'échelle nationale*. *Géologues* 187, 105-109.

Habets, F., Gascoin, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., Ottlé, C., Viennot, P., 2010. Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 99–117. <https://doi.org/10.5194/hess-14-99-2010>

Hamed, K.H., Ramachandra Rao, A., 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology* 204, 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)

Han, D., Currell, M.J., Cao, G., Hall, B., 2017. Alterations to groundwater recharge due to anthropogenic landscape change. *Journal of Hydrology* 554, 545–557. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.018>

Hannaford, J., Buys, G., Stahl, K., Tallaksen, L.M., 2013. The influence of decadal-scale variability on trends in long European streamflow records. *Hydrology and Earth System Sciences* 17, 2717–2733. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2717-2013>

Harris, I., Osborn, T.J., Jones, P., Lister, D., 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data* 7, 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>

Hauser, T., Demirov, E., Zhu, J., Yashayaev, I., 2015. North Atlantic atmospheric and ocean inter-annual variability over the past fifty years – Dominant patterns and decadal shifts. *Progress in Oceanography, Oceanography of the Arctic and North Atlantic Basins* 132, 197–219. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.10.008>

He, C., Li, T., 2019. Does global warming amplify interannual climate variability? *Clim Dyn* 52, 2667–2684. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4286-0>

Hermida, L., López, L., Merino, A., Berthet, C., García-Ortega, E., Sánchez, J.L., Dessens, J., 2015. Hailfall in southwest France: Relationship with precipitation, trends and wavelet analysis. *Atmospheric Research* 156, 174–188. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.005>

Holman, I.P., Rivas-Casado, M., Bloomfield, J.P., Gurdak, J.J., 2011. Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeol J* 19, 1269. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0755-9>

Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Smith, T.M., Vose, R.S., Zhang, H.-M., 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate* 30, 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>

Huang, N.E., Shen, Z., Long, S.R., Wu, M.C., Shih, H.H., Zheng, Q., Yen, N.-C., Tung, C.C., Liu, H.H., 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 454, 903–995. <https://doi.org/10.1098/rspa.1998.0193>

Hughes, A., Mansour, M., Ward, R., Kieboom, N., Allen, S., Seccombe, D., Charlton, M., Prudhomme, C., 2021. The impact of climate change on groundwater recharge: National-scale assessment for the British mainland. *Journal of Hydrology* 598, 126336. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126336>

Hurrell, J.W., Deser, C., 2015. Northern Hemisphere climate variability during winter: Looking back on the work of Felix Exner. *metz* 24, 113–118. <https://doi.org/10.1127/metz/2015/0578>

Hurrell, J.W., Deser, C., 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Marine Syst.* 78, 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>

Hurrell, J.W., Van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climate Change* 36, 301–326. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8905-5_4

Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269, 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>

I-----

Ionita, M., Tallaksen, L.M., Kingston, D.G., Stagge, J.H., Laaha, G., Van Lanen, H.A.J., Scholz, P., Chelcea, S.M., Haslinger, K., 2017. The European 2015 drought from a climatological perspective. *Hydrology and Earth System Sciences* 21, 1397–1419. <https://doi.org/10.5194/hess-21-1397-2017>

IPCC, 2021. Water Cycle changes. In *Climate change 2021: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.01>

IPCC, 2014. *Climate change 2014. Synthesis report*, Cambridge university press, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>

IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge university press, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Ivasić, S., Herceg-Bulić, I., King, M.P., 2021. Recent weakening in the winter ENSO teleconnection over the North Atlantic-European region. *Clim Dyn*. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05783-z>

K-----

Kalimeris, A., Ranieri, E., Founda, D., Norrant, C., 2017. Variability modes of precipitation along a Central Mediterranean area and their relations with ENSO, NAO, and other climatic patterns. *Atmospheric Research* 198, 56–80. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.07.031>

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437–472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)

Kao, H.-Y., Yu, J.-Y., 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate* 22, 615–632. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1>

Kendall, M.G., Stuart, A., Ord, J.K., 1987. *Kendall's advanced theory of statistics*. Oxford University Press, Inc., USA.

Kingston, D.G., Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Hartmann, A., Lavers, D.A., Vidal, J.-P., 2020. Moving beyond the catchment scale: Value and opportunities in large-scale hydrology to understand our changing world. *Hydrological Processes* 34, 2292–2298. <https://doi.org/10.1002/hyp.13729>

Kingston, D.G., McGregor, G.R., Hannah, D.M., Lawler, D.M., 2007. Large-Scale Climatic Controls on New England River Flow. *Journal of Hydrometeorology* 8, 367–379. <https://doi.org/10.1175/JHM584.1>

Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A., 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026242>

Koirala, S., Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Kanae, S., 2014. Global assessment of agreement among streamflow projections using CMIP5 model outputs. *Environ. Res. Lett.* 9, 064017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/6/064017>

Kuss, A.J.M., Gurdak, J.J., 2014. Groundwater level response in U.S. principal aquifers to ENSO, NAO, PDO, and AMO. *Journal of Hydrology* 519, 1939–1952. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.069>

L-----

Labat, D., 2010. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology* 385, 269–278. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.029>

Labat, D., 2006. Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 143–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.057>

Labat, D., 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *J. Hydrol.* 314, 275–288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003>

Lange, S., Volkholz, J., Geiger, T., Zhao, F., Vega, I., Veldkamp, T., Reyer, C.P.O., Warszawski, L., Huber, V., Jägermeyr, J., Schewe, J., Bresch, D.N., Büchner, M., Chang, J., Ciais, P., Dury, M., Emanuel, K., Folberth, C., Gerten, D., Gosling, S.N., Grillakis, M., Hanasaki, N., Henrot, A.-J., Hickler, T., Honda, Y., Ito, A., Khabarov, N., Koutroulis, A., Liu, W., Müller, C., Nishina, K., Ostberg, S., Müller Schmied, H., Seneviratne, S.I., Stacke, T., Steinkamp, J., Thiery, W., Wada, Y., Willner, S., Yang, H., Yoshikawa, M., Yue, C., Frieler, K., 2020. Projecting Exposure to Extreme Climate Impact Events Across Six Event Categories and Three Spatial Scales. *Earth's Future* 8, e2020EF001616. <https://doi.org/10.1029/2020EF001616>

Lavers, D.A., Hannah, D.M., Bradley, C., 2015. Connecting large-scale atmospheric circulation, river flow and groundwater levels in a chalk catchment in southern England. *Journal of Hydrology* 523, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.060>

Lenton, T.M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J.W., Lucht, W., Rahmstorf, S., Schellnhuber, H.J., 2008. Tipping elements in the Earth's climate system. *P. Natl. Acad. Sci. USA* 105, 1786–1793. <https://doi.org/10.1073/pnas.0705414105>

Liesch, T., Wunsch, A., 2019. Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *J. Hydrol.* 572, 226–242. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.060>

Lima, C.H.R., Lall, U., Troy, T.J., Devineni, N., 2015. A climate informed model for nonstationary flood risk prediction: Application to Negro River at Manaus, Amazonia. *Journal of Hydrology* 522, 594–602. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.009>

Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., 2006. *Mediterranean Climate Variability*. Elsevier.

López, J., Francés, F., 2013. Non-stationary flood frequency analysis in continental Spanish rivers, using climate and reservoir indices as external covariates. *Hydrology and Earth System Sciences* 17, 3189–3203. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3189-2013>

Lorenzo-Lacruz, J., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S.M., Hannaford, J., García, C., Peña-Angulo, D., Murphy, C., 2022. Streamflow frequency changes across western Europe and interactions with North Atlantic atmospheric circulation patterns. *Global and Planetary Change* 212, 103797. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103797>

Luppichini, M., Barsanti, M., Giannecchini, R., Bini, M., 2021. Statistical relationships between large-scale circulation patterns and local-scale effects: NAO and rainfall regime in a key area of the Mediterranean basin. *Atmospheric Research* 248, 105270. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105270>

M-----

Machard de Gramont, H., Mardhel, V., 2006. Atlas des remontées de nappes en France métropolitaine, BRGM/RP-54414-FR, BRGM, 105 pp. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-54414-FR.pdf>

Mann, H.B., 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13, 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>

Mann, M.E., 2019. The Weather Amplifier. *Sci Am* 320, 42–49. doi: 10.1038/scientificamerican0319-42

Marcus, M.G., Brazel, S.W., 1984. Climate Change in Arizona's Future. Arizona state Climate Publication, 1, Office of the State Climatologist, Arizona state University, Tempe. 50p.

Maréchal, J.-C., Rouillard, J., 2020. Groundwater in France: Resources, Use and Management Issues, in: Rinaudo, J.-D., Holley, C., Barnett, S., Montginoul, M. (Eds.), Sustainable Groundwater Management, Global Issues in Water Policy. Springer International Publishing, Cham, pp. 17–45. https://doi.org/10.1007/978-3-030-32766-8_2

Mares, I., Mares, C., Mihailescu, M., 2002. NAO impact on the summer moisture variability across Europe. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27, 1013–1017. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00135-3](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00135-3)

Martel, J.-L., Mailhot, A., Brissette, F., Caya, D., 2018. Role of Natural Climate Variability in the Detection of Anthropogenic Climate Change Signal for Mean and Extreme Precipitation at Local and Regional Scales. *Journal of Climate* 31, 4241–4263. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0282.1>

Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D.M., Lavers, D.A., Fossa, M., Laignel, B., Debret, M., 2017. Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation: Application to the Seine river catchment, France. *J. Hydrol.* 546, 262–275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.008>

Massei, N., Fournier, M., 2012. Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert–Huang Transform. *J. Hydrol.* 448–449, 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.052>

Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., 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. *Int. J. Climatol.* 30, 2146–2154. <https://doi.org/10.1002/joc.2022>

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.: Atmos.* 112, D09121. <https://doi.org/10.1029/2005JD007000>

McCallum, J.L., Crosbie, R.S., Walker, G.R., Dawes, W.R., 2010. Impacts of climate change on groundwater in Australia: a sensitivity analysis of recharge. *Hydrogeol J* 18, 1625–1638. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0624-y>

McCarthy, G.D., Haigh, I.D., Hirschi, J.J.-M., Grist, J.P., Smeed, D.A., 2015. Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations. *Nature* 521, 508–510. <https://doi.org/10.1038/nature14491>

Mecking, J.V., Keenlyside, N.S., Greatbatch, R.J., 2014. Stochastically-forced multidecadal variability in the North Atlantic: a model study. *Clim Dyn* 43, 271–288. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1930-6>

Moore, G.W.K., Renfrew, I.A., Pickart, R.S., 2013. Multidecadal Mobility of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 26, 2453–2466. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00023.1>

Msadek, R., Frankignoul, C., Li, L.Z.X., 2011. Mechanisms of the atmospheric response to North Atlantic multidecadal variability: a model study. *Clim Dyn* 36, 1255–1276. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0958-0>

N-----

Nagy, J., 2003. Effect of Irrigation on Maize Yield (*Zea mays* L.). *Acta Agraria Debreceniensis* 30–35. <https://doi.org/10.34101/actaagrar/11/3441>

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)

Neves, M.C., Jerez, S., Trigo, R.M., 2019. The response of piezometric levels in Portugal to NAO, EA, and SCAND climate patterns. *J. Hydrol.* 568, 1105–1117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.054>

Nicolle, M., 2018. Variabilités hydro-climatiques multi-décennales à pluri-séculaires en Arctique-subarctique depuis 2000 ans. Thèse de doctorat, Sciences de la Terre, Normandie Université, 330p.

O-----

Omrani, N.-E., Keenlyside, N.S., Bader, J., Manzini, E., 2014. Stratosphere key for wintertime atmospheric response to warm Atlantic decadal conditions. *Clim Dyn* 42, 649–663. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1860-3>

O'Reilly, C.H., Huber, M., Woollings, T., Zanna, L., 2016. The signature of low-frequency oceanic forcing in the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* 43, 2810–2818. <https://doi.org/10.1002/2016GL067925>

P-----

Peings, Y., Magnusdottir, G., 2014. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean. *Environ. Res. Lett.* 9, 034018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/3/034018>

Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Reig, F., Trambly, Y., Trigo, R.M., Luna, M.Y., Turco, M., Noguera, I., Aznárez-Balta, M., García-Herrera, R., Tomas-Burguera, M., Kenawy, A.E., 2020. Long-term precipitation in Southwestern Europe reveals no clear trend attributable to anthropogenic forcing. *Environ. Res. Lett.* 15, 094070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9c4f>

Percival, D.B., Walden, A.T., 2000. *Wavelet Methods for Time Series Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge.

Pérez Ciria, T., Labat, D., Chiogna, G., 2019. Detection and interpretation of recent and historical streamflow alterations caused by river damming and hydropower production in the Adige and Inn river basins using continuous, discrete and multiresolution wavelet analysis. *J. Hydrol.* 578, 124021. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124021>

Poccard, I., Janicot, S., Camberlin, P., 2000. Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics* 16, 897–915. <https://doi.org/10.1007/s003820000087>

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D.G.H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., Trémolet, Y., Hólm, E.V., Bonavita, M., Isaksen, L., Fisher, M., 2016. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate* 29, 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>

Portmann, F.T., Döll, P., Eisner, S., Flörke, M., 2013. Impact of climate change on renewable groundwater resources: assessing the benefits of avoided greenhouse gas emissions using selected CMIP5 climate projections. *Environ. Res. Lett.* 8, 024023. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024023>

Q-----

Qasmi, S., Cassou, C., Boé, J., 2017. Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature: Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models. *Geophys. Res. Lett.* 44, 11,140–11,149. <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>

R-----

Renard, B., Thyer, M., 2019. Revealing Hidden Climate Indices from the Occurrence of Hydrologic Extremes. *Water Resources Research* 55, 7662–7681. <https://doi.org/10.1029/2019WR024951>

Renard, B., 2006. Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. *Sciences de l'environnement. Thèse de doctorat, INP Grenoble.*

Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes, D.C., Wang, W., 2002. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate* 15, 1609–1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2)

Rial, J.A., Pielke, R.A., Beniston, M., Claussen, M., Canadell, J., Cox, P., Held, H., de Noblet-Ducoudré, N., Prinn, R., Reynolds, J.F., Salas, J.D., 2004. Nonlinearities, Feedbacks and Critical Thresholds within the Earth's Climate System. *Climatic Change* 65, 11–38. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000037493.89489.3f>

Richard, S., Bouleau, G., Barone, S., 2010. Water governance in France: institutional framework, stakeholders, arrangements and process. *Anna Blume.*

Rimbu, N., Lohmann, G., Ionita, M., 2014. Interannual to multidecadal Euro-Atlantic blocking variability during winter and its relationship with extreme low temperatures in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119, 13,621–13,636. <https://doi.org/10.1002/2014JD021983>

Robson, J., Sutton, R., Smith, D., 2014. Decadal predictions of the cooling and freshening of the North Atlantic in the 1960s and the role of ocean circulation. *Clim Dyn* 42, 2353–2365. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2115-7>

Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., 2011. A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Global and Planetary Change* 78, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.04.008>

Roux, J.C., 2006. *Aquifères et eaux souterraines en France.* BRGM Editions, 956p.

Ruprich-Robert, Y., Msadek, R., Castruccio, F., Yeager, S., Delworth, T., Danabasoglu, G., 2017. Assessing the Climate Impacts of the Observed Atlantic Multidecadal Variability Using the GFDL CM2.1 and NCAR CESM1 Global Coupled Models. *Journal of Climate* 30, 2785–2810. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0127.1>

Rust, W., Bloomfield, J.P., Cuthbert, M., Corstanje, R., Holman, I., 2022. The importance of non-stationary multiannual periodicities in the North Atlantic Oscillation index for forecasting water resource

drought. *Hydrology and Earth System Sciences* 26, 2449–2467. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2449-2022>

Rust, W., Holman, I., Bloomfield, J., Cuthbert, M., Corstanje, R., 2019. Understanding the potential of climate teleconnections to project future groundwater drought. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 3233–3245. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3233-2019>

Rust, W., Holman, I., Corstanje, R., Bloomfield, J., Cuthbert, M., 2018. A conceptual model for climatic teleconnection signal control on groundwater variability in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 177, 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.017>

S-----

Satoh, Y., Yoshimura, K., Pokhrel, Y., Kim, H., Shiogama, H., Yokohata, T., Hanasaki, N., Wada, Y., Burek, P., Byers, E., Schmied, H.M., Gerten, D., Ostberg, S., Gosling, S.N., Boulange, J.E.S., Oki, T., 2022. The timing of unprecedented hydrological drought under climate change. *Nat Commun* 13, 3287. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-30729-2>

Schlef, K.E., François, B., Robertson, A.W., Brown, C., 2018. A General Methodology for Climate-Informed Approaches to Long-Term Flood Projection—Illustrated With the Ohio River Basin. *Water Resources Research* 54, 9321–9341. <https://doi.org/10.1029/2018WR023209>

Schmitt, L., 2001. Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de cours d'eau. Recherche méthodologique appliquée aux systèmes fluviaux d'Alsace. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur Strasbourg, 350p.

Schubert, S., Wang, H., Suarez, M., 2011. Warm Season Subseasonal Variability and Climate Extremes in the Northern Hemisphere: The Role of Stationary Rossby Waves. *Journal of Climate* 24, 4773–4792. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05035.1>

Schuite, J., Flipo, N., Massei, N., Rivière, A., Baratelli, F., 2019. Improving the Spectral Analysis of Hydrological Signals to Efficiently Constrain Watershed Properties. *Water Resources Research* 55, 4043–4065. <https://doi.org/10.1029/2018WR024579>

Seguin, J.-J., Allier, D., Manceau, J.-C., 2019. Contribution d'un index piézométrique standardisé à l'analyse de l'impact des sécheresses sur les ressources en eau souterraines. *Géologues* 202, 43–48.

Sen, P.K., 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Biometrika* 63, 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

Seneviratne, S.I., X. Zhang, M. Adnan, W. Badi, C. Dereczynski, A. Di Luca, S. Ghosh, I. Iskandar, J. Kossin, S. Lewis, F. Otto, I. Pinto, M. Satoh, S.M. Vicente-Serrano, M. Wehner, and B. Zhou, 2021: Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1513–1766, doi:10.1017/9781009157896.013.

Shorthouse, C.A., Arnell, N.H., 1997. Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic Oscillation. *FRIEND 97 - Reg Hydrol Concepts Model Sustain Water Resour Manag IAHS Publ* 246.

Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Van De Wiel, M., Lawler, D., 2020. Near-term impacts of climate variability and change on hydrological systems in West and Central Africa. *Clim Dyn* 54, 2041–2070. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05102-7>

Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Lawler, D., 2019. Interannual to Multi-decadal streamflow variability in West and Central Africa: Interactions with catchment properties and large-scale climate variability. *Global Planet. Change* 177, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.003>

Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., Dupont, J.-P., 2009. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol. J.* 17, 1823. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0488-1>

Slivinski, L.C., Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Giese, B.S., McColl, C., Allan, R., Yin, X., Vose, R., Titchner, H., Kennedy, J., Spencer, L.J., Ashcroft, L., Brönnimann, S., Brunet, M., Camuffo, D., Cornes, R., Cram, T.A., Crouthamel, R., Domínguez-Castro, F., Freeman, J.E., Gergis, J., Hawkins, E., Jones, P.D., Jourdain, S., Kaplan, A., Kubota, H., Blancq, F.L., Lee, T.-C., Lorrey, A., Luterbacher, J., Maugeri, M., Mock, C.J., Moore, G.W.K., Przybylak, R., Pudmenzky, C., Reason, C., Slonosky, V.C., Smith, C.A., Tinz, B., Trewin, B., Valente, M.A., Wang, X.L., Wilkinson, C., Wood, K., Wyszyński, P., 2019. Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 145, 2876–2908. <https://doi.org/10.1002/qj.3598>

Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L., Van Lanen, H., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., Jordar, J., 2010. Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 2367–2382. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2367-2010>

Starck, J.-L., Fadili, J., Murtagh, F., 2007. The Undecimated Wavelet Decomposition and its Reconstruction. *IEEE Transactions on Image Processing* 16, 297–309. <https://doi.org/10.1109/TIP.2006.887733>

Sun, X., Ding, Q., Wang, S.-Y. S., Topál, D., Li, Q., Castro, C., Teng, H., Luo, R., Ding, Y., 2022. Enhanced jet stream waviness induced by suppressed tropical Pacific convection during boreal summer. *Nature Communications* 13, 1288. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28911-7>

Sun, C., Li, J., Jin, F.-F., 2015. A delayed oscillator model for the quasi-periodic multidecadal variability of the NAO. *Clim Dyn* 45, 2083–2099. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2459-z>

Surdyk, N., Thiéry, D., Nicolas, J., Gutierrez, A., Vigier, Y., Mougin, B., 2022. MétéEAU Nappes: a real-time water-resource-management tool and its application to a sandy aquifer in a high-demand irrigation context. *Hydrogeol J.* <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02509-1>

Sutton, R.T., Dong, B., 2012. Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nat. Geosci.* 5, 788–792. <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>

Sutton, R.T., Hodson, D.L.R., 2005. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science* 309, 115–118. <https://doi.org/10.1126/science.1109496>

T-----

Tegel, W., Seim, A., Skiadaresis, G., Ljungqvist, F.C., Kahle, H.-P., Land, A., Muigg, B., Nicolussi, K., Büntgen, U., 2020. Higher groundwater levels in western Europe characterize warm periods in the Common Era. *Scientific Reports* 10, 16284. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-73383-8>

Terray, L., Boé, J., 2013. Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *C. R. Geosci.* 345, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.02.003>

Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *B. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

Tramblay, Y., Mimeau, L., Neppel, L., Vinet, F., Sauquet, E., 2019. Detection and attribution of flood trends in Mediterranean basins. *Hydrology and Earth System Sciences* 23, 4419–4431. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4419-2019>

Trenberth, K.E., Caron, J.M., 2001. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *Journal of Climate* 14, 3433–3443. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3433:EOMAAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3433:EOMAAO>2.0.CO;2)

Turki, I., Baulon, L., Massei, N., Laignel, B., Costa, S., Fournier, M., Maquaire, O., 2020. A nonstationary analysis for investigating the multiscale variability of extreme surges: case of the English Channel coasts. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 20, 3225–3243. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-3225-2020>

U-----

Ullmann, A., Fontaine, B., Roucou, P., 2014. Euro-Atlantic weather regimes and Mediterranean rainfall patterns: present-day variability and expected changes under CMIP5 projections. *International Journal of Climatology* 34, 2634–2650. <https://doi.org/10.1002/joc.3864>

V-----

Van Loon, A.F., 2015. Hydrological drought explained. *WIREs Water* 2, 359–392. <https://doi.org/10.1002/wat2.1085>

Velasco, E.M., Gurdak, J.J., Dickinson, J.E., Ferré, T.P.A., Corona, C.R., 2017. Interannual to multidecadal climate forcings on groundwater resources of the U.S. West Coast. *J. Hydrol.: Regional Studies, Water, energy, and food nexus in the Asia-Pacific region* 11, 250–265. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.018>

Vergnes, J.-P., Caballero, Y., Lanini, S., 2022. Assessing climate change impact on French groundwater resources using a spatially distributed hydrogeological model. *Hydrological Sciences Journal*, accepted manuscript. <https://doi.org/10.1080/02626667.2022.2150553>

Vicente-Serrano, S.M., Peña-Gallardo, M., Hannaford, J., Murphy, C., Lorenzo-Lacruz, J., Dominguez-Castro, F., López-Moreno, J.I., Beguería, S., Noguera, I., Harrigan, S., Vidal, J.-P., 2019. Climate, Irrigation, and Land Cover Change Explain Streamflow Trends in Countries Bordering the Northeast Atlantic. *Geophysical Research Letters* 46, 10821–10833. <https://doi.org/10.1029/2019GL084084>

Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., 2008. Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113. <https://doi.org/10.1029/2008JD010382>

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyrou, J.-M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* 30, 1627–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>

Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., Cullen, H.M., 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 98, 12876–12877. <https://doi.org/10.1073/pnas.231391598>

W-----

Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review* 109, 784–812. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2)

Wasko, C., Nathan, R., 2019. Influence of changes in rainfall and soil moisture on trends in flooding. *J. Hydrol.* 575, 432–441. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.054>

Wiel, K. van der, Bloomfield, H.C., Lee, R.W., Stoop, L.P., Blackport, R., Screen, J.A., Selten, F.M., 2019. The influence of weather regimes on European renewable energy production and demand. *Environ. Res. Lett.* 14, 094010. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab38d3>

Williams, P.D., Alexander, M.J., Barnes, E.A., Butler, A.H., Davies, H.C., Garfinkel, C.I., Kushnir, Y., Lane, T.P., Lundquist, J.K., Martius, O., Maue, R.N., Peltier, W.R., Sato, K., Scaife, A.A., Zhang, C., 2017. A Census of Atmospheric Variability From Seconds to Decades. *Geophysical Research Letters* 44, 11,201–11,211. <https://doi.org/10.1002/2017GL075483>

Winckel, A., Ollagnier, S., Gabillard, S., 2022. Managing groundwater resources using a national reference database: the French ADES concept. *SN Appl. Sci.* 4, 217. <https://doi.org/10.1007/s42452-022-05082-0>

Wunsch, A., Liesch, T., Broda, S., 2022. Deep learning shows declining groundwater levels in Germany until 2100 due to climate change. *Nat Commun* 13, 1221. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28770-2>

Y-----

Yamamoto, A., Palter, J.B., 2016. The absence of an Atlantic imprint on the multidecadal variability of wintertime European temperature. *Nat Commun* 7, 10930. <https://doi.org/10.1038/ncomms10930>

Yue, S., Wang, C., 2004. The Mann-Kendall Test Modified by Effective Sample Size to Detect Trend in Serially Correlated Hydrological Series. *Water Resources Management* 18, 201–218. <https://doi.org/10.1023/B:WARM.0000043140.61082.60>

Z-----

Zamrane, Z., Mahé, G., Laftouhi, N.-E., 2021. Wavelet Analysis of Rainfall and Runoff Multidecadal Time Series on Large River Basins in Western North Africa. *Water* 13, 3243. <https://doi.org/10.3390/w13223243>

Zhang, W., Mei, X., Geng, X., Turner, A.G., Jin, F.-F., 2019. A Nonstationary ENSO–NAO Relationship Due to AMO Modulation. *Journal of Climate* 32, 33–43. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0365.1>

Zhang, W., Wang, L., Xiang, B., Qi, L., He, J., 2015. Impacts of two types of La Niña on the NAO during boreal winter. *Clim Dyn* 44, 1351–1366. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2155-z>

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte géologique de la France. (Source : Brgm).....	24
Figure 2. Principaux aquifères alluviaux (en bleu) de France. (Source : Brgm).....	25
Figure 3. Localisation des trois principaux bassins sédimentaires de France et leur profondeur. (Source : Brgm).....	26
Figure 4. Coupe géologique simplifiée orientée ouest-nord ouest/est-sud est du Bassin Parisien.....	27
Figure 5. Répartition spatiale des roches cristallines (orange) et volcaniques (rouge) en France. (Source : Brgm).....	28
Figure 6. Roches carbonatées karstifiables (bleu) en France. (Source : Brgm).....	29
Figure 7. Succession de cycles annuels de recharge-vidange d'une nappe. (Source : Ades).....	30
Figure 8. Cyclicité des nappes par masse d'eau et par point d'eau (Bault et Laurencelle, 2020).	31
Figure 9. Variations piézométriques d'une nappe dite « réactive ». (Source : ADES).....	31
Figure 10. Variations piézométriques d'une nappe dite « inertielle ». (Source : ADES).....	32
Figure 11. Variations piézométriques d'une nappe dite « mixte ». (Source : ADES).....	32
Figure 12. Modèle tri-cellulaire de l'atmosphère.....	33
Figure 13. Position du courant-jet polaire et subtropical.....	34
Figure 14. Amplification des ondes de Rossby au sein du courant-jet polaire et relation avec certains événements météorologiques et hydrologiques extrêmes. (Source : Mann, 2019 ; 5W Infographics).....	35
Figure 15. Les régimes de temps dominants en hiver dans la région Euro-Atlantique : anomalies des hauteurs géopotentielle (m) à 500hPa. Le nombre de jours et le pourcentage d'occurrence de chaque régime de temps sur la période 1974-2007 est indiqué en haut à droite. (Cassou, 2008).....	37
Figure 16. Phases positives (NAO+) et négatives (NAO-) de la NAO et influence sur l'inflexion et le déplacement du courant-jet polaire. (Source : Encyclopaedia Britannica, 2012).....	37
Figure 17. Exemple d'indice climatique : la NAO d'hiver de Hurrell (indice calculé à partir des pressions à la surface de la mer à Lisbonne et Reykjavik). (Source : https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based).....	38
Figure 18. Premiers vecteurs propres de l'analyse par EOF des anomalies de pressions à la surface de la mer (mb) d'hiver (décembre-février) sur la région Euro-Atlantique (1872-2009) calculés à partir de la réanalyse 20CRv2 (Compo et al., 2011) : (a) Oscillation Nord Atlantique (NAO), (b) Pattern Est-Atlantique (EAP), (c) Pattern de Scandinavie (SCAND). Les valeurs à côté de chaque carte représentent le pourcentage de la variance totale expliquée par chaque vecteur propre. (Comas-Bru et McDermott, 2014).....	39
Figure 19. Composites des SST (°C) d'hiver associées aux quatre régimes de temps de la région Euro-Atlantique : (a) NAO-, (b) NAO+, (c) dorsale atlantique, et (d) blocage scandinave. Les zones délimitées en pointillés correspondent aux anomalies froides (températures inférieures à la normale), tandis que les zones délimitées en trait plein correspondent aux anomalies chaudes (températures supérieures à la normale). Les zones grisées correspondent aux zones statistiquement significatives pour un niveau de confiance de 95%. (Cassou et al., 2004).....	42

Figure 20. (a) Anomalies de SST (°C) moyennées pour les fins d'été (mois de juillet, août, septembre) précédant les hivers de la période 1949-2003 dominés par les régimes NAO-. (b) Anomalies de SST (°C) moyennées pour les fins d'été (mois de juillet, août, septembre) précédant les hivers de la période 1949-2003 dominés par les régimes NAO+. (Cassou, 2004)	43
Figure 21. Schéma résumant les interactions océan-atmosphère à l'échelle multidécennale (d'après la revue bibliographique) jusqu'à l'impact potentiel sur les niveaux multidécennaux de la nappe de la craie d'Artois-Picardie. Sur le graphique sont représentés en bleu les niveaux de la nappe de la craie d'Artois-Picardie (standardisés) filtrés des variabilités interannuelles et décennale masquant les fluctuations multidécennales de la nappe et en jaune la variabilité multidécennale Atlantique (AMV).	45
Figure 22. Présentation de la base de données avec (a) les piézomètres constituant la base de données, (b) la durée des chroniques piézométriques, (c) le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques. (Baulon et al., 2020) NB : les piézomètres indiqués comme « Piézomètres de l'étude » sont ceux qui ont été utilisés pour l'étude présentée dans l'article « Géologues ». Pour ce chapitre du manuscrit, leur identification n'est pas nécessaire.	54
Figure 23. Maille de précipitations efficaces (surlignée en bleu) qui présente la plus forte corrélation avec les niveaux de la nappe du piézomètre en rouge.	58
Figure 24. Les différentes formes de la variabilité climatique (adaptée de Marcus et Brazel (1984) par Nicolle (2018)). (1) Variation périodique, (2) changement abrupt des conditions moyennes, (3) variation quasi-périodique, (4) tendance nulle et stationnarité en moyenne, (5) tendance (à la hausse), (6) modification (augmentation) de la variance sans changement de moyenne.	61
Figure 25. Exemple d'un spectre local en ondelettes d'une chronique piézométrique. Sur ce spectre, le temps est indiqué sur l'axe des x, la période sur l'axe des y, et l'amplitude (ou variance, ou puissance spectrale) sur l'axe des z. Les lignes noires expriment les régions du spectre statistiquement significatives pour un niveau de confiance de 95% (test de Monte-Carlo). La zone blanche transparente correspond au cône d'influence, c'est-à-dire aux régions du spectre où la variance est sous-estimée due aux effets de bords.	68
Figure 26. Spectres locaux obtenus par analyse en ondelettes continue de séries temporelles avec des caractéristiques spectrales connues. (a) Série temporelle sans aucune variation de fréquence, (b) série temporelle avec une augmentation progressive de la fréquence, (c) série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une diminution de fréquence, et (d) série temporelle caractérisée par un saut de fréquence correspondant à une augmentation de fréquence. (Nicolle, 2018)	69
Figure 27. Spectre local en ondelettes (à gauche) et spectre global en ondelettes (à droite) de la NAO. Sur le spectre local en ondelettes, les zones en rouge indiquent une variance minimale pour une fréquence et période temporelle donnée tandis que les zones bleues/violettes indiquent une variance maximale. Sur le spectre global en ondelettes sont indiquées les fréquences présentant un pic de variance. (Rossi et al., 2011).	70
Figure 28. Représentation schématique des principes de l'analyse multirésolution par MODWT. Sur ce graphique, $x[n]$ représente le signal à décomposer, $g[n]$ le filtre passe-haut qui génère le détail d'ondelette pour un niveau d'échelle donné, $h[n]$ le filtre passe-bas qui génère l'approximation qui sera de nouveau décomposée jusqu'à ce que la dernière	

approximation ne puisse plus être décomposée ou qu'un niveau de décomposition fixé soit atteint.	71
Figure 29. Exemple de décomposition d'une chronique mensuelle piézométrique par analyse multirésolution par MODWT. La chronique piézométrique est tracée en gris et les détails d'ondelettes (composantes) en bleu. La périodicité de chaque détail d'ondelettes est indiquée à gauche de chaque graphique et la proportion de variance du signal piézométrique expliquée par chacune des composantes est indiquée en rouge. Pour cet exemple, l'ondelette utilisée est une « s20 » et le niveau de décomposition maximal fixé à $\log_2(N)$, où N est la longueur de la série temporelle.	72
Figure 30. Exemple d'une décomposition par MODWT d'une longue chronique piézométrique en utilisant deux ondelettes (symmlet) avec un nombre de coefficients différents. La chronique piézométrique est indiquée en gris, les détails d'ondelettes extraits avec une « s8 » sont en vert, et les détails extraits avec une « s20 » sont indiqués en rouge. La dernière approximation extraite avec les deux types d'ondelettes n'est pas présentée ici puisqu'elle représente 0% de la variance totale pour les deux décompositions.	74
Figure 31. Exemple de carte composite des hauteurs géopotentielle (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité décennale (~14 ans) d'une chronique piézométrique.	76
Figure 32. Magnitude des tendances piézométriques normalisée par le battement de la nappe, et leur significativité statistique (seuil de 95%). L'analyse est réalisée sur les moyennes mensuelles des niveaux piézométriques pour les périodes (a) 1976-2019 et (b) 1996-2019.	82
Figure 33. Comparaison des pentes de Sen calculées pour les niveaux piézométriques moyens mensuels et les précipitations efficaces cumulées sur la période 1996-2019. La significativité statistique est testée pour un seuil de 95%.	86
Figure 34. Comparaison des pentes de Sen calculées pour les niveaux piézométriques moyens mensuels et les précipitations efficaces cumulées sur la période 1976-2019. La significativité statistique est testée pour un seuil de 95%.	87
Figure 35. (a) Composites des hauteurs géopotentielle (Z500 en mètres) et vecteurs vents à 500hPa associés aux variabilités interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations et des niveaux piézométriques dans la craie d'Artois-Picardie à Tincques. (b) Composites des températures à la surface de la mer (SST en °C).	120
Figure 36. Piézomètres sélectionnés (étoiles) dans le Bassin de la Seine pour l'analyse du lien entre la circulation climatique à large-échelle et la variabilité basse fréquence des niveaux piézométriques. Les données de précipitations utilisées pour cette étude sont issues de la réanalyse SAFRAN, et la maille dont la chronique de pluie est la plus corrélée à la piézométrie au sein du bassin versant (voir Chapitre II – partie 1.2.) a été sélectionnée pour l'analyse.	124
Figure 37. Composites du Z500 (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.	127
Figure 38. (a) Composites du Z500 (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques dans la partie libre des sables de l'Albien. (b) Composites des SST (°C).	128

Figure 39. Composites des SST (°C) associées à la variabilité interannuelle (~7 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.....	129
Figure 40. Composites du Z500 (m) et vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.....	130
Figure 41. Composites des SST (°C) associées à la variabilité décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de chaque secteur hydrogéologique du Bassin de la Seine.....	131
Figure 42. (a) Composites du Z500 (m) et des vecteurs vents à 500hPa associés à la variabilité interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations et niveaux piézométriques de la nappe alluviale de la Vistrenque. (b) Composites des SST (°C). (c) Localisation du piézomètre.....	136

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Gamme par entité hydrogéologique des tendances normalisées sur la période 1996-2019.....	83
Tableau 2. Gamme par entité hydrogéologique des tendances normalisées sur la période 1976-2019.....	84

ANNEXES

ANNEXE 1 : Article Géologue

Influence de la variabilité basse-fréquence des niveaux piézométriques sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes

Lisa Baulon^{1,2}, Delphine Allier², Nicolas Massei¹, Hélène Bessiere², Matthieu Fournier¹ et Violaine Bault².

Introduction

La compréhension des extrêmes hydroclimatiques demeure un enjeu capital en contexte de changement climatique. De nombreuses études ont ainsi été réalisées dans le but d'identifier une potentielle augmentation de l'occurrence et/ou de l'intensité des extrêmes dans les variables environnementales liée au changement climatique (*e.g.* Coumou et Rahmstorf, 2012 ; Blöschl *et al.*, 2019b). Parallèlement à ces études établissant le lien entre changement climatique et extrêmes hydroclimatiques, d'autres questions majeures demeurent partiellement ou non résolues. L'origine de périodes pluriannuelles riches en sécheresses (*i.e.* succession d'années sèches sur plusieurs années) ou en inondations (*i.e.* succession d'années humides sur plusieurs années) en est un exemple, ce phénomène étant considéré comme l'un des « 23 problèmes non résolus en hydrologie » (Blöschl *et al.*, 2019a).

À cet égard, les variations piézométriques montrent très souvent des variabilités basse-fréquence marquées, en raison du fait que les bassins et aquifères ont tendance à lisser les variations rapides de la source climatique (précipitations) et ce, d'autant plus que leur temps caractéristique est long. Diverses études qui ont été menées par le passé ont étudié le déterminisme climatique de cette variabilité basse-fréquence (Massei *et al.*, 2010 et 2017 ; Massei et Fournier, 2012 ; Slimani *et al.*, 2009 ; El Janyani *et al.*, 2012). En fonction de la modulation imposée par les propriétés physiques des hydrosystèmes, la variabilité basse-fréquence d'origine climatique peut être imprimée de façon plus ou moins nette dans les variations de niveaux piézométriques. Une question importante est donc de déterminer si (et dans quelle mesure) la variabilité basse-fréquence climatique est responsable de l'atteinte ou du dépassement des très hauts et très bas niveaux piézométriques observés durant les dernières décennies. Ce travail nécessite donc la constitution d'une base de données de piézomètres peu influencés par les activités anthropiques (*i.e.* les prélèvements) et d'une durée suffisante pour étudier de tels phénomènes.

Cet article présentera dans un premier temps la base de données de piézomètres qu'il a été nécessaire de construire pour aborder la problématique. Dans un second temps, la répartition spatiale de la variabilité multi-échel-

le temporelle (fluctuations interannuelles à interdécennales) en fonction des secteurs hydrogéologiques sera analysée. Enfin, nous montrerons comment la variabilité basse-fréquence est susceptible de contrôler les dépassements de seuils piézométriques (hauts et bas niveaux de nappe) potentiellement liés aux événements hydrologiques extrêmes.

La base de données de piézomètres peu influencés

Elaboration de la base de données

Une base de données de piézomètres pas ou peu influencés par les prélèvements a été constituée dans le but d'étudier l'impact de la variabilité climatique sur les niveaux piézométriques moyens et extrêmes à l'échelle de la France métropolitaine. Les chroniques piézométriques contenues dans ce jeu de données sont issues à la fois de la base de données interne du BRGM (BSS-EAU) et du portail national d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines (ADES ; <https://ades.eaufrance.fr/>).

Les chroniques piézométriques ont tout d'abord été sélectionnées par algorithmie qui prend en compte les critères suivants :

- plus de 30 ans de données dans les régions à fort historique piézométrique (Normandie, Hauts-de-France, Grand-Est) et plus de 20 ans de données dans les régions à historique piézométrique plus faible ;
- un nombre minimum de données par mois. Cette quantité minimale est divisée en 2 parties. Dans un premier temps, une date de changement de fréquence d'échantillonnage est identifiée pour chacune des séries piézométriques. En général, cette date correspond à la date d'automatisation de la mesure piézométrique. La fréquence minimale d'échantillonnage est fixée à une donnée mensuelle avant cette date, et trois données mensuelles après cette date ;
- une durée de lacunes consécutives inférieure à 3 ans pour les chroniques piézométriques débutant après 1950, et inférieure à 10 ans pour les chroniques piézométriques débutant avant 1950 pour pallier l'interruption de la mesure lors des deux guerres mondiales. Cet-

1. Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France. Courriel : lisa.baulon@etu.univ-rouen.fr

2. BRGM, 3, avenue C. Guillemin, 45060 Orléans cedex 2, France.

te durée maximale de lacunes permet de préserver convenablement l'information sur la variabilité basse-fréquence (*i.e.* pluriannuelle, interdécennale et pluri-décennale) des chroniques piézométriques.

Ces critères ont été choisis dans le but de maximiser le nombre de chroniques piézométriques sélectionnées ainsi que leur répartition spatiale lors de cette première étape. À la fin de ce premier processus de sélection, 1 000 chroniques piézométriques parmi les 4 983 présentes dans ADES répondaient aux critères énoncés ci-dessus.

À partir de ce premier jeu de données, une analyse individuelle, chronique par chronique, a été faite en trois étapes. Une première visualisation des chroniques piézométriques a été effectuée pour identifier celles qui étaient les plus influencées par les pompages afin de les éliminer. Après cette première visualisation, environ 700 chroniques ont été conservées.

La deuxième étape consistait à analyser visuellement la chronique tout en effectuant un croisement avec les données spatialisées de pompage issues de la base de données Banque Nationale sur les Prélèvements en Eau (BNPE ; <https://bnpe.eaufrance.fr/>) et les zones irriguées issues du Recensement général agricole. En croisant ces informations, les chroniques piézométriques situées dans les zones fortement pompées et/ou irriguées, et qui semblaient significativement influencées par ces activités humaines, ont été éliminées du jeu de données. De plus, lorsque plusieurs piézomètres se situaient à moins de 10 kilomètres de distance dans la même entité hydrogéologique et avec le même dynamisme, seul le piézomètre présentant la plus longue chronique et comportant le moins de lacunes a été sélectionné. Cette deuxième analyse a permis de sélectionner 390 chroniques piézométriques.

Ces 390 chroniques piézométriques ont été visualisées une dernière fois en concertation avec les hydrogéologues régionaux du BRGM et les responsables de réseaux piézométriques. Cette étape a permis de sélectionner plus finement les piézomètres via l'apport de leurs connaissances sur les influences anthropiques avérées et potentielles non référencées dans les bases de données. Une note sur le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques a pu être attribuée à chaque piézomètre. Elle s'échelonne de 0 à 4 : (0) pas d'information, (1) non-influencé, (2) faiblement influencé – présence de prélèvements ponctuels (de faible fréquence, de courte durée) affectant peu la variabilité des niveaux piézométriques, (3) modérément influencé – présence de prélèvements d'assez longue durée et/ou de fréquence assez régulière affectant modérément la

variabilité des niveaux piézométriques, (4) fortement influencé – présence de prélèvements très réguliers, de longue durée, et d'intensité élevée. Le type d'usage (captage AEP – Alimentation en Eau potable –, captage à des fins d'irrigation, etc.) a pu également être précisé lorsqu'un piézomètre était influencé par les activités anthropiques, ainsi que la fréquence d'influence (annuelle, saisonnière, etc.). En fonction du degré d'influence et de la fréquence de pompage, tous les piézomètres fortement influencés (note de 4) ont été éliminés du jeu de données. Compte-tenu du manque de données piézométriques de longue durée dans certaines régions, certains piézomètres présentant une influence qualifiée de « modérée » mais exploitables pour une étude de variabilité ont été conservés (cas de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur) (3,5% du jeu de données). À l'issue de cette succession de visualisations, 256 chroniques piézométriques pas ou peu influencées ont été retenues pour l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les niveaux piézométriques.

Toutefois, la constitution de cette base de données s'appuie essentiellement sur du « dire d'experts » et le croisement de bases de données qualitatives et quantitatives sur les potentielles influences (pompages, irrigations, état des lieux, etc.) qui elles-mêmes possèdent leurs propres limites. Par conséquent, certains piézomètres sélectionnés pourraient cependant être soumis à une influence des prélèvements sur le long terme mais qui n'est pas forcément identifiable visuellement sur les chroniques piézométriques (*e.g.* pompages sur le long terme, modifications de l'occupation du sol).

Préalablement aux analyses, un prétraitement a été réalisé sur certaines séries piézométriques pour éliminer les pompages ponctuels et résiduels, corriger les changements de repères altimétriques passés non corrigés dans les séries piézométriques ainsi que les erreurs de bancarisation et les dérives de capteurs. Lors de ce prétraitement, 2 chroniques piézométriques parmi les 256 ont été supprimées de la base de données en raison de doutes sur une trop forte influence anthropique sur les niveaux piézométriques. Au cours de ces analyses, le traitement a été réalisé au pas de temps mensuel. Ce choix est lié à trois facteurs : (i) la volonté de mettre en évidence les différentes dynamiques piézométriques (*i.e.* ne pas masquer la variabilité annuelle), (ii) l'irrégularité de la fréquence de mesure piézométrique (échantillonnage mensuel puis journalier), et (iii) le temps caractéristique des aquifères dont très peu ont une sensibilité permettant une réponse plus rapide que quelques semaines.

Présentation de la base de données

Formations hydrogéologiques suivies

Les 254 piézomètres sélectionnés se répartissent sur de multiples formations hydrogéologiques : alluviales, sédimentaires, volcaniques et socle (Fig. 1a). La grande majorité des piézomètres sélectionnés se situe dans des aquifères sédimentaires : ils couvrent densément le Bassin parisien, et plus sporadiquement le Bassin aquitain. Chaque piézomètre a été rattaché à un secteur hydrogéologique basé sur le croisement entre les masses d'eau, la lithologie (calcaire, craie, etc.) et le dynamisme des nappes.

La craie du Séno-Turonien du Bassin parisien est l'aquifère le plus représenté parmi les piézomètres sélectionnés, suivi par les calcaires du Jurassique (Lorraine, Berry, Poitou) sur la bordure du Bassin parisien et les calcaires de Beauce de l'Éocène. Les piézomètres situés dans le Bassin aquitain suivent principalement les calcaires fracturés du Jurassique au Nord, et de multiples formations sédimentaires dans la partie sud (sables, calcaires). Enfin, la grande majorité des piézomètres sélectionnés dans la vallée du Rhône se situent dans des formations alluviales et fluvioglaciales.

Les piézomètres situés dans des aquifères alluviaux sont aussi nombreux dans le jeu de données sélectionné, notamment en plaine d'Alsace, sur le pourtour méditerranéen et au niveau de la Garonne. Enfin, quelques

piézomètres sont situés dans les formations volcaniques du Puy-de-Dôme et dans les formations de socle du massif Armoricaïn.

Durée des chroniques piézométriques

La durée des chroniques sélectionnées s'étend de 20 ans à 121 ans (Fig. 1b). La répartition spatiale de la durée des chroniques présente une sectorisation nord-sud importante avec les plus longues chroniques dans le Bassin parisien et en Alsace, et des chroniques plus courtes de la Bretagne au sud de la France. Cet important contraste nord-sud est lié à une installation tardive du réseau piézométrique dans le centre et le sud de la France dans les années 1990, alors que ce réseau piézométrique a été installé dans les années 1970 au nord de la France. Il existe localement quelques longues chroniques avec plus de 100 ans de données, comme dans la craie du Séno-Turonien du bassin Artois-Picardie.

Cette sectorisation nord-sud de la mise en place du réseau piézométrique est un élément limitant pour des analyses nécessitant de longues chroniques piézométriques à l'échelle de la France métropolitaine. Un travail de reconstitution historique de chroniques serait donc nécessaire pour pallier ce manque de données.

Degré d'influence anthropique

Le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques est représenté pour chaque piézomètre sur la figure 1c. Lorsque les piézomètres présentent un degré d'influence équivalent à 0, aucune information sur l'influence anthropique n'a été référencée dans l'état des lieux du réseau piézométrique ou par les hydrogéologues régionaux. Ces chroniques qui, visuellement, ne semblaient pas influencées et étaient situées à une distance raisonnable de captages et de zones d'irrigation intense, ont été conservées dans la base de données. Elles se situent principalement dans les calcaires de Beauce, la craie du Séno-Turonien de Picardie et dans les alluvions actuelles et anciennes de la plaine d'Alsace. Elles représentent environ 17% des 254 piézomètres sélectionnés.

La grande majorité des chroniques piézométriques sélectionnées (~79%) sont décrites comme peu influencées. Pour ces chroniques, l'influence anthropique est considérée comme « faible » dans l'état des lieux des réseaux piézométriques ou par les hydrogéologues régionaux responsables de réseaux piézométriques. Enfin, ~3,5% des chroniques piézométriques sélectionnées sont décrites comme modérément influencées et ~0,4% comme non influencées.

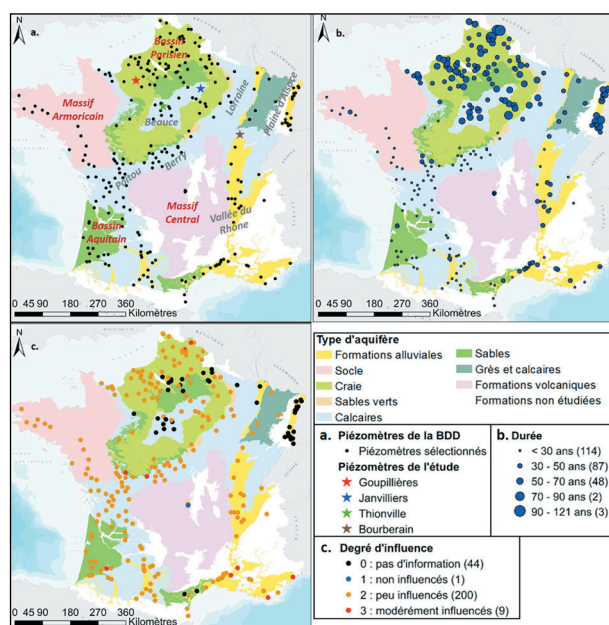


Figure 1. Présentation de la base de données avec (a) les piézomètres constituant la base de données et les piézomètres utilisés pour cette étude, (b) la durée des chroniques piézométriques, (c) le degré d'influence anthropique sur les niveaux piézométriques.

Évaluation de la variabilité multi-échelle temporelle des niveaux piézométriques

Les niveaux piézométriques présentent des variations temporelles qui peuvent être qualifiées de « cycliques ». Cette cyclicité peut être annuelle (*i.e.* liée à l'alternance été/hiver), pluriannuelle (*i.e.* succession d'années humides ou sèches sur plusieurs années), ou encore interdécennale (*i.e.* succession d'années humides ou sèches sur plus d'une décennie). Ces variations peuvent être mises en évidence par décomposition du signal piézométrique selon différentes échelles de variabilité (*e.g.* <1 an, ~1 an, ~7 ans, ~17 ans). Avec la base de données préalablement établie, il est possible de caractériser la variabilité multi-échelle temporelle (*i.e.* des variations temporelles selon différentes périodicités) au sein d'une chronique piézométrique. Cette analyse est effectuée en prenant en compte 2 périodes différentes (1996-2019 et 1976-2019) qui permettent de maximiser la durée des chroniques et la répartition spatiale des piézomètres respectivement à l'échelle de la France métropolitaine puis sur le nord de la France.

Approche méthodologique

L'analyse de la variabilité multi-échelle des niveaux piézométriques peut être réalisée à l'aide d'une analyse multirésolution par ondelettes (MODWT³). Cette méthode de décomposition est particulièrement efficace pour l'identification des différentes échelles de variabilité des séries environnementales comme les précipitations ou les débits de rivière (*e.g.* Massei *et al.*, 2017).

Cette méthode permet de décomposer le signal à étudier en plusieurs composantes, appelées détails, chacune représentant l'oscillation du signal à une échelle temporelle donnée. Cette décomposition est réalisée via un processus itératif de filtrage de la série temporelle en utilisant une série de filtres passe-hauts et passe-bas. À chaque itération, le filtre passe-haut dégage une composante haute-fréquence (le détail d'ondelettes) et le filtre passe-bas, une composante basse-fréquence (*i.e.* avec une plus grande périodicité) appelée « approximation ». Ce processus cesse dès que l'approximation ne peut plus être décomposée, ou qu'une profondeur de décomposition préalablement fixée est atteinte. La somme de tous les détails et de la dernière approximation équivaut au signal d'origine. Des informations plus détaillées concernant cette méthodologie sont disponibles dans Cornish *et al.* (2006). Enfin, pour chaque détail, un pourcentage d'énergie représentant la contribution de la composante dans le signal total peut être calculé.

La figure 2 présente un exemple de décomposition par MODWT sur le piézomètre de Janvilliers situé dans les calcaires de Champigny. Le pourcentage d'énergie des détails d'ondelettes indique 3 grandes échelles de variabilité dominantes : ~1 an, ~6,5 ans et ~17 ans. Ces 3 échelles de variabilité expliquent à elles seules un peu plus de 70% de la variabilité des niveaux piézométriques. Ce piézomètre présente donc un comportement mixte : une variabilité pluriannuelle et interdécennale importante surimposée à une variabilité annuelle marquée.

Variabilité multi-échelle temporelle des niveaux piézométriques

La répartition de l'énergie entre les différentes échelles de variabilité pour l'ensemble des piézomètres étudiés est présentée sur la figure 3. Cette répartition met en évidence une distribution spatiale de la répartition de l'énergie cohérente avec le contexte hydrogéologique. Les échelles de variabilité pluriannuelle et interdécennale (5-12 ans et 12-24 ans) sont majoritairement dominantes sur une grande partie du Bassin parisien, depuis les calcaires de Beauce jusqu'à la craie du Séno-Turonien plus au Nord (systèmes aquifères au comportement très inertiel). Ces échelles de variabilité pluriannuelle et interdécennale prévalent également sur la période 1996-2019 dans les formations fluvio-glaciaires de la vallée du Rhône, les cal-

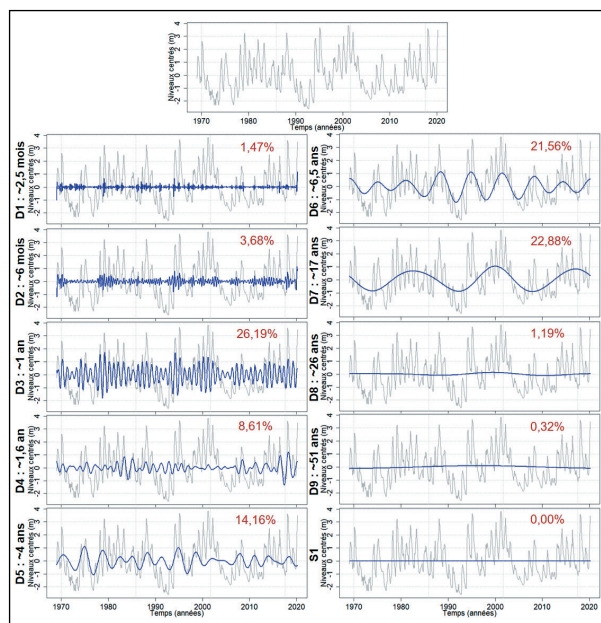


Figure 2. Analyse multirésolution par ondelettes (MODWT) du piézomètre de Janvilliers situé dans les calcaires de Champigny. La chronique piézométrique analysée est représentée en gris, les détails d'ondelettes (D1 à D9) associés aux périodicités moyennes ainsi que la dernière approximation (S1) sont représentés en bleu. Le pourcentage d'énergie de chaque détail d'ondelettes est indiqué en rouge.

3. Maximal overlap discrete wavelet transform.

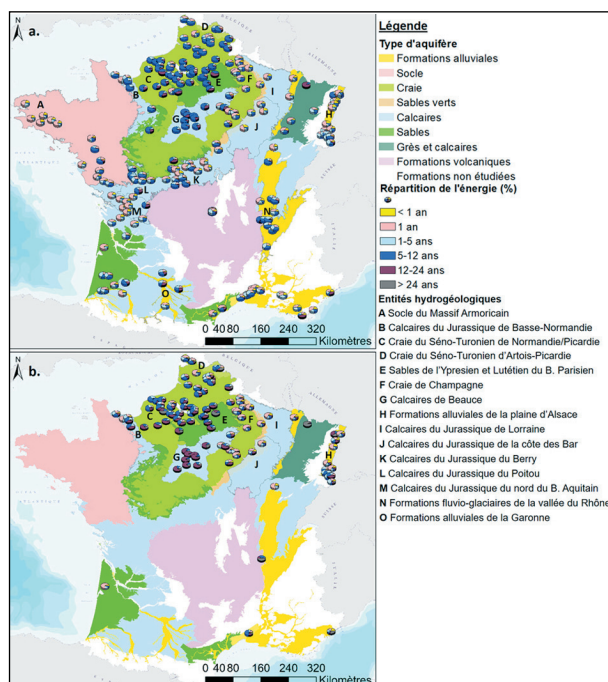


Figure 3. Proportion de la variance totale expliquée par chaque échelle de variabilité (énergie associée à chaque échelle de variabilité, exprimée comme le pourcentage d'énergie totale dans chacune des séries piézométriques de la base de données) sur (a) la période 1996-2019 et (b) la période de 1976-2019.

caires du Jurassique du Poitou, ou encore les formations alluviales de la Garonne (Fig. 3a). L'augmentation de la période d'étude (1976-2019) met en évidence une augmentation de la part explicative de la variabilité 12-24 ans dans les niveaux piézométriques des calcaires de Beauce, mais aussi dans la partie sud de la craie du Séno-Turonien, où elle devient dominante (Fig. 3b). L'importance de cette échelle de variabilité dans les niveaux piézométriques diminue en remontant vers la partie nord de la craie du Séno-Turonien de Normandie-Picardie où l'énergie se répartit soit de manière plus égale entre les échelles 12-24 ans et 5-12 ans, soit avec une échelle 5-12 ans prédominante. La prédominance de ces échelles de variabilité pluriannuelles ou interdécennales sur une courte ou longue période met en évidence la nature inertielle (i.e. le fort effet mémoire) de ces formations.

Bien que ces échelles de variabilité pluriannuelle et interdécennale expliquent une part non négligeable de la variabilité des niveaux piézométriques de la craie du Séno-Turonien du bassin Artois-Picardie, la variabilité annuelle s'y exprime de manière plus importante qu'en Normandie et en Picardie (Fig. 3). La

bordure de la craie du Séno-Turonien en Champagne et en Bourgogne présente également ce type de comportement, même si la variabilité annuelle explique une part de la variabilité plus grande que dans la craie du bassin Artois-Picardie. Cette variabilité annuelle marquée pourrait être en partie liée à un réseau karstique bien développé dans ces régions. Ce type de résultats a également été décrit par Massei *et al.* (2019) dans la craie du Bassin de Paris. Les calcaires du Jurassique en bordure du Bassin parisien allant de la Lorraine jusqu'au Berry présentent, quant à eux, une variabilité annuelle prédominante avec une petite part de la variabilité portée par les échelles pluriannuelle et pluri-décennale. De manière générale, ces entités hydrogéologiques manifestent un comportement mixte lié à leur double porosité.

La variabilité annuelle devient fortement dominante principalement dans les entités sédimentaires fortement fracturées comme les calcaires du Jurassique du nord du Bassin aquitain, ou dans le socle du Massif armoricain (Fig. 3a).

Généralement, les entités alluviales ne montrent pas de comportement typique à travers la France métropolitaine (Fig. 3a). Il existe aussi bien des entités avec une dynamique pluriannuelle, une dynamique annuelle ou encore une dynamique mixte. Certaines formations alluviales, par exemple celles de la plaine d'Alsace, peuvent présenter tous ces types de comportement. Ainsi, la prédominance d'une ou plusieurs échelles de variabilité dépend fortement du contexte géologique local.

L'étude de la variabilité multi-échelle temporelle des niveaux piézométriques révèle 3 grands types de comportement : annuel, mixte, pluriannuel voire interdécennal dominant. En fonction de leur prédominance dans la variabilité piézométrique, ces différents comportements peuvent fortement influencer l'occurrence et l'amplitude des extrêmes piézométriques.

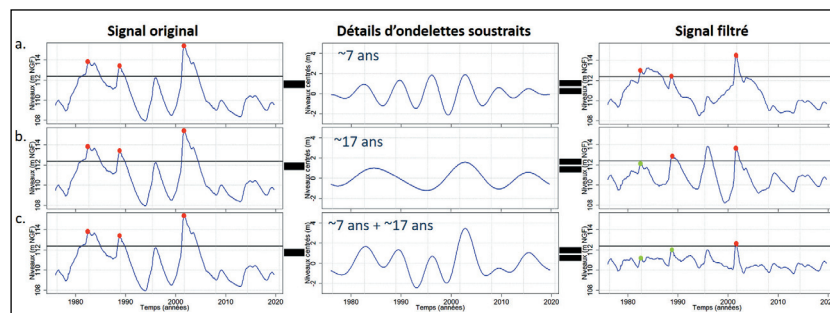


Figure 4. Méthodologie appliquée pour étudier l'influence des échelles de variabilité pluriannuelles et interdécennales sur les pics de HE d'une nappe supérieurs au percentile 0.8 et sur la période 1976-2019. Exemple du piézomètre de Goupillières (craie du Séno-Turonien de Normandie) : (a) filtrage de la variabilité ~7 ans, (b) filtrage de la variabilité ~17 ans, (c) filtrage de la somme des variabilités ~7 ans et 17 ans.

Évaluation de l'influence de la variabilité pluriannuelle et interdécennale sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes piézométriques

Approche méthodologique

L'évaluation de l'influence de la variabilité basse-fréquence sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes piézométriques est réalisée en mettant en évidence, par filtration du signal piézométrique, les échelles de variabilité identifiées précédemment par MODWT et en étudiant si le retrait de l'une ou des deux composantes pluriannuelle (~7 ans) et interdécennale (~17 ans) conduit à un nombre et à un niveau d'extrêmes différents dans la série piézométrique filtrée par rapport à la série mesurée. L'identification des extrêmes dans les chroniques brutes repose sur le dépassement de seuils préalablement fixés. À ce stade de l'étude, les seuils sont fixés arbitrairement dans les chroniques brutes à partir des percentiles 0.8 et 0.2 (Fig. 4) ; d'autres valeurs de seuils pourraient également être testées dans le cadre d'un approfondissement de cette étude. Une fois ces extrêmes identifiés, pour chacune des chroniques étudiées, sont réalisés un filtrage des détails correspondant à la variabilité pluriannuelle, interdécennale, puis une association de ces deux détails par simple soustraction au signal original. Par ce procédé, un signal filtré de ces variabilités pluriannuelle et/ou interdécennale est obtenu. On évalue enfin si le retrait de la composante considérée affecte ou non les pics de hautes eaux (HE) ou de basses eaux (BE) initialement extraits dans les données brutes. Si les pics de HE dépassent toujours le seuil initial, alors l'échelle de variabilité soustraite a peu d'influence sur l'apparition de ces extrêmes. À l'inverse, si ces pics passent en-dessous du seuil initial, alors l'échelle de variabilité soustraite influence de manière non négligeable l'apparition de ces extrêmes. Cette même évaluation est réalisée avec les pics de BE. Cette analyse est ici effectuée sur la période 1976-2019.

Influence de la variabilité basse-fréquence sur l'occurrence et l'amplitude des extrêmes piézométriques

L'influence des variabilités pluriannuelles et interdécennales ainsi que de leur combinaison sur l'amplitude des extrêmes piézométriques est évaluée pour 4 piézomètres présentant différents types de comportement (Fig. 5 et 6) : le piézomètre de Bourberain (calcaires du Jura), au comportement annuel dominant, le piézomètre de Janvilliers (calcaires de Champigny), au comportement mixte, le piézomètre de Goupillières (craie du Séno-Turonien de Normandie), au comportement pluriannuel et interdécennal dominant, et le piézomètre de Thionville (calcaires de Beauce), au comportement interdécennal dominant.

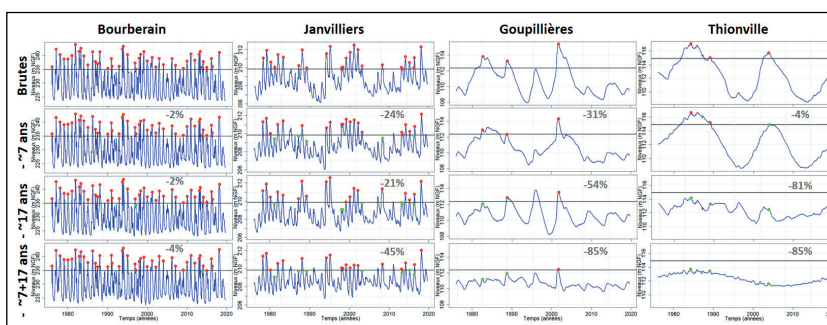


Figure 5. Impact du retrait des échelles de variabilité ~7 ans, ~17 ans et ~7 + 17 ans sur les extrêmes supérieurs au percentile 0.8 à Bourberain (calcaires du Jura ; dynamisme annuel), Janvilliers (calcaires de Champigny ; dynamisme mixte), Goupillières (craie du Séno-Turonien ; dynamisme pluriannuel/interdécennal) et Thionville (calcaires de Beauce ; dynamisme interdécennal). En gris est indiqué le pourcentage d'énergie représenté par la ou les composante(s) soustraites. Pour les données brutes, les points rouges représentent les pics de HE. Pour les données filtrées (~7 ans, ~17 ans et ~7 + 17 ans), les points rouges représentent les pics de HE des données brutes pour lesquels le niveau est toujours supérieur au percentile 0.8 malgré le retrait de la composante pluriannuelle/interdécennale ; les points verts représentent les pics des données brutes pour lesquels le niveau devient inférieur au percentile 0.8 lors du retrait de la composante pluriannuelle/interdécennale.

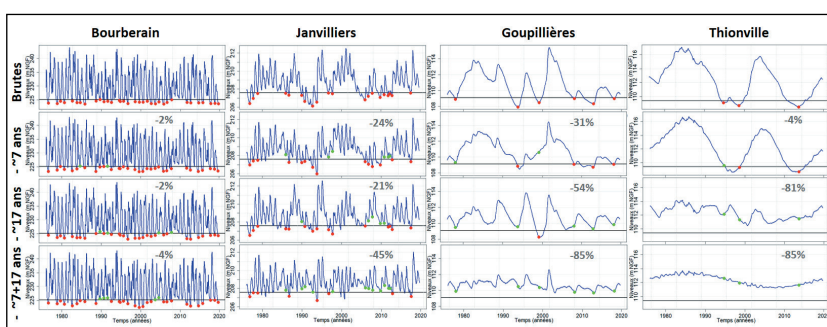


Figure 6. Impact du retrait des échelles de variabilité ~7 ans, ~17 ans et ~7 + 17 ans sur les extrêmes inférieurs au percentile 0.2 à Bourberain (calcaires du Jura ; dynamisme annuel), Janvilliers (calcaires de Champigny ; dynamisme mixte), Goupillières (craie du Séno-Turonien ; dynamisme pluriannuel/interdécennal) et Thionville (calcaires de Beauce ; dynamisme interdécennal). En gris est indiqué le pourcentage d'énergie représenté par la ou les composante(s) soustraites. Pour les données brutes, les points rouges représentent les pics de BE. Pour les données filtrées (~7 ans, ~17 ans et ~7 + 17 ans), les points rouges représentent les pics de BE des données brutes pour lesquels le niveau est toujours inférieur au percentile 0.2 malgré le retrait de la composante pluriannuelle/interdécennale ; les points verts représentent les pics des données brutes pour lesquels le niveau devient supérieur au percentile 0.2 lors du retrait de la composante pluriannuelle/interdécennale.

Le piézomètre de Bourberain à dominante annuelle présente une fréquence d'apparition des pics de hautes et basses eaux quasiment annuelle (Fig. 5 et 6). Cette fréquence d'apparition est caractéristique des nappes dites réactives. La variabilité pluriannuelle et interdécennale étant très peu explicative de la variabilité totale des niveaux piézométriques (4% de la variance totale), son retrait impacte de manière très négligeable les pics de HE et de BE. En effet, la majorité des pics de HE et BE identifiés dans les données brutes restent supérieurs et inférieurs aux seuils établis malgré le retrait des composantes pluriannuelle et/ou interdécennale. On notera tout de même que malgré l'effet marginal de la variabilité basse-fréquence dans l'apparition des hautes et basses eaux, elle impacte plus les bas niveaux que les hauts niveaux.

Quant au piézomètre de Janvilliers, à comportement mixte, il présente une fréquence d'apparition des HE et BE bien moins importante que celui de Bourberain. Ce phénomène est directement lié à une plus grande influence de la variabilité pluriannuelle et interdécennale dans la variabilité totale des niveaux piézométriques (ces échelles de variabilité comptant pour 45% de la variance totale). Les échelles ~7 ans et ~17 ans, comptant respectivement pour 24% et 21% de la variabilité totale des niveaux piézométriques, sont à l'origine d'un nombre identique de pics de HE et BE, même si ces deux composantes n'influencent pas forcément les mêmes épisodes. Le retrait des deux niveaux d'échelle (~7 ans + ~17 ans) indique également que les pics de HE sont plus influencés par la variabilité annuelle alors que les pics de BE sont plus influencés par la variabilité pluriannuelle/interdécennale. En effet, la majorité des pics de BE repassent au-dessus du seuil initial (percentile 0.2) lorsque la variabilité basse-fréquence est éliminée du signal, et ne sont donc plus considérés comme des extrêmes. À l'inverse, la majorité des pics de HE restent au-dessus du seuil initial (percentile 0.8) lorsque la variabilité basse-fréquence est éliminée du signal, et sont donc toujours considérés comme des extrêmes.

Dans le cas du piézomètre de Goupillières à dominante pluriannuelle et interdécennale, le nombre de pics de HE et BE est considérablement réduit par rapport aux piézomètres à dominante annuelle et mixte. Les pics de HE sont principalement portés par l'association des deux échelles de variabilité basse-fréquence (~7 ans + ~17 ans) qui portent à elles seules 85% de la variabilité totale des niveaux piézométriques. Seul le pic de 2001 demeure identifié comme un extrême lorsque les échelles de variabilité ~7 et ~17 ans sont filtrées, mais il est cependant considérablement réduit en amplitude (-4 mètres environ). Ceci signifie qu'en plus d'être porté de manière non négligeable par les échelles ~7 ans et ~17 ans, ce pic de 2001 est

également provoqué par une recharge annuelle importante. Les pics de BE sont, quant à eux, plus nombreux que les pics de HE, et ils repassent tous au-dessus du seuil lorsque les échelles de variabilité ~7 et ~17 ans sont filtrées, ce qui montre que les BE sont également portés par cette variabilité basse-fréquence. Contrairement aux pics de HE qui semblent être principalement portés par l'association des composantes ~7 et ~17 ans puisque le retrait individuel de ces deux composantes affecte assez peu les extrêmes (*i.e.* ils ne passent pas en-dessous du seuil), l'origine des pics de BE peut être plus facilement discriminée. En effet, ces pics de BE sont principalement portés par l'échelle de variabilité ~17 ans puisque le retrait de cette dernière affecte la plupart des extrêmes qui passent alors au-dessus du seuil initial.

Le piézomètre de Thionville, au comportement à dominante interdécennale (81% de la variabilité totale), montre également un nombre réduit de pics de HE, comme le piézomètre de Goupillières ; mais, à la différence de ce dernier, il montre aussi un nombre réduit de BE. Dans le cas de Thionville, l'influence de l'échelle de variabilité ~17 ans sur les extrêmes est largement prépondérante puisque le retrait de cette échelle engendre une diminution non négligeable de l'intensité des pics de HE et BE.

Ces composantes pluriannuelle et interdécennale jouent un rôle prépondérant dans l'occurrence des extrêmes piézométriques lorsqu'elles expliquent une part non négligeable de la variabilité totale des niveaux piézométriques (*e.g.* Janvilliers, Goupillières, Thionville). Lorsque les deux composantes expliquent toutes deux une part importante de la variabilité totale, elles peuvent soit accentuer, soit atténuer l'effet de l'autre composante sur les extrêmes, soit encore ne pas avoir d'impact : c'est le cas pour Goupillières ou Janvilliers. Le piézomètre de Goupillières en est une bonne illustration ; les HE de 2001, par exemple, ont été engendrées par le « phasage » quasi-parfait entre un haut niveau pluriannuel et un haut niveau interdécennal, associés également à une recharge annuelle importante (Fig. 4 et 5). À l'inverse, un haut niveau piézométrique inférieur au seuil fixé est observable en 1996 dans les données brutes. Ce pic est lié à un haut niveau pluriannuel mais qui est modulé par un bas niveau interdécennal, ce qui permet l'atténuation de l'intensité du pic pluriannuel (Fig. 4 et 5). Ainsi, ce haut niveau piézométrique de 1996, visible dans les données brutes, ne dépasse pas le seuil fixé. Dans le cas où il n'y aurait pas eu de modulation de ce haut niveau pluriannuel par un bas niveau interdécennal via une opposition de phase, alors ce haut niveau de 1996 aurait dépassé le seuil fixé et aurait pu être plus intense que celui de 2001 (Fig. 4 et 5).

Conclusion et perspectives

L'étude de la variabilité multi-échelle temporelle des niveaux piézométriques indique une hétérogénéité spatiale à l'échelle de la France métropolitaine de la contribution de la variabilité basse-fréquence dans la variabilité des différentes séries piézométriques. Le type de formation hydrogéologique semble être le facteur déterminant dans cette répartition géographique, bien qu'il ne soit pas possible de quantifier le rôle joué par les états de surface des bassins versants d'après les données de la présente étude. Dans les systèmes à porosité matricielle, comme la craie du Séno-Turonien de Normandie/Picardie, les variabilités pluriannuelles à interdécennales sont prépondérantes dans le comportement des niveaux piézométriques. Une augmentation de la fracturation de ces systèmes pourrait par exemple engendrer une amplification de la variabilité annuelle réduisant la part de la variabilité pluriannuelle et interdécennale dans la variabilité totale des niveaux piézométriques (e.g. craie de Champagne). Cette variabilité annuelle est également prépondérante dans les systèmes fortement fracturés comme le socle du Massif armoricain, ou encore les karsts jurassiques du nord du Bassin aquitain, rendant négligeable la variabilité pluriannuelle et interdécennale.

Le type de comportement (annuel dominant, mixte, pluriannuel dominant, interdécennal dominant) est un élément clé dans la compréhension des extrêmes. En effet, plus un piézomètre est soumis à une variabilité basse-fréquence (pluriannuelle à interdécennale) importante, plus le nombre de pics de HE et de BE se raréfie, puisqu'ils sont portés par cette variabilité basse-fréquence qui ne comporte, par nature, que peu d'extrema sur une période de temps relativement courte (quelques dizaines d'années). De manière générale, on notera également une influence des composantes pluriannuelle et interdécennale plus forte sur les bas niveaux piézométriques que sur les hauts niveaux piézométriques. Enfin, dans les systèmes présentant des variabilités pluriannuelles et interdécennales expliquant une part importante de la variabilité totale des niveaux piézométriques et s'exprimant

dans des proportions à-peu-près égales, ces composantes basse-fréquences peuvent interférer et ainsi accentuer ou atténuer l'amplitude des hauts ou bas niveaux piézométriques.

L'étude de l'influence de la variabilité basse-fréquence sur l'amplitude, l'intensité et l'occurrence des extrêmes piézométriques sera généralisée à l'échelle de la France métropolitaine pour l'ensemble des piézomètres constituant la base de données présentée ici. Ces variabilités pluriannuelles et interdécennales pilotant les extrêmes piézométriques, et plus globalement l'ensemble des variables environnementales (précipitations, débits, etc.), sont connues pour être contraintes par les forçages climatiques et océaniques large-échelle (e.g. Giuntoli *et al.*, 2013 ; Boé et Habets, 2014 ; Lavers *et al.*, 2015 ; Massei *et al.*, 2017 ; Liesch et Wunsch, 2019 ; Fossa, 2020) et par les forçages géologiques et géomorphologiques. Par conséquent, la poursuite de ce travail visera à étudier le déterminisme climatique de ces variabilités pluriannuelles-interdécennales et des extrêmes piézométriques associés.

Bibliographie

- Blöschl G. et Bierkens M. *et al.*, 2019a. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64(10), 1141-1158.
- Cornish C.R., Bretherton C.S. et Percival D.B., 2006. Maximal Overlap Wavelet Statistical Analysis With Application to Atmospheric Turbulence. *Boundary-Layer Meteorology*, 119, 339-374.
- Lavers D.A., Hannah D.M. et Bradley C., 2015. Connecting large-scale atmospheric circulation river flow and groundwater levels in a chalk catchment in southern England. *Journal of Hydrology*, 523, 179-189.
- Massei N., Dieppois B., Hannah D.M., Lavers D.A., Fossa M., Laignel B. et Debret M., 2017. Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation : Application to the Seine river catchment, France. *Journal of Hydrology*, 546, 262-275.
- Massei N., Fournier M., Lattalais C. et Dupont J.-P., 2019. Variabilité des eaux souterraines dans l'aquifère de la craie du bassin de Paris. Programme VARSOUT AESN, Université Rouen-Normandie.

ANNEXE 2 : Liste des piézomètres constituant la base de données.

Code BSS	Code INSEE	Commune	Coordonnée X (Lambert 93)	Coordonnée Y (Lambert 93)	Entité BDlisa
03786X0024/52	68203	MERXHEIM	1022344	6764620	Alluvions vosgiennes anciennes de la Doller, Thur et Lauch en Plaine d'Alsace Alluvions vosgiennes récentes de la Doller, Thur et Lauch en Plaine d'Alsace Alluvions rhénanes anciennes
03427X0028/83A	68145	HORBOURG-WIHR	1027149	6784054	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
03795X0037/55	68230	NAMBSHEIM	1040550	6769138	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
02726X0029/238	67268	LIPSHEIM	1044452	6831232	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
02723X0900/245R1	67482	STRASBOURG	1050001	6842054	Alluvions rhénanes récentes à actuelles avec intercalaire argileux
02722X0084/244A	67267	LINGOLSHEIM	1045273	6838482	Alluvions vosgiennes récentes de la Bruche avec intercalaire argileux en Plaine d'Alsace
04124X0105/P16	68063	CERNAY	1011968	6752057	Alluvions vosgiennes récentes de la Doller, Thur et Lauch en Plaine d'Alsace
02347X0022/314	67389	REICHSTETT	1050001	6849390	Alluvions vosgiennes récentes de la Zorn avec intercalaire argileux en Plaine d'Alsace
02347X0014/316	67519	WANTZENAU(LA)	1055154	6850813	Alluvions rhénanes récentes à actuelles avec intercalaire argileux
01995X0103/338B1	67180	HAGUENAU	1063482	6872869	Alluvions vosgiennes récentes de la Moder et de la Sauer en Plaine d'Alsace
01995X0012/342B	67465	SESSENHEIM	1065752	6868267	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
01987X0009/337C	67458	SCHWEIGHOUSE-SUR-MODER	1048649	6867363	Alluvions vosgiennes récentes de la Moder et de la Sauer en Plaine d'Alsace Formations du Pliocène de la Plaine d'Alsace
04132X0086/PP6	68376	WITTENHEIM	1022350	6755020	Alluvions vosgiennes récentes de la Doller, Thur et Lauch en Plaine d'Alsace
04133X0069/31B	68015	BALDERSHEIM	1028423	6753525	Alluvions rhénanes anciennes Alluvions rhénanes récentes à actuelles

04137X0009/C20	68118	HABSHEIM	1032653	6746903	Alluvions rhénanes récentes à actuelles Alluvions rhénanes anciennes
04137X0018/15	68118	HABSHEIM	1031357	6744237	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
04138X0027/C19	68254	PETIT-LANDAU	1037772	6747238	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
04458X0023/S3	68135	HESINGUE	1039543	6730325	Alluvions rhénanes récentes à actuelles
07825X0015/F	24409	SAINT-FRONT-DE-PRADOUX	492941	6441408	Alluvions récentes des basses et moyennes terrasses de l'Isle
07584X0002/F	24530	SENCENAC-PUY-DE-FOURCHES	517927	6470792	Calcaires grès et marnes du Coniacien-Santonien du nord du Bassin aquitain
07544X0091/PZEM3	33493	SAINT-YZANS-DE-MEDOC	401766	6477549	Calcaires, grès et sables marins de l'Eocène inférieur à moyen du nord du Bassin aquitain
07345X0023/F	24119	CHERVAL	497756	6480210	NA
08561X0203/F	24245	LOUBEJAC	547703	6389561	Calcaires grès et marnes du Coniacien-Santonien du nord du Bassin aquitain
08318X0010/F	24263	MAZEYROLLES	542846	6397523	NA
08065X0024/P	24225	LAMONZIE-SAINT-MARTIN	493028	6416908	NA
08025X0009/P	33528	TEMPLE(LE)	384673	6427871	Sables des landes et de Castets (Plio-Quaternaire)
08022X0004/F	33503	SAUMOS	385351	6432540	Sables des landes et de Castets (Plio-Quaternaire)
09267X0014/PIEZO1	40039	BETBEZER-D'ARMAGNAC	446892	6325431	Calcaires bioclastiques du Campano-Maastrichtien du sud du Bassin aquitain
09022X0005/F	47069	COLAYRAC-SAINT-CIRQ	502972	6350160	Alluvions de la Garonne moyenne, de la confluence du Salat à la confluence du Lot
06932X0179/P11	63092	CHARBONNIERES-LES-VARENNES	697947	6532699	Massif volcanique quaternaire de la Chaîne des Puys du Massif central dans le bassin Loire-Bretagne
06931X0054/P14	63092	CHARBONNIERES-LES-VARENNES	696737	6532057	Massif volcanique quaternaire de la Chaîne des Puys du Massif central dans le bassin Loire-Bretagne
06931X0052/N27	63381	SAINT-OURS	697020	6529050	Massif volcanique quaternaire de la Chaîne des Puys du Massif central dans le bassin Loire-Bretagne

06696X0024/FORAGE	63092	CHARBONNIERES-LES-VARENNES	697510	6533811	Massif volcanique quaternaire de la Chaîne des Puys du Massif central dans le bassin Loire-Bretagne
06932X0180/LATIA	63470	VOLVIC	698531	6530546	Massif volcanique quaternaire de la Chaîne des Puys du Massif central dans le bassin Loire-Bretagne
04333X0011/P	89344	SAINT-FARGEAU	708829	6727254	Marnes et craie marneuse, sableuse et glauconieuse du Cénomanién du Bassin Parisien du bassin versant du Loing (bassin Seine-Normandie)
04644X0002/PUITS	58036	BOUHY	715417	6709180	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de la Loire entre l'Yonne et le Loiret (bassin Loire-Bretagne)
05797X0145/FPZ	71402	SAINT-CYR	846096	6619707	Graviers sous couverture argileuse du "Saint-Côme" du Val de Saône - RD"
04398X0002/SONDA G	21094	BOURBERAIN	874857	6716847	Calcaires jurassiques entre Ouche et Vingeanne
03314X1035/P	89120	COULOURS	743510	6784761	Formations résiduelles à silex de Bourgogne
05271X0017/SONDA G	21319	IZEURE	859088	6674853	Graviers sous couverture argileuse du "Saint-Côme" du Val de Saône - RD"
03114X0023/F	29250	SAINT-HERNIN	209603	6808183	Socle plutonique dans le bassin versant de l'Hyères de sa source à l'Aulne (non inclus)
02388X0060/F1	29245	SAINT-DIVY	157350	6842933	Socle métamorphique dans les bassins versants côtiers de l'Aber Wrac'h (inclus) à l'Aber Benoit (inclus)
03107X0008/F	29106	LANDREVARZEC	173934	6799872	Socle métamorphique dans le bassin versant du Steir et ses affluents
03128X0011/F	56163	PLOERDUT	233205	6795108	Socle métamorphique dans les bassins versants de l'Ellé et côtiers, de l'Inam, de l'île de Groix
03473X0029/PZ	29274	SCAER	200882	6788253	Socle métamorphique dans le bassin versant de l'Isole et ses affluents
03493X0013/F	56016	BIEUZY	250609	6784654	Socle métamorphique dans le bassin versant du Blavet de sa source à la mer

05442X0018/P	36201	SAINT-MARTIN-DE-LAMPS	591624	6653020	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de l'Indre (bassin Loire-Bretagne)
05186X0002/P	36152	PAUDY	621296	6659943	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de l'Arnon et du Cher (de l'Aumance à l'Yèvre) (bassin Loire-Bretagne)
02936X2005/PFAEP	45190	MAINVILLIERS	646608	6800941	Calcaires d'Etampes du Rupélien (Oligocène inférieur) du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie)
05195X0029/P	18181	PLOU	637144	6658246	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de l'Arnon et du Cher (de l'Aumance à l'Yèvre) (bassin Loire-Bretagne)
05202X0099/P	18090	ETRECHY	673533	6673339	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de la Loire entre l'Yonne et le Loiret (bassin Loire-Bretagne)
05463X0029/P	18126	LEVET	655996	6648080	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de l'Yèvre-Auron (bassin Loire-Bretagne)
05696X0002/FAEP	36173	ROSNAY	564168	6623867	Calcaires du Bajocien et du Bathonien (Dogger), partie profonde du Bassin Parisien
05168X0006/FAEP	36155	PELLEVOISIN	580262	6654976	Marnes à Ostracées du Cénomanién supérieur au Turonien inférieur (bassin Loire-Bretagne) Marnes et calcaires crayeux de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur du Bassin Parisien
05208X0011/P	18160	NERONDES	684601	6657203	Grès et argiles indifférenciés du Rhétien (Trias sup.) du Bassin Parisien et de ses bordures
05184X0027/P	18044	CERBOIS	631182	6669134	Calcaires lacustres du Berry du Priabonien (bassin Loire-Bretagne)
05706X0003/PFAEP	36101	LUANT	592148	6623709	Calcaires du Bajocien et du Bathonien (Dogger), partie profonde du Bassin Parisien
05711X0002/PAEP	36005	ARDENTES	611502	6627619	Calcaires du Bajocien du Bassin Parisien

05932X0003/PAEP	36117	MENOUX(LE)	590409	6607050	Grès médioliasique du Domérien, grès et calcaire gréseux et marnes du Pliensbachien du Bassin Parisien
04936X0010/F	18194	RIANS	673118	6677291	Calcaires du Bathonien-Callovien inférieur (Dogger) dans l'aquifère captif du bassin versant de la Dives en Basse-Normandie
05943X0006/FAEP1	36127	MONTGIVRAY	622076	6611667	Argiles et grès indifférenciés du Keuper (Trias supérieur) à l'ouest et au sud du Bassin Parisien
04905X0053/P	36107	LYE	585863	6678908	Craie micacée et tuffeau du Turonien moyen à inférieur, bassin du Cher (bassin Loire-Bretagne)
03622X0027/PZ	45134	EPIEDS-EN-BEAUCE	593783	6766273	Calcaires de Pithiviers et de l'Orléanais de l'Aquitainien (Miocène inf.) du Bassin Parisien, secteur de la Beauce et du Val d'Orléans (bassin Loire-Bretagne) Molasse du Gâtinais de l'Oligo-Miocène (bassins Loire-Bretagne et Seine-Normandie) Calcaires d'Etampes du Rupélien (Oligocène inférieur) du Bassin Parisien, secteur de la Beauce et du Val d'Orléans (bassin Loire-Bretagne)
05448X0086/P	36063	DEOLS	601972	6640097	Calcaires affleurants du Kimméridgien et de l'Oxfordien, bassin de l'Indre (bassin Loire-Bretagne)
03287X0018/S1	45022	BATILLY-EN-GATINAIS	651854	6777079	Calcaires d'Etampes du Rupélien (Oligocène inférieur) du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie)
03276X0009/P	45266	RUAN	619864	6778007	Calcaires de Pithiviers et de l'Orléanais de l'Aquitainien (Miocène inf.) du Bassin Parisien, secteur de la Beauce et du Val d'Orléans (bassin Loire-Bretagne)
03272X0006/PZ	28392	TRANCRAINVILLE	617546	6793764	Calcaires de Pithiviers et de l'Orléanais de l'Aquitainien (Miocène inf.) du Bassin Parisien, secteur de la Beauce et du Val d'Orléans (bassin Loire-Bretagne)

02913X0024/P	28160	FRANCOURVILLE	599382	6812121	Calcaires de Pithiviers et de l'Orléanais de l'Aquitainien (Miocène inf.) du Bassin Parisien, bassin de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00862X0005/S1	8329	NOVION-PORCIEN	802759	6945634	Sables indifférenciés et argiles de l'Apto-Albien du Bassin Parisien
02615X0020/S1	10341	SAINT-HILAIRE-SOUS-ROMILLY	745787	6821268	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du bassin versant de l'Aube et de la Seine (bassin Seine-Normandie)
02617X0009/S1	10274	ORVILLIERS-SAINT-JULIEN	761582	6816357	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du bassin versant de l'Aube et de la Seine (bassin Seine-Normandie)
02636X0009/S1	10189	LASSICOURT	810108	6816865	Alluvions actuelles à anciennes du bassin versant de l'Aube
02648X0020/S1	52510	VAUX-SUR-BLAISE	845832	6820813	Calcaires du Tithonien inférieur du Bassin Parisien
01347X0002/S1	51620	VIENNE-LA-VILLE	835424	6898072	Gaize de l'Argonne, Gaize de Vouziers, Gaize de Marlemont, Marnes de Givron, Sables de la Hardoye du Cénomaniens supérieur de l'est du Bassin Parisien
03693X0017/P2	10302	PRASLIN	789237	6772270	Calcaires du Tithonien inférieur du Bassin Parisien
01086X0011/LS4	51261	FRESNE-LES-REIMS	779935	6916163	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du bassin versant amont de l'Aisne (bassin Seine-Normandie)
02267X0030/S1	52235	HALLIGNICOURT	838187	6841002	Alluvions actuelles à anciennes du Perthois
02974X0004/S1	10414	VILLELOUP	764732	6806851	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du bassin versant de l'Aube et de la Seine (bassin Seine-Normandie)
01871X0031/S1	51304	JANVILLIERS	747459	6866241	Faciès de transition (marnes et calcaires) du Ludien de l'Eocène sup. du Bassin Parisien
00853X0030/PZ2013	8210	HANNOGNE-SAINT-REMY	783691	6945968	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du Bassin Parisien du bassin versant amont de l'Aisne (bassin Seine-Normandie)

01584X0023/LV3	51278	GRANDES-LOGES(LES)	794490	6885989	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du bassin versant de la Marne (bassin Seine-Normandie)
03745X0021/P1	52060	BOURBONNE-LES-BAINS	905975	6764645	Formations variées du Muschelkalk supérieur et Lettenkohle Nord Franche-Comté
02225X0016/S1	77414	SAINT-HILLIERS	720801	6835604	Calcaire Ludien de l'Eocène sup. du Bassin Parisien en Brie à dominante karstique
01258X0020/S1	95119	BUHY	606088	6900521	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
01516X0004/S1	78484	PERDREAUVILLE	598626	6876626	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
01551X1013/S1	77163	DOUY-LA-RAMEE	691522	6885312	Calcaires de Saint-Ouen du Bartonien inf. du Bassin Parisien Sables du Marinésien (sables de Mortefontaine, Calcaire de Ducy, Sables d'Ezanville) et de l'Auversien (Sables de BeauChamps, d'Auvers) du Bassin Parisien
01853X0002/S1	77451	SIGNY-SIGNETS	705322	6869299	Calcaires de Saint-Ouen du Bartonien inf. du Bassin Parisien Sables du Marinésien (sables de Mortefontaine, Calcaire de Ducy, Sables d'Ezanville) et de l'Auversien (Sables de BeauChamps, d'Auvers) du Bassin Parisien
02206X0022/S1	77306	MONTEREAU-SUR-LE-JARD	676401	6834465	Calcaire Ludien de l'Eocène sup. du Bassin Parisien
02566X0019/S1	78009	ALLAINVILLE	618480	6817785	Calcaires d'Etampes du Rupélien (Oligocène inférieur) du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie)
02603X0009/S1	77422	SAINT-MARTIN-CHENNETRON	732286	6831709	Calcaire Ludien de l'Eocène sup. du Bassin Parisien en Brie à dominante karstique
02923X0007/F	91613	CONGERVILLE-THIONVILLE	625561	6809099	Sables et grès de Fontainebleau (faciès éolien) de l'Oligo-Miocène du Bassin Parisien en Beauce (bassin Seine-Normandie et Loire-

					Bretagne) Sables et grès de Fontainebleau (faciès marin) de l'Oligo-Miocène du Bassin Parisien en Beauce (bassin Seine-Normandie et Loire-Bretagne) Calcaires d'Etampes du Rupélien (Oligocène inférieur) du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie)
02931X0008/S1	91526	ROINVILLIERS	643676	6806542	Calcaire Ludien de l'Eocène sup. du Bassin Parisien Calcaires de Brie du Rupélien (Oligocène inf.) du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie et Loire-Bretagne)
08733X0016/F1	40046	BISCARROSSE	366271	6380656	Calcaires à astéries, faluns et grès de l'Oligocène à l'ouest de la Garonne
08988X0014/D5	40246	SABRES	398063	6345375	Sables des landes et de Castets (Plio-Quaternaire)
09512X0088/PZ4	40062	CAMPET-ET-LAMOLERE	414501	6318797	NA
09507X0048/F1	40159	LOUER	386856	6303083	Calcaires, calcaires dolomitiques et marnes du Paléocène du sud du Bassin aquitain
09792X0203/P	40001	AIRE-SUR-L'ADOUR	438088	6294710	Alluvions de la basse plaine et des basses et moyennes terrasses de l'Adour
09505X0033/D7	40283	SAINT-VINCENT-DE-PAUL	377124	6302296	Moyennes terrasses (sables, graviers et galets) quaternaires du bassin Adour Garonne
09265X0002/F	40234	POUYDESSEAUX	433162	6324595	Faluns, grès et sables du Langhien-Serravallien (Helvétien) du Bassin aquitain
09246X0098/F17	40197	MORCENX	386700	6328296	Sables et graviers d'Arengosse (Plio-Quaternaire)
08986X0052/PZ	40094	ESCOURCE	381885	6346737	Sables des landes et de Castets (Plio-Quaternaire)
09915X0181/AUNES	34240	SAINT-AUNES	778963	6282011	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Alluvions quaternaires et villafranchiennes entre le Vidourle et le Lez
10795X0028/CARSTE	66190	SALSES-LE-CHATEAU	694653	6194630	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Calcaires jurassico-crétacés des Corbières (système karstique des Corbières d'Opoul et de la structure du Bas Agly)

10166X0212/BV83	34024	BALARUC-LE-VIEUX	755777	6262898	Calcaires jurassiques du secteur d'Aumelas-Vène-Issanka-Cauvy
10388X0037/PZ3	11366	SAINTE-VALIERE	686529	6241536	Calcaires et marnes du Paléocène et de l'Eocène inférieur et moyen du système Cesse - Pouzols - Ste-Valière et du Minervois
10396X0162/F5	11258	MOUSSAN	698677	6236892	Alluvions récentes de l'Aude en aval d'Olonzac
10972X0003/ALENYA	66002	ALENYA	698161	6171184	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Sables et argiles pliocènes du Roussillon
10401X0128/CLAIRA	34032	BEZIERS	726312	6251581	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Sables astiens d'Agde-Valras-embouchure de l'Aude
01116X0138/F1	55119	CLERY-LE-PETIT	856858	6920635	Calcaire corallien de l'Oxfordien moyen à supérieur du Bassin Parisien
03384X0037/PZ	88231	HAREVILLE	924837	6793447	Calcaires à cératites, calcaires à entroques et couches blanches du Muschelkalk en Lorraine, Alsace et Champagne à l'est du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie et bassin Rhin-Meuse)
02706X0074/S77-20	88082	CELLES-SUR-PLAINE	990566	6822705	Grès d'Annweiler et Grès de Senones du Buntsandstein en Lorraine dans le bassin Rhône Méditerranée
01937X0054/F	54573	VILLERS-EN-HAYE	920884	6863274	Calcaires du Bajocien du Bassin Parisien
01653X0101/F4	57606	SAINT-AVOLD	969254	6895908	Grès vosgien s.s. et Conglomérat inférieur de Lorraine et Grès Vosgiens indifférenciés du Buntsandstein et du Permien d'Alsace en Lorraine
01381X0070/P25	57067	BERTRANGE	931134	6916209	Alluvions actuelles à anciennes de la Moselle sur le domaine du Lias et du Keuper du plateau lorrain
09311X0093/F	82161	SAINT-ETIENNE-DE-TULMONT	575574	6330529	Alluvions de la basse plaine et des basses terrasses de l'Aveyron
09042X0001/F	82094	LAUZERTE	554339	6354190	Calcaires et dolomies du Bajocien et de l'Aalénien du nord du Bassin aquitain
09301X0028/F	82012	BARTHES(LS)	553131	6334380	Alluvions de la basse plaine et des basses et moyennes terrasses de la Garonne

09306X0091/F	82171	SAINT-PORQUIER	553850	6323192	Alluvions de la Garonne moyenne, de la confluence du Salat à la confluence du Lot
09306X0286/F	82125	MONTECH	556022	6316651	Alluvions de la Garonne moyenne, de la confluence du Salat à la confluence du Lot
09312X0063/F	82018	BIOULE	583071	6334054	Alluvions de la basse plaine et des basses terrasses de l'Aveyron
09574X0030/F	81220	RABASTENS	600754	6307255	Alluvions sablo-graveleuses de la basse plaine et des basses terrasses du Tarn
09577X0047/F	31094	BUZET-SUR-TARN	590540	6298471	Alluvions sablo-graveleuses de la basse plaine et des basses terrasses du Tarn
09793X0011/F	32439	TARSAC	449292	6290188	Alluvions de la basse plaine et des basses et moyennes terrasses de l'Adour
09845C1426/F	31555	TOULOUSE	576184	6275108	Molasses oligo-miocènes du Bassin aquitain
10097X0224/F	31181	FAUGA(LE)	561641	6258198	Alluvions de la Garonne moyenne, de la confluence du Salat à la confluence du Lot
10345X0199/F	31476	SAINT-ELIX-LE-CHATEAU	548487	6244207	Alluvions de la Garonne moyenne, de la confluence du Salat à la confluence du Lot
10351X0024/F	31033	AUTERIVE	575398	6252433	Alluvions de la basse plaine et des basses terrasses de l'Ariège
10357X0021/F	9199	MONTAUT	588463	6237218	Alluvions de la basse plaine et des basses terrasses du Grand Hers
10553X0026/F	31296	LESTELLE-DE-SAINT-MARTORY	529583	6226566	Alluvions de la Garonne amont, jusqu'à la confluence avec le Salat
10577X0159/F	9332	VERNIOLLE	590505	6220717	Alluvions de la basse plaine et des basses terrasses de l'Ariège
00291X0031/P1	59505	ROMBIES-ET-MARCHIPONT	745685	7030553	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00241X0012/P1	62183	BUIRE-LE-SEC	615990	7032795	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de l'Authie et de la Canche (bassin Artois-Picardie)
00198X0123/P1	62498	LENS	687336	7036397	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)

00286X0405/PZST2	59622	VILLERS-EN-CAUCHIES	729145	7014402	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00275X0005/P1	62392	GUEMAPPE	692013	7017246	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00271X0002/P2	62639	OPPY	692105	7027829	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00068X0010/F295	62622	NORT-LEULINGHEM	635913	7078315	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00378X0162/PZCAT4	59465	POMMEREUIL	742257	7002869	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00263X0129/PZASA4	62557	MARŒUIL	679862	7025952	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00061X0117/PZ1	62657	PIHEN-LES-GUINES	616633	7086267	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00263X0006/P1	62001	ABLAIN-SAINT-NAZAIRE	678860	7032891	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00148D0177/F2	59044	BAISIEUX	716596	7057997	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00147D0218/P1	59298	HELLEMMES-LILLE	707266	7058402	Craie du Séno-Turonien des bassins versants des cours d'eau de la Mer du Nord (bassin Artois-Picardie)
00182X0010/P1	62342	FONTAINE-LES-BOULANS	648447	7044886	Craie marneuse du Turonien des bassins versants de l'Authie et de la Canche (bassin Artois-Picardie)
01473X0087/S1	14028	AUQUAINVILLE	498255	6887726	Marnes et craie marneuse, sableuse et glauconieuse du Cénomaniens du Bassin

					Parisien du Lieuvin-Ouche - Pays d'Auge - bassin versant de la Touques (bassin Seine-Normandie)
02523X0002/S2	61507	VILLIERS-SOUS-MORTAGNE	522201	6827515	Sables du Perche du Cénomanién supérieur du Bassin Parisien, bassin du Loir et de l'Eure
01794X0035/S1	27436	NOGENT-LE-SEC	555378	6870706	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Neubourg au Saint-André - bassin versant de l'Eure, Iton, Avre (bassin Seine-Normandie)
01508X0133/S1	27231	FAINS	582086	6878382	Formations alluviales complémentaires d'extension conforme l'entité régionale 121AS d'ordre relatif 1 sous-jacente
00572X0010/S1	76011	ANCRETTEVILLE-SUR-MER	520672	6968506	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du Bassin Parisien du littoral cauchois (bassin Seine-Normandie)
00773X0002/S1	76532	ROCQUEMONT	575590	6946369	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
00766X0004/S1	76099	BLACQUEVILLE	543872	6943429	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du Bassin Parisien de l'estuaire de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00578X0002/S1	76730	VEAUVILLE-LES-QUELLES	534678	6962926	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du littoral cauchois (bassin Seine-Normandie)
00583X0005/S1	76694	TOCQUEVILLE-EN-CAUX	549079	6966965	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du littoral cauchois (bassin Seine-Normandie)
01245X0010/S1	27412	TERRES DE BORD	560806	6904390	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Neubourg au Saint-André - bassin versant de l'Eure, Iton, Avre (bassin Seine-Normandie)
00762X0004/S1	76456	MOTTEVILLE	545463	6952162	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien de l'estuaire de la Seine (bassin Seine-Normandie)

00755X0006/S1	76714	TROIS-PIERRES(LES)	513256	6942636	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien de l'estuaire de la Seine (bassin Seine-Normandie)
01013X0004/S1	76093	BEZANCOURT	600653	6927242	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
01008X0018/S1	27670	VANDRIMARE	580112	6922594	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
00597X0007/S1	76417	MAUCOMBLE	578880	6955610	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du littoral cauchois (bassin Seine-Normandie)
01003X0008/S1	76106	BOIS-D'ENNEBOURG	573552	6926636	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien de l'estuaire de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00993X0002/S1	76728	VAUPALIERE(LA)	553734	6932825	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien de l'estuaire de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00957X0005/S1	14745	VIERVILLE-SUR-MER	416839	6926290	Calcaires du Bathonien-Callovien inférieur (Dogger) dans l'aquifère libre du bassin versant de la Vire en Basse-Normandie
01252X0011/S1	27232	FARCEAUX	593513	6912137	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
01194X0069/S1	14062	BENY-SUR-MER	450262	6915850	Calcaires du Bathonien-Callovien inférieur (Dogger) dans l'aquifère libre du bassin versant de la Seulles en Basse-Normandie
01192X0043/S1	14406	MOULINS EN BESSIN	437777	6911791	Calcaires de l'Aalénien-Bajocien dans l'aquifère libre du bassin versant de la Seulles en Basse-Normandie
01198X0002/S1	14566	SAINT-CONTEST	453792	6906840	Calcaires du Bathonien-Callovien inférieur (Dogger) dans l'aquifère libre du bassin versant de l'Orne en Basse-Normandie

01461X0012/S1	14160	CINTHEAUX	459530	6888935	Calcaires du Bathonien-Callovien inférieur (Dogger) dans l'aquifère libre du bassin versant de l'Orne en Basse-Normandie
01491X0009/S1	27290	GOUPILLIERES	537191	6892811	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Lieuvin-Ouche - bassin versant de la Risle (bassin Seine-Normandie)
09952X0082/F9B	13059	MEYRARGUES	901963	6287720	Alluvions récentes de la Basse Durance
09951X0065/P12	84147	VILLELAURE	896290	6290665	Alluvions récentes de la Basse Durance
10651X0293/P134B	83069	HYERES	957235	6230646	Alluvions récentes du Gapeau
09404X0219/MONTE U	84080	MONTEUX	858465	6326545	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Molasse miocène du Comtat Venaissin
09665X0073/203	13108	TARASCON	836815	6302934	Alluvions récentes de la Basse Durance
10453X0295/P4795	83108	ROQUEBRUSSANNE(LA)	942853	6252087	Bande triasique de Méounes – Garéoult - la Roquebrussanne
10475X0083/MGR15	83068	GRIMAUD	989283	6246833	Alluvions récentes de la Giscle et de la Môle
09994X0521/P4B	6088	NICE	1038045	6297026	Alluvions quaternaires de la basse vallée du Var
04202X0013/S9	44051	DERVAL	348656	6742416	Socle sédimentaire ancien dans le bassin versant de la Chère et ses affluents
05092X0009/P	44108	MOUZILLON	375562	6678322	Socle métamorphique dans le bassin versant de la Sèvre Nantaise de l'Ouin à la Grande Maine
04518X0042/PZ8	44110	NORT-SUR-ERDRE	358464	6711233	Sables du Pliocène en Bretagne et Pays-de-la-Loire (bassin Loire-Bretagne)
00665X0016/S1	2096	BOIS-LES-PARGNY	747379	6960095	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien de la Thiérache et du Laonnois - bassin versant amont de l'Oise (bassin Seine-Normandie)
00643X0031/P	2060	BEAUVOIS-EN-VERMANDOIS	707232	6971395	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de la Somme (bassin Artois-Picardie)
00675X0019/S1	2641	RENNEVAL	775439	6960858	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du Bassin Parisien de la Thiérache et du Laonnois - bassin versant amont de l'Oise (bassin Seine-Normandie)

01031X0023/S1	60339	LAFRAYE	642787	6933234	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Plateau Picard - bassin versant de l'Oise du confluent de l'Aisne (exclu) au confluent de la Seine (bassin Seine-Normandie)
01024X0058/S1	60057	BEAUVAIS	634474	6928099	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Plateau Picard - bassin versant de l'Oise du confluent de l'Aisne (exclu) au confluent de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00805X0002/S1	60465	NOIREMONT	642912	6939319	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Plateau Picard - bassin versant de l'Oise du confluent de l'Aisne (exclu) au confluent de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00817X0145/PZ_SN	60191	CUVILLY	678125	6939454	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Noyonnais - bassins versants de l'Aronde, du Matz et de la Divette (bassin Seine-Normandie)
00821X0035/S1	60121	CAMPAGNE	697167	6949638	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Noyonnais - bassins versants de l'Aronde, du Matz et de la Divette (bassin Seine-Normandie)
00794X0021/S1	60178	CREVECŒUR-LE-GRAND	633933	6945354	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de la Somme (bassin Artois-Picardie)
00791X0017/S1	60476	OMECOURT	614756	6947015	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Plateau Picard - bassin versant de l'Oise du confluent de l'Aisne (exclu) au confluent de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00346X0011/S1	80071	BEAUVAL	652011	7001257	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de l'Authie et de la Canche (bassin Artois-Picardie)
00608X0028/S1	80573	MORVILLERS-SAINT-SATURNIN	613148	6963520	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du littoral cauchois (bassin Seine-Normandie)
00847X0043/S1	2676	SAINT-ERME-OUTRE-ET-RAMECOURT	762565	6936114	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du bassin versant amont de l'Aisne (bassin Seine-Normandie)

01287X0017/S1	60261	FRESNOY-LE-LUAT	681458	6901274	Sables glauconneux du Lutétien du bassin de l'Oise aval
01264X0029/S1	60678	VILLENEUVE-LES-SABLONS	632790	6904676	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du Bassin Parisien du Vexin normand et picard - bassin versant de l'Andelle et de l'Epte (bassin Seine-Normandie)
00332X0007/S1	80374	GAPENNES	624708	7010194	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de la Somme (bassin Artois-Picardie)
00471X0095/PZ2013	80733	SENLIS-LE-SEC	669761	6991776	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de la Somme (bassin Artois-Picardie)
00463X0036/H1	80173	CARDONNETTE	654012	6983753	Craie du Séno-Turonien du bassin versant de la Somme (bassin Artois-Picardie)
01074X0006/S1	2013	AMIFONTAINE	766616	6932461	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du bassin versant amont de l'Aisne (bassin Seine-Normandie)
01046X0010/S1	60078	BLINCOURT	672015	6920447	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Plateau Picard - bassin versant de l'Oise du confluent de l'Aisne (exclu) au confluent de la Seine (bassin Seine-Normandie)
01053X0058/S1	60438	MOULIN-SOUS-TOUVENT	704754	6927859	Sables de Cuise sous couverture des argiles de Laon de l'Yprésien sup. du Bassin Parisien (bassin Seine-Normandie et sud du bassin Artois-Picardie)
01045X0015/S1	60562	SACY-LE-GRAND	666873	6918108	Craie du Séno-Turonien du Bassin Parisien du Plateau Picard - bassin versant de l'Oise du confluent de l'Aisne (exclu) au confluent de la Seine (bassin Seine-Normandie)
00671X0052/S1	2608	PLOMION	774569	6971565	Craie marneuse et marnes du Turonien inférieur du Bassin Parisien de la Thiérache et du Laonnois - bassin versant amont de l'Oise (bassin Seine-Normandie)
07332X0530/F2	16263	PLASSAC-ROUFFIAC	472934	6495610	Calcaires grès et marnes du Coniacien-Santonien du nord du Bassin aquitain

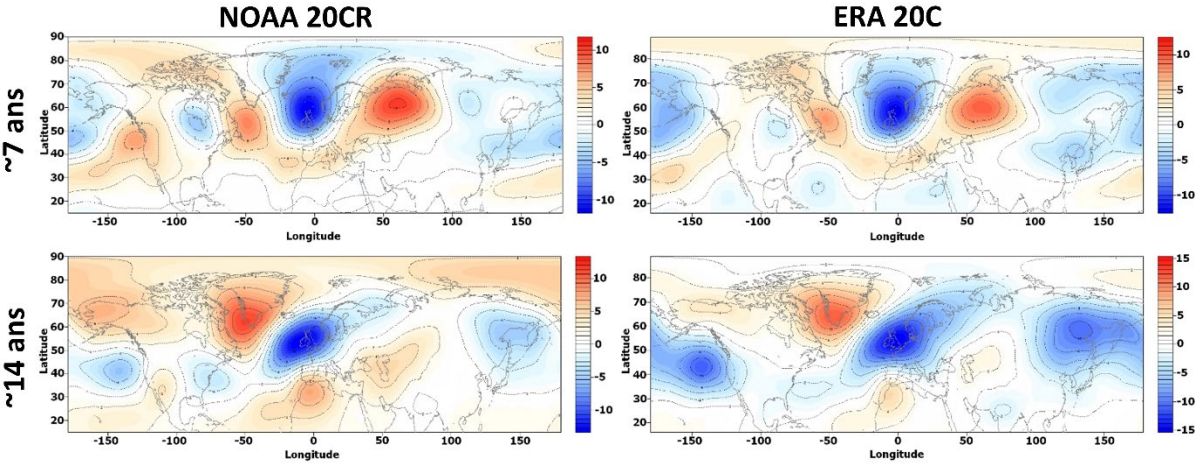
05394X0012/P	79196	OIRON	466292	6653974	Calcaires du Bajocien et du Bathonien du bassin de la Loire de la Vienne à l'authion (bassin Loire-Bretagne)
05654X0017/P	79016	ASSAIS-LES-JUMEAUX	464790	6635400	Calcaires du Bajocien et du Bathonien du bassin de la Loire de la Vienne à l'authion (bassin Loire-Bretagne)
05654X0018/P	79326	THENEZAY	468921	6629891	Calcaires du Bajocien et du Bathonien du bassin de la Loire de la Vienne à l'authion (bassin Loire-Bretagne)
05664X0048/P	86128	LENCLOITRE	495573	6636230	Sables et grès, sables et marnes glauconieux du Cénomaniens inférieur à moyen, bassins de la Creuse et de la Vienne (bassin Loire-Bretagne)
05665X0003/S	86017	AYRON	475572	6622172	Calcaires du Bajocien et du Bathonien (Dogger) dans le bassin du Clain (bassin Loire-Bretagne)
05668X0080/P	86158	MIGNE-AUXANCES	494765	6619535	Calcaires du Bajocien et du Bathonien (Dogger) dans le bassin du Clain (bassin Loire-Bretagne)
05678X0060/S	86009	ARCHIGNY	519828	6621696	Sables et grès, sables et marnes glauconieux du Cénomaniens inférieur à moyen, bassins de la Creuse et de la Vienne (bassin Loire-Bretagne)
05896X0058/CAGNO C	86083	COULOMBIERS	482590	6604609	NA
06123X0044/S	86045	CELLE-LEVESCAULT	484429	6591244	Calcaires et dolomies et calcaires à Oolites de l'Hettangien au Plienbachien (Infra-Toarciens) dans le bassin du Clain (bassin Loire-Bretagne)
06131X0035/DAUFFA	86141	MAGNE	501580	6587158	Calcaires du Bajocien et du Bathonien (Dogger) dans le bassin du Clain (bassin Loire-Bretagne)
06334X0023/F	17222	MARSILLY	381811	6577570	NA
06344X0040/S	17127	COURCON	407432	6577805	NA

06357X0012/F	79078	PRISSE-LA-CHARRIERE	431465	6567241	Calcaires argileux fissurés du Jurassique supérieur au nord du Bassin aquitain
06366X0006/P	79111	ENSIGNE	450025	6559464	Calcaires argileux fissurés du Jurassique supérieur au nord du Bassin aquitain
06371X0004/PUITS	79243	SAINT-COUTANT	469268	6573911	Calcaires du Dogger dans le bassin de la Sèvre Niortaise (bassin Loire-Bretagne), nord du Bassin aquitain
06374X0041/S	86211	ROMAGNE	494768	6575211	Calcaires du Bajocien et du Bathonien (Dogger) dans le bassin du Clain (bassin Loire-Bretagne)
06605X0004/F3	17367	SAINT-MARTIN-DE-JUILLERS	440108	6541916	NA
06607X0024/F	17477	VILLIERS-COUTURE	455889	6547286	Calcaires argileux fissurés du Jurassique supérieur au nord du Bassin aquitain
06622X0068/S	16007	ALLOUE	506270	6549597	NA
06842X0015/S	17031	BALLANS	451392	6528934	Calcaires argileux fissurés du Jurassique supérieur au nord du Bassin aquitain
07074X0014/S	17418	SALIGNAC-SUR-CHARENTE	432292	6513570	NA
07101X0041/S	16093	CHAZELLES	496122	6510755	NA
07304X0007/S	17248	MORTAGNE-SUR-GIRONDE	407314	6498721	Calcaires grès et marnes du Coniacien-Santonien du nord du Bassin aquitain
07566X0026/S	17110	CLERAC	448222	6460453	Graviers, galets, sables et argiles continentaux de l'Eocène inférieur à moyen nord-aquitain
07223C0113/S	69273	CORBAS	848002	6507096	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Formations fluvio-glaciaires du couloir d'Heyrieux
06288X0096/SB	1173	GEX	936094	6585602	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Sillons fluvio-glaciaires du pays de Gex
06505X0080/FORC	69242	TAPONAS	836086	6561351	Sables pliocènes du Val de Saône
06512X0037/STREMY	1385	SAINT-REMY	868660	6568015	Complément de l'entité NV2 : Formations plio-quaternaires de la Dombes
06518X0026/P2	1422	TOSSIAT	878568	6562237	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Formations fluvio-glaciaires du couloir de Certines

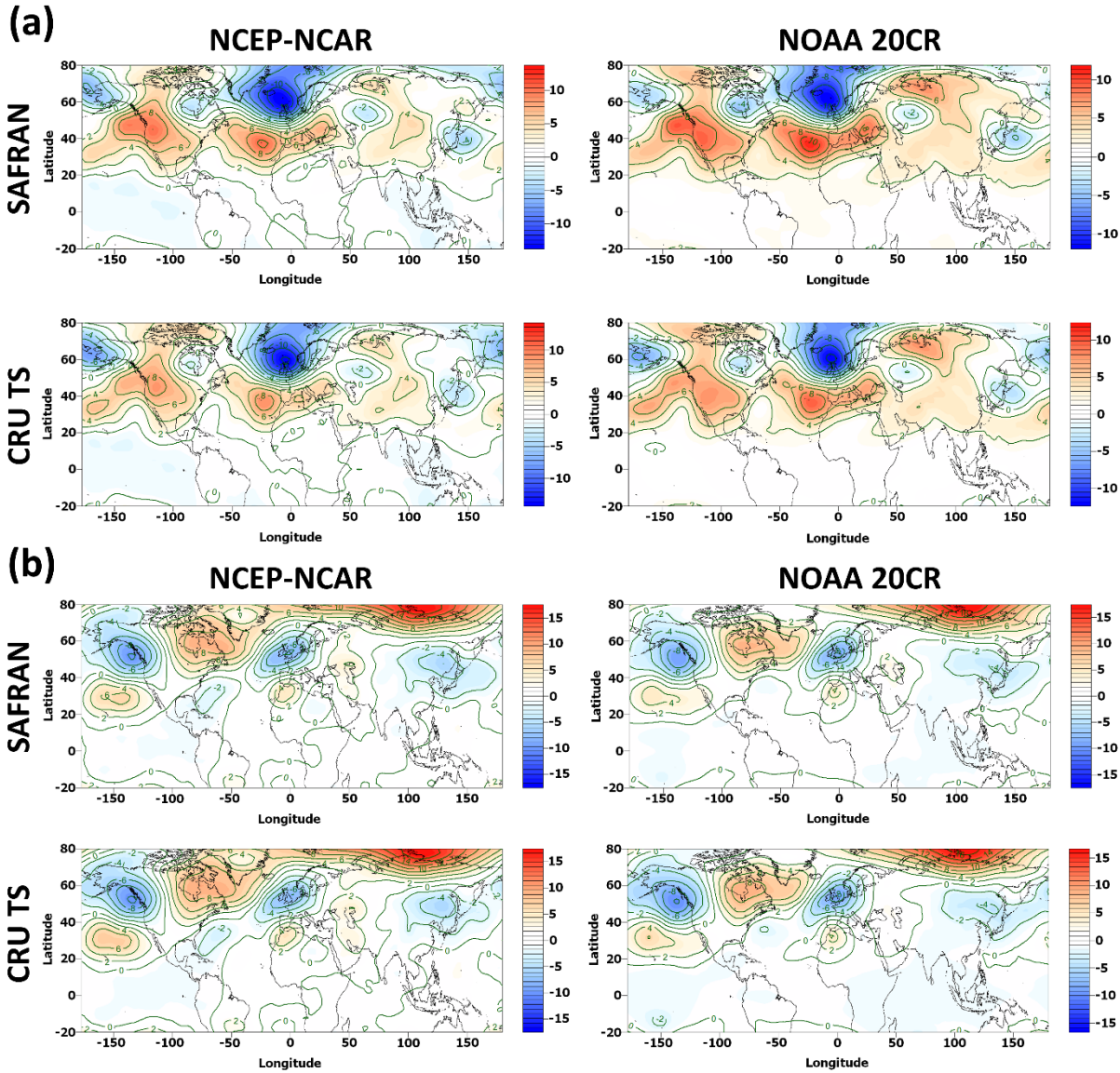
06993X0087/F6	1390	SAINT-VULBAS	877353	6528983	Alluvions de la plaine de l'Ain
08184X0084/PZ1	26362	VALENCE	854220	6429798	Complément de l'entité NV2 : Alluvions anciennes de la plaine de Valence
07477X0048/F1	38274	NANTOIN	878122	6483217	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Alluvions fluvio-glaciaires de la plaine de Bièvre-Valloire
07476X0029/S	38300	PENOL	871438	6476339	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Alluvions fluvio-glaciaires de la plaine de Bièvre-Valloire
07464X0005/SM3	38238	MOIDIEU-DETOURBE	858160	6490424	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Formations fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné - Gère et Vésonne
07266X0052/PS4	73007	AITON	953081	6501528	Alluvions de la vallée de l'Isère en amont de Pontcharra NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Formations sédimentaires du haut bassin de l'Isère - Alpes externes
07231C0252/BUCLAY	38189	HEYRIEUX	858998	6506553	NV3 absent, nom de l'entité NV2 : Formations fluvio-glaciaires du couloir d'Heyrieux
07221D0023/S	69268	VOURLES	837016	6507198	Alluvions de la vallée du Garon
03928X0026/PZ	72163	LIGRON	473637	6744707	NA
03593X0017/PZ14	72042	BOULOIRE	516676	6766238	Craie micacée et tuffeau du Turonien moyen à inférieur, bassin de la Maine (bassin Loire-Bretagne)
05076X0019/F	85029	BOUIN	321002	6666642	Calcaires sableux du Lutétien supérieur de Loire-Atlantique et Vendée (bassin Loire-Bretagne)
05863X0206/PIEZO	85245	SAINT-MARTIN-DES-FONTAINES	401151	6612393	Calcaires et dolomies et calcaires à Oolithes de l'Infra-Toarcien dans le bassin versant de la Sèvre Niortaise, nord du Bassin aquitain
05854X0047/PZ	85034	BOURNEZEAU	384146	6618618	NA
05625X0036/F	85191	ROCHE-SUR-YON(LA)	365546	6631480	Socle métamorphique dans le bassin versant du Grand lay puis du Lay de sa source à la mer (dont la Smagne et l'Yon) (bassin versant en amont du contact Socle métamorphique - sédimentaire)

05366X0035/PIEZO	85038	BROUZILS(LES)	371985	6649133	Socle métamorphique dans les bassins versants de la Grande Maine, de la Petite Maine et leurs affluents
09914X0284/FAGET	30083	CODOGNAN	800287	6292146	Carbonifère du massif du Mouthoumet
09913X0158/AIRE	30006	AIMARGUES	794917	6288364	NA
09655X0266/CAISSA	30060	CAISSARGUES	812107	6301162	Alluvions quaternaires et villafranchiennes de la Vistrenque
09652X0199/COURB2	30189	NIMES	813300	6306954	Alluvions quaternaires et villafranchiennes de la Vistrenque
09921X0043/GENERA	30128	GENERAC	807953	6293970	NA
09653X0244/CH52	30039	BEZOUCE	821693	6309914	NA
09914X0370/PERRIE	30059	CAILAR(LE)	799270	6289903	NA

ANNEXE 3 : Comparaison des patterns de hauteurs géopotentiels à 500hPa (m) associés aux variabilités interannuelle (~7 ans) et décennale (~14 ans) des précipitations obtenus par analyse composite avec les réanalyses NOAA 20CR et ERA 20C sur l'ensemble du 20^{ème} siècle.



ANNEXE 4 : Comparaison des patterns de hauteurs géopotentiels à 500hPa (m) associés aux variabilités (a) interannuelle (~7 ans) et (b) décennale (~14 ans) des précipitations SAFRAN et CRU TS obtenus par analyse composite avec les réanalyses NCEP-NCAR R1 et NOAA 20CR sur la période 1976-2015.



ANNEXE 5 : Comparaison des patterns de températures à la surface de la mer (°C) associés aux variabilités (a) interannuelle (~7 ans) et (b) décennale (~14 ans) des précipitations SAFRAN et CRU TS obtenus par analyse composite avec les données ERSST v5 sur la période 1976-2015.

