



Normandie Université

# Non-linearité et non-stationarité dans la variabilité hydroclimatique en France et sur la zone Euro-Atlantique

**Manuel FOSSA**

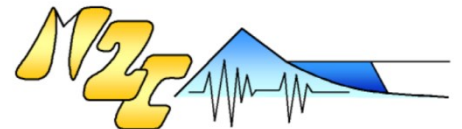
**Thèse soutenue publiquement le (date de soutenance)  
devant le jury composé de**

|                   |                                                                        |                       |
|-------------------|------------------------------------------------------------------------|-----------------------|
| David HANNAH      | Professor / GEES / University of Birmingham                            | Rapporteur            |
| Benoit HINGRAY    | Chargé de Recherches HDR / LTHE / Université de Grenoble               | Rapporteur            |
| Michael GHIL      | Distinguished Professor / TCL / University of California               | Rapporteur            |
| Denis BERNARD     | Directeur de Recherche / LPT / École Nationale Supérieure, Paris       | Examineur             |
| Laurie CAILLOUET  | Ingénieure / hydrométéorologue / Compagnie National du Rhône           | Examinatrice          |
| Monica IONITA     | Research Scientist / Paleo-climate Dynamics / Alfred Wegener Institute | Examinatrice          |
| Nicolas MASSEI    | Professeur / M2C/ Université de Rouen                                  | Directeur de Thèse    |
| Benoit LAIGNEL    | Professeur / M2C/ Université de Rouen                                  | Co-Directeur de Thèse |
| Matthieu FOURNIER | Maitre de conférences HDR / M2C / Université de Rouen                  | Co-Encadrant de Thèse |
| Claire MAGAND     | Chargée de Projet / Office Français pour la Biodiversité               | Membre Invitée        |
| Bastien Dieppois  | Assistant Professor / CAWR / University of Coventry                    | Membre Invité         |

**Thèse dirigée par Nicolas MASSEI laboratoire UMR 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière**



Normande de Biologie Intégrative,  
Santé, Environnement



# RÉSUMÉ ÉTENDU



Cette thèse, réalisée au sein du laboratoire M2C de l'université de Rouen et en cofinancement avec l'Office Français pour la Biodiversité, a bénéficié du financement de la Région Normandie, avec l'appui de la fédération FR3130 SCALE.



# Table of contents

|                                                                                   |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------|----|
| Avant-propos.....                                                                 | 3  |
| Table des matières.....                                                           | 4  |
| Introduction.....                                                                 | 5  |
| Partie I –                                                                        |    |
| Échelles spatiotemporelles de la variabilité hydroclimatique en France.....       | 15 |
| Partie II –                                                                       |    |
| Échelles spatiotemporelles de la variabilité hydroclimatique à large échelle..... | 22 |
| Partie III –                                                                      |    |
| La dynamique de la circulation atmosphérique dans l’Atlantique Nord.....          | 31 |
| Partie IV –                                                                       |    |
| Discussions & Conclusion.....                                                     | 38 |
| Partie V-                                                                         |    |
| Points importants et implications opérationnelles.....                            | 43 |
| Références.....                                                                   | 45 |



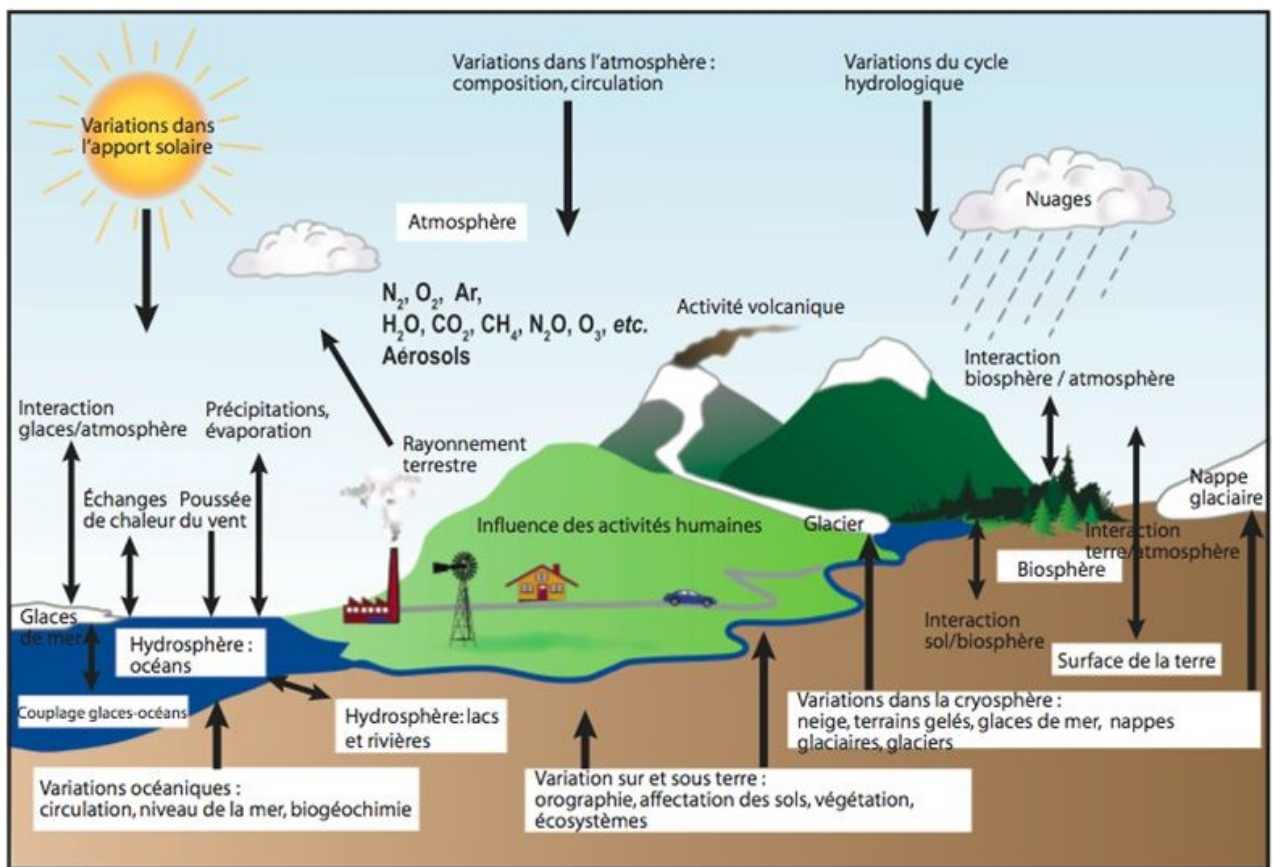
# INTRODUCTION

## 1. Contexte

L'accès aux ressources en eau est une problématique majeure, même pour un pays développé comme la France (Richard et al. 2010). Malgré une quantité d'eau disponible importante, ces 20 dernières années ont été marquées par des épisodes de sécheresse et de crues de la large ampleur avec des conséquences parfois dramatiques, comme la canicule de 2003, responsable de 14802 personnes en France (Richard et al. 2010, Boccard 2018). Malgré les progrès réalisés par les modèles numériques, la complexité du système climatique rend la prévision, avec certitude, de la variabilité hydrologique et climatique impossible (IPCC 2007). La raison principale se trouve dans deux caractéristiques fondamentales du système climatique : la non-linéarité et la non-stationnarité de son évolution dans le temps (Gettelman and Rood 2016, Kingston et al. 2020). La non-linéarité est la dépendance des interactions entre deux éléments du système climatique. Par exemple, l'intuition nous dit que lorsqu'il pleut un certain temps, le débit des rivières devrait lui aussi augmenter pendant cette même durée. Et plus il pleut longtemps, plus longtemps le débit augmentera. Dans la réalité, de nombreux paramètres liés aux caractéristiques du bassin versant, comme par exemple, l'évapotranspiration, l'infiltration ou bien le réseau hydrographique du bassin versant viennent moduler la réponse des débits aux précipitations, avec des effets de retards, de changement de fréquences, ou bien de seuils. Cette caractéristique est commune au système climatique entier, allant de la circulation océanique aux fronts de dépressions atmosphériques, en passant par l'humidité des sols (Gettelman and Rood 2016). La non-stationnarité est une caractéristique purement temporelle, elle est définie par un changement abrupt dans la statistique décrivant la variabilité du système climatique. Par exemple, la construction d'un barrage sur une rivière modifie



soudainement le fonctionnement de la rivière, en segmentant celle-ci avec une partie amont, non modifiée, et une partie aval, au fonctionnement très différent. Sur une chronique, la distribution statistique des débits change dramatiquement au moment de la construction du barrage. La Figure I.1 schématise le système climatique et ces principales sources de non-linéarité (« interactions », « couplages », « échanges ») et de non-stationnarité (« activités humaines »).



**Figure I.1. Le système climatique.** *Composé de l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère, l'atmosphère, et la biosphère. De très nombreuses interactions entre les différents composants du système climatique, et les activités humaines, rendent la compréhension de la variabilité hydro-climatique très compliquée (IPCC 2007)*

Ces interactions et changements se manifestent à diverses échelles spatiales et temporelles, allant de la minute aux millénaires, et de l'échelle intra bassin versant à celui de la terre entière (Kingston et al. 2020).

Bien qu'un certain nombre d'études ait été consacré à la non-stationnarité de la variabilité hydroclimatologique, peu d'entre elles incluent la non-linéarité dans l'étude de la dynamique hydroclimatique (Blöschl et al. 2019). De plus, les études se focalisant sur la France sont peu nombreuses, et n'explorent pas en détail, à la fois les échelles spatiale et les échelles temporelles de la variabilité non-linéaire et non-stationnaire hydroclimatique (Sauquet et al. 2008; Boé 2013; Boé and Habets 2014; Caillouet et al. 2016; Dieppois et al. 2016). Il reste donc beaucoup de travail à effectuer pour mieux comprendre comment les interactions et l'impact des activités humaines contrôlent la variabilité hydroclimatique en France.

## **2. Variabilité hydroclimatique en France**

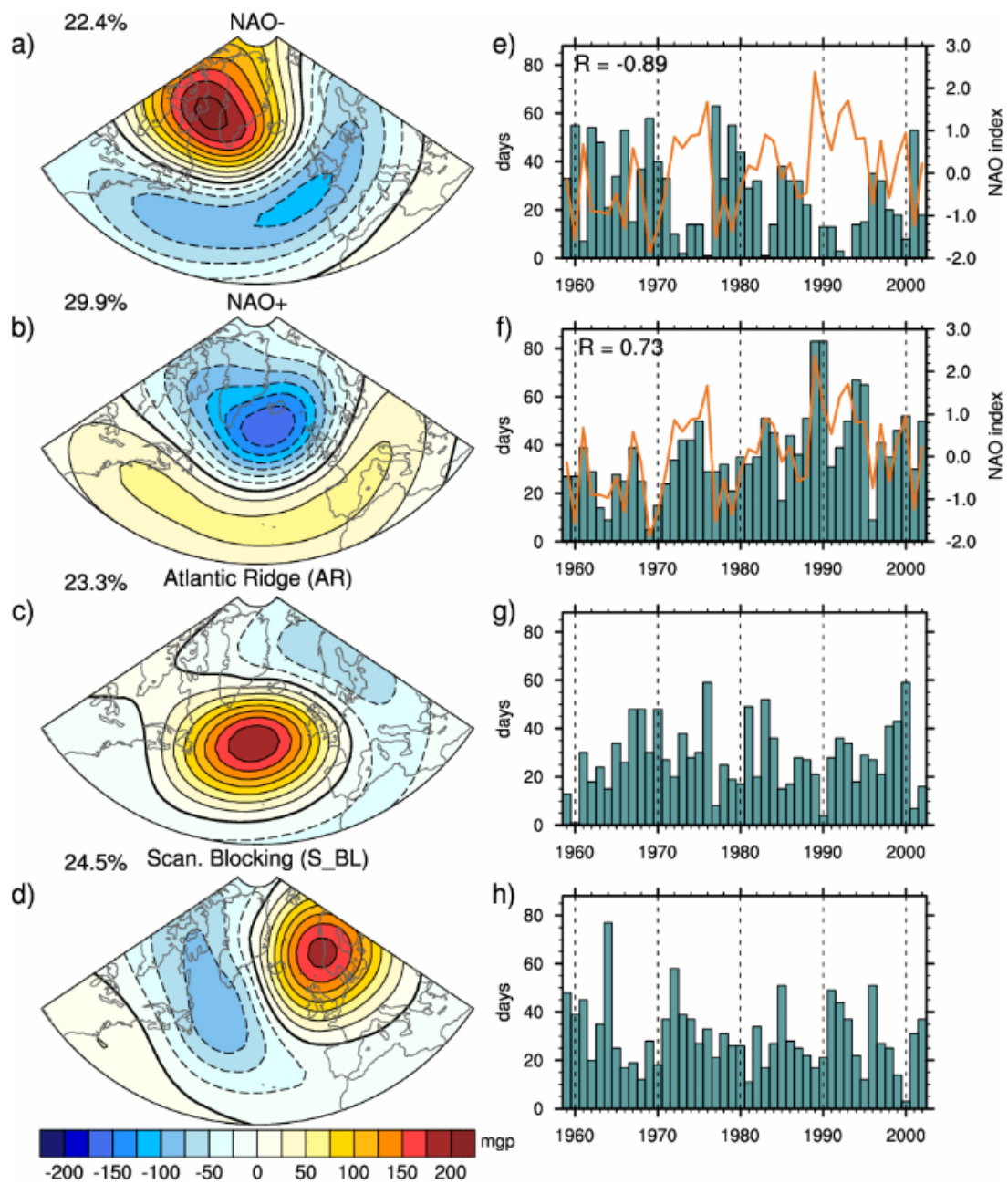
La variabilité des débits de rivières est dépendante de la variabilité des précipitations et températures locales, modulée par les caractéristiques du bassin versant. La variabilité des précipitations et des températures est dépendante de la circulation atmosphérique large échelle, par exemple, les champs de pression, la nébulosité, l'advection d'air chaud etc. Il existe donc une chaîne atmosphère → précipitations & températures → caractéristiques du bassin versant → débits, qui se complète par le retour aux océans, puis l'évaporation dans l'atmosphère. C'est le cycle de l'eau. Chaque étape, chaque transition, peut être le siège d'interactions ou bien de changements abrupts. La variabilité hydrologique en France s'exprime à des échelles temporelles, bien distinctes. En plus des échelles saisonnières et annuelles, des variabilités significatives ont été détectées aux échelles interannuelles (2-4, 5-8 ans), décennales, et multi-décennales (Massei et al. 2010; Fritier et al. 2012; Dieppois et al. 2016). L'homogénéité spatiale de ces variabilités a été étudiée, mais en fonction des échelles spatiales et temporelles choisies, le nombre de régions homogènes varie énormément,

soulevant la nécessité de considérer l'ensemble des échelles temporelles et spatiales auxquelles la variabilité non-linéaire et non-stationnaire s'exprime (Sauquet et al. 2008; Gudmundsson et al. 2011; Hannaford et al. 2013).

La modulation des précipitations et températures par les caractéristiques du bassin versant dépend largement du type de substratum, de l'état des sols, de l'évapotranspiration, et des aménagements anthropiques, et est le siège d'interactions entre le climat local (*i.e.* précipitations et températures) et ces différents compartiments (Labat et al. 2000; El Janyani et al. 2012; Boé 2013; Laaha et al. 2017).

La variabilité climatique à large échelle en lien avec la variabilité hydrologique en France, provient essentiellement de la zone Nord Atlantique, transportant l'humidité et la chaleur vers l'Europe (Ghil and Lucarini 2019). Cette variabilité est étudiée principalement à travers celle des champs de pression atmosphérique, dont on peut dériver les vents, moyennant certaines approximations (Ghil and Lucarini 2019). Ainsi la connaissance de la répartition spatiale des champs de pression et de leur évolution temporelle, permet, dans une certaine mesure, de relier les variabilités atmosphériques et hydrologiques. La possible présence des champs de pression persistants facilite l'étude de la variabilité atmosphérique car celle-ci se résume à des déviations autour d'un état, ou bien une transition vers un autre état. Quatre régimes (*i.e.* répartitions spatiales de champs de pressions) sont habituellement utilisés pour décrire la variabilité climatique large échelle (Cassou et al. 2004) : Les phases positives et négatives de l'oscillation Nord-Atlantique (NAO+, NAO-), la dorsale Atlantique (Atlantic Ridge), et le blocage Scandinave (Scandinavian blocking, Figure I.2).

Plusieurs études ont montré l'importance des liens entre la variabilité des différentes phases de la NAO et celle des précipitations sur l'Europe (Mares et al. 2002; Hurrell et al. 2003). Ces relations non-linéaires et non-stationnaires s'expriment à différentes échelles de temps, avec des phases et des amplitudes très variables en fonction de l'échelle de temps, mais aussi de la



**Figure I.2. Régimes de temps dans l'Atlantique Nord:** *a-d) Anomalies de pression par rapport à la moyenne climatique (e-h) Le nombre de jours d'occurrence de chaque régime chaque année de 1958 à 2002. La courbe orange représente l'intensité du régime NAO+ au cours du temps, appelée NAO index (Cassou 2010)*

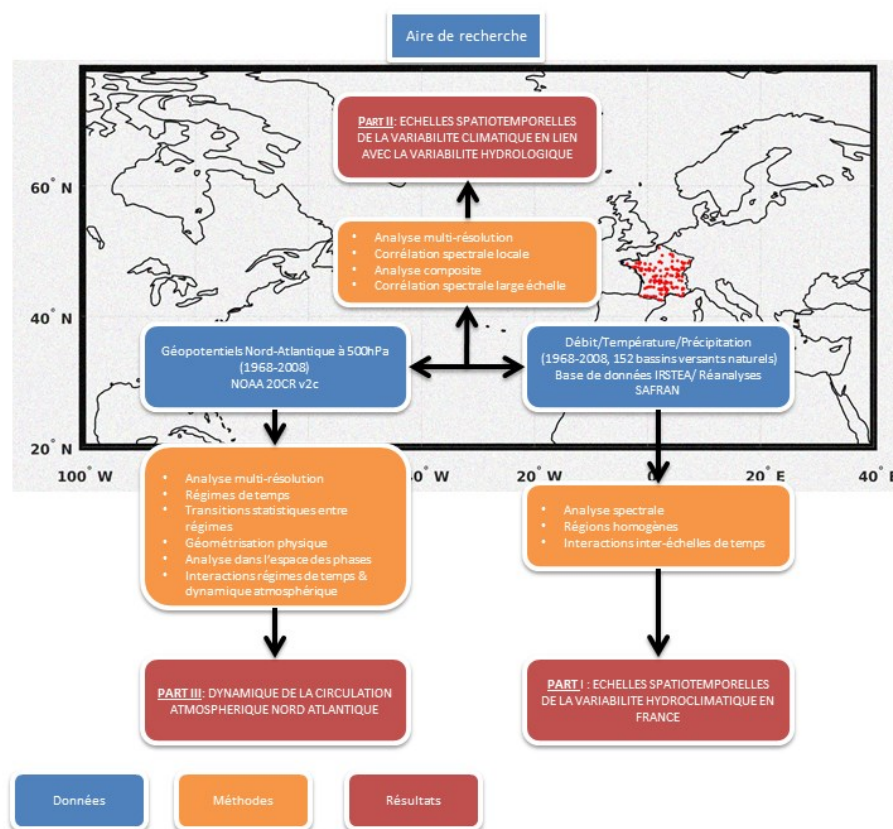
période de temps considérée (Fritier et al. 2012; Massei and Fournier 2012; Boé 2013; Boé and Habets 2014; Ullmann et al. 2014; Hermida et al. 2015; Dieppois et al. 2016). L'influence de la NAO dépend non seulement de l'échelle de temps considérée, mais aussi de la région concernée, certaines régions étant plus clairement liées à certaines échelles de temps (Feliks et al. 2010; Massei and Fournier 2012; Dieppois et al. 2013; Ullmann et al. 2014). La phase positive de la NAO est associée à des hivers froids et secs sur la France, tandis que la phase négative de la NAO est associée à des hivers chauds et humides (Visbeck et al. 2001; Cassou et al. 2004; Hurrell and Deser 2014). La dorsale Atlantique et le blocage Scandinave sont associés à des températures basses et des précipitations potentiellement plus élevées que la moyenne, surtout sur le Nord de la France (Cassou 2010; Boé 2013; van der Wiel et al. 2019).

### **3. Objectifs de recherche**

L'état de l'art présenté dans la section précédent met en évidence la complexité des liens entre variabilité climatique et variabilité hydrologique. En réalité, chacune de ces variabilités, prise à part, est elle-même le siège de nombreuse interactions. Les connaissances actuelles sont encore très parcellaires, car souvent acquises au prix de nombreuses approximations, ou simplifications. Notre contribution à l'amélioration de la connaissance sur la variabilité hydroclimatique se focalise sur la prise en compte simultanée de la non-linéarité et de la non-stationnarité de la variabilité hydrologique, climatique, et hydroclimatique. Plus précisément, nos objectifs sont les suivants :

- Déterminer les régions en France présentant une variabilité hydroclimatique homogène, en échelle de temps et en période de temps.
- Étudier les interactions entre les échelles de temps caractérisant chaque région, afin d'améliorer la compréhension des interactions entre les diverses composants de la variabilité hydroclimatique locale.

- Étudier la modulation des entrées de précipitation et température par le bassin versant, en échelle de temps et période de temps.
- Étudier les liens statistiques et spectraux entre variabilité climatique large-échelle et variabilité hydroclimatique locale.
- Étudier la variabilité climatique large-échelle sous un aspect dynamique (*i.e.* en considérant les équations de mouvement/Lois de conservation) pour tester l'hypothèse de l'existence de régimes persistants, comme ceux présentés en Figure I.2.



**Figure I.3. Données et méthodes utilisées au cours de cette thèse.** Les stations de mesure sont représentées par des points rouges. L'extension spatiale totale est dénommée zone Euro-Atlantique.

#### 4. Plan de la Thèse

Dans l'**introduction**, nous avons présenté le contexte général de l'étude ainsi que l'état de l'art autour du sujet de la variabilité hydroclimatique. Dans la **Partie I**, nous définissons l'étendue spatiale des régions présentant une variabilité hydroclimatique locale homogène, basée sur les caractéristiques spectrales de celle-ci (*i.e.* échelles de temps et périodes de temps représentatives). Nous étudions la modulation spectrale des entrées de précipitation et température par les caractéristiques du bassin versant dans la **Partie II**. Nous nous attacherons aussi à mieux comprendre les liens statistiques et spectraux entre la variabilité hydroclimatique locale et la variabilité climatique large échelle. Dans la **Partie III**, après une réflexion théorique, la dynamique de la variabilité climatique large échelle dans l'Atlantique Nord est approchée sous l'angle de la correspondance géométrie-physique. Cette approche permet de dissocier les régimes de temps, des états énergétiques de la circulation atmosphérique : un régime de temps n'est pas forcément issu des mêmes paramètres de contrôle des équations de mouvement, et des régimes différents peuvent être issus de mêmes paramètres. Cette approche rompt avec l'hypothèse statistique selon laquelle la probabilité d'obtenir un régime de temps, moyennée sur la durée de la chronique, est égale à la probabilité d'obtenir ce régime en fixant les paramètres des équations de mouvement et en simulant l'évolution temporelle un nombre infini de fois. Enfin, nous discutons des implications et limitations de nos résultats dans la **Conclusion**.

PARTIE I: ÉCHELLES  
SPATIOTEMPORELLES DE LA  
VARIABILITÉ  
HYDROCLIMATIQUE EN FRANCE



## **Contexte**

La variabilité hydroclimatique s'exprime à différentes échelles temporelles (Labat 2006; Schaefli et al. 2007; Massei et al. 2017). Les nombreuses interactions et changements brusques dans les paramètres de contrôle rendent la compréhension de cette variabilité, tant dans le temps que l'espace, difficile (Gentine et al. 2012). Peu d'études ont été réalisées pour comprendre la variabilité hydrologique, d'un point de vue non-linéaire et non-stationnaire. Notre objectif est de segmenter la France en régions de variabilité hydroclimatique homogène, caractérisées par leurs échelles de temps et leurs périodes de temps caractéristiques, c'est-à-dire, où la variabilité est significative. De plus nous voulons comprendre s'il y a des interactions entre ces échelles de temps, afin de pouvoir mieux comprendre les processus physiques qui régissent la variabilité hydroclimatique.

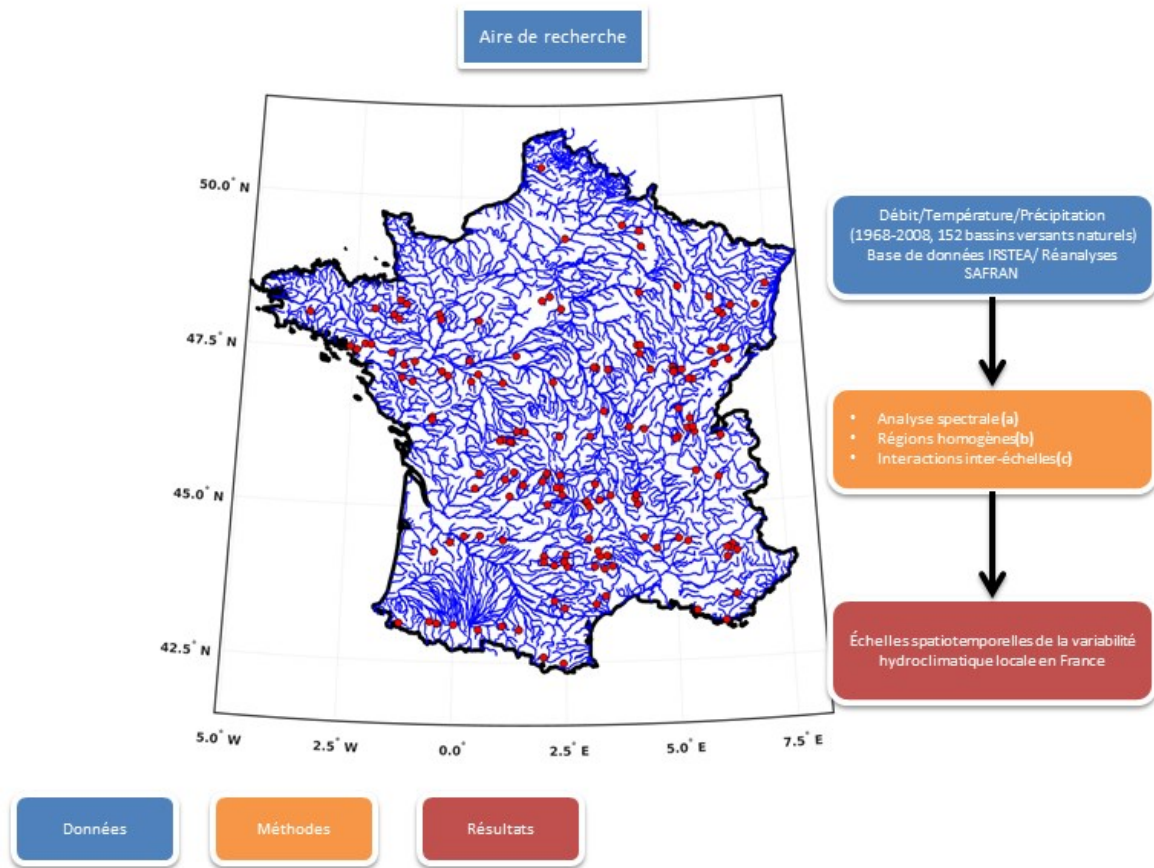
## **Matériels et méthodes**

Les données et méthodes utilisées pour obtenir les principaux résultats de la Partie I sont présentées dans la Figure 1.1. Les données sont constituées de 152 chroniques de précipitation, température et débits, représentatives d'un bassin versant (points rouges

Bleus, Figure 1.1). Les caractéristiques spectrales de chaque chronique sont calculées afin d'avoir une représentation par échelle et période de temps de la chronique (Figure 1.1, (a)).

Un algorithme de classification définit un nombre de régions ayant des caractéristiques spectrales homogènes, et affecte à chaque bassin versant un degré d'appartenance à chacune de ces régions. Cette méthode permet d'obtenir une classification souple : les bassins versant n'appartiennent pas à une seule région, mais à toutes les régions, avec un degré d'appartenance plus ou moins élevé (Figure 1.1, (b)). En partant des caractéristiques spectrales de chaque région, nous étudions les interactions entre échelles de temps. Plus précisément, nous calculons comment la phase de la variabilité hydroclimatique d'une région

à une échelle de temps donnée, influence la phase ou l'amplitude de la variabilité hydroclimatique de cette même région à une autre échelle de temps (Figure 1.1., (c))

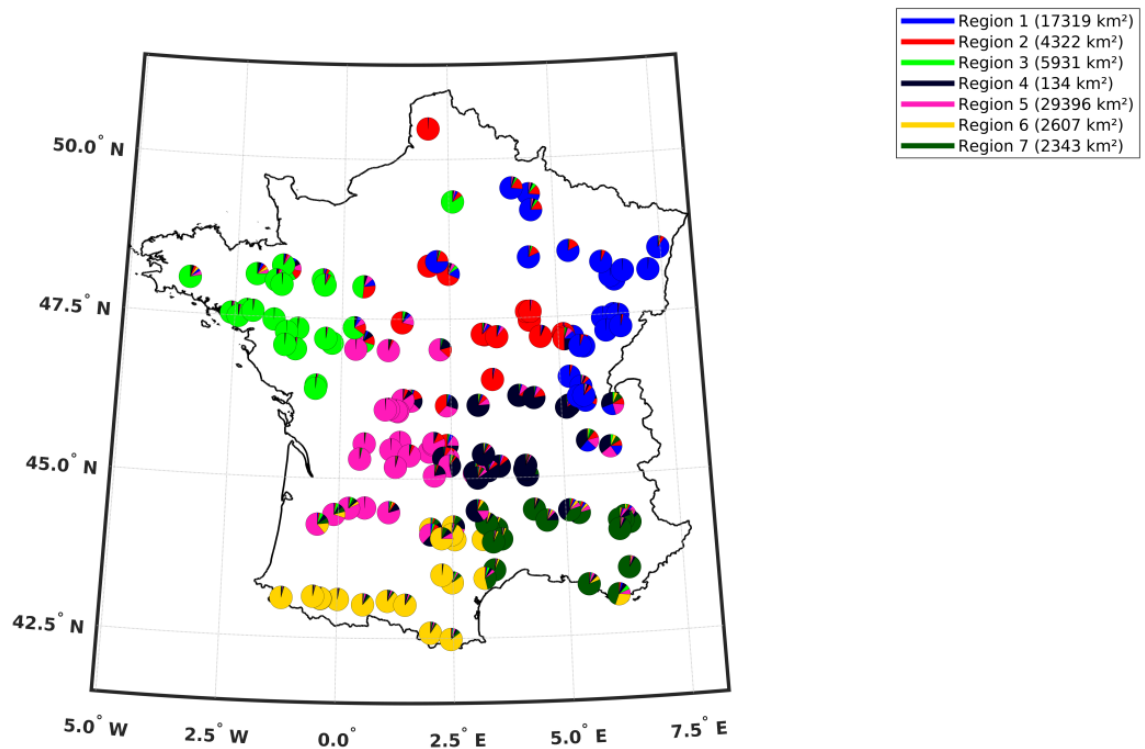


**Figure 1.1. Données et Méthodes utilisées dans cette partie.**

### Principaux résultats

La variabilité spatiotemporelle hydroclimatique en France a été calculée pour les précipitations (Figure 1.2.), températures (Figure 1.3.) et débits (Figure 1.4.). Les régions expriment des variabilités saisonnières, annuelles, entre 2 et 4 ans, et de 5 à 8 ans. Chaque région diffère de par l'intensité de la variabilité à chaque échelle mais aussi de la période à laquelle cette variabilité s'exprime. Quelque soit la variable, les régions homogènes sont continues et bien définies (*i.e.* chaque bassin est majoritairement membre d'une seule région). Les échelles de variabilité homogènes sont très différentes selon les régions, excepté pour les

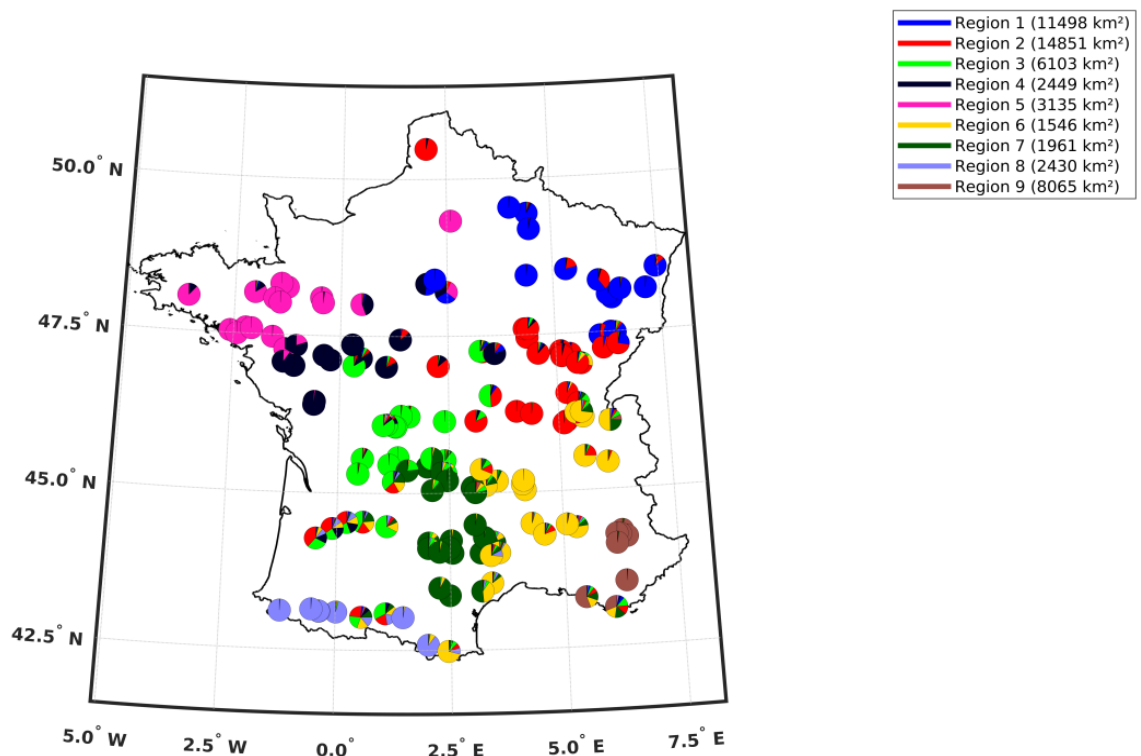
températures, où la différence de superficie entre régions est moins importante. Les échelles de temps détectées sont celles évoquées dans la littérature, même si notre étude est la première à considérer non pas une seule échelle comme critère de similarité, mais la totalité des échelles et les périodes de temps où elles s'expriment avec le plus d'intensité.



**Figure 1.2. Régions de variabilité de précipitation homogènes.** *Chaque portion de camembert montre le degré d'appartenance d'un bassin versant à chaque région. La légende indique, entre parenthèses, la superficie associée à chaque région.*

Nous avons par la suite calculé les interactions phase-phase et phase-amplitude entre les échelles de temps caractéristiques de chaque région (Figure 1.5-6). L'étude de ces interactions révèle que des régions aux caractéristiques spectrales proches, peuvent être le siège d'interactions inter-échelle très différentes, indiquant que des processus physiques différents peuvent donner lieu à des comportements spectraux similaires (Figure 1.5-6). L'autre résultat important de cette étude des interactions inter-échelle est la disparition des interactions phase-

amplitude pour les débits. Alors que des interactions phase-phase similaires sont détectées entre précipitations/température et débits, suggérant un transfert d'information entre les entrées (précipitations, températures) et la sortie (débits), plus aucune interaction phase-amplitude ne persiste dans les débits (Figure 1.6).



**Figure 1.3. Idem Figure I.2 mais pour les températures.**

Nous avons émis l'hypothèse d'une perte de liaison indirecte entre les différents compartiments du bassin versant sur lesquels tombe la pluie, comme possible raison de cette perte de causalité inter-échelle entre phase et amplitude.

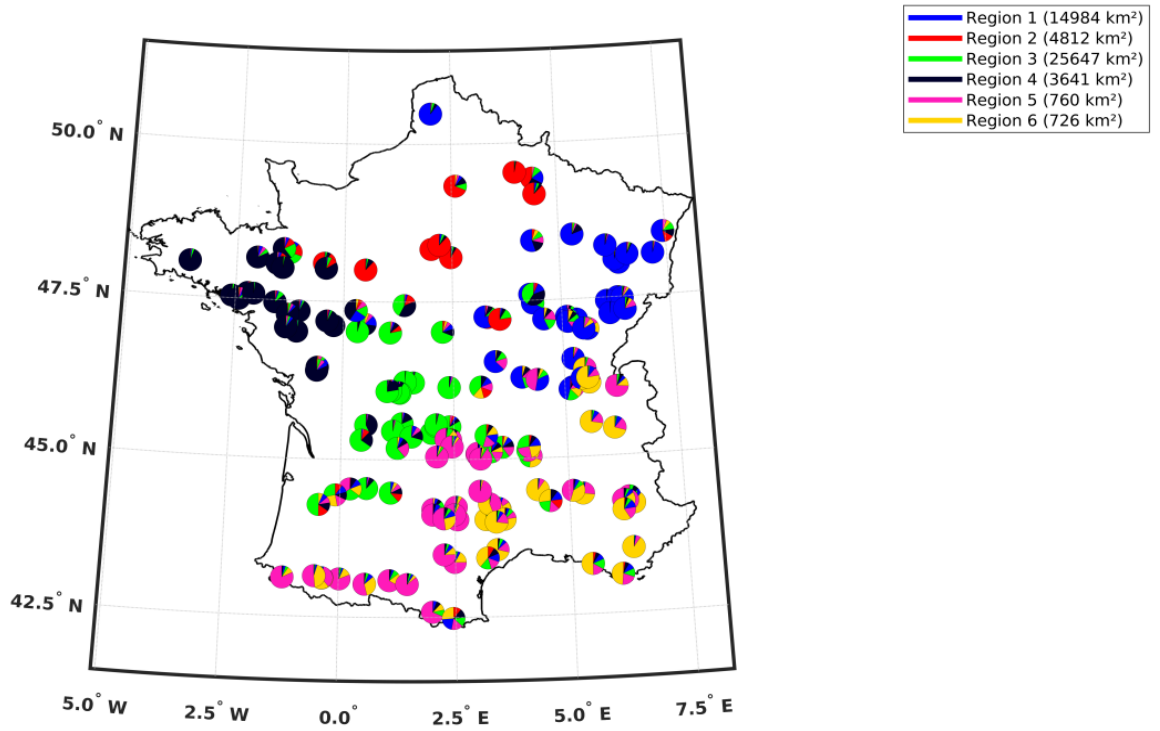
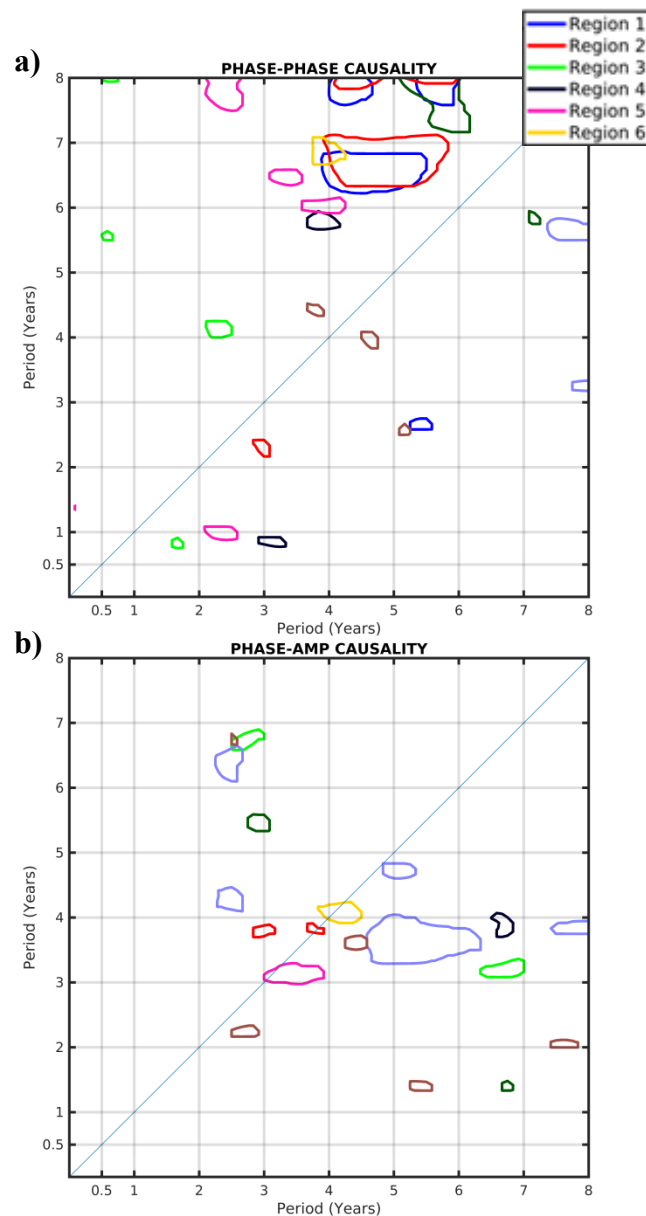
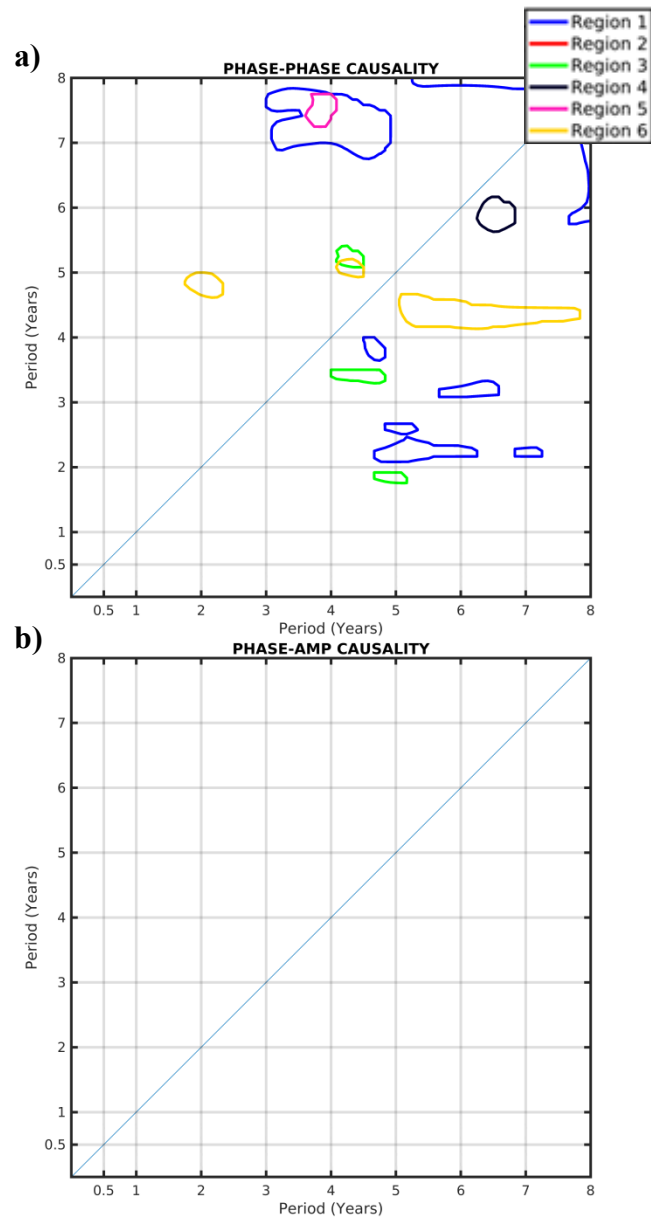


Figure 1.4. Idem Figure 1.2. mais pour les débits.



**Figure 1.5. Interactions inter-échelle pour les précipitations.** *a) Interactions phase-phase ; b) Interactions phase-amplitude. Les graphiques se lisent de l'axe horizontal vers l'axe verticale, c'est-à-dire la phase de l'échelle x sur l'axe des abscisses influence la phase (a) ou l'amplitude (b) de l'échelle y sur l'axe des ordonnées. Les échelles (« Period ») sont en années.*



**Figure 1.6. Idem Figure 1.5. mais pour les débits.**

PARTIE II: ÉCHELLES  
SPATIOTEMPORELLES DE LA  
VARIABILITÉ  
HYDROCLIMATIQUE EN FRANCE



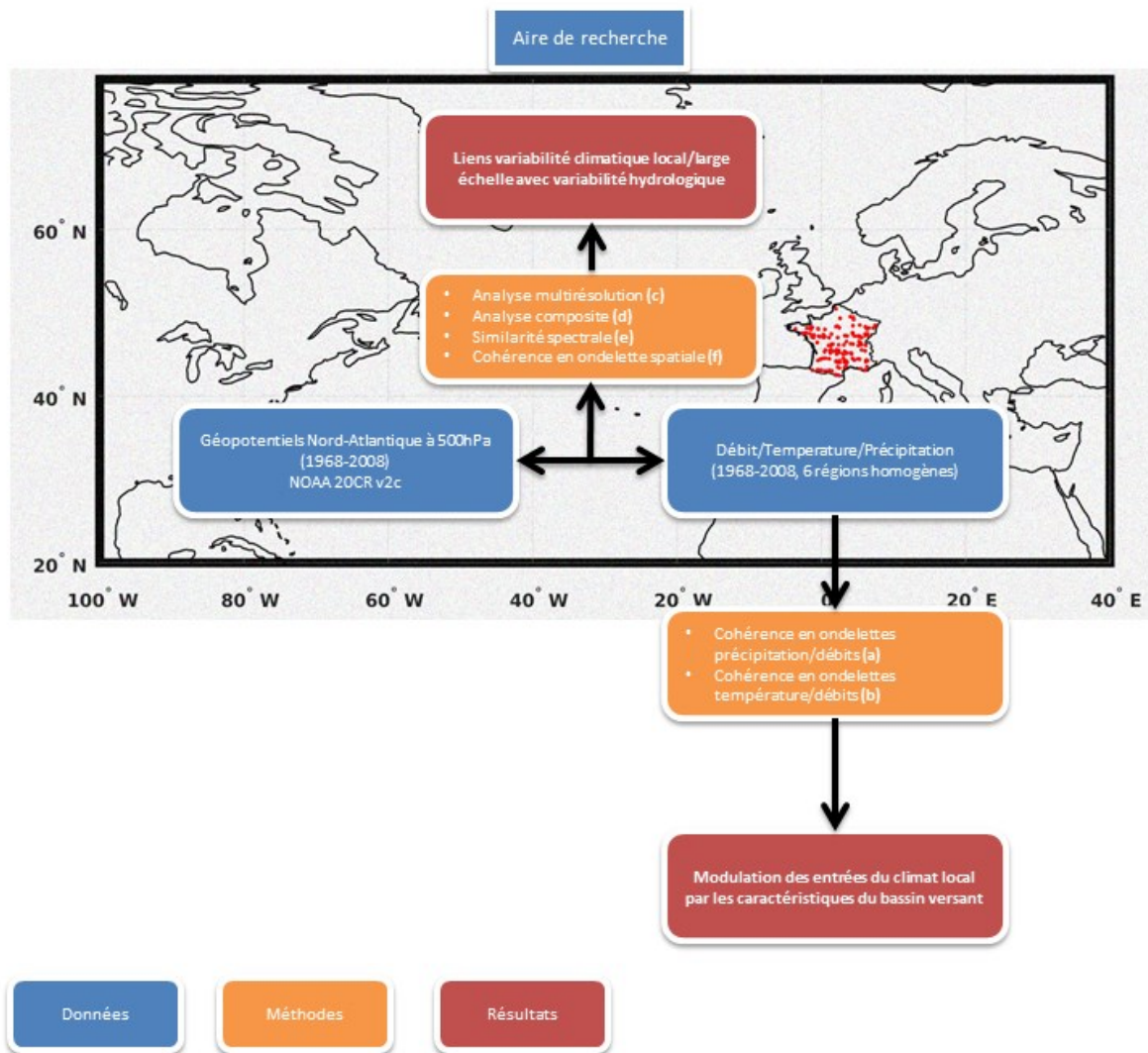
## **Contexte**

Dans la Partie I, nous avons vu que la variabilité hydrologique, c'est-à-dire les débits, s'exprime à différentes échelles temporelles, et que les interactions entre ces échelles sont complexes. Nous avons aussi vu que les interactions phase-amplitude, détectées dans les précipitations et températures, disparaissent dans les débits. Cette complexité fait écho à nos connaissances limitées entre l'impact du climat local (*i.e.* précipitations et températures), large échelle (champs de pression), et les débits (Kavvada et al. 2013; Dieppois et al. 2015, 2019). Le caractère non-linéaire et non-stationnaire de la variabilité climatique locale et à large échelle en lien avec la variabilité hydrologique a été montré par plusieurs études (Labat 2006; Massei et al. 2007, 2017; Slimani et al. 2009; El Janyani et al. 2012). Cependant, ces études ne considèrent pas l'association des échelles spatiales et temporelles dans les liens entre variabilité climatique et variabilité hydrologique. Plus précisément, il est nécessaire d'établir, pour les régions de variabilité hydrologique homogènes définies dans la Partie I, quelles sont les échelles de temps, à quelle période, et avec quelles zones de l'aire de recherche climatique, leur variabilité hydrologique est liée. L'association des paramètres spatiaux et temporelles permet d'envisager que la variabilité hydrologique d'une région ne soit en lien avec différentes zones climatiques à différentes échelles et périodes temporelles pour chaque zone.

## **Matériels et méthodes**

Les données et méthodes utilisées pour obtenir les principaux résultats de la Partie I sont présentées dans la Figure 2.1. Les données hydrologiques sont constituées de 6 chroniques de précipitation et débits représentative de chaque région de variabilité hydrologique homogène définies dans la Partie I (Figure 1.4). Les données climatiques utilisées sont celles des géopotentiels à 500hPa, issues de la réanalyse 20CRv2c de la NOAA (Compo et al. 2011).

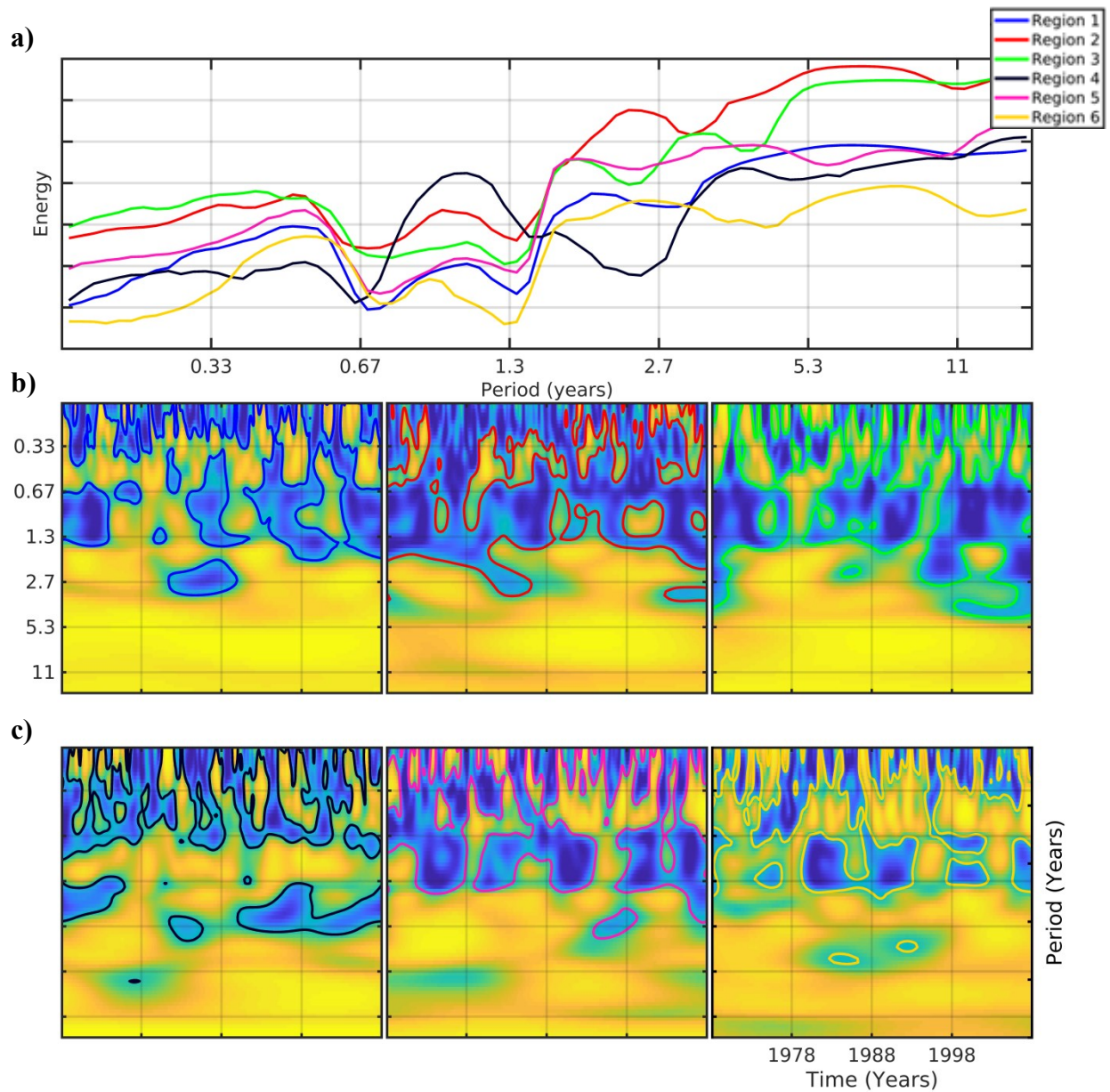
L'étude se décompose en une partie dédiée aux liens entre climat local (précipitations) et débits, l'autre entre précipitations, débits et climat à large échelle (géopotentiels).



**Figure 2.1. Données et Méthodes utilisées dans cette partie.**

Dans un premier temps, la corrélation spectrale entre débits et précipitations, celle entre débits et températures permet d'estimer la modulation en échelle et période de temps du filtre du bassin versant (Figure 2.1, (a-b)). Dans un deuxième temps, après avoir reconstitué les chroniques hydrologiques et climatiques aux échelles de temps caractéristiques de la

corrélation spectrale, l'analyse composite, la similarité spectrale et la corrélation spectrale spatiale permet de connaître les zones climatiques corrélées à la variabilité hydrologique, selon leurs échelles et périodes spécifiques (Figure 2.1, (c-f))



**Figure 2.2. Corrélation spectrale entre débits et précipitations.** (a) Intensité de la corrélation en fonction de l'échelle de temps considérées (en années) ; (b) Corrélation spectrale, en fonction de l'échelle de temps (ordonnées) et de la période de temps (abscisses), en années. Les couleurs jaunes désignent de fortes corrélations.

## Principaux résultats

Les corrélations spectrales entre débits et précipitations s'expriment principalement aux échelles saisonnières (4-6 mois), annuelles (~1 an), et inter-annuelles (2-4, 5-8 ans). En fonction des régions, les corrélations diffèrent en échelles et périodes, mais aussi en intensité, tandis que la corrélation avec les températures est majoritairement annuelle et continue (Figure 2.2-3).

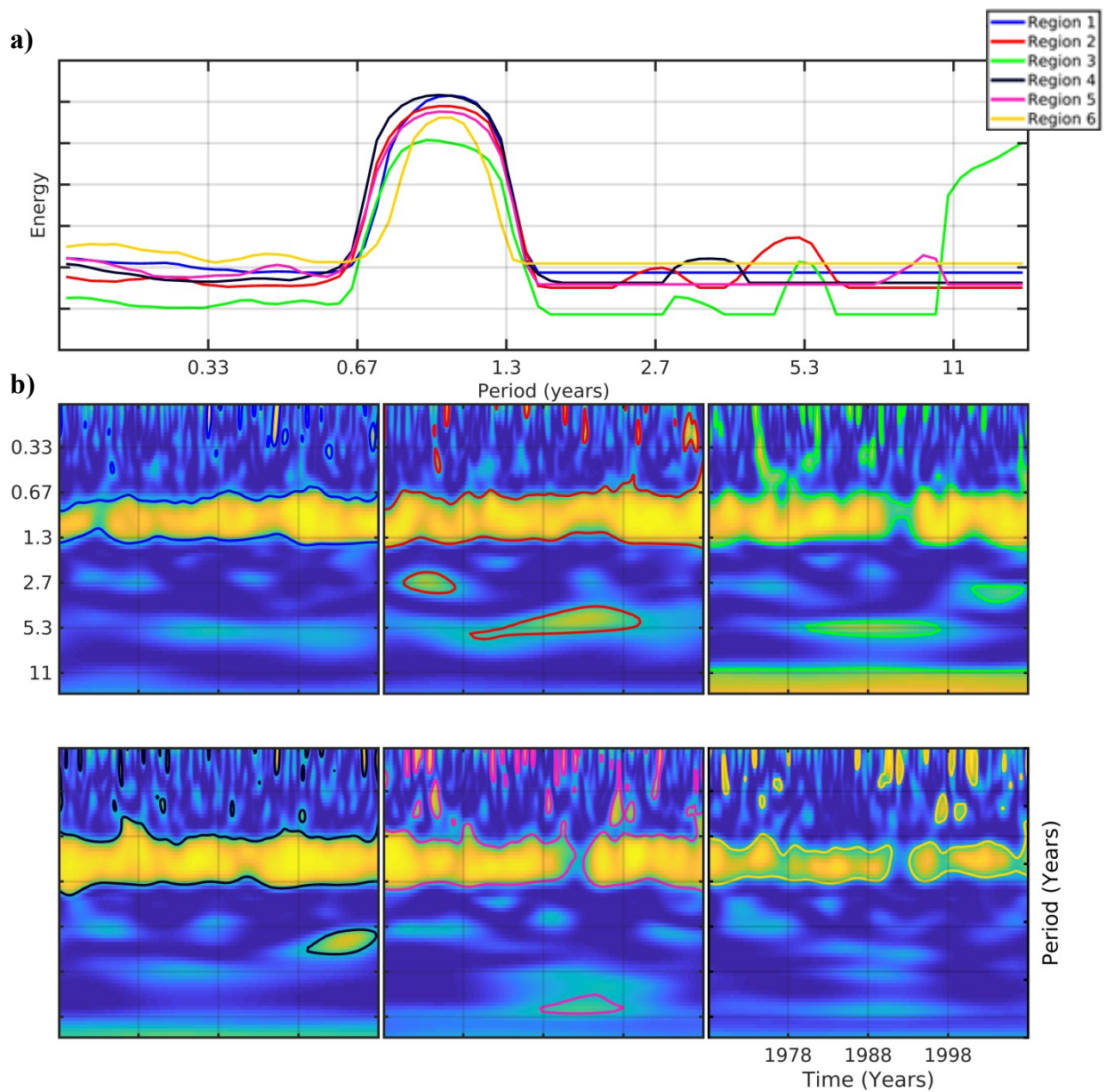
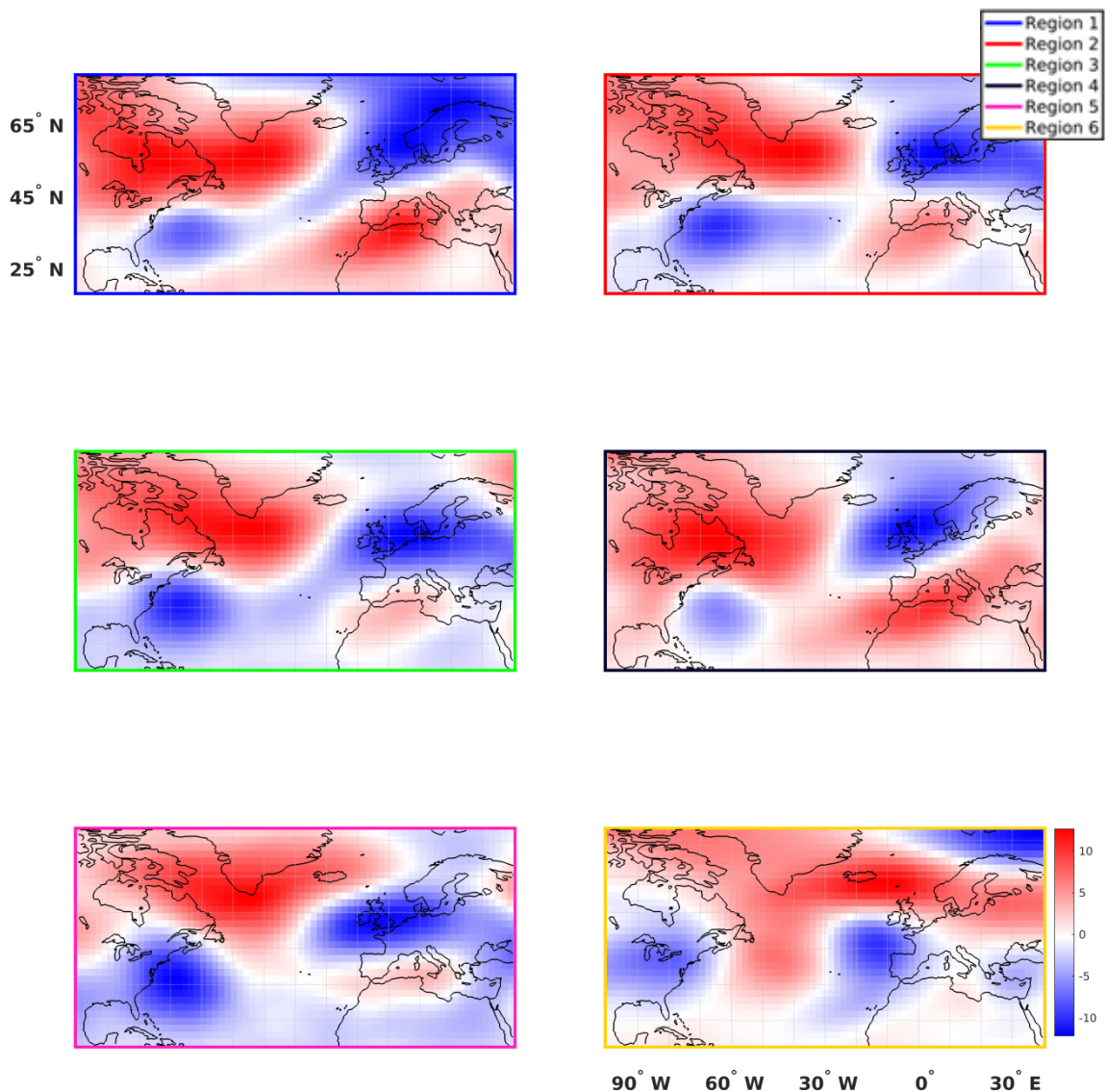


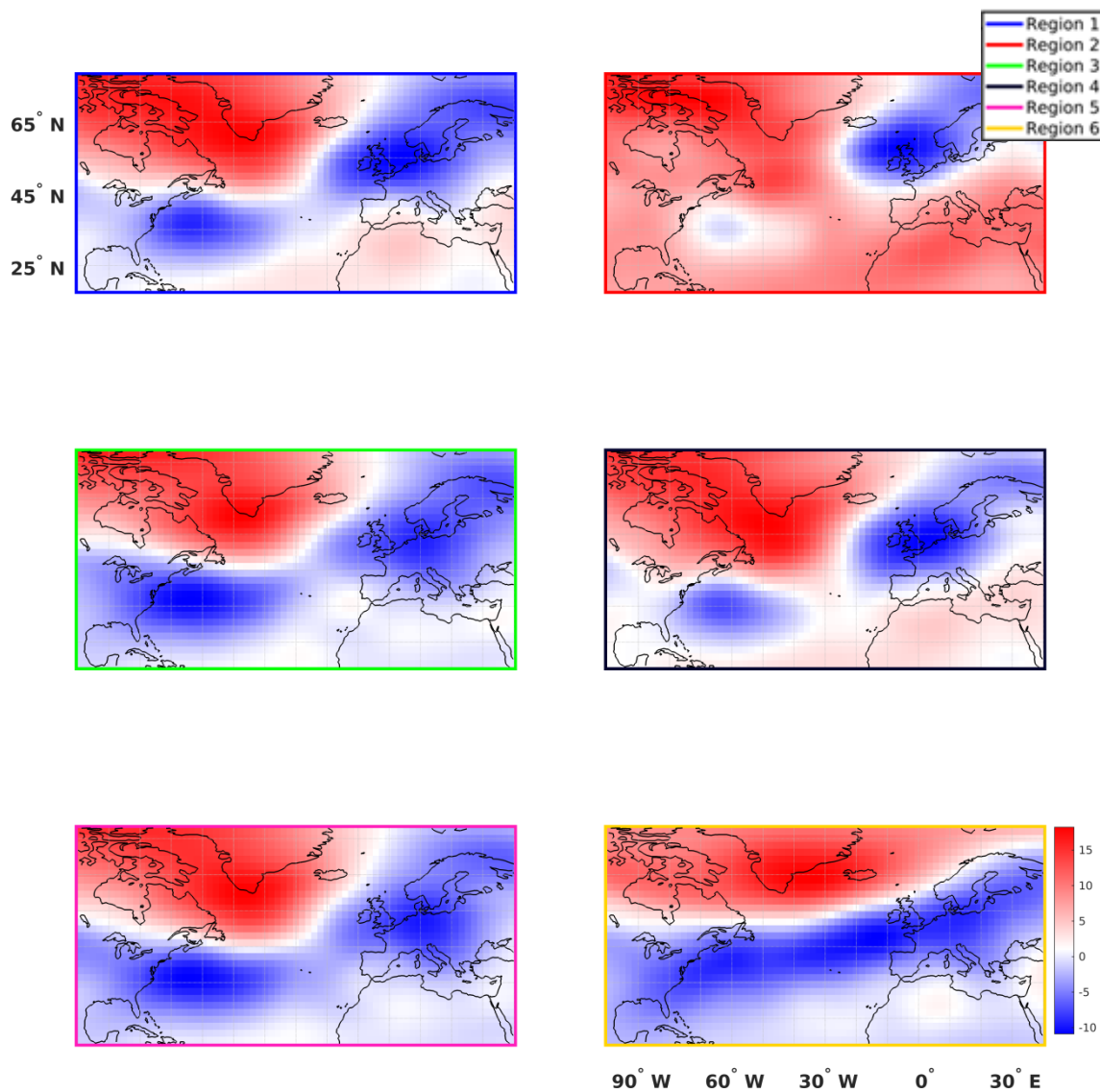
Figure 2.3. Corrélation spectrale entre débits et températures.



**Figure 2.4 Composites de précipitation aux échelles 2-4 ans.** *Le code couleur indique la variation de géopotential (en mètres) entre périodes de précipitations hautes et basses. Les précipitations hautes sont définies comme la moyenne des précipitations dépassant 80% de l'écart type à la moyenne. Les précipitations basses sont définies comme la moyenne des précipitations en dessous de -80% de l'écart type à la moyenne.*

Il apparaît donc que la variabilité hydrologique est majoritairement influencé par la température à l'échelle annuelle, et par la précipitation pour les autres échelles.

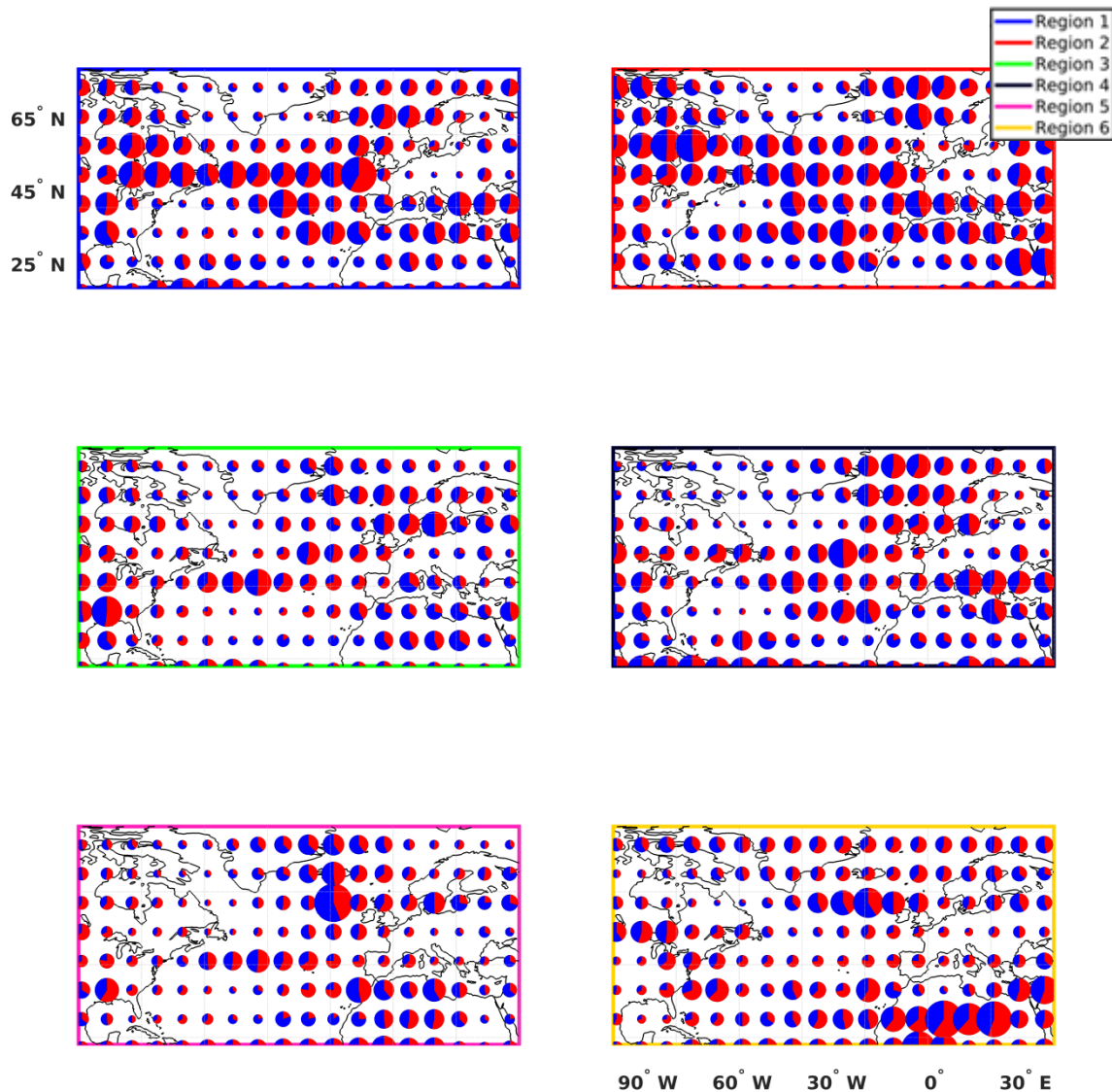
La variabilité climatique large échelle en lien avec la variabilité hydrologique est dépendante de l'échelle de temps considérée, et cette dépendance varie en fonction des régions (Figures 2.4-5).



**Figure 2.5 Composites de précipitation aux échelles 5-8 ans.**

Les débits montrent des composites similaires à ceux des précipitations, indiquant que, pour une échelle de temps donnée, le bassin versant ne filtre que les amplitudes de précipitation.

L'étude de la corrélation spectrale spatiale montre néanmoins que considérer les échelles de temps séparément ne permet pas de représenter la non-stationnarité et la non-linéarité des liens entre variabilité climatique large échelle et variabilité hydrologique.



**Figure 2.6** Corrélation spectrale spatiale entre précipitation et géopotentiels. *Les portions de camembert représentent l'intensité de la corrélation entre la variabilité climatique dans la zone considérée, et la région hydrologique en fonction de l'échelle de temps : 2-4 ans (bleu), 5-8 ans (rouge). La taille du camembert est proportionnelle à l'intensité totale de la corrélation.*

La Figure 2.6 montre que, en fonction de la zone climatique considérée, les échelles de temps les plus corrélées avec la variabilité hydrologique, sont différentes. La même analyse sur les débits montre une modulation : La fraction de corrélation d'une échelle de temps avec la variabilité des précipitations, sur une zone climatique donnée, peut diminuer ou augmenter lorsque c'est la corrélation avec les débits qui est considérée. Le bassin versant module donc les entrées climatiques en amplitude et en échelle de temps.



PARTIE III : DYNAMIQUE DE LA  
CIRCULATION  
ATMOSPHERIQUE ATLANTIQUE  
NORD ET VARIABILITÉ  
HYDROCLIMATIQUE

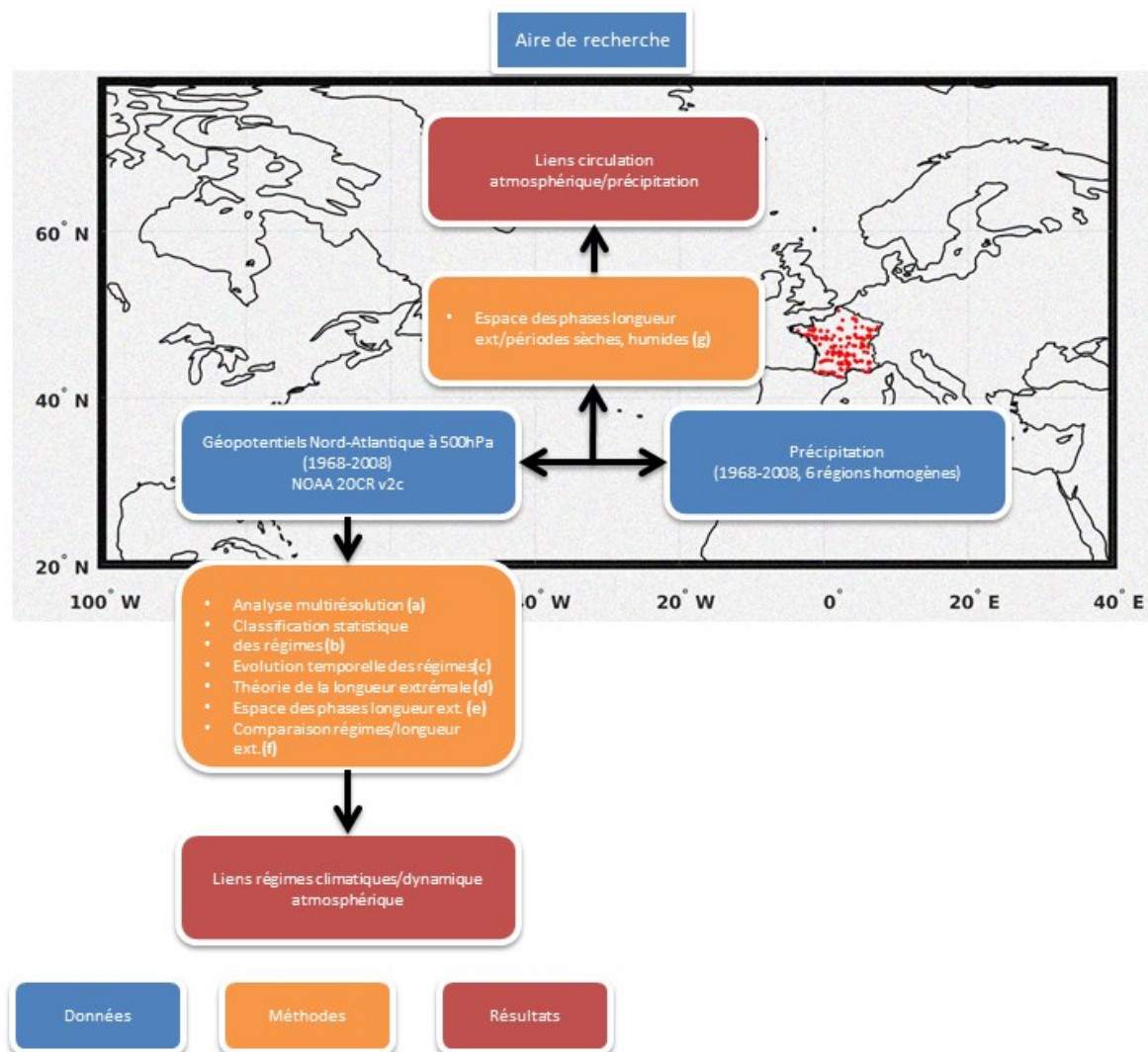
## Contexte

La précédente partie a mis en évidence une modulation des précipitations par la dynamique atmosphérique. En effet, les caractéristiques spectrales de la variabilité climatique large échelle en lien avec la variabilité des précipitations ou des débits est fonction de la zone climatique considérée (Figure 2.6). En fonction de la zone donc, les processus physiques transportant l'humidité n'agissent pas de la même façon. Se pose alors la question de la dynamique atmosphérique, c'est-à-dire des paramètres qui contrôlent l'évolution dans le temps des régimes climatiques. Ces paramètres sont ceux d'équations gouvernant l'évolution dans le temps des régimes, les équations de mouvement. La connaissance de celles-ci permet de prédire quelle sera l'évolution des géopotentiels sur toutes les zones climatiques considérées. Malheureusement, il est impossible d'établir de telles équations, ainsi que leurs paramètres, valables sur la totalité des zones climatiques, sans accepter d'hypothèses fortes. Le problème est encore plus important si l'on considère que les paramètres de ces équations peuvent eux-mêmes changer dans le temps, *i.e.* être non-stationnaires. Dans ce cas, les équations ne conservent pas certaines quantités, telles que la quantité de mouvement, l'énergie mécanique ou bien encore la masse. Cela veut dire que lorsqu'un paramètre change, les autres ne changent pas pour compenser et faire en sorte que les quantités fondamentales soient préservées. Bien que ces équations soient impossibles à obtenir sans approximations, il est néanmoins possible de caractériser certaines de leur propriétés, comme les états stables, stationnaires, et leur transitions. Un certain nombre d'études ont montré que parmi les états stables de l'atmosphère, figuraient, les régimes NAO-/+ , la dorsale atlantique et le blocage scandinave. Ces états sont donc des marqueurs d'une certaine dynamique (Mo and Ghil 1987; Ghil et al. 2018; Ghil 2019). Dans cette partie, nous proposons de tester l'hypothèse selon laquelle un régime est le résultat d'une seule dynamique, c'est à dire, d'un seul jeu de paramètres. Pour tester cette hypothèse, nous explorons la piste de la correspondance entre la

description géométrique de l'espace-temps (espace des configurations et vitesses des régimes) et les lois de conservation: Des changements dans la géométrie de l'espace-temps indiquent des changements de lois de conservation et donc de dynamique. La caractéristique géométrique utilisée ici est celle d'un invariant conforme, la longueur extrême (Lars V. Ahlfors 1973), dont l'évolution dans le temps induit un changement de dynamique. En comparant l'évolution de cette caractéristique avec l'évolution dans le temps des régimes climatiques, nous pouvons dire si un régime est bien associé à une seule dynamique, ou bien si celui-ci peut être le résultat de dynamiques différentes, donc, de paramètres de contrôle différents.

## **Matériels et méthodes**

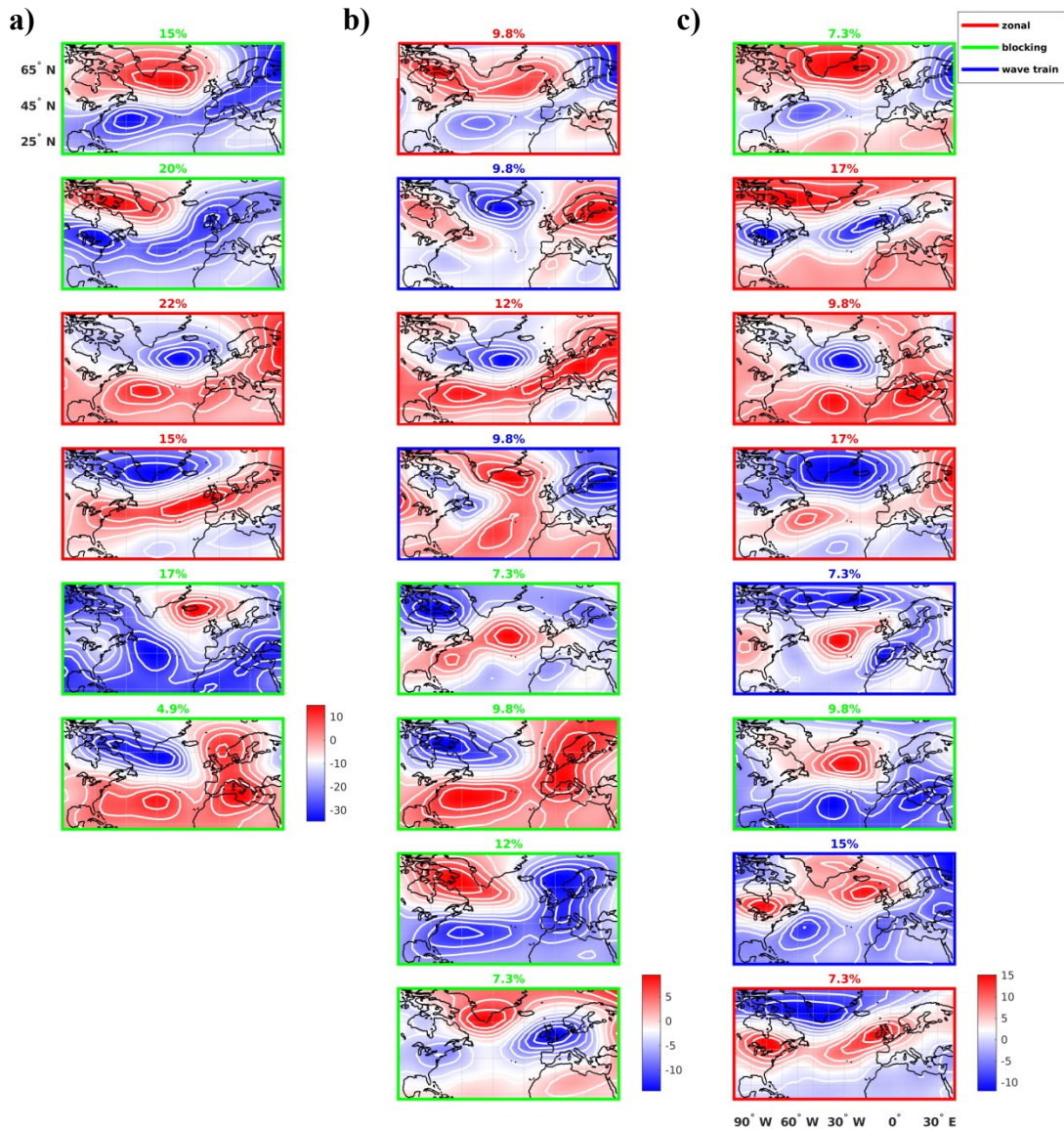
Les données et méthodes utilisées pour obtenir les principaux résultats de la Partie I sont présentées dans la Figure 3.1. Les données hydrologiques sont constituées de 6 chroniques de précipitation représentative de chaque région de variabilité hydrologique homogène définies dans la Partie I (Figure 1.4). Les données climatiques utilisées sont celles des géopotentiels à 500hPa, issues de la réanalyse 20CRv2c de la NOAA (Compo et al. 2011). Dans un premier temps, les données sont reconstruites à des échelles de temps climatiques, 2-4, et 5-8 ans (Figure 3.1, (a)). Ensuite, un algorithme de classification similaire à celui utilisé dans la partie I, groupe les régimes de temps de formes similaires entre eux, puis chaque pas de temps, est affecté au régime type dont il est le plus proche (Figure 3.1, (b-c)). La théorie de la correspondance entre la longueur extrême et la dynamique atmosphérique est explorée, puis les résultats sont appliqués en comparant l'espace de phase de la longueur extrême des géopotentiels avec les régimes de temps extraits via la classification statistique, afin de voir si à un régime est associée une et une seule dynamique (Figure 3.1, (d-f)). Enfin, nous comparons les changements de dynamique avec les périodes sèches et humides de précipitation pour explorer des potentiels liens entre ces deux concepts (Figure 3.1, (g)).



**Figure 3.1. Données et Méthodes utilisées dans cette partie.**

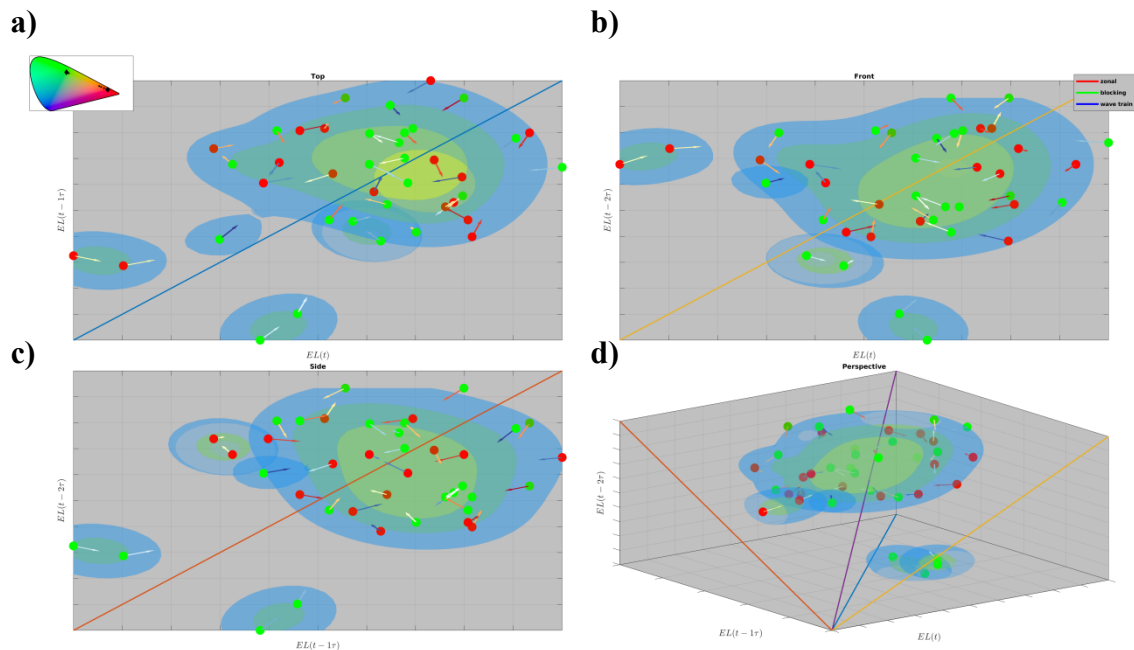
### Principaux résultats

Trois grands types de régimes sont trouvés : zonaux, blocages et train d'ondes. Aux échelles de temps climatologiques, seuls les régimes zonaux et de blocages sont détectés, tandis que les trois types surviennent aux échelles 2-4 et 5-8 ans (Figure 3.2).



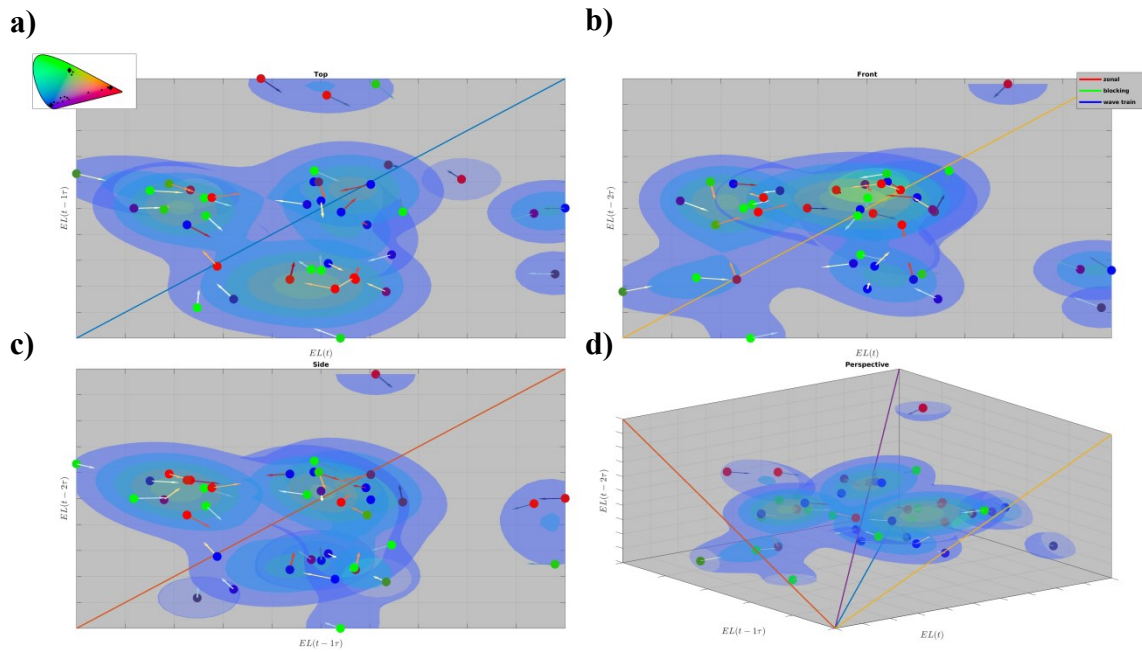
**Figure 3.2. Régimes climatiques extraits par classification.** a) *Echelles de temps climatologiques*; b) *2-4 ans*; c) *5-8 ans*. Les couleurs des bordures représentent le type de régime: zonal (rouge), blocage (vert), train d'onde (bleu).

L'espace des phases de la longueur extrême montre que, aux échelles climatologiques, la dynamique est principalement stationnaire, et son évolution est stable, les perturbations de la dynamique sont amorties de sorte, qu'en moyenne, la dynamique est constante (Figure 3.3).



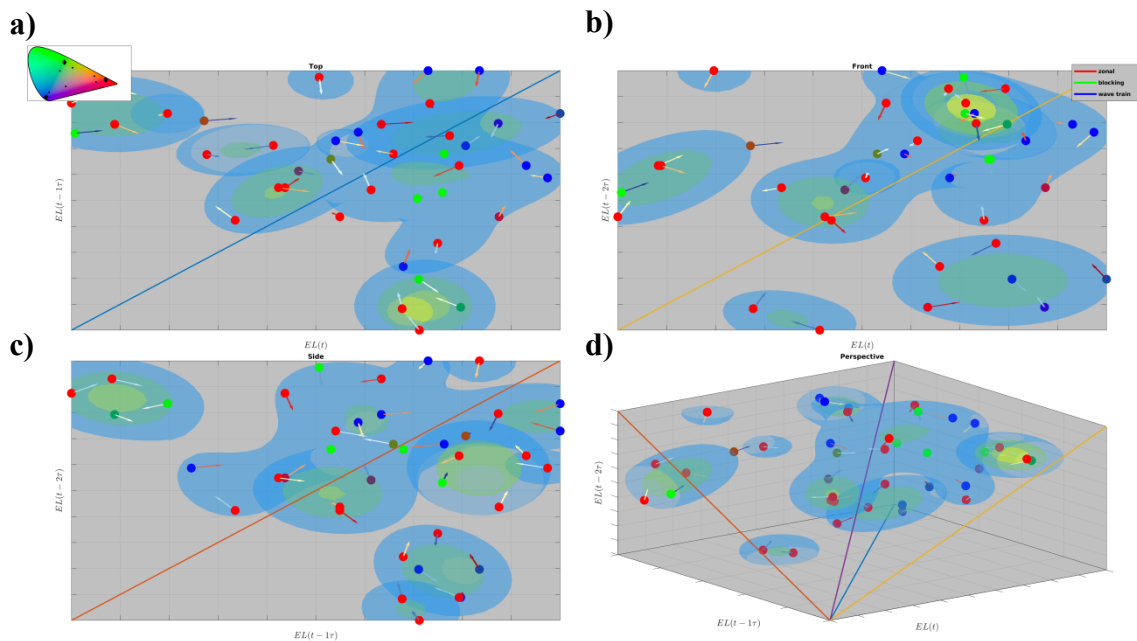
**Figure 3.3. 4-vues de l'espace des phases de la longueur extrême aux échelles de temps climatologiques.** (a) Dessus, (b) Face, (c) Gauche, (d) Isométrique; La probabilité que la valeur de longueur extrême visite un volume de l'espace des phases est représentée par les contours pleins (croissant du bleu au jaune). La couleur des points représente le type de régime (zonal : rouge, blocage : vert, train d'onde : bleu). Les flèches pointent vers le prochain point de la chronique, et leur couleur est graduée du bleu (début de la chronique) au rouge (fin de la chronique).

À l'échelle 2-4 ans, la dynamique est plus variable, avec des états caractérisés par une advection zonale plus ou moins forte oscillant par rapport à la dynamique stationnaire. Néanmoins, ces perturbations sont amorties et le système est stable (Figure 3.3).



**Figure 3.4. Idem Figure 3.3 mais pour les échelles de temps 2-4 ans.**

A l'échelle 5-8 ans, de nombreux changements de dynamique ont lieu, et le système est instable (Figure 3.5). Pour toutes les échelles, plusieurs types de régimes sont associés à une dynamique, invalidant l'hypothèse d'une seule dynamique associée à un régime de temps. Néanmoins, à 5-8 ans, les régimes de type trains d'onde sont les plus stationnaires, tandis que les régimes de blocage sont associés aux large changements de dynamique.



**Figure 3.5. Idem Figure 3.3 mais pour les échelles de temps 5-8 ans.**

Nous avons ensuite voulu savoir si des périodes humides ou sèches de précipitation étaient associées aux différentes dynamiques présentes. Les résultats montrent que, aux échelles climatologiques, les phases humides et sèches sont liées aux changements brusques de la longueur extrême, tandis qu'aux échelles 2-4 ans, aucune association n'a été trouvée. Aux échelles temporelles 5-8ans, les états non stationnaires sont souvent associés à soit une période humide, soit une période sèche, mais aucune structuration globale dans l'espace de phases n'a été trouvée.



# PART IV: DISCUSSIONS ET CONCLUSION

Dans ce manuscrit, nous avons exploré la non-linéarité et la non stationnarité de la variabilité hydroclimatique dans la zone Euro-Atlantique. Dans la **partie I « Échelles spatiotemporelles de la variabilité hydroclimatique en France »**, nous avons réalisé les classifications spatiales de précipitations, températures et débits de 152 bassins versants, basées sur les caractéristiques spectrales non-stationnaires de ces variables, puis étudié comment ces caractéristiques spectrales interagissaient entre elles. Nous avons montré que les régions de variabilité hydroclimatique homogène étaient spatialement continues, et de superficie très différentes. Les interactions spectrales dans chaque région homogène sont très complexes, et deux régions aux propriétés spectrales similaires, peuvent être le siège de différentes interactions. Dans la **Partie II « Échelles spatiotemporelles de la variabilité hydroclimatique large échelle »**, nous avons tout d'abord exploré la modulation exprimée sur les entrées de précipitation et température par les caractéristiques du bassin versant. Nous avons montré que la température montre un lien direct avec les débits à l'échelle annuelle, tandis que la précipitation est directement liée aux débits pour les échelles saisonnières, 2-4 et 5-8 ans. Ensuite, nous avons étudié la variabilité climatique large échelle liée aux précipitations et débits, via l'analyse composite et de corrélation spectrale de champs de géopotentiels à 500hPa. Les régimes de géopotentiels liés aux précipitations et débits sont différents en fonction des échelles de temps considérées, et en fonction de la zone considérées, les corrélations se font à différentes échelles, montrant la non-linéarité des liens entre climat large échelle et hydroclimat local. Enfin, dans la **Partie III « Dynamique de la circulation atmosphérique Nord Atlantique, et variabilité hydroclimatique »**, nous avons exploré les propriétés dynamiques d'un objet géométrique, invariant conforme, la longueur extrémale. Nous avons montré qu'une longueur extrémale de dérivée nulle implique une dynamique constante, c'est-à-dire, une dynamique dont les équations de mouvement respectent certaines lois de conservation. L'application de ces résultats théoriques sur la

variabilité atmosphérique dans la zone Nord Atlantique montre que la dynamique des géopotentiels peut changer et que les régimes de temps, extrapolés statistiquement, ne sont pas représentatifs d'une seule dynamique. L'ensemble des dynamiques possibles, ainsi que leur stabilité et stationnarité, dépend de l'échelle temporelle considérée.

À travers les résultats présentés dans ce manuscrit, nous avons montré l'importance de prendre en compte la non-linéarité (*i.e.* les interactions entre les composants du système climatique qui peuvent donner lieu à des comportements complexes) et la non-stationnarité (*i.e.* les changements brusques de dynamiques dus aux changements de paramètres de contrôle) de la variabilité hydroclimatique. A minima, la prise en compte des différences de dynamiques en fonction des échelles de temps est cruciale. Idéalement, la prise en compte simultanée des variabilités spatiales, temporelles et dynamiques devrait être encouragée.





PART V: POINTS  
IMPORTANTES ET  
IMPLICATIONS  
OPÉRATIONNELLES

Les résultats obtenus dans cette thèse mettent en évidence certains points majeurs d'un point de vue opérationnel. Nous présentons ici une liste des points les plus importants à considérer pour les décideurs.

- La variabilité hydrologique possède un signal climatique fort, importé par les précipitations et la température, ces dernières étant influencées par la circulation atmosphérique Nord Atlantique.
- Les caractéristiques du bassin versant modifient les entrées climatiques.
- Les échelles de temps représentent des processus physiques différents, en termes de régimes de temps, de précipitation, et de modulation du bassin versant. Les échelles de temps plus grandes, ne sont donc pas seulement des moyennes, mais bel et bien des variabilités à part entière.
- La variabilité hydrologique résulte donc, à minima, de la superposition des variabilités à diverses échelles.
- Cependant, la superposition de la variabilité à différentes échelles peut être modifiée par des interactions entre celles-ci, donnant lieu à des comportements non-linéaires.
- La variabilité hydroclimatique n'est pas stationnaire, elle subit des changements brusques qui peuvent être d'origine anthropique (cf. constructions de barrages, déviations de cours d'eau etc.), ou naturelle (changement de dynamique de l'atmosphère, effets de seuils..).
- Malgré les différences de taille entre la zone Nord Atlantique et la France, il existe une réelle variabilité spatiale hydroclimatique, *i.e.* tous les bassins versants ne sont pas soumis aux mêmes forçages climatiques, et les caractéristiques des bassins versants jouent un grand rôle dans la modulation de ces entrées.

## Références

- Blöschl G, Bierkens MFP, Chambel A, et al (2019) Twenty-three Unsolved Problems in Hydrology ( UPH ) – a community perspective. *Hydrol Sci J* 0:1–33. doi: 10.1080/02626667.2019.1620507
- Boccard N (2018) Natural disasters over France a 35 years assessment. *Weather Clim Extrem* 22:59–71. doi: 10.1016/j.wace.2018.07.005
- Boé J (2013) Modulation of soil moisture-precipitation interactions over France by large scale circulation. *Clim Dyn* 40:875–892. doi: 10.1007/s00382-012-1380-6
- Boé J, Habets F (2014) Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrol Earth Syst Sci* 18:691–708. doi: 10.5194/hess-18-691-2014
- Caillouet L, Vidal JP, Sauquet E, Graff B (2016) Probabilistic precipitation and temperature downscaling of the Twentieth Century Reanalysis over France. *Clim Past* 12:635–662. doi: 10.5194/cp-12-635-2016
- Cassou C (2010) Euro-Atlantic regimes and their teleconnections Weather regimes : concept and definition North Atlantic-Europe weather regimes. In: ECMWF Seminar on Predictability in the European and Atlantic regions. ECMWF, pp 1–14
- Cassou C, Terray L, Hurrell JW, Deser C (2004) North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J Clim* 17:1055–1068. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2
- Compo GP, Whitaker JS, Sardeshmukh PD, et al (2011) The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q J R Meteorol Soc* 137:1–28. doi: 10.1002/qj.776
- 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. doi: 10.1002/jgrd.50392

Dieppois B, Lawler DM, Slonosky V, et al (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. doi: 10.1002/joc.4660

Dieppois B, Pohl B, Crétat J, et al (2019) Southern African summer-rainfall variability, and its teleconnections, on interannual to interdecadal timescales in CMIP5 models. *Clim Dyn* 53:3505–3527. doi: 10.1007/s00382-019-04720-5

Dieppois B, Rouault M, New M (2015) The impact of ENSO on Southern African rainfall in CMIP5 ocean atmosphere coupled climate models. *Clim Dyn* 45:2425–2442. doi: 10.1007/s00382-015-2480-x

El Janyani S, Massei N, Dupont JP, et al (2012) Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J Hydrol* 464–465:485–493. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.07.040

Emdat Natural disaster database. <https://www.emdat.be/index.php>

Feliks Y, Ghil M, Robertson AW (2010) Oscillatory climate modes in the eastern Mediterranean and their synchronization with the North Atlantic Oscillation. *J Clim* 23:4060–4079. doi: 10.1175/2010JCLI3181.1

Fritier N, Massei N, Laignel B, et al (2012) Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *Comptes Rendus - Geosci* 344:396–405. doi: 10.1016/j.crte.2012.07.004

- Gentine P, Troy TJ, Lintner BR, Findell KL (2012) Scaling in Surface Hydrology: Progress and Challenges. *J Contemp Water Res Educ* 147:28–40. doi: 10.1111/j.1936-704x.2012.03105.x
- Gettelman A, Rood RB (2016) *Demystifying Climate Models*. Springer
- Ghil M (2019) A Century of Nonlinearity in the Geosciences. *Earth Sp Sci* 6:1007–1042. doi: 10.1029/2019EA000599
- Ghil M, Groth A, Kondrashov D, Robertson AW (2018) Extratropical Sub-seasonal to Seasonal Oscillations and Multiple Regimes: The Dynamical Systems View. In: *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*. Elsevier Inc., pp 119–142
- Ghil M, Lucarini V (2019) *The Physics of Climate Variability and Climate Change*. Arxiv
- Gudmundsson L, Tallaksen LM, Stahl K (2011) Spatial cross-correlation patterns of European low, mean and high flows. *Hydrol Process* 25:1034–1045. doi: 10.1002/hyp.7807
- Hannaford J, Buys G, Stahl K, Tallaksen LM (2013) The influence of decadal-scale variability on trends in long European streamflow records. *Hydrol Earth Syst Sci* 17:2717–2733. doi: 10.5194/hess-17-2717-2013
- Hermida L, López L, Merino A, et al (2015) Hailfall in southwest France : Relationship with precipitation , trends and wavelet analysis. *Atmos Res* 156:174–188. doi: 10.1016/j.atmosres.2015.01.005
- Hurrell JW, Deser C (2014) Northern Hemisphere climate variability during winter: Looking back on the work of Felix Exner. *Meteorol Zeitschrift* 24:113–118. doi: 10.1127/metz/2015/0578
- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck MH (2003) *The North Atlantic Oscillation:*

Climatic Significance and Environment Impact. American Geophysical Union,  
Washington, DC

IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis

Kavvada A, Ruiz-Barradas A, Nigam S (2013) AMO's structure and climate footprint in observations and IPCC AR5 climate simulations. *Clim Dyn* 41:1345–1364. doi: 10.1007/s00382-013-1712-1

Kingston DG, Massei N, Dieppois B, et al (2020) Moving beyond the catchment scale: value and opportunities in large-scale hydrology to understand our changing world. *Hydrol Process*

Laaha G, Gauster T, Tallaksen LM, et al (2017) The European 2015 drought from a hydrological perspective. *Hydrol Earth Syst Sci* 21:3001–3024. doi: 10.5194/hess-21-3001-2017

Labat D (2006) Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth Planet Sci Lett* 242:143–154. doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.057

Labat D, Ababou R, Mangin A (2000) Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: Convolution and spectral analyses. *J Hydrol* 238:123–148. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00321-8

Lars V. Ahlfors (1973) Conformal invariants. McGraw-Hill

Mares I, Mares C, Mihailescu M (2002) NAO impact on the summer moisture variability across Europe. *Phys Chem Earth* 27:1013–1017. doi: 10.1016/S1474-7065(02)00135-3

Massei N, Dieppois B, Hannah DM, et al (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. doi:  
10.1016/j.jhydrol.2017.01.008
- Massei N, Durand A, Deloffre J, et al (2007) Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in Northwestern France over the past 35 years. *J Geophys Res Atmos* 112:1–10. doi: 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. doi:  
10.1016/j.jhydrol.2012.04.052
- Massei N, Laignel B, Deloffre J, et al (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. doi: 10.1002/joc.2022
- Mo KC, Ghil M (1987) Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.* 44:877–901
- Richard S, Bouleau G, Barone S (2010) Water governance in France: institutional framework, stakeholders, arrangements and process. *Water Gov public policies Lat Am Eur Jacobi P Sinisgali P(Eds)* 137–178
- Sauquet E, Gottschalk L, Krasovskaia I (2008) Estimating mean monthly runoff at ungauged locations: an application to France. *Hydrol Res* 39:403–423. doi: 10.2166/nh
- Schaefli B, Maraun D, Holschneider M (2007) What drives high flow events in the Swiss Alps? Recent developments in wavelet spectral analysis and their application to hydrology. *Adv Water Resour* 30:2511–2525. doi: 10.1016/j.advwatres.2007.06.004

- Slimani S, Massei N, Mesquita J, et al (2009) Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol J* 17:1823–1832. doi: 10.1007/s10040-009-0488-1
- Ullmann A, Fontaine B, Roucou P (2014) Euro-Atlantic weather regimes and Mediterranean rainfall patterns: Present-day variability and expected changes under CMIP5 projections. *Int J Climatol* 34:2634–2650. doi: 10.1002/joc.3864
- van der Wiel K, Bloomfield HC, Lee RW, et al (2019) The influence of weather regimes on European renewable energy production and demand. *Environ Res Lett* 14:094010. doi: 10.1088/1748-9326/ab38d3
- Visbeck MH, Hurrell JW, Polvani L, Cullen HM (2001) The North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Proc Natl Acad Sci U S A* 98:12876–12877. doi: 10.1073/pnas.231391598