



**HAL**  
open science

# Vers une réanalyse hydrométéorologique à l'échelle de la France sur les 150 dernières années par assimilation de données dans des reconstructions ensemblistes

Alexandre Devers

## ► To cite this version:

Alexandre Devers. Vers une réanalyse hydrométéorologique à l'échelle de la France sur les 150 dernières années par assimilation de données dans des reconstructions ensemblistes. Hydrologie. Université Grenoble Alpes, 2019. Français. NNT : 2019GREAU029 . tel-02506254

**HAL Id: tel-02506254**

**<https://theses.hal.science/tel-02506254>**

Submitted on 12 Mar 2020

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

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

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### **DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES**

Spécialité: Océan, Atmosphère, Hydrologie (CEOAH)

Arrêté ministériel: 25 mai 2016

Présentée par

**Alexandre DEVERS**

Thèse dirigée par **Jean-Philippe VIDAL**,  
et codirigée par **Claire LAUVERNET**,  
et **Olivier VANNIER**

préparée au sein de l'**Unité de Recherche RiverLy** de l'**Institut National en Sciences et Technologies pour l'Environnement et de l'Agriculture (Irstea, centre Lyon/Villeurbanne)**  
en collaboration avec la **Compagnie Nationale du Rhône (CNR)**  
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

## **Vers une réanalyse hydrométéorologique à l'échelle de la France sur les 150 dernières années par assimilation de données dans des reconstructions ensemblistes**

Thèse soutenue publiquement le **18 décembre 2019**,  
devant le jury composé de :

**Madame Florence Habets**

Directrice de Recherche, CNRS (ENS), Rapporteur

**Monsieur Hugues Gousse**

Professeur, Université catholique de Louvain (ELIC), Rapporteur

**Monsieur Nicolas Massei**

Professeur, Université de Rouen (UMR 6143), Examineur

**Monsieur Pierre Brigode**

Maître de Conférences, Université de Nice Sophia Antipolis (UMR Géoazur), Examineur

**Monsieur Eric Blayo**

Professeur, Université Grenoble Alpes (LJK) et Inria, Examineur

**Monsieur Jean-Philippe Vidal**

Chargé de Recherche, Irstea (UR RiverLy), Directeur de thèse

**Mademoiselle Claire Lauvernet**

Chargée de Recherche, Irstea (UR RiverLy), Co-Encadrant de thèse

**Monsieur Olivier Vannier**

Docteur ingénieur, CNR (DIGP), Co-Encadrant de thèse









# Remerciements

Comment après ces trois années de travail ne pas vous remercier Jean-Philippe et Claire. Vous avez vous avez su faire de cette thèse une expérience si agréable et enrichissante que j'ai presque trouvé ça trop simple !

Jean-Philippe tu as su me guider à travers tous les questionnements que constituent le cheminement d'un thésard. Tu as toutes les qualités d'un excellent directeur de thèse, ce que ton HDR est venu confirmer quelques mois avant la fin de cette thèse – ouf c'était moins une – encore félicitations. Merci pour ton enthousiasme lors de cette thèse et dans nos échanges, pour la porte de ton bureau toujours ouverte, pour ta patience aussi et pour ton goût de la perfection qui a beaucoup apporté à la thèse. Merci aussi pour nos discussions sur l'état du monde qui m'ont parfois laissé pantois mais qui m'ont également beaucoup apporté. Claire, merci pour ta bonne humeur à toute épreuve, tes conseils judicieux et pour le temps que tu m'as accordé – et je sais que tu as dû te bagarrer. J'espère qu'au cours des trois ans tu as réussi à progresser sur ton programme de l'apprentissage du « non » afin de ne plus avoir à courir dans tout les sens. Enfin, merci à toi pour ta pédagogie, car tu as su m'accueillir dans le monde de l'assimilation, moi qui avait – un peu – peur de certaines formules mathématiques. Je dois l'avouer au début de la thèse j'ai cru que vos « caractères scientifiques » légèrement différents auraient pu poser problème. Mais bien au contraire, la synergie qui s'est créée lors de nos réunions m'a permis de naviguer – suivant mon humeur – d'un pôle à l'autre et ainsi de toujours trouver un allié à mes côtés !

Merci également aux deux personnes qui ont encadrés une partie de ma thèse du côté de la CNR : Benjamin qui m'a fourni des remarques utiles au début de la thèse ; et Olivier qui a repris le flambeau en milieu de thèse tout en soulevant des points de questionnements toujours pertinents. Enfin, je voulais en particulier remercier Laurie pour son encadrement passionné lors de mon stage qui m'a notamment donné envie de commencer cette thèse. Mais aussi pour ces interventions en fin de thèse depuis son poste à la CNR. Merci Laurie, je m'excuse encore d'avoir été si médisant par moment avec SCOPE dans ce manuscrit, mais sans ton travail ma thèse n'existerai pas !

Je tiens également à remercier l'ensemble des membres du jury qui ont montré un généreux enthousiasme pour cette thèse : Florence Habets et Hugues Goosse pour avoir accepté la tâche de rapporteur et pour leurs divers commentaires positifs sur ce travail ; Nicolas Massei et Pierre Brigode qui en tant qu'examineur ont posé des questions extrêmement intéressantes et enfin Éric Blayo pour avoir présidé ce jury. Je voulais aussi remercier les membres de mon comité de thèse qui ont suivi avec assiduité ces trois années et dont les remarques m'ont permis de prendre du recul sur mon travail : Éric Sauquet, Annick Auffray, Alain Brisson, Alyette Magnouloux, Jean-Michel Soubeyroux, Guillaume Thirel et Jean-Michel Brankart.

Finalement, merci à celui qui fut mon co-bureau pour une bonne partie de la thèse : Yassine. Ce fut un plaisir de partager avec toi toutes ces grandes conversations sur la thèse, la société, mais aussi les parties de tennis et tes – nombreuses et hilarantes – incompréhensions sur les différents mails que tu as reçus. Merci également à toi Matteo qui malgré tes arrivées – parfois – tardives à toujours trouvé un moment pour passer dans le bureau, discuter avec nous et me glisser un mot de soutien sur la fin de la rédaction. Je vous souhaite à tous les deux pleins de bonnes choses

pour la fin de vos thèses et après ! Merci également à Sheng Cheng, Tariq, Aurélien D, Émeline, Émilie, Jean-Phi, Mussab, Aurélien B, Claire, Peng, Éric, Ivan, Bastien, Agnès, Maïlys, Lucie, Alexis, Mael, Miguel, Laura, Mélanie – et d’autres encore – car l’attrait de la cantine et du coin café reposait grandement sur les belles discussions que l’on a pu y avoir. De façon plus globale, merci à tous les gens d’Irstea avec qui j’ai partagé un moment au coin charbonnière en dégustant un café/thé autour d’une part de galette ou d’une spécialité ramenée d’une conférence.

Finalement, une dédicace au club des trois Dijonnais expatriés sur Lyon : Augustin, Willy et Maïté, vous avez nourri mon corps et mon esprit au moins une fois par semaine sur les deux dernières années et je vous en remercie grandement. Je terminerai par toi Marion qui a toujours été là du début à la fin : depuis la confirmation de la thèse jusqu’à la délibération du jury. Promis, je serai là pour la tienne du début à la fin et même bien après. Merci pour ton immense empathie – quitte à te sentir plus en stress que moi par moment –, ton soutien inébranlable et tes encouragements quotidiens. Merci pour tout.



«Qui a nagé dans cette rivière ?  
Vous prétendez qu'elle était fraîche  
Et descendait de la montagne ?  
Est-ce qu'il y avait des galets  
Dans le creux de chaque cascade ?  
J'aurais bien aimé plonger mon corps,  
Une seule fois, dans une rivière »

— Poème sur la 7ème, Philippe Labro  
interprété par Johnny Hallyday.

« Prendre des p'tits bouts de trucs,  
prendre, prendre  
Prendre des p'tits bouts de trucs  
Et puis les assembler ensemble »

— La Menuiserie, Julien Barthélemy  
interprété par Stupeflip.



# Résumé

Le climat et l'hydrologie sont deux éléments qui impactent fortement nos sociétés, et l'adaptation au changement climatique en cours passe par une meilleure connaissance de l'évolution passée de l'hydrométéorologie à haute résolution. En France, la faible densité d'observations météorologiques et hydrométriques avant les années 1970 ne permet pas d'avoir une vision de leurs évolutions sur le long-terme. Pour pallier cette lacune, différentes chaînes de modélisation ont récemment permis de créer des reconstructions hydrométéorologiques indépendantes des observations historiques disponibles sur la France. La thèse proposée vise à combiner ces deux sources d'information – observations et reconstructions – et leurs incertitudes respectives grâce à des méthodes d'assimilation de données, et cela afin de mieux appréhender l'évolution du climat et de l'hydrologie sur la totalité du XX<sup>e</sup> siècle en France.

Cette thèse s'appuie sur les reconstructions climatiques ensemblistes SCOPE Climate, produits d'une descente d'échelle par analogie de la réanalyse globale 20CR, et couvrant la période 1871-2012. Ces reconstructions sont utilisées comme ébauche pour assimiler des observations de précipitations et de température, qui sont discontinues en temps et en espace sur la période. La méthode d'assimilation utilisée est un filtre de Kalman d'ensemble offline, permettant de tirer parti des différentes sources d'information sans avoir recours à un modèle numérique, ce qui limite le coût d'application. L'assimilation est réalisée aux pas de temps journalier et annuel pour capturer à la fois la variabilité d'un jour sur l'autre – et notamment les extrêmes – et les variations multi-décennales. L'application de la méthode sur la période 1871-2012 a permis d'obtenir FYRE Climate (French hYdrometeorological Reanalysis Climate), une réanalyse météorologique journalière composée de 25 membres sur une grille de 8 km couvrant l'ensemble de la France.

Cette nouvelle réanalyse climatique est ensuite utilisée en entrée d'un modèle hydrologique conceptuel pour reconstruire des chroniques hydrologiques ensemblistes depuis 1871 sur 661 bassins versants faiblement anthropisés. Ces reconstructions prennent notamment en compte les incertitudes sur les forçages climatiques et les débits observés lors de la calibration du modèle mais également l'incertitude modèle, à l'aide d'une méthode de post-traitement. Les quelques observations de débit disponibles sur le XX<sup>e</sup> siècle ont également été assimilées dans ces reconstructions, à l'aide d'un filtre de Kalman d'ensemble déterministe offline. Cette démarche a permis de créer la réanalyse hydrologique journalière FYRE Hydro, composée également de 25 membres et disponible sur ces 661 bassins versants.

L'application de filtres de Kalman d'ensemble à l'échelle locale, au pas de temps journalier et sur des variables non-gaussiennes – telles que les précipitations et les débits – est particulièrement innovante dans le cadre d'une réanalyse hydroclimatique long-terme. Elle a nécessité de mettre en place des méthodes d'anamorphose, de localisation anisotrope, et de définir de façon pertinente les erreurs sur les observations, sur les ébauches climatiques et hydrologiques, mais aussi celles liées à la modélisation hydrologique. Au-delà de la réduction d'incertitude induite par l'intégration d'informations supplémentaires, les cycles multi-décennaux sont bien reproduits dans les réanalyses FYRE Climate et FYRE Hydro. Ces deux réanalyses permettent également d'analyser des événements extrêmes locaux sur l'ensemble du XX<sup>e</sup> siècle, car elles intègrent de l'information à l'échelle locale à travers les observations météorologiques et hydrométriques. Ainsi, cette thèse a permis de créer plusieurs jeux de données ensemblistes – les réanalyses FYRE Climate et FYRE Hydro, mais aussi des reconstructions hydrologiques de variables additionnelles comme le contenu en eau de la neige – qui sont adaptées à l'étude des variations du climat et de l'hydrologie sur la période 1871-2012.





# Abstract

Climate and hydrology have a strong impact on our society, and adapting to climate change requires a better knowledge of the historical evolution of hydrometeorological variables. In France, the low density of meteorological and hydrometric observations before the 1970s made it difficult to have a clear vision of their long-term evolution. To fill this gap, various modeling chains have recently been developed to create hydrometeorological reconstructions that are independent of the available historical observations. This thesis work combines these two sources of information - observations and reconstructions - and their respective uncertainties through data assimilation methods, in order to better understand the evolution of climate and hydrology in France from the late nineteenth century onwards.

This work is based on the SCOPE Climate high-resolution reconstructions, obtained from the 20CR global reanalysis through an analogue downscaling method and covering the period 1871-2012. These reconstructions are used as a background for assimilating historical precipitation and temperature observations using an ensemble Kalman filter approach. The assimilation method applied is an *offline* ensemble Kalman filter, that allows taking advantages of the different sources of information without necessarily resorting to a numerical model, and leading to a low computational cost. The assimilation is carried out at both daily and annual time steps to capture the day-to-day variations and extremes as well as the multidecadal climate variability. Applying the method over the period 1871-2012 led to FYRE Climate (French hYdrometeorological Reanalysis Climate), a daily meteorological reanalysis composed of 25 members on an 8 km grid covering the whole of France.

FYRE Climate is then used as forcings to a conceptual hydrological model to reconstruct streamflow time series from 1871 onwards over 661 near-natural catchments. In particular, these reconstructions take into account the uncertainties on the input and hydrometric observations during the model calibration, but also the model uncertainty through a post-processing approach. The few hydrometric observations available over the 20th century also made it possible to constrain these hydrological reconstructions using an *offline* deterministic Kalman filter. This approach led to the FYRE Hydro daily streamflow reanalysis, also composed of 25-member ensemble time series for each of the 661 catchments.

Applying an ensemble Kalman filter at a local scale, with a daily time step and on non-Gaussian variables - such as precipitation and discharge - is particularly innovative in the context of a long-term hydroclimatic reanalysis. It required implementing an anamorphosis transformation and an anisotropic localization approach. It also required to carefully define the errors on observations, on the climate background, and on the hydrological background, but also on the hydrological modeling itself. Beyond the reduction of uncertainty induced by the integration of additional information, the multidecadal variability is well reproduced in both FYRE Climate and FYRE Hydro. These two reanalyses also allow analyzing local extreme events over the whole 20th century, thanks to the integration of in-situ meteorological and hydrometric information. Several high-quality data sets - the FYRE Climate and FYRE Hydro reanalyses, but also hydrological reconstructions with additional variables like the snow water equivalent - are made available for studying the climatic and hydrological evolution over the 1871-2012 period.



# Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>vi</b>
<b>Abstract</b>	<b>viii</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Contexte et données</b>	<b>7</b>
1.1 Contexte . . . . .	8
1.1.1 Le climat et l'hydrologie actuels en France . . . . .	8
1.1.2 La variabilité climatique et hydrologique en France . . . . .	11
1.1.3 Étude du climat et de l'hydrologie du passé . . . . .	15
1.1.4 Reconstructions climatiques et hydrologiques locales en France . . . . .	22
1.2 Données . . . . .	25
1.2.1 Données climatiques . . . . .	25
1.2.2 Données hydrologiques . . . . .	31
1.2.3 Utilisation des divers jeux de données . . . . .	34
1.3 Outils de vérification . . . . .	35
1.3.1 Scores ensemblistes . . . . .	35
1.3.2 Scores déterministes . . . . .	37
1.4 L'assimilation de données . . . . .	38
1.4.1 Principe général . . . . .	38
1.4.2 Principale division des méthodes d'assimilation . . . . .	39
1.4.3 Assimilation <i>online</i> et assimilation <i>offline</i> . . . . .	41
1.4.4 L'assimilation de données dans la thèse . . . . .	42
1.5 Mise en œuvre . . . . .	49
<b>2 Réanalyse climatique journalière</b>	<b>52</b>
2.1 Développement d'un schéma d'assimilation de données journalières . . . . .	53
2.1.1 Ingrédients . . . . .	53
2.1.2 Méthode de filtrage . . . . .	58
2.1.3 Définition des erreurs . . . . .	58
2.1.4 Opérateur d'observations . . . . .	59
2.1.5 Définition des matrices de localisation . . . . .	60
2.1.6 Transformation gaussienne des précipitations . . . . .	62

2.2	Test du schéma d'assimilation sur une période récente . . . . .	64
2.2.1	Définition du cadre d'expérimentation . . . . .	64
2.2.2	Résultats des expériences pour les précipitations et les températures . . .	67
2.2.3	Résultats pour l'évapotranspiration . . . . .	80
2.3	Création et comparaison de FYRE Daily . . . . .	84
2.3.1	Création de la réanalyse journalière sur 142 ans . . . . .	84
2.3.2	Comparaison à Safran et SCOPE Climate sur la période 1960-2000 . . . .	85
2.3.3	Comparaison entre SCOPE Climate et FYRE Daily sur la période 1871-2012	92
2.3.4	Variabilité multi-décennale . . . . .	101
2.4	Synthèse . . . . .	104
<b>3</b>	<b>Reconstructions hydrologiques</b>	<b>108</b>
3.1	Modèle hydrologique . . . . .	109
3.1.1	GR6J . . . . .	109
3.1.2	CemaNeige . . . . .	110
3.2	Introduction aux incertitudes en modélisation hydrologique . . . . .	111
3.3	Méthode de calibration . . . . .	115
3.3.1	Description du schéma de calibration déterministe . . . . .	115
3.3.2	Intégration des incertitudes sur les observations et sur les forçages . . . .	117
3.4	Propagation des incertitudes sur les forçages et sur les paramètres lors des simulations . . . . .	118
3.5	Ajout d'une erreur modèle . . . . .	119
3.5.1	Définition de l'erreur modèle . . . . .	119
3.5.2	Application de l'erreur modèle . . . . .	121
3.6	Reconstructions hydrologiques . . . . .	124
3.6.1	Liste des reconstructions produites . . . . .	124
3.6.2	Comparaison sur la période de calibration . . . . .	125
3.6.3	Comparaison en dehors de la période de calibration . . . . .	129
3.6.4	Variabilité multi-décennale . . . . .	136
3.7	Synthèse . . . . .	138
<b>4</b>	<b>Réanalyse climatique avec contrainte annuelle et effet sur hydrologie</b>	<b>142</b>
4.1	Développement d'un schéma d'assimilation de données au pas de temps annuel .	143
4.1.1	Ingrédients . . . . .	143
4.1.2	Adaptation du schéma d'assimilation journalier pour une analyse en annuel	144
4.2	Test du schéma d'assimilation sur une période récente . . . . .	147
4.2.1	Reproduction du réseau d'observation . . . . .	147
4.2.2	Définition du cadre d'expérimentation . . . . .	148
4.2.3	Résultats sur la période 1959-2009 . . . . .	149
4.3	Création et évaluation de FYRE Yearly . . . . .	155
4.3.1	Création de la réanalyse annuelle sur 142 ans . . . . .	155

4.3.2	Comparaison à Safran sur la période 1959-2009 . . . . .	155
4.3.3	Différence entre FYRE Daily et FYRE Yearly sur 1871-2012 . . . . .	159
4.3.4	Variabilité multi-décennale . . . . .	160
4.3.5	Conclusion . . . . .	162
4.4	Création de la réanalyse FYRE Climate . . . . .	162
4.4.1	Méthode de création . . . . .	162
4.4.2	Caractéristiques de FYRE Climate . . . . .	164
4.4.3	Exemples d'utilisation de FYRE Climate . . . . .	166
4.5	Reconstructions hydrologiques . . . . .	172
4.5.1	Création de HydRE et HydREM . . . . .	172
4.5.2	Comparaison en dehors de la période de calibration . . . . .	173
4.5.3	Exemples d'utilisation des reconstructions hydrologiques . . . . .	181
4.6	Synthèse . . . . .	184
<b>5</b>	<b>Réanalyse hydrologique</b>	<b>188</b>
5.1	Développement d'un schéma d'assimilation de données hydrométriques journalières	189
5.1.1	Ingrédients . . . . .	189
5.1.2	Étape d'analyse . . . . .	190
5.1.3	Erreurs d'observation . . . . .	190
5.1.4	Opérateur d'observation . . . . .	190
5.1.5	Définition des matrices de localisation . . . . .	191
5.1.6	Transformation gaussienne des débits . . . . .	192
5.2	Test du schéma d'assimilation sur une période récente . . . . .	194
5.2.1	Définition du cadre d'expérimentation . . . . .	194
5.2.2	Résultats sur la période 2009-2012 . . . . .	197
5.3	Création de la réanalyse hydrologique sur 142 ans . . . . .	204
5.3.1	Résumé des choix . . . . .	204
5.3.2	Effet sur différents bassins versants . . . . .	205
5.3.3	Différence entre HydREM et FYRE Hydro . . . . .	207
5.3.4	Évolution de l'incertitude . . . . .	208
5.3.5	Variabilité décennale et multi-décennale . . . . .	209
5.3.6	Exemples d'utilisation . . . . .	211
5.4	Synthèse . . . . .	216
	<b>Conclusion</b>	<b>222</b>
	<b>Perspectives</b>	<b>228</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>240</b>
	<b>A Annexes du Chapitre 3</b>	<b>258</b>









# Introduction : Connaître le passé...

Dans le contexte actuel du changement climatique, la compréhension du climat et de l'hydrologie du passé est un enjeu important. En effet, cette connaissance permet de mieux s'adapter aux divers changements climatiques, notamment à travers la confrontation de notre mode actuel de gestion de l'eau à plusieurs types d'événements extrêmes anciens, tels que les étiages extrêmes, les vagues de chaleur, les précipitations extrêmes ou bien encore les inondations (Slivinski, 2018). Cette connaissance peut également être utile pour évaluer la résilience de nos systèmes de gestion de la ressource en eau durant des périodes plus ou moins sèches en comparaison de la période actuelle.

Plusieurs études ont utilisé des projections futures afin de reconstruire différentes variables sous nos latitudes, telles que les précipitations locales ou encore les débits des bassins versants. Ces recherches ont montré que la variabilité climatique est la source prédominante d'incertitude dans les projections de ces variables (Lafaysse *et al.*, 2014; Sexton et Harris, 2015; Vidal *et al.*, 2016). Parallèlement, des variations importantes à l'échelle multi-décennale ont été mises en avant dans de longues chroniques d'observations : pour les débits (Boé et Habets, 2014; Bonnet *et al.*, 2017), les cumuls annuels des précipitations (Slonosky, 2002), et même les précipitations extrêmes (Willems, 2013). Il est donc utile de se tourner vers le passé, au sein duquel des sources d'informations précieuses sont disponibles, notamment sur la variabilité du climat. Une partie des clés permettant de comprendre et préparer notre futur serait ainsi présente dans le passé.

## Sur les cinquante dernières années

Afin d'évaluer la variabilité hydroclimatique passée, il est essentiel d'avoir à disposition des jeux de données météorologiques et hydrologiques à la fois (1) longs et continus temporellement, et (2) à haute résolution et continus spatialement. L'étude du climat et de l'hydrologie à l'aide d'un réseau épars peut en effet rendre hasardeuse l'extrapolation des tendances (Giuntoli *et al.*, 2013) et tronquer la vision des événements extrêmes sur le territoire – par exemple pour l'étiage de 1921 (Duband *et al.*, 2004). En France, les observations in situ ne répondent pas à ces critères, du fait d'un nombre peu important de stations météorologiques avant les années 1950 et de la faible ancienneté des mesures de débits, spécialement avant les années 1970 (Figure 1).

Concernant l'hydrologie, un moyen détourné d'obtenir des séries de débits continus est d'employer un modèle hydrologique (Crooks et Kay, 2015). Cette modélisation nécessite en entrée des variables météorologiques maillées, principalement les précipitations, les températures et l'évapotranspiration. Suivant le type de modèle, d'autres variables peuvent être nécessaires, ce qui peut parfois en compliquer l'utilisation, voire en limiter l'usage. Ces produits maillés peuvent provenir de deux origines : (1) le maillage des observations in situ via des méthodes d'interpolation plus ou moins sophistiquées, ou bien (2) la réanalyse de surface, qui combine différentes sources d'informations via l'assimilation de données. L'assimilation de données peut être définie comme l'ensemble des méthodes combinant des informations provenant d'un modèle (l'ébauche), d'observations, et de leurs erreurs associées, pour produire une estimation optimale du système et son erreur associée (Asch *et al.*, 2016). L'utilisation de deux sources d'informations dans le cas des réanalyses permet de tirer profit des observations même quand le réseau est épars ou/et les mesures sont discontinues dans le temps, contrairement aux observations maillées (Donat *et al.*, 2014).

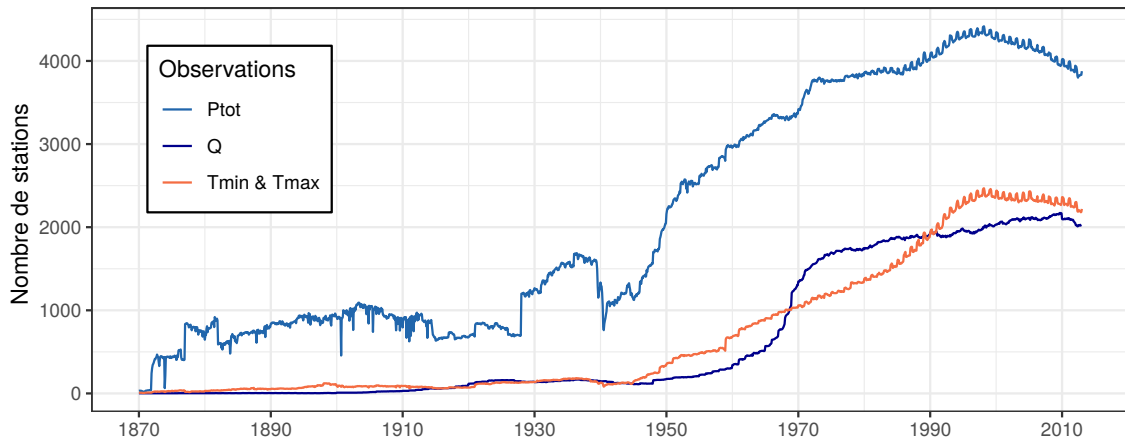


FIGURE 1 – Évolution du nombre de stations journalières disponibles en France entre 1871-2012 (Ptot : précipitations, Tmin et Tmax : température minimale et température maximale, Q : débit).

Plusieurs réanalyses de surface à haute résolution ont ainsi été produites dans différents pays : Safran (Vidal *et al.*, 2010) en France, Espagne (Quintana-Segui *et al.*, 2017) et Maroc (Tramblay *et al.*, 2019) ; MESAN sur la Suède (Landelius *et al.*, 2016) et MESCAN sur l'ensemble de l'Europe (Soci *et al.*, 2016). Généralement, dans ce type de réanalyses, l'ébauche provient de réanalyses globales telles que ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) ou bien encore ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Cependant, ces réanalyses à large échelle sont limitées temporellement aux 60 dernières années du fait du type d'observations qu'elles assimilent.

### Sur l'ensemble du xx<sup>e</sup> siècle

Au cours des dernières années, des réanalyses globales à large échelle couvrant la totalité du xx<sup>e</sup> siècle ont été produites, telles que la Twentieth Century Reanalysis (20CR Compo *et al.*, 2006, 2011), la ECMWF Twentieth Century Reanalysis (ERA-20C Poli *et al.*, 2016) ou bien encore la Coupled Reanalysis of the Twentieth Century (CERA-20C Laloyaux *et al.*, 2018). Chacune de ces réanalyses possède ses caractéristiques propres, en fonction du modèle qu'elles utilisent mais aussi du type d'information qu'elles assimilent, par exemple des mesures de pression atmosphérique de surface ou de température de surface de la mer.

Les systèmes de réanalyse de surface à haute résolution évoqués précédemment (Safran, MESAN, etc.) pourraient donc théoriquement se servir de ces nouvelles réanalyses à large échelle comme ébauche. Suivant ce principe, Minvielle *et al.* (2015) a évalué la sensibilité du système d'analyse SAFRAN à différentes densités d'observations en France. L'étude a révélé que le système n'était pas adapté à des densités faibles comme celles du début du xx<sup>e</sup> siècle en France, l'analyse générant des biais importants dans les régions où aucune observation n'est disponible. Une des hypothèses de cet échec, en plus du manque d'observations, est l'utilisation d'une ébauche à trop faible résolution spatiale.

### Les méthodes de descente d'échelle

En parallèle, des méthodes de descente d'échelle statistique ont été appliquées pour obtenir des variables météorologiques locales. Ces méthodes visent à établir des liens entre les situations atmosphériques de large échelle et les variables locales (telles que les précipitations et les températures). Ces liens sont caractérisés durant une période de calibration et sont ensuite utilisés pour reconstituer des périodes où seule l'information de large échelle est disponible (comme dans le passé ou le futur). Ce type de méthodes de descente d'échelle utilisant en entrée de longues réanalyses à large échelle a notamment été appliqué sur la France afin d'obtenir des

reconstructions météorologiques à haute résolution (Dayon *et al.*, 2015; Minvielle *et al.*, 2015; Caillouet *et al.*, 2019, 2017, 2016).

Cependant, les méthodes de descente d'échelle statistique souffrent de plusieurs limitations. Par exemple, le principe intrinsèque de ces méthodes est une hypothèse de stationnarité sur la relation entre variables atmosphériques de large échelle et variables locales. Dans un contexte de changement climatique cette hypothèse pourrait être remise en cause. D'autre part, si la réanalyse à large échelle contient aspects irréalistes, notamment en dehors de la période de calibration, elles sont alors transmises aux reconstructions à haute résolution. Ainsi, si un biais est présent dans la réanalyse à large échelle, alors il est fort probable que ce biais se retrouve également dans les reconstructions locales, comme montré par Bonnet *et al.* (2017) sur la France et discuté par Horton et Brönnimann (2018) sur la Suisse. De plus, des études ont mis en avant des problèmes de tendances sur les longues réanalyses globales, par exemple sur la réanalyse 20CR (Krueger *et al.*, 2013; Oliver, 2016). Enfin, les reconstructions locales issues d'une descente d'échelle statistique ont des difficultés à reproduire des événements locaux tels que les événements de pluies convectives. En effet, l'information qu'elles utilisent provient uniquement de situations atmosphériques de large échelle. Une approche intéressante pour réduire et/ou corriger ces problèmes est l'intégration d'observations dans les méthodes de descente d'échelle, ou directement dans les reconstructions obtenues.

## En France

En France, des mesures de température et de précipitations sont disponibles dès la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, bien qu'elles soient présentes en faible quantité et de façon éparse sur le territoire (Figure 1). Des études ont intégré ces observations dans leurs processus de reconstruction historique, que ce soit au sein même de la méthode de descente d'échelle ou bien par une correction a posteriori. Sur le bassin versant de la Durance (Alpes du sud, France), Kuentz *et al.* (2015) ont exploité de longues séries d'observations pour contraindre leurs reconstructions de température et précipitations provenant d'une méthode de descente d'échelle par analogie. Sur la France entière, Bonnet *et al.* (2017) ont pris en compte la distribution spatiale de séries homogénéisées mensuelles (Moisselin *et al.*, 2002) pour contraindre le choix des jours analogues. Enfin, Minvielle *et al.* (2015), eux aussi sur la France, ont pris en compte la répartition spatiale des précipitations journalières issues de la méthode DSCLIM (Pagé *et al.*, 2010) afin de sélectionner le choix d'un jour analogue. L'ensemble de ces approches a montré l'intérêt de l'utilisation d'observations locales pour contraindre les reconstructions provenant d'une descente d'échelle statistique.

Ces reconstructions climatiques obtenues à l'échelle locale ont ainsi permis, via une modélisation hydrologique, de produire des séries de débit continues sur de longues périodes et sur un nombre important de bassins versants. Le type de modèle hydrologique varie suivant les études, avec l'utilisation de modèles distribués (Bonnet *et al.*, 2017; Minvielle *et al.*, 2015) et de modèles globaux (Kuentz *et al.*, 2015; Caillouet *et al.*, 2017). Ces chroniques hydrologiques ont permis d'étudier la variation multi-décennale des débits à l'échelle du bassin versant de la Durance (Kuentz *et al.*, 2015) et de la France (Bonnet *et al.*, 2017). Elles ont également montré leur intérêt dans l'étude d'événements extrêmes comme la crue de 1910 ou la sécheresse de 1949 sur le bassin de la Seine (Bonnet, 2018), ou l'étude des événements spatio-temporels d'étiage extrême sur l'ensemble de la France depuis 1871 (Caillouet *et al.*, 2017).

Bien que les reconstructions hydrométéorologiques existantes soient des jeux de données extrêmement utiles, certains points méthodologiques n'ont pas été pris en compte. Notamment, certaines des reconstructions (1) ne prennent pas en compte les observations, (2) négligent l'incertitude sur les mesures utilisées pour contraindre les reconstructions, (3) ne caractérisent pas l'incertitude de leurs reconstructions, (4) ne couvrent qu'une partie du territoire français. Enfin, il faut noter qu'aucune n'utilise de données hydrométriques pour contraindre les reconstructions hydrologiques.

## Vers une réanalyse hydrométéorologique

L'objectif de cette thèse est de construire un jeu de données de l'évolution du climat et de l'hydrologie en France couvrant le XX<sup>e</sup> siècle. Celui-ci devra représenter de façon correcte les événements extrêmes, tels que les précipitations intenses et les crues associées, mais également reproduire la variabilité à plus long terme, tels les cycles multi-décennaux évoqués dans les paragraphes précédents. Au cours de la construction de ce jeu de données, on s'attachera à estimer et prendre en compte les différentes sources d'incertitudes, aussi bien climatiques qu'hydrologiques.

Afin de réduire les incertitudes sur les reconstructions, plusieurs sources d'informations seront combinées. Les reconstructions climatiques et hydrologiques, provenant respectivement d'une descente d'échelle et de la modélisation hydrologique, seront couplées avec les observations météorologiques et hydrométriques disponibles sur le territoire français depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Dans cette optique, l'assimilation de données fournit un cadre mathématique rigoureux pour combiner ces différentes sources d'informations et estimer une incertitude sur les réanalyses résultantes.

La production de la thèse s'articulera autour de trois outils majeurs (Figure 2) :

1. l'assimilation d'observations météorologiques in-situ dans des reconstructions climatiques provenant d'une descente d'échelle, afin de produire des réanalyses météorologiques composées de précipitations et de température à l'échelle journalière ;
2. l'utilisation d'un modèle hydrologique simple et robuste pour produire des reconstructions hydrologiques sur de nombreux bassins versants faiblement anthropisés ;
3. l'assimilation de mesures hydrométriques dans différentes simulations hydrologiques pour produire des réanalyses hydrologiques ensemblistes.

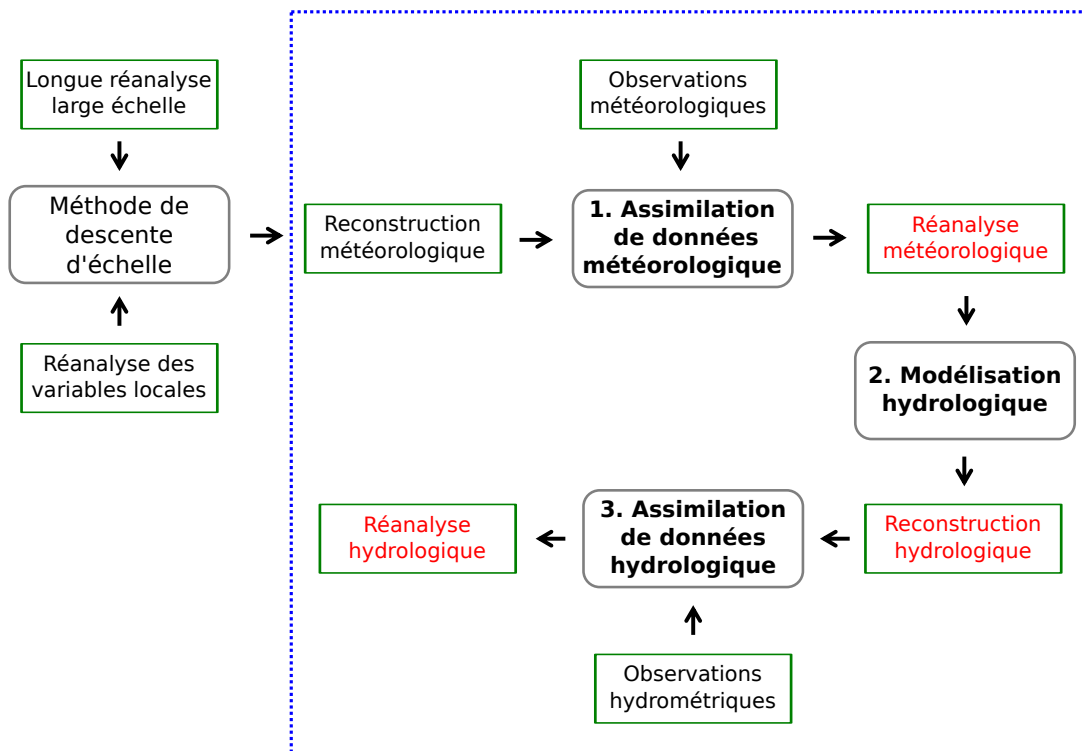


FIGURE 2 – Chaîne de production et principe général de la thèse (encadré en bleu).

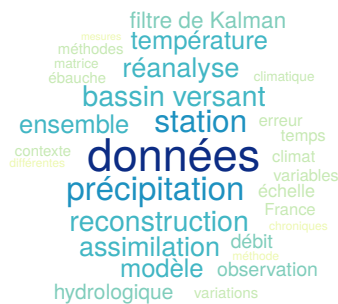
La première grande étape est d'assimiler des observations météorologiques dans des reconstructions climatiques provenant d'une descente d'échelle, en prenant en compte leurs incertitudes respectives, le but étant d'aboutir à une réanalyse météorologique journalière couvrant le XX<sup>e</sup> siècle. La seconde étape consiste à propager cette réanalyse à travers un modèle hydrologique pour obtenir des chroniques ensemblistes de débits sur une longue période de

temps. Lors de cette étape, l'incertitude sur les mesures de débits sera notamment intégrée au processus de calage du modèle hydrologique. De la même manière, l'incertitude provenant du modèle hydrologique sera évaluée et prise en compte dans les reconstructions. Finalement, les reconstructions hydrologiques produites seront utilisées comme ébauche pour l'assimilation des mesures de débits sur le XX<sup>e</sup> siècle, permettant de créer une réanalyse hydrologique couvrant la longue période 1871-2012. Tout au long du développement de ces jeux de données différents événements extrêmes répertoriés dans la littérature seront également étudiés.



# Chapitre 1

## Contexte et données



### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Contexte</b> . . . . .	<b>8</b>
1.1.1	Le climat et l'hydrologie actuels en France . . . . .	8
1.1.2	La variabilité climatique et hydrologique en France . . . . .	11
1.1.3	Étude du climat et de l'hydrologie du passé . . . . .	15
1.1.4	Reconstructions climatiques et hydrologiques locales en France . . . . .	22
<b>1.2</b>	<b>Données</b> . . . . .	<b>25</b>
1.2.1	Données climatiques . . . . .	25
1.2.2	Données hydrologiques . . . . .	31
1.2.3	Utilisation des divers jeux de données . . . . .	34
<b>1.3</b>	<b>Outils de vérification</b> . . . . .	<b>35</b>
1.3.1	Scores ensemblistes . . . . .	35
1.3.2	Scores déterministes . . . . .	37
<b>1.4</b>	<b>L'assimilation de données</b> . . . . .	<b>38</b>
1.4.1	Principe général . . . . .	38
1.4.2	Principale division des méthodes d'assimilation . . . . .	39
1.4.3	Assimilation <i>online</i> et assimilation <i>offline</i> . . . . .	41
1.4.4	L'assimilation de données dans la thèse . . . . .	42
<b>1.5</b>	<b>Mise en œuvre</b> . . . . .	<b>49</b>

---



La première partie de ce chapitre présente le contexte général de la thèse en s'intéressant aux différents climats et régimes hydrologiques de France ainsi qu'à leurs variations dans le passé. Divers outils permettant d'étudier le climat ainsi que l'hydrologie du passé sont ensuite présentés, avec un focus sur les reconstructions hydrométéorologiques couvrant le territoire français. Les données météorologiques et hydrologiques employées au cours de la thèse ainsi que leurs diverses utilisations sont décrites dans une seconde partie. Les outils de vérification utilisés sont ensuite présentés pour les jeux de données ensemblistes et déterministes. Le principe de l'assimilation de données, ses grandes familles et les méthodes utilisées au cours de la thèse sont ensuite introduits. Enfin, la mise en œuvre de la thèse envisagée pour répondre à la problématique exposée en introduction est présentée de façon générale.

## 1.1 Contexte

### 1.1.1 Le climat et l'hydrologie actuels en France

#### Les climats

La première variabilité du climat est spatiale. En effet, au sein du territoire métropolitain français, 5 types de climats sont présents (Figure 1.1 et Figure 1.2). Au sein de chacun de ces climats, une seconde variabilité est présente, la variabilité saisonnière.

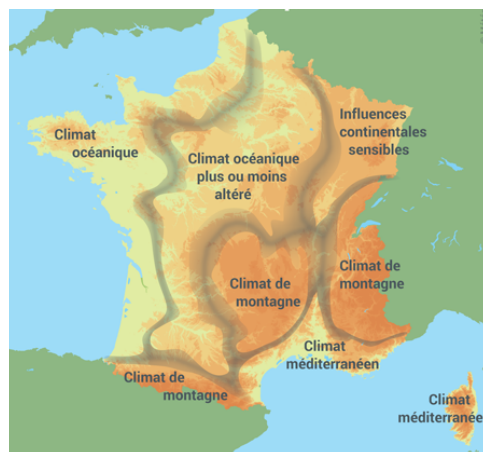


FIGURE 1.1 – Carte des différents climats présents en France (source : Météo-France)

Le **climat océanique** est localisé sur la côte Atlantique et sur le pourtour de la Manche. Il se caractérise par une pluviométrie assez importante répartie sur l'ensemble de l'année et amenée par les différentes perturbations provenant de l'océan Atlantique. Les variations de température entre l'été et l'hiver sont faibles, avec des températures douces en hiver, des gelées rares et des chaleurs modérées en été, en comparaison des autres régions de France. Au sein même de ce climat, des distinctions existent, avec une évolution du nombre de jours de pluies entre la Bretagne (possédant plus de jours de pluies) et la côte Basque.

Le **climat de montagne** se situe dans les zones d'altitude. Le climat y est souvent rude, notamment l'hiver avec des précipitations importantes et des températures négatives. Une partie de l'année est marquée par des précipitations sous forme solide, souvent neigeuse. Là-aussi ce type de climat possède de multiples variations, parfois très localisées, dépendant de l'altitude et de l'orientation du massif. D'autres phénomènes locaux sont présents en montagne ; comme par exemple les inversions thermiques, qui provoquent des températures dans les vallées inférieures à celles du sommet avoisinant.

Le **climat semi-continentale**, contrairement au climat océanique, est caractérisé par une forte dichotomie au sein de l'année. Ce climat est majoritairement localisé sur le nord-est du

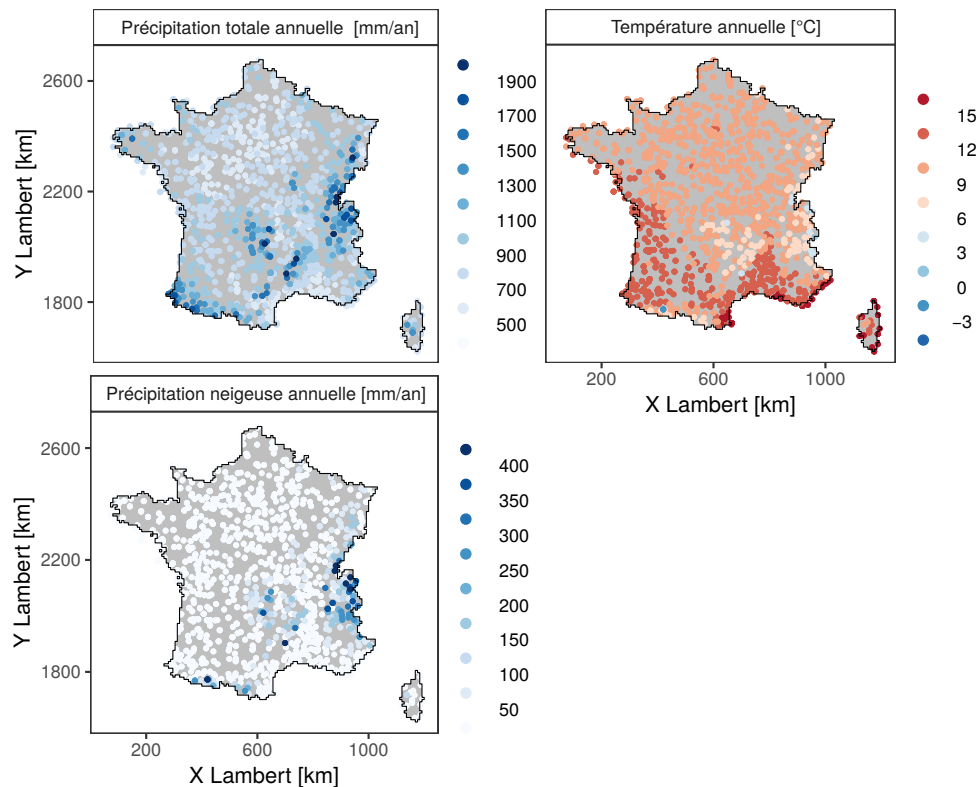


FIGURE 1.2 – Moyenne des températures, précipitations totales et neigeuses sur la période 1970-2000 pour 996 stations en France.

pays, région subissant l'influence de la masse continentale européenne. Les hivers sont froids, avec des gelées fréquentes et des étés très chauds. Durant l'été, les précipitations sont souvent accompagnées d'orages du fait des fortes chaleurs.

Le **climat océanique altéré** qui couvre le bassin parisien ainsi que l'ouest du Massif central est un climat intermédiaire. Cette zone subit l'influence de l'océan Atlantique mais également de la masse continentale. Les différences de température entre hiver et été sont plus marquées qu'en bord de mer. La pluviométrie est également plus faible que sur le pourtour de la Manche et de l'Atlantique car les perturbations ont déjà perdu une partie de leur intensité.

Le **climat méditerranéen** est limité au sud par le bord de la Méditerranée et dans les autres directions par les trois massifs montagneux que sont les Alpes, les Pyrénées et le Massif central. Sur ces régions les températures sont très douces en hiver, avec quasiment aucune gelée, et hautes en été. Les jours de pluie sont souvent peu nombreux et la pluviométrie peu élevée, notamment au cours de l'été. Cette faible pluviométrie s'explique en partie par les deux vents dominants qui balayent cette région, le Mistral et la Tramontane. Cependant, sur les massifs entourant la Méditerranée, des orages violents au printemps et en automne peuvent apporter des quantités importantes de précipitations en peu de temps. Les événements Cévenols qui se concentrent sur la barre des Cévennes en sont un exemple typique, avec de fortes précipitations qui mènent parfois à des inondations dévastatrices.

### Les régimes hydrologiques

Les climats mentionnés précédemment et la géologie du bassin versant sont les deux grands facteurs influençant les différents cours d'eau naturels présents en France. Ces disparités vont influencer le débit et ses variations au cours de l'année. Les régimes hydrologiques sont un moyen de classer les bassins versants en fonction des variations saisonnières observées (Sauquet *et al.* (2008), Figure 1.3).

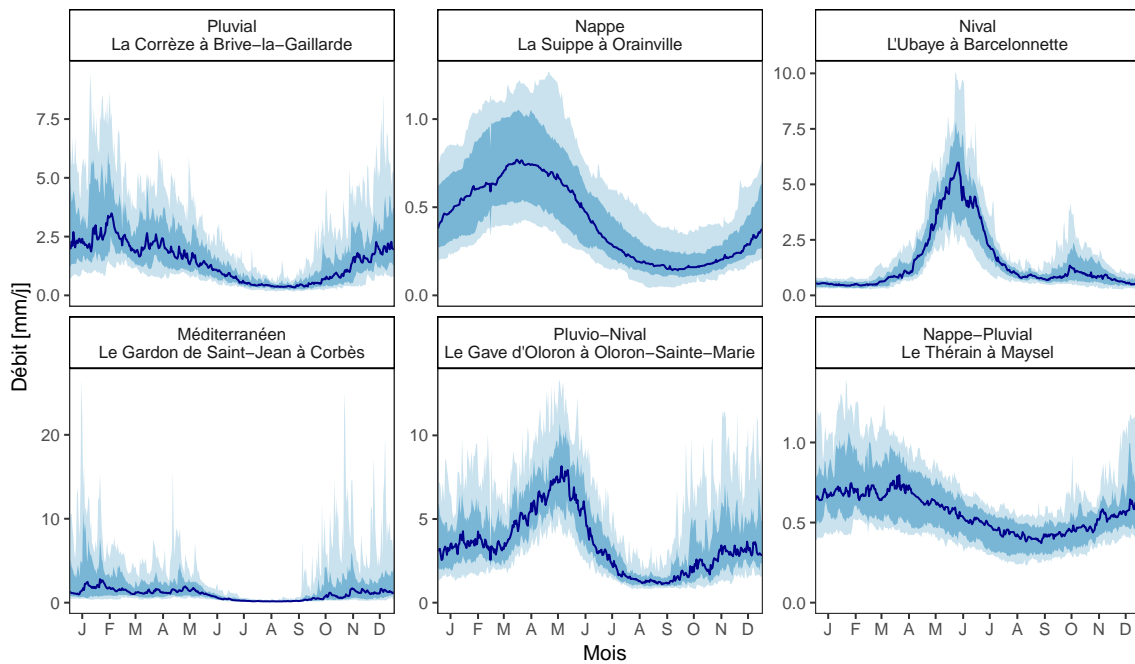


FIGURE 1.3 – Régimes journaliers calculés à partir des débits observés sur 6 stations présentant des régimes différents sur la période 1970-2000. Le trait bleu foncé représente la médiane, le ruban foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban clair les quantiles 10 et 90

Les variations du débit en **régime pluvial** sont principalement gouvernées par les précipitations liquides s'abattant sur le bassin versant. Ainsi les hautes eaux sont situées en automne et en hiver, alors que des basses eaux parfois très marquées ont lieu en été. Les bassins en régime pluvial héritent de la forte variabilité interannuelle des pluies.

Le **régime de nappe** possède également des variations liées aux pluies. Cependant, les nappes présentes sur le bassin versant vont venir stocker puis relâcher une partie du débit. Ce processus peut parfois s'étaler sur plusieurs années suivant la profondeur et la conductivité de la nappe. Cet effet tampon de la nappe conduit à une dynamique saisonnière lissée en comparaison des précipitations, et à des basses eaux moins marquées, et pendant lesquels la nappe va contribuer au soutien d'étiage (période de basses eaux). Ce type de bassin est présent en France sur le bassin parisien, avec des nappes de craie, en Bretagne avec des nappes en milieu fracturé, ainsi que sur la vallée du Rhône avec sa nappe alluviale.

Au sein des montagnes, c'est le **régime nival** qui domine. Au contraire du régime pluvial et du régime de nappe, l'étiage se situe durant la période hivernale. En effet, la pluie est rare sur cette saison car les précipitations tombent sous forme solide du fait de la température négative. Cette accumulation de neige va ensuite fondre avec le redoux printanier, conduisant à des débits importants au printemps et en été. Au cours de la fonte, le débit peut atteindre des valeurs élevées car plusieurs mois de précipitations stockées sous forme de neige vont s'écouler en quelques semaines.

Le **régime méditerranéen** se caractérise par un débit particulièrement faible en été, provoqué par un manque de précipitations et l'absence d'un soutien d'étiage. Ces bassins possèdent une forte réactivité avec des temps de concentration faibles. Ainsi, en automne et au printemps, les violents orages qui viennent s'abattre sur le bassin provoquent de fortes crues.

Enfin, il est important de noter que, comme pour les climats, il existe une multitude de régimes hydrologiques. Les cours d'eau subissant des influences diverses sont regroupés sous le terme de **régime mixte** et sont présents sur l'ensemble du territoire français. Les grands cours d'eau en sont un bon exemple puisqu'ils traversent différents climats et différentes géologies.

### 1.1.2 La variabilité climatique et hydrologique en France

Les multiples types de climats et régimes hydrologiques de France présentés précédemment ont jusqu'ici été considérés comme fixes dans le temps. Cependant, des études ont montré que le climat européen était largement influencé par les oscillations de la température de l'océan Atlantique à l'échelle multi-décennale (Sutton et Dong, 2012; Willems, 2013). Cette section vise à mettre en avant la présence de tels changements en France dans les variables météorologiques et hydrologiques, en se basant sur différentes études portant sur de longues chroniques observées.

#### Variabilité climatique

Des mesures de précipitations homogénéisées couvrant plus de 300 ans sont disponibles à l'Observatoire de Paris. La variabilité à l'échelle annuelle et saisonnière de cette chronique a été examinée par Slonosky (2002). Sur la période 1850-2000 (Figure 1.4), l'étude met en avant différentes périodes : des phases sèches (1870-1900) et des phases humides (1910-1940 et 1970-2000). Cependant, au sein de ces différentes phases les précipitations annuelles témoignent d'une variabilité importante et ces cycles apparaissent plus clairement lorsque les cumuls sont lissés. La division de la chronique par saison (Figure 1.4, (b) et (c)) met en avant des cycles visibles en hiver, accompagnés d'une tendance à l'augmentation sur l'ensemble de la période. Pour l'été, ces cycles sont fortement atténués et aucune tendance n'est visible. Bien que ces résultats se concentrent uniquement sur une longue chronique, l'étude révèle clairement que des variations à l'échelle multi-décennale sont présentes.

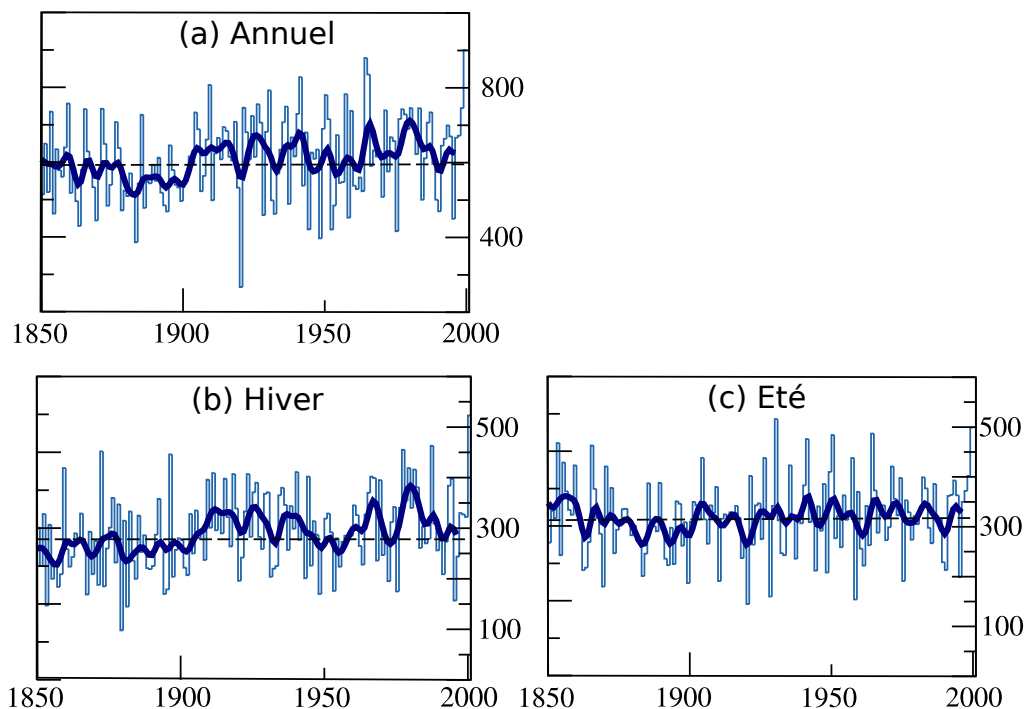


FIGURE 1.4 – Évolution des cumuls de précipitations [mm] à l'Observatoire de Paris entre 1850 et 2000, sur l'année (a), l'hiver (b) et l'été (c). Le trait bleu foncé représente l'application d'un filtre passe-bas Gaussien sur 10 ans. Adapté de Slonosky (2002).

Pour déterminer si ces cycles sont présents à l'échelle du territoire français, des stations possédant de longues chroniques de précipitations et de température sont étudiées à l'échelle annuelle (Figure 1.5). Sur les précipitations, des cycles sont présents avec des décennies plutôt sèches avant 1900 et durant la période 1940-1950, accompagnées de séquences plus humides, notamment 1910-1930 et la période plus récente. Les températures présentent un comportement moins cyclique, mais avec une tendance à l'augmentation légère avant 1960 et forte durant les dernières décennies. Le comportement global de l'ensemble des stations est plutôt cohérent. Cependant, des différences importantes existent suivant les stations considérées, l'intensité des anomalies variant globalement de 20 % pour les précipitations et de 1,5 °C pour les températures.

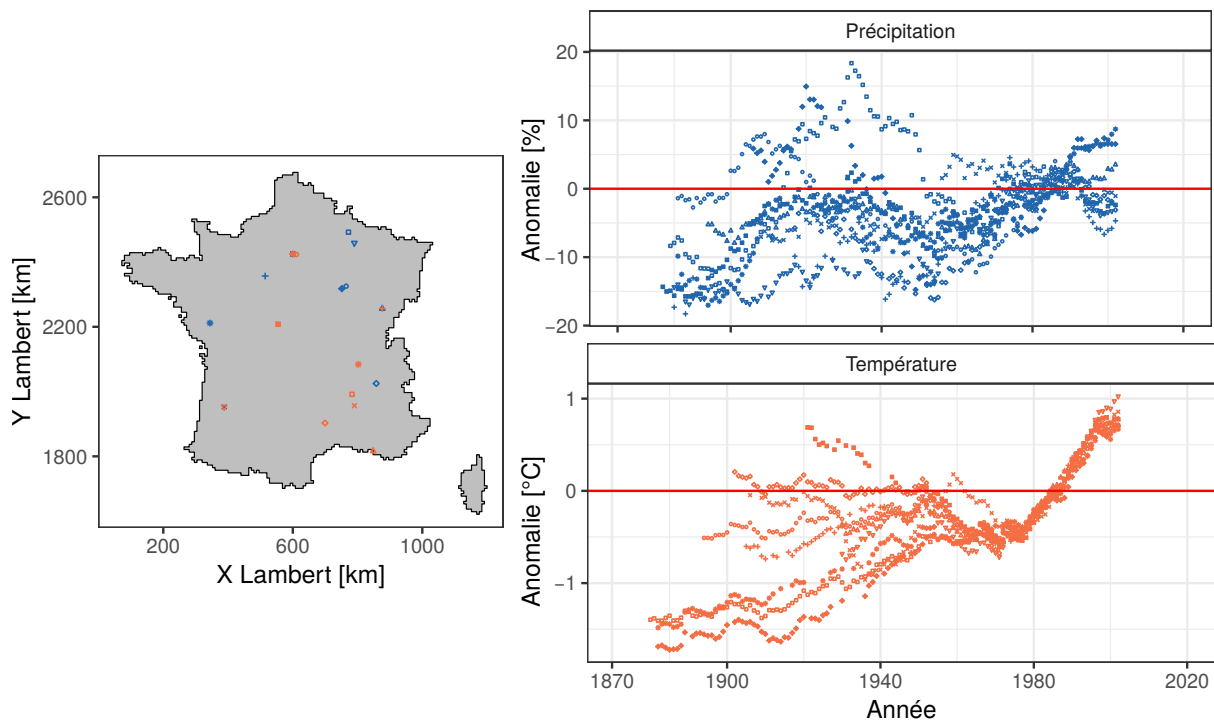


FIGURE 1.5 – Évolution des anomalies de précipitations et température – lissées avec un moyenne glissante de 20 ans – sur 10 stations de mesures présentant de longues chroniques (graphique de droite). La période de référence est 1970-2000. Localisation des stations sur la carte de France (graphique de gauche).

Comme dans Slonosky (2002), ces anomalies sont décomposées par saison afin d'observer d'éventuelles variations au cours de l'année (Figure 1.6). Concernant les précipitations, les cycles sont très marqués sur le printemps alternant parfois entre -20 % et +15 %. Des cycles similaires mais d'intensité moindre sont également présents en automne. Pour l'été, aucune tendance ou cycle ne sont visibles dans les données. Pour l'hiver, une tendance à l'augmentation est présente avec en début de période des anomalies de l'ordre de -25 %, contre -10/+10 % sur la période récente.

Pour les températures, les anomalies sont comprises entre +1 °C et -2 °C. Encore une fois, les stations présentent des valeurs d'anomalies très différentes, révélant une variabilité spatiale importante. C'est par exemple le cas pour les températures d'été et du printemps avant les années 1940. Bien que chaque station présente encore une fois des variations d'amplitude assez différentes, un comportement global est visible sur l'hiver avec une hausse quasi-continue exceptée sur les années 1920-1940. Pour les autres saisons et avant les années 1960, il n'existe pas de forte cohérence entre les anomalies des 10 stations. Ces 10 stations ne sont cependant pas forcément représentatives de l'ensemble du territoire français. Toutefois, il n'existe pas suffisamment de longues chroniques pour avoir une vision de ces variations qui soit continue dans l'espace.

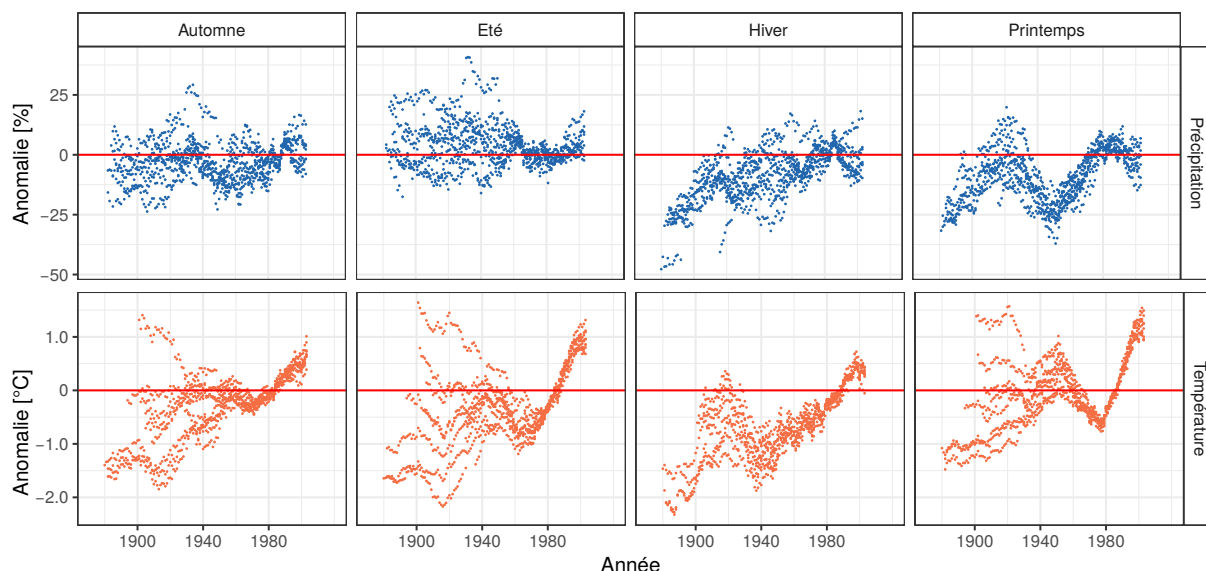


FIGURE 1.6 – Évolution des anomalies par saison des précipitations et des températures – lissées avec un moyenne glissante de 20 ans – sur 10 stations de mesures présentant de longues chroniques. La période de référence est 1970-2000.

Enfin, ces changements peuvent aussi concerner les extrêmes. Willems (2013) a étudié les extrêmes d’une série de précipitations couvrant 108 ans localisée à Uccle en Belgique. Les résultats ont été comparés à d’autres stations d’Europe, y compris celle située à Marseille (sud de la France, Figure 1.7). Les deux chroniques présentent des variations d’anomalies à l’échelle multi-décennale, avec des comportements anti-corrélés. Lorsque la station d’Uccle est dans une phase positive la station de Marseille est quant à elle en phase négative. Cette étude met en avant deux points : (1) des cycles multi-décennaux existent également sur les extrêmes et (2) ces cycles varient spatialement.

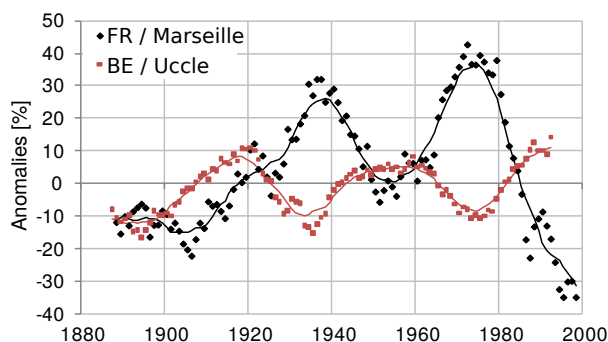


FIGURE 1.7 – Anomalies des quantiles de précipitations extrêmes journalières pour Uccle (Belgique) et Marseille (France). Sur des sous périodes de 15 ans et les 15 jours les plus extrêmes par année en hiver. Adapté de Willems (2013).

### Variabilité hydrologique

En étudiant de longues chroniques de débits en France, Boé et Habets (2014) ont mis en avant une alternance de phases humides et sèches depuis 1910. Pour cela, les anomalies sur des périodes d’environ 20 ans ont été étudiées sur 38 stations hydrométriques possédant de longues chroniques (> 70 ans) et peu de données manquantes. Sur ces stations, les périodes 1910-1930 et 1965-1985 sont plus humides en termes de débit moyen annuel alors que les décennies 1940-1960 et 1995-2012 sont plus sèches (Figure 1.8, panneau (e)).

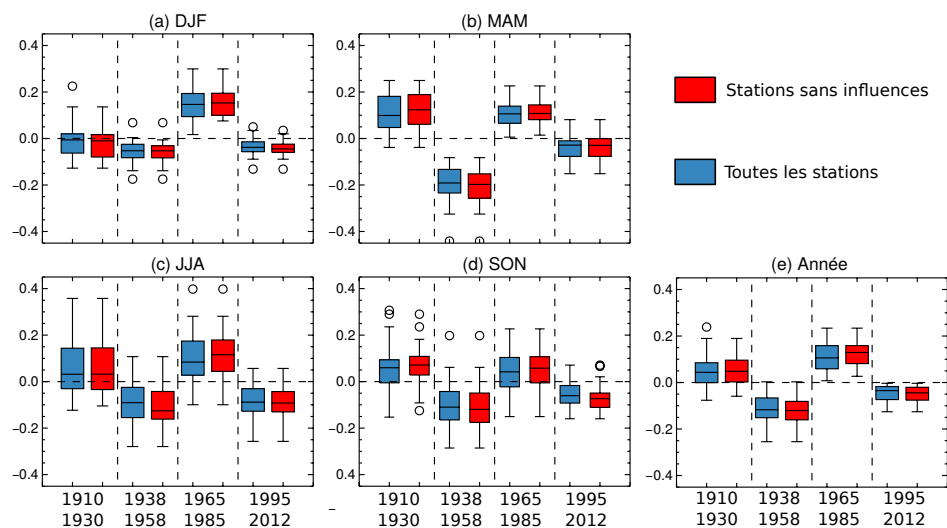


FIGURE 1.8 – Anomalie moyenne des débits observés sur les 38 stations en France. La période de référence est composée de la plus longue période possible pour chaque station. La tendance linéaire des séries a été retirée avant l’analyse. Adapté de Boé et Habets (2014).

Afin d’observer l’effet des variations multi-décennales du climat sur l’hydrologie, de longues chroniques de mesures sont disponibles sur certains grands fleuves de France : la Garonne, la Loire, la Seine et le Rhône (Figure 1.9). L’étude des anomalies dans le passé met en avant des cohérences entre certains fleuves, notamment la Garonne et la Loire qui semblent posséder des variations similaires. La Seine présente un cycle identique mais décalé d’une dizaine d’années. Ce comportement peut s’expliquer par les nappes de craie du bassin parisien qui possède un important effet tampon sur le lien précipitations-débit. Enfin, les anomalies du Rhône fluctuent peu en comparaison des trois autres fleuves. Cependant, on peut noter des variations cohérentes avec les autres fleuves, bien que d’une magnitude plus faible.

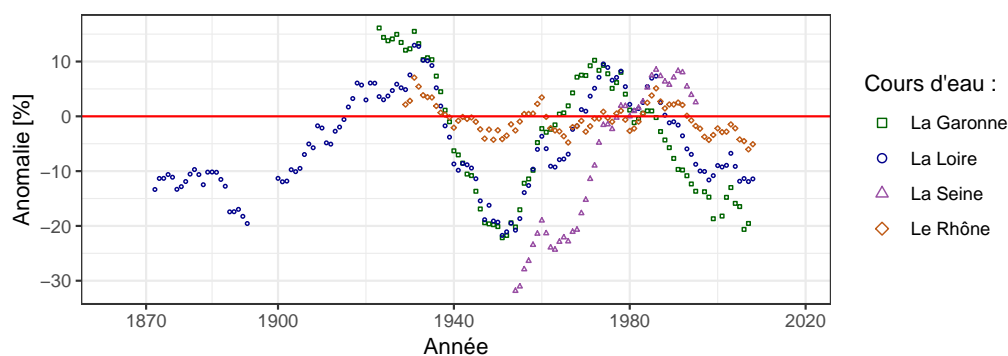


FIGURE 1.9 – Évolution des anomalies des débits observés – lissées avec une moyenne glissante de 20 ans – sur 4 grands fleuves de France. La période de référence est 1970-2000.

Boé et Habets (2014) ont également montré que les variations d’anomalies du débit moyen sont différentes au sein des saisons. L’aspect humide de la période 1910-1930 est plus marqué au printemps que sur l’été et l’automne, et l’anomalie moyenne est quasiment nulle pour l’hiver (Figure 1.8, panneaux (a), (b), (c) et (d)). Au sein des grands fleuves français, on retrouve également le même type de variations lors de la décomposition du signal par saison (Figure 1.10). Les anomalies au printemps, en été et en automne montrent des variations importantes pouvant aller jusqu’à -40 % et des cycles multi-décennaux très marqués. Durant l’hiver les anomalies se situent entre -20 % et +20 % et se superposent à des cycles multi-décennaux plus légers que pour les autres saisons.



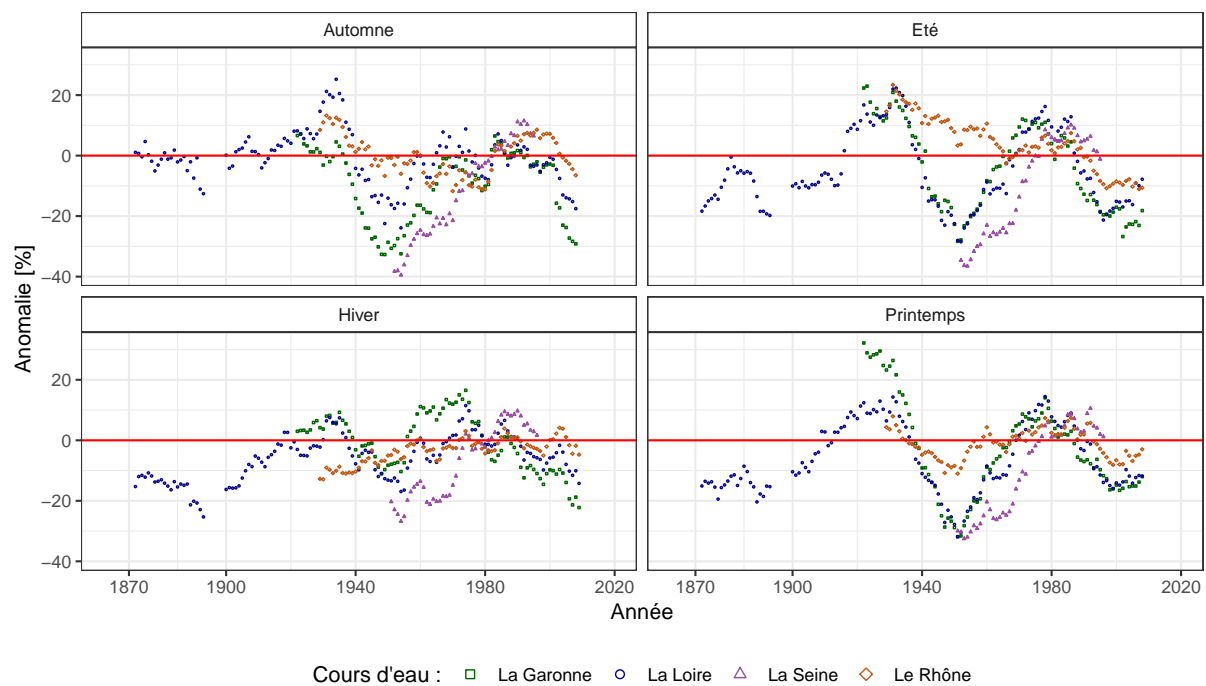


FIGURE 1.10 – Évolution des anomalies par saison des débits observés – lissées avec une moyenne glissante de 20 ans – sur 4 grands fleuves de France. La période de référence est 1970-2000.

Ces exemples viennent confirmer que les cycles multi-décennaux visibles au sein des observations climatiques sont également présents dans les débits des cours d'eau français. Cependant, se reposer uniquement sur des mesures à quelques stations ne permet pas d'obtenir des résultats continus spatialement.

### 1.1.3 Étude du climat et de l'hydrologie du passé

Dans la section précédente, l'étude des variations s'appuyait sur des mesures météorologiques ou hydrométriques. Cependant, d'autres données/outils existent pour étudier le climat et l'hydrologie. Les sources d'informations disponibles couvrent de nombreux domaines possédant chacun leurs intérêts et leurs faiblesses. Les paragraphes suivant ont pour but de présenter ces grands types de données et outils. Deux grandes familles fournissant des informations peuvent être distinguées : les données et les modèles. Cependant, certains produits utilisent ces deux sources d'informations. Il est donc important de distinguer deux produits : (1) les longues chroniques provenant des modèles, qu'ils soient climatiques ou hydrologiques, appelées **reconstructions** et (2) les chroniques provenant de la combinaison des données et des modèles via l'assimilation de données et couvrant de longues périodes désignées sous le terme de **réanalyses**.

Lors de l'utilisation des modèles ou la mesure d'une variable, de nombreuses sources d'erreurs existent, provenant de la non-résolution des processus ou de la mauvaise calibration d'un instrument de mesure par exemple. Le terme erreur est défini comme la différence entre la vraie valeur et la valeur estimée, qu'elle le soit par un instrument de mesure ou un modèle (GUM, 2008). L'incertitude est quant à elle une estimation statistique de la dispersion qui existe autour de la valeur estimée, cette dispersion provenant de l'interaction entre les différentes erreurs (VIM, 2012). Cependant, au cours de cette thèse, les deux termes sont utilisés de façons interchangeables.



## Observations directes et indirectes

Le monde des observations est vaste et inclut de nombreuses sources d'information. Pour différencier ces sources, on se basera ici sur la classification de Pfister (1999) et Brázdil *et al.* (2005, Tableau 1.1). Parmi les grandes catégories, on distinguera : (a) les données directes, qui sont une description (quantitative ou qualitative) de la variable d'intérêt, et (b) les données indirectes, qui reflètent l'impact sur la variable d'intérêt.

Tableau 1.1 – Classification des données permettant de reconstruire les conditions météorologiques, climatiques et hydrologiques passées. Adapté de Pfister (1999); Brázdil *et al.* (2005)

		Naturelles		Anthropiques	
Observations directes				Observées	Mesurées
				anomalies risques naturels situations météorologiques météorologies quotidiennes	pression température précipitations hauteur d'eau débit hauteur de neige
Observations indirectes	Biologiques	Non biologiques	Biologiques	Non biologiques	
	cernes d'arbres pollen fossile restes de plantes et d'animaux bois fossile	carotte de glace varves sédiments terrestres moraines	phénologie des plantes rendement du vin période de moisson période de vendange contenu en sucre du vin		

**(a) Données directes** Les données directes enregistrent l'événement ou la variable d'intérêt, que ce soit une mesure via un instrument ou bien une observation du phénomène (photos, peintures, etc.).

### Mesures instrumentales

Les données mesurées directement et de façon continue, telles les précipitations, les températures et les hauteurs d'eau constituent une source de données importantes. Certaines séries de mesures permettent de remonter assez loin dans le passé, comme par exemple les séries de températures (Legrand et Le Goff, 1992) et de précipitations (Slonosky, 2002) de l'Observatoire de Paris qui débutent à la fin des années 1600.

En France, quelques longues séries de débit existent également, remontant parfois jusqu'au début du XX<sup>e</sup> siècle, comme sur la Meuse (Willems, 2013), la Loire, la Seine (Bonnet, 2018) et le bassin de la Durance (Kuentz, 2013). Cependant, la reconstitution de longues chroniques de débits repose sur l'évaluation de la transformation hauteur-débit. Celle-ci est définie via les courbes de tarage, nécessitant de nombreuses mesures simultanées de la hauteur d'eau et du débit. Ainsi, dans de nombreux cas, les mesures de hauteur d'eau sont disponibles mais pas la courbe de tarage correspondant, ce qui empêche d'obtenir les débits.

Même en France, un pays possédant une riche tradition d'archivage et récupération de données hydrologiques et météorologiques, un faible nombre de stations est disponible avant les années 1960 pour les températures/précipitations, et avant les années 1970 pour les mesures de débits. La faible profondeur temporelle de ces chroniques ne permet donc pas l'étude de la variabilité long terme.

En dehors des mesures continues, il existe également des observations ponctuelles de précipitations, de températures et de débits. En ce qui concerne les débits, on dispose parfois de débits spécifiques historiques (débit d'étiage, débit des hautes eaux et débit moyen) relevés par des agents de l'état (Figure 1.11). Cependant, la plupart du temps, la méthode de mesure de débit n'est pas clairement détaillée et ces mesures concernent une période donnée plutôt qu'un jour précis. Que ce soit pour les variables météorologiques ou les débits, la majorité de ces données ne sont actuellement pas numérisées mais sont disponibles dans les archives départementales.

ANNÉE 189 .						TABLEAU DONNÉES PERMANENTES										A DÉPARTEMENT de la Lozère									
DÉSIGNATION DES COURS D'EAU.		PRINCIPALES LOCALITÉS DU DÉPARTEMENT situées sur les cours d'eau.		LIMITES DANS LE DÉPARTEMENT DES COURS D'EAU en de leurs sections.		LONGUEURS Complètes des cours d'eau		LARGEUR moyenne des cours d'eau		PROFIL moyen des cours d'eau		PENTE moyenne des cours d'eau		SURFACE de versant des cours d'eau		VOLUME PAR SECONDE		OBSERVATIONS.							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20						
						par sections.		en mètres.		en centimètres.		en hectares.		en mètres cubes.											
	Chassézac (rivière de)					25700,00	39200,00	25,00	37,00	603,00	11028	190	1400	1,241	331,00										
						118500,00	118500,00	16,00	34,00	232,00	5317	6537	6117	314,00											
						118500,00	118500,00	5,00	2,96	147,00	2641	6,377	6179	79,00											

FIGURE 1.11 – Relevé des débits caractéristiques du Chassézac dans les Cévennes.

**Observations directes**

Les sources documentaires sont l'une des plus riches sources d'information sur les conditions climatiques et hydrologiques du passé lointain. Ce type de données recouvre notamment les archives de journaux, revues, récits, œuvres d'art, lettres et cartes postales. Ces documents donnent souvent des informations sur les événements mémorables comme des crues extrêmes (Figure 1.12), des vagues de chaleur, des froids intenses (Figure 1.13) ou bien des niveaux inhabituellement bas des cours d'eau. Ce type de données peut remonter assez loin dans le passé puisque certaines peintures remontent à plus de 600-700 ans (Brázdil *et al.*, 2006). De plus, les datations sur ce type de documents sont souvent assez précises, malgré certains problèmes provenant des différents calendriers existants.



FIGURE 1.12 – Photo de la crue de l'Ardèche du 22 septembre 1890 au Pont-d'Arc, don Albert Souche en 1891. Source : <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b85538575/f5.double>



FIGURE 1.13 – Les glaçons, Débâcle sur la Seine. Claude Monet (1880). Source : [https://www.musee-orsay.fr/fr/collections/catalogue-des-oeuvres/notice.html?no\\_cache=1&nnumid=1281&cHash=57fbfdca6c](https://www.musee-orsay.fr/fr/collections/catalogue-des-oeuvres/notice.html?no_cache=1&nnumid=1281&cHash=57fbfdca6c)

L'aspect éparé, à la fois spatialement et temporellement, de l'information procurée par ces documents permet difficilement d'appréhender la dynamique des événements ou le suivi continu d'une variable au cours du temps. De plus, comme le note Brázdil *et al.* (2006) un biais géographique apparaît, notamment dans le passé, car les zones de hautes altitudes et de hautes latitudes sont sous-représentées. Au-delà de ces aspects, le lieu de l'événement doit posséder une tradition d'archivage ancrée dans la culture, sous peine de voir disparaître l'information.

**(b) Données indirectes** Des données indirectes, aussi appelées proxies, provenant de différents milieux/matériaux permettent également de reconstruire les variations du climat ou de l'hydrologie. Au contraire des observations directes, ces observations reposent sur l'analyse d'une variable différente de celle étudiée.

### Anthropiques

L'agriculture permet de donner des informations sur les conditions hydriques et météorologiques d'une année. Ainsi, la date des vendanges dans le bordelais ou en Bourgogne permet de déterminer de manière qualitative l'ensoleillement et la température durant l'été (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011). Les prix des différentes céréales permettent également d'obtenir des informations tout au long de l'année sur les conditions climatiques voire hydriques (Le Roy Ladurie, 2009). Dans le passé, des prix élevés et des rendements faibles indiquaient des récoltes médiocres, souvent liées à des épisodes de froid intense (pour les céréales d'hiver) ou des épisodes de sécheresse (pour les céréales d'été). L'évolution des types de plantes cultivées permet également d'appréhender les tendances climatiques, par exemple la culture d'espèces autrefois cultivées dans le sud de la France peut indiquer un réchauffement du climat dans le nord.

**Naturelles** Les mesures indirectes se composent majoritairement de mesures naturelles, qu'elles soient biologiques ou non. Parmi les nombreux domaines utilisant ces mesures (Figure 1.14), on peut par exemple citer l'étude :

- des cernes d'arbres pour le climat – dendroclimatologie (Sheppard, 2010) – et de l'hydrologie - dendrohydrologie (Loaiciga *et al.*, 1993) ;
- des squelettes des coraux et leurs variations en  $\delta^{18}\text{O}$  (Sadler *et al.*, 2014) ;
- des sédiments des lacs (Zolitschka *et al.*, 2015) ;
- des spéléothèmes à l'aide de diverses méthodes (Baker *et al.*, 2008).

Les proxies listés ci-dessus possèdent une étendue temporelle couvrant parfois plusieurs milliers d'années, permettant donc de remonter loin dans le passé (voir par exemple la

Figure 1.14). Cependant, leur répartition spatiale n'est pas homogène, leur densité est plutôt faible et leur résolution temporelle est rarement inférieure à la saison. Ils sont donc bien adaptés à des reconstructions soit à l'échelle locale ou au contraire à l'échelle hémisphérique.

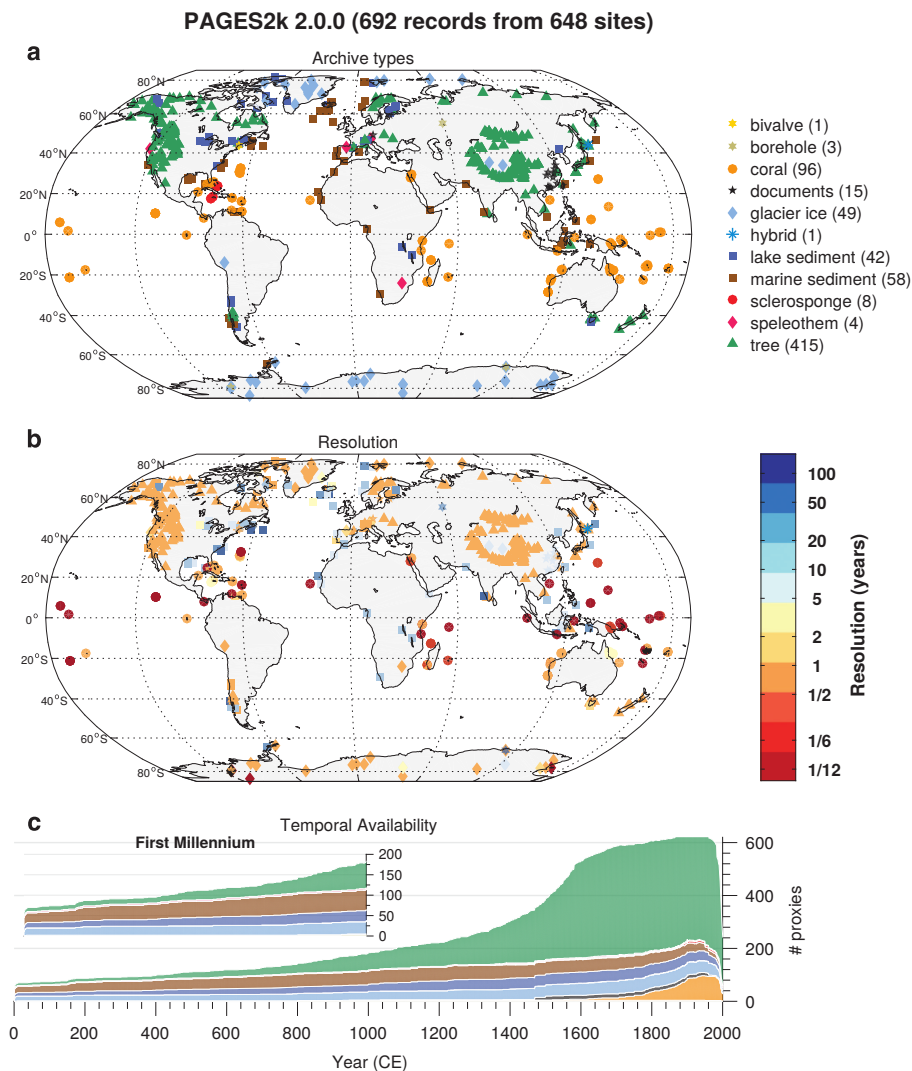


FIGURE 1.14 – Disponibilité spatio-temporelle des données de la base de données PAGES2k. (a) Distribution géographique, par type d'archive. (b) Résolution temporelle dans la base de données PAGES2k, définie ici comme la médiane des temps entre des observations consécutives. (c) Disponibilité temporelle. Tirée de Emile-Geay *et al.* (2017)

## Le monde du modèle

Les paragraphes précédents s'attachaient à décrire les observations directes et indirectes. Il existe un second domaine qui permet d'étudier le climat et l'hydrologie, il s'agit des modèles. Les modèles existent à la fois pour l'hydrologie et pour la météorologie. Suivant les différents processus qu'ils résolvent, ces modèles fonctionnent sur différents domaines et à différentes résolutions spatiales (Figure 1.15) :

- large échelle, de l'ordre de la centaine de kilomètres (100-250 km) ;
- échelle régionale, de l'ordre de la dizaine de kilomètres (25-100 km) ;
- échelle locale, de l'ordre du kilomètre (1-10 km) ;
- du bassin versant (variable suivant le cours d'eau).



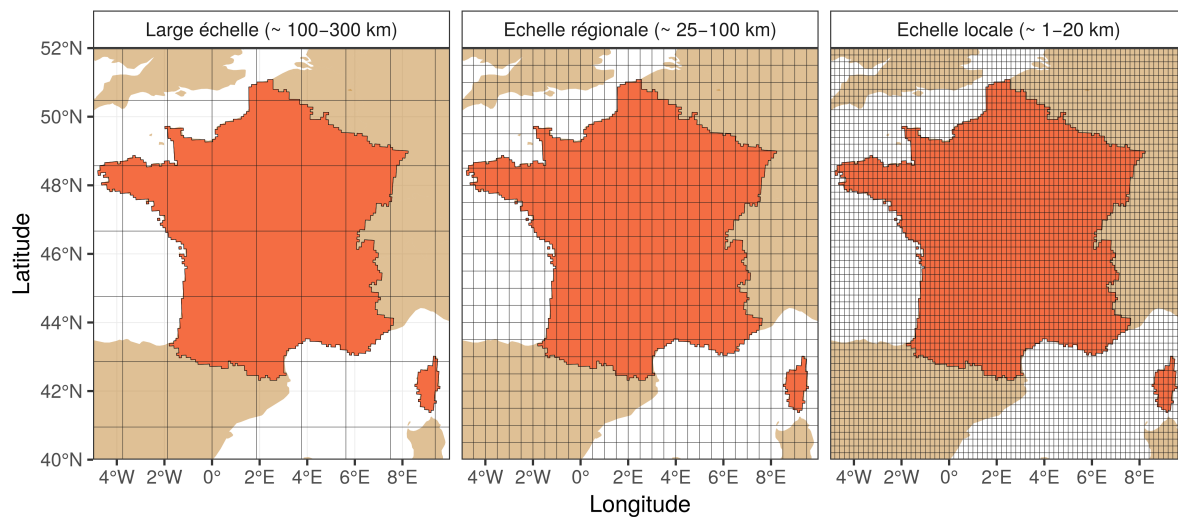


FIGURE 1.15 – Exemple de représentation graphique de trois échelles spatiales sur la France.

**Modèles de circulation générale** Les modèles de circulation générale reposent sur des équations décrivant le fonctionnement de l’atmosphère d’un point de vue physique. Ils sont forcés par différents scénarios (pour le futur) et reconstructions (pour le passé) permettant d’obtenir des simulations du climat sur une longue durée et de façon continue. Les types de forçages les plus communs sont la quantité et le type de gaz à effet de serre (liés au volcanisme et à l’activité humaine par exemple). Les modèles de circulation générale permettent d’obtenir de nombreuses variables atmosphériques de large échelle. Cependant, ces reconstructions possèdent souvent des problèmes, notamment une dérive vis-à-vis du climat réel pour de longues simulations. En effet, les conditions initiales du modèle ne sont pas remises à jour lors des simulations.

**Réanalyses** Pour compenser la dérive des modèles de circulation globale, l’une des solutions est d’assimiler des données observées ou reconstruites via des proxies. L’assimilation permet de mettre à jour l’état du modèle au cours du temps et donc de le recalculer sur une trajectoire plus réaliste. Ces longues simulations utilisant l’assimilation de données sont appelées réanalyses.

Des **réanalyses paléoclimatiques** globales existent couvrant des périodes de temps s’étendant parfois sur le millier d’années avec des pas de temps de l’ordre du mois, de l’année ou même de la décennie. Ces réanalyses paléoclimatiques assimilent différents types de proxies, soit pour : (1) contraindre l’état du modèle (Goosse *et al.*, 2009, 2010; Mathiot *et al.*, 2013; Dubinkina *et al.*, 2011), (2) sélectionner le membre qui semble le plus en accord avec les proxies (Goosse *et al.*, 2006), ou (3) contraindre un ensemble a posteriori, qu’il soit produit par un modèle (Bhend *et al.*, 2012; Steiger *et al.*, 2014) ou par un rééchantillonnage aléatoire de la climatologie (Hakim *et al.*, 2016).

Les **réanalyses atmosphériques** fournissent des variables à l’échelle journalière ou infra-journalière et couvrent des périodes variables, une trentaine d’années (ERA-Interim, Dee *et al.* 2011, MERRA-2, Gelaro *et al.* 2017), une soixantaine d’années (NCEP/NCAR, Kalnay *et al.* 1996). La longueur des réanalyses est souvent conditionnée par le type de données assimilées. En effet, les plus courtes d’entre elles assimilent des données satellites et en altitude alors que les plus longues n’intègrent que des données de surface.

Récemment, plusieurs réanalyses couvrant l’ensemble du  $xx^e$  siècle utilisant des modèles de circulation générale et un système d’assimilation ont permis d’obtenir des informations de large échelle sur l’évolution du climat de façon continue et à un pas de temps fin de 6h à 24h.

Parmi ces réanalyses, on peut citer :

- 20CR (Compo *et al.*, 2011) assimilant uniquement des observations de pression de surface ;
- ERA-20C (Poli *et al.*, 2016) assimilant des observations de pression en surface et des mesures de vent à la surface de la mer ;
- CERA-20C (Laloyaux *et al.*, 2018) utilisant un couplage entre un modèle atmosphérique et un modèle océanique.

Bien que permettant d'améliorer nos connaissances du climat passé, les réanalyses évoquées précédemment possèdent une faible résolution spatiale, de l'ordre de la centaine de kilomètres, ce qui limite leur utilisation dans les applications locales. Il faut également noter que ces réanalyses climatiques n'ont jusqu'à présent pas leur équivalent hydrologique, notamment du fait de la résolution des processus hydrologiques qui s'opèrent à des échelle plus fines.

**Méthodes de descente d'échelle** Afin d'obtenir des variables climatiques locales, une descente d'échelle peut être appliquée aux réanalyses ou aux sorties des modèles climatiques à large échelle.

La **descente d'échelle dynamique** repose sur un modèle régional de climat forcé par les sorties de la réanalyse ou du modèle climatique à large échelle. Un modèle régional de climat s'appuie sur des principes identiques aux modèles climatiques globaux mais résout les processus à une échelle plus fine. La résolution spatiale du modèle permet d'obtenir des variables météorologiques à l'échelle kilométrique. L'avantage de ce type de méthodes est la conservation de la cohérence entre les variables mais aussi leurs cohérences temporelle et spatiale qui sont induites par la physique du modèle. Cependant, les processus régissant le climat à l'échelle régionale restent complexes et des erreurs sont présentes dans la représentation des processus, notamment sur les variables dépendant de conditions très locales comme les précipitations. Sur l'Europe, des réanalyses globales, telle que ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) ont été utilisées pour forcer des modèles régionaux dans le cadre de projet européen EURO-CORDEX (Kotlarski *et al.*, 2014). La réanalyse long terme 20CR a également fait l'objet d'une descente d'échelle dynamique pour reproduire des événements extrêmes anciens (en Suisse Stucki *et al.*, 2015), mais aussi de longues périodes (sur les États-Unis Misra *et al.*, 2013).

La **descente d'échelle par analogie** fait quant à elle partie des méthodes de descente d'échelle statistique (Fowler *et al.*, 2007). L'hypothèse principale sous-jacente est qu'une situation atmosphérique identique mène à des situations locales similaires (Lorenz, 1969). Le lien entre une archive de variables de large échelle et une archive de variables locales est caractérisé par différentes méthodes sur une période de calibration où les deux jeux de données sont disponibles (souvent une période récente). Une fois que ces liens sont établis, il est possible de déterminer les variables locales uniquement à l'aide de données à large échelle. Ce type de méthode est employée dans de nombreux contextes, notamment pour la prévision à court terme (Bellier, 2018), les changements climatiques futurs (Dayon *et al.*, 2015) et des reconstructions du passé (Dayon *et al.*, 2015; Kuentz *et al.*, 2015; Brigode *et al.*, 2016; Caillouet *et al.*, 2019).

**Modèle hydrologique** Les différentes méthodes présentées précédemment avaient notamment pour but d'obtenir des chroniques de variables météorologiques suffisamment fines pour être utilisées dans des modèles hydrologiques. Ces modèles vont venir reproduire la relation pluie-débit existante au sein des bassins versants. Il existe une multitude de modèles hydrologiques, les classifications se basant généralement sur la spatialisation (modèle distribué, semi-distribué ou global), sur les représentations des processus (à base physique, conceptuelle ou empirique) ainsi que sur la temporalité (sub-horaire, horaire, journalier, mensuel, annuel). Les deux modèles les plus utilisés en France pour la reconstitution hydrologique du passé sont :

- Modcou (Ledoux *et al.*, 1989), un modèle conceptuel distribué qui utilise un système de routage ainsi qu'une simulation explicite des aquifères sur une partie de la France et fonctionnant à une résolution variable de 1 à 8 km de côté. Les données d'entrée de Modcou

sont fournies par le modèle de surface Isba (Noilhan et Planton, 1989; Mahfouf et Noilhan, 1991). Le modèle de surface est lui-même forcé par de nombreuses variables météorologiques (vent, température, humidité spécifique, précipitations, rayonnements visible et infrarouge).

- la suite GR (Perrin *et al.*, 2003; Le Moine, 2008; Pushpalatha *et al.*, 2011), un ensemble de modèles empiriques globaux qui nécessitent en entrée uniquement des données de précipitations et d'évapotranspiration, voire de température si un module de neige est utilisé (Valéry *et al.*, 2014a,b).

Il existe donc une multitude d'outils permettant d'étudier le climat et l'hydrologie dans le passé. Cependant, dans le cas de cette thèse, il est important de noter quelques contraintes sur le type de méthodes que l'on peut utiliser : (1) le territoire d'étude est la France, (2) la temporalité souhaitée des reconstructions est journalière, (3) l'échelle spatiale est de l'ordre du kilomètre, et (4) les variables d'intérêt sont celles du cycle de l'eau (précipitations, température, évapotranspiration, débit, niveau de nappe, etc.). Ces quelques considérations limitent grandement le type de méthodes et de modèle envisageable. Différentes études existant possédant le même type de contraintes, elle sont présentées dans la section suivante.

#### 1.1.4 Reconstructions climatiques et hydrologiques locales en France

Des variables météorologiques locales sur la France (ou une partie de la France) ont été reconstruites à l'aide de méthodes de descente d'échelle par analogie. Ces reconstructions utilisent en entrée des réanalyses atmosphériques à large échelle couvrant l'ensemble du XX<sup>e</sup> siècle. Certaines d'entre elles incorporent également de l'information provenant d'observations in situ, soit directement dans la descente d'échelle, soit a posteriori pour corriger leurs reconstructions climatiques. Ces longues chroniques météorologiques ont ensuite été utilisées en entrée de différents modèles hydrologiques pour créer des reconstructions hydrométéorologiques continues sur de longues périodes de temps.

##### Les reconstructions SCOPE Climate et SCOPE Hydro

En France, la méthode SCOPE (Caillouet *et al.*, 2016, 2017) a permis de reconstruire un jeu de données météorologiques ensembliste (SCOPE Climate Caillouet *et al.*, 2019) sur une grille de 8 x 8 km couvrant la période 1871-2012. Ces reconstructions reposent sur l'application d'une descente d'échelle par analogie, l'information à grande échelle provenant de la réanalyse 20CR (Compo *et al.*, 2011) et l'archive de variables locales à ré-échantillonner provenant de la réanalyse Safran (Vidal *et al.*, 2010). La méthode consiste en une succession de 6 niveaux d'analogie afin de sélectionner 25 jours analogues (Radanovics *et al.*, 2013; Ben Daoud *et al.*, 2016; Caillouet *et al.*, 2016), couplée à une correction de biais et à l'application du Schaake Shuffle (Clark *et al.*, 2004) pour retrouver une cohérence spatiale des différents membres (Caillouet *et al.*, 2017, 2019).

Le jeu de données SCOPE Climate a servi de forçage au modèle hydrologique GR6J (Pushpalatha *et al.*, 2011), un modèle global conceptuel calibré sur la période récente. En se basant sur le jeu de données obtenu – SCOPE Hydro – (Caillouet *et al.*, 2017) ont caractérisé les étiages sévères du siècle passé à l'échelle de la France (Figure 1.16). Cependant, de récentes études ont mis en avant des tendances erronées au sein des réanalyses à large échelle, notamment la 20CR (Krueger *et al.*, 2013; Oliver, 2016), probablement provoquées par les changements de densité du réseau d'observation. Pour corriger ces problèmes, il est possible de prendre en compte d'autres sources d'informations provenant, par exemple, de mesures au sol telles les précipitations et températures. Au sein de la méthode SCOPE, aucune observation in situ n'est utilisée pour contraindre la sélection des jours analogues ou bien pour corriger les reconstructions a posteriori. Ce n'est pas le cas d'autres reconstructions françaises.

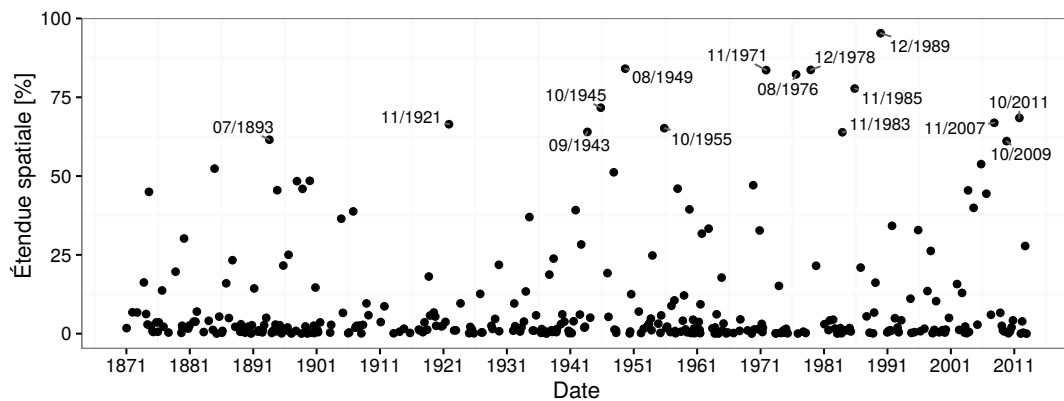


FIGURE 1.16 – Étendue spatiale maximale des événements spatio-temporels d'étiage extrême sur la période 1871-2012 sur les 662 bassins versants de l'étude (Caillouet, 2016). Les points représentent la médiane des 25 étendues.

### La méthode ANATEM

La méthode ANATEM (ANalogues + TEMoin, Kuentz *et al.* 2015) combine (1) de l'information à l'échelle synoptique via une descente d'échelle de la réanalyse 20CR et (2) une chronique observée de précipitations et de température – chronique témoin – pour reconstruire les variables à l'échelle d'un bassin versant. La descente d'échelle de la réanalyse 20CR basée sur le principe d'analogie ré-échantillonne la réanalyse SPAZM (Gottardi *et al.*, 2012) pour reconstituer les variables météorologiques locales. Cette méthode a été appliquée sur la période 1883-2010 pour reconstituer des séries de températures et de précipitations sur 22 sous-bassins versants de la Durance.

La méthodologie ANATEM a mis en avant l'intérêt de contraindre des reconstructions provenant d'une descente d'échelle par des séries d'observations. Cependant, les stations utilisées sont souvent situées loin du bassin versant reconstruit, ce qui limite l'apport des observations, notamment pour les précipitations. Par ailleurs, ces reconstructions prennent en compte les incertitudes liées à la descente d'échelle en utilisant plusieurs jours analogues. Cependant, l'incertitude des séries climatiques témoins n'est pas prise en compte lors de la fusion avec l'ensemble des analogues.

Les reconstructions obtenues ont également été utilisées comme entrée du modèle hydrologique MORDOR (Garçon, 1996). Il s'agit d'un modèle hydrologique global et conceptuel calé durant la période récente sur chacun des bassins versants. La modélisation utilisant les forçages ANATEM et le modèle MORDOR ont permis par exemple d'étudier la variabilité multi-décennale des débits sur 8 sous-bassins versants de la Durance depuis 1880 (Figure 1.17).

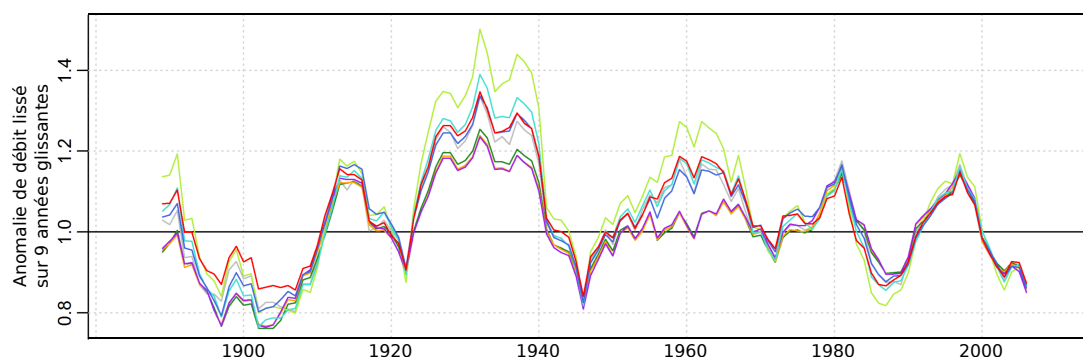


FIGURE 1.17 – Anomalies de débits reconstitués (ANATEM) en 8 points du bassin de la Durance (Kuentz, 2013).



## Les reconstructions France-CM et Seine-CJM

Les reconstructions produites par Bonnet *et al.* (2017) prennent en compte des informations provenant des réanalyses 20CR/ERA-20C à l'aide d'une descente d'échelle par analogie (Dayon *et al.*, 2015). La descente d'échelle utilise la réanalyse Safran comme archive locale pour ré-échantillonner des variables journalières locales sur la France depuis le début du xx<sup>e</sup> siècle. À la fin de la descente d'échelle, 10 jours analogues sont sélectionnés pour chaque jour reconstruit. En associant temporellement ces 10 membres de façon aléatoire, une multitude de trajectoires peuvent ainsi être créées. Pour l'étude de Bonnet *et al.* (2017), leur nombre est de 5000. La seconde étape consiste à intégrer de l'information provenant de stations météorologiques, les séries homogénéisées mensuelles (Moisselin *et al.*, 2002). Pour cela, l'erreur quadratique moyenne est calculée entre chacune des 5000 trajectoires et les valeurs aux stations disponibles chaque mois. La trajectoire qui minimise l'erreur quadratique moyenne est ensuite sélectionnée sur chaque mois. Cette opération est réalisée de façon conjointe pour les précipitations et les températures en donnant un poids identique à l'erreur quadratique moyenne de chaque variable. La reconstruction obtenue est nommée France-CM (France Contrainte Mensuelle). Cette contrainte intégrée au sein de la méthode descente d'échelle permet d'obtenir des reconstructions cohérentes spatialement à l'échelle de la France. Cependant, la sélection d'une seule des trajectoires ne permet pas de caractériser l'incertitude associée à ces reconstructions climatiques. De plus, la contrainte appliquée ne prend pas en compte les erreurs au sein des séries mensuelles de référence.

Les reconstructions France-CM ont ensuite été utilisées comme forçage de la chaîne ISBA-MODCOU fonctionnant à une échelle de 8 x 8 km (Habets *et al.*, 2008). Cette chaîne de modélisation se compose du schéma de surface ISBA et du modèle hydrogéologique MODCOU évoqués précédemment. Ce modèle en grande partie non calibré permet d'obtenir des reconstructions de débits sur les bassins versants suffisamment grands. Les reconstructions couvrant la période 1900-2005 ont notamment été utilisées pour caractériser les variations multi-décennales de la Loire sur différentes saisons (Bonnet *et al.*, 2017). Une autre reconstruction couvrant uniquement le bassin versant de la Seine a également été réalisée, remontant cette fois-ci jusqu'en 1850 (Bonnet, 2018). Dans cette reconstruction, la contrainte par les observations in situ est effectuée à la fois au pas de temps mensuel mais également au pas de temps journalier. Cette reconstruction est nommée Seine-CJM (Seine Contrainte Journalière et Mensuelle). La chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU forcée par ces nouvelles reconstructions météorologiques a permis d'étudier les débits de la Seine en différents points de son bassin versant et notamment leurs variations multi-décennales (Figure 1.18).

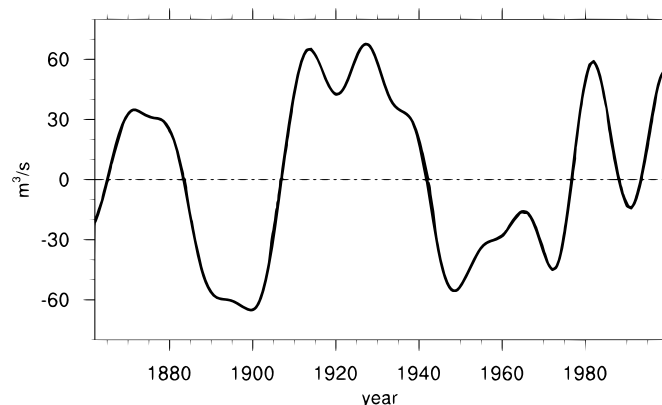


FIGURE 1.18 – Anomalies annuelles filtrées du débit moyen de la Seine à Paris obtenues avec les reconstructions météorologiques Seine-CJM (Bonnet, 2018). Un filtre de Lanczos est utilisé, avec une fenêtre de 21 ans.

## Résumé des caractéristiques des différentes reconstructions hydrométéorologiques

Le Tableau 1.2 résume les caractéristiques des différentes reconstructions hydrométéorologiques qui existent sur le territoire français. Bien qu'enrichissant largement les connaissances sur l'évolution du climat et de l'hydrologie au cours du XX<sup>e</sup>, ces reconstructions possèdent une ou plusieurs lacunes. En particulier, on peut noter que (1) l'incertitude des reconstructions n'est parfois pas explicitement représentée, (2) l'incertitude des observations n'est pas considérée, (3) les reconstructions sont parfois limitées à un territoire restreint, (4) l'incertitude liée au modèle hydrologique n'est jamais prise en compte, et (5) aucune n'intègre des données hydrométriques pour contraindre les reconstructions hydrologiques. Les points énumérés ci-dessus peuvent être problématiques notamment lors d'une reconstitution d'événements extrêmes et pour une étude de la variabilité multi-décennale.

Tableau 1.2 – Caractéristiques des différentes reconstructions hydrométéorologiques en France.

		SCOPE Climate/Hydro <sup>1</sup>	ANATEM <sup>2</sup>	FRANCE-CM <sup>3</sup>	Seine-CJM <sup>4</sup>
Climat	Étendue spatiale	France	Bassins versants de la Durance	France	Bassin versant de la Seine
	Incertainitude sur les reconstructions	Oui (ensemble)	Oui (ensemble)	Non	Oui
	Intégration d'observation	Non	Oui	Oui	Oui
	Incertainitude sur les observations	-	Non	Non	Non
	Pas de temps de l'intégration des observations	-	Journalier	Mensuel	Journalier et mensuel
Hydrologie	Étendue spatiale	662 bassins versants	Bassins versants de la Durance	France	Bassin versant de la Seine
	Incertainitude sur les reconstructions	Oui (ensemble)	Oui (ensemble)	Non	Non
	Incertainitude du modèle hydrologique	Non	Non	Non	Non
	Intégration d'observation	Non	Non	Non	Non

<sup>1</sup> Caillouet *et al.* (2019) et Caillouet *et al.* (2017); <sup>2</sup> Kuentz *et al.* (2015); <sup>3</sup> Bonnet *et al.* (2017);

<sup>4</sup> Bonnet *et al.* (2017)

## 1.2 Données

Alors que la section précédente abordait les différents aspects et méthodes de reconstruction du climat et de l'hydrologie, cette section présente en détail les différents jeux de données utilisés au cours de cette thèse.

### 1.2.1 Données climatiques

#### Séries mensuelles de référence

Les séries mensuelles de référence (SMR 1900 Moisselin *et al.*, 2002) sont un jeu de données d'observations au pas de temps mensuel de précipitations et température, couvrant la période entre 1900 et 2000. Ces séries ont fait l'objet d'une homogénéisation permettant de prendre en compte les ruptures provoquées par un changement dans l'instrumentation et/ou un déplacement de la station. La méthode PRODIGE développée par Caussinus et Mestre (2004)

a été appliquée pour l'homogénéisation. Elle utilise des stations voisines pour la détection des inhomogénéités. Ce jeu de stations contient 332 stations de précipitations et 88 stations de températures (Figure 1.19). Leur répartition spatiale est en partie expliquée par l'application de la méthode PRODIGE qui nécessite plusieurs stations proches pour déterminer les ruptures.

Les séries mensuelles de référence seront utilisées pour évaluer les variations multi-décennales des réanalyses climatiques produites ainsi que leurs tendances long-termes.

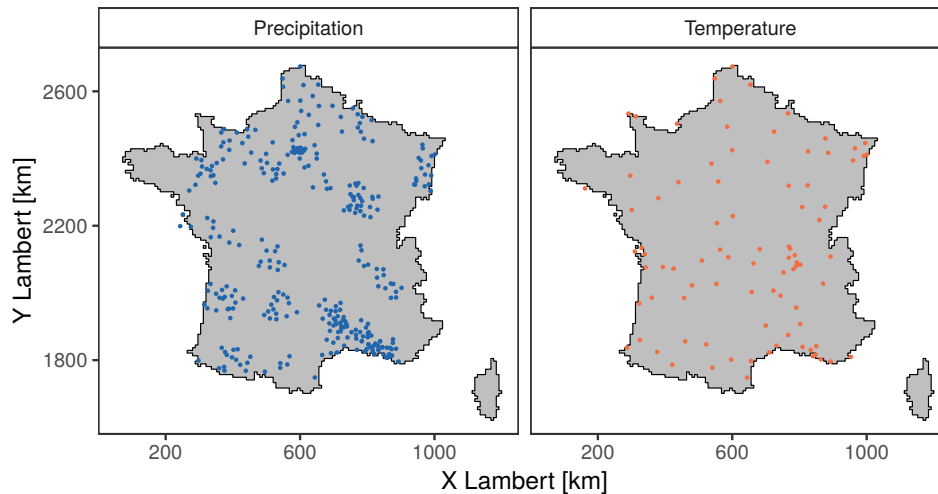


FIGURE 1.19 – Localisation des stations homogénéisées disponibles sur la période 1900-2000 (Moisselin *et al.*, 2002).

### Global Precipitation Climatology Centre

Le jeu de données mensuel global de précipitations Global Precipitation Climatology Centre FullData Monthly V.2018 (V.8) (Schneider *et al.*, 2018), nommé GPCC dans cette étude repose sur le maillage d'observations sur une grille de 0,25 °et couvre une période s'étendant de janvier 1891 à décembre 2016. Ce produit utilise uniquement des stations d'une longueur supérieure à 10 ans afin d'interpoler des anomalies à la climatologie. GPCC possède une base de données conséquente, avec 6000 stations au début de la période et 53 000 à la fin. Un contrôle qualité est effectué avant d'utiliser les mesures en se basant sur les cumuls mensuels de précipitations. Ce contrôle repose sur des inter-comparaisons entre plusieurs bases de données.

La création du produit maillé à partir des observations aux stations repose sur 3 étapes successives (Schneider *et al.*, 2014) : (1) les anomalies par rapport à la climatologie sont interpolées sur une grille de points régulières, (2) l'anomalie moyenne de la maille est calculée en prenant en compte la fraction de terre de la maille, et (3) les anomalies calculées sont superposées à la climatologie. L'interpolation des anomalies dans GPCC est réalisée par une version modifiée de SPHEREMAP (Willmott *et al.*, 1985), une méthode d'interpolation sphérique attribuant des poids à chaque station participant à une maille et prenant en compte la distance (voir Becker *et al.* 2013 pour plus de détails). Lorsque peu de stations sont disponibles dans l'environnement proche de la maille, alors la valeur reconstruite se rapproche de la climatologie.

Les variations multi-décennales du jeu de données GPCC seront comparées à celles produites par les réanalyses climatiques produites au cours de la thèse.

### European pattern climatology

Les reconstructions mensuelles de précipitations et de températures développées par Casty *et al.* (2005, 2007) – nommées ici European pattern climatology (EPC) – reposent à la fois

sur des observations maillées mais également sur des modèles de régression statistique. Ces reconstructions fournissent ainsi des précipitations et températures mensuelles sur une maille de 0,5 ° sur l'ensemble de l'Europe. La couverture temporelle du jeu de données s'étend de janvier 1766 à décembre 2000.

Il faut noter que durant la période 1901-2000, ce sont les données de CRU TS2 (Mitchell et Jones, 2005) qui sont utilisées et non les reconstructions issues de Casty *et al.* (2005). Ce jeu de données repose sur le maillage d'observations de précipitations et de température. Dans un premier temps les inhomogénéités sont corrigées, puis les anomalies à la climatologie sont calculées chaque mois et sont interpolées sur la grille de 0,5 °. Lorsqu'aucune station n'est disponible sur une maille les stations proches/fortement corrélées sont utilisées.

Avec cette méthode, la densité du réseau ne permet pas de remonter avant 1900, et pour pallier ce problème des modèles de régression non linéaire utilisant une analyse en composante principale ont été créés en suivant les méthodes de Pauling *et al.* (2006) pour les précipitations et de Luterbacher *et al.* (2004) pour la température. Ces méthodes sont utilisées pour construire des modèles de régression entre un jeu de stations d'observations (159 pour les températures, 149 pour les précipitations) et des observations maillées, ici CRU TS2. Ces modèles sont entraînés sur la période 1901-2000. Avant 1901, les modèles calibrés sont utilisés pour reconstituer des produits maillés en prenant en compte uniquement quelques chroniques d'observations. Le minimum de stations nécessaires étant de 5, l'extension temporelle des reconstructions est limitée à la période postérieure à 1766. Un changement de comportement des variables autour de l'année 1900 peut donc apparaître du fait de la double nature de ce produit.

Les reconstructions EPC seront utilisées pour évaluer les variations multi-décennales des réanalyses climatiques produites.

## Twentieth Century Reanalysis

La Twentieth Century Reanalysis V2 (Compo *et al.*, 2011) est une réanalyse atmosphérique globale couvrant la période 1871-2012. Les données de la 20CR sont disponibles à une résolution spatiale de 2 ° et à une résolution temporelle de 6 heures entre le 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 31 décembre 2012. La 20CR assimile uniquement des observations de pression de surface provenant de l'ISPD V2 (International Surface Pressure Databank, Compo *et al.* 2010). Ces observations sont utilisées pour contraindre le modèle couplé sol-atmosphère du NCEP Global Forecast System (Moorthi *et al.*, 2001; Saha *et al.*, 2006). L'assimilation est effectuée par un dérivé du filtre de Kalman d'ensemble qui ne requiert pas de perturbation des observations, l'Ensemble Square Root Filter (Whitaker *et al.*, 2004).

Au contraire d'autres réanalyses, la réanalyse 20CR assimile uniquement des mesures de pression de surface, ceci dans le but de limiter les inhomogénéités provoquées par l'assimilation d'autres types d'observations dans la période récente, mais également de limiter les conflits avec les bilans d'eau et d'énergie de l'analyse 20CR. La réanalyse 20CR est composée de 56 membres représentant l'incertitude de la réanalyse, chacun des membres est considéré comme une simulation équiprobable du passé. Au fur et à mesure du temps, de plus en plus d'observations de pression sont assimilées dans le modèle climatique, ce qui permet une réduction de l'erreur mais aussi de l'incertitude dans les périodes proches (Compo *et al.*, 2011). En effet, en 1871, seulement 62 stations terrestres sont utilisées. Ainsi la réanalyse 20CR, comme la plupart des réanalyses, est possiblement influencée par l'évolution de la densité du réseau d'observations (Krueger *et al.*, 2013; Oliver, 2016).

Comme pour les produits précédents, les variations multi-décennales de la réanalyse 20CR seront comparées à celles des réanalyses climatiques produites au cours de la thèse.

## Observations de Météo-France

Les observations météorologiques de précipitations et de température employées dans la thèse proviennent de la base de données de Météo-France. Les variables disponibles sont le cumul journalier des précipitations ainsi que les températures minimales et maximales du jour. La Figure 1.20 permet d’appréhender l’évolution du nombre de stations de mesure de précipitations et de température sur la période 1871-2012 en France. C’est uniquement à partir de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle qu’un nombre important de stations est disponible. Avant cela, leur nombre était compris entre 500 et 1000 pour les précipitations et dans l’intervalle [0-250] pour les températures.

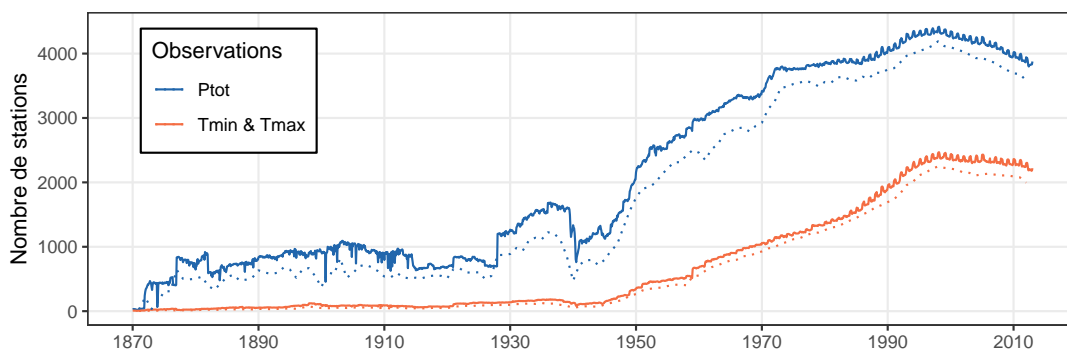


FIGURE 1.20 – Évolution du nombre de stations journalières disponibles en France entre 1871-2012 (traits plein) ainsi que du nombre de stations possédant des années complètes (traits pointillés).

Pour produire des reconstructions de qualité, notamment en termes d’incertitude, la valeur mesurée des précipitations et température observés doit être accompagnée d’une quantification de l’erreur associée. Afin de d’évaluer cette erreur, nous nous appuyons sur les travaux effectués par Météo-France et l’Organisation Météorologique Mondiale (WMO, 2014). Dans notre cas, nous considérons uniquement l’erreur liée au type de capteur utilisé et l’erreur liée à l’environnement proche de la station de mesure. Durant la période postérieure à 1999 la majeure partie des observations journalières provenant de Météo-France est accompagnée par des métadonnées concernant différentes erreurs de mesures (Tableau 1.3) :

- les erreurs liées au capteur utilisé et à la qualité de la méthode de mesure, regroupées dans la classification de performance maintenue (Leroy, 2010) ;
- l’erreur liée à la représentativité du site (Leroy et Lèches, 2014) qui prend en compte les diverses influences proches de la station (comme par exemple la présence d’arbres).

Tableau 1.3 – Écart type  $\sigma_{PM}$  adapté de Leroy (2010) pour la classification de performance maintenue et  $\sigma_{RS}$  adapté de Leroy et Lèches (2014) pour la classification de représentativité du site. Les valeurs sont données pour des moyennes journalières. Pour les précipitations, l’écart-type sélectionné correspond à la valeur maximum entre la valeur issue du pourcentage et la valeur minimum indiquée.

Écart type associés à la performance maintenue			Écart type associés à la représentativité du site		
Classe	Température	Précipitation	Classe	Température	Précipitation
A	0,1 °C	2,5 % – 0,05 mm	1	0 °C	0 %
B	0,25 °C	2,5 % – 0,01 mm	2	0 °C	2,5 %
C	0,5 °C	5 % – 0,25 mm	3	0,5 °C	7,5 %
D	0,75 °C	7,5 % – 0,375 mm	4	1 °C	12,5 %
E	1 °C	10 % – 0,5 mm	5	2,5 °C	50 %

Sur la période entre 1871 et 1999, l'unique information qui peut être reliée à la qualité de la mesure est qualitative. Il s'agit du type de station, compris entre 0 et 5. Plus le type de station est proche de zéro, plus la station est considérée comme de bonne qualité.

## Safran

Safran est une réanalyse météorologique de surface disponible au pas de temps horaire, sur une grille de 8 km, sur la France (Figure 1.21). Elle met à disposition des données de précipitations (liquides et solides), de température, d'humidité de l'air, de vitesse du vent et de rayonnement incident (visible et infrarouge). Cette réanalyse a été obtenue grâce au système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie), initialement mis en place pour fournir des données atmosphériques aux modèles de prévision dans les zones montagneuses (Durand *et al.*, 1993, 1999), puis étendu à la France entière (Quintana-Segui *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010).

Le système utilise toutes les observations disponibles au sol (température, précipitations, humidité relative, vitesse du vent et nébulosité), avec une ébauche des champs météorologiques provenant de la réanalyse à large échelle ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005). Au sein de chacune des 608 zones climatologiquement homogènes en France, un profil vertical est calculé (Figure 1.21). Les variables sont ensuite désagrégées en mailles de 8 km de côté, en prenant en compte l'orographie. L'hypothèse des zones climatologiquement homogènes permet à Safran d'être robuste même avec une densité de station faible comme en 1958. Cependant, c'est une hypothèse particulièrement forte pour les variables telles que les précipitations, qui sont fortement hétérogènes à l'échelle locale.

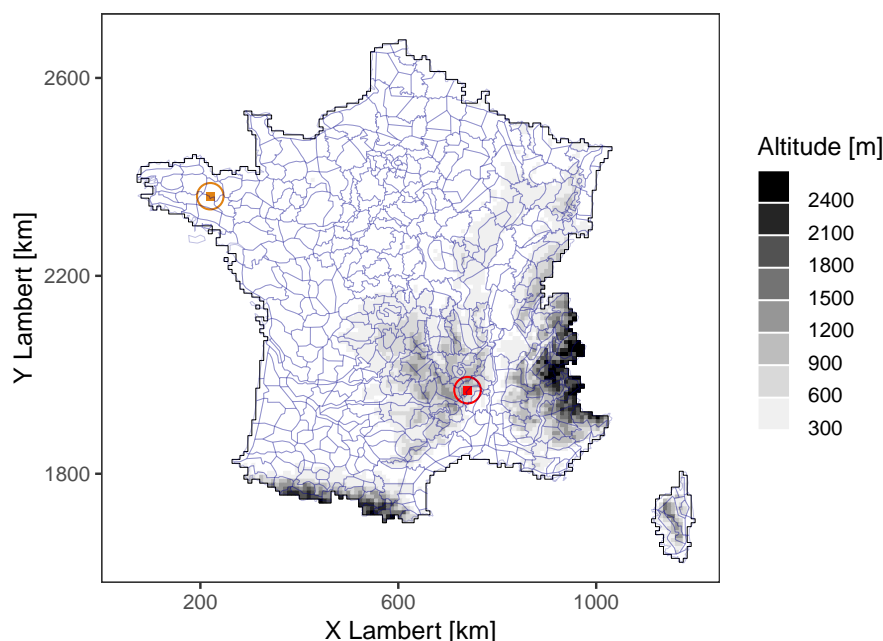


FIGURE 1.21 – Carte des zones climatologiquement homogènes utilisées dans Safran (en bleu) ainsi que l'altitude des cellules 8 x 8 km. Les carrés orange et rouge indiquent les cellules (2495 et 7548) où sont situées les stations d'études (poste 22136001 et 7154005)

La réanalyse Safran est disponible du 1<sup>er</sup> août 1958 jusqu'à nos jours et est mise à jour annuellement. Dans le cadre de cette étude, les variables utilisées sont les précipitations totales journalières, les températures moyennes journalières (provenant de la moyenne des températures

horaires) et l'évapotranspiration de référence journalière. L'évapotranspiration est calculée a posteriori en utilisant la formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965) et les variables provenant de Safran. Au cours de cette thèse, la réanalyse Safran sera utilisée pour évaluer les réanalyses climatiques produites sur la période récente.

En particulier, deux stations seront utilisées dans le chapitre 2 et le chapitre 4 pour servir d'exemple. Ces stations indiquées sur la Figure 1.21, ont été sélectionnées pour représenter deux climats différents. La première des stations (poste 22136001 dans la base de données de Météo-France) est localisée en Bretagne à une altitude de 130 m et présente un climat océanique. La cellule 2495 associée à cette station se situe à une altitude de 116 m. La seconde station (poste 7154005), située dans les Cévennes, représente un climat mélangeant les influences des zones montagnes et de la Méditerranée. Elle est implantée à 1240 m alors que la cellule associée (7548) possède quant à elle une altitude de 1165 m.

## SCOPE Climate

La méthode SCOPE (Spatially COherent Probabilistic Extended, Caillouet *et al.*, 2016, 2017) est une descente d'échelle probabiliste établissant un lien entre des situations atmosphériques de grande échelle provenant d'une réanalyse globale et des variables de surface locales. La méthode SCOPE consiste en 6 niveaux d'analogie – sur la température, la hauteur de géopotential, la vitesse verticale, l'humidité, la température de surface de la mer et la température à deux mètres – dans une approche en cascade (Stepwise, Radanovics *et al.* 2013; Ben Daoud *et al.* 2016; Caillouet *et al.* 2016, Figure 1.22) permettant de sélectionner 25 dates analogues.

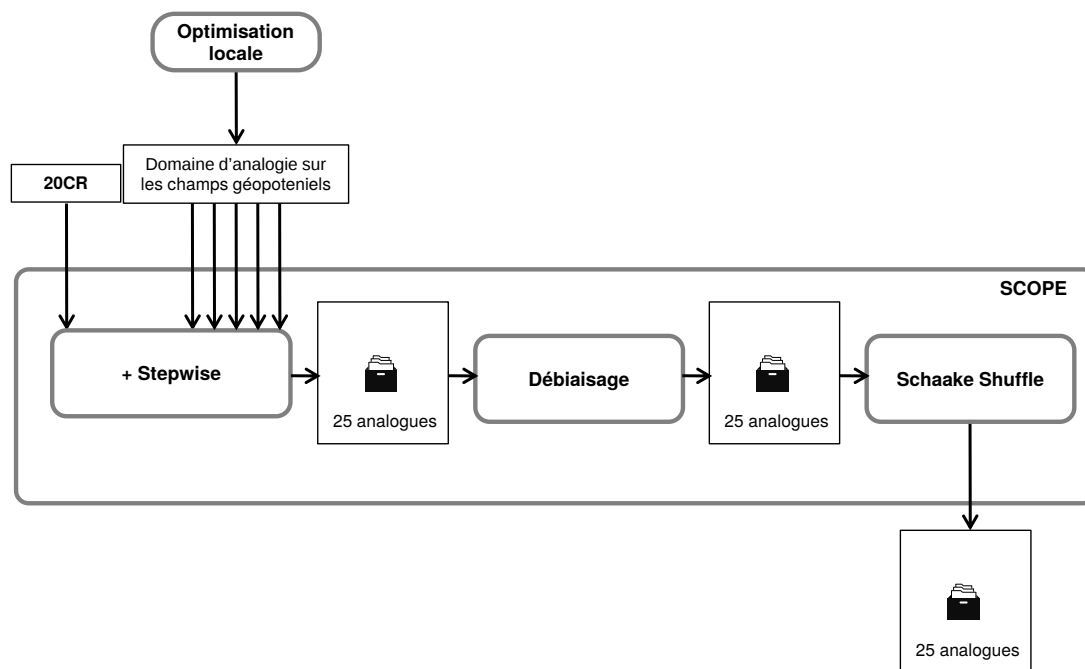


FIGURE 1.22 – Diagramme synthétique de la succession des étapes de la méthode de SCOPE (Caillouet, 2016).

Une étape de post-traitement inclut (1) la correction d'un biais sec en utilisant Safran comme référence sur la période 1958-2007 et (2) l'application du Schaake Shuffle (Clark *et al.*, 2004) pour obtenir une cohérence spatiale et inter-variables pour chaque membre (Caillouet *et al.*, 2017). La méthode SCOPE a été appliquée pour reconstruire les précipitations, température et évapotranspiration de référence de Penman-Monteith à l'échelle journalière. La moyenne des membres de la réanalyse 20CR est utilisée pour fournir les situations atmosphériques de

large échelle sur la totalité de sa période de disponibilité. Les jours analogues sont extraits de la réanalyse Safran entre 1958 et 2008. La reconstruction ensembliste possédant 25 membres produite par l'application de la méthode SCOPE, nommée SCOPE Climate (Caillouet *et al.*, 2019), est disponible sur une grille de 8 km de côté sur la période 1871-2012.

Caillouet *et al.* (2019) ont montré la bonne qualité de la reconstruction SCOPE Climate sur la période 1959-2007 en la comparant à la réanalyse Safran. SCOPE Climate montre des biais annuels faibles ainsi que des cycles saisonniers bien reproduits, sauf pour l'évapotranspiration de référence. De plus, les séries mensuelles de référence (SMR 1900) ont également été comparées à SCOPE Climate sur la période 1900-2000. L'analyse révèle une erreur quadratique moyenne faible pour les températures, soit environ 1 °C alors que Safran est à environ 0,8 °C sur la période 1957-2008. Les précipitations montrent une erreur quadratique moyenne plus importante, environ deux fois celle de Safran sur la période commune. Il faut également noter que sur la période récente les valeurs sont relativement stables, mais l'erreur a tendance à légèrement augmenter avant les années 1950 (Caillouet *et al.*, 2019). L'évolution de ces performances peut être attribuée à plusieurs facteurs/hypothèses : (1) la réanalyse 20CR n'est pas homogène en qualité dans le temps, (2) la relation entre les variables locales et les variables de large échelle n'est peut-être pas stationnaire, et (3) le débiaisage des précipitations se base sur la période de référence 1958-2008, et en dehors de la période rien ne permet d'affirmer que ce débiaisage est stable.

Caillouet *et al.* (2019) ont également mis en avant la faible performance de SCOPE Climate dans la reproduction des événements extrêmes de précipitations. En effet, de par sa méthodologie, SCOPE n'utilise que des informations provenant des situations de large échelle, il est donc difficile de reproduire les événements locaux. Enfin, l'ajout du Schaake Shuffle a permis de récupérer une cohérence des variables spatialement. Néanmoins, la cohérence temporelle des membres d'un jour à l'autre n'est pas assurée (Caillouet, 2016).

Les reconstructions SCOPE Climate seront utilisées comme ébauche afin d'assimiler des observations météorologiques.

## 1.2.2 Données hydrologiques

### Observations sur des bassins faiblement anthropisés

Les observations provenant de 662 bassins versants faiblement anthropisés (ou possédant des données naturalisées) provenant de la Banque-HYDRO<sup>1</sup> sont utilisées à différentes étapes de la thèse pour la calibration du modèle hydrologique, la validation des reconstructions mais également l'assimilation de données hydrométriques (Figure 1.23). Cette base de données gérée par le SCHAPI recueille des observations de différents organismes parmi lesquelles les DREAL (Direction Régionales de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement), les agences de l'eau, les SPC (Services de Prévision des Crues) mais aussi des compagnies telles que la CNR (Compagnie Nationale du Rhône) et EDF (Électricité De France).

Cette sélection de bassins versants provient de Caillouet (2016) et a été utilisée pour la production de reconstructions hydrologiques et l'analyse des sécheresses. Elle résulte de la fusion de deux jeux de données précédemment développés. Le premier est le réseau de référence français pour la surveillance des étiages (236 stations, Giuntoli *et al.* 2013), composé de stations possédant au moins 40 ans de données, peu ou pas d'influence anthropique sur le bassin, et une bonne qualité des données durant l'étiage. Le second jeu de données (632 stations, Catalogne 2012; Catalogne *et al.* 2014) est une sélection de stations mettant à disposition au moins 26 ans de données et possédant là aussi une bonne qualité des observations durant la période d'étiage.

Du fait des critères de sélection, les 662 bassins versants possèdent globalement des superficies assez faibles ( $< 500 \text{ km}^2$ ), avec quelques bassins plus grands (Tableau 1.4). L'altitude moyenne est très variable, les régimes des cours d'eau sont donc variés, avec la moitié des

---

1. [www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr)



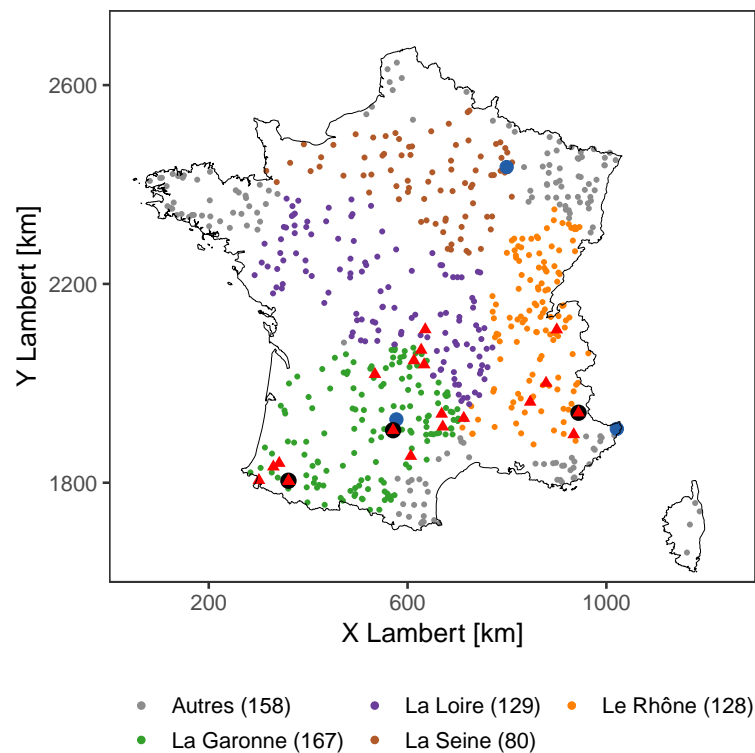


FIGURE 1.23 – Localisation des 662 bassins versants utilisés dans cette étude. Les points identifient les stations hydrométriques et les couleurs leur association avec les grands fleuves de France en se basant sur le code station (voir Tableau 1.6). Les triangles rouges indiquent les 20 bassins versants possédant les plus longues chroniques d’observations. Les ronds noirs indiquent les bassins utilisés en exemple pour la validation des reconstructions hydrologiques dans le passé, alors que les ronds bleus foncés indiquent les bassins utilisés en exemple lors de la validation de la réanalyse hydrologique.

bassins versants possédant une altitude moyenne supérieure à 400 mètres. Concernant la disponibilité des observations, la première station débute en 1904 et la majorité des stations fournit des données à partir des années 1960-1970. Les chroniques de débit observé sur ces 662 bassins versants seront utilisées pour calibrer le modèle hydrologique, mais aussi pour valider les différentes reconstructions hydrologiques produites au cours de la thèse.

Tableau 1.4 – Caractéristiques des 662 bassins versants et des stations associées.

	Min.	Q25	Médiane	Q75	Max.
Surface [km <sup>2</sup> ]	4	85	190	486	19920
Altitude moyenne [m]	25	196	411	816	2539
Année de début des obs.	1904	1961	1968	1970	1978

Afin de caractériser la qualité des différentes reconstructions hydrologiques produites, notamment avant les années 1950, vingt bassins versants sont sélectionnés pour la longue durée de leurs chroniques d’observations (Figure 1.23). Il faut noter que la majorité de ces stations se situent dans le sud de la France, et particulièrement sur les massifs montagneux (Pyrénées, Alpes, Massif central), ce qui constitue un biais important durant l’évaluation. Parmi ces stations, trois séries de mesures sur l’Ubaye à Barcelonnette, le Gave d’Oloron à Oloron-Sainte-Marie et l’Aveyron à Laguépie, seront utilisées comme exemple pour présenter les reconstructions hydrologiques à différents pas de temps (Tableau 1.5).

Tableau 1.5 – Caractéristiques des bassins versants utilisés comme exemple au cours de la thèse.

Cours d'eau	Lieu	Code	Surface [km <sup>2</sup> ]	Altitude moyenne [m]	Période d'observation
L'Ubaye	Barcelonnette	X0434010	549	2223	1904 – 2019
Le Gave d'Oloron	Oloron-Sainte-Marie	Q7002910	1085	1250	1912 – 2019
L'Aveyron	Laguépie	O5292510	1582	569	1914 – 2019
La Chée	Villotte-devant-Louppy	H5142610	113	259	1968 – 2019
L'Aveyron	Villefranche-de-Rouergue	O5192520	1042	642	1960 – 2019
La Roya	Tende	Y6614010	161	1555	1960 – 2019

En plus de ces trois stations, trois autres bassins versants seront utilisés comme exemples pour mettre en avant les caractéristiques de la réanalyse hydrologique. Il s'agit de la Chée à Villotte-devant-Louppy, de l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue et la Roya à Tende dont les caractéristiques sont décrites dans le Tableau 1.5.

### Les grands fleuves français

Les débits mesurés sur 4 grands fleuves français sont également extraits de la Banque-HYDRO (la Loire, le Rhône, la Seine et la Garonne, Tableau 1.6). À eux seuls ; ces 4 bassins versants couvrent environ 60 % du territoire métropolitain français. Leur étude permet d'appréhender les grandes variations des débits à l'échelle de la France. Cependant, au cours du temps des stations ont été déplacées ou abandonnées. Ainsi pour la Seine à Poses, deux stations se succèdent, avant et après la création des grands lacs de rétention en amont de Paris autour de l'année 1974. Pour la Garonne, c'est la station du Mas-d'Agenais qui fournit des mesures avant 1989, puis la station à Tonneins jusqu'à aujourd'hui.

Tableau 1.6 – Caractéristiques des stations hydrométriques des 4 grands fleuves. La dernière colonne décrit l'association des stations hydrométriques, suivant la première lettre de leur code Banque-HYDRO.

Nom	Surface [km <sup>2</sup> ]	Début	Fin	Lettres associées
La Loire à Montjean-sur-Loire	109930	1842	–	M/N/L/K
Le Rhône à Beaucaire	95590	1920	–	X/W/U/V
La Seine à Poses [1]	65000	1941	1974	H/I
La Seine à Poses [2]	65000	1974	–	H/I
La Garonne au Mas-d'Agenais	52000	1914	1989	O/P/Q/S
La Garonne à Tonneins	51500	1989	–	O/P/Q/S

Ces chroniques sont entachées d'erreurs de mesure de la hauteur d'eau, d'erreurs sur les courbes de tarage, et une forte influence anthropique est souvent présente même dans les périodes anciennes. Ainsi, les valeurs spécifiques des débits ne seront pas utilisées. Cependant, on peut supposer qu'à l'échelle multi-décennale les variations d'anomalies sur ces fleuves sont moins sensibles aux influences anthropiques et aux erreurs de mesures. Ces variations long terme seront donc comparées à celles des différents produits hydrologiques créés.

## Safran Hydro

La réanalyse Safran (Vidal *et al.*, 2010) et un modèle hydrologique global conceptuel pluie-débit (Pushpalatha, 2013) ont permis de reconstituer des séries de débits sur la période du 1<sup>er</sup> août 1958 au 31 juillet 2014 au sein des 662 bassins versants précédemment introduits (Caillouet *et al.*, 2017). Les variables journalières d'évapotranspiration de référence, de température et de précipitations de Safran ont été utilisées en entrée du modèle GR6J (Génie Rural à 6 Paramètres Journaliers, Pushpalatha *et al.* 2011) permettant d'obtenir des chroniques déterministes de débit au pas de temps journalier, appelées Safran Hydro.

Le modèle GR6J a été calibré sur la période du 1<sup>er</sup> janvier au 30 septembre 2006, avec comme critère le Kling-Gupta-Efficiency (KGE, Gupta *et al.* 2009) sur la racine des débits afin de donner autant de poids aux hautes eaux qu'aux basses eaux. Durant la calibration, les reconstructions présentent des performances de calage élevées (Caillouet *et al.*, 2017). En parallèle, une validation croisée est venue confirmer la bonne qualité des reconstructions Safran Hydro (Caillouet, 2016).

Ces reconstructions seront comparées, sur la période 1958-2012, aux différentes reconstructions hydrologiques produites sur les 662 bassins précédemment évoqués.

## SCOPE Hydro

Les reconstructions climatiques SCOPE Climate, disponibles au pas de temps journalier ont également permis d'obtenir des chroniques de débit ensemblistes sur la période 1871-2012 (Caillouet *et al.*, 2017). Pour ce faire, le modèle GR6J, calibré comme décrit ci-dessus, a été utilisé sur le jeu de 662 bassins versants faiblement anthropisés. Ces nouvelles reconstructions, nommées SCOPE Hydro, fournissent ainsi des chroniques de débits continues sur plus de 140 ans, ainsi qu'une incertitude associée via la propagation des 25 membres de SCOPE Climate.

Les reconstructions ont été évaluées en détails par Caillouet (2016), que ce soit durant la période de calibration du modèle ou en dehors. SCOPE Hydro a également permis de reconstituer les étiages sévères du passé (Caillouet *et al.*, 2017). Les étiages provenant de SCOPE Hydro ont montré une bonne cohérence avec d'autres sources d'information (journaux, etc.). Cependant, l'étude de ces étiages a également mis en avant un faible nombre d'étiages extrêmes durant la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Ce résultat peut être mis en relation avec les travaux de Bonnet *et al.* (2017) montrant une surestimation des pluies dans la réanalyse 20CR avant 1950 sur la France.

Les reconstructions SCOPE Hydro seront utilisées comme témoins car aucune observation n'est assimilée dans leurs forçages climatiques (SCOPE Climate). Dans un second temps, elles seront utilisées comme ébauche afin d'assimiler des observations hydrométriques.

### 1.2.3 Utilisation des divers jeux de données

Les différents jeux de données utilisés au cours de la thèse sont succinctement résumés dans le Tableau 1.7. Ce tableau présente à la fois la nature des différentes données hydrologiques et climatiques mais aussi leur étendue temporelle. L'utilisation qui en est faite au cours de cette thèse est également exposée : validation, calibration, ébauche, et assimilation.

Tableau 1.7 – Résumé des jeux de données utilisés au cours de cette thèse et de leur utilisation.

Type de données	Nom	Nature	Utilisation	Étendue temporelle
Climatique	SCOPE Climate	Reconstruction	Ébauche	1871-2012
	Stations MF	Stations	Assimilation Validation	1871-2012 (variable)
	20CR	Réanalyse	Validation	1871-2012
	EPC	Observations maillées + régression (avant 1901)	Validation	1766-2000
	GPCC	Observations maillées	Validation	1901-2010
	SMR 1900	Stations	Validation	1900-2000
	Safran	Réanalyse	Validation	1958-2016
Hydrologique	SCOPE Hydro	Reconstruction	Ébauche	1871-2012
	Stations	Stations	Calibration	1904-2012
	Banque-HYDRO		Assimilation Validation	(variable)
	Fleuves	Stations	Validation	1860-2012 (variable)
	Safran Hydro	Reconstruction	Validation	1958-2016

### 1.3 Outils de vérification

Un nombre important de scores et d'outils de vérification existe dans le monde de l'assimilation de données, de la météorologie, et de l'hydrologie. Cette courte section a pour but de présenter les scores utilisés tout au long de la thèse pour caractériser les différentes réanalyses et reconstructions produites.

#### 1.3.1 Scores ensemblistes

La référence qui sert au calcul des scores est notée *ref* pour le reste de la section. Il s'agit d'un vecteur de longueur  $M$  avec  $M$  représentant le nombre de jours/mois/années disponibles pour le calcul. Au cours de la thèse, la nature de la référence varie, passant d'observations ponctuelles à une réanalyse maillée (Safran). L'ensemble que l'on cherche à évaluer est quant à lui noté  $x \in \mathbb{R}^{M \times N}$  avec  $N$  le nombre de membres.

**Continuous Ranked Probability Score** Le premier des scores est le Continuous Ranked Probability Score (CRPS, Brown 1974), un score très largement utilisé en vérification d'ensemble puisqu'il permet de comparer un ensemble à une référence déterministe. La définition suivante est utilisée :

$$\overline{CRPS[x, ref]} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \int_{-\infty}^{\infty} [F(x) - ref]^2 dx, \quad (1.1)$$

avec  $F(x)$  la fonction de distribution cumulative de l'ensemble  $x$  et *ref* une valeur déterministe. Cette implémentation du CRPS est utilisée lorsque l'on ne possède pas d'informations précises sur les erreurs de la référence. C'est notamment le cas lorsque les reconstructions/réanalyses créées sont comparées à la réanalyse climatique Safran (chapitre 2 et chapitre 4) mais également lors de la comparaison aux mesures de débits (chapitre 3 et chapitre 4).

Cependant, dans le chapitre 2, la référence utilisée se compose de stations météorologiques de Météo-France possédant une erreur définie par des métadonnées (voir le Tableau 1.3). Dans ce cas la référence est perturbée en suivant le modèle d'erreur suivant :

$$\epsilon_{ref} = ref + \mathcal{N}(0, \sigma_{ref}) \quad (1.2)$$

avec  $\epsilon_{ref} \in \mathbb{R}^{M \times N}$  la matrice de référence perturbée et  $\sigma_{ref}$  l'écart-type d'erreur de la référence.

L'implémentation du CRPS devient alors la suivante (Radanovics *et al.*, 2018) :

$$\overline{CRPS[x, ref]} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \int_{-\infty}^{\infty} [F(x) - F(\epsilon_{ref})]^2 dx, \quad (1.3)$$

avec  $F(x)$  la fonction de distribution cumulative de l'ensemble  $x$  et  $F(\epsilon_{ref})$  la fonction de distribution cumulative de la référence perturbée.

Le CRPS est un score qui représente une erreur exprimée dans la même unité que la variable considérée. Plus la valeur du CRPS est proche de zéro, plus l'erreur est faible.

**Normalized Continuous Ranked Probability Score** Pour les débits, le Normalized Continuous Ranked Probability Score (NCRPS) est largement utilisé dans le chapitre 3 et le chapitre 4. Cette normalisation du CRPS permet de comparer des bassins versants qui possèdent des gammes de débits très différentes. Le NCRPS est défini par l'équation suivante :

$$\overline{NCRPS[x, ref]} = \frac{\overline{CRPS[x, ref]}}{\overline{ref}} \quad (1.4)$$

avec  $\overline{ref}$  la moyenne de la référence sur la période considérée lors du calcul du score. Ce score permet d'exprimer l'erreur en pourcentage. Comme pour le CRPS, une valeur de zéro signifie un accord parfait entre  $ref$  et l'ensemble  $x$ .

**Décomposition du CRPS** La décomposition du CRPS (Hersbach, 2000) est également utilisée tout au long de cette étude pour voir l'évolution de la part liée à la fiabilité (*Indice de fiabilité*) et de l'incertitude (*CRPS potentiel*) de l'ensemble. Comme expliqué par Hersbach (2000), la composante fiabilité fournit une information similaire à un histogramme de rang (Hamill, 2001). L'indice de fiabilité va augmenter lorsque la fiabilité de l'ensemble diminue. D'une façon similaire, lorsque le CRPS potentiel est élevé, cela signifie que l'incertitude de l'ensemble est élevée. Le CRPS est donc un compromis entre une bonne fiabilité et une incertitude faible :

$$\overline{CRPS} = \overline{CRPS \text{ potentiel}} + \overline{Indice de fiabilité} \quad (1.5)$$

Comme pour le CRPS, le CRPS potentiel et l'indice de fiabilité sont exprimés en unité de variable (millimètre pour les précipitations, l'évapotranspiration et les débits, degrés Celsius pour la température). Ils varient entre 0 et  $+\infty$ , des scores proches de zéros signifiant des erreurs faibles.

La décomposition du NCRPS est également utilisée dans cette thèse. Cette normalisation est identique à l'Équation 1.4 et est calculée après la décomposition du CRPS.

**Continuous Ranked Probability Skill Score** Pour comparer deux ensembles à travers une référence commune, le Continuous Ranked Probability Skill Score (CRPSS, Hamill et Whitaker 2007) est utilisé :

$$CRPSS[A, B] = 1 - \frac{\overline{CRPS[A, ref]}}{\overline{CRPS[B, ref]}} \quad (1.6)$$

avec  $A$  et  $B$  deux ensembles  $\in \mathbb{R}^{M \times N}$ . Un CRPSS supérieur à zéro signifie que l'ensemble  $A$  possède une erreur plus faible que l'ensemble  $B$ . Au contraire, un CRPSS inférieur à zéro indique

quant à lui que l'ensemble  $A$  est de moins bonne qualité que l'ensemble  $B$ . Le CRPSS est compris entre  $-\infty$  et 1.

### 1.3.2 Scores déterministes

Lors de la validation, des scores déterministes permettent également d'analyser les résultats. Si ces scores sont calculés sur des ensembles, alors le score présenté est la médiane des scores calculés sur les  $N$  membres de l'ensemble. On note  $ref$  un vecteur de longueur  $M$  contenant les valeurs de référence et  $z$  un vecteur de même longueur qui contient les valeurs d'un des membres de l'ensemble  $x$  évalué.

**Biais** Afin d'évaluer les différences moyennes entre la référence et les différents jeu de données de cette thèse, le biais est utilisé. Pour la température, le biais exprime une différence moyenne entre les vecteurs  $ref$  et  $z$  :

$$Biais[z, ref] = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (z - ref) \quad (1.7)$$

Pour l'évapotranspiration, les précipitations et les débits, le biais est divisé par la moyenne de la référence sur la période de calcul du score :

$$Biais[z, ref] = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (z - ref) \times \frac{1}{ref} \quad (1.8)$$

Le biais est donc exprimé en degrés pour la température et en pourcentage pour les autres variables. Un biais proche de zéro indique que les variables possèdent des valeurs moyennes proches sur la période considérée. Un biais positif signifie que le produit évalué ( $z$ ) a tendance à surestimer les valeurs de référence, alors qu'un biais négatif signifie que  $z$  sous-estime les valeurs de référence.

Au cours de la thèse le terme *différence moyenne* est souvent utilisé. Mathématiquement, sa définition est identique à celle du *Biais*. Cette *différence moyenne* est utilisée lorsqu'aucune information ne permet de supposer que le produit de référence  $ref$  est de meilleure qualité que le produit évalué  $z$ . La *différence moyenne* est donc le reflet de la différence entre deux produits et non un jugement de la qualité de  $z$ .

**Corrélation de Pearson** Pour mesurer la relation linéaire entre la référence et une chronique  $z$ , le coefficient de corrélation de Pearson est utilisé. Pour la suite de la thèse il est simplement dénommé corrélation. La formule suivante permet d'estimer la corrélation entre deux chroniques :

$$Cor[z, ref] = \frac{\sum_{i=1}^M (z(i) - \bar{z})(ref(i) - \overline{ref})}{\sqrt{\sum_{i=1}^M (z(i) - \bar{z})^2 (ref(i) - \overline{ref})^2}} \quad (1.9)$$

La corrélation permet de déterminer si la relation entre les deux chroniques est forte (valeur proche de 1 ou -1) ou bien si il n'y a pas de relation entre les deux (proche de 0). Ce score est utilisé pour déterminer si les séries de référence et les produits évalués possèdent une temporalité similaire.

## 1.4 L'assimilation de données

Une grande partie de cette thèse repose sur des méthodes d'assimilation de données, il est donc important d'introduire les principes et les notations utilisées tout au long du manuscrit, ainsi que les grandes distinctions parmi les méthodes existantes.

### 1.4.1 Principe général

#### Introduction

L'assimilation de données consiste à combiner des **observations** et l'état d'un **modèle** (ou **ébauche**), ainsi que leurs **incertitudes** respectives, afin d'obtenir l'état analysé ou **analyse** qui estime au mieux l'état *réel* du système (Asch *et al.*, 2016).

Un premier avantage de l'assimilation de données est de fournir des variables continues spatialement et temporellement via l'utilisation d'un modèle, contrairement aux observations. Le second avantage est d'obtenir un état du système qui est cohérent avec les observations et leurs erreurs, ce qui n'est souvent pas le cas lorsqu'on utilise un modèle non contraint, notamment sur des systèmes de grande ampleur (comme en océanographie ou en climatologie), des modèles très conceptuels, ou encore des modèles classiques mal paramétrés. Enfin, l'assimilation de données permet d'estimer l'incertitude sur l'état du système, en fonction des incertitudes sur les observations et sur l'ébauche (et le modèle).

Du fait de son efficacité, l'assimilation de données est utilisée dans de nombreux domaines des géosciences. Originellement utilisée dans le monde de la météorologie (Le Dimet et Talagrand, 1986; Houtekamer et Mitchell, 2001), elle a rapidement été appliquée en océanographie (Evensen, 1992; Blayo *et al.*, 2003; Brankart *et al.*, 2003) et plus récemment encore en hydrologie (Clark *et al.*, 2008; Weerts et El Serafy, 2006; Dimet *et al.*, 2009) ou encore en modélisation environnementale (Lauvernet, 2005).

Les buts recherchés en appliquant ces méthodes sont variés et incluent notamment :

1. la correction de l'état du système : les réanalyses ;
2. l'estimation du système au pas de temps futur : la prévision ;
3. l'estimation des paramètres du modèle ou des conditions initiales : la calibration ;
4. l'impact du réseau d'observation : pour l'optimisation.

#### Notations

Dans le cadre de l'assimilation, il existe un ensemble de variables et de notations spécifiques. L'assimilation de données vise à estimer l'état « vrai » ( $\mathbf{x}_t$ ) à l'aide d'informations a priori (le vecteur d'ébauche  $\mathbf{x}_b$ ) produit par un modèle ( $\mathcal{M}$ ) et d'une série d'observations ( $\mathbf{y}$ ). Le résultat de l'assimilation est appelé l'état analysé ( $\mathbf{x}_a$ ). Les principales variables sont décrites plus en détails ci-dessous :

- Le vecteur d'état réel  $\mathbf{x}_t$  est une version discrétisée de la réalité. Ce vecteur représente la réalité dans l'espace discrétisé où le problème est résolu ;
- Le vecteur d'état de l'ébauche  $\mathbf{x}_b$  représente quant à lui une première approximation du vecteur  $\mathbf{x}_t$ . Il est en général le résultat de la simulation d'un modèle à partir de conditions initiales ;
- Le vecteur d'état analysé  $\mathbf{x}_a$  est l'état estimé par le système d'assimilation de données ;
- Le modèle  $\mathcal{M}$  permet la projection de  $\mathbf{x}_a$  du pas de temps  $t$  au pas de temps  $t + 1$ . Dans le cadre des méthodes séquentielles, cette projection au pas de temps de  $t + 1$  est utilisée comme ébauche au temps  $t+1$  ;

- Le vecteur d'observations  $\mathbf{y}$  est un vecteur contenant les mesures. Les observations n'ont pas la même résolution spatio-temporelle que les vecteurs d'état  $\mathbf{x}_b$  et  $\mathbf{x}_a$ . De plus, l'état que l'on cherche à estimer et les observations peuvent être décrites par des variables différentes.
- L'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  permet de passer de l'espace du vecteur d'état (ébauche ou analyse) à l'espace des observations. En effet, comme décrit précédemment, ces espaces diffèrent plus ou moins selon les variables considérées. Ainsi,  $\mathbf{H}$  peut être un simple interpolateur linéaire ou un opérateur beaucoup plus complexe.
- La matrice de covariance d'erreur d'observation  $\mathbf{R}$  quantifie les erreurs associées aux observations ainsi que les liens spatio-temporels entre les erreurs d'observation (via les covariances). De manière théorique, on peut exprimer  $\mathbf{R}$  comme ceci :  $\mathbf{R} = cov(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_t), \mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_t))$ .
- La matrice de covariance d'erreur de l'ébauche  $\mathbf{P}^b$  possède la même définition que  $\mathbf{R}$  mais pour l'ébauche  $textbf{x}_b$ . On peut également exprimer  $\mathbf{P}^b$  de façon théorique :  $\mathbf{P}^b = cov(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t, \mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t)$ .
- La matrice de covariance d'erreur de l'état analysé  $\mathbf{P}^a$  permet de quantifier les erreurs liées à l'état analysé, de la même façon que pour la matrice de covariance d'erreur de l'ébauche, on a :  $\mathbf{P}^a = cov(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t, \mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t)$ .

### 1.4.2 Principale division des méthodes d'assimilation

Une variété importante de méthodes existe dans le monde de l'assimilation de données (Figure 1.24). De façon générale, on peut décrire les méthodes d'assimilation de données en distinguant les classes statistiques et variationnelles qui ont été développées historiquement dans des domaines différents (météorologie et océanographie). Alors que l'approche statistique, basée sur la théorie de l'estimation, va chercher à réduire la variance de l'état analysé (à partir d'une distribution a priori), l'approche variationnelle, basée sur la théorie du contrôle optimal,

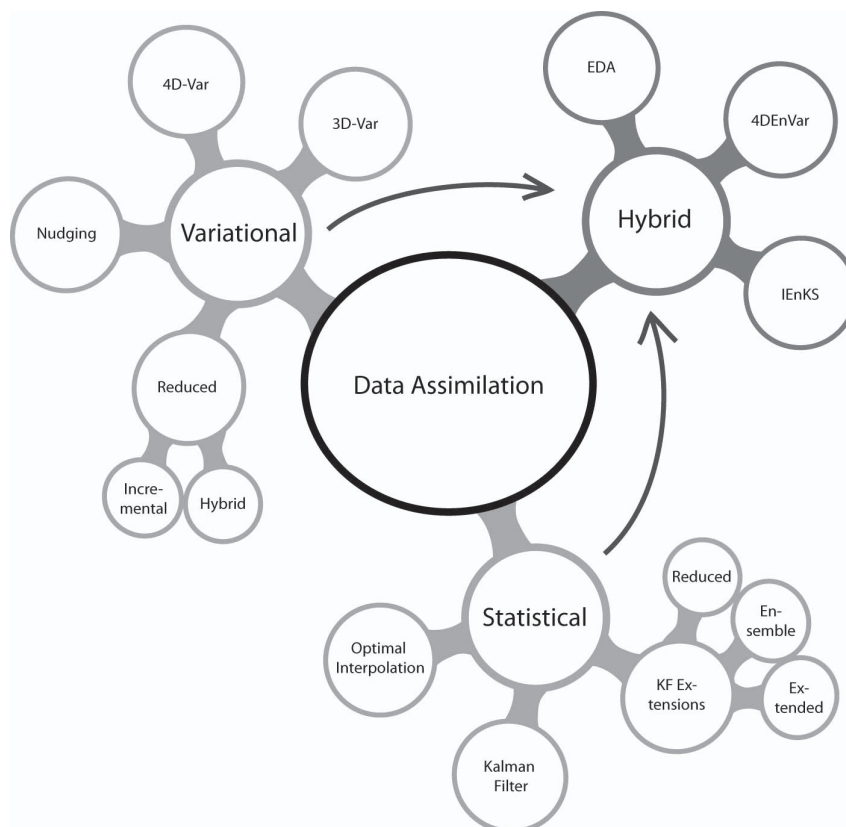


FIGURE 1.24 – Classification des méthodes d'assimilation de données (Asch *et al.*, 2016).



aura pour but de trouver le minimum d'une fonction coût représentant l'écart entre la variable simulée et les observations. Cependant, cette distinction est arbitraire et les deux méthodes sont équivalentes dans un contexte optimal. Une tendance actuelle consiste également à hybrider les méthodes ensemblistes et variationnelles afin de tirer avantages des deux méthodes. Par exemple, la réanalyse météorologique long terme CERA-20C (Laloyaux *et al.*, 2018) combine l'estimation des covariances d'erreurs par un ensemble (stochastique), mais produit l'analyse en utilisant un schéma déterministe (variationnel). Une brève description des deux familles est présentée dans les paragraphes suivants. Pour plus de détails le lecteur peut se tourner vers Asch *et al.* (2016) et Carrassi *et al.* (2018), qui discutent des similarités, des différences et des méthodes d'hybridation existantes dans le domaine des géosciences.

## Méthodes variationnelles

Les méthodes variationnelles ont originellement été utilisées pour estimer les conditions initiales en météorologie (Le Dimet et Talagrand, 1986). Elles sont basées sur la théorie du contrôle optimal et consistent à résoudre un problème inverse pour minimiser une fonction coût, représentant la somme des écarts entre les observations et l'ébauche, pondérés par les incertitudes associées (Le Dimet et Talagrand, 1986).

Une fonction coût qui décrit l'écart entre la variable d'état et les observations est définie de la façon suivante :

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{P}^{b-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + (\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathcal{M}(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathcal{M}(\mathbf{x})) \quad (1.10)$$

La première partie de l'équation permet de prendre en compte l'information provenant de l'ébauche (information a priori) alors que la seconde partie présente l'écart aux données observées. Le but est donc d'estimer  $\mathbf{x}_a$  qui minimise la fonction  $J$  et satisfait l'équation suivante :

$$\mathbf{x}_a = \operatorname{argmin} (J(\mathbf{x})) \quad (1.11)$$

Pour cela, on résout un système combinant le modèle et le modèle adjoint qui permet de calculer le gradient de la fonction coût de façon exacte et de déterminer ainsi son minimum.

Parmi les méthodes variationnelles couramment utilisées, on peut citer le 3D-Var (3 Dimensional VARIational assimilation, Lorenc 1981) et le 4D-Var (4 Dimensional VARIational assimilation, Le Dimet et Talagrand 1986) qui inclut la dimension temporelle dans le problème inverse. Ces méthodes ne sont pas détaillées dans le manuscrit, mais on peut se référer à Asch *et al.* (2016) pour plus d'information.

## Méthodes de filtrage

Les méthodes de filtrage sont basées sur la théorie de l'estimation, reposant notamment sur l'approche bayésienne. Ces méthodes visent à réduire l'incertitude dans l'état analysé obtenu a posteriori. Les méthodes de filtrage incluent les dérivés du filtre de Kalman (1960) reposant sur une description de la densité de probabilité via les deux premiers moments, mais également le filtre particulaire (Arulampalam *et al.*, 2002) qui décrit la densité de probabilité par un ensemble de particules. On s'intéressera ici uniquement aux méthodes de type filtre de Kalman.

On peut écrire les deux étapes qui composent une interpolation optimale dans le contexte du filtrage de la manière suivante, avec  $t$  l'indice du temps :

1. Étape d'analyse

$$\mathbf{x}_a(t) = \mathbf{x}_b(t) + \mathbf{K}(\mathbf{y}(t) - \mathbf{H}\mathbf{x}_b(t)) \quad (1.12)$$

avec  $\mathbf{K}$  le gain de Kalman qui prend en compte à la fois les erreurs sur les observations et le vecteur d'état d'ébauche afin de donner un poids plus important à l'un ou à l'autre :

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^b \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \mathbf{P}^b \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (1.13)$$

## 2. Étape de projection

$$\mathbf{x}_b(t+1) = \mathcal{M}(\mathbf{x}_a(t)) \quad (1.14)$$

Il faut alors noter un certain nombre d'hypothèses de résolution dans la méthode de filtrage, les principales étant que (1) les biais des erreurs d'ébauche et des erreurs d'observations sont nuls, et (2) les erreurs d'observation ne sont pas corrélées aux erreurs d'ébauche. De plus, dans le cas où les erreurs sont gaussiennes et  $\mathbf{H}$  et  $\mathcal{M}$  sont linéaires, alors  $\mathbf{x}_a$  est aussi l'analyse la plus probable (*maximum likelihood estimator*) et les solutions du 4D-Var et du filtre de Kalman sont alors identiques.

Le filtre de Kalman originel n'est pas adapté aux problèmes à grande dimension, et n'est valide que dans un contexte linéaire. Cependant, des adaptations permettent d'utiliser les méthodes de filtrage dans des domaines de grande dimension comme en océanographie et en météorologie, ainsi que dans des contextes non linéaires. Parmi les nombreuses méthodes de filtrage, les plus couramment utilisées dans les géosciences sont le filtre de Kalman étendu (Evensen, 1992), les filtres de rangs réduits (Pham, 2001; Brasseur et Verron, 2006), et le filtre de Kalman d'ensemble (Evensen, 2003).

1.4.3 Assimilation *online* et assimilation *offline*

Que ce soit dans les méthodes déterministes ou stochastiques, on peut distinguer deux cas :

1. L'assimilation *online*, qui utilise un modèle pour transposer l'analyse d'un pas de temps au suivant, et qui constitue l'approche la plus utilisée dans de nombreux domaines des géosciences. Cette approche permet de conserver l'impact de l'assimilation des observations lors de la propagation au pas de temps suivant (ou sur une fenêtre temporelle).
2. L'assimilation *offline* qui n'utilise pas le modèle de façon dynamique mais exploite les sorties du modèle. Cette seconde approche s'est originellement développée dans le domaine des réanalyses paléoclimatiques où la prédictibilité du modèle est inférieure aux pas de temps entre deux observations, et où les modèles numériques globaux sont particulièrement coûteux.

Pour illustrer ces deux groupes d'application, on se place ici dans un état de l'art non exhaustif en paléoclimatologie, qui rencontrent des problématiques similaires à cette étude.

*Online*

La Figure 1.25 représente l'approche du filtrage *online*. Elle se compose de deux étapes : une étape d'analyse et une étape de prévision via un modèle décrivant le système. La principale méthode utilisée pour l'assimilation de données *online* en paléoclimatologie est le filtre particulaire, qui consiste à sélectionner d'une des particules à la fin d'une fenêtre de temps (Crespin *et al.*, 2009; Goosse *et al.*, 2010, 2009) ou bien de ré-échantillonner de la densité de probabilité obtenue (Goosse *et al.*, 2012; Mathiot *et al.*, 2013; Mairesse *et al.*, 2013; Dubinkina *et al.*, 2011).

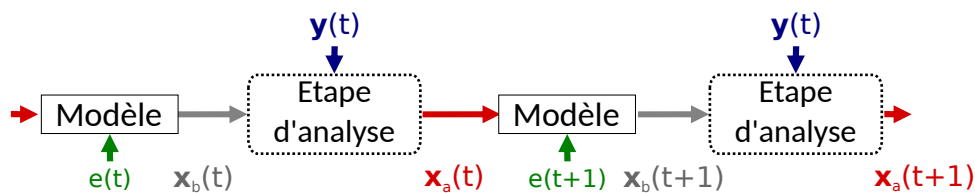


FIGURE 1.25 – Schéma des différentes étapes du filtrage *online*. Les notations sont les suivantes :  $e$  = entrées,  $\mathbf{y}$  = observations,  $\mathbf{x}^b$  = ébauche et  $\mathbf{x}^a$  = analyse.

Ces études ont mis en avant l'avantage d'utiliser différents proxies paléoclimatiques pour contraindre le modèle et produire des réanalyses de qualité. Certaines études ont également

démonstré que lorsqu'un nombre important de proxies est assimilé en même temps, le modèle n'est pas capable de suivre leurs signaux, menant à des reconstructions de piètre qualité (Mairesse *et al.*, 2013).

Des études utilisant des filtres de Kalman d'ensemble sont également présentes dans le domaine des réanalyses long terme, notamment pour la 20CR (Compo *et al.*, 2011; Whitaker *et al.*, 2004). Les travaux de Compo *et al.* (2011) ont démontré que la réanalyse globale produite est de meilleure qualité qu'une simple reconstruction utilisant uniquement le modèle.

L'approche *online* modifie donc l'état du modèle à différents pas de temps via des approches d'assimilation séquentielle. Les réanalyses obtenues se composent donc de l'ensemble des variables disponibles dans l'état du modèle. Cependant, cet avantage a un coût, puisque le calcul nécessaire pour appliquer ce type de méthode nécessite des installations numériques importantes (Compo *et al.*, 2010) ou/et l'utilisation d'un modèle climatique simplifié (Goosse *et al.*, 2010).

### Offline

Dans le cas de l'approche *offline*, l'étape de prévision n'est pas effectuée (Figure 1.26). L'étape d'analyse est réalisée à chaque pas de temps où une observation est disponible. Dans le domaine de l'assimilation paléoclimatique, Goosse *et al.* (2006) proposent l'utilisation de proxies pour sélectionner a posteriori, via une fonction coût, une reconstruction optimale. Cette approche qui se base sur des simulations déjà produites ne nécessite pas d'implémentation lourde comme dans les systèmes d'assimilation *online*.

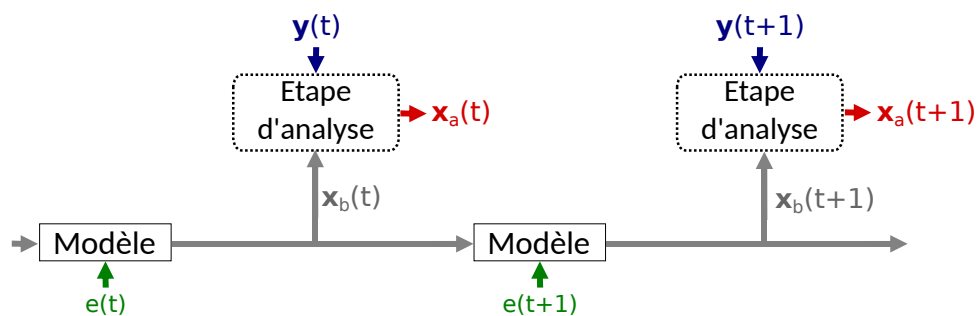


FIGURE 1.26 – Schéma du filtrage *offline*. Les notations sont les suivantes :  $e$  = entrées,  $y$  = observations,  $x^b$  = ébauche et  $x^a$  = analyse.

Une approche basée sur un filtre particulière a été testé par Annan et Hargreaves (2012). L'approche *offline* a permis de produire un nombre important de particules (10 000). Cependant, l'étude a mis en avant des effondrements de la variance sur les périodes récentes où beaucoup d'observations sont assimilées. Ce problème est commun lors de l'utilisation des filtres particuliers (Snyder *et al.*, 2008).

Récemment, en se basant sur les travaux de Bhend *et al.* (2012), plusieurs études ont proposé l'utilisation du filtre de Kalman d'ensemble *offline* pour produire des réanalyses paléoclimatiques (Steiger *et al.*, 2014; Hakim *et al.*, 2016). Ces travaux ont démontré l'intérêt des méthodes d'assimilation d'ensemble dans le contexte des réanalyses paléoclimatiques. Les résultats sont notamment très encourageants, même lorsqu'une faible densité de proxies est assimilée.

Enfin, les deux approches *online/offline* ont été appliquées et comparées sur une même période (Matsikaris *et al.*, 2015) pour la reconstruction des températures de l'hémisphère nord couvrant le dernier millénaire. Cette étude n'a mis en avant aucun avantage à utiliser les méthodes *online* lorsque la prévisibilité du modèle est inférieure au pas de temps entre deux observations assimilées.

#### 1.4.4 L'assimilation de données dans la thèse

Cette section décrit les choix effectués pour la thèse en ce qui concerne l'assimilation de données, à la fois pour la réanalyse climatique mais également pour la réanalyse hydrologique. Elle décrit également les différentes méthodes de filtrage et éléments techniques liés à l'assimilation qui se retrouvent dans de nombreux chapitres (chapitre 2, chapitre 4 et chapitre 5).

##### Quelles méthodes d'assimilation dans cette thèse ?

**Réanalyse climatique** Dans le cadre de la création de la réanalyse météorologique, le choix est fait d'assimiler les observations de précipitations et de températures de Météo-France dans les reconstructions SCOPE Climate. En effet, ce choix permet d'utiliser une ébauche qui :

1. fournit les variables d'intérêt pour l'étude du climat passé et la modélisation hydrologique (évapotranspiration, température et précipitations) ;
2. est disponible au pas de temps journalier ;
3. couvre une longue période temporelle (1871-2012) ;
4. possède une résolution spatiale suffisamment fine (8 x 8 km) ;
5. est accessible sur l'ensemble de la France ;
6. fournit une estimation de l'erreur associée (via les 25 membres).

Comme cela est visible dans le Tableau 1.2, aucun autre jeu de données ne possède des caractéristiques similaires, notamment sur l'estimation de l'erreur associée aux reconstructions.

Le choix de cette ébauche va venir influencer le type de méthodes d'assimilation qui vont être utilisées pour produire la réanalyse météorologique journalière. La création de SCOPE Climate ne repose pas sur un modèle météorologique dynamique mais sur une méthode de descente d'échelle par analogie. L'idée est donc de tirer profit de l'information présente dans SCOPE Climate et dans les observations sans propager l'analyse au pas de temps suivant. On se trouve donc dans une approche *offline* classiquement utilisée dans le domaine des réanalyses paléoclimatiques (Annan et Hargreaves, 2012; Goosse *et al.*, 2006; Bhend *et al.*, 2012; Hakim *et al.*, 2016).

Les deux grandes options qui s'offrent à nous sont donc : un filtre particulaire, ou alors un filtre d'ensemble. Les méthodes tel que le filtre particulaire, même dégénèrescent, nécessitent la création de nombreuses particules (Annan et Hargreaves, 2012; Snyder *et al.*, 2008). Or, les reconstructions SCOPE Climate n'en fournissent que 25. En revanche, plusieurs études ont montré l'efficacité des filtres de Kalman d'ensemble même lorsque l'ensemble possédait un nombre réduit de membres (Bhend *et al.*, 2012; Hakim *et al.*, 2016). Le choix est donc fait, dans le cadre de la réanalyse climatique journalière, de recourir à un filtre de Kalman d'ensemble classique (Evensen, 2003), largement utilisé dans les géosciences.

**Réanalyse hydrologique** Dans le cadre de l'hydrologie, de nombreuses méthodes d'assimilation ont été utilisées pour la prévision et le lecteur peut se tourner vers Liu *et al.* (2012) pour une revue dans ce contexte. Parmi les méthodes utilisées, on retrouve le filtre particulaire (Weerts et El Serafy, 2006) et les méthodes d'ensemble, type filtre de Kalman d'ensemble (Weerts et El Serafy, 2006; Clark *et al.*, 2008; McMillan *et al.*, 2013). Dans le cadre d'une réanalyse hydrologique de long terme on peut citer Wongchuig *et al.* (2019) qui utilisent un filtre de Kalman d'ensemble pour combiner un modèle large échelle semi-distribué et des observations hydrométriques depuis les années 1900 sur le bassin versant de l'Amazone. L'ensemble des méthodes citées utilisent des méthodes *online*. En effet, aucun travail n'a à notre connaissance évalué l'apport des observations hydrométriques dans une réanalyse *offline*.

Cette étude propose d'utiliser le modèle hydrologique GR6J et le module CemaNeige pour produire les différentes reconstructions/réanalyses. Le modèle hydrologique pourrait donc être utilisé dans le cadre de la méthodologie *online*, afin de propager aux pas de temps suivant le gain

de l'assimilation, via la modification des variables internes du modèle. Cependant, le modèle GR6J n'est pas un modèle distribué ou semi-distribué mais un modèle global qui tourne de façon indépendante sur chacun des bassins versants.

Il faut donc choisir entre :

- une assimilation *online* effectuée sur chaque bassin versant de façon indépendante. Ce qui permettrait de prolonger le gain de l'assimilation dans le temps ;
- une assimilation *offline* transférant l'information de façon spatiale au sein des 662 bassins versants, mais n'influençant pas l'état du modèle.

Dans cette thèse, le choix a été fait de se tourner vers l'assimilation *offline*. En effet, les observations hydrométriques présentes dans le passé sont constituées de chroniques locales souvent continues. Il n'y aurait donc que peu de gain à propager l'analyse temporellement. De plus, le but est de produire une réanalyse hydrologique à l'échelle de la France, dont la qualité soit élevée sur un nombre important de bassins versants et non sur quelques bassins versants possédant de longues chroniques hydrométriques. En outre, de fortes corrélations spatiales existent entre les différents bassins versants. On peut donc supposer que l'assimilation de quelques observations locales dans le passé permettra de transférer spatialement cette information aux bassins versants des alentours.

L'ébauche utilisée proviendra de la chaîne GR6J+CemaNeige forcée par la réanalyse météorologique précédemment créée. Cette ébauche de la réanalyse hydrologique sera composée de différents membres, représentant l'incertitude sur les forçages climatiques et l'incertitude modèle. Cet aspect tend encore une fois vers l'utilisation de filtre de Kalman d'ensemble. Cependant, pour la réanalyse hydrologique, un filtre de Kalman d'ensemble déterministe (Ensemble Square Root Filter Whitaker et Hamill, 2002), n'utilisant pas la perturbation des observations sera utilisé plutôt qu'un filtre de Kalman d'ensemble. En effet, l'étude de Clark *et al.* (2008) a mis en avant l'avantage du premier dans le contexte de la prévision hydrologique dans un modèle distribué.

## Équations d'analyse des filtres de Kalman d'ensemble

La section précédente a présenté les choix effectués en termes d'assimilation de données. Les deux réanalyses seront donc produites à l'aide de filtres de Kalman d'ensemble. Le but de cette partie est de décrire les deux filtres utilisés dans la thèse : le filtre de Kalman d'ensemble (EnKF, Evensen 2003) pour les réanalyses climatiques et le filtre de Kalman sous racine carrée (EnSRF, Whitaker et Hamill 2002) pour les réanalyses hydrologiques. Comme les méthodes sélectionnées suivent une approche *offline* seule l'étape d'analyse est présentée.

**Notations** On note  $N$  le nombre de membres de l'ensemble. On note l'ensemble de l'ébauche  $\mathbf{X}_b \in \mathbb{R}^{n \times N}$  avec  $n$  la taille du vecteur d'ébauche. Dans un contexte Gaussien, l'ébauche peut être définie par la moyenne de l'ensemble  $\bar{\mathbf{x}}_b$ , un vecteur de longueur  $n$ , et la matrice de covariance d'erreur de l'ébauche  $\mathbf{P}^b \in \mathbb{R}^{n \times n}$ .

Dans le cadre des deux méthodes de filtrage, la matrice de covariance d'erreur d'ébauche est estimée en utilisant la matrice de perturbation  $\mathbf{X}'_b$  :

$$\hat{\mathbf{P}}^b = \frac{\mathbf{X}'_b \mathbf{X}'_b{}^T}{N-1} \quad \text{avec} \quad \mathbf{X}'_b = \mathbf{X}_b - \bar{\mathbf{x}}_b \quad (1.15)$$

Le vecteur d'observations  $\mathbf{y}$  de longueur  $m$  contient la totalité des observations pour un pas de temps donné.

**Étape d'analyse du filtre de Kalman d'ensemble** Le filtre de Kalman d'ensemble est une méthode séquentielle d'assimilation de données reposant sur une approximation du filtre de

Kalman (Kalman, 1960). Ce filtre permet d'utiliser les méthodes de filtrage dans le cadre d'un modèle non-linéaire, contrairement au filtre de Kalman et au filtre de Kalman étendu (Evensen, 1992). Evensen (2003) a montré que pour un nombre infini de membres la solution de l'EnKF converge vers la solution du filtre de Kalman et du filtre de Kalman étendu.

Cependant, l'utilisation des observations brutes peut mener à des divergences au sein de l'EnKF (Houtekamer et Mitchell, 1998). Ainsi, dans l'EnKF, un ensemble d'observations perturbées  $\mathbf{Y} \in \mathbb{R}^{m \times N}$  est utilisé (Burgers *et al.*, 1998) :

$$\mathbf{Y} = \mathbf{y} + \boldsymbol{\epsilon} \quad (1.16)$$

avec la matrice  $\boldsymbol{\epsilon} \in \mathbb{R}^{m \times N}$  contenant l'ensemble des perturbations tirées dans une loi normale  $\mathcal{N}(0, \sigma_{obs})$ ,  $\sigma_{obs}$  représentant l'écart-type d'erreur d'observation.

L'étape d'analyse du filtre de Kalman d'ensemble est ensuite résolue par les deux équations suivantes, provenant du filtre de Kalman original (Équation 1.12 et Équation 1.13) :

$$\mathbf{X}_a = \mathbf{X}_b + \hat{\mathbf{K}}(\mathbf{Y} - \mathbf{H}\mathbf{X}_b) \quad (1.17)$$

$$\hat{\mathbf{K}} = \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (1.18)$$

avec  $\mathbf{X}_a \in \mathbb{R}^{n \times N}$  l'analyse sous forme d'un ensemble,  $\mathbf{K} \in \mathbb{R}^{m \times n}$  le gain de Kalman,  $\mathbf{H}$  l'opérateur d'observation qui projette l'ébauche dans l'espace des observations et  $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{m \times m}$  la matrice de covariance d'erreur d'observation. Dans l'EnKF,  $\mathbf{R}$  est approximée par sa représentation d'ensemble  $\mathbf{R}_e$ ,  $\mathbf{R}_e = \overline{\boldsymbol{\epsilon}\boldsymbol{\epsilon}^T}$  (Evensen, 2003).

La perturbation des observations dans le cadre de l'EnKF est discutable, car cette perturbation génère des erreurs artificielles d'échantillonnage. Il est donc possible d'utiliser une version déterministe du schéma d'assimilation comme par exemple l'Ensemble Transform Kalman Filter (Bishop *et al.*, 2001) ou l'Ensemble Square Root Filter (Whitaker et Hamill, 2002). Ces filtres déterministes ne perturbent pas les observations, mais d'autres problèmes peuvent survenir lors de leur utilisation (Evensen, 2009, Chapitre 13).

**Étape d'analyse du filtre de Kalman sous racine carrée** Les filtres de Kalman d'ensemble déterministes, appelés Square Root Filter, ont originellement été développés pour des systèmes de navigation spatiaux avec une faible capacité de calcul (Tippett *et al.*, 2003). Récemment, les Square Root Filter qui permettent d'éviter de perturber les observations se sont fortement développés. Plusieurs filtres sont apparus dans la littérature. Bien qu'équivalent mathématiquement, plusieurs résolutions existent. On pourra notamment citer l'Ensemble Transform Kalman Filter (Bishop *et al.*, 2001), l'Ensemble Adjustment Kalman Filter (Anderson, 2001), l'Ensemble Square Root Filter (Whitaker et Hamill, 2002). Une démonstration de la similarité mathématique de ces filtres ainsi qu'une revue bibliographique des filtres déterministes est effectuée par Tippett *et al.* (2003). Dans le cadre de la thèse, le filtre utilisé est l'EnSRF (Whitaker et Hamill, 2002). En effet, cette implémentation a largement été utilisée dans le domaine des paléoclimats (Bhend *et al.*, 2012; Hakim *et al.*, 2016) mais également dans des études d'assimilation de débits observés (Clark *et al.*, 2008).

L'analyse réalisée par l'EnSRF est effectuée séparément sur la moyenne de l'analyse  $\bar{\mathbf{x}}_a$  de longueur  $m$  et ses résidus  $\mathbf{X}'_a \in \mathbb{R}^{n \times N}$  :

$$\mathbf{X}_a = \bar{\mathbf{x}}_a + \mathbf{X}'_a \quad (1.19)$$

avec  $\mathbf{X}_a$  l'analyse, sous forme d'un ensemble  $\in \mathbb{R}^{n \times N}$ .

D'une part, la moyenne de l'ébauche est mise à jour en utilisant les équations du filtre de Kalman (Équation 1.12 et Équation 1.13) :

$$\bar{\mathbf{x}}_a = \bar{\mathbf{x}}_b + \hat{\mathbf{K}}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\bar{\mathbf{x}}_b) \quad (1.20)$$

$$\hat{\mathbf{K}} = \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (1.21)$$

avec  $\bar{\mathbf{x}}_b$  un vecteur de taille  $n$  contenant la moyenne de l'ébauche,  $\mathbf{K} \in \mathbb{R}^{m \times n}$  le gain de Kalman,  $\mathbf{H}$  l'opérateur d'observation qui projette l'ébauche dans l'espace des observations et  $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{m \times m}$  la matrice de covariance d'erreur d'observation.

D'autre part, les résidus de l'ébauche sont également mis à jour à l'aide d'une version modifiée du filtre de Kalman  $\tilde{\mathbf{K}}$  :

$$\mathbf{X}'_a = \mathbf{X}'_b - \tilde{\mathbf{K}} \mathbf{H} \mathbf{X}'_b \quad (1.22)$$

$$\tilde{\mathbf{K}} = \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T [(\sqrt{\mathbf{H} \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T + \mathbf{R}})^{-1}]^T \times [\sqrt{\mathbf{H} \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T + \mathbf{R} + \sqrt{\mathbf{R}}}]^{-1} \quad (1.23)$$

avec  $\mathbf{X}'_b \in \mathbb{R}^{n \times N}$  la matrice des résidus de l'ébauche et  $\tilde{\mathbf{K}} \in \mathbb{R}^{m \times n}$  le second gain de Kalman.

Le reste de la section s'attache à définir les aspects méthodologiques permettant d'obtenir des analyses de bonnes qualités lors de l'utilisation de ces filtres, notamment la localisation et la transformation gaussienne.

### La matrice de covariance d'erreur d'observation

La matrice de covariance d'erreur d'observation  $\mathbf{R}$  est ici définie comme une matrice diagonale en considérant l'hypothèse de mesures indépendantes dans l'espace, ce qui signifie que les corrélations spatiales entre les erreurs d'observations sont négligées. Cette hypothèse est commune dans les études sur l'assimilation de données (Carrassi *et al.*, 2018) et provient notamment du manque d'information disponible sur ces corrélations spatiales, ou de la complexité à gérer une matrice  $\mathbf{R}$  pleine dans des applications de grandes dimensions.

Dans le cadre de l'utilisation de méthodes de filtrage *offline* en paléoclimatologie, cette hypothèse est largement employée (Bhend *et al.*, 2012; Steiger et Hakim, 2016; Hakim *et al.*, 2016). En ce qui concerne l'assimilation de données hydrométriques *online* dans des modèles semi-distribués, de nombreuses études utilisent une matrice  $\mathbf{R}$  diagonale (Clark *et al.*, 2008; Wongchuig *et al.*, 2019; Rasmussen *et al.*, 2015).

Cependant, il faut garder à l'esprit que cette hypothèse est fautive, et des études récentes tentent de mieux prendre en compte une matrice  $\mathbf{R}$  non diagonale, par des méthodes de changements d'espaces par exemple (Chabot, 2014; Vidard, 2012).

### Les matrices de localisation

Lorsque la matrice de covariance d'erreur d'ébauche est calculée à partir d'un ensemble, comme c'est le cas dans l'EnKF et l'EnSRF, des corrélations douteuses peuvent apparaître (Hamill *et al.*, 2001; Anderson, 2012). Durant l'assimilation de données, ces corrélations apparaissent dans la matrice de covariance d'erreur d'ébauche et vont connecter deux domaines physiquement séparés, menant à une analyse erronée. Les ébauches utilisées au cours de la thèse sont des ensembles possédant un nombre de membres assez faible (par exemple 25 membres pour SCOPE Climate), cela rend donc l'assimilation particulièrement sensible à ces corrélations douteuses. En général, pour résoudre ce problème, une matrice de localisation est appliquée sur la matrice de covariance d'ébauche (Houtekamer et Zhang, 2016; Brankart, 2014). La matrice de localisation au cours de cette étude est notée  $\rho \in \mathbb{R}^{m \times m}$ .

Une fois la matrice de localisation définie, un produit de Schur – une multiplication de deux matrices élément par élément, noté  $\circ$  – est appliqué entre la matrice de localisation  $\rho$  et la matrice de covariance d'erreur d'ébauche  $\mathbf{P}^b$ . Par conséquent la définition du gain de Kalman devient :

$$\hat{\mathbf{K}} = [\rho \circ (\hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T)] [\rho \circ (\mathbf{H} \hat{\mathbf{P}}^b \mathbf{H}^T) + \mathbf{R}]^{-1} \quad (1.24)$$

La matrice de localisation repose souvent sur la distance euclidienne entre la variable d'état et les observations (Anderson, 2012) avec une distance après laquelle les observations ne sont plus prises en compte (Houtekamer et Mitchell, 1998). Une autre approche est d'utiliser des fonctions décroissantes avec la distance comme les fonctions quintiques (Gaspari et Cohn, 1999). Une autre approche consiste à construire la matrice de localisation en se basant sur les observations (Anderson et Lei, 2013). Suivant une telle approche, Perianez *et al.* (2014) prennent en compte l'erreur d'observation, l'erreur de l'ensemble, et la densité de mesure dans la création de la matrice de localisation.

La Figure 1.27 illustre ce processus en présentant la matrice de covariance d'erreur d'ébauche brute issue de SCOPE Climate. Cette matrice de covariance provient des précipitations du 3 novembre 2011, lors d'un événement de pluie intense localisé sur les Cévennes. En termes de covariances brutes (Figure 1.27, panneau de gauche), l'événement est bien visible sur les Cévennes, mais la cellule est également liée à des cellules plus lointaines comme en Bretagne. D'un point de vue météorologique, ces covariances peuvent être jugées comme douteuses. Un exemple fictif de matrice de localisation basée sur des corrélations décroissantes avec la distance (Figure 1.27, panneau du milieu) va venir filtrer ces covariances douteuses mais laisser intactes les covariances proches des Cévennes (Figure 1.27, panneau de droite).

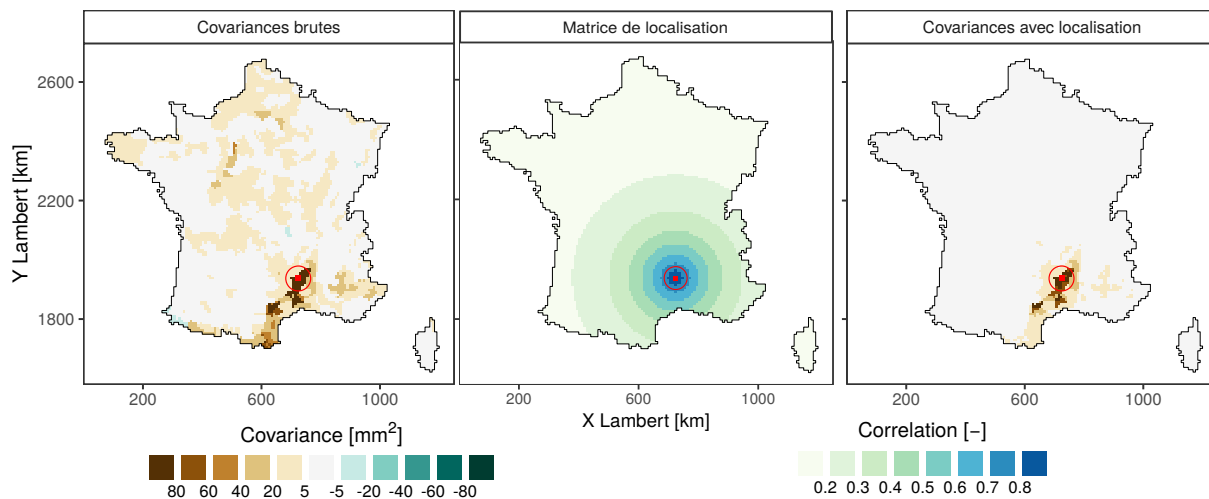


FIGURE 1.27 – Exemple des covariances d'erreur de SCOPE Climate pour le 3 novembre 2011 sur la cellule 7548, avec et sans application d'une matrice de localisation factice.

La définition de la distance de décorrélation est souvent calibrée pour produire une réanalyse de bonne qualité, que ce soit en paléoclimatologie (Bhend *et al.*, 2012) ou en hydrologie (Wongchuig *et al.*, 2019). Les définitions précédentes reposent sur l'hypothèse que l'erreur sur la variable étudiée est isotrope. Bien que cette hypothèse soit plausible pour des analyses à large échelle, elle semble peu probable dans le cadre d'une réanalyse haute résolution, notamment pour des variables telles que les précipitations ou les débits à l'échelle journalière. Dans la thèse, les différentes matrices de localisation sont donc définies en utilisant les corrélations spatiales présentes dans l'ébauche. Cette méthode permet de prendre en compte un éventuel comportement anisotrope des variables d'états. Plus de détails sur la construction de ces matrices de localisation sont fournis au début des différents chapitres.

## L'anamorphose

Les schémas d'assimilation de l'EnKF/EnSRF sont optimaux dans un contexte gaussien. Cependant, la distribution des précipitations journalières est caractérisée par un très grand nombre de zéros ainsi qu'une distribution positive et asymétrique, rendant la distribution fortement non gaussienne. La distribution des débits journaliers suit également une distribution



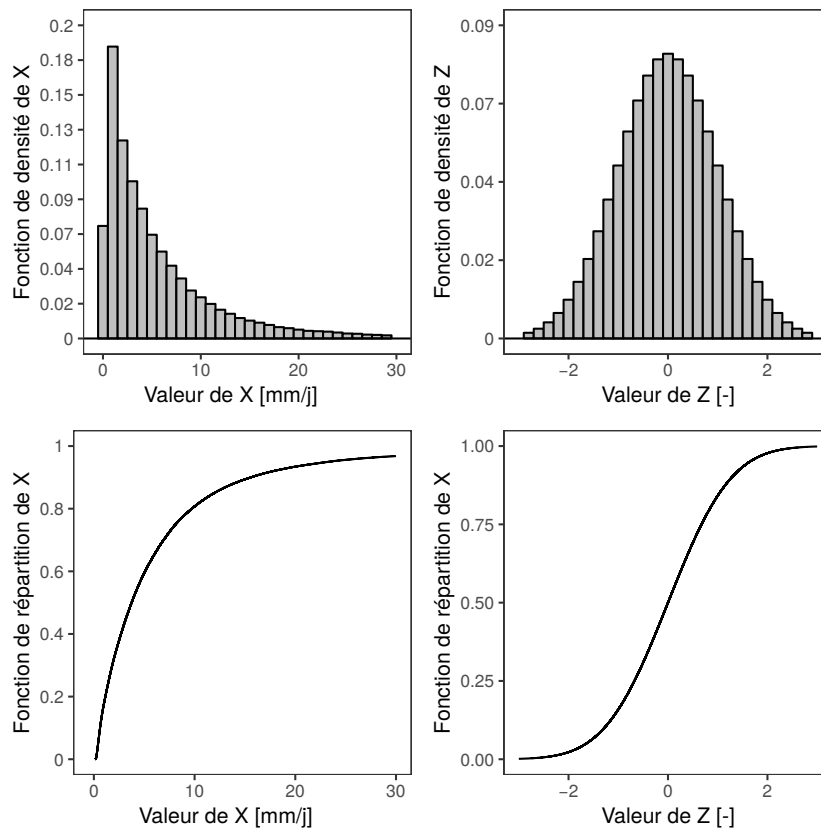


FIGURE 1.28 – Schéma de la transformation gaussienne appliquée aux débits journaliers observés sur l'Aveyron à Laguéprie sur la période 1973-2006.  $X$  dénote les débits journaliers,  $Z$  la variable transformée.

non gaussienne souvent proche des distributions logarithmiques (Figure 1.28, panneau en haut à gauche).

Pour l'analyse des précipitations, la plupart des études ne prennent pas en compte l'aspect non gaussien des précipitations (Quintana-Segui *et al.*, 2008; Bhargava et Danard, 1994; Soci *et al.*, 2016). Mahfouf *et al.* (2007) considèrent quant à eux la distribution des précipitations comme lognormale au cours de l'étape d'analyse. En ce qui concerne l'assimilation de débits observés, une transformation sous logarithme est classiquement utilisée (Rasmussen *et al.*, 2015; Wongchuig *et al.*, 2019). Ces études suivent le travail de Clark *et al.* (2008) qui ont démontré l'intérêt de cette transformation dans le cadre de l'assimilation de débits dans un modèle distribué. Enfin, Lien *et al.* (2013) transforment les précipitations en une nouvelle variable sans unité qui possède des propriétés gaussiennes. Cette transformation qui se base sur l'anamorphose gaussienne (Wackernagel, 2003), a originellement été appliquée dans le cadre de l'assimilation de données en océanographie/biogéochimie (Simon et Bertino, 2009; Béal *et al.*, 2010).

Pour la transformation des précipitations et des débits journaliers le choix est fait dans cette thèse d'utiliser l'anamorphose. En effet, cette méthode ne requiert pas d'hypothèse sur la distribution de la variable transformée. La méthode de l'anamorphose permet la transformation d'une variable  $X$  de distribution non gaussienne en une variable  $Z$  de distribution gaussienne (voir l'exemple Figure 1.28). La transformation est définie par l'équation suivante :

$$Z = G^{-1}[F(X)] = \sqrt{2} \times \operatorname{erf}^{-1}(2F(X) - 1) \quad (1.25)$$

avec  $F(X)$  la fonction de distribution cumulative de  $X$ ,  $G(Z)$  la fonction de distribution cumulative de  $Z$ ,  $G^{-1}$  son inverse et  $\operatorname{erf}^{-1}$  la fonction erreur ( $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$ ) inverse. Ainsi, pour définir la fonction d'anamorphose, il est nécessaire de définir  $F(X)$ .

Avant l'étape d'analyse, la fonction d'anamorphose est appliquée sur : (1) l'ébauche, (2) les observations, et (3) les écart-types d'erreur des observations. Une fois l'analyse effectuée, la fonction inverse de l'anamorphose permet de transformer l'analyse dans l'espace d'origine. Pour la transformation des écarts-types d'observation il est nécessaire de prendre en compte la non-linéarité de la transformation d'anamorphose (Figure 1.29). Pour cela, l'équation suivante (Lien *et al.*, 2013) est utilisée pour la transformation :

$$\sigma_{trans} = \frac{[(\mathbf{y} + \sigma)_{trans} - \mathbf{y}_{trans}] + [\mathbf{y}_{trans} - (\mathbf{y} - \sigma)_{trans}]}{2} \quad (1.26)$$

avec  $\mathbf{y}$  l'observation dans l'espace d'origine,  $\mathbf{y}_{trans}$  l'observation dans l'espace transformé,  $\sigma$  l'écart-type de  $\mathbf{y}$  dans l'espace d'origine et  $\sigma_{trans}$  l'écart-type dans l'espace transformé.

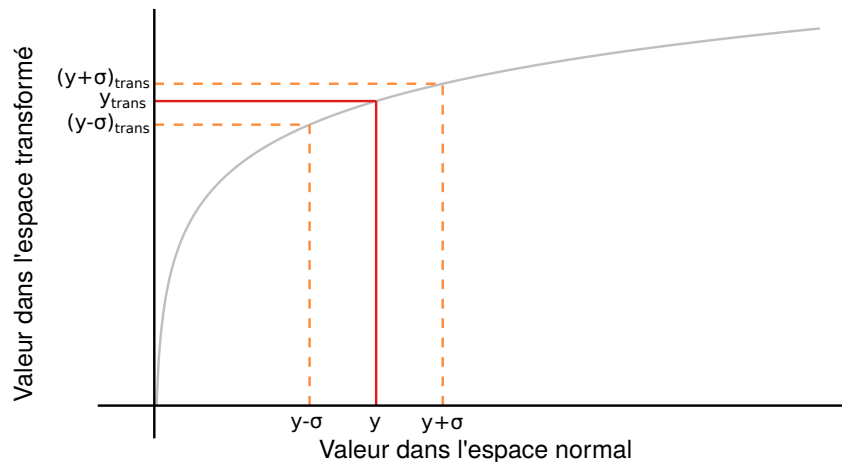


FIGURE 1.29 – Schéma de la transformation de l'écart-type d'observation lors de l'application de l'anamorphose. Le trait gris représente la fonction d'anamorphose,  $\mathbf{y}$  la valeur de l'observation et  $\sigma$  l'écart-type associé.

Comme pour les matrices de localisation, la fonction de distribution cumulative  $F(X)$  de la variable d'origine est définie au début de chaque chapitre en fonction des variables considérées et/ou du pas de temps à laquelle l'assimilation est effectuée.

## 1.5 Mise en œuvre

Maintenant que le contexte de la thèse, les données utilisées, et les méthodes d'assimilation sélectionnées ont été introduits, il est temps de présenter la mise en œuvre générale de la thèse. Le but est de fournir des réanalyses météorologiques et hydrologiques à l'échelle journalière en France depuis 1871. La création de ces réanalyses repose sur différentes méthodes et jeux de données résumés de manière simplifiés dans la Figure 1.30.

Dans un premier temps, un schéma d'assimilation *offline* au pas de temps journalier assimilant des mesures météorologiques dans les reconstructions SCOPE Climate sera développé dans le chapitre 2. Les reconstructions ensemblistes SCOPE Climate seront ainsi combinées aux observations in situ de précipitations et de température provenant de la base de données de Météo-France à l'aide d'un filtre de Kalman d'ensemble. Le schéma d'assimilation sera testé et validé sur une période récente. Le grand nombre d'observations présent sur cette période permettra de réaliser de multiples réanalyses et d'étudier l'impact des choix méthodologiques ainsi que la sensibilité de l'assimilation à la densité d'observation. Enfin, la construction de la réanalyse journalière FYRE Daily (French hYdrometeorological REanalysis Daily) sur les 142 ans sera présentée, accompagnée de diverses comparaisons avec plusieurs jeux de données couvrant une période commune.

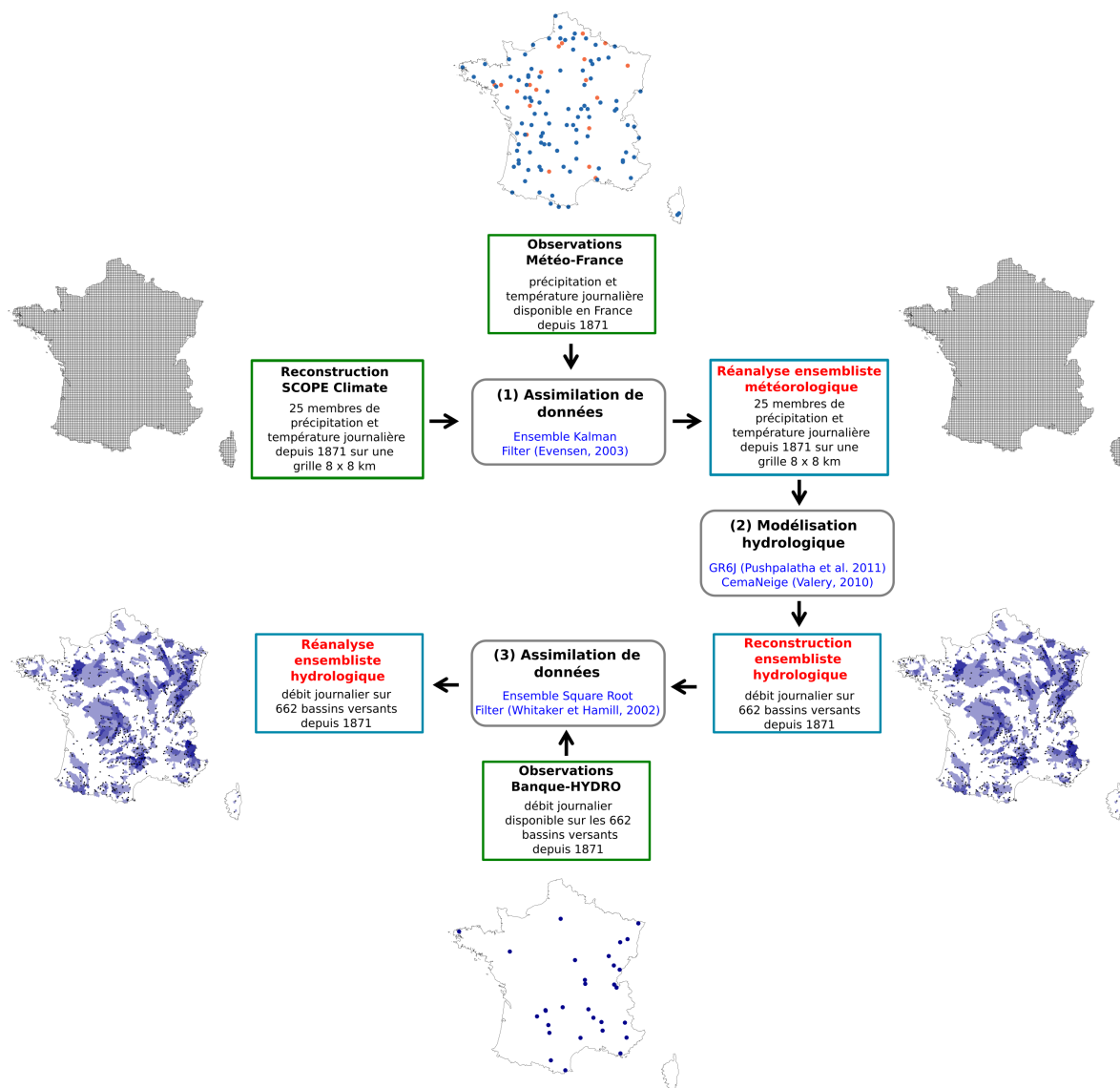


FIGURE 1.30 – Principe général de la mise en œuvre de la thèse.

Dans un second temps, une chaîne de modélisation hydrologique reposant sur le modèle hydrologique global GR6J et le module neige CemaNeige sera exposée au chapitre 3. La modélisation prendra en compte l'incertitude des observations durant la période de calibration, l'incertitude des forçages climatiques et l'incertitude modèle. Afin de tester la qualité de la réanalyse FYRE Daily, celle-ci sera utilisée comme forçage climatique pour la modélisation hydrologique de 662 bassins versants français. Les reconstructions ensemblistes hydrologiques obtenues sur la période 1871-2012 seront alors comparées à des observations indépendantes dans le passé.

Le chapitre 4 introduira un schéma d'assimilation météorologique *offline* au pas de temps annuel reposant sur un filtre de Kalman d'ensemble. Des températures et des précipitations annuelles seront assimilées dans les reconstructions SCOPE Climate, afin de déterminer l'impact de l'assimilation sur des pas de temps plus longs. Ce développement mènera à la création de la réanalyse météorologique annuelle FYRE Yearly (French hYdrometeorological REanalysis Yearly) couvrant elle aussi la période 1871-2012. Une hybridation de FYRE Daily et FYRE Yearly sera ensuite réalisée afin d'obtenir FYRE Climate (French hYdrometeorological REanalysis Climate). Cette nouvelle réanalyse météorologique journalière sera utilisée comme forçage de la chaîne de modélisation hydrologique développée dans le chapitre 3. Les reconstructions hydrologiques, HydRE (Hydrological REconstruction) et HydREM (Hydrological REconstruction with error

Model), obtenues sur la période 1871-2012 seront alors comparées aux observations sur diverses périodes.

Enfin, sur le chapitre 5 un schéma d'assimilation *offline* d'observations de débits journaliers sera développé pour assimiler les observations hydrométriques dans les reconstructions SCOPE Hydro, HydRE et HydREM. Après différentes expériences sur la période récente, le schéma d'assimilation, basé sur un filtre de Kalman sous racine carrée, sera appliqué sur la totalité des 142 ans menant à la création de FYRE Hydro (French hYdrometerological REanalysis Hydro), une réanalyse hydrologique ensembliste couvrant de nombreux bassins versants français. Pour finir, quelques exemples d'événements mémorables sur les 142 dernières années seront analysés à la fin du chapitre 5.





Le chapitre précédent a exposé la présence d'une variabilité multi-décennale des variables climatiques et hydrologiques observées sur la France. Afin d'étudier de façon optimale ces variations, il est nécessaire de posséder des chroniques continues spatialement et temporellement.

Cependant, les reconstructions météorologiques disponibles depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle possèdent encore des lacunes. En effet : (1) certaines ne sont pas contraintes par des observations in-situ, (2) d'autres n'utilisent qu'une partie des observations disponibles sur la période et/ou se limitent à des régions restreintes et (3) les incertitudes liées aux observations, lorsqu'elles sont exploitées, ne sont pas prises en compte. Ce chapitre présente comment les données d'observations journalières de Météo-France et les reconstructions climatiques SCOPE Climate peuvent être combinées afin de produire une réanalyse couvrant le XX<sup>e</sup> siècle comblant les lacunes évoquées précédemment.

La première partie de ce chapitre s'attache à présenter le développement d'un nouveau schéma d'assimilation *offline* journalier d'observations météorologiques. Cette section présente les ingrédients pour mettre en place le système d'assimilation – incluant la définition de leurs incertitudes – ainsi que les choix pratiques.

Dans un second temps, le schéma est testé sur une période récente (2009-2012), présentant un nombre important d'observations, permettant de valider les différentes implémentations. De plus, les expériences s'attacheront à caractériser la sensibilité du schéma développé à la quantité d'observations disponibles, en reproduisant différentes densités d'observations du passé : 1871, 1900, 1930 et 1950.

Enfin, la troisième partie présente les choix méthodologiques utilisés pour la réanalyse FYRE Daily produite sur 142 ans. FYRE Daily est ensuite comparée à SCOPE Climate, puis Safran, et enfin à différents jeux de données couvrant la période 1900-2000.

## 2.1 Développement d'un schéma d'assimilation de données journalières

La section présente l'implémentation du schéma d'assimilation *offline* journalier de données météorologiques de Météo-France dans les reconstructions ensemblistes SCOPE Climate. Différents schémas d'assimilation pour différentes variables sont présentés :

1. l'assimilation des précipitations totales journalières observées dans les reconstructions de précipitations totales de SCOPE Climate (assimilation univariée) ;
2. l'assimilation des températures moyennes journalières observées dans les reconstructions de température moyenne de SCOPE Climate (assimilation univariée) ;
3. l'assimilation des valeurs d'évapotranspiration d'Oudin (basées sur des températures moyennes observées, Oudin *et al.* 2005b,a) dans les reconstructions d'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate (assimilation univariée) ;
4. l'assimilation de pseudo-observations d'évapotranspiration de référence (basée sur des températures moyennes observées, la formule d'Oudin et un débiaisage) dans les reconstructions d'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate (assimilation univariée) ;
5. l'assimilation de températures moyennes journalières observées dans les reconstructions de température moyenne et d'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate (assimilation multivariée).

Le Tableau 2.1 résume les différents types de schéma d'assimilation de ce chapitre.

### 2.1.1 Ingrédients

Afin de produire une réanalyse, même en utilisant des méthodes *offline*, il est nécessaire d'employer une ébauche, des observations et leurs erreurs associées. Cette partie a pour but de

Tableau 2.1 – Liste des schémas d'assimilation.  $P_{tot}$  : précipitations totales. Temp : température moyenne.  $E_O$  : évapotranspiration potentielle d'Oudin.  $ET_0$  : évapotranspiration de référence de Penman-Monteith.

Assimilation	Ébauche	Données assimilées
Univariée	SCOPE $P_{tot}$	$P_{tot}$
Univariée	SCOPE Temp	Temp
Univariée	SCOPE $ET_0$	$E_O$
Univariée	SCOPE $ET_0$	Pseudo-observation d' $ET_0$
Multivariée	SCOPE Temp + $ET_0$	Temp

définir ces produits pour les différentes variables d'état dans le cadre de la réanalyse climatique journalière.

### Ébauche

L'ébauche, qui vient fournir les informations a priori dans l'assimilation de données, est constituée des 25 membres de SCOPE Climate. Chaque jour, les valeurs de précipitations, de température et d'évapotranspiration de référence sont extraites de SCOPE Climate sur les 8602 cellules 8 x 8 km présentes en France.

En ce qui concerne les réanalyses de précipitations et de température, l'assimilation est effectuée dans un contexte univarié : chaque variable est assimilée en utilisant une ébauche composée de la même variable et indépendamment des autres. Ainsi, l'assimilation de température n'aura pas d'impact sur la réanalyse des précipitations et vice-versa. L'approche multivariée n'a pas été explorée dans le cadre des précipitations et de la température car les covariances entre ces deux variables sont relativement faibles et qu'il existe des observations directes.

Pour l'évapotranspiration de référence, deux cas sont testés. Dans un premier temps, des pseudo-observations d'évapotranspiration sont assimilées en utilisant l'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate comme ébauche, donc dans un contexte univarié. Dans un second temps, des observations de température sont assimilées avec une ébauche constituée à la fois de température et d'évapotranspiration de référence provenant de SCOPE Climate, donc dans un contexte multivarié.

### Observations directes

Les mesures stations au pas de temps journalier provenant de la base de données de Météo-France, décrite dans la section 1.2, sont employées comme observations.

**Précipitation** Les précipitations journalières assimilées dans les différentes réanalyses produites proviennent du cumul sur 24h – entre 6h et 6h – des pluies mesurées par la station.

**Température** Pour la température, la variable assimilée est la température moyenne journalière (noté  $T^{NX}$ ) calculée en utilisant la valeur minimale ( $T_N$ ) et maximale ( $T_X$ ) de température du jour :

$$T^{NX} = \frac{T_N + T_X}{2} \quad (2.1)$$



Ce calcul repose sur l'approximation d'un cycle diurne parfaitement symétrique toute l'année, ce qui dans la réalité n'est pas exact. Cette asymétrie peut mener à de fortes différences dans l'estimation des températures moyennes journalières. Ces différences sont notamment sensibles au climat dans lesquelles les stations sont localisées (Saurral, 2017). Pour étudier cette différence au sein de la France, 208 stations sont sélectionnées (Figure 2.1, panneau de gauche) selon différents critères afin de garantir une bonne qualité des mesures. Les stations doivent :

- posséder plus de 20 ans de données sur la période 1990-2013 ;
- posséder des mesures horaires sur la totalité de la période ;
- posséder une classification de performance maintenue comprise entre A et C ainsi qu'une classification de représentativité supérieure à 4 (voir la Tableau 1.3 dans la section 1.2 pour une définition de ces classes).

La température moyenne journalière calculée en utilisant les valeurs horaires est notée  $T^H$ . L'étude des distributions de la différence entre  $T^{NX}$  et  $T^H$  (Figure 2.1, panneau de droite) met en avant une nette différence entre les deux variables.

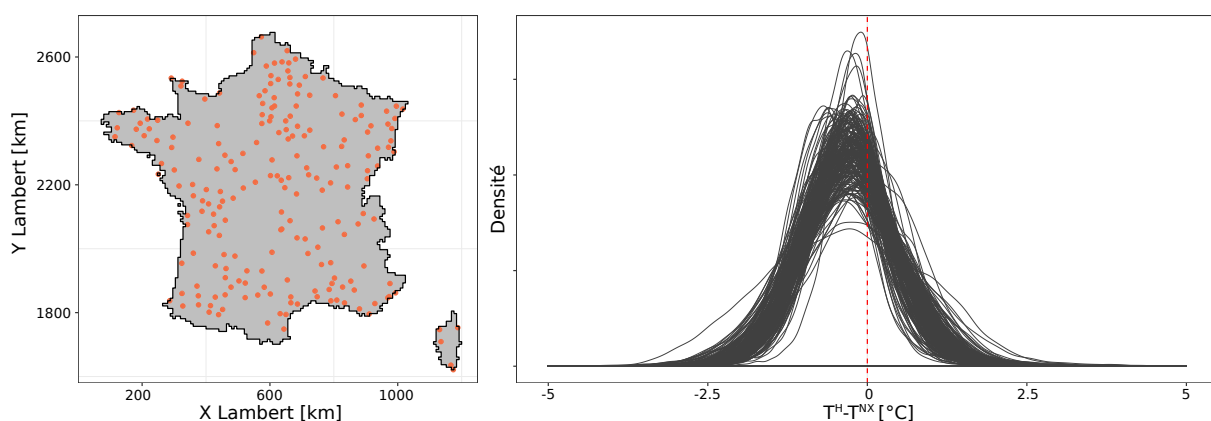


FIGURE 2.1 – Carte des 208 stations utilisées (à gauche). Distribution des différences journalières  $T^H - T^{NX}$  en degrés pour chacune des stations sur la période 1990-2013 (à droite).

En moyenne,  $T^{NX}$  a tendance à être inférieure à  $T^H$ . Cependant, les différences varient suivant les stations considérées. De plus, sur une partie de l'année, cette tendance est inversée avec des valeurs de  $T^{NX}$  supérieures à celles de  $T^H$ . Afin d'étudier une éventuelle cohérence spatiale de ces résultats la moyenne de chaque distribution est présentée sur une carte de France (Figure 2.2). Une tendance spatiale y est visible avec des valeurs moyennes plus fortes au sud qu'au nord. Cependant, il existe une forte hétérogénéité spatiale des résultats dans certaines régions, par exemple en Bretagne ou bien sur le pourtour méditerranéen.

Cette analyse a montré que les erreurs produites par la moyenne des températures minimales et maximales ne sont pas simples à appréhender. Il serait donc complexe de développer une méthode de correction qui serait applicable aux stations ne possédant pas de mesures horaires. Pour cette étude, la moyenne de la température minimale et maximale est maintenue pour l'estimation de la température moyenne journalière. Cependant, des travaux supplémentaires permettraient de mieux définir cette transformation, ainsi que l'erreur associée.

### Pseudo-observations d'évapotranspiration

Dans le passé aucune observation d'évapotranspiration n'est disponible. Cependant, des formules se basant sur la température moyenne de la journée, la latitude, la longitude et le jour julien existent pour l'estimer. En France, on peut citer la formule d'Oudin (Oudin *et al.*, 2005b,a) développée pour fournir une variable en entrée d'un modèle hydrologique. Cette formule pourrait donc offrir des pseudo-observations d'évapotranspiration potentielle à assimiler dans la réanalyse, en se basant uniquement sur la température moyenne journalière des stations de mesure.

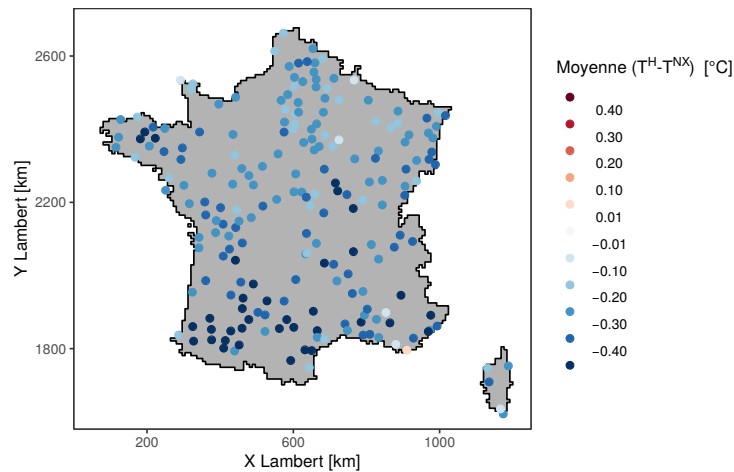


FIGURE 2.2 – Carte de la moyenne des différences journalières  $T^H - T^{NX}$  pour chacune des stations sur la période 1990-2013.

L'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate est quant à elle issue de la formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965), en utilisant les variables de Safran. Cette formule se base sur la température, l'humidité relative, la durée d'ensoleillement et la vitesse du vent. L'assimilation d'évapotranspiration potentielle provenant de la formule d'Oudin pourrait donc s'avérer difficile car l'ébauche fournit une variable différente. Le but de cette partie est d'étudier les différences entre l'évapotranspiration potentielle issue de la formule d'Oudin et l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith.

**Différence entre l'évapotranspiration potentielle d'Oudin et l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith** En se basant sur les températures moyennes journalières de Safran l'évapotranspiration potentielle d'Oudin, notée  $E_O$ , a été reconstruite sur la période 1958-2008, permettant d'étudier les différences avec l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith (notée  $ET_0$ ) dans plusieurs situations (Figure 2.3).

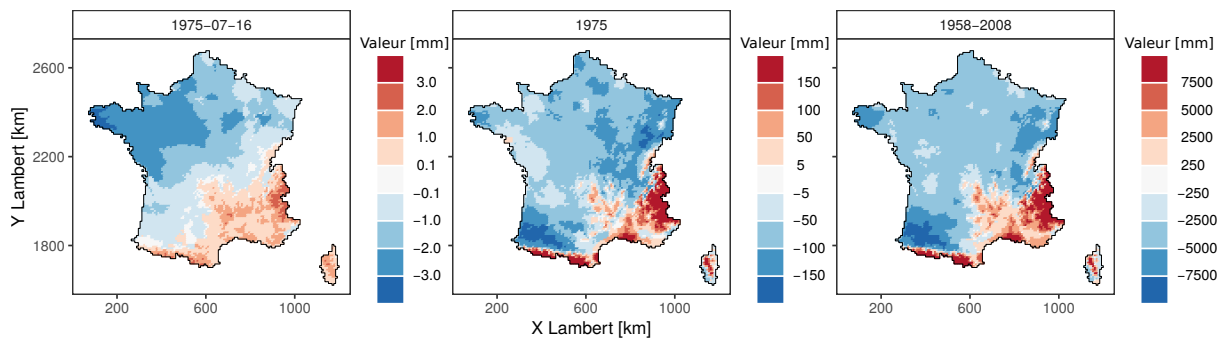


FIGURE 2.3 – Exemples des différences de cumuls d'évapotranspiration ( $ET_0 - E_O$ ) en mm sur : le 16 juillet 1975 (à gauche), l'année 1975 (au milieu) et la période 1958-2008 (à droite).

Les distributions spatiales des différents exemples sont assez proches, particulièrement lors de l'agrégation sur de longs pas de temps. L'évapotranspiration d'Oudin a tendance à être plus élevée en plaine que celle de Penman-Monteith, particulièrement sur le bassin de la Garonne et dans le nord-est. Au contraire, sur le pourtour méditerranéen ce sont les valeurs de Penman-Monteith qui sont supérieures. Cette différence est encore plus probante sur les zones montagneuses.

Du fait de son lien avec les températures, l'évapotranspiration possède une forte saisonnalité. La Figure 2.4 présente la moyenne des différences journalières entre l'évapotranspiration potentielle d'Oudin et l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith, ainsi que l'écart-type des différences. Des valeurs plus élevées pour la formule de Penman-Monteith sont

clairement visibles en été alors qu'en hiver cette dynamique s'inverse légèrement avec une évapotranspiration d'Oudin plus élevée que celle de Penman-Monteith. En ce qui concerne l'écart-type, il varie lui aussi de façon saisonnière avec des valeurs fortes en été et faibles en hiver.

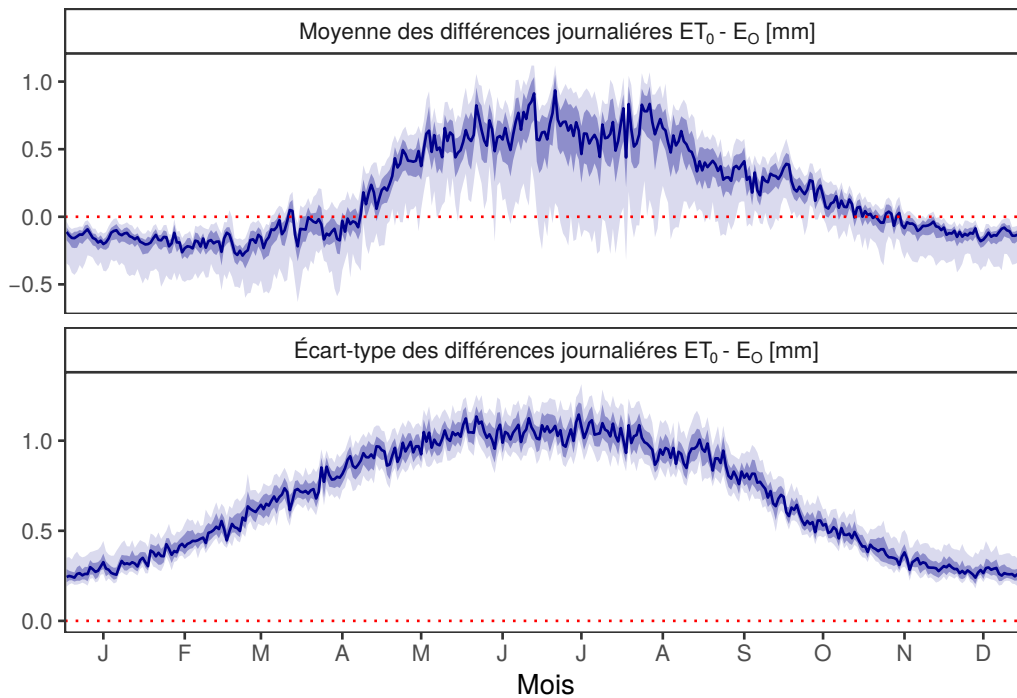


FIGURE 2.4 – Moyenne et écart-type des différences journalières  $ET_0 - E_O$  par jour julien. Le trait plein représente la médiane spatiale, les rubans les quantiles 10, 25, 75 et 90. Les données proviennent des 8602 cellules Safran sur la période 1958-2008.

**Vers des pseudo-observations de l'évapotranspiration de référence** En se basant sur les différences entre les deux valeurs d'évapotranspiration, il est possible de créer une fonction de transfert (notée  $F$ ) permettant d'obtenir une estimation de l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith dépendant uniquement de l'évapotranspiration potentielle d'Oudin. Une incertitude liée à la transformation peut également être estimée à l'aide de l'écart-type des rapports  $ET_0 - E_O$ . Cette transformation dépend de deux coefficients : (1)  $\alpha_{trans}$  est la moyenne des différences par cellule et par jour julien entre  $ET_0$  et  $E_O$  sur les  $M$  années de données disponibles, (2)  $\sigma_{trans}$  l'écart-type de ces différences. Dans un premier temps on déclare la différence  $Diff$  :

$$Diff[J, C](a) = ET_0[J, C](a) - E_O[J, C](a) \quad (2.2)$$

avec  $a$  l'année  $\in [1 : A]$ ,  $J$  le jour julien,  $C$  la cellule sur laquelle la différence est calculée.

À partir de  $Diff$ , les coefficients  $\alpha_{trans}$  et  $\sigma_{trans}$  peuvent être calculés :

$$\begin{cases} \alpha_{trans}(J, C) = \frac{1}{A} \sum_{a=1}^A Diff[J, C](a) \\ \sigma_{trans}(J, C) = \sqrt{\frac{1}{A} \sum_{a=1}^A (Diff[J, C](a) - \overline{Diff}[J, C])^2} \end{cases} \quad (2.3)$$

La définition de ces paramètres amène à la fonction de transformation  $F$  :

$$\begin{cases} E_{pseudo}(J, C) = F(J, C) = \alpha_{trans}(J, C) \times E_O \\ \sigma_{E_{pseudo}}(J, C) = \sigma_{trans}(J, C) \end{cases} \quad (2.4)$$

avec  $E_{pseudo}$  l'estimation de l'évapotranspiration de Penman-Montheith par la fonction  $F$  et  $\sigma_{E_{pseudo}}$  l'incertitude liée à cette transformation.

Les paramètres  $\alpha_{trans}$  et  $\sigma_{trans}$  de la fonction  $F$  sont calculés sur chacune des 8602 mailles en utilisant les données  $ET_0$  et  $E_O$ . Ces variables proviennent de la réanalyse Safran lissée par une moyenne glissante de 10 jours sur la période 1958-2008, soit  $A=50$ . À l'aide de la fonction de transformation  $F$ , il est donc possible de créer des pseudo-observations d'évapotranspiration de référence avec une erreur associée, qui seront assimilées dans SCOPE Climate.

### 2.1.2 Méthode de filtrage

La méthode de filtrage utilisée pour assimiler les données est un filtre de Kalman d'ensemble. La description du filtre et les raisons de son utilisation sont explicités dans la section 1.4. L'étape d'analyse de l'EnKF est appliquée sur chaque jour de façon indépendante. Dans le cadre de l'assimilation multivariée, les équations de l'EnKF restent valides. Le vecteur d'ébauche sera cependant composé des ébauches de plusieurs variables. Le même principe s'applique au vecteur d'observations.

### 2.1.3 Définition des erreurs

#### Erreurs d'ébauche

Dans l'EnKF, l'erreur de l'ébauche est estimée par l'ensemble, ici composé des 25 membres de SCOPE Climate. Ainsi la matrice de covariance d'erreur  $\mathbf{P}^b$  est définie par ces 25 membres, avec sur la diagonale la variance de l'ensemble et sur le reste les covariances. Cette matrice est calculée sur chacun des jours où l'analyse est réalisée, elle est donc uniquement composée de covariances spatiales.

#### Erreurs d'observations

La matrice de covariance d'erreur d'observation  $\mathbf{R}$  est ici définie comme une matrice diagonale en considérant l'hypothèse de mesures indépendantes dans l'espace, ce qui signifie que les corrélations spatiales entre les erreurs d'observations sont négligées. Ce choix, largement répandu dans les réanalyses paléoclimatiques, est discuté dans la section 1.4. Cependant, il faut renseigner la diagonale de la matrice  $\mathbf{R}$  avec la variance de l'erreur d'observations ( $\sigma_{obs}^2$ ).

**Précipitation et température** Dans le but de définir au mieux l'erreur d'observation, les métadonnées de chaque station sont considérées à travers l'erreur de représentativité du site  $\sigma_{RS}$  et l'erreur de performance maintenue  $\sigma_{PM}$ , définies dans la section 1.2.1. En assumant que les deux types d'erreurs sont gaussiens, alors la définition de l'erreur d'observation devient :

$$\sigma_{obs} = \sqrt{\sigma_{RS}^2 + \sigma_{PM}^2} \quad (2.5)$$

La variable de  $\sigma_{obs}$  sera donc variable en fonction de la station considérée, mais également au cours du temps si les métadonnées de la station évoluent.

**Évapotranspiration potentielle d'Oudin :** Comme le calcul de l'évapotranspiration d'Oudin se base sur les températures observées, il est nécessaire de prendre en compte l'erreur sur la mesure de température. Comme précédemment, on a :

$$\sigma_{obs}^T = \sqrt{\sigma_{RS}^2 + \sigma_{PM}^2} \quad (2.6)$$

Pour répercuter cet écart-type sur l'estimation de l'évapotranspiration d'Oudin, la formule suivante est utilisée :

$$\sigma_O^T = \frac{[O(T + \sigma_{obs}^T) - O(T)] + [O(T) - O(T - \sigma_{obs}^T)]}{2} \quad (2.7)$$

avec  $T$  l'observation de température moyenne en °C,  $O$  l'application de la formule d'Oudin, et  $\sigma_O^T$  l'écart-type de l'observation de température dans l'espace de l'évapotranspiration d'Oudin en mm/j.

Ce  $\sigma_O^T$  sera utilisé comme  $\sigma_{obs}$  pour les réanalyses assimilant l'évapotranspiration d'Oudin. Il varie suivant la qualité de la station d'observation, le jour julien et sur quelle cellule la station se situe.

**Pseudo-observations d'évapotranspiration de référence** Enfin, pour les pseudo-observations d'évapotranspiration potentielle, il faut également prendre en compte l'erreur de transformation  $\sigma_{Epseudo}$  (Équation 2.4). En assumant encore une fois de plus la normalité des erreurs on obtient :

$$\sigma_{obs} = \sqrt{(\sigma_O^T)^2 + (\sigma_{Epseudo})^2} \quad (2.8)$$

Comme pour l'évapotranspiration d'Oudin, l'erreur d'observation varie suivant la qualité de la station d'observation, le jour julien, et sur quelle cellule la station se situe.

#### 2.1.4 Opérateur d'observations

L'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  qui projette l'ébauche dans l'espace des observations est défini ici comme un opérateur linéaire. Pour la température et l'évapotranspiration, une régression linéaire permet de prendre en compte la différence d'altitude entre une station et la cellule lui étant associée. Dans un premier temps, chacune des 608 zones climatologiquement homogènes de Safran (Figure 1.21) est découpée par bande de 300 mètres. Ce découpage mène à la création de 932 « zones gradients », contenant en moyenne 10 cellules. Sur ces 932 zones gradients, 6 sont composées d'une unique cellule, ces zones sont alors fusionnées avec la zone gradient la plus proche. Dans les plaines, les faibles variations d'altitude créent des zones gradients identiques aux zones climatologiquement homogènes. En revanche, au sein des montagnes, le découpage en zones gradients est plus fin que celui des zones climatologiquement homogènes.

Au sein de chacune des zones gradients, le gradient altitudinal  $\alpha(t)$  est calculé chaque jour en se basant sur les valeurs journalières des cellules de SCOPE Climate. Le fait d'utiliser un gradient variant suivant les conditions du jour et l'altitude permet de prendre en compte les inversions de températures (Figure 2.5). Pour plus de robustesse, le gradient est calculé sur chacun des 25 membres de SCOPE Climate séparément, la médiane est utilisée pour l'opérateur d'observations. La régression suivante est appliquée chaque jour ( $t$ ) pour les cellules de l'ébauche possédant une observation :

$$\mathbf{H}\mathbf{X}_b(t) = \mathbf{X}_b(t) + \alpha(t) \times (Alt_{station} - Alt_{cellule}) \quad (2.9)$$

avec  $\alpha$  un vecteur contenant les gradients altitudinaux de chacune des cellules possédant une observation,  $\mathbf{X}_b$  l'ensemble de l'ébauche sur les cellules possédant une station,  $Alt_{station}$  les

altitudes des stations,  $Alt_{cellule}$  les altitudes des différentes cellules possédant une station et  $t$  l'index du temps.

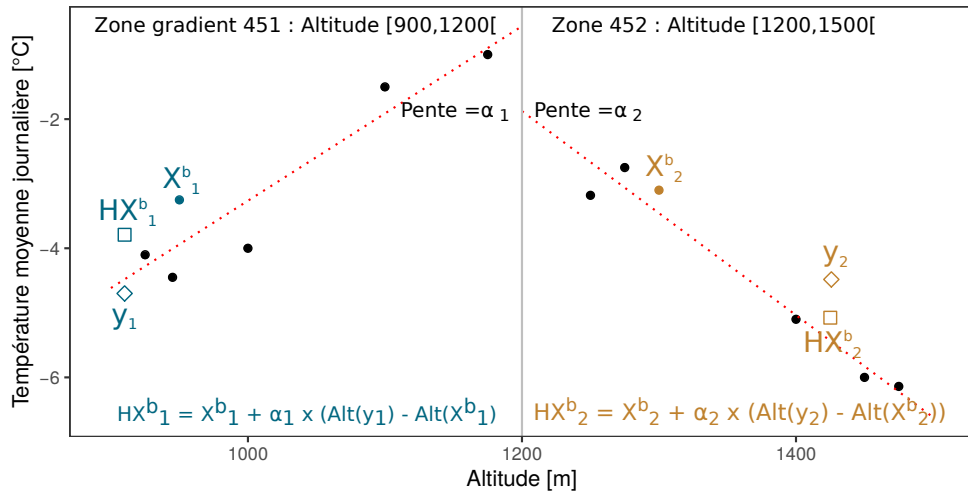


FIGURE 2.5 – Exemple fictif d'application de l'opérateur d'observation pour deux cellules situées dans deux zones gradients accolées. Les cercles représentent les valeurs de l'ébauche pour un membre, les carrés les stations d'observations et les losanges l'interpolation de l'ébauche à l'altitude des stations d'observations.

Pour les précipitations, un opérateur d'observation similaire est défini avec quelques différences notables. Le coefficient  $\alpha(t)$  est égal à 1 lorsque : (1) la différence d'altitude entre la station et la cellule associée est inférieure à 300 mètres, pour limiter le bruit provoqué par des différences d'altitude faibles, et (2) la valeur du membre de SCOPE Climate est égale à zéro, pour éviter un trop grand nombre de précipitations non nulles.

### 2.1.5 Définition des matrices de localisation

La définition des matrices de localisation présentée dans la section 1.4.4 du chapitre 1 repose sur l'hypothèse que l'erreur sur la variable étudiée est isotrope. Cette hypothèse semble plausible pour des analyses à large échelle, mais elle semble en revanche peu probable dans le cadre d'une réanalyse haute résolution, surtout pour des variables telles que les précipitations journalières. Dans cette étude, nous proposons de définir la matrice de localisation  $\rho$  en utilisant les caractéristiques climatologiques de l'ébauche afin de prendre en compte un éventuel comportement anisotrope des variables. Cette approche repose sur l'hypothèse que les corrélations du signal sont proches des corrélations de l'erreur du signal.

#### Pour l'assimilation univariée

Pour chacune des cellules sur la période 1958-2008, les séries temporelles désaisonnalisées de SCOPE Climate sont créées en se basant sur les valeurs des membres séparément. Le choix de cette période se justifie car SCOPE Climate est débiaisé en utilisant Safran sur cette période, garantissant une meilleure cohérence. Les corrélations de Pearson entre les séries temporelles de chaque cellule sont calculées pour chacun des membres, permettant d'obtenir 25 matrices de corrélation. La première matrice de localisation utilisée, notée  $\rho_1$ , est créée comme la médiane de ces 25 matrices de corrélation. Un exemple d'une partie de cette matrice, pour une cellule des Cévennes, est présenté en Figure 2.6 (panneau du haut). La corrélation décroît avec l'augmentation de la distance, mais pas seulement : un comportement anisotrope des corrélations est clairement visible, en particulier pour les précipitations.

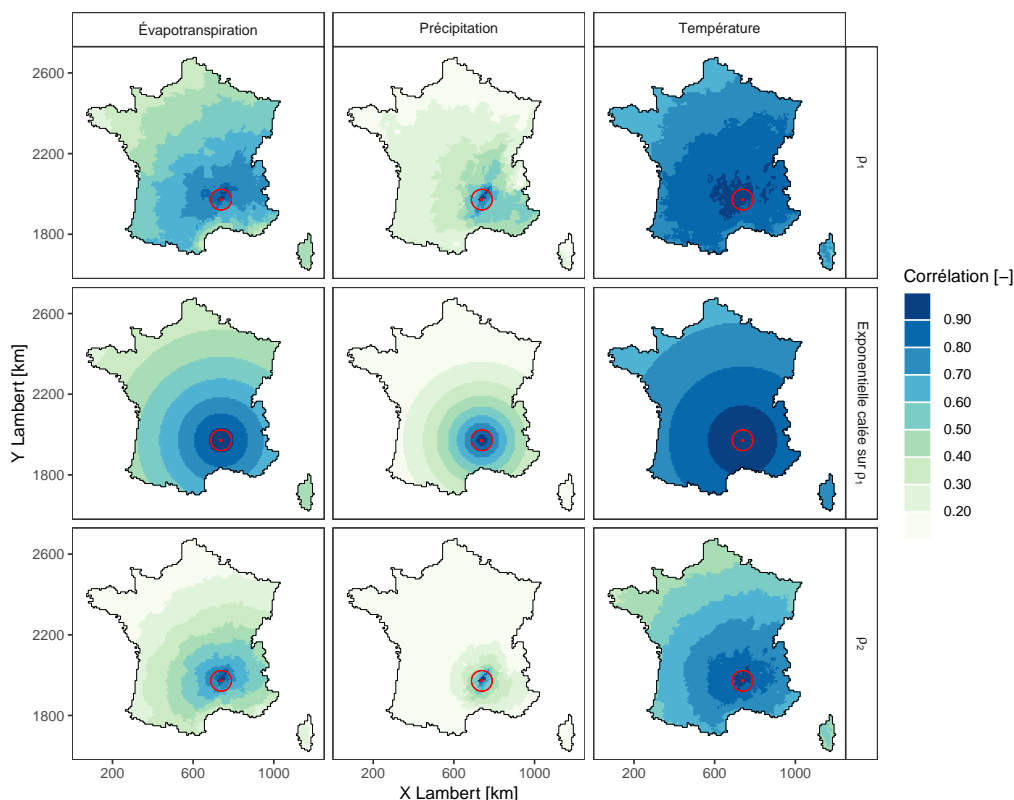


FIGURE 2.6 – Différentes matrices de localisation entre la cellule 7548 et les autres cellules, pour l'évapotranspiration de référence, les précipitations et les températures.

Du fait de la méthode de ré-échantillonnage dans la méthode SCOPE, les reconstructions SCOPE Climate héritent de l'hypothèse des zones climatologiquement homogènes présentes dans Safran. Ainsi, au sein d'une même zone climatologiquement homogène, la variable météorologique considérée ne varie qu'en fonction de l'altitude. Durant la création de  $\rho_1$ , cette caractéristique mène à des corrélations proches de 1 au sein des cellules d'une même zone, en particulier pour les précipitations. Cependant, les zones climatologiquement homogènes sont une hypothèse forte que l'on souhaite retirer du schéma d'assimilation.

Pour cela, (1) une fonction exponentielle est calée pour chaque cellule se basant sur les corrélations avec les autres cellules et la distance entre les cellules (Figure 2.6, ligne du milieu), (2) une nouvelle matrice de localisation ( $\rho_2$ ) est créée en multipliant – par le produit de Schur – la matrice  $\rho_1$  et la matrice basée sur la distance. La matrice de localisation  $\rho_2$  conserve ainsi une structure anisotrope et permet des corrélations différentes de 1 au sein des zones climatologiquement homogènes (Figure 2.6, ligne du bas).

### Pour l'assimilation multivariée

Pour l'assimilation multivariée, une matrice de localisation est également nécessaire puisque les covariances douteuses entre variables peuvent également apparaître. Ces matrices sont appliquées sur les covariances calculées entre l'évapotranspiration de référence et les températures. L'idée est, comme précédemment, d'utiliser les corrélations spatiales entre les variables de l'ébauche afin de formuler une matrice qui combine l'information provenant des corrélations spatiales des températures et d'évapotranspiration potentielle.

Dans une première approximation, les matrices de localisation pour l'assimilation multivariée sont donc créées en se basant sur la moyenne entre les matrices de localisation des variables températures et évapotranspiration potentielle présentées précédemment ( $\rho_1$  et  $\rho_2$ ). Cependant,

on peut facilement supposer que les corrélations spatiales entre deux variables sont plus faibles que les corrélations spatiales intra-variables. Afin de prendre cet aspect en compte, le choix est fait de réduire la portée des matrices de localisation. Pour cela, une puissance 2 est appliquée sur chacun des éléments de la matrice. Cela permet de conserver la forme spatiale des matrices tout en limitant leur portée. Si les matrices s'avèrent trop restrictives lors des expériences, cette puissance sera retirée.

Ainsi la première matrice, nommée  $\rho_3$  est définie ainsi pour chacun des éléments  $i$  la composant :

$$\rho_3(i) = \left( \frac{\rho_1^E(i) + \rho_1^T(i)}{2} \right)^2 \quad (2.10)$$

avec  $\rho_1^E$  la la matrice  $\rho_1$  pour l'évapotranspiration et  $\rho_1^T$  la matrice  $\rho_1$  pour la température.

De la même manière il est possible de construire une seconde matrice de localisation, nommée  $\rho_4$  plus stricte, se basant sur les matrices de corrélation  $\rho_2$  présentées précédemment :

$$\rho_4(i) = \left( \frac{\rho_2^E(i) + \rho_2^T(c)}{2} \right)^2 \quad (2.11)$$

avec  $\rho_2^E$  la la matrice  $\rho_2$  pour l'évapotranspiration et  $\rho_2^T$  la matrice  $\rho_2$  pour la température.

Ces deux matrices possèdent une forme hybride entre les matrices de localisation de la température et de l'évapotranspiration potentielle, mais avec une portée plus courte (Figure 2.7), impliquant une distance d'impact des observations plus réduite que dans le cadre univarié.

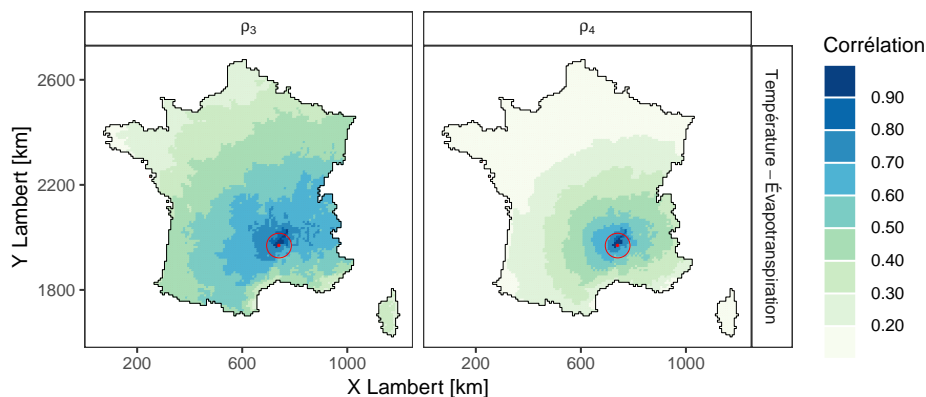


FIGURE 2.7 – Différentes matrices de localisation entre la cellule 7548 et les autres cellules, pour l'assimilation multivariée entre température et évapotranspiration.

### 2.1.6 Transformation gaussienne des précipitations

Afin d'utiliser le filtre de Kalman d'ensemble dans des conditions optimales, une anamorphose est appliquée sur les précipitations journalières. Une description générale du principe est disponible dans la section 1.4.4 du chapitre 1. Cette transformation permet d'obtenir une variable transformée en se basant sur une la fonction de distribution des précipitations journalières –  $F(X)$ . Cette transformation implique un certain nombre de choix qui sont ici exposés.

#### Définition dans le cas d'étude

Dans cette étude, le choix est fait de définir  $F(X)$  de façon locale sur chaque cellule de l'ébauche en prenant comme définition de  $F(X)$  les valeurs journalières des 25 membres de SCOPE Climate sur la période 1958-2008. Pour créer une fonction de distribution cumulative continue, la fonction est linéarisée par morceaux comme cela est couramment fait dans la littérature (Lien



*et al.*, 2013; Brankart *et al.*, 2012). Une fois  $F(X)$  définie, il est possible d'employer la fonction d'anamorphose (Équation 1.25) pour transformer n'importe quelle précipitations dans l'étendue de la climatologie de SCOPE Climate.

Un exemple des étapes de transformation sur une cellule des Cévennes est présenté en Figure 2.8. Une partie de la distribution de la nouvelle variable  $Z$  suit bien une distribution gaussienne. Cependant, les valeurs de précipitations nulles forment un Dirac même dans l'espace transformé. De plus, la discontinuité entre les valeurs nulles et non-nulles est toujours présente, ainsi la distribution de  $Z$  n'est pas gaussienne. L'anamorphose ne permet donc pas d'utiliser l'EnKF dans un cadre optimal. Cette transformation sera tout de même testée afin de déterminer si l'utilisation d'une gaussienne tronquée permet d'obtenir un meilleur résultat que la distribution d'origine.

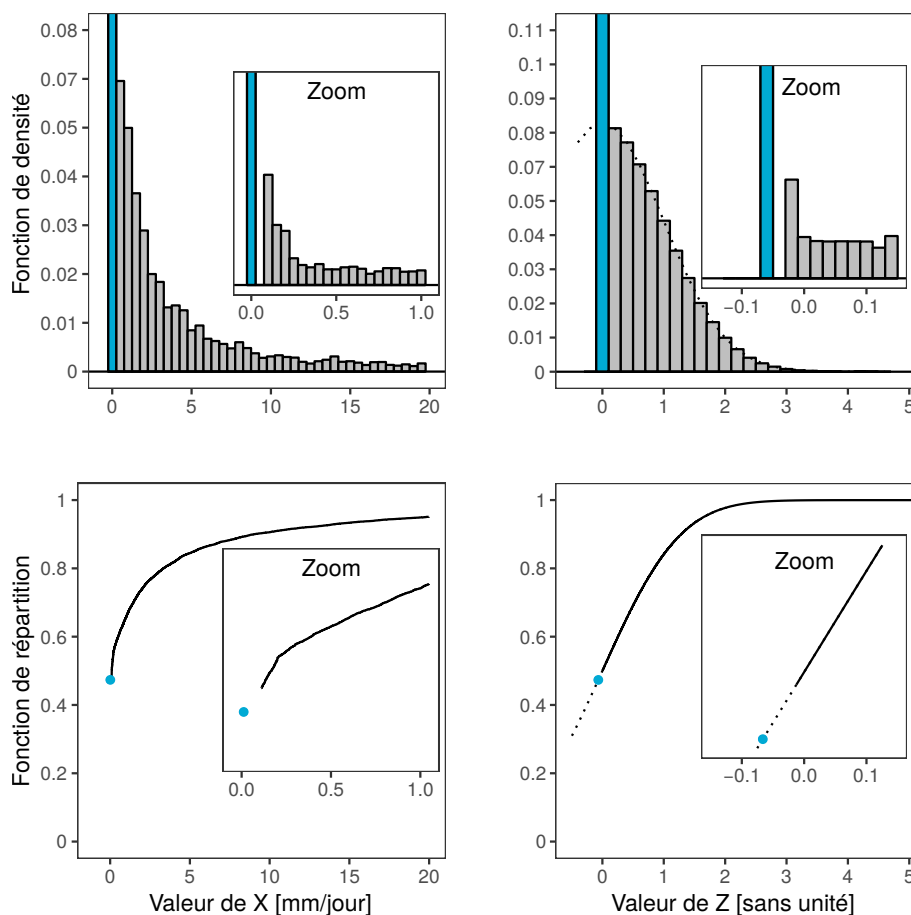


FIGURE 2.8 – Schéma de la transformation gaussienne appliquée aux précipitations de SCOPE Climate sur la cellule 7548 sur la période 1958-2008.  $X$  dénote les précipitations journalières,  $Z$  la variable transformée. Le point bleu représente les zéros. L'abscisse est tronquée à 20 mm/jour pour plus de lisibilité.

### Transformation des précipitations en dehors de la climatologie

Si une valeur  $X$  se trouve en-dehors de la climatologie de SCOPE Climate, sur la période 1958-2008, celle-ci ne peut être transformée. Il faut donc définir deux parties supplémentaires de la fonction d'anamorphose : (1) les valeurs de  $X$  entre zéro et le minimum fourni par SCOPE Climate et (2) les valeurs lorsque  $X$  est supérieur à la valeur maximum de SCOPE Climate.

Concernant les précipitations  $X$  dans l'intervalle  $[0, X_{min}]$  avec  $X_{min}$  la valeur minimum de SCOPE Climate sur la cellule concernée, la transformation suivante est appliquée :

$$Z[0 < X < X_{min}] = G^{-1}[F(0)] \quad (2.12)$$

Le choix de cette transformation est arbitraire, car la valeur transformée aurait pu être  $G^{-1}[F(X_{min})]$ , ou encore la moyenne entre  $G^{-1}[F(0)]$  et  $G^{-1}[F(X_{min})]$  comme dans Lien *et al.* (2013, 2016).

Pour les valeurs de X supérieures à la valeur maximum du domaine de définition de la fonction d'anamorphose, certaines études n'autorisent pas l'extrapolation (Lien *et al.*, 2013; Brankart *et al.*, 2012). La valeur de X est alors fixée à la valeur maximum de X présente dans la fonction d'anamorphose. Dans notre cas, SCOPE Climate a tendance à sous-estimer les valeurs extrêmes, il est donc nécessaire d'autoriser l'extrapolation en dehors de l'intervalle défini par SCOPE Climate. Dans un premier temps, les précipitations de SCOPE Climate supérieures au quantile 99 des précipitations non nulles sont sélectionnées sur la période 1958-2008. Une régression linéaire est ensuite appliquée comme cela est fait par Simon et Bertino (2009). En termes d'hypothèse, cela signifie que nous considérons que la queue de distribution des précipitations suit une distribution gaussienne. En pratique, sur la période 2009-2012, cette extrapolation n'est nécessaire que pour 0,4 % des observations.

Ainsi, pour chaque cellule une même fonction d'anamorphose est appliquée sur : (1) l'ébauche, (2) les observations et (3) les écart-types avant l'étape d'analyse. Une fois l'analyse effectuée, la fonction inverse de l'anamorphose permet de transformer l'analyse et revenir dans l'espace des précipitations. Étant donné que la distribution résultante n'est pas gaussienne (Figure 2.8), une série d'expériences sera consacrée à l'impact de l'anamorphose.

## 2.2 Test du schéma d'assimilation sur une période récente

Cette section présente les diverses expériences mises en place afin de créer des réanalyses couvrant la période du 1<sup>er</sup> janvier 2009 au 29 décembre 2012 (soit environ 4 ans). Le but de ces expériences est d'effectuer les choix méthodologiques les plus pertinents pour la réanalyse couvrant les 142 ans.

### 2.2.1 Définition du cadre d'expérimentation

#### Reproduction des densités d'observations du passé

Afin de déterminer la qualité de la réanalyse FYRE Climate dans le passé, différentes densités de réseau d'observation au 1<sup>er</sup> janvier sont simulées. Le nombre de stations est égal à celui du passé, et l'on souhaite sélectionner les stations les plus proches sur la période 2009-2012 en termes géographiques. Un impératif est que lorsqu'une station du présent est couplée avec une station du passé, ces stations ne sont plus disponibles. Pour résoudre ce problème d'affectation, une matrice de coût est définie comme la distance Euclidienne entre les stations du passé et les stations du présent. La méthode Hongroise (Kuhn, 1955) est ensuite appliquée afin de trouver les binômes de stations qui minimisent la matrice de coût. En utilisant cette méthodologie, les réseaux de stations du 1<sup>er</sup> janvier 1871, 1900, 1930 et 1950 ont été reproduits pour les précipitations et les températures (Figure 2.9).

Lors de l'assimilation de ces stations, l'erreur d'observation doit être uniquement définie à l'aide d'informations disponibles dans le passé. Cependant, les classifications de performance maintenue et de représentativité du site ne sont disponibles que depuis 1999 (section 1.2.1). En revanche, sur l'ensemble de la période 1871-2012, le type de station est disponible. Cette information peut être utilisée comme proxy de la qualité des stations dans le passé (avec 0 la meilleure qualité et 5 la moins bonne). Les couples de stations établis précédemment permettent d'attribuer aux stations assimilées entre 2009-2012 un type en se basant sur le type de station de leur binôme dans le passé.

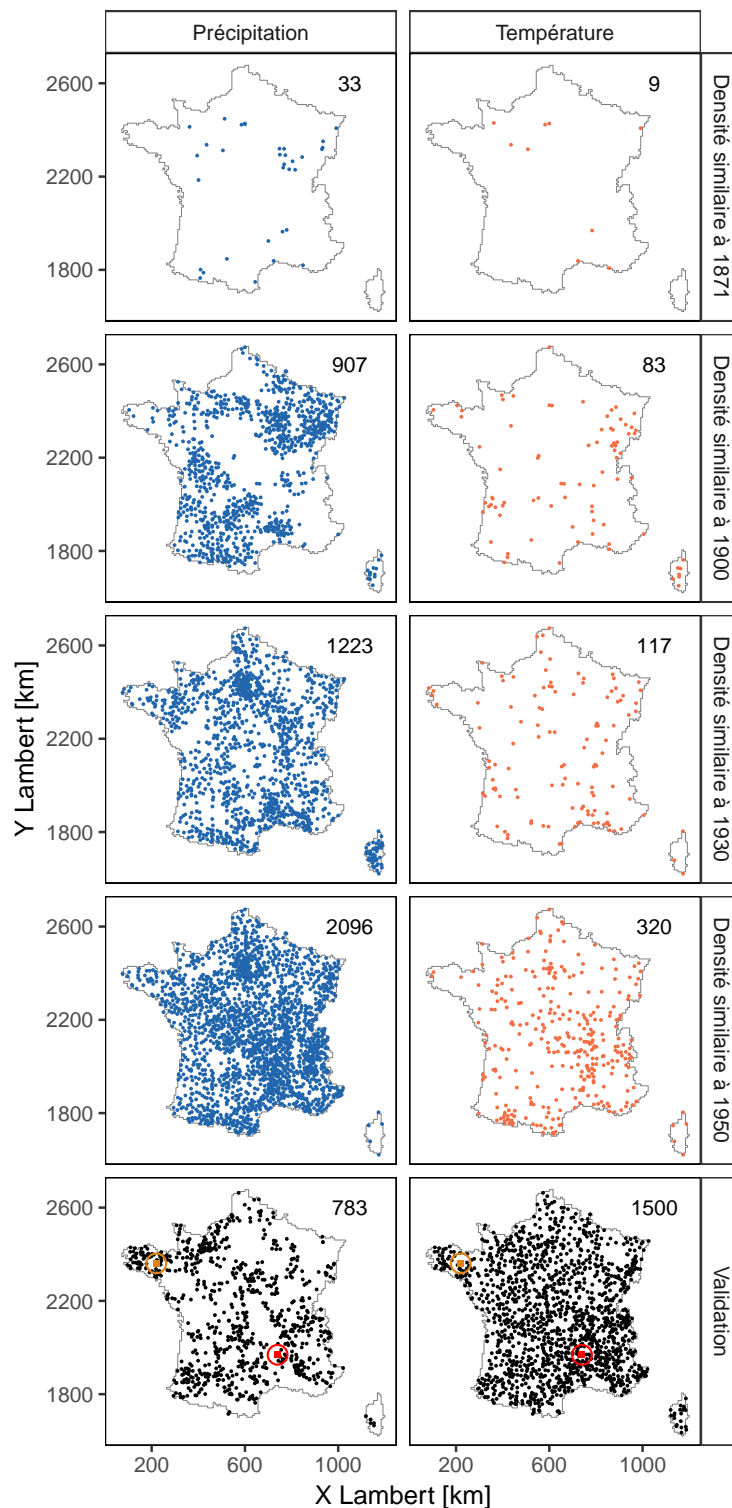


FIGURE 2.9 – Stations assimilées sur la période 2009-2012 pour les différentes densités du passé reproduites, ainsi que le jeu de station utilisé pour la validation (panneaux du bas). Le nombre de stations pour chaque expérience est indiqué dans le coin en haut à droite. Les stations d'études sont représentées par un carré orange (poste 22136001, cellule 2495) et rouge (poste 7154005, cellule 7548) sur les panneaux présentant les stations de validation.

Pour les stations assimilées possédant un type 0 ou 1, la classe B pour la performance maintenue et la classe 2 pour la représentativité du site sont utilisées. Pour les stations assimilées avec un type de station supérieur à 1, les classes C et 3 sont utilisées. Pour rappel, les classes B et 2 correspondent à une incertitude faible sur les mesures alors que pour les classes C et 3 l'erreur est plus forte. Pour les précipitations, le minimum de l'écart-type d'erreur est fixé à 1 mm. L'utilisation du type de station permet de fournir une estimation des erreurs d'observations, avec des informations limitées comme dans le passé, qui seront utilisées dans les différentes expériences.

Des stations indépendantes (c'est-à-dire non assimilées) sur les 4 densités simulées sont également sélectionnées pour la validation. Ces stations ne sont pas localisées dans les cellules où une station est assimilée. Les groupes de validation se composent de 1500 stations pour la température et de 783 stations pour les précipitations. Sur les stations de validation, les métadonnées de Météo-France (performance maintenue et représentativité du site) sont utilisées pour définir les erreurs d'observations lors du calcul des scores. La répartition spatiale de ces stations et de celles assimilées est présentée en Figure 2.9.

## Liste des expériences

**Expériences pour les précipitations et les températures** Le Tableau 2.2 résume les expériences présentées dans cette étude pour les variables de température et de précipitations. Les expériences TP1 à TP4 permettent de montrer l'influence des différents paramètres de la méthodologie d'assimilation de données, comme la localisation et l'anamorphose, avec une densité fixe : 1871. Les expériences TP4 à TP7 permettent quant à elles d'appréhender l'évolution de la qualité de la réanalyse en fonction de la densité d'observation.

Tableau 2.2 – Liste des expériences présentées pour la température (T) et les précipitations (P).

Expérience	Localisation	Anamorphose	Densité	Stations assimilées (T/P)
TP1	Non	Non	1871	33/9
TP2	$\rho_1$	Non	1871	33/9
TP3	$\rho_2$	Non	1871	33/9
TP4 (FYRE Density 1871)	$\rho_2$	Oui	1871	33/9
TP5 (FYRE Density 1900)	$\rho_2$	Oui	1900	907/83
TP6 (FYRE Density 1930)	$\rho_2$	Oui	1930	1223/117
TP7 (FYRE Density 1950)	$\rho_2$	Oui	1950	2096/320

**Expériences pour l'évapotranspiration** Les expériences concernant l'évapotranspiration sont divisées en deux parties :

- l'évapotranspiration – potentielle d'Oudin ou les pseudo-observations d'évapotranspiration de référence – est assimilée en utilisant les covariances de l'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate : expériences U1 à U6 (U pour univarié, Tableau 2.3) ;
- des températures moyennes journalières sont assimilées dans une ébauche constituée de la température et de l'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate : expériences M1 à M6 (M pour multivarié, Tableau 2.4).

Le premier jeu d'expérience, U1 à U3, a pour but de voir l'impact des matrices de localisation sur l'assimilation d'évapotranspiration. Pour cela la densité est fixée à celle de 1871 sur les trois expériences. Le second jeu d'expériences, U3 à U6, permet d'appréhender la sensibilité du système à la densité avec un nombre de stations assimilées qui varie de 9 à 320. Chacune des expériences est réalisée en double : une fois où l'évapotranspiration potentielle d'Oudin brute est assimilée ( $E_O$ ) et une seconde où la fonction de transfert  $F$  est appliquée pour prendre en compte la différence entre l'évapotranspiration d'Oudin et de Penman-Monteith ( $E_{pseudo}$ ).

Tableau 2.3 – Liste des expériences présentées pour l’assimilation de l’évapotranspiration potentielle d’Oudin ( $E_O$ ) et des pseudo-observations d’évapotranspiration de référence ( $E_{pseudo}$ ). Avec  $ET_0$  SCOPE : évapotranspiration de référence de SCOPE Climate.

Expérience	Localisation	Ébauche	Données assimilées	Densité	Stations assimilées
U1	Non	$ET_0$ SCOPE	$E_O/E_{pseudo}$	1871	9
U2	$\rho_1$	$ET_0$ SCOPE	$E_O/E_{pseudo}$	1871	9
U3	$\rho_2$	$ET_0$ SCOPE	$E_O/E_{pseudo}$	1871	9
U4	$\rho_2$	$ET_0$ SCOPE	$E_O/E_{pseudo}$	1900	83
U5	$\rho_2$	$ET_0$ SCOPE	$E_O/E_{pseudo}$	1930	117
U6	$\rho_2$	$ET_0$ SCOPE	$E_O/E_{pseudo}$	1950	320

Les expériences assimilant les températures à travers une assimilation multivariée suivent le même objectif que les expériences précédentes. Dans un premier temps, l’impact des matrices de localisation est quantifié à l’aide des expériences M1 à M3 où la densité est fixée à 1871, soit seulement 9 stations assimilées. La suite des expériences permet de simuler les densités du passé de 1871, 1900, 1930 et 1950 afin d’évaluer la sensibilité de la réanalyse à l’évolution du réseau.

Tableau 2.4 – Liste des expériences présentées pour l’assimilation multivariée.  $ET_0+T$  SCOPE : évapotranspiration de référence et température de SCOPE Climate, T Obs : température observée.

Expérience	Localisation	Ébauche	Données assimilées	Densité	Stations assimilées
M1	Non	$ET_0+T$ SCOPE	T Obs	1871	9
M2	$\rho_3$	$ET_0+T$ SCOPE	T Obs	1871	9
M3	$\rho_4$	$ET_0+T$ SCOPE	T Obs	1871	9
M4	$\rho_4$	$ET_0+T$ SCOPE	T Obs	1900	83
M5	$\rho_4$	$ET_0+T$ SCOPE	T Obs	1930	117
M6	$\rho_4$	$ET_0+T$ SCOPE	T Obs	1950	320

## 2.2.2 Résultats des expériences pour les précipitations et les températures

Cette partie a pour but de fournir les résultats des différentes expériences effectuées sur la période 2009-2012 pour les précipitations et les température (Tableau 2.2). Ces résultats sont notamment évalués à travers les outils de vérification présentés dans la section 1.3 du chapitre 1. La référence utilisée est composée des stations de validation indépendantes précédemment introduites (Figure 2.9).

### Impact de la localisation : expériences TP1 à TP3

Même lorsqu’aucune matrice de localisation n’est utilisée, la réanalyse de la température donne des résultats meilleurs que SCOPE Climate (Figure 2.10, panneaux de droite). C’est particulièrement le cas dans les zones où le nombre de stations assimilées est élevé, comme dans le nord-ouest. Dans certaines régions montagneuses, comme les Alpes, les Pyrénées et la Corse, le CRPSS est négatif, montrant une performance de la réanalyse inférieure à celle de l’ébauche. Lorsque la réanalyse de la température utilise la matrice de localisation  $\rho_1$ , l’amélioration est plus importante que sans localisation, notamment au nord et sur la vallée du Rhône. Cependant, les zones montagneuses possèdent toujours des CRPSS négatifs. Enfin l’application de la matrice

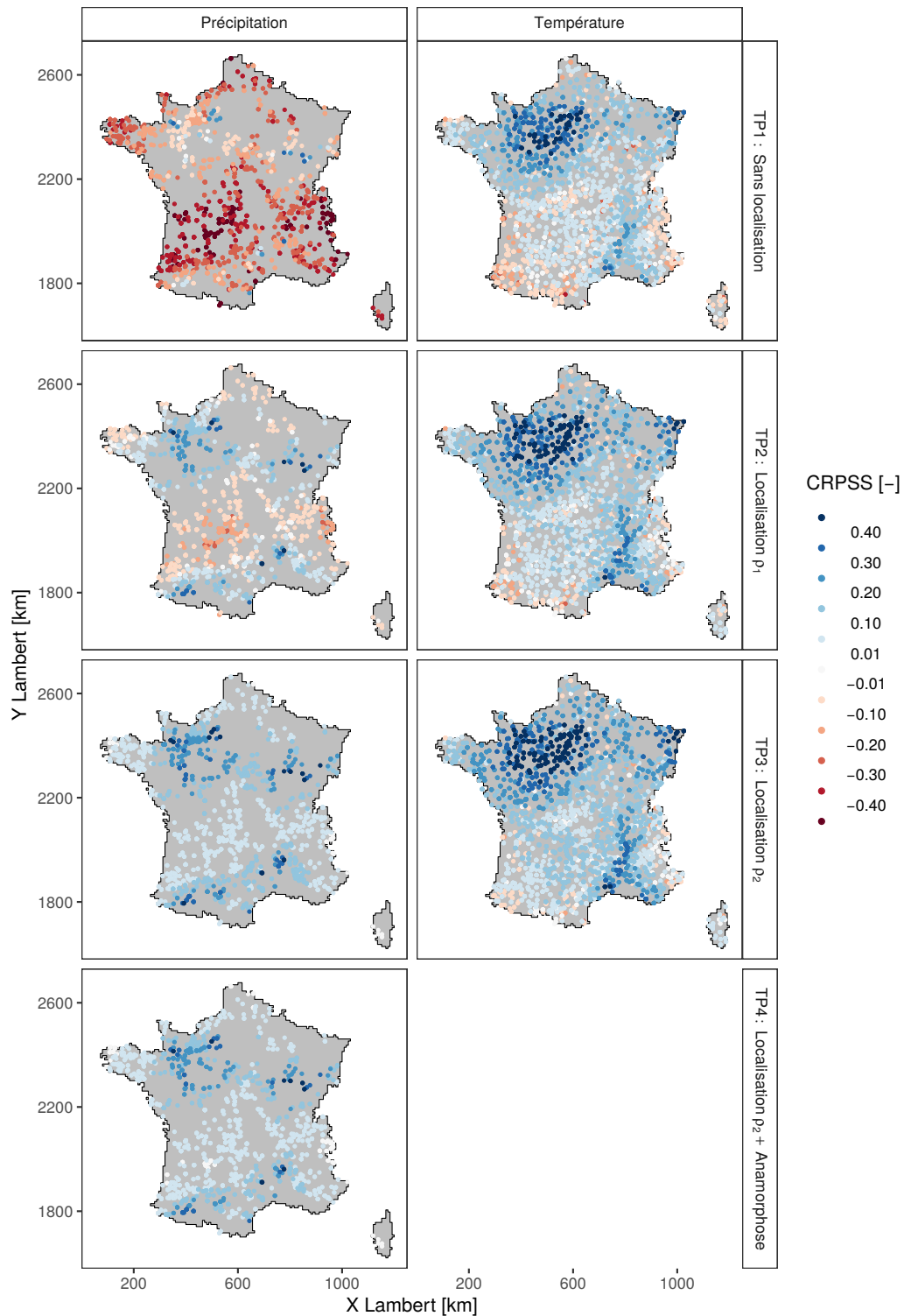


FIGURE 2.10 – Effet des différentes matrices de localisation et de l’anamorphose sur la performance des réanalyses de précipitations et de température sur la période 2009-2012 en termes de CRPSS.

de localisation  $\rho_2$  donne des résultats proches de la réanalyse avec la matrice de localisation  $\rho_1$ , avec des améliorations visibles localement, par exemple le long de la vallée du Rhône.

Pour les précipitations, lorsqu'aucune matrice de localisation n'est appliquée, la quasi-totalité des CRPSS sont négatifs, témoignant d'une dégradation de la qualité de SCOPE Climate lors de l'assimilation. Les seules améliorations sont situées autour des stations assimilées de façon très locale (Figure 2.10, panneaux de gauche). En utilisant la matrice de localisation  $\rho_1$ , les améliorations s'étendent largement autour des stations assimilées. Dans certaines régions, la réanalyse est cependant toujours de moins bonne qualité que SCOPE Climate (au nord des Alpes ou au sud-est de la France), ces zones étant souvent situées loin des stations assimilées. La matrice  $\rho_2$  permet de réduire les régions où le CRPSS est négatif. Cependant, dans certaines zones, les valeurs du CRPSS sont toujours inférieures à zéro.

Les différentes expériences menées sans localisation, avec la matrice  $\rho_1$  et la matrice  $\rho_2$  montre clairement l'impact et l'intérêt d'une localisation dans le schéma d'assimilation de données, particulièrement pour les précipitations. La matrice  $\rho_2$  donne de meilleurs résultats que  $\rho_1$ , c'est pourquoi dans la suite des expériences, la matrice de localisation appliquée à la fois à la température et aux précipitations sera la matrice  $\rho_2$ .

### Impact de l'anamorphose sur les précipitations : expériences TP3 à TP4

Même avec une matrice de localisation adaptée, l'assimilation des précipitations a un impact négatif dans les régions éloignées des stations assimilées. Pour tenter de corriger ce problème, l'anamorphose est appliquée dans le cadre de l'assimilation des précipitations et les résultats de la réanalyse avec et sans anamorphose sont comparés (Figure 2.10, panneau en bas à gauche). Cette transformation est uniquement appliquée sur les précipitations, l'impact sur la température est donc nul et n'est pas présenté. Bien que peu visible, une amélioration est présente, faisant évoluer la médiane des CRPSS de 0,07 à 0,09 entre l'expérience 3 et l'expérience 4. Pour les expériences suivantes, l'anamorphose est donc appliquée.

### Évolution de la qualité selon différentes densités d'observations : expériences FYRE Density

Sur l'ensemble des expériences précédentes, la densité d'observation était similaire à celle du 1<sup>er</sup> janvier 1871 afin de mettre en avant l'impact de la localisation et de l'anamorphose. Cette partie vise à décrire la qualité des réanalyses produites ainsi que le lien entre leur qualité et la densité d'observation. Dans le schéma d'assimilation, la matrice de localisation  $\rho_2$  et l'anamorphose sont implémentées. Les réanalyses seront nommées FYRE Density  $X$  avec  $X$  l'année de simulation du réseau.

**CRPSS** Pour la température, même avec une densité de 1871, FYRE Density 1871 possède un CRPSS positif pour la majorité des stations de validation (Figure 2.11, panneau de droite). L'augmentation du CRPSS suit clairement l'augmentation du nombre de stations assimilées. Pour les densités supérieures à 1871, des stations localisées dans les régions montagneuses tendent à avoir des CRPSS inférieurs à 0. Dans ces zones, la différence entre la station et l'altitude de la maille peut être importante (> 500 mètres), ce qui rend difficile la validation.

En ce qui concerne les précipitations (Figure 2.11, panneau de gauche), FYRE Density est de meilleure qualité que SCOPE Climate pour l'ensemble des densités. Comme pour la température, l'amélioration évolue en parallèle de la densité d'observation. Contrairement aux températures, les améliorations sont localisées autour des stations assimilées. La forte hétérogénéité spatiale des précipitations et de la matrice de localisation  $\rho_2$  explique cet effet local. La baisse du CRPSS dans les zones montagneuses est moins visible que pour la température. En effet, le gradient altitudinal des précipitations est moins marqué que celui des températures.

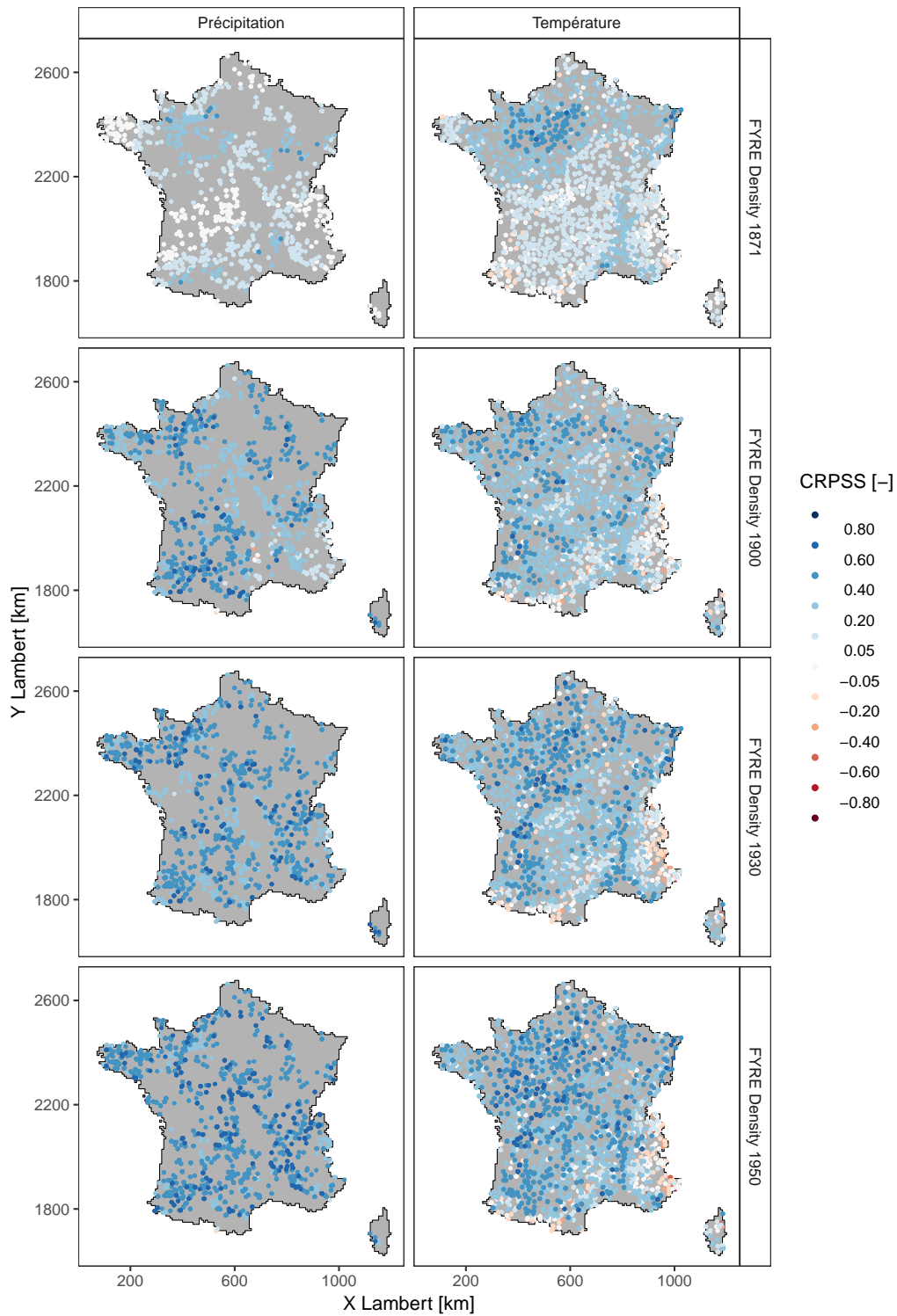


FIGURE 2.11 – Effet des différentes densités d’observation sur la performance des réanalyses de précipitations et de température sur la période 2009-2012 en termes de CRPSS.



**Corrélation journalière et biais moyen journalier** La corrélation journalière de la température pour FYRE Density est clairement au-dessus de celle de SCOPE Climate pour la totalité des densités testées (Figure 2.12, panneaux de gauche). Comme pour le CRPSS, la corrélation augmente lorsque le nombre de stations du réseau s'élève. Pour FYRE Density 1900 et FYRE Density 1930, les corrélations sont globalement supérieures à 0,95 mais n'atteignent pas, en termes de médiane, la valeur de Safran. En revanche, pour FYRE Density 1950, les corrélations sont très proches. Cependant, il faut noter que les stations de validation sont assimilées dans Safran et ne sont donc pas indépendantes. Au sein des réanalyses un petit groupe de stations possède des corrélations plus faibles que les autres. Ces stations sont situées dans les Alpes et les Pyrénées où des différences d'altitude importantes entre la station et la cellule peuvent apparaître. Cette tendance est présente dans Safran, l'ébauche et les réanalyses produites.

Des conclusions similaires peuvent être tirées pour la corrélation journalière des précipitations (Figure 2.12, panneaux de gauche). Dès la densité de 1871, une amélioration est présente et augmente en parallèle du nombre de stations assimilées. Pour les densités de 1871 et 1900, l'amélioration est uniquement importante autour des stations assimilées. Les corrélations journalières de FYRE Density 1930 et 1950 sont très proches de celles de Safran.

Le biais moyen journalier pour la température en fonction de la différence d'altitude entre la station de validation et celle de la cellule associée permet de mieux comprendre l'impact de cette différence (Figure 2.12, panneaux de droite). L'ébauche SCOPE Climate et Safran possèdent un biais médian faible, légèrement négatif et des biais par station fortement corrélés avec la différence d'altitude. Pour FYRE Density, le biais à l'échelle de la France est toujours présent, mais pour les densités de 1900, 1930 et 1950, il est proche de 0. Pour les 4 réanalyses, le biais par station est dépendant de la différence d'altitude. Globalement, la pente du nuage de points est similaire pour l'ébauche et les réanalyses, ce qui démontre que l'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  reporte bien les gradients altitudinaux de SCOPE Climate au sein des réanalyses. Une pente similaire peut s'observer dans Safran, qui utilise un gradient basé sur les observations, ce qui vient valider la définition de  $\mathbf{H}$  dans le schéma d'assimilation.

Contrairement aux températures, le biais moyen journalier des précipitations n'est que peu influencé par la différence d'altitude entre la station et l'altitude de la cellule associée (Figure 2.12, panneaux de droite). Un effet de la différence d'altitude est visible lorsque les différences sont élevées, avec une surestimation quand la cellule est située plus en altitude que la station (et inversement). Le biais médian à l'échelle de la France est proche de zéro pour SCOPE Climate, FYRE Density et Safran, à l'exception de FYRE Density 1950 qui possède un léger biais négatif. Les biais moyens journaliers de l'ébauche étant relativement faibles l'impact de l'assimilation est moins visible sur cette variable. Cependant, le nuage de points se concentre autour de zéro tandis que le nombre d'observations assimilées s'élève.

Pour aller plus loin dans l'analyse des résultats, le biais journalier est présenté par classe de température observées (Figure 2.13). Dans toutes les classes d'observations les réanalyses FYRE Density possèdent un biais inférieur à celui de l'ébauche, le biais des réanalyses diminue avec l'augmentation des stations assimilées. Pour les densités simulées de 1900, 1930 et 1950, FYRE Density possède des biais inférieurs à Safran pour les températures entre 0 et 30 °C. Pour les températures élevées (> 30 °C) les trois densités sous-estiment légèrement les températures, tout comme Safran. Pour les températures froides (< -10 °C) l'assimilation permet de réduire le biais de SCOPE Climate, qui surestime grandement les températures, cependant le biais dans les réanalyses reste supérieur au biais de Safran.

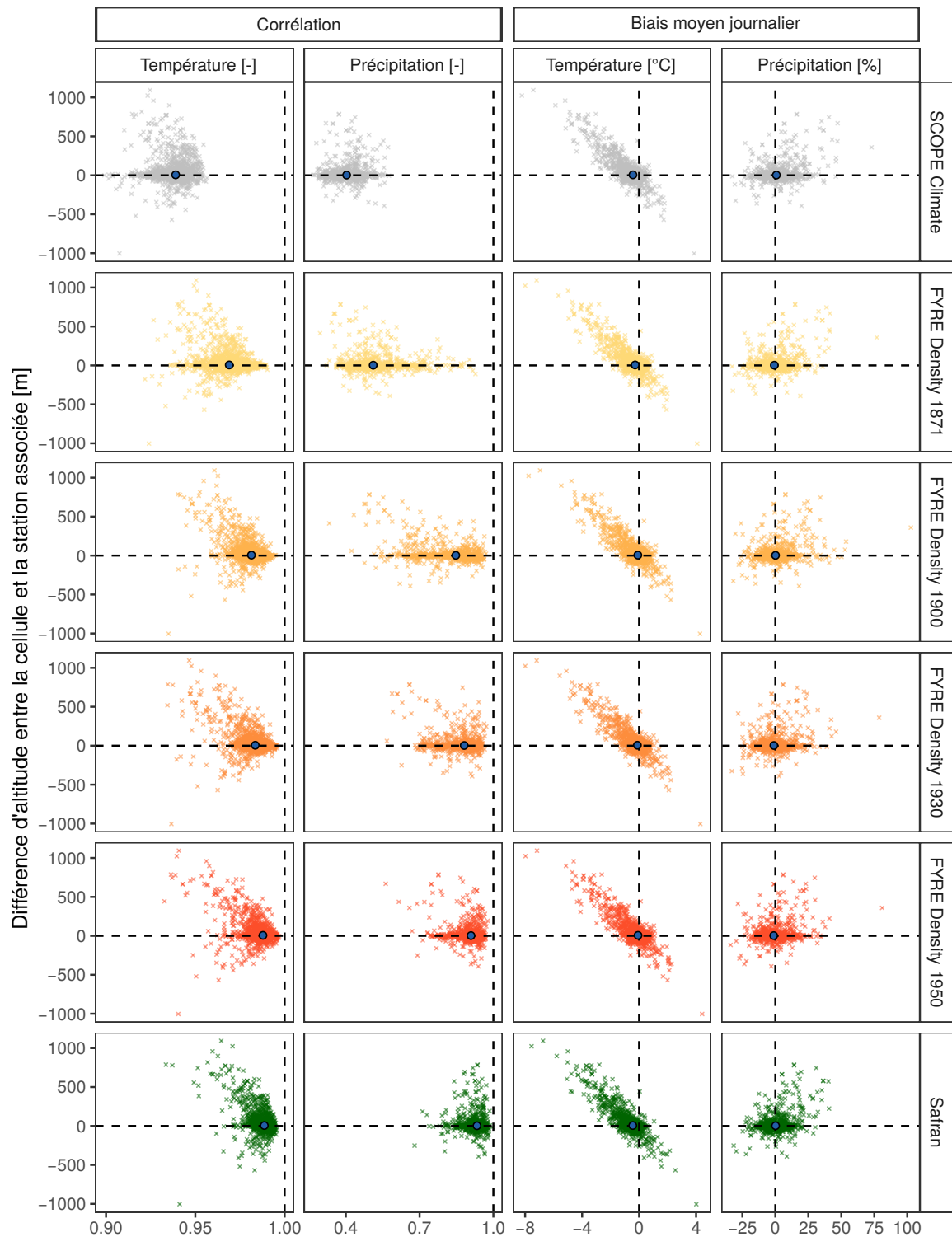


FIGURE 2.12 – Corrélation journalière et biais moyen journalier pour la température et les précipitations en fonction de la différence entre de l'altitude des stations de validation et les cellules correspondantes. Le cercle bleu représente la médiane sur toute les stations de validation.

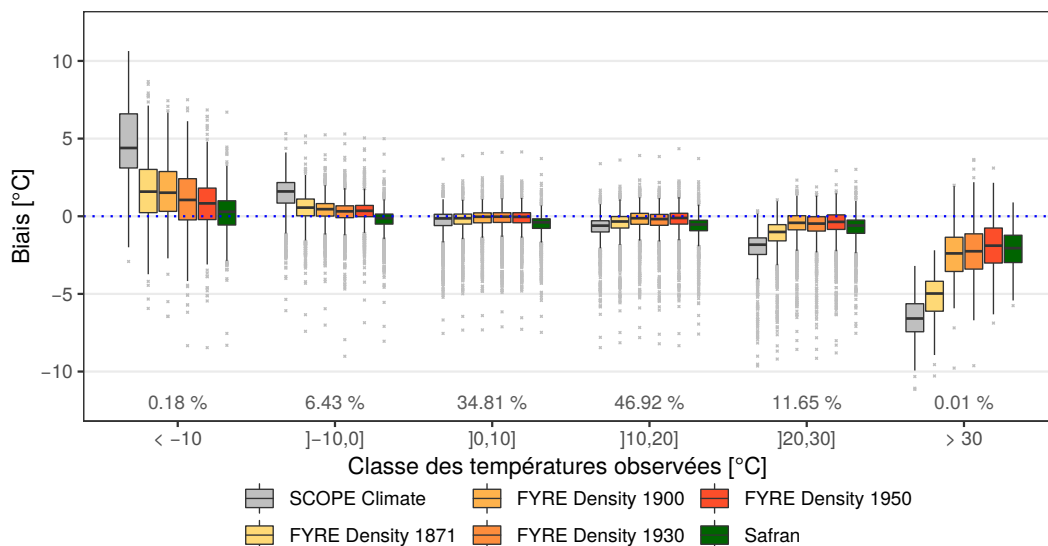


FIGURE 2.13 – Boîtes à moustache des biais moyens journaliers de température en fonction des températures observées. Les pourcentages en bas des boîtes à moustache représentent la proportion du nombre de jours de la classe sur la période 2009-2012.

Comme pour la température, le biais moyen journalier par classe des précipitations non nulles est plus faible pour FYRE Density que pour SCOPE Climate quelle que soit la densité d’observations (Figure 2.14). L’ébauche a tendance à surestimer les petites précipitations, avec un biais de +200 % pour les précipitations inférieures à 2 mm/j. De plus, les précipitations supérieures à 2 mm/j sont sous-estimées, et ce biais s’accroît lorsque la valeur des précipitations augmente. Pour les valeurs inférieures à 2 mm/j l’impact de l’assimilation est important et réduit fortement le biais présent dans SCOPE Climate dès la densité de 1900. Les réanalyses FYRE Density 1930 et 1950 possèdent des biais équivalents à la réanalyse Safran. Globalement, pour les précipitations plus élevées, FYRE Density suit les mêmes tendances que SCOPE Climate, mais avec des biais inférieurs, surtout pour les densités de 1900, 1930 et

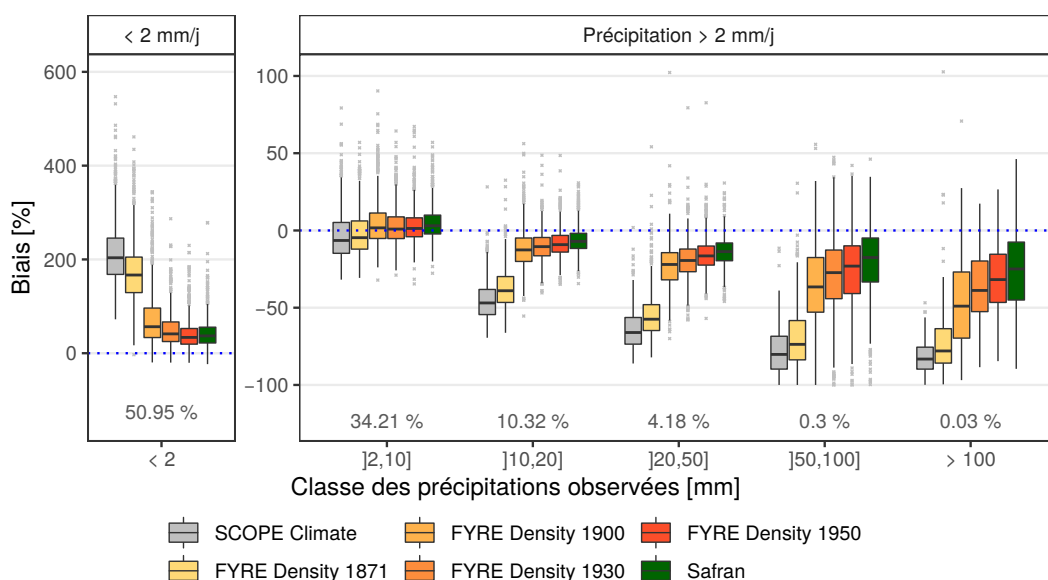


FIGURE 2.14 – Boîtes à moustache des biais moyens journaliers des précipitations en fonction des précipitations observées. Seules les précipitations observées non nulles sont considérées. Les pourcentages en bas des boîtes à moustache représentent la proportion du nombre de jours de la classe sur la période 2009-2012.

1950. Pour les précipitations supérieures à 10 mm/j, Safran montre des biais plus faibles que les réanalyses FYRE Density.

Le dernier point de validation, pour le biais des précipitations, s'attarde sur les biais moyens existants lorsque les précipitations observées sont nulles (Figure 2.15). SCOPE Climate surestime largement les précipitations lors des jours avec des précipitations observées à zéro. FYRE Density 1871 quant à lui montre une légère amélioration de ce biais en comparaison de l'ébauche. Avec les densités de 1900, 1930 et 1950, les réanalyses surestiment beaucoup moins les précipitations que l'ébauche.

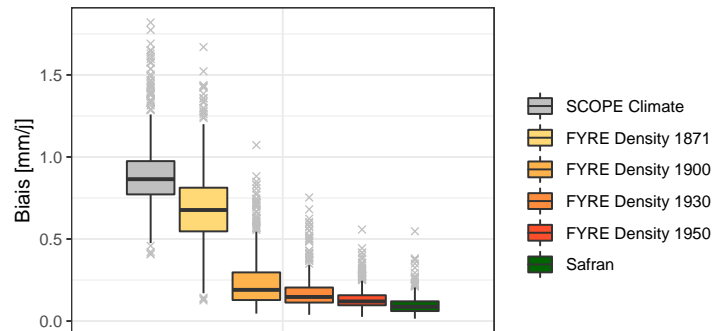


FIGURE 2.15 – Boîtes à moustache des biais moyens journaliers des précipitations lorsque les précipitations observées sont nulles.

Cette analyse du biais et de la corrélation a mis en avant la dépendance des réanalyses aux caractéristiques de l'ébauche. Cette dépendance a tendance à diminuer lorsqu'une densité suffisante d'observations est assimilée. Pour les températures, une densité faible d'observations suffit à obtenir des réanalyses de très bonne qualité qui sont moins dépendantes de l'ébauche. Les précipitations étant plus hétérogènes spatialement, il est nécessaire d'en assimiler un nombre plus important pour pallier les défauts de l'ébauche.

**Décomposition du CRPS** Pour tous les jeux de données et les deux variables, l'indice de fiabilité est plutôt bas, en comparaison du CRPS potentiel, montrant la bonne fiabilité des jeux de données (Figure 2.16, panneaux du haut).

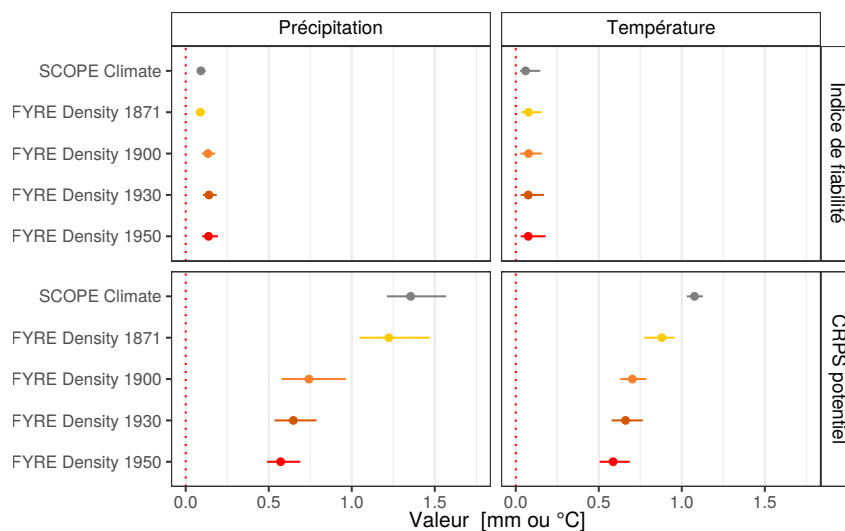


FIGURE 2.16 – Effet de l'assimilation sur la décomposition du CRPS pour différentes densités. Les points représentent la médiane, et la barre les quantiles 25 et 75.

Cependant, le CRPS potentiel, représentant l'incertitude de l'ensemble, est élevé pour SCOPE Climate (Figure 2.16, panneaux du bas). Lorsque les observations sont assimilées, l'indice de fiabilité reste relativement bas mais est cependant légèrement supérieur à celui de l'ébauche. Sur le CRPS potentiel, l'impact de l'assimilation est clairement visible avec une diminution de l'incertitude dès la densité de 1871, qui se poursuit avec des densités de stations plus importantes.

Globalement, lorsque les observations sont assimilées la fiabilité de l'ensemble est conservée et l'incertitude de l'ensemble est réduite à la fois pour les précipitations et pour les températures.

**Chroniques journalières sur les cellules de validation** Les chroniques d'observations, de Safran, de SCOPE Climate et de FYRE Density sont étudiées sur les deux stations de cas d'étude (Id 22136001/Id 7154005) et leurs cellules associées (2495/7548). Le but est de mettre en avant les forces et faiblesses des réanalyses pour les températures et les précipitations. La période sélectionnée s'étend du 1<sup>er</sup> octobre au 10 novembre 2001, incluant un événement de pluie intense sur la barre des Cévennes en début du mois de novembre 2001 (Ducrocq *et al.*, 2013). Sur les deux cellules, aucune observation n'est assimilée, quelle que soit la densité d'observation testée.

Pour la première cellule, située dans les Cévennes, l'incertitude des précipitations au sein de l'ébauche est très élevée, spécialement durant l'événement de pluie intense de début novembre (Figure 2.17, panneau de gauche). De plus, l'autocorrélation des membres au sein de l'événement est assez faible, avec des membres variant d'un jour à l'autre de 75-100 mm à 0 mm, contrairement aux observations qui indiquent un événement continu sur 3 jours. Au contraire pour FYRE Density, les variations temporelles présentes dans les observations sont récupérées dès la densité de 1900. L'écart entre les membres, représentant l'incertitude, décroît lorsque la densité d'observation augmente entre les densités de 1871 à 1950. Il est intéressant de noter que FYRE Density 1930 montre une sous-estimation de l'intensité des précipitations durant l'événement extrême, contrairement à la réanalyse FYRE Density 1900. Cette différence met en avant l'impact sur l'analyse du changement de réseau de stations assimilées. En effet, si avec la densité de 1930 une station assimilée proche possède des valeurs observées plus faibles, alors l'intensité de l'analyse sur cette cellule va être diminuée. Pour le 1<sup>er</sup> novembre, la valeur moyenne de FYRE Density est de 149 mm, celle de Safran 135 mm, alors que l'observation sur la station atteint 191 mm. Cette différence semble raisonnable lorsque l'on considère la nature maillée des deux produits, d'autant plus que l'observation est elle-même entachée d'une erreur.

Pour la température, SCOPE Climate manque aussi de cohérence temporelle au sein de ses membres et possède une incertitude large sur toute la période (Figure 2.17, panneau de droite). De la fin octobre au début de novembre, tous les jeux de données surestiment les valeurs observées. Sur cette période, l'incertitude de FYRE Density est trop réduite et conduit à un ensemble moins fiable que SCOPE Climate. La surestimation de tous les jeux de données vient cependant mettre en doute la qualité des observations au sein de cette période. Sur le reste de la période, l'assimilation tire les réanalyses vers les observations indépendantes, montrant une nette amélioration vis-à-vis de SCOPE Climate. Dès la densité de 1900, les réanalyses possèdent un comportement similaire à celui de la réanalyse Safran, et sont même plus proches des observations. Quand la densité d'observations augmente, l'incertitude des différentes réanalyses diminue largement.

La seconde station, située en Bretagne, se situe dans une zone d'influence océanique. Les reconstructions SCOPE Climate présentent une forte incertitude sur les précipitations pour toute la période ainsi qu'une fiabilité relativement bonne, excepté pour les précipitations fortes (Figure 2.18, panneau de gauche). L'assimilation avec une densité de 1871 n'a pas d'effet car les stations assimilées sont trop éloignées de la cellule (voir la Figure 2.9). Dès la densité de 1900 l'impact de l'assimilation est visible avec une réduction de l'incertitude. Sur cette densité, le pic de pluie présent début novembre est décalé d'un jour par rapport aux observations, menant à une sous-estimation importante. Cependant, ce comportement est également visible dans Safran.

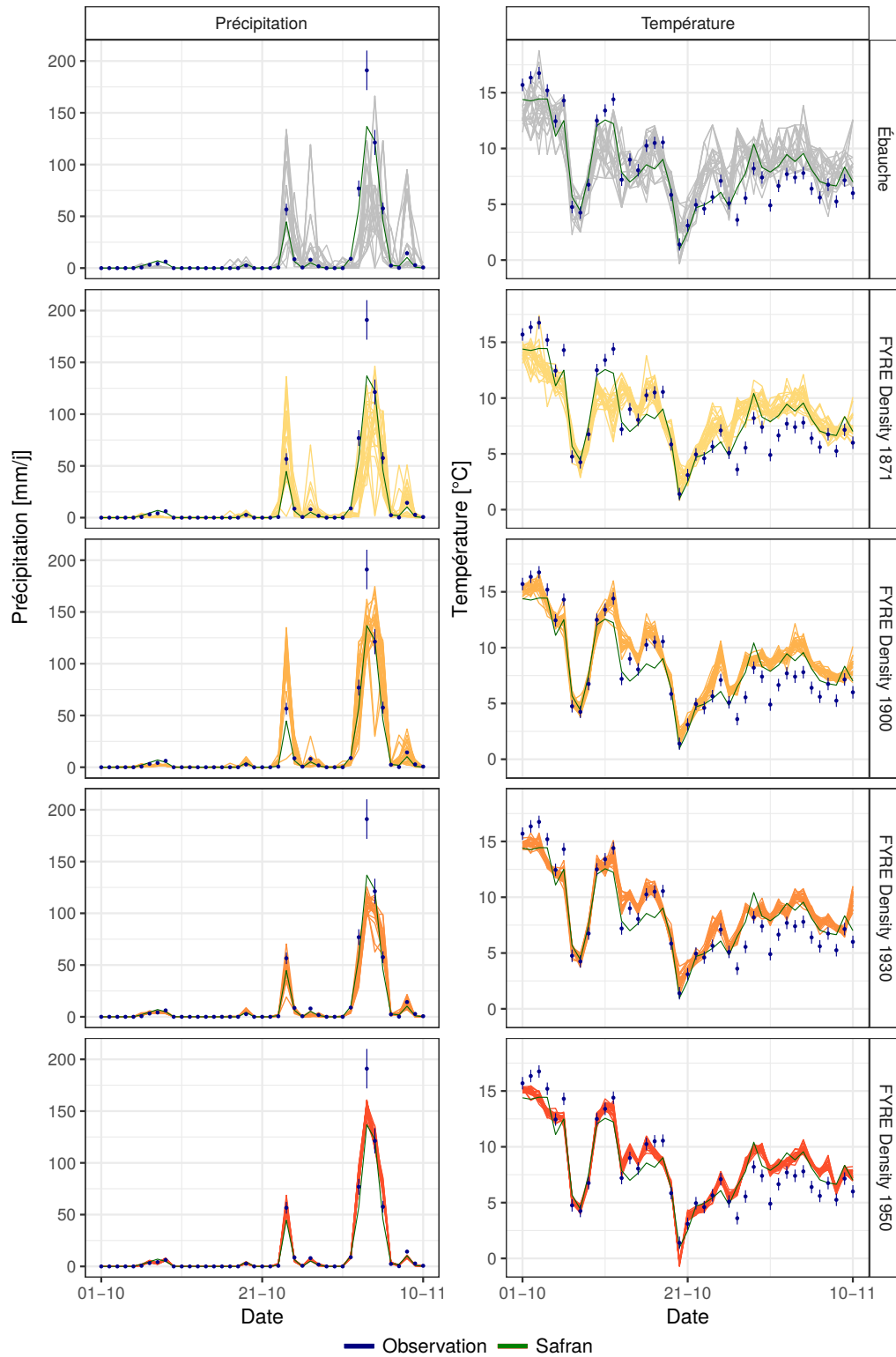


FIGURE 2.17 – Précipitation et température journalière sur la cellule d'étude 7548 et la station 7154005 associée durant la période du 1<sup>er</sup> octobre 2011 au 10 novembre 2011. L'erreur d'observation est représentée par les barres d'erreurs ( $\pm \sigma_{obs}$ ). La station n'est pas assimilée.

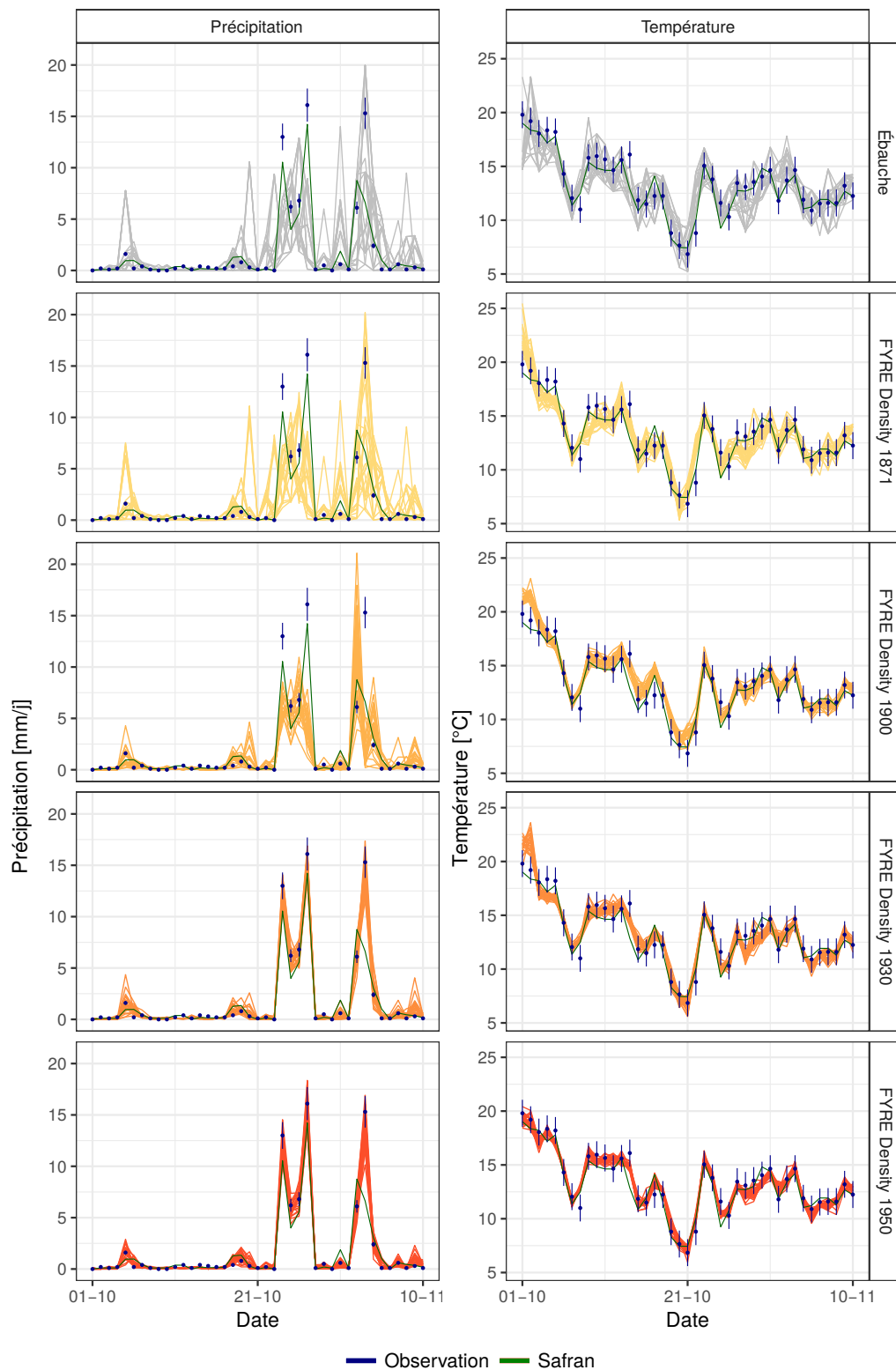


FIGURE 2.18 – Précipitation et température journalière sur la cellule d’étude 2495 et la station 22136001 associée durant la période du 1<sup>er</sup> octobre 2011 au 10 novembre 2011. L’erreur d’observation est représentée par les barres d’erreurs ( $\pm \sigma_{obs}$ ). La station n’est pas assimilée.

Sur les densités de 1930 et 1950, l'ensemble est fiable et possède une incertitude très réduite en comparaison de SCOPE Climate.

Pour les températures, les variations sont bien identifiées dans l'ébauche, avec une très bonne fiabilité. L'apport d'observations permet de réduire l'incertitude présente dans les reconstructions tout en conservant une fiabilité élevée. Pour les densités supérieures à 1871 et autour du 10 octobre, les réanalyses sont plus proches des observations que la réanalyse Safran.

L'analyse des chroniques journalières sur deux cellules appartenant à des climats différents a mis en avant la dépendance du système d'assimilation au nombre d'observations assimilées. La reconstruction des extrêmes est notamment très dépendante de l'évolution du réseau. Globalement, l'assimilation d'observations mène à des réanalyses possédant des corrélations plus élevées avec les observations, ainsi qu'une incertitude réduite. Cette réduction d'incertitude peut cependant entraîner un ensemble qui n'est pas fiable, comme montré pour les chroniques de températures dans les Cévennes.

**Vue spatialisée d'un événement extrême de précipitations** Les moyennes d'ensemble (Figure 2.19) et l'écart-type de l'ensemble (Figure 2.20) sont calculés sur chacune des cellules afin d'appréhender l'événement du 3 novembre 2011 d'un point de vue spatial. La moyenne des reconstructions de SCOPE Climate est faible en comparaison des observations, avec des maximums autour de 125-150 mm. De plus, l'ensemble présente des incertitudes importantes, notamment sur les Cévennes.

L'assimilation de données avec une densité de 1871 permet d'obtenir des moyennes d'ensemble par cellule plus élevées, atteignant 150-175 mm, mais toujours en dessous des valeurs observées. L'assimilation des quelques stations pour FYRE Density 1871 mène également à une réduction de l'incertitude, avec une légère réduction de l'écart-type. Les réanalyses FYRE Density 1900, 1930 et 1950 atteignent des moyennes d'ensemble, sur certaines cellules, proches des observations et l'incertitude continue d'être réduite. Le pattern spatial de l'événement s'affine au fur et à mesure que le nombre d'observations assimilées augmente, conduisant à des distributions spatiales proches des observations. Cependant, pour les réanalyses FYRE Density 1930 et 1950, une sous-estimation des précipitations apparaît dans le sud des Cévennes.

En comparaison de FYRE Density, le pattern de Safran est nettement moins lisse et les zones climatologiquement homogènes sont clairement visibles. La forme spatiale des champs de pluies de l'événement reconstruit dans les réanalyses est plus proche des observations.

Cette analyse met en avant l'intérêt d'intégrer des observations via l'assimilation de données à l'ébauche dans le contexte de reconstruction des événements de pluies extrêmes, via la réduction de l'incertitude et l'augmentation de la moyenne. Elle pointe également la sensibilité des réanalyses à l'évolution du réseau, comme les chroniques journalières l'avaient déjà souligné.

## Conclusion

L'ensemble des expériences a mis en avant l'intérêt de l'assimilation *offline* d'observations de précipitations et de températures dans les reconstructions SCOPE Climate. Ce gain ne provient pas uniquement de l'application brute du filtre de Kalman d'ensemble car pour obtenir de bons résultats, il est nécessaire d'appliquer les matrices de localisation.

De ce point de vue, les matrices les plus sévères, en termes de localisation, donnent les meilleurs résultats permettant d'obtenir des réanalyses de meilleure qualité que l'ébauche sur l'ensemble de la France. Ces matrices reposent sur la corrélation spatiale dans SCOPE Climate combinée à une décroissance avec la distance. La série de tests a également mis en avant l'impact positif de l'anamorphose sur les précipitations journalières lorsque celle-ci est appliquée durant l'analyse.



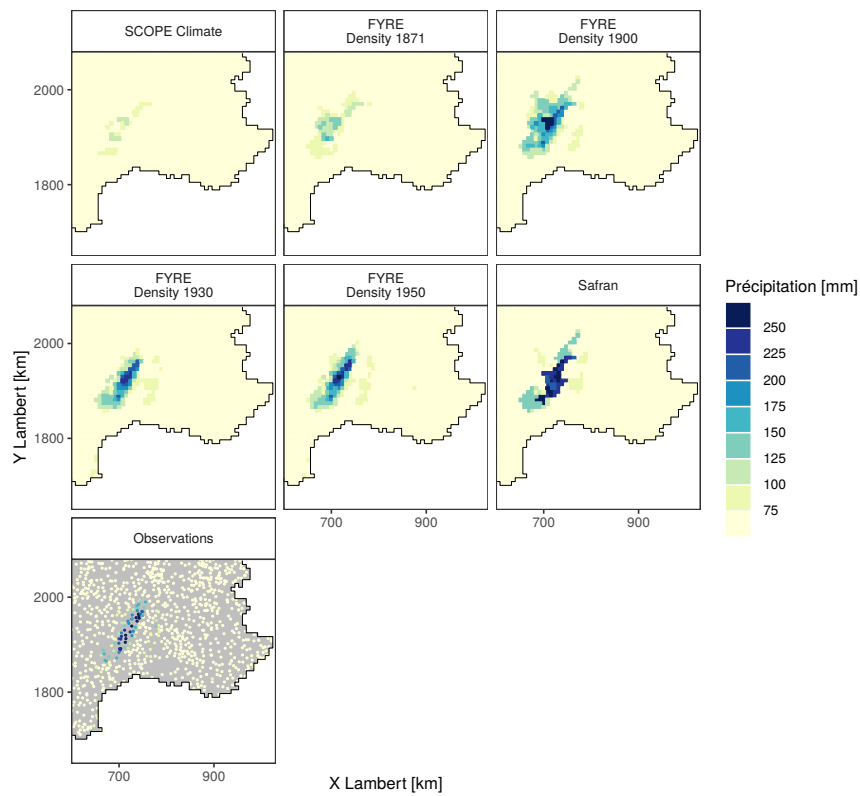


FIGURE 2.19 – Valeurs de précipitations pour différents jeux de données sur les Cévennes pour le 3 novembre 2011. Pour les ensembles, la valeur représente la moyenne.

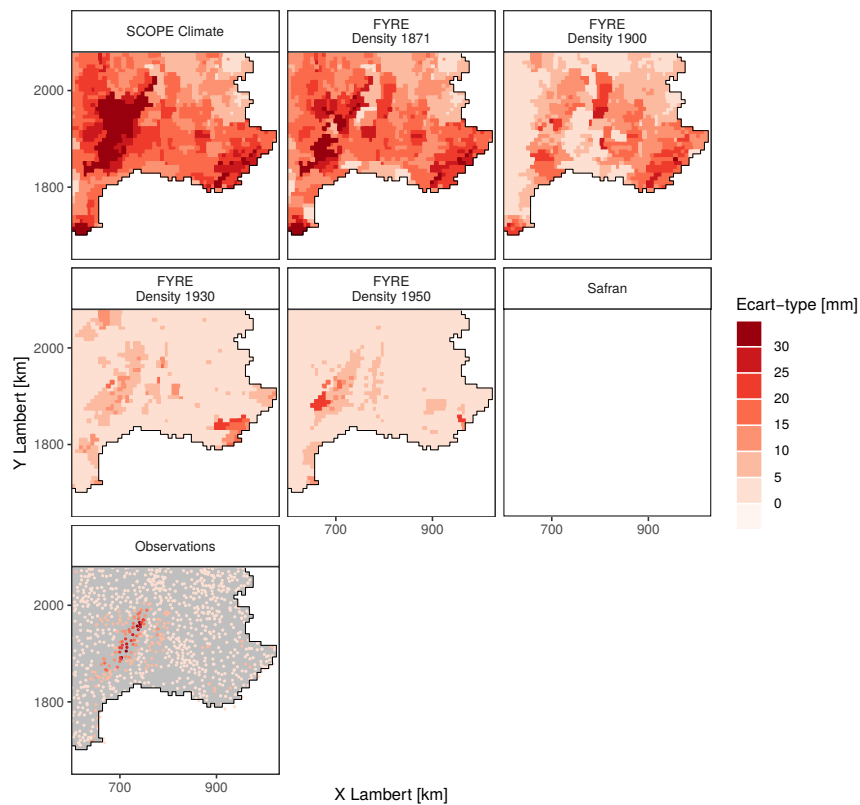


FIGURE 2.20 – Valeurs des écart-types de précipitations pour différents jeux de données sur les Cévennes pour le 3 novembre 2011. Pour les précipitations observées, cette valeur provient des métadonnées de Météo-France.

L'opérateur d'observation défini à l'aide du gradient altitudinal de SCOPE Climate semble adapté et permet de prendre en compte les différences d'altitude entre les stations et les cellules associées. Cet aspect a été mis en avant par les différences systématiques de valeurs présentes, notamment sur les températures, dans les stations en altitude. Un comportement similaire est présent dans les reconstructions SCOPE Climate mais aussi dans la réanalyse Safran, qui utilise un gradient altitudinal basé lui sur les observations disponibles, ce qui vient valider la définition de l'opérateur d'observation.

Les expériences de sensibilité de schéma d'assimilation aux différentes densités (1871, 1900, 1930 et 1950) montrent que même avec des densités faibles, telles qu'en 1871, l'erreur et la corrélation journalière sont fortement améliorées sur une grande partie de la France. Ce gain augmente quand la densité d'observation assimilée augmente. Ces résultats sont également visibles sur les chroniques journalières où les réanalyses créées sont plus proches des observations indépendantes et de la réanalyse Safran, tout en réduisant l'incertitude des 25 membres. Ces expériences sur la densité viennent donc valider l'utilisation du schéma dans le passé, elles permettent également d'appréhender l'incertitude de la future réanalyse en utilisant des erreurs d'observations se basant sur les métadonnées disponibles dans le passé.

### 2.2.3 Résultats pour l'évapotranspiration

La partie précédente a démontré que le schéma d'assimilation développé est efficace pour les précipitations et les températures journalières. Cependant, pour ces deux variables, des observations directes sont disponibles, ce qui n'est pas le cas de l'évapotranspiration. Cette section présente les résultats des différentes expériences tentant d'améliorer l'estimation de l'évapotranspiration au travers soit de l'assimilation de l'évapotranspiration d'Oudin et de pseudo-observations de Penman-Monteith, soit d'un schéma d'assimilation multivarié assimilant des observations de température. Les scores utilisés sont les mêmes que pour les précipitations et les températures. Cependant, la référence utilisée change, il s'agit désormais de l'évapotranspiration de référence issue des variables de Safran.

#### Assimilation univariée : expériences U1 à U6

On s'intéressera tout d'abord aux résultats des expériences d'assimilation univariée décrites dans le Tableau 2.3.

Dans un premier temps, la densité d'observations est fixée à celle de janvier 1871 afin de tester les différentes matrices de localisation dans un contexte où peu d'observations sont disponibles. Le second objectif est de déterminer si l'utilisation de pseudo-observations de l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith plutôt que l'évapotranspiration potentielle d'Oudin a un effet positif sur les résultats de l'assimilation. Le nombre de stations de température disponibles est seulement de 9, une fois transformées c'est donc uniquement 9 valeurs d'évapotranspiration d'Oudin ou 9 pseudo-observations d'évapotranspiration de Penman-Monteith qui sont assimilées sur la France chaque jour.

Lorsque la transformation en pseudo-observations n'est pas appliquée, le CRPSS est négatif sur les trois expériences, ce qui signifie que la qualité de la réanalyse produite est inférieure à celle de l'ébauche, SCOPE Climate (Figure 2.21, panneaux du haut). Lorsqu'aucune matrice de localisation n'est appliquée (U1), la valeur moyenne du CRPSS sur la France est de -0,3/-0,4. L'utilisation des matrices  $\rho_1$  et  $\rho_2$  permet de rapprocher le CRPSS de 0 dans les cellules situées loin de observations assimilées (situées dans le nord et le pourtour méditerranéen, voir Figure 2.9). Cependant, sur les cellules proches des stations assimilées les CRPSS restent négatifs, même avec la matrice  $\rho_2$ . Ce résultat met en avant la nette dichotomie entre l'évapotranspiration d'Oudin et l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith.

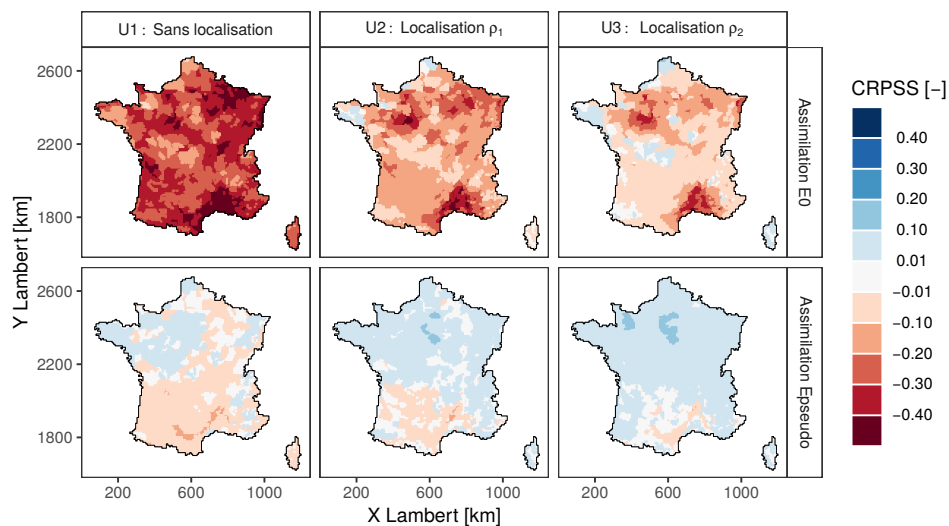


FIGURE 2.21 – Effet des différentes matrices de localisation et de l'utilisation de pseudo-observations ( $E_{pseudo}$ ) sur la performance des réanalyses univariées d'évapotranspiration sur la période 2009-2012 en termes de CRPSS avec une densité d'observation de 1871.

En assimilant les pseudo-observations, les résultats sont bien meilleurs, même sans localisation (Figure 2.21, panneaux du bas). La matrice de localisation  $\rho_1$  apporte une légère amélioration, avec une disparition des CRPSS négatif sur le nord de la France. L'application de la matrice  $\rho_2$  supprime la quasi totalité des CRPSS négatifs, avec des valeurs de CRPSS légèrement positives (entre 0 et 0,1). Le faible gain de l'assimilation doit être cependant mis en parallèle avec le faible nombre d'observations assimilées. Pour la suite des expériences la localisation  $\rho_2$  sera appliquée du fait de ses bons résultats dans les expériences U1 à U3.

Les valeurs de CRPSS, pour les expériences avec  $E_O$  et  $E_{pseudo}$ , diminuent lorsque la densité d'observation augmente (Figure 2.22). Dès la densité de 1900, les CRPSS sont négatifs et cela empire avec les densités de 1930 et 1950. Afin de mieux comprendre l'origine de ces CRPSS négatifs, l'évolution des distributions des corrélations journalières et du biais moyen journalier sont étudiées.

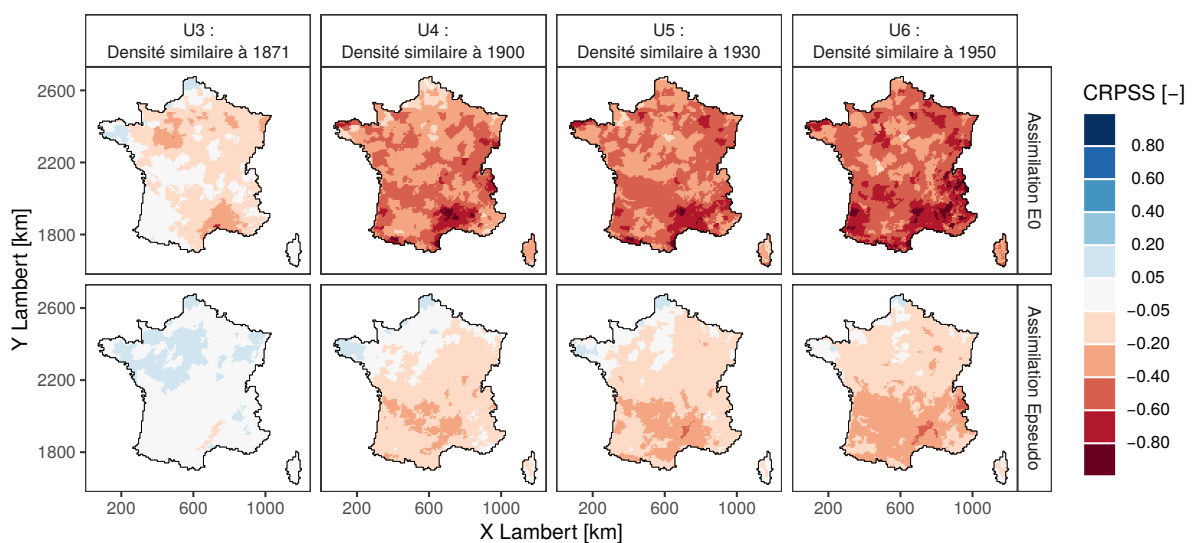


FIGURE 2.22 – Effet de la densité sur la performance des réanalyses univariées d'évapotranspiration sur la période 2009-2012 en termes de CRPSS.

La Figure 2.23 montre que les corrélations des réanalyses assimilant l'évapotranspiration d'Oudin sont toutes inférieures à celle de l'ébauche. Pour les expériences avec les pseudo-observations, la corrélation augmente sur la densité de 1871 en comparaison de SCOPE Climate. Cependant, ce n'est pas le cas sur les densités supérieures avec une diminution des corrélations au sein des réanalyses. La même observation peut être effectuée pour les biais. La transformation de l'évapotranspiration d'Oudin en pseudo-observations de l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith est clairement nécessaire, mais elle ne suffit pas à assurer des réanalyses de meilleure qualité que les reconstructions SCOPE Climate au pas de temps journalier.

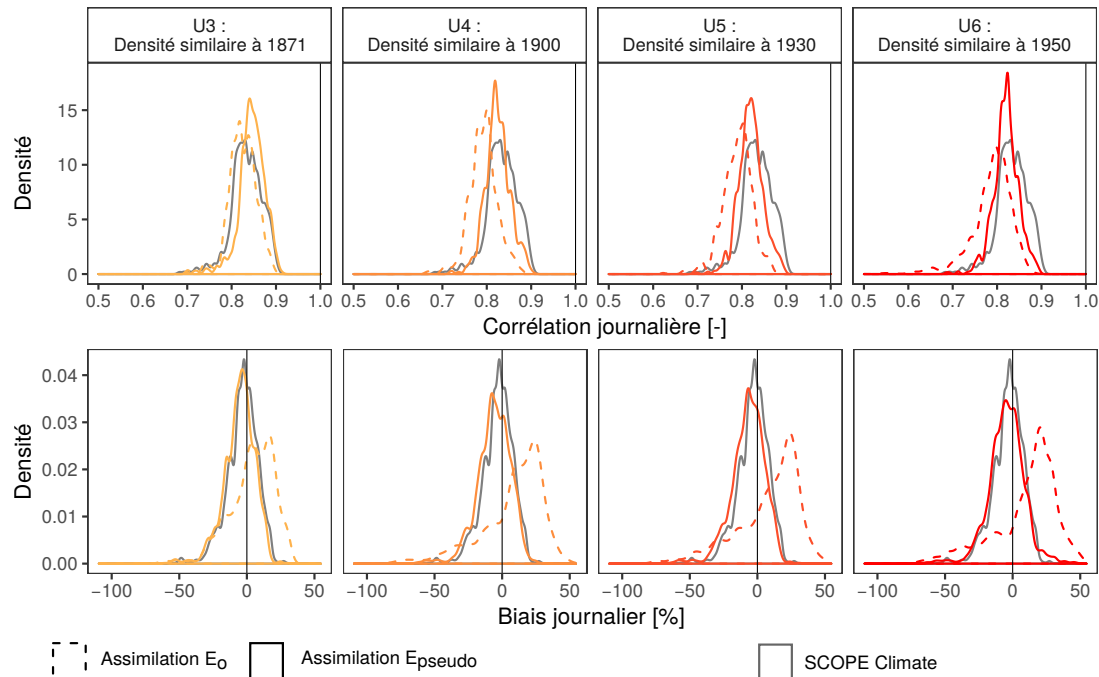


FIGURE 2.23 – Effet de la densité sur la performance des réanalyses univariées d'évapotranspiration sur la période 2009-2012 en termes de corrélation et de biais moyen journalier. L'analyse apparaît en orange et l'ébauche en gris. Les courbes pointillées / pleines oranges correspondent aux expériences assimilant l'évapotranspiration d'Oudin / les pseudo-observations de l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith.

Deux hypothèses pourraient expliquer les piètres résultats sur la période 2009-2012 :

- Les covariances de SCOPE Climate, pour la variable d'évapotranspiration, ne seraient pas de qualité suffisante pour les exploiter via l'assimilation de données.
- Les pseudo-observations n'arrivent pas reproduire correctement l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith, menant à de fortes différences entre la réanalyse et l'évapotranspiration de référence issue de Safran.

La première hypothèse a été invalidée par des expériences utilisant l'évapotranspiration de référence fournie par Safran comme observation – plutôt que les pseudo-observations – dans un schéma identique. Les résultats ont mis en avant des améliorations importantes de l'ébauche via l'assimilation (non présenté ici). La seconde explication semble également plus vraisemblable car lorsque le nombre de pseudo-observations augmente la qualité de la réanalyse décroît. De plus, la transformation effectuée pour obtenir les pseudo-observations se base sur une correction statistique de la moyenne et de l'écart-type. Ainsi, ces pseudos-observations ne sont peut être pas suffisamment pertinentes pour améliorer SCOPE Climate à l'échelle journalière.

### Assimilation multivariée : expériences M1 à M6

Pour la suite des expériences, les réanalyses d'évapotranspiration sont produites en assimilant des températures observées dans SCOPE Climate via une approche multivariée (Tableau 2.4).

L'effet de la localisation est bien visible sur la Figure 2.24, les CRPSS passent de valeurs légèrement négatives (entre -0,1 et -0,2) à des valeurs positives quand la matrice  $\rho_3$  est appliquée. Enfin, la matrice de localisation  $\rho_4$ , qui est plus restrictive que  $\rho_3$ , permet d'obtenir de meilleurs résultats. Sur l'expérience M3 les CRPSS sont légèrement positifs sur l'ensemble de la France avec des valeurs entre 0,01 et 0,1.

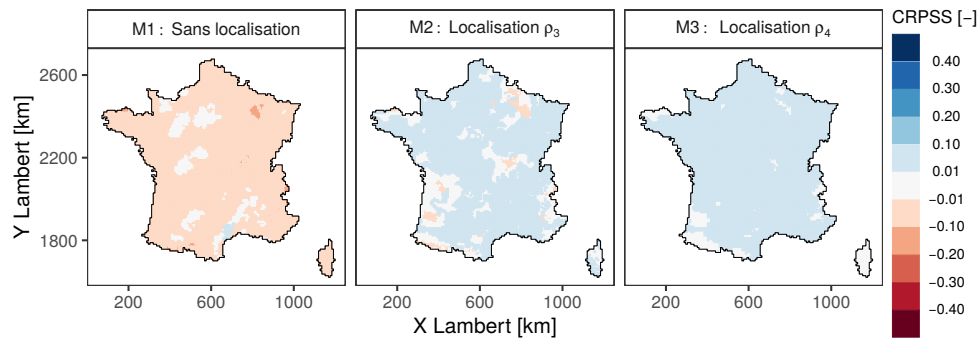


FIGURE 2.24 – Effet des différentes matrices de localisation sur la performance des réanalyses multivariées d'évapotranspiration sur la période 2009-2012 en termes de CRPSS.

Lorsque la densité augmente (Figure 2.25) le CRPSS décroît, et dès les densités de 1900 et 1930 environ la moitié des cellules possèdent un CRPS négatif. Pour la densité de 1950, les CRPSS sont négatifs sur la totalité de la France, avec des CRPSS entre -0,2 et -0,4.

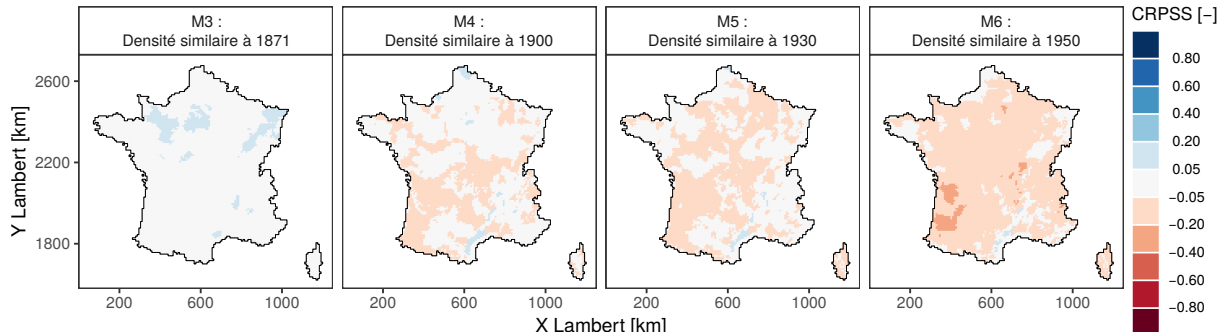


FIGURE 2.25 – Effet de la densité sur la performance des réanalyses multivariées d'évapotranspiration sur la période 2009-2012 en termes de CRPSS.

Encore une fois ce résultat semble surprenant. Pour les comprendre, l'évolution du biais et de la corrélation journalière sont proposés en Figure 2.26. La corrélation journalière augmente légèrement dans la réanalyse avec la densité de 1871 en comparaison de l'ébauche SCOPE Climate. Cependant, pour les autres densités, la corrélation diminue, menant à des corrélations légèrement inférieures à l'ébauche. La même observation peut être effectuée pour le biais moyen journalier, avec une légère amélioration sur la densité de 1871. En revanche, sur les autres densités, un biais important est présent et se stabilise autour des +25 %. Ce biais d'origine inconnue est probablement ce qui amène le CRPSS à être négatif sur les expériences M5 à M6.

Les mauvais résultats de l'assimilation multivariée peuvent peut-être s'expliquer par des covariances inter-variables trop faibles ou erronées au sein de SCOPE Climate. En effet, l'évapotranspiration possède de très fortes incertitudes dans l'ébauche ainsi que des performances assez faibles notamment en termes de cycle saisonnier (Caillouet *et al.*, 2019).

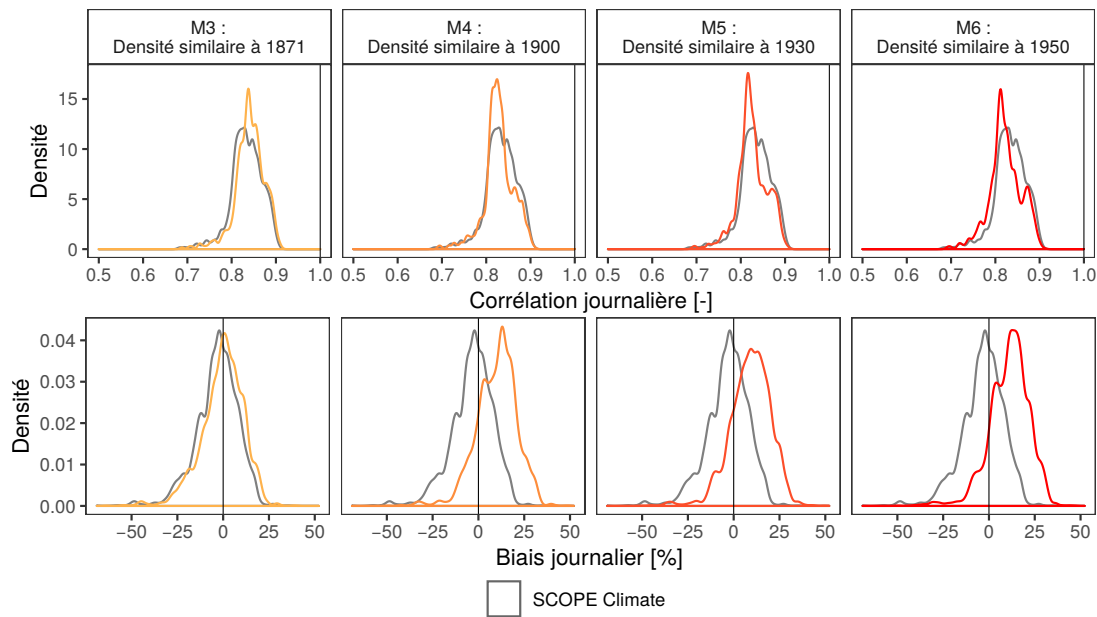


FIGURE 2.26 – Effet de la densité sur la performance des réanalyses multivariées d'évapotranspiration sur la période 2009-2012 en termes de corrélation de biais moyen journalier.

## Conclusion

Les expériences d'assimilation conduites sur l'évapotranspiration ne sont pas encourageantes. En effet, l'assimilation d'évapotranspiration potentielle d'Oudin sans transformation au préalable conduit à des résultats médiocres, mettant en avant la profonde différence entre l'évapotranspiration d'Oudin et l'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith. L'utilisation de pseudo-observations d'évapotranspiration de référence dans le schéma d'assimilation ne permet pas à l'échelle journalière d'améliorer l'estimation de l'évapotranspiration de référence présente dans l'ébauche. Enfin, l'assimilation de température journalière à l'aide d'un schéma d'assimilation multivarié produit des réanalyses fortement biaisées et donc inutilisables.

## 2.3 Création et comparaison de FYRE Daily

### 2.3.1 Création de la réanalyse journalière sur 142 ans

La section précédente a permis d'évaluer les effets de différents choix méthodologiques lors de la période 2009-2012. Le schéma d'assimilation développé a montré de bons résultats sur les réanalyses de températures et de précipitations. En revanche, l'application sur l'évapotranspiration de référence a mis en avant des résultats décevants. Les réanalyses créées présentent en effet des caractéristiques inférieures à l'ébauche. Ainsi, il est décidé de ne pas considérer l'évapotranspiration de référence pour la réanalyse sur les 142 ans.

La réanalyse FYRE Daily (French hYdrometeorological REanalysis Daily) se compose donc uniquement de précipitations totales journalières et de températures moyennes journalières. Les expériences réalisées précédemment ont permis d'établir le schéma d'assimilation conduisant aux meilleurs résultats. Les choix effectués pour la réanalyse FYRE Daily sont indiqués dans le Tableau 2.5.

Concernant les choix méthodologiques, la matrice de localisation utilisée est la matrice  $\rho_2$  construite en utilisant à la fois les corrélations spatiales de SCOPE Climate et une décroissance exponentielle basée sur la distance. De plus, pour les précipitations, la transformation gaussienne – l'anamorphose – est également implémentée. Enfin, pour les erreurs d'observations, le type

de station est utilisé sur la période pré-1999 lorsqu'aucune autre métadonnée n'est disponible. Comme sur les expériences entre 2009-2012, les stations possédant un type 0 ou 1 sont classées dans la classe B pour la performance maintenue, et dans la classe 2 pour la représentativité du site. Les stations avec un type supérieur à 1 sont quant à elles classées dans les classes C et 3.

Tableau 2.5 – Résumé des choix méthodologiques utilisés dans la réanalyse FYRE Daily.

Ébauche	Observations assimilées	Classification erreur obs. <sup>1</sup>	Écart-type minimum	Matrice localisation	Anamorphose
SCOPE	Précipitations totales journalières	Type 0-1 : B et 2	Précipitation : 1 mm	$\rho_2$	Oui pour les précipitations
Climate	Température moyenne journalière	Type 2-5 : C et 3	Température : 0,25 °C		

<sup>1</sup> Ces classifications d'erreur d'observation sont utilisées lorsqu'aucune métadonnée n'est disponible.

L'analyse est effectuée à l'aide du filtre de Kalman d'ensemble sur chacun des jours entre le 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 29 décembre 2012. La concaténation des analyses sur les 142 ans permet d'obtenir FYRE Daily. La réanalyse se compose de 25 membres de température moyenne journalière et de précipitations totales journalières sur une grille de 8 x 8 km en France.

Le reste de la section s'attache à décrire cette nouvelle réanalyse avec un accent mis sur la comparaison entre FYRE Daily, SCOPE Climate et Safran sur la période 1960-2000, puis à d'autres jeux de données sur la période 1871-2012.

### 2.3.2 Comparaison à Safran et SCOPE Climate sur la période 1960-2000

Dans un premier temps, FYRE Daily et SCOPE Climate sont comparées à la réanalyse Safran sur la période du 1<sup>er</sup> janvier 1960 au 31 décembre 1999, soit 40 ans. Pour la comparaison, différents scores sont utilisés (voir section 1.3), la différence moyenne, la corrélation et le CRPS, ainsi que sa décomposition. Cette comparaison est effectuée séparément sur la température moyenne puis sur les précipitations totales.

#### Température

Dans un premier temps, la différence moyenne, les corrélations et le CRPS sont calculés sur la totalité de la période sans distinction de saison. La Figure 2.27 présente les différents scores moyens sur la période pour la température.

SCOPE Climate présente des différences moyennes faibles avec Safran sur l'ensemble de la France comprises globalement entre -0,2 °C et +0,2 °C avec une surestimation sur le nord de la France et une sous-estimation sur les régions montagneuses (Pyrénées, Massif central et Alpes). Pour FYRE Daily, les différences moyennes avec Safran sont plus importantes. FYRE Daily a également tendance à être plus chaud que Safran de quelques dixièmes de degrés (entre +0,2 °C et +0,4 °C). Dans les Landes et le sud-ouest, FYRE Daily présente des températures moyennes supérieures de +0,4 à +0,8 °C. Une partie de cette différence peut s'expliquer par le calcul de la moyenne via les températures horaires (pour Safran) et via les températures minimales et maximales (pour FYRE Daily). En effet, la Figure 2.2 montre des différences du même ordre de grandeur et une structure spatiale proche. Cependant, dans les Pyrénées, les températures de FYRE Daily sont inférieures à celles de Safran d'environ 0,4 °C en moyenne.

Les reconstructions SCOPE Climate présentent, en moyenne, des corrélations journalières supérieures à 0,9. La façade de l'océan Atlantique montre des corrélations moins élevées, c'est également le cas dans les zones de montagne. À l'inverse, les corrélations sont plus élevées sur l'est de la France, notamment sur le bassin méditerranéen. Pour la réanalyse FYRE Daily, la

plupart des corrélations se situent entre 0,98 et 1, montrant donc une forte cohérence avec la réanalyse Safran. Cependant, dans les cellules situées en altitude, dans les Pyrénées mais surtout les Alpes, les corrélations sont inférieures à la moyenne nationale (avec des valeurs chutant à 0,9 – 0,92). Ces valeurs pourraient s'expliquer par deux facteurs : (1) la faible performance de l'ébauche dans ces zones et (2) le faible nombre de stations présentes en haute altitude.

Enfin, le CRPS de l'ébauche se situe entre 0,8 et 1,2 °C sur l'ensemble de la France, avec des performances légèrement inférieures sur le centre-est de la France et sur l'Alsace. Étonnamment, la pointe bretonne, malgré sa faible corrélation avec la réanalyse Safran, possède les CRPS les plus faibles. Pour la réanalyse FYRE Daily le CRPS est inférieur à celui de SCOPE Climate sur la majorité du territoire. La différence est particulièrement forte sur la Bretagne avec des CRPS chutant à 0,4 – 0,6 °C. Encore une fois les performances de FYRE Daily sont plus faibles sur les massifs montagneux, avec des valeurs de CRPS légèrement supérieures à celle de l'ébauche pour certains massifs des Alpes et des Pyrénées.

Excepté sur la différence moyenne, la réanalyse FYRE Daily possède donc des caractéristiques assez proches de la réanalyse Safran, notamment en termes de corrélation. Afin de pousser plus loin la comparaison entre l'ébauche, SCOPE Climate, et la réanalyse, FYRE Daily, les scores moyens sur l'hiver (DJF), le printemps (MAM), l'été (JJA), l'automne (SON) et l'année sont

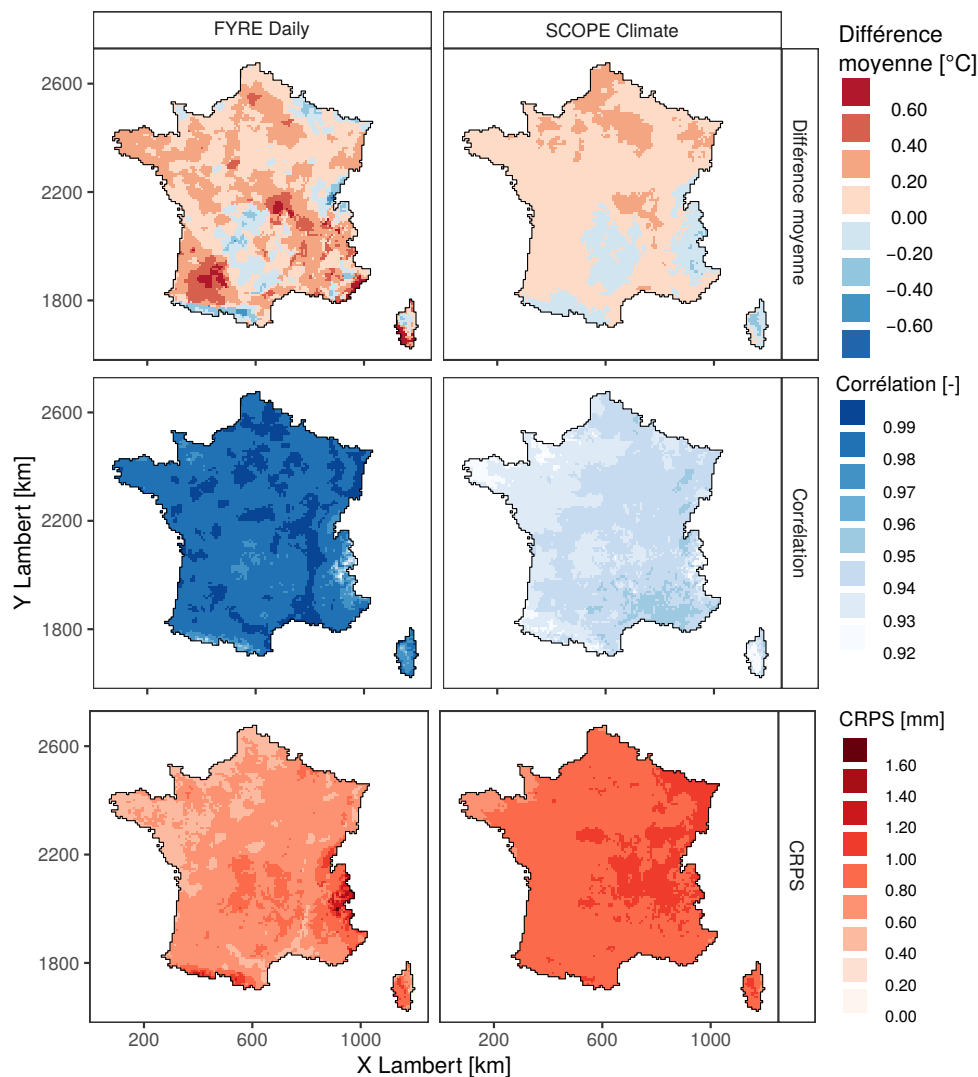


FIGURE 2.27 – Différence moyenne journalière, corrélation journalière et CRPS des températures sur la période 1960-2000 entre SCOPE Climate et la réanalyse Safran et entre FYRE Daily et la réanalyse Safran. Le score représente la médiane des scores calculés sur chacun des 25 membres.



comparés en prenant Safran comme référence (Figure 2.28). La décomposition du CRPS, entre CRPS potentiel et indice de fiabilité est également utilisée (voir le chapitre 1, Équation 1.5).

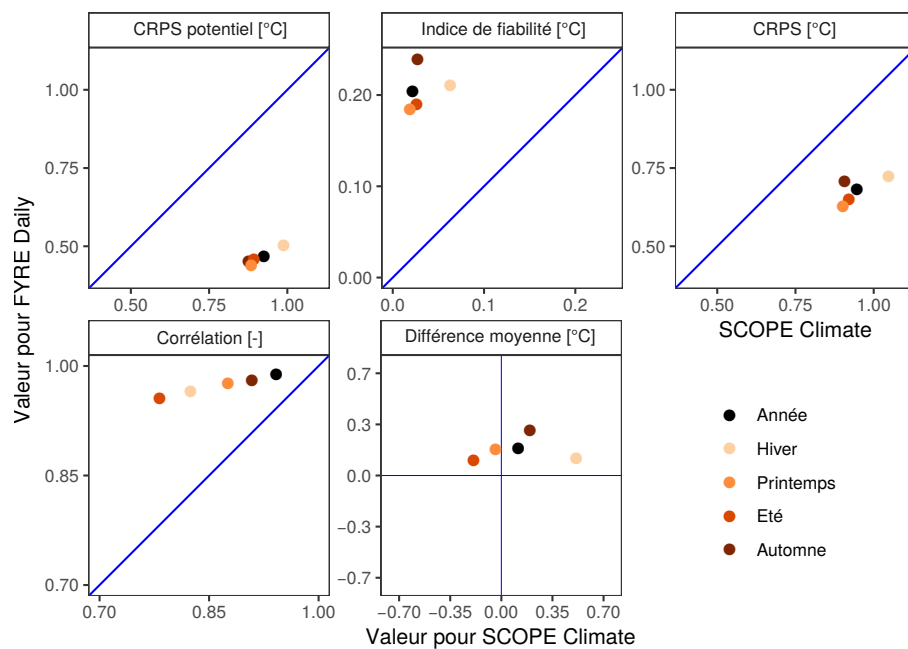


FIGURE 2.28 – Moyenne des scores pour les températures des 8602 cellules pour SCOPE Climate et FYRE Daily en prenant Safran comme référence. Les scores sont calculés par saison sur la période 1960-2000. Pour la différence moyenne et la corrélation, la valeur représente la médiane des scores calculés sur chacun des 25 membres.

En termes de CRPS potentiel, FYRE Daily possède une valeur moyenne annuelle inférieure à SCOPE Climate, montrant une incertitude plus réduite, ce qui semble logique puisque l'information provenant des observations est intégrée dans FYRE Daily. Les valeurs de CRPS potentiel de FYRE Daily sont inférieures pour les 4 saisons, avec une diminution moyenne de 0,5 °C. En revanche, pour l'indice de fiabilité, la valeur moyenne annuelle est plus élevée pour FYRE Daily, signifiant une baisse de la fiabilité de l'ensemble. La même observation peut être effectuée sur les 4 saisons. Les faibles valeurs du CRPS potentiel de FYRE Daily permettent d'obtenir un CRPS global qui reste cependant inférieur à celui de l'ébauche.

Les corrélations journalières entre FYRE Daily et Safran sont plus élevées que celles entre SCOPE Climate et Safran. Cette différence est visible sur l'année, mais également sur les saisons. Les saisons de FYRE Daily possédant les corrélations les plus élevées sont également les saisons où les corrélations de SCOPE Climate sont les plus élevées, ce qui montre l'impact de la qualité de l'ébauche sur l'analyse produite.

La différence moyenne entre SCOPE Climate et Safran est quasiment nulle pour l'année. Cependant, les différences varient largement sur l'année, oscillant entre -0,2 °C en été à +0,5 °C en hiver. Au contraire, les différences moyennes entre FYRE Daily et Safran sont plus faibles sur toutes les saisons, témoignant d'une meilleure stabilité au sein de l'année. La surestimation présente dans FYRE Daily sur les 4 saisons est à mettre en relation avec le calcul de la moyenne journalière (moyenne de la température minimale et maximale du jour pour les observations assimilées et moyenne horaire pour Safran, voir le début du chapitre 2).

Pour terminer cette évaluation, le calcul du CRPS et de sa décomposition sont appliqués à différents pas de temps : journalier, mensuel et annuel (Figure 2.29). Le but est de comprendre comment la fiabilité et le CRPS potentiel varient suivant le pas de temps considéré. Les calculs sont appliqués à la fois sur SCOPE Climate et FYRE Climate en utilisant Safran comme référence.

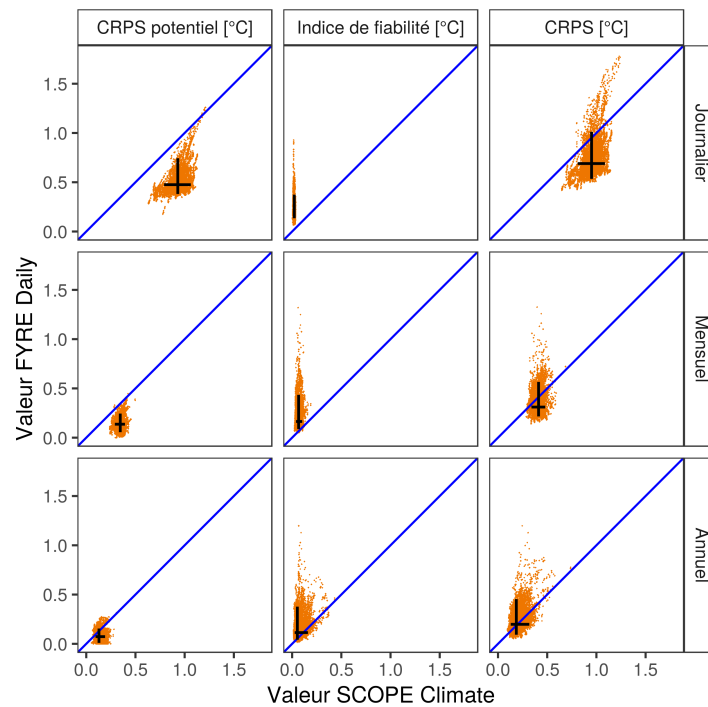


FIGURE 2.29 – Comparaison de la décomposition du CRPS des températures de FYRE Daily et SCOPE Climate pour différents pas de temps. Les scores sont calculés par cellules (points oranges) sur la période 1960-2000 en utilisant Safran comme référence. Les barres noires représentent les quantiles 5 et 95, l’intersection la médiane.

Le CRPS potentiel de FYRE Daily est inférieur à celui de SCOPE Climate, et ceci pour les trois pas de temps. Le gain est plus important sur le pas de temps journalier que sur les pas de temps mensuels ou annuels. En effet, l’ébauche possède un CRPS potentiel déjà bas pour ces pas de temps.

FYRE Daily possède un indice de fiabilité supérieur à celui de SCOPE Climate sur l’ensemble des pas de temps. La différence reste néanmoins faible, en moyenne de 0,25 °C contre 0,15 °C pour l’ébauche. La réanalyse FYRE Daily est donc légèrement moins fiable que SCOPE Climate.

Pour le pas de temps journalier, le CRPS total de FYRE Daily est inférieur à celui de SCOPE Climate pour quasiment la totalité des cellules (sauf celles de montagne, voir Figure 2.27). Au pas de temps mensuel, FYRE Daily possède un CRPS moyen inférieur à celui de l’ébauche. Cependant, le nombre de cellules présentant des CRPS supérieurs à l’ébauche augmente dans la réanalyse. Enfin, en annuel, environ la moitié des stations possède un CRPS inférieur à celui de SCOPE Climate. En effet, le gain sur le CRPS potentiel est du même ordre de grandeur que la perte pour l’indice de fiabilité. En termes de CRPS global sur les températures, SCOPE Climate présente donc une qualité qui semble plus élevée que FYRE Daily, cependant au pas de temps journalier et mensuel la qualité de FYRE Daily est supérieure à celle de SCOPE Climate.

## Précipitation

La même analyse est maintenant conduite sur les précipitations provenant de la réanalyse FYRE Daily (Figure 2.30).

La différence moyenne entre SCOPE Climate et Safran en termes de précipitations est faible sur la France entière (de -5 % à +5 %, Figure 2.30). Cette caractéristique est héritée du débiaisage effectué sur la période 1958-2008 au sein de la méthode SCOPE (voir la description des données dans le chapitre 1 pour plus de détails).

Concernant la réanalyse FYRE Daily, les différences sont plus importantes, avec globalement moins de précipitations sur la majorité du territoire français (environ -5 %). Dans les plaines, ces différences sont assez faibles et varient entre -10 % et +5 % en général suivant la région. Sur les zones de montagne les différences sont plus importantes, avec un comportement plus sec dans FYRE Daily. Ces différences peuvent atteindre -25 % sur le nord des Alpes et Pyrénées. Bien que les précipitations sur les massifs montagneux soient toujours plus difficiles à reproduire, même dans les réanalyses, une telle différence est plutôt inattendue. L'origine de cette différence n'est pas connue mais cette dernière n'était pas présente lors des expériences entre 2009 et 2012.

SCOPE Climate présente des corrélations qui oscillent entre 0,2 et 0,6 sur l'ensemble de la France, les plus faibles valeurs sont localisées sur le Bassin parisien, le Massif central et le pourtour de la mer méditerranéenne. La réanalyse FYRE Daily montre quant à elle des corrélations supérieures à 0,9 sur une majorité de la France. Seules quelques zones possédant des corrélations légèrement moins élevées (de l'ordre de 0,8) sont identifiables dans le Massif central ou encore sur les Cévennes. Cette forte corrélation met en avant une temporalité très proche entre les réanalyses Safran et FYRE Daily.

Le CRPS moyen sur la France de SCOPE Climate s'établit entre 1 mm et 1,5 mm. Une grande disparité spatiale existe néanmoins. La valeur du CRPS dépend de la climatologie des

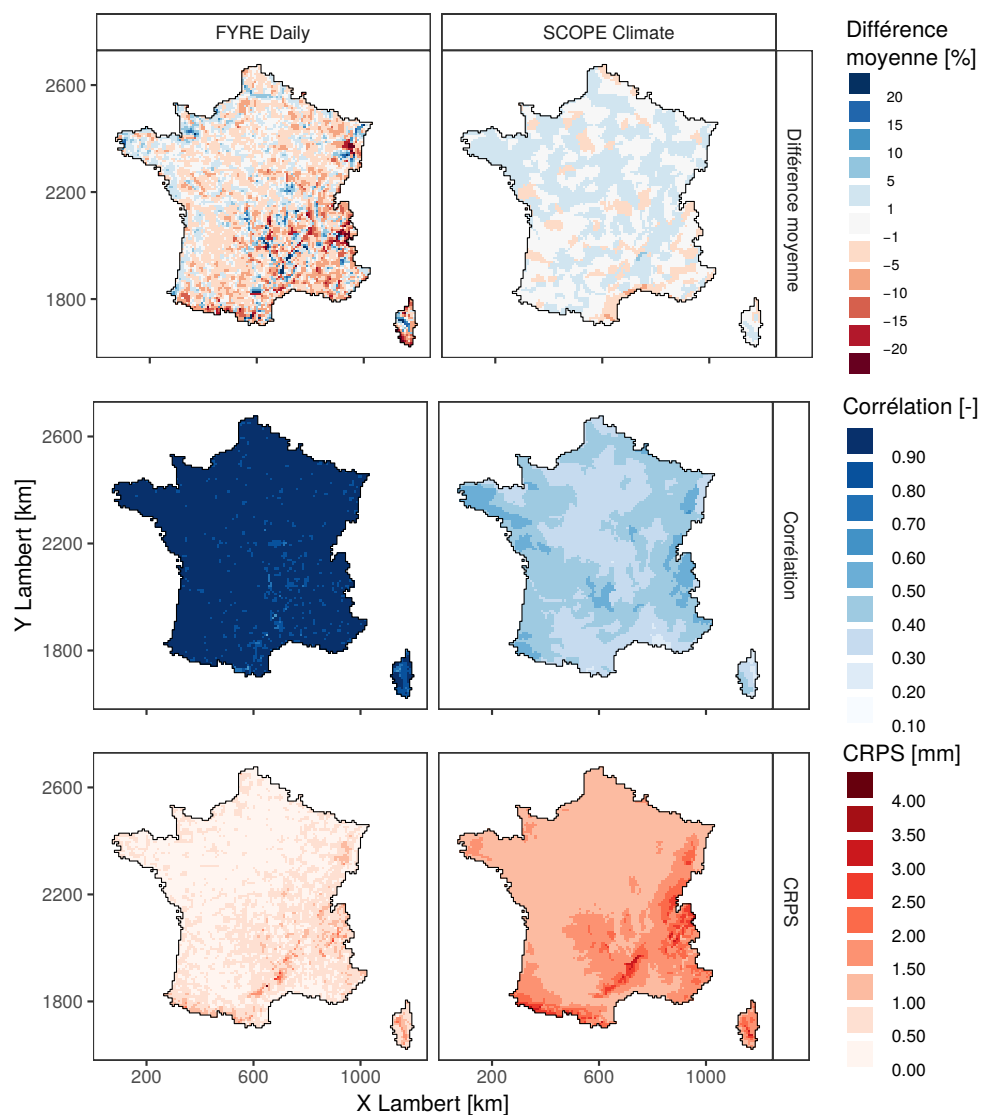


FIGURE 2.30 – Différence moyenne journalière, corrélation journalière et CRPS des précipitations sur la période 1960-2000 pour SCOPE Climate et FYRE Daily en prenant la réanalyse Safran comme référence. Le score représente la médiane des scores sur les 25 membres.

précipitations avec un CRPS faible sur les plaines et une erreur plus élevée dans les zones de montagnes. Pour FYRE Daily, le CRPS est compris entre 0 mm et 1 mm sur la plupart des cellules. L'effet de l'orographie et de la climatologie est bien moins visible que pour l'ébauche mais est toujours présent. Ce faible CRPS montre donc, encore une fois, un bon accord global entre la réanalyse Safran et la réanalyse FYRE Daily. Il est intéressant de noter que l'erreur de FYRE Daily ne suit pas la même répartition spatiale que la différence moyenne. Ceci démontre que jour par jour, FYRE Daily possède un comportement en accord avec Safran mais que le cumul des précipitations provoque un biais important.

La décomposition des scores par saison est maintenant étudiée (Figure 2.31). Le CRPS potentiel de FYRE Daily est largement inférieur à celui de SCOPE Climate pour les 4 saisons, avec une différence moyenne de l'ordre de 1 mm. Pour l'indice de fiabilité, le score sur l'année de FYRE Daily est très légèrement supérieur à celui de SCOPE Climate. Au sein des saisons d'automne et d'été, la fiabilité de FYRE Daily est légèrement inférieure à celle de SCOPE Climate. En revanche, pour l'hiver et le printemps, les fiabilités de l'ébauche et de FYRE Daily sont identiques. Enfin, le CRPS de FYRE Daily est bien inférieur à celui de SCOPE Climate. En effet, la valeur globale du CRPS est plus influencée par le CRPS potentiel (avec un ordre de grandeur de 1 mm) que par l'indice de fiabilité qui reste très faible (avec un ordre de grandeur de 0,01 mm).

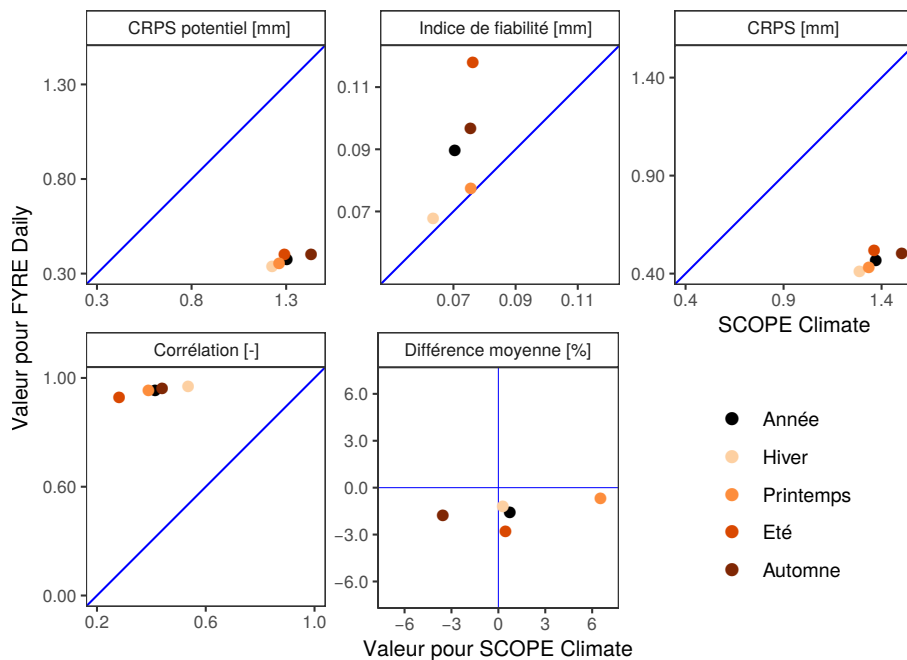


FIGURE 2.31 – Moyenne des scores pour les précipitations des 8602 cellules pour SCOPE Climate et FYRE Daily en prenant Safran comme référence. Les scores sont calculés par saison sur la période 1960-2000. Pour la différence moyenne et la corrélation, la valeur représente la médiane des scores calculées sur chacun des 25 membres.

Pour l'ensemble des saisons les corrélations entre FYRE Daily et Safran sont largement plus élevées que celles entre SCOPE Climate et Safran, passant par exemple de 0,25 à 0,9 pour l'été.

Au pas de temps annuel, la moyenne des différences entre SCOPE Climate et Safran est proche de zéro. Cependant, au cours de l'année cette différence varie fortement, de -3 % à +7 % au printemps. FYRE Daily est quant à lui légèrement plus sec que Safran sur l'année avec une différence d'environ -1,5 %. Au contraire de SCOPE Climate, les valeurs ne varient que très peu au sein des saisons, témoignant d'une relative stabilité du schéma d'assimilation.

Le CRPS potentiel et l'indice de fiabilité de SCOPE Climate diminuent lorsque le pas de temps augmente (Figure 2.32). Ces caractéristiques montrent que SCOPE Climate est un jeu de données dont la force réside dans les cumulés annuels et mensuels plutôt que dans l'estimation des précipitations journalières. Le CRPS potentiel moyen de FYRE Daily est inférieur à celui de SCOPE Climate pour les trois pas de temps et pour la totalité des cellules.

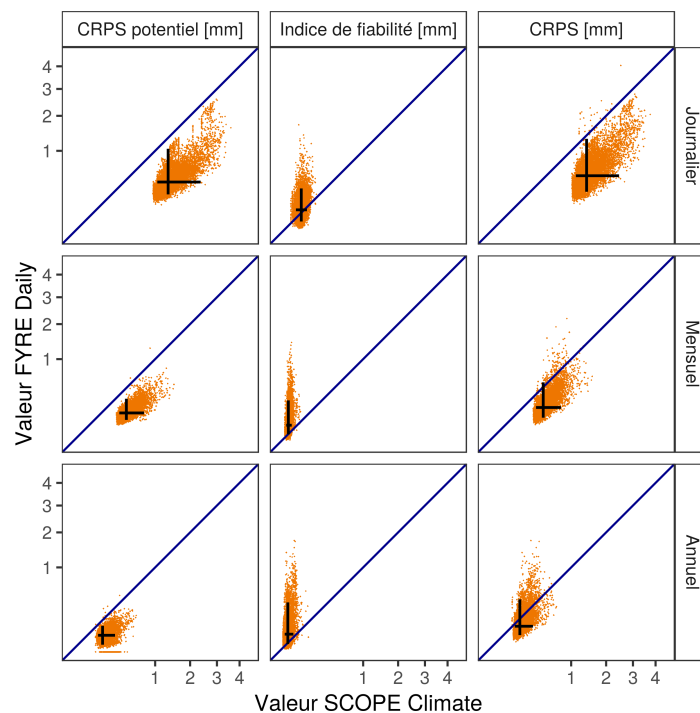


FIGURE 2.32 – Comparaison de la décomposition du CRPS des précipitations de FYRE Daily et SCOPE Climate pour différents pas de temps. Les scores sont calculés par cellules (points oranges) sur la période 1960-2000 en utilisant Safran comme référence. Les barres noires représentent les quantiles 5 et 95, l'intersection la médiane. Les axes x et y ont subi une transformation en racine.

Pour l'indice de fiabilité, SCOPE Climate possède des valeurs inférieures à FYRE Daily, notamment quand les pas de temps augmentent. Au pas de temps journalier et mensuel, le CRPS moyen de FYRE Daily est inférieur au CRPS moyen de SCOPE Climate sur la quasi-totalité des cellules. Cependant, au pas de temps annuel, une partie conséquente des cellules FYRE Daily possède des CRPS supérieurs à SCOPE Climate. Ainsi pour les précipitations, suivant le pas de temps considéré, les rapports de qualité entre la réanalyse FYRE Daily et les reconstructions SCOPE Climate évoluent fortement.

**Conclusion** Les différentes comparaisons entre la réanalyse et l'ébauche à travers Safran ont mis en avant l'impact de l'assimilation de données. La corrélation de la réanalyse FYRE Daily est supérieure à celle de l'ébauche et son erreur est inférieure au pas de temps journalier sur toute la France. Cet impact est visible sur l'ensemble des saisons, montrant une stabilité du schéma d'assimilation au cours de l'année. Seule la différence moyenne entre Safran et FYRE Daily a augmenté suite à l'intégration des observations. Cette différence est notamment liée à la nature des variables assimilées. Enfin, la qualité de la réanalyse n'est pas équivalente suivant le pas de temps considéré. Au pas de temps journalier, l'impact de l'assimilation est extrêmement positif alors que pour le pas de temps annuel, l'ébauche possède un CRPS équivalent à celui de la réanalyse.

Sur les précipitations, l'analyse de FYRE Daily à travers la réanalyse Safran a permis de déterminer les impacts positifs de l'assimilation d'observations. Au pas de temps journalier, la

corrélation entre les deux produits est bien plus élevée qu'avec l'ébauche et une diminution de l'erreur est également clairement visible. Un léger biais sec, plus prononcé dans les zones montagneuses, est néanmoins présent dans FYRE Daily. Enfin, l'impact de l'assimilation est plus positif sur les pas de temps courts, du fait de la bonne qualité de l'ébauche aux pas de temps plus longs.

### 2.3.3 Comparaison entre SCOPE Climate et FYRE Daily sur la période 1871-2012

La première partie de cette analyse de FYRE Daily se concentrait sur la période récente, commune avec la réanalyse Safran. Cette seconde partie a pour but de mettre en avant les différences entre SCOPE Climate et FYRE Daily sur plusieurs périodes au sein des 142 ans. Différentes chroniques sont présentées sur les deux cellules précédemment introduites : 2495, en Bretagne et 7548, dans les Cévennes (voir Figure 1.21 du chapitre 1). Des exemples de chroniques journalières, mensuelles et annuelles servent d'exemples pour exposer la différence entre l'ébauche et la réanalyse. Deux événements météorologiques extrêmes du passé seront également étudiés pour comparer leurs reproductions par FYRE Daily et SCOPE Climate. Enfin, l'évolution de l'incertitude sur la période 1871-2012 des deux produits sera présentée ainsi que les différences par décennie entre les précipitations/les températures de FYRE Daily et SCOPE Climate.

#### Exemples de chroniques

Les périodes étudiées en journalier sont les mois de mai à août des années 1919, 1947 et 2004. Les chroniques mensuelles s'intéressent aux années 1900-1905, 1940-1945 et 2000-2005. Le choix de ces périodes repose sur la volonté de représenter la réanalyse à différents stades d'évolution du réseau de mesure (Figure 1.20). Enfin, les 142 ans de chroniques annuelles sont présentées.

**Température** La Figure 2.33 représente des chroniques de températures journalières sur la période du printemps/été. L'assimilation d'observations, même situées en dehors des cellules permet de réduire l'incertitude dans la réanalyse, tout en conservant un comportement qui semble cohérent. En 1947, sur la cellule 7548, l'ébauche et les observations assimilées ne se recoupent pas. La réanalyse FYRE Daily va alors se positionner entre les deux produits en fonction de

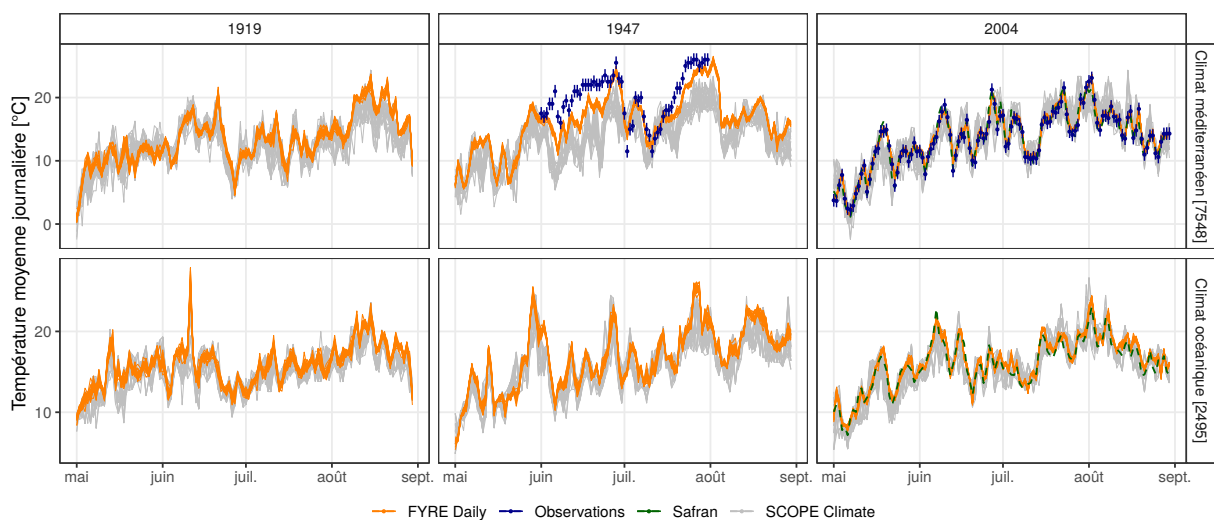


FIGURE 2.33 – Chroniques de températures moyennes journalières sur les cellules 2495 et 7548 durant les mois de mai à août 1919, 1947 et 2004. L'erreur d'observation est représentée par les barres d'erreurs ( $\pm \sigma_{obs}$ ).

l'incertitude de chacun. En 2004, la réanalyse Safran est également présente, son comportement est similaire à FYRE Daily, même lorsqu'aucune observation n'est assimilée (cellule 2495).

Au pas de temps mensuel, la réanalyse possède une incertitude réduite vis-à-vis de l'ébauche quelle que soit la période considérée (Figure 2.34). Le cycle saisonnier de la réanalyse est plus marqué que celui de l'ébauche. SCOPE Climate a en effet tendance à produire des cycles saisonniers trop lisses (Caillouet, 2016; Caillouet *et al.*, 2019). Sur la période récente, lorsque Safran est disponible on voit clairement que les cycles de Safran et de FYRE Daily sont très proches, notamment sur les maximums/minimums.

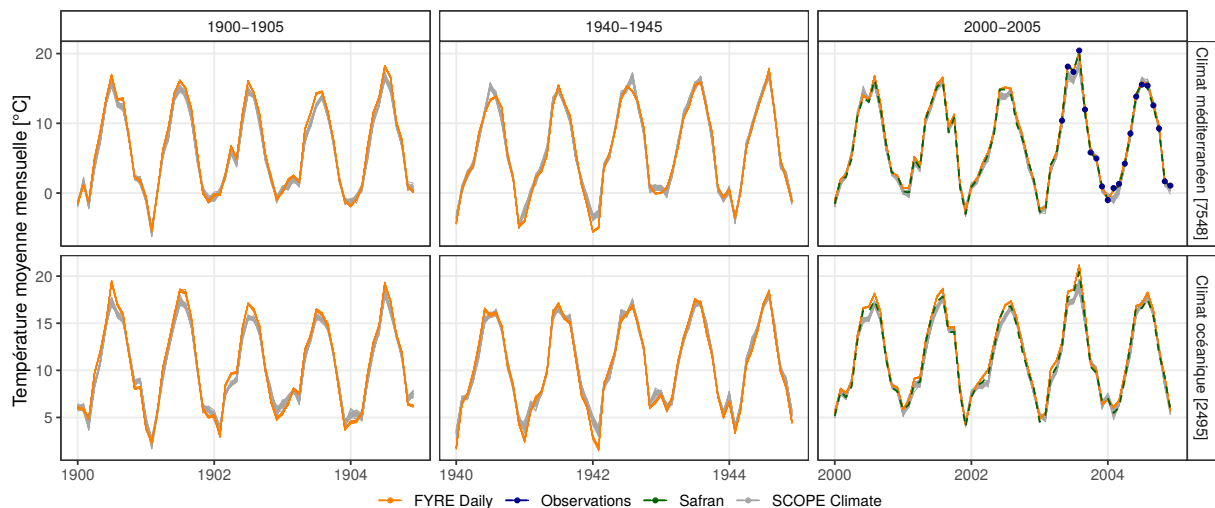


FIGURE 2.34 – Chroniques de températures moyennes mensuelles sur les cellules 2495 et 7548 durant les années 1900-1905, 1940-1945 et 2000-2005.

Sur les deux cellules les moyennes annuelles dans FYRE Daily possèdent une incertitude plus faible que l'ébauche (Figure 2.35). Leurs comportements diffèrent sur l'ensemble de la période, avec des dynamiques similaires mais des décalages importants. Suivant les périodes, la réanalyse va produire des températures annuelles plus ou moins chaudes. On peut cependant noter que sur la cellule 7548, les valeurs sont particulièrement hautes sur la fin des années 1940 avec des températures plus élevées que sur la période récente. Sur la période 1990-2012, l'ébauche sous-estime la tendance récente au réchauffement (Caillouet *et al.*, 2019). Ce n'est pas le cas de la réanalyse qui produit même des températures annuelles supérieures à Safran.

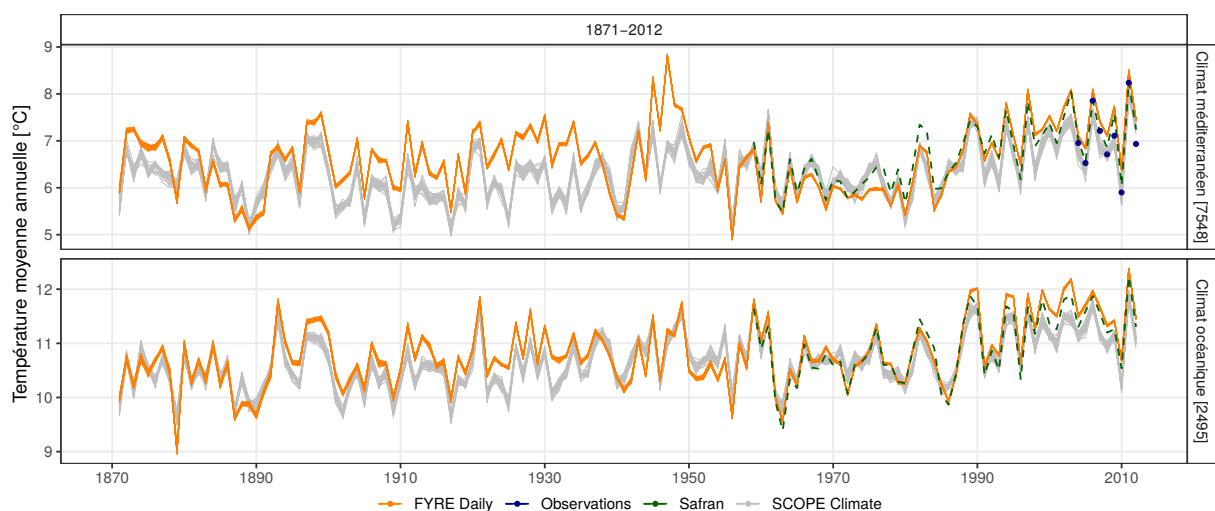


FIGURE 2.35 – Chroniques de températures moyennes annuelles sur les cellules 2495 et 7548 sur la période 1871-2012.



**Précipitation** Pour les précipitations, dès l'année 1919, l'incertitude de FYRE Daily est inférieure à celle de SCOPE Climate, particulièrement pour la cellule 2495 (Figure 2.36). Les chroniques de la réanalyse sur les 3 années semblent plus cohérentes que celles de l'ébauche, avec notamment un plus grand nombre de jours de pluies nulles et des événements qui sont continus sur plusieurs jours. Durant l'événement de pluie d'août 2004, sur la cellule 7548, des cumuls journaliers supérieurs à 100 mm sont présents dans la série d'observation. La réanalyse FYRE Daily est plus proche des observations que la réanalyse Safran. Cette différence a une double origine : (1) l'analyse de Safran est effectuée sur les zones climatologiquement homogènes qui constituent une échelle spatiale inadaptée pour ce type d'événement et (2) FYRE Daily est un ensemble qui permet d'explicitier l'incertitude sur la réanalyse et donc d'atteindre des valeurs plus élevées.

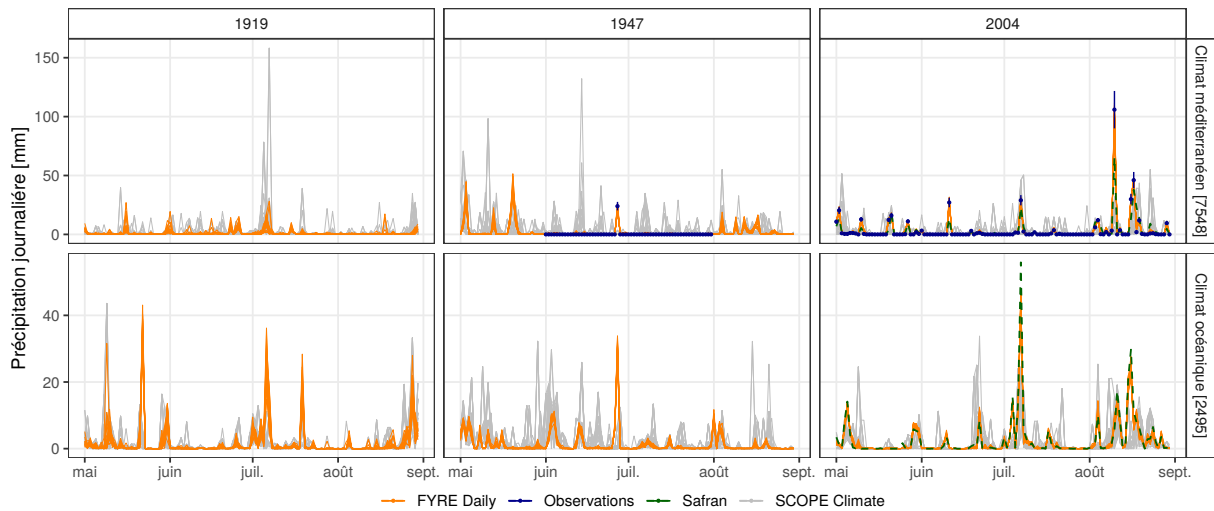


FIGURE 2.36 – Chroniques des cumuls journaliers de précipitations sur les cellules 2495 et 7548 durant les mois de mai à août 1919, 1947 et 2004. L'erreur d'observation est représentée par les barres d'erreurs ( $\pm \sigma_{obs}$ ).

Les cumuls mensuels mettent en avant une forte réduction de l'incertitude dans la réanalyse et des différences importantes avec l'ébauche (Figure 2.37). Sur la période 1940-1945, ces différences semblent cohérentes avec les quelques observations disponibles en 1940 sur la cellule 2495. Enfin, sur la période 2000-2005, les deux réanalyses FYRE Daily et Safran sont assez similaires, avec

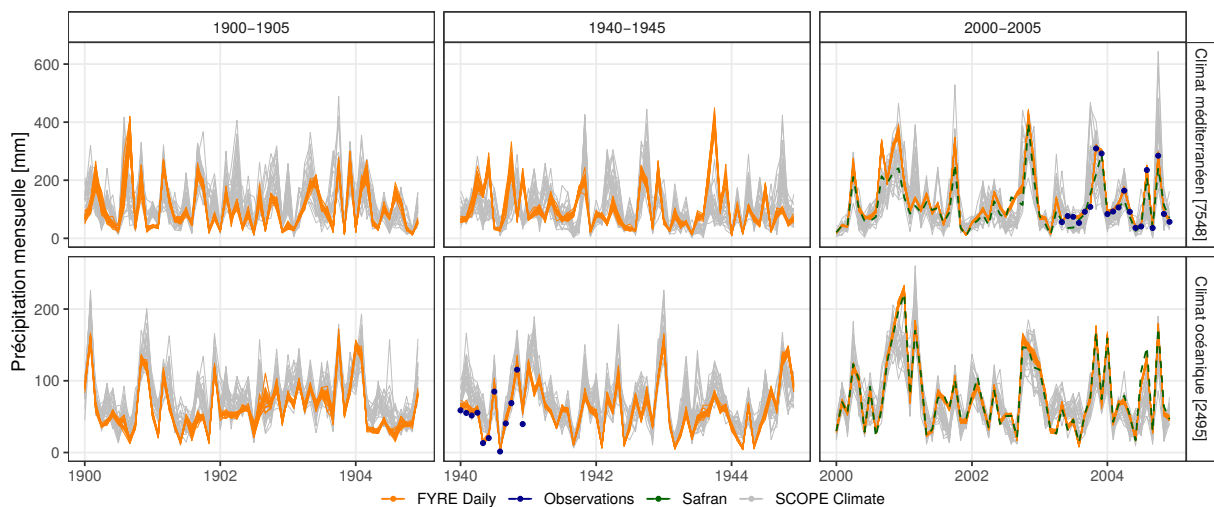


FIGURE 2.37 – Chroniques des cumuls mensuels de précipitations sur les cellules 2495 et 7548 durant les années 1900-1905, 1940-1945 et 2000-2005.



quelques différences ponctuelles pour la cellule 7548. La réduction de l'incertitude est plus marquée dans les périodes récentes qu'au début des années 1900.

Sur la cellule 2745, en climat océanique, les cumuls annuels de FYRE Daily sont inférieurs à ceux de SCOPE Climate sur la période 1871-1950 (Figure 2.38). Cette différence semble cohérente avec les quelques observations disponibles dans les années 1930. Il existe un changement de comportement dans les cumuls de la réanalyse autour des années 1950, provenant probablement de la forte augmentation du nombre de stations sur la période 1950-1960. Ce changement coïncide également avec début de la période de débiaisage de SCOPE Climate, la qualité des reconstructions avant l'année 1958 n'est donc pas garanti. Sur la période récente, l'incertitude de la réanalyse est largement inférieure à celle de l'ébauche. Durant l'ensemble de la période 1958-2012, les chroniques de Safran et de FYRE Daily sont similaires.

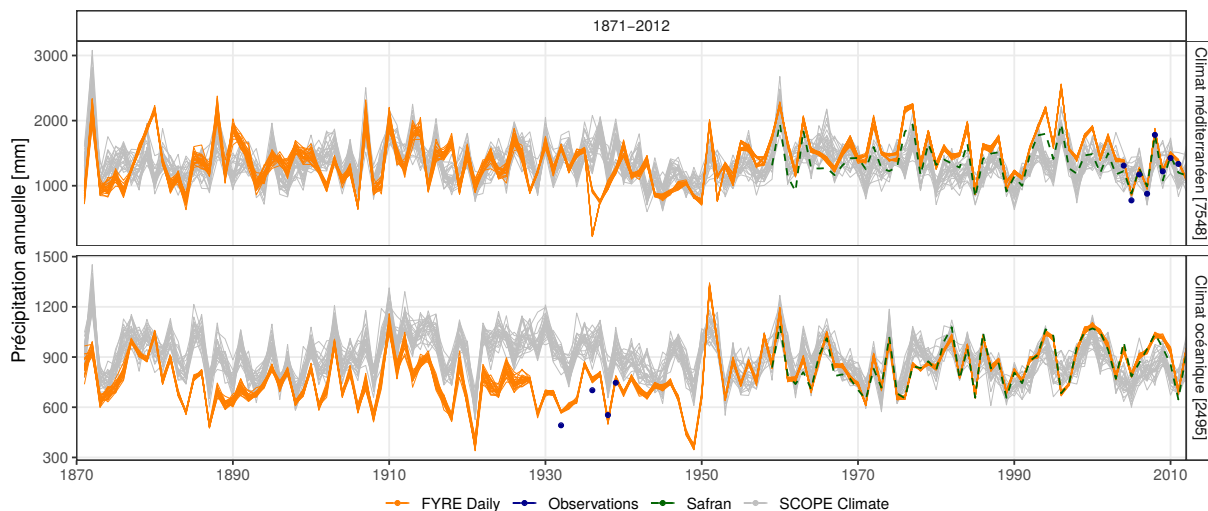


FIGURE 2.38 – Chroniques des cumuls annuels de précipitations sur les cellules 2495 et 7548 sur la période 1871-2012.

Dans les cumuls annuels de la cellule 7548, aucune différence systématique entre FYRE Daily et SCOPE Climate n'est visible avant 1970, l'incertitude de la réanalyse décroît au fur et à mesure du temps. Sur la période 1970-2005, FYRE Daily présente des cumuls annuels plus élevés que Safran et l'ébauche. Cette surestimation cesse lorsqu'une station est assimilée après 2005, ce qui met en avant l'influence du réseau sur la réanalyse FYRE Daily. Enfin, sur l'année 1936 le faisceau de FYRE Daily semble se diviser en deux, avec une diminution importante des précipitations pour une partie du faisceau.

Pour comprendre l'origine de cette division, la réanalyse entre le 1<sup>er</sup> janvier 1935 et le 28 février 1937 est étudiée sur la cellule 7548 (Figure 2.39). On y constate que la division du faisceau des 25 membres apparaît au 1<sup>er</sup> janvier 1936, avec l'apparition de deux nouvelles stations aux alentours de la cellule. Ces deux stations sont situées à une distance équivalente de la cellule, environ 6 km, et dans la même zone climatologiquement homogène de Safran. À la fin de l'année 1936, une des stations est arrêtée ou n'est plus disponible. Dès ce moment, le faisceau retrouve sa cohérence. Les comportements des deux chroniques de mesures sont extrêmement différents, voir conflictuels car les erreurs d'observations ne se chevauchent pas. L'analyse est influencée par ces deux stations qui se contredisent et c'est pourquoi le faisceau se sépare en deux sur cette période.

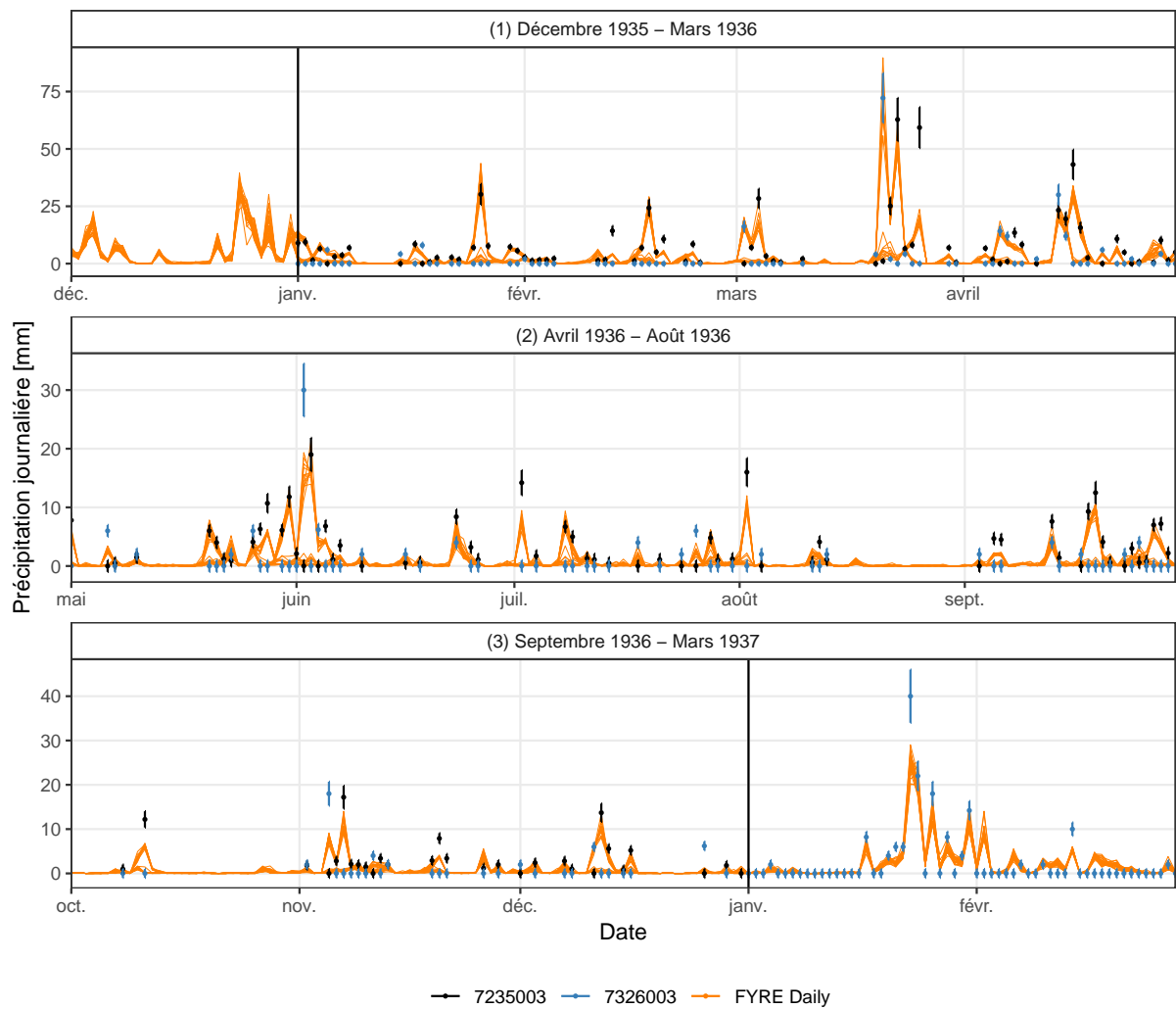


FIGURE 2.39 – Chroniques des cumuls journaliers de précipitations sur la cellule 7548 et deux stations proches ( $< 10$  km de distance) et dans la même zone Safran. Sur la période du 1<sup>er</sup> décembre 1935 au 28 février 1937. L'erreur d'observation est représentée par leurs barres d'erreurs ( $+/- \sigma_{obs}$ ).

Il est difficile de gérer ce genre de situations et deux approches peuvent être adoptées :

1. ce problème provient de la représentativité des cellules  $8 \times 8$  km, qui ne permet pas de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des pluies. La division de l'ensemble représente alors l'incertitude provoquée par ce défaut de représentativité.
2. une valeur moyenne des observations peut être assimilée à une échelle spatiale plus importante afin de respecter les valeurs des deux stations (par exemple sur une maille  $50 \times 50$ ).

La seconde approche, bien qu'intéressante, demanderait de nombreux choix techniques sur l'échelle à laquelle réaliser l'assimilation, mais également sur la définition de l'incertitude des observations moyennées. Ainsi, le schéma d'assimilation est conservé tel quel.

**Conclusion** L'analyse des chroniques de précipitations et de température à plusieurs pas de temps localisées à différentes périodes a permis de faire ressortir les caractéristiques de la réanalyse FYRE Daily. L'assimilation d'observations permet de réduire l'incertitude présente dans l'ébauche dès les années 1870. Au pas de temps journalier et mensuel, l'ensemble de FYRE Daily, même dans le passé où aucune observation n'est assimilée sur les cellules, est plus cohérent avec le type de variabilité que l'on observe sur les temps présents. Sur les chroniques annuelles de

températures, la récente tendance au réchauffement climatique a pu être captée. Cependant, des comportements étranges sont présents dans les chroniques de précipitations : des inhomogénéités provoquées par l'évolution du réseau et une division de l'ensemble en deux pôles lorsque des informations contradictoires sont assimilées. Une partie de ces problèmes est propre aux systèmes de réanalyse (les inhomogénéités). La division du faisceau pourrait quant à elle provenir d'un problème de représentativité, dû à la forte hétérogénéité spatiale des précipitations inférieure aux 64 km<sup>2</sup> considérés ici.

### Exemples d'événements extrêmes

L'assimilation de données dans SCOPE Climate avait notamment pour objectif une meilleure représentation des extrêmes. Afin d'étudier l'impact de l'assimilation sur ce domaine, deux événements météorologiques passés sont sélectionnés : les pluies cévenoles extrêmes de septembre 1890, et la sécheresse météorologique s'étalant de janvier à août en 1921.

**Septembre 1890** L'événement cévenol s'étendant du 19 septembre au 23 septembre 1890 est exceptionnel par son intensité et sa durée. Avec plus de 800 mm qui se sont abattus sur les Cévennes en 5 jours. La moyenne de SCOPE Climate est assez faible (< 200 mm) sur les Cévennes à part sur quelques points où les intensités atteignent entre 200 et 300 mm (Figure 2.40). Ces valeurs sont bien inférieures à celles observées qui atteignent plus de 800 mm sur au moins 3 stations.

Cependant, l'incertitude est importante parmi les membres de SCOPE Climate, montrant que au moins un ou plusieurs membres possèdent des valeurs élevées (Figure 2.40, panneaux du bas). L'erreur d'observation définie pour l'assimilation de données est du même ordre de grandeur que l'incertitude de SCOPE Climate, donnant donc un poids relativement proche aux deux produits dans le processus d'assimilation.

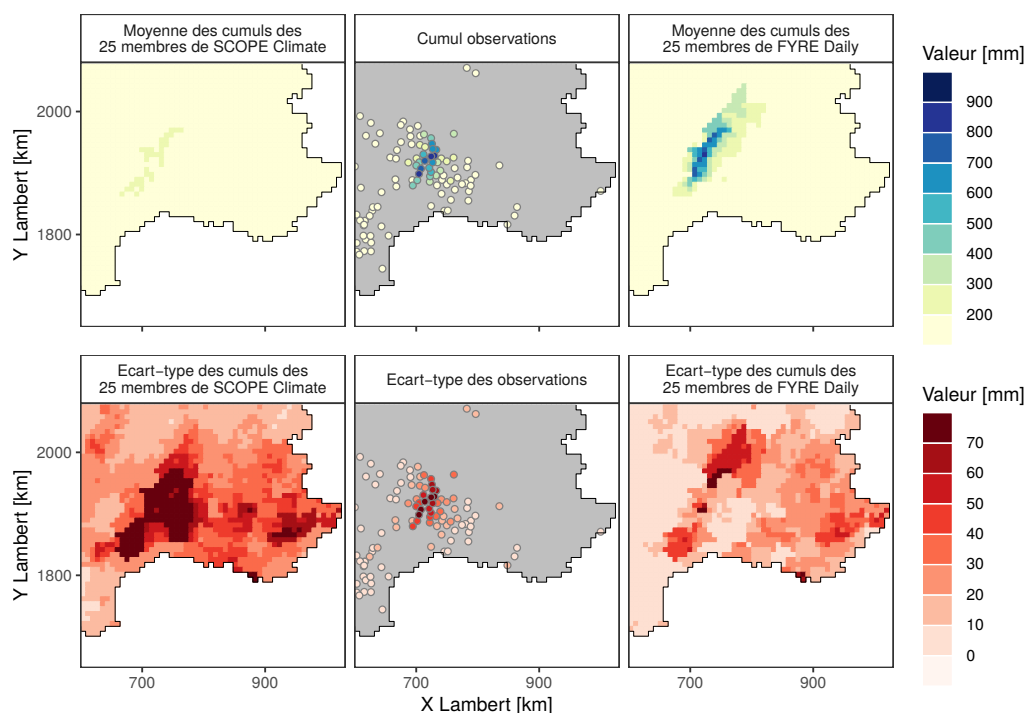


FIGURE 2.40 – Moyenne de l'ensemble ainsi que l'écart-type de SCOPE Climate et FYRE Daily. Cumuls des observations et écart-type définies pour l'assimilation. Sur la période du 19 septembre au 23 septembre 1890 dans le sud-est de la France.

La moyenne de FYRE Daily est bien plus élevée que celle de SCOPE Climate, atteignant les 700, voire 800 mm. La forme de l'événement est cohérente avec les événements cévenols habituels dans la région. Même au nord des Cévennes, les cumuls sont importants alors qu'aucune observation n'est assimilée. De plus, l'incertitude de FYRE Daily est elle aussi cohérente, elle reste élevée loin des observations, par exemple sur le nord des Cévennes, et se trouve fortement réduite proche des observations.

**De janvier à août 1921** Le second événement est une sécheresse météorologique s'étalant du mois de janvier au mois d'août 1921, répertoriée comme l'une des sécheresses les plus intenses en France sur le XX<sup>e</sup> siècle. La moyenne des 25 membres de SCOPE Climate montre une pluviométrie bien plus élevée que celle observée, notamment sur le quart nord-ouest de la France. L'incertitude des reconstructions oscille entre des valeurs très élevées en zone de montagne (> 70 mm) et des valeurs moyennes en plaine (20-50 mm).

L'assimilation des précipitations permet de réduire les cumuls de SCOPE Climate et d'obtenir des valeurs de FYRE Daily plus cohérentes avec les observations. Même dans les zones avec une faible densité, cette réduction est visible, comme dans les Alpes du sud. L'incertitude suit également cette logique avec une incertitude plus importante dans les zones sans observation.

En conclusion, l'analyse de ces deux événements extrêmes a permis de démontrer l'impact positif de l'assimilation sur la reproduction des événements extrêmes. La réanalyse FYRE Daily possède un comportement cohérent sur les cellules où des observations sont assimilées mais également dans les zones éloignées.

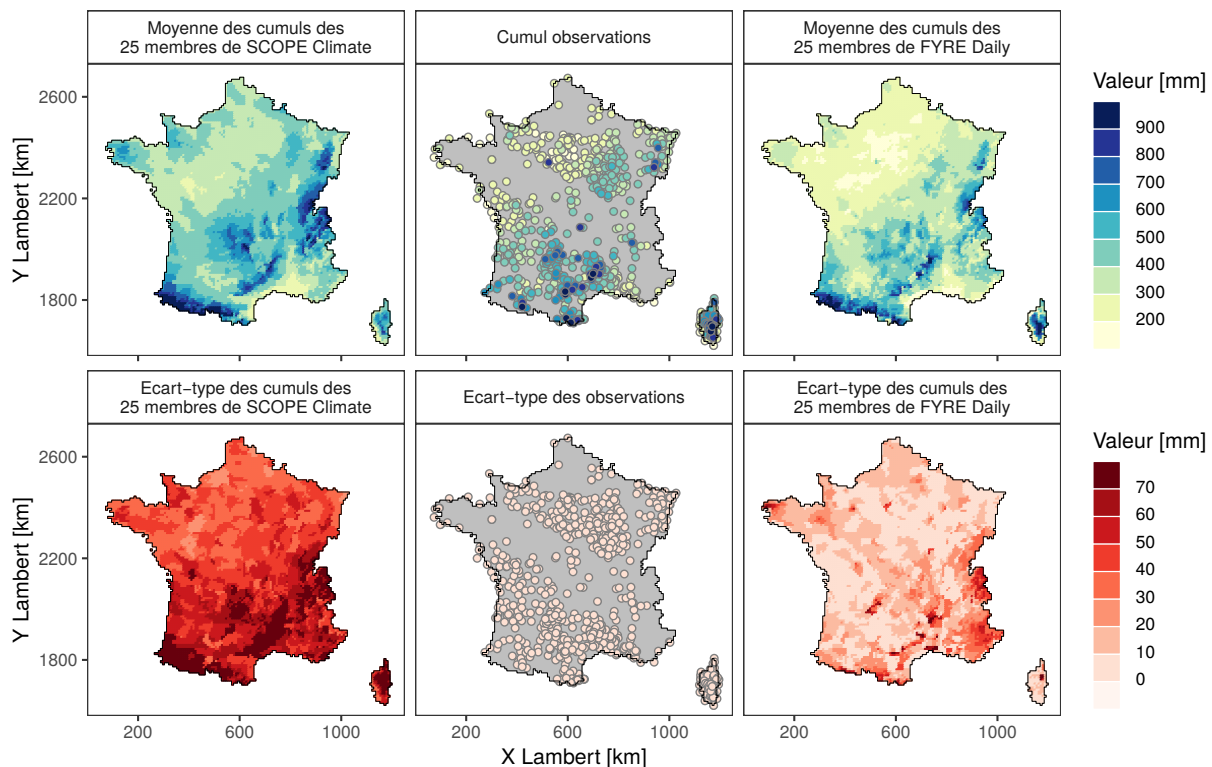


FIGURE 2.41 – Moyenne de l'ensemble ainsi que l'écart-type de SCOPE Climate et FYRE Daily. Cumuls des observations et moyenne de l'écart-type défini pour l'assimilation de données de janvier à août 1921.

## Évolution de l'incertitude

Un des moyens d'étudier FYRE Daily est de regarder l'évolution de son incertitude au cours des 142 ans à différents pas de temps (Figure 2.42). Cette incertitude dépend de SCOPE Climate, des observations assimilées et de l'erreur d'observation.

Pour les précipitations et les températures, globalement, l'incertitude de SCOPE Climate est stable dans le temps, malgré des fluctuations annuelles parfois fortes. Aucune tendance à l'augmentation ou à la diminution n'est visible dans les reconstructions. Sur les deux jeux de données, l'incertitude diminue lorsque le pas de temps augmente. Ce résultat semble logique puisqu'il est plus aisé de reconstruire ces variables à des pas de temps plus longs.

Concernant FYRE Daily, les courbes d'incertitudes possèdent une forme identique au sein des trois pas de temps. La diminution de l'incertitude se fait en parallèle de l'augmentation du nombre d'observations assimilées (voir la Figure 1.20 du chapitre 1). Durant les périodes de guerre entre 1914-1919 et 1939-1945 l'incertitude a tendance à légèrement augmenter en raison de la diminution des observations disponibles.

FYRE Daily possède une incertitude inférieure à l'ébauche sur l'ensemble du territoire dès l'année 1871. Cette différence s'accroît jusqu'en 1940 où l'incertitude de FYRE Daily semble atteindre un plateau. Cependant, pour les précipitations, jusqu'en 1950 une partie des cellules montre une incertitude proche de celle de SCOPE Climate. Il s'agit des cellules situées en montagne où il se trouve qu'aucune station n'est disponible avant les années 1950.

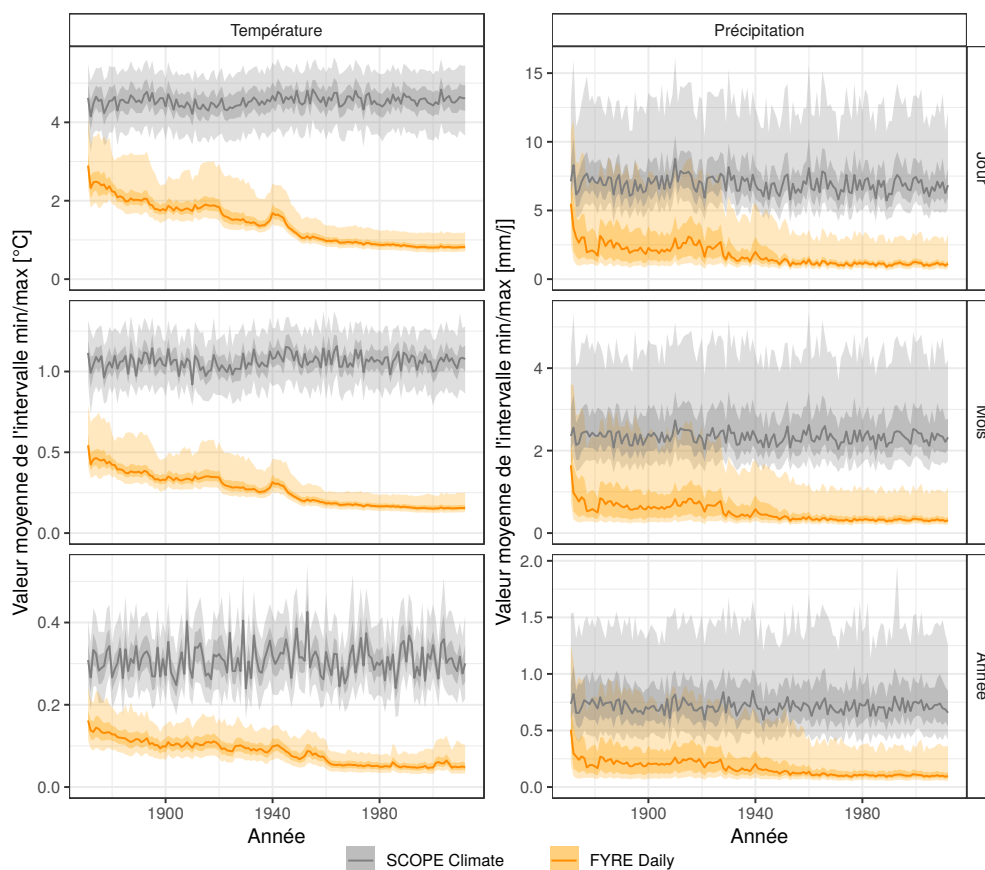


FIGURE 2.42 – Évolution de l'incertitude (représentée par l'intervalle entre le minimum et le maximum des 25 membres de température et de précipitations) de SCOPE Climate et FYRE Daily pour différents pas de temps sur la période 1871-2012. Le trait plein représente la médiane des 8602 cellules, le ruban foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban clair les quantiles 5 et 95.

Ainsi, l'incertitude d'une réanalyse long terme telle que FYRE Daily est très sensible à l'évolution du réseau d'observations, à la bancarisation des données, et bien sûr à l'évolution de la qualité des mesures effectuées.

### Différence par décennie

Afin d'observer l'impact de l'assimilation sur le long terme, les différences entre SCOPE Climate et FYRE Daily par décennie sont calculées sur chacune des cellules et présentées sous forme de différences moyennes annuelles.

Pour la température, les différences varient entre  $+1,8\text{ °C}$  et  $-0,8\text{ °C}$  (Figure 2.43).

Le faible nombre d'observations en début de période entraîne des changements qui sont relativement continus au niveau spatial. Sur la période plus récente les différences sont plus locales. Au cours de ces décennies le signe de la différence moyenne sur la France varie continuellement. Au contraire sur les deux dernières décennies (de 1990 à 2010) la réanalyse produit des températures plus élevées que l'ébauche sur l'ensemble de la France. En effet, SCOPE Climate a tendance à mal reproduire la récente hausse des températures (Caillouet *et al.*, 2019). Cette hausse des températures est donc encourageante. Les autres changements sont difficiles à interpréter sans d'autres jeux de données, ce sera l'objet de la section suivante.

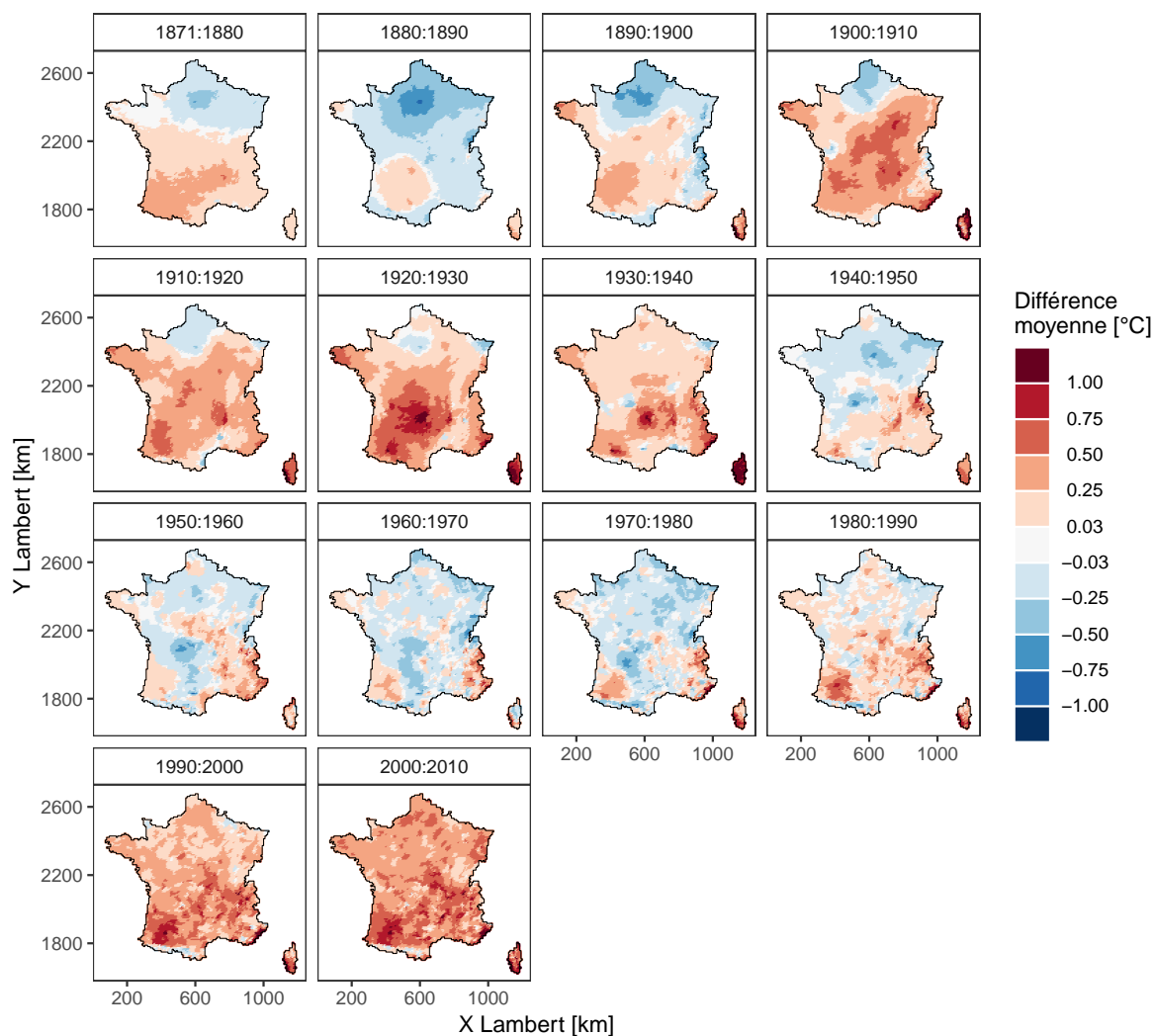


FIGURE 2.43 – Moyenne annuelle des différences entre SCOPE Climate et FYRE Climate pour les températures. La valeur présentée est la médiane des 25 différences.



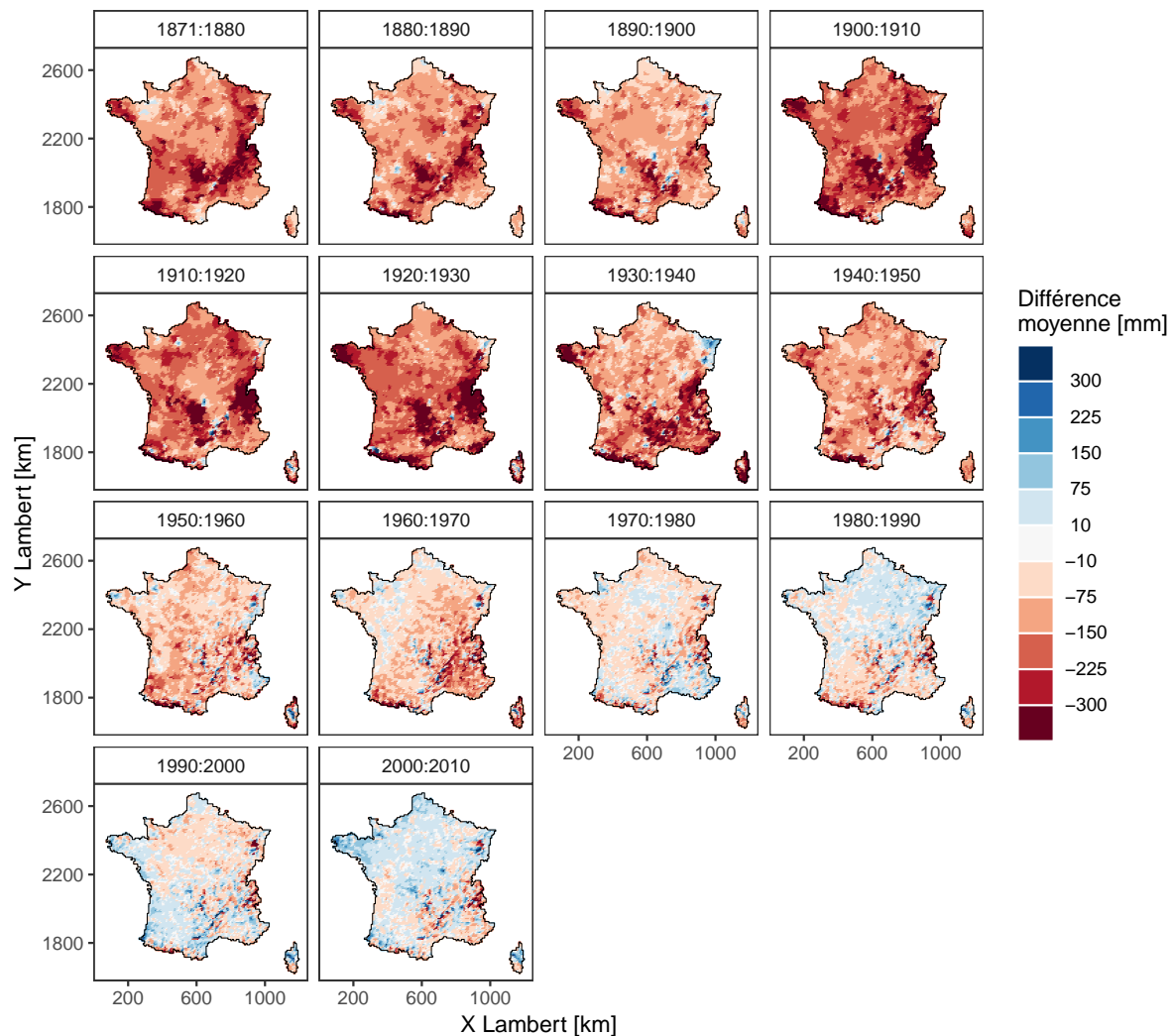


FIGURE 2.44 – Moyenne annuelle des différences entre SCOPE Climate et FYRE Climate pour les précipitations. La valeur présentée est la médiane des 25 différences.

La différence entre les précipitations de SCOPE Climate et de FYRE Daily mettent en avant des différences fortes et systématiques sur la période 1871-1960 (Figure 2.44). En effet, FYRE Daily produit bien moins de précipitations que l'ébauche sur l'ensemble de la France (-150 mm par an en moyenne). Sur la période récente, les écarts entre les deux produits sont plus faibles avec cependant des différences élevées dans les zones montagneuses. Ce changement de comportement de la réanalyse se produit lorsqu'un réseau dense de station apparaît en France (voir encore une fois la Figure 1.20 du chapitre 1). Il est donc possible que la réanalyse sous-estime les précipitations sur la période pré-1950. Pour conforter cette hypothèse, les variations multi-décennales de FYRE Daily sont comparées à celles d'autres jeux de données dans la section suivante.

### 2.3.4 Variabilité multi-décennale

#### Température

Pour terminer cette analyse de la réanalyse FYRE Daily, d'autres produits couvrant une période proche sont utilisés (voir leur présentation au chapitre 1). Comme ces différents produits ne possèdent pas une résolution identique (allant de 2,5 ° à des stations ponctuelles) une évaluation directe des valeurs est impossible. La comparaison s'effectue donc sur les anomalies moyennes lissées sur la période 1900-2000 (Figure 2.45 et Figure 2.46).

Pour les températures, les variations de la réanalyse 20CR et de SCOPE Climate sont identiques sur la totalité de la période. En effet, SCOPE utilisant la réanalyse 20CR en entrée, les deux produits ne sont donc pas indépendants. Les températures reconstituées dans EPC et la réanalyse FYRE Daily montrent de fortes similitudes sur la période 1880-1905, avec des anomalies négatives évoluant vers le positif, alors qu'au contraire la réanalyse 20CR et SCOPE Climate montrent une évolution tendant vers des anomalies négatives. Malgré cela, les anomalies négatives de EPC (environ  $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) sont plus importantes que celles présentes dans FYRE Daily ( $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

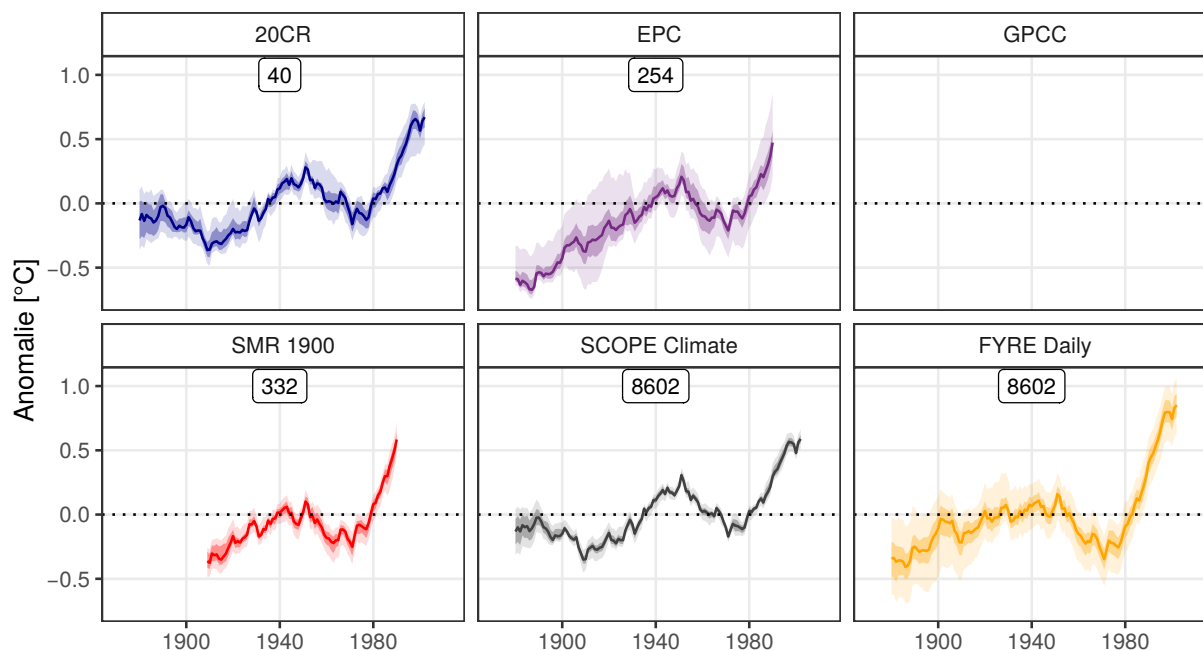


FIGURE 2.45 – Anomalies de température lissées par une moyenne glissante sur 20 années en prenant comme référence la période 1900-2000. Les anomalies sont calculées sur chacune des cellules/stations disponibles en France. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95. Le nombre en haut de chaque panneau indique le nombre de cellules/stations disponibles en France pour le jeu de données.

Entre 1905 et 1950, le signe des anomalies de SCOPE Climate, de 20CR, de EPC et des stations de SMR 1900 est identique. Les anomalies de SCOPE Climate et la réanalyse 20CR sont cependant plus élevées. FYRE Daily a tendance à produire des anomalies qui sont centrées autour de zéro alors que les autres jeux de données présentent plutôt des anomalies positives.

Sur la période 1950-1980 l'ensemble des jeux de données produisent une phase négative, cette phase est moins marquée dans 20CR et SCOPE Climate que dans les autres jeux de données. L'EPC, SMR 1900 et FYRE Daily présentent une bonne cohérence sur les 30 ans de la période.

Enfin, sur la période récente, entre 1980 et 2000, une phase de réchauffement apparaît sur l'ensemble des courbes. Ce réchauffement est cependant plus marqué sur la réanalyse FYRE Daily, EPC et SMR 1900 que dans les reconstructions SCOPE Climate.

## Précipitations

Comme pour les températures, sur la totalité de la période les variations de la réanalyse 20CR et de SCOPE Climate sont identiques pour les précipitations (Figure 2.46). Ces deux jeux de données montrent une surestimation des anomalies de précipitations sur la période 1900-1930 en comparaison des autres produits (EPC, GPCP, SMR 1900 et FYRE Daily). De plus, sur la



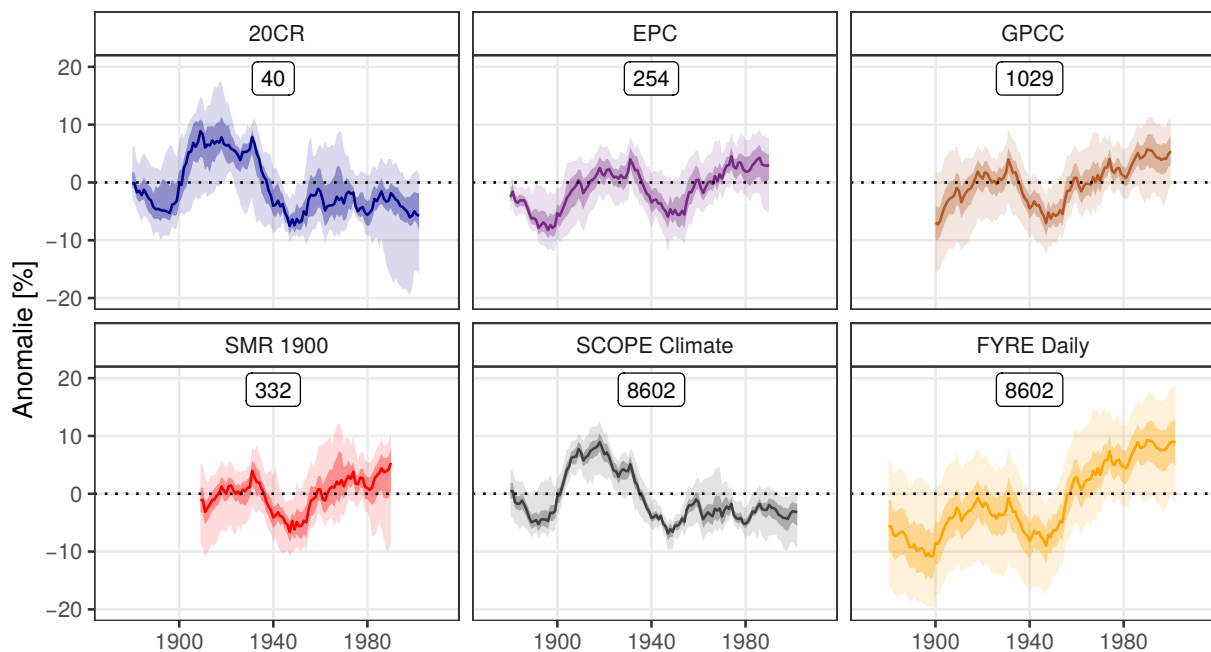


FIGURE 2.46 – Anomalies de précipitations lissées par une moyenne glissante sur 20 années en prenant comme référence la période 1970-2000. Les anomalies sont calculées sur chacune des cellules/stations disponibles en France. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncés les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95. Le nombre en haut de chaque panneau indique le nombre de cellules/stations disponibles en France pour le jeu de données.

période récente, SCOPE Climate et 20CR présentent des anomalies négatives au contraire des autres produits.

Sur EPC, GPCC et SMR 1900, des phases d'anomalies négatives (avant les années 1910 et les années 1930-1950) suivies de phases positives (une légère sur la période 1910-1930 et une plus marquée après 1960) sont visibles. En ce qui concerne FYRE Daily, la forme et la temporalité des cycles est bien reproduite. Cependant, une forte tendance à l'augmentation est visible sur la totalité de la période, ce qui n'est pas le cas dans les autres jeux de données. Cette tendance amène la réanalyse à produire des anomalies négatives bien trop marquées avant les années 1910 ainsi que des anomalies qui sont légèrement négatives entre 1910 et 1930.

La phase d'anomalies négatives de 1930-1950 est globalement bien reproduite par FYRE Daily. Sur la période récente, la réanalyse produit des anomalies positives bien plus élevées que les autres jeux de données. Enfin, il faut également noter que l'incertitude spatiale est bien plus importantes dans la réanalyse FYRE Daily que dans les autres reconstructions/réanalyses.

L'étude des variations multi-décennales a mis en avant de fortes différences entre la réanalyse FYRE Daily et les autres jeux de données couvrant la période 1900-2000. Ces différences sont particulièrement présentes sur la période pré-1950 où un faible nombre d'observations est disponible. Sur les précipitations, des tendances fortes à l'augmentation sont visibles dans FYRE Daily contrairement aux autres jeux de données, provenant éventuellement de l'évolution du réseau d'observations. Ces résultats questionnent donc la qualité de FYRE Daily dans le passé lointain.

## 2.4 Synthèse

### Rappel des objectifs

Trois objectifs avaient été définis en début de chapitre :

1. développer un schéma d'assimilation au pas de temps journalier pour l'évapotranspiration, la température et les précipitations. Le processus devait prendre en compte les caractéristiques spécifiques des variables considérées, à savoir l'absence d'observation d'évapotranspiration dans le passé, l'aspect anisotrope des trois variables et la distribution non gaussienne des précipitations journalières ;
2. trouver une méthodologie qui permette d'évaluer correctement le schéma d'assimilation développé compte tenu du faible nombre d'observations dans le passé, la finalité étant de faire les choix méthodologiques les plus pertinents vis-à-vis de la réanalyse journalière sur 142 ans ;
3. évaluer la nouvelle réanalyse journalière FYRE Daily produite sur la période 1871-2012, notamment pour déterminer l'apport de l'assimilation sur les chroniques, les événements extrêmes et les variations de long terme.

### Méthodes mises en œuvre

Pour répondre au premier objectif, un filtre de Kalman d'ensemble employant les reconstructions ensemblistes SCOPE Climate comme ébauche a été proposé pour assimiler différents observations au pas de temps journalier. Pour l'évapotranspiration plusieurs schémas d'assimilation ont été proposés. Le premier utilise les covariances de l'évapotranspiration de SCOPE Climate pour assimiler des pseudo-observations d'évapotranspiration de référence de Penman-Monteith. Ces pseudo-observations ont été créées en combinant : des mesures de températures journalières, la formule d'Oudin et un débiaisage calibré sur la période 1958-2008. Le second schéma d'assimilation utilise les covariances entre la température et l'évapotranspiration de référence de SCOPE Climate pour assimiler de façon multivariée les observations journalières de températures.

Le schéma d'assimilation permet de prendre en compte l'aspect anisotrope de l'évapotranspiration, de la température et des précipitations à travers des matrices de localisation basées sur les corrélations spatiales de SCOPE Climate. Pour gérer l'aspect non gaussien des précipitations journalières, une anamorphose est également appliquée, avant l'étape d'analyse, permettant de travailler avec une variable proche d'une gaussienne tronquée. Un opérateur d'observation prenant en compte la différence d'altitude entre les cellules et les stations a également été implémenté en utilisant le gradient altitudinal journalier présent dans l'ébauche, SCOPE Climate. Enfin, le type de station a permis de proposer des gammes d'erreurs d'observations dans les cas où les autres métadonnées ne sont pas accessibles, comme avant 1999.

Pour tester les différentes méthodologies de façon robuste, il est nécessaire d'avoir un nombre suffisant d'observations indépendantes sur le territoire français. Ceci n'est pas possible sur la totalité de la période 1871-2012, il a donc été proposé de tester les différents schémas d'assimilation sur une période présentant une forte densité d'observation, les années 2009-2012. Sur cette période, 4 réseaux d'observations du passé ont été reproduits pour les températures et les précipitations, se basant sur les densités aux 1<sup>er</sup> janvier 1871, 1900, 1930 et 1950. Ce jeu d'expériences a permis de tester à la fois la sensibilité aux choix méthodologiques – assimilation multivariée, matrice de localisation, anamorphose – mais aussi sensibilité à la densité d'observation, tout en conservant un jeu de données d'observations indépendants suffisant pour produire des validations solides.

## Synthèse des résultats

**Expériences sur 2009-2012** Les résultats des expériences sur la période 2009-2012 ont permis de mettre en avant une faible performance des schémas d'assimilation pour l'évapotranspiration. En effet, que ce soit pour l'assimilation de pseudo-observations ou bien l'assimilation multivariée, la qualité des réanalyses produites est inférieure à celle de SCOPE Climate, l'ébauche. Bien que des pistes sur l'origine de ces résultats ont été formulées, il reste compliqué d'identifier clairement l'origine du problème sans réaliser d'autres expériences.

L'assimilation des observations de précipitations et de température journalières, pour produire des réanalyses de précipitations et de température, ont permis quant à elle d'obtenir une qualité supérieure à l'ébauche, SCOPE Climate. Le schéma d'analyse a montré une faible sensibilité à l'implémentation de la transformation gaussienne. En revanche, la matrice de localisation a un fort impact sur la qualité des réanalyses obtenues, en particulier pour l'analyse des précipitations qui sont fortement hétérogènes spatialement. La variation du réseau de stations a également permis de mettre en avant la modification de l'ébauche même quand peu d'observations sont assimilées, ainsi qu'une augmentation de la qualité des réanalyses lorsque le nombre d'observations est élevé.

De façon générale, les expériences sur 2009-2012 ont permis de faire des choix sur la matrice de localisation, l'utilisation de l'anamorphose, la définition des erreurs d'observations et la définition de l'opérateur d'observation afin qu'ils soient adaptés à différents réseaux d'observation. Ces choix méthodologiques sont ceux utilisés dans la réanalyse journalière FYRE Daily. Ils ont également permis de faire le choix d'exclure l'évapotranspiration de référence de la réanalyse sur les 142 ans du fait des mauvais résultats de l'assimilation de cette variable.

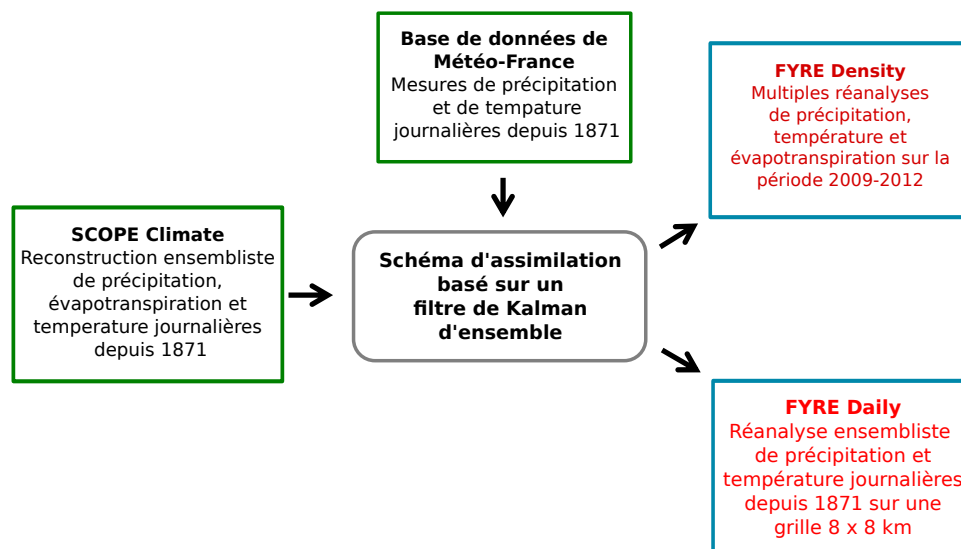


FIGURE 2.47 – Résumé graphique de la production des réanalyses du chapitre.

**Réanalyse FYRE Daily** La dernière partie du chapitre a présenté la réanalyse journalière complète des précipitations et des températures sur la période 1871-2012, nommées FYRE Daily. Cette dernière se compose des analyses journalières entre le 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 29 décembre 2012, les choix effectués dans le schéma d'analyse se basant sur les résultats des expériences entre 2009 et 2012.

Dans un premier temps, la réanalyse Safran a été utilisée sur la période 1960-2000 comme référence pour caractériser les différences entre SCOPE Climate, l'ébauche, et FYRE Daily, la réanalyse. Cette analyse a mis en avant des similitudes en termes de corrélation et d'erreur entre FYRE Climate et Safran, provenant de l'assimilation des mêmes observations. Cependant, des différences importantes existent sur les différences moyennes sur la France. Cet aspect ne provient

pas de l'ébauche puisque celle-ci possède des différences moyennes avec Safran peu élevées. Une analyse à des pas de temps multiples a également mis en avant un impact positif important de l'assimilation sur les pas de temps courts mais qui est moins probant au pas de temps annuel.

Dans un second temps, SCOPE Climate et FYRE Daily ont été comparées sur la période 1871-2012. Les exemples de chroniques à différentes périodes des 142 ans et l'évolution de l'incertitude ont mis en avant une diminution importante de l'incertitude dès le début de la période. Les différentes chroniques présentées semblent cohérentes avec les quelques observations disponibles dans le passé. Cependant, des divisions de l'ensemble peuvent apparaître lorsque les informations assimilées sont trop divergentes. L'étude de deux événements extrêmes a permis de démontrer l'avantage d'assimiler des observations, à la fois sur des événements locaux (pluies cévenoles) mais aussi sur des événements affectant une zone plus large du territoire (sécheresse météorologique).

Pour terminer, la comparaison des variations multi-décennales de différents produits de température sur la période 1871-2012 a démontré que la tendance au réchauffement des dernières années est bien prise en compte dans FYRE Daily au contraire de l'ébauche. En revanche, sur la période 1900-1940, les anomalies de températures semblent trop élevées. Les précipitations de FYRE Daily reproduisent des cycles en phase avec les autres produits, mais avec une tendance importante à l'augmentation sur l'ensemble des 142 ans qui n'est pas présente dans les autres jeux de données. Ces résultats mettent donc en doute la qualité de la réanalyse sur des pas de temps longs avant les années 1950. Ce changement de comportement, présent sur les températures et les précipitations, coïncide avec un fort développement du réseau d'observation en France. Ces résultats questionnent donc la stabilité du système d'analyse dans le passé, lorsque la densité est faible.

Il est cependant difficile de valider ou d'invalidier les variations présentes dans FYRE Daily, car aucune observation météorologique indépendante n'est disponible sur de longues périodes. Cependant, quelques séries d'observations hydrométriques remontent aux années 1920 (environ une vingtaine, voir page 31 au chapitre 1). La modélisation hydrologique présentée dans le chapitre suivant viendra donc fournir une évaluation indirecte de la réanalyse FYRE Daily sur la première partie du XX<sup>e</sup> siècle.



# Chapitre 3

## Reconstructions hydrologiques



### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Modèle hydrologique</b>	<b>109</b>
3.1.1	GR6J	109
3.1.2	CemaNeige	110
<b>3.2</b>	<b>Introduction aux incertitudes en modélisation hydrologique</b>	<b>111</b>
<b>3.3</b>	<b>Méthode de calibration</b>	<b>115</b>
3.3.1	Description du schéma de calibration déterministe	115
3.3.2	Intégration des incertitudes sur les observations et sur les forçages	117
<b>3.4</b>	<b>Propagation des incertitudes sur les forçages et sur les paramètres lors des simulations</b>	<b>118</b>
<b>3.5</b>	<b>Ajustement d'une erreur modèle</b>	<b>119</b>
3.5.1	Définition de l'erreur modèle	119
3.5.2	Application de l'erreur modèle	121
<b>3.6</b>	<b>Reconstructions hydrologiques</b>	<b>124</b>
3.6.1	Liste des reconstructions produites	124
3.6.2	Comparaison sur la période de calibration	125
3.6.3	Comparaison en dehors de la période de calibration	129
3.6.4	Variabilité multi-décennale	136
<b>3.7</b>	<b>Synthèse</b>	<b>138</b>

---

Le chapitre 2 a mené à la création de la réanalyse météorologique FYRE Daily, incluant les températures et précipitations journalières sur la période 1871-2012. L’assimilation des observations in situ de la base de données de Météo-France dans les reconstructions SCOPE Climate a permis de réduire l’incertitude sur l’ensemble de la période, mais aussi d’augmenter la corrélation journalière des deux variables. Cependant, la comparaison de la réanalyse FYRE Daily avec différents jeux de données sur la période 1900-2000 a mis en avant des différences importantes sur les cumuls de précipitations sur l’ensemble de la France avant les années 1950.

Le but de ce chapitre est de présenter la chaîne de modélisation hydrologique utilisant les variables météorologiques de FYRE Daily pour reconstruire des chroniques de débits depuis 1871. Au cours de cette modélisation plusieurs sources d’incertitudes sont prises en compte. Les trois principales sources d’incertitudes considérées dans cette étude sont : l’erreur de mesure présente sur les débits observés durant la période de calibration, l’erreur provenant des forçages météorologiques du modèle hydrologique, et l’erreur modèle inhérente à la structure de celui-ci.

Les reconstructions hydrologiques produites sont ensuite comparées aux observations des bassins versants modélisés, sur la période de calage mais aussi en dehors, afin de les valider. Ces reconstructions sont également comparées à SCOPE Hydro et Safran Hydro, deux produits provenant de la modélisation hydrologique forcée respectivement par SCOPE Climate et Safran (Caillouet *et al.*, 2017). Enfin, les variations multi-décennales des reconstructions produites seront comparées à celles des quatre grands fleuves de France.

## 3.1 Modèle hydrologique

Cette section a pour but de présenter le modèle hydrologique ainsi que le module neige utilisés pour produire les simulations de débits de cette étude.

### 3.1.1 GR6J

Le modèle GR6J (Génie Rural à 6 Paramètres, Pushpalatha 2013, Tableau 3.1) utilisé dans cette étude pour fournir des reconstructions hydrologiques s’appuie sur le développement de la suite GR (Génie Rural<sup>1</sup>). Cette série de modèles prend notamment son origine dans les modèles GR1A et GR2M (Mouelhi, 2003; Mouelhi *et al.*, 2006b,a) développés sur un large nombre de bassins versants et proposant des simulations au pas de temps annuel et mensuel.

Fonctionnant au pas de temps journalier, le modèle pluie débit conceptuel GR6J est le direct héritier des modèles GR4J (Perrin, 2000; Perrin *et al.*, 2003) et de GR5J (Le Moine, 2008).

Tableau 3.1 – Liste des paramètres de GR6J (X) et CemaNeige (C).

Paramètre	Description	Unité
X1	Capacité du réservoir de production	mm
X2	Coefficient d’échanges souterrains N°1	mm/j
X3	Capacité du réservoir de routage	mm
X4	Temps de base de l’hydrogramme unitaire	j
X5	Coefficient d’échanges souterrains N°2	-
X6	Coefficient pour le déversement exponentiel du réservoir	-
C1	Coefficient de pondération de l’état thermique du manteau neigeux	-
C2	Coefficient degrés-jour de fonte	mm/°C/j

1. <https://webgr.irstea.fr/modeles/bref-historique/>







physique), mais aussi le type de données météorologiques utilisées comme forçages (interpolation d'observations, pluie radar, prévisions ou réanalyse), ou bien encore des variables observées qui sont utilisées durant la calibration/assimilation pour définir les jeux de paramètres optimaux (débits mesurés, humidité du sol).

Dans notre cas, l'incertitude totale  $\epsilon_{tot}$  sur des simulations hydrologiques est influencée par :

- $\epsilon_{clim}$  l'incertitude provenant des forçages climatiques ;
- $\epsilon_{obs}$  l'incertitude sur les observations utilisées durant la calibration du modèle ;
- $\epsilon_{param}$  l'incertitude sur l'estimation des paramètres du modèle ;
- $\epsilon_{mod}$  l'incertitude inhérente à la structure du modèle.

L'incertitude sur les forçages climatiques ( $\epsilon_{clim}$ ) d'un modèle hydrologique a deux origines majeures : l'erreur de mesure (voir page 27 du chapitre 1) et l'interpolation spatiale de ces mesures (via un krigeage, une réanalyse ou même une moyenne de bassins versants par exemple, McMillan *et al.* 2011).

Les observations de débits sont également entachées d'erreurs ( $\epsilon_{obs}$ ) provenant de l'erreur sur la mesure de hauteur d'eau (Horner *et al.*, 2018) et de l'erreur présente lors de la définition de la relation entre le débit et la hauteur d'eau (courbe de tarage, Le Coz *et al.* 2014). L'erreur sur la mesure de la hauteur d'eau peut provenir de la précision de la mesure, alors que l'incertitude sur la courbe de tarage peut avoir de nombreuses origines : changement de forme du lit, nombre insuffisant de couples hauteur-débit, etc.

L'incertitude sur l'estimation des paramètres ( $\epsilon_{param}$ ) provient notamment de l'incertitude sur les observations de débits (McMillan *et al.*, 2012) et sur les forçages climatiques (Oudin *et al.*, 2006b). Négliger l'incertitude sur les mesures de débit peut mener à une sous-estimation de l'incertitude des simulations (McMillan *et al.*, 2010).

L'incertitude modèle ( $\epsilon_{mod}$ ) résulte de la représentation mathématique des processus hydrologiques par le modèle (Pechlivanidis *et al.*, 2011). Cette incertitude structurelle est notamment présente du fait : (1) de la simplification des processus lors de la modélisation, (2) du pas de temps auquel sont représentés ces processus, et (3) de l'échelle spatiale considérée par le modèle relativement à celle de la variable étudiée.

### Incertitudes spécifiques à la calibration

Les paragraphes suivants décrivent les différentes incertitudes présentes lors de la calibration. Posons le problème du calage comme un problème inverse où l'on cherche à estimer un jeu de paramètres  $\theta$  et l'incertitude associée  $\epsilon_\theta$  (Figure 3.3). La solution obtenue dépend de la fonction de calibration ( $f$ ) mais également des paramètres initiaux ( $\theta_{init}$ ), des entrées ( $x$ , les forçages), des observations ( $y$ ) et de leurs incertitudes ( $\epsilon_x$  et  $\epsilon_y$ ). Dans cette thèse, on distinguera l'incertitude liée à la méthode de calibration (qui va conduire à des solutions différentes) et celle liée à la propagation de l'incertitude des entrées (qui va mener à des solutions plus incertaines).

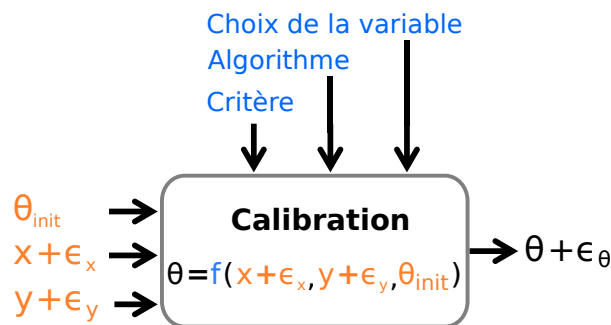


FIGURE 3.3 – Schéma simplifié du processus de calibration.

Dans un premier temps, on liste les incertitudes liées aux choix de résolution du problème inverse :

- L’algorithme de recherche des paramètres peut influencer sur le jeu de paramètres obtenu. Cette incertitude n’intervient que si plusieurs minimums locaux existent. C’est le cas de certains modèles hydrologiques lorsque ceux-ci sont surparamétrés. Ce problème est présent sur certains bassins versants lorsque GR4J est utilisé (Brigode, 2010). Il est donc plus que probable qu’il existe également pour GR6J+CemaNeige, qui possède un nombre de paramètres plus élevé. L’algorithme de recherche, et notamment le point de départ ( $\theta_{init}$ ), aura donc une influence sur le minimum local obtenu lors de l’optimisation des paramètres ;
- Le critère de calage sélectionné a un effet déterminant sur l’estimation des paramètres durant la calibration. En effet, un critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) ou un critère de Kling-Gupta Efficiency (Gupta *et al.*, 2009) ne mèneront pas à la même solution en optimisant ce critère. La sensibilité du modèle GR6J au critère de calage a notamment été étudiée par Caillouet (2016) à l’aide de multiples calibrations ;
- La variable sur laquelle le critère de calibration est calculée a également un impact. En effet, les chroniques de débit peuvent être transformées avant de calculer le critère de calibration. Le but de ces transformations est de donner un poids plus important à certaines gammes de débits. Ainsi, lorsqu’aucune transformation n’est appliquée, le critère prendra plus en compte les hautes eaux. Si une transformation logarithmique est appliquée alors au contraire les basses eaux auront plus de poids. Enfin, pour favoriser les débits moyens, une transformation sous racine est classiquement utilisée (Le Moine, 2008; Oudin *et al.*, 2006a) ;

Pour les incertitudes propagées par le problème inverse on pourra citer :

- La quantité d’observations présente sur la période de calibration. En effet, plus la période de calibration sera fournie, plus l’algorithme de calage a une chance de converger vers un jeu de paramètres optimal et robuste ;
- L’incertitude sur les forçages météorologiques qui va venir influencer les valeurs du jeu de paramètres obtenus lors de la calibration (Oudin *et al.*, 2006b) ;
- La qualité des observations utilisées dans le calage venir influencer la qualité de l’optimisation. Si ces mesures sont très incertaines alors la calibration des paramètres sera elle aussi incertaine (McMillan *et al.*, 2012) ;

### Approches existantes pour prendre en compte les sources d’incertitude

Diverses méthodes existent pour quantifier et intégrer les différentes sources d’incertitudes présentées précédemment lors de la calibration/simulation d’un modèle hydrologique. Les paragraphes suivants décrivent de façon générale une partie de ces méthodes. Ces méthodes prennent en compte ou bien estiment certaines/toutes les sources d’incertitudes de façon globale/séparée.

Les méthodes de Monte Carlo sont très largement utilisées dans le domaine de l’hydrologie pour propager l’incertitude (Pechlivanidis *et al.*, 2011). Le but est d’estimer l’incertitude des sorties (débits ou paramètres) en fonction d’une incertitude connue sur les entrées (débits ou forçages climatiques). L’idée générale est de produire de multiples réalisations en fonction de l’incertitude sur les entrées et de les propager à travers le modèle hydrologique. La dispersion de l’ensemble reflète alors l’incertitude de la sortie. Voir Hong *et al.* (2006) pour un exemple sur la propagation de l’erreur de précipitations radar.

L’approche multi-modèles repose sur la combinaison des sorties de plusieurs modèles, se basant sur l’hypothèse qu’aucun des modèles existants ne peut reproduire correctement toutes les situations hydrologiques. Les différentes sorties des modèles sont ensuite combinées selon différentes méthodes, notamment le Bayesian Model Averaging (Raftery *et al.*, 2005). Cette méthode caractérise uniquement l’incertitude sur l’erreur structurelle du modèle. De plus, l’utilisation de l’approche multi-modèle requiert souvent l’application de méthodes de post-traitement car l’incertitude de l’ensemble produit n’est pas fiable (Bellier, 2018; Velázquez *et al.*, 2010).

La Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE, Beven et Binley 1992) utilise quant à elle une étape de calibration où un nombre important de jeux de paramètres sont testés. Dans la méthode GLUE, la totalité de l'incertitude modèle repose sur les paramètres de ce dernier. Des reconstructions ensemblistes de débits sur la période 1891-2015 ont récemment été produites sur plus de 300 bassins versants du Royaume-Uni via le modèle GR4J et une calibration via la méthode GLUE (Smith *et al.*, 2019). Cependant, Berthier (2005) a montré sur un grand nombre de bassins versants que la méthode GLUE sous-estime l'incertitude totale, menant à des simulations qui ne sont pas fiables.

L'inférence Bayésienne, basée sur la formule de Bayes, estime quant à elle une distribution a posteriori de l'ensemble de l'état du système (données, paramètres et erreur modèle). Le cadre Bayésien va permettre de mettre à jour cette distribution lors de l'intégration de nouvelles sources d'informations (les observations). On peut notamment citer la méthode Bayesian Total Error Analysis (Kavetski *et al.*, 2003) qui permet de décrire les sources d'incertitudes de la modélisation de façon séparée. Cependant, la spécification des modèles statistiques d'erreurs a priori constitue un choix difficile et subjectif (Renard *et al.*, 2011). L'approche Bayésienne inclut également les méthodes d'assimilation de données, comme l'EnKF (Clark *et al.*, 2008), qui perturbent l'état interne du modèle et les forçages pour quantifier l'erreur modèle. Cependant, la perturbation des états internes du modèle présente là-aussi des choix subjectifs.

Enfin, l'approche par post-traitement s'intéresse aux erreurs résiduelles entre les débits observés et les débits simulés. Cette approche caractérise l'incertitude totale de façon groupée puisque les résidus sont intégrateurs de l'incertitude sur les forçages, les paramètres, les observations et le modèle. De ce fait, si des sous-estimations d'incertitude dans les autres composantes existent, elles seront reportées sur l'erreur modèle. Comme pour la calibration des paramètres d'un modèle hydrologique, la définition de l'erreur modèle est effectuée sur une période fixe. Lors de l'utilisation en dehors de cette période, la définition de l'erreur modèle est supposée stable dans le temps (Bourgin, 2014).

### Choix effectués dans cette thèse

Les incertitudes seront notamment prises en compte lors de (Figure 3.4) :

1. la calibration par des méthodes de Monte Carlo (section 3.3). Cette étape intégrera l'incertitude sur les observations de débits ( $\epsilon_{obs}$ , via des observations perturbées) et sur les forçages climatiques ( $\epsilon_{clim}$ , via différents membres). La calibration de GR6J+CemaNeige est un processus déterministe qui sera répété de nombreuses fois afin d'obtenir plusieurs jeux de paramètres, quantifiant ainsi l'incertitude de ces derniers ( $\epsilon_{param}$ ) ;
2. la simulation par des méthodes de Monte Carlo (section 3.4). L'incertitude sur les forçages climatiques ( $\epsilon_{clim}$ , représentée via différents membres) sera encore une fois intégrée ainsi que l'incertitude sur les paramètres ( $\epsilon_{param}$ , représentée via différents jeux de paramètres). Pour cela, de multiples simulations seront effectuées à l'aide du modèle GR6J+Cemaneige. L'incertitude des reconstructions produites sera alors nommée  $\epsilon_{ens}$  ;
3. la définition de l'erreur modèle par une méthode de post-traitement. L'incertitude sur les reconstructions de débit obtenues à l'étape précédente ( $\epsilon_{ens}$ ) et celle sur les observations hydrométriques ( $\epsilon_{obs}$ ) seront prises en compte lors de la définition de l'erreur modèle ( $\epsilon_{mod}$ ).

Les sections suivantes s'attachent à définir en détail comment ces trois points sont traités.

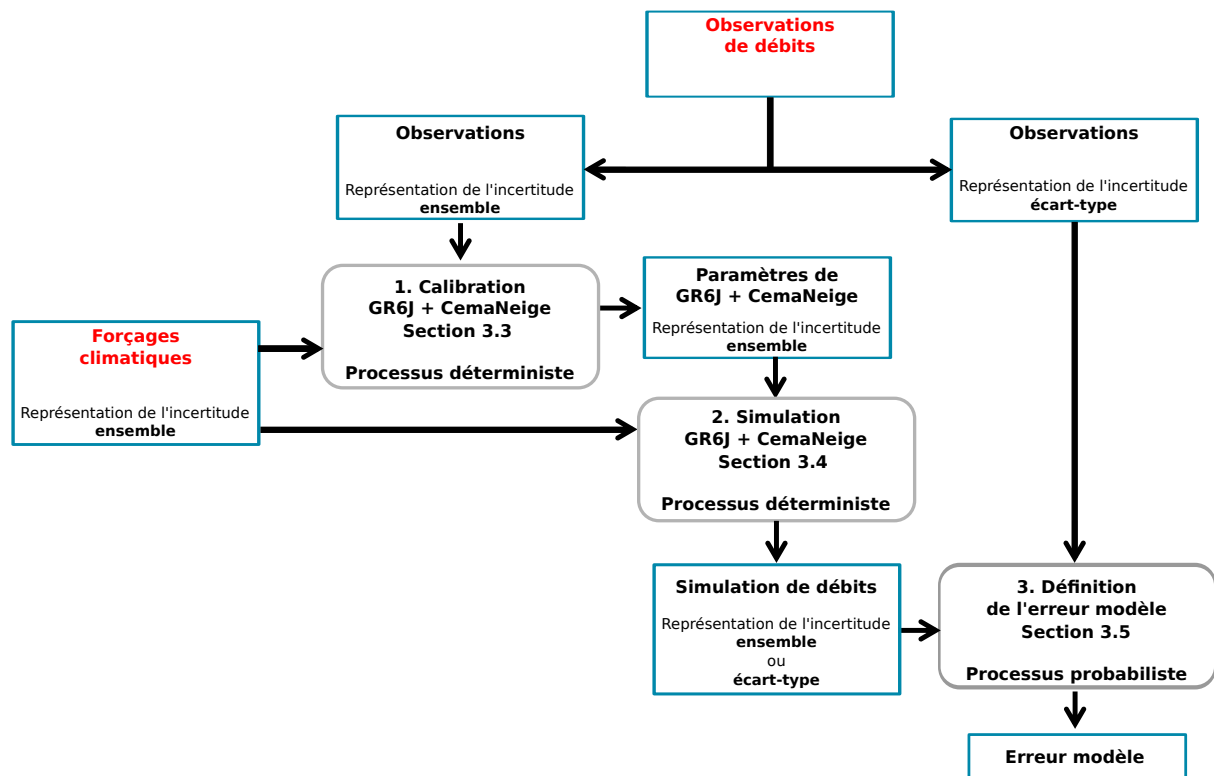


FIGURE 3.4 – Schéma conceptuel représentant la prise en compte des diverses incertitudes lors du chapitre. Les boîtes arrondies représentent les processus et les boîtes rectangulaires les jeux de données. Les jeux de données en rouge sont les deux jeux de données d'entrées (observation et forçage climatique).

### 3.3 Méthode de calibration

Le modèle GR6J possède 6 paramètres à calibrer alors que le module CemaNeige en possède 2 (Tableau 3.1). Cette section présente les modalités de leur calibration. Dans le cadre de la calibration on utilisera les 25 membres de FYRE Daily comme forçage pour les précipitations et les températures et les 25 membres de SCOPE Climate pour l'évapotranspiration de référence. Les observations de débits sur les 662 bassins versants peu anthropisés de l'étude sont celles présentées dans la section 1.2.2. Dans un premier temps, les modalités de calibration sont présentées, puis la méthode pour prendre en compte les incertitudes dans ce processus est décrite.

#### 3.3.1 Description du schéma de calibration déterministe

Sur chacun des 662 bassins versants, le modèle nécessite une calibration des 6 paramètres de GR6J mais aussi les 2 paramètres du module neige CemaNeige (pour les stations subissant des influences de la neige). Suivant les travaux de Brigode *et al.* (2016) et Caillouet *et al.* (2017), les 8 paramètres sont calibrés sur les bassins versants possédant un ratio neige/pluie supérieur à 10 % (soit 176 bassins versants sur les 662 de l'étude). Ce ratio est calculé sur les variables provenant de la réanalyse Safran. Concernant les autres bassins versants, les paramètres de GR6J sont laissés libres durant la calibration, mais les paramètres de CemaNeige (C1 et C2) sont fixés à la valeur médiane obtenue sur les 176 bassins versants influencés par la neige. Ce choix est effectué car il permet d'obtenir des paramètres plus robustes que s'ils avaient été calibrés sur un faible nombre d'événements de précipitations neigeuses.

## Fonction de calibration

Une fonction de calibration doit être définie pour évaluer la vraisemblance entre la chronique simulée par le modèle et une série d'observation. La fonction de calibration se compose classiquement d'un critère de calibration et parfois d'une transformation de variable.

Historiquement, de nombreux critères ont été utilisés pour la calibration des modèles hydrologiques, comme par exemple le Nash-Sutcliffe Efficiency (Nash et Sutcliffe, 1970), le CRPS (Brown, 1974), l'erreur moyenne quadratique, ou encore le Kling-Gupta Efficiency (KGE, Gupta *et al.* 2009). Le choix de ce critère dépend de l'objectif des reconstructions de débit.

Dans cette étude, le KGE est sélectionné comme critère de calage. Ce choix découle de deux raisons : (1) les reconstructions SCOPE Hydro et Safran Hydro utilisent des paramètres calés sur le KGE (Caillouet *et al.*, 2017), ce qui permet des comparaisons plus justes entre les jeux de données, et (2) le KGE est un critère qui se divise en plusieurs composantes, ce qui permet d'étudier plus en détail les performances de calage que le NSE ou le RMSE. Ce critère, optimal lorsque la valeur est de 1, est défini par l'équation suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (3.1)$$

avec  $r$  la corrélation linéaire entre les débits observés et simulés,  $\alpha$  le rapport des variances des deux chroniques et  $\beta$  le rapport de leurs moyennes.

La variable sur laquelle le critère de calibration est appliqué doit également être définie. Dans cette étude, le but est de reproduire le comportement hydrologique global du bassin versant. Une transformation sous racine est donc appliquée sur les chroniques de débits observés et simulés avant le calcul du KGE, comme dans Caillouet *et al.* (2017).

## Algorithme de calage

L'algorithme de calage utilisé se divise en deux parties distinctes. Dans un premier temps, le jeu de paramètres optimal parmi plusieurs centaines de jeux de paramètres provenant de la base de données de Perrin *et al.* (2008) est sélectionné. En repartant de ce jeu de paramètres, une recherche locale est ensuite effectuée afin d'obtenir un unique jeu de paramètres. Pour optimiser et faciliter la recherche locale, l'optimisation se fait sur des paramètres transformés. Voir la documentation de airGR (Coron *et al.*, 2017) pour plus de détails sur cette transformation et sur les algorithmes utilisés.

## Initialisation et période de calage

La période de calibration désigne l'intervalle de temps durant lequel l'algorithme de calibration est appliqué. Pour obtenir des jeux de paramètres qui soient cohérents entre les bassins versants, il est nécessaire de choisir une période de calibration identique pour l'ensemble des bassins versants. La période de calibration s'étend du 1<sup>er</sup> janvier 1973 au 30 septembre 2006, suivant le travail de Caillouet *et al.* (2017). En effet, les observations y sont disponibles sur en moyenne 90 % des stations chaque jour.

Avant de calculer le critère de calibration, l'état initial du modèle doit également être représenté correctement. En effet, en début de simulation, l'état interne du modèle est fixé à des valeurs d'initialisation par défaut. Cependant, ces valeurs ne représentent pas l'état réel du bassin versant. Il est donc nécessaire de faire précéder la période de calibration d'une période de chauffe. Cette période doit être suffisamment longue pour que les valeurs des réservoirs ne dépendent plus de l'initialisation par défaut. Dans le cas de notre étude, la période de chauffe précède la période de calibration s'étend du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 31 décembre 1972, soit plus de 100 ans. Cette période est donc largement suffisante, même pour les bassins influencés par

les nappes. Le jeu de forçage météorologique est tiré de FYRE Daily pour les précipitations et les températures, et de SCOPE Climate pour l'évapotranspiration de référence.

### Hypothèses lors de la calibration

La calibration des paramètres s'effectue sur une période limitée dans le temps, ici 23 années. L'utilisation du modèle calibré en dehors de cette période repose sur un certain nombre d'hypothèses. En effet, le calage suppose que les liens entre les variables d'entrées (évapotranspiration, température et précipitations) et les sorties du modèle (débit) restent identiques à ceux établis sur la période 1973-2006. Cette hypothèse est discutable, notamment sur deux aspects :

- Les débits récents des 662 bassins versants sélectionnés, ne sont pas ou peu influencés par les activités anthropiques, ceci étant un prérequis à leur sélection dans l'étude (voir la page 31 du chapitre 1). Cependant, rien ne prouve que les bassins versants n'aient pas été influencés dans une période passée, notamment par des prélèvements d'eau (Jacob Rousseau *et al.*, 2017). Les chroniques produites par la simulation sont donc des chroniques représentant un comportement naturel du bassin versant.
- Le lien entre les variables météorologiques et le débit au sein d'un bassin versant est notamment contrôlé par l'occupation du sol. Cependant, en France, des variations d'occupation du sol existent sur les 150 dernières années (Pielke Sr. *et al.*, 2011).

Sur l'ensemble de cette sous-section la méthode de calibration a été décrite en considérant une approche déterministe. Intéressons nous maintenant à décrire comment les différentes sources d'incertitude sont prises en compte.

### 3.3.2 Intégration des incertitudes sur les observations et sur les forçages

Parmi les sources d'incertitudes existantes lors de la calibration, la méthode de calibration proposée vise uniquement à prendre en compte les incertitudes sur les observations ( $\epsilon_{obs}$ ) et sur les forçages climatiques ( $\epsilon_{clim}$ ) via une approche Monte Carlo. L'incertitude sur les forçages d'entrée du modèle peut être estimée à l'aide des 25 membres de la réanalyse FYRE Daily et donc de 25 calibrations successives. Afin de prendre en compte l'incertitude sur les observations hydrométriques durant la calibration, le choix est fait de créer des chroniques d'observations perturbées qui seront utilisées comme référence lors du calage.

Pour les observations de débits, il faut définir ou tout du moins estimer l'incertitude afin de pouvoir l'échantillonner. Des méthodes de quantification rigoureuses existent – comme la méthode Baratin (Le Coz *et al.*, 2014) –, mais ces méthodes nécessitent de nombreuses informations qui sont parfois indisponibles (notamment hydrauliques). Ainsi, il est difficile de définir de façon rigoureuse l'erreur d'observation des débits sur les 662 bassins versants considérés dans cette étude. Un modèle d'erreur gaussien est donc appliqué ici :

$$\epsilon_{obs} \sim \mathcal{N}(0, \sigma_{obs}) \quad (3.2)$$

avec  $\sigma_{obs}$  égal à 15 % du débit observé, suivant les valeurs utilisées dans Abaza *et al.* (2014) et Warrach-Sagi et Wulfmeyer (2010), et proches de celles utilisées par Clark *et al.* (2008) et Wongchuig *et al.* (2019). De plus, un minimum de  $\sigma_{obs}$  est fixé à 0,01 mm/jour pour intégrer la difficulté de mesurer les bas débits. Pour chacun des bassins versants, 25 chroniques de débits sont créées en perturbant de façon aléatoire les chroniques de débits observées avec le modèle d'erreur évoqué ci-dessus.

En combinant la prise en compte des incertitudes sur les forçages climatiques (25 membres de FYRE Daily) et les incertitudes sur les observations (25 chroniques d'observations perturbées), on obtient au total 625 combinaisons menant à 625 jeux de paramètres par bassin versant, soit plus de 40 000 pour les 662 bassins versants. Afin de limiter le nombre de membres des reconstructions

finales, chacun des membres de la réanalyse est associé de façon aléatoire à une unique chronique d'observation perturbée (Figure 3.5). Cette démarche permet de limiter le nombre de jeux de paramètres à 25 par bassin versant tout en intégrant les deux sources d'incertitude. Les 25 jeux de paramètres obtenus représentent ainsi l'incertitude sur les paramètres ( $\epsilon_{param}$ ) qui est due à l'incertitude sur les observations ( $\epsilon_{obs}$ ) et les forçages climatiques ( $\epsilon_{clim}$ ). Cependant, cette approche peut conduire à sous-estimer l'incertitude sur les jeux de paramètres, des expériences dans ce sens devraient être menées pour voir à quel point ce choix affecte la représentation de l'incertitude.

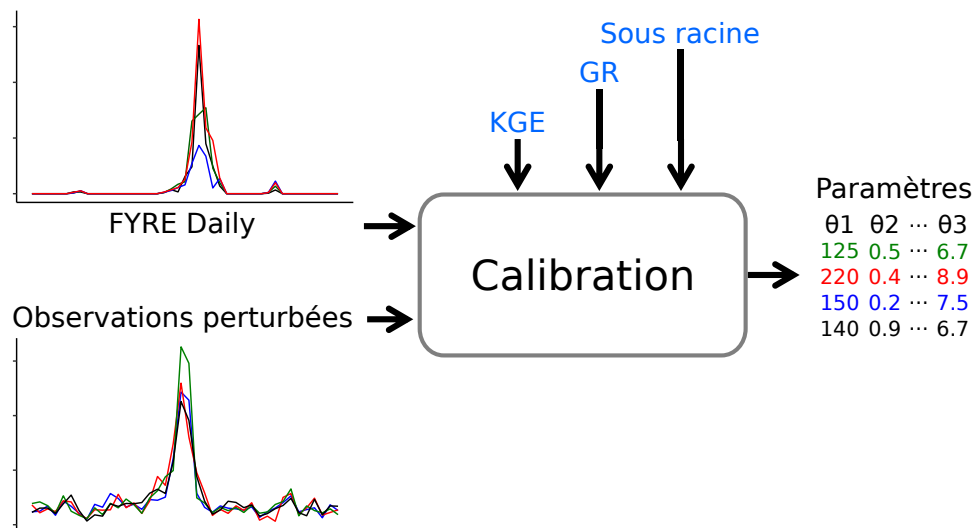


FIGURE 3.5 – Schéma simplifié du processus de calibration pour 5 membres. La couleur représente l'association entre une chronique d'observation perturbée, un membre de FYRE Daily et le jeu de paramètres résultant du processus de calibration.

Les 25 jeux de paramètres obtenus via cette méthodologie sont présentés sur les trois bassins versants d'étude (L'Ubaye, le Gave d'Oloron, l'Aveyron, présentés en page 31 du chapitre 1) dans l'annexe A.2.1. L'impact de la méthodologie de calibration sur la variabilité des paramètres est également présentée. Enfin, l'annexe A.2.1 présente également une comparaison des jeux de paramètres obtenus sous Safran (lors des travaux de Caillouet *et al.* 2017) et FYRE Daily. Cette comparaison montre des résultats relativement similaires, ce qui témoigne de la robustesse de la calibration et de la similitude de FYRE Daily et Safran.

La calibration utilisant FYRE Daily et la méthodologie présentée ci-dessus a mis en avant de bons résultats (qui sont détaillés dans les pages suivantes), sauf sur la Juine à Méréville (H4033010). Les problèmes de calibration présents sur ce bassin versant proviennent notamment de sa nature, puisqu'il s'agit d'un cours d'eau très influencé par les nappes profondes. Ces bassins possèdent un comportement qui est difficilement reproductible par un modèle tel que GR6J. L'origine de ces difficultés de calibration est présentée en détail dans l'annexe A.2.1. Considérant ce bassin versant comme suivant un comportement très particulier et mal représenté par le modèle, ce bassin est mis de côté et on travaillera donc sur 661 bassins versants pour la suite.

### 3.4 Propagation des incertitudes sur les forçages et sur les paramètres lors des simulations

La partie précédente s'attachait à décrire la prise en compte des différentes sources d'incertitudes lors de la calibration. Cette partie s'intéresse à la propagation des incertitudes lors des simulations. Pour cela, une approche de type Monte Carlo est utilisée pour propager l'incertitude sur les forçages ( $\epsilon_{clim}$ ) et sur les paramètres ( $\epsilon_{param}$ ) à travers le modèle hydrologique.



L'incertitude des paramètres de GR6J+CemaNeige ( $\epsilon_{param}$ ) est définie par les 25 jeux de paramètres calibrés dans la section 3.3. Ces jeux de paramètres contiennent à la fois l'incertitude sur les observations de débits et les forçages climatiques sur la période de calibration. Lors de la modélisation hydrologique, les 25 jeux de paramètres sont utilisés.

Afin de prendre en compte l'incertitude des forçages climatiques ( $\epsilon_{clim}$ ), l'ensemble de FYRE Daily est propagé dans la chaîne de modélisation GR6J+CemaNeige. Cette démarche repose sur l'hypothèse que les 25 membres de la réanalyse climatique représentent correctement l'incertitude sur les moyennes de bassin versant. L'analyse au pas de temps journalier de FYRE Daily au chapitre précédent (section 2.3.2) témoigne que cette hypothèse est relativement raisonnable.

La prise en compte des incertitudes sur les paramètres et des incertitudes sur les forçages mène à la création d'un ensemble de 625 membres (25 jeux de paramètres  $\times$  25 membres de la réanalyse FYRE Daily). Cependant, le choix est fait de limiter la taille de l'ensemble des simulations à 25, notamment pour rendre plus juste la comparaison entre les reconstructions produites dans cette thèse et les reconstructions hydrologiques déjà existantes (SCOPE Hydro, Caillouet *et al.* 2017). Chacun des 25 jeux de paramètres est donc associé à un membre de la réanalyse FYRE Daily de façon aléatoire. L'unique contrainte est que le membre de FYRE Daily ne corresponde pas à celui utilisé lors de la calibration du jeu de paramètres. En effet, cela conduirait à une sous-estimation de la variabilité de l'ensemble. La réduction du nombre de membres de 625 à 25 ne montre pas de détérioration dans l'estimation de l'incertitude, comme le montre la comparaison sur 3 bassins versants disponible dans l'annexe A.2.2.

Les simulations sont produites sur les 661 bassins versants de l'étude en utilisant la méthode décrite sur la période s'étendant 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 29 décembre 2012. Pour obtenir des niveaux de réservoirs réalistes au 1<sup>er</sup> janvier 1871, la modélisation est précédée d'une période de chauffe constituée d'une triple répétition de l'année 1871. Les reconstructions hydrologiques obtenues possèdent 25 membres et sont nommées Rec. Hydro pour la suite de la thèse. L'incertitude associée à ces reconstructions sera quant à elle noté  $\epsilon_{ens}$ .

## 3.5 Ajout d'une erreur modèle

Cette section a pour but de décrire comment l'erreur modèle est définie dans cette étude, ainsi que les modalités d'application de cette dernière.

### 3.5.1 Définition de l'erreur modèle

Afin d'évaluer l'erreur modèle, le choix a été fait de se tourner vers des méthodes de post-traitement, car elles sont robustes, facilement applicables sur un grand nombre de bassins versants, et reposent sur un faible nombre d'hypothèses. Ces méthodes intègrent dans l'erreur modèle toute l'incertitude qui n'est pas expliquée lors des simulations. En réalité, cette approche caractérise donc à la fois l'incertitude modèle ( $\epsilon_{mod}$ ) et l'incertitude qui n'est pas prise en compte dans les étapes précédentes. Dans les études précédentes utilisant le post-traitement (Andréassian *et al.*, 2007; Berthier, 2005; Bourgin *et al.*, 2014), le débit simulé est considéré sans incertitude (via une approche déterministe) lors de la définition de l'erreur modèle.

### Méthode de caractérisation de l'erreur modèle

Sur chaque bassin versant, l'estimation de l'incertitude modèle est classiquement caractérisée par les erreurs relatives entre les débits observés  $Q_{obs}$  et des débits déterministes simulés  $Q_{sim}$  sur une période finie (Andréassian *et al.*, 2007; Berthier, 2005; Bourgin *et al.*, 2014) :

$$Res = \log\left(\frac{Q_{obs}}{Q_{sim}}\right) \quad (3.3)$$

Les erreurs relatives varient suivant la gamme de débits de  $Q_{sim}$  (Figure 3.6). Pour chacun des 661 bassins versants, la chronique de débit est donc divisée en 9 classes de même taille, en se basant sur  $Q_{sim}$  (Berthier, 2005). Cette division permet d'établir un modèle des distributions de  $Res$  qui varie suivant la gamme de débits de  $Q_{sim}$ . Pour chacune des classes sur chacun des bassins versants, la distribution des résidus  $Res$  est caractérisée par l'écart-type  $\sigma_{res}$  et la moyenne  $\mu_{res}$  (Figure 3.6). Cette caractérisation de la distribution par ces deux premiers moments fait l'hypothèse d'une distribution gaussienne des résidus par classe.

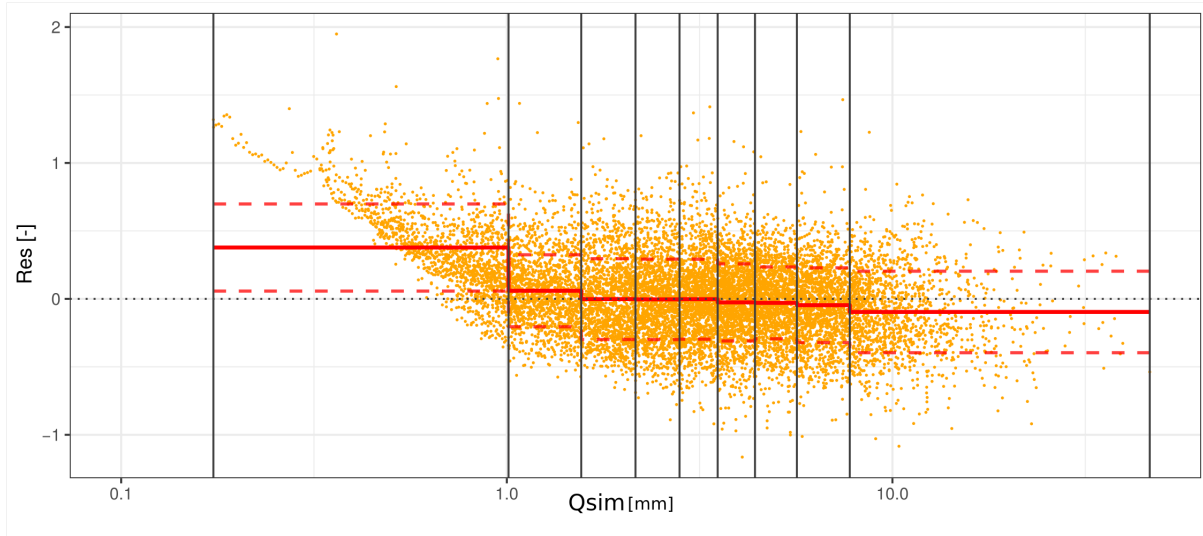


FIGURE 3.6 – Exemple de résidus ( $Res$ ) en fonction des débits simulés ( $Q_{sim}$ ) pour le Gave d'Oloron (Q7002910) sur la période 1973-2006. Les valeurs de débits proviennent de l'utilisation du membre 15 de FYRE Daily comme forçage. Les traits verticaux noirs représentent les divisions entre les 9 classes de débits. Les traits rouges représentent la moyenne des résidus ( $\mu_{res}$ ) et les pointillés les valeurs  $\mu_{res} + / - \sigma_{res}$  par classe.

Il est ainsi possible d'habiller le débit simulé de l'erreur résiduelle. Cette erreur va varier suivant la classe du débit simulé. Cependant, cette définition néglige l'incertitude sur les observations  $\epsilon_{obs}$  et sur les chroniques de débits  $\epsilon_{ens}$  (Andréassian *et al.*, 2007; Berthier, 2005; Bourgin *et al.*, 2014). Dans cette thèse, on propose une méthodologie pour prendre en compte ces deux sources d'incertitudes.

**(a) Intégration de l'erreur d'observation dans le calcul de l'erreur modèle** Les distributions des erreurs par classe provenant des reconstructions hydrologiques contiennent par construction l'incertitude sur les observations ( $\epsilon_{obs}$ ), puisque les observations sont utilisées dans le calcul de  $Res$ . L'écart-type  $\sigma_{res}$  contient donc à la fois la variabilité provenant de l'erreur modèle mais également celle des erreurs d'observations.

Dans cette étude, on considère que les observations sont non biaisées, comme cela est fait lors de l'étape de calibration et dans la plupart des méthodes d'assimilation, y compris en hydrologie (Wongchuig *et al.*, 2019; Clark *et al.*, 2008). La moyenne  $\mu_{mod}$  n'est donc pas affecté par la prise en compte des incertitudes sur les observations. L'écart-type de l'erreur modèle ( $\sigma_{mod}$ ) pour chacune des gammes de débits  $c$  est quant à lui défini par l'équation suivante :

$$\sigma_{mod}^2[c] = \sigma_{res}^2[c] - \sigma_{obs}^2[c] \quad (3.4)$$

Cette équation n'est valable que si l'ensemble des variables suit une distribution normale. Enfin, une dernière source d'incertitude est prise en compte dans la définition de l'erreur modèle. Il s'agit de l'incertitude sur les débits simulés.

**(b) Intégration de l'incertitude des simulations dans le calcul de l'erreur modèle** On considère maintenant des simulations hydrologiques ensemblistes notées  $Q_{sim[M]}$  possédant  $M$  membres. Ces reconstructions  $Q_{sim[M]}$  sont utilisées pour évaluer l'incertitude sur les simulations ( $\epsilon_{ens}$ ). En effet, l'ensemble hydrologique peut être vu comme l'échantillonnage d'une distribution caractérisée par un écart-type et une moyenne.

Dans cette étude la moyenne de l'ensemble est considérée comme la meilleure estimation du débit simulé et l'écart-type de l'ensemble vient fournir des informations sur l'incertitude des reconstructions. Si la moyenne  $\overline{Q_{sim[M]}}$  de cet ensemble est utilisé pour définir les rapports de l'Équation 3.5.1,  $Res$  devient alors :

$$Res = \log\left(\frac{Q_{obs}}{\overline{Q_{sim[M]}}}\right) \quad (3.5)$$

En reprenant l'Équation 3.4, il est possible de définir la moyenne  $\mu_{mod}$  et l'écart-type  $\sigma_{mod}$  de l'erreur modèle ( $\epsilon_{mod}$ ) sur chaque classe de débit  $c$  :

$$\begin{cases} \mu_{mod}[c] = \mu_{res}[c] \\ \sigma_{mod}^2[c] = \sigma_{res}^2[c] - \sigma_{obs}^2[c] - \sigma_{ens}^2[c] \end{cases} \quad (3.6)$$

avec  $\sigma_{ens}[c]$  l'écart-type moyen de  $Q_{sim[M]}$  sur la gamme de débit  $c$ . Cette définition fait l'hypothèse que la distribution de l'ensemble  $Q_{sim[M]}$  est une gaussienne et qu'elle représente correctement la propagation de l'erreur sur les forçages climatiques. Pour la suite de la thèse, l'erreur modèle est définie à l'aide l'Équation 3.6.

### 3.5.2 Application de l'erreur modèle

Maintenant que la méthode pour définir l'erreur modèle ( $\epsilon_{mod}$ ) a été présentée, les détails de son calcul dans cette étude et son application sont discutés. Dans un premier temps, l'erreur est définie sur la période 1973-2006, dans un second temps elle est appliquée sur la totalité des 142 ans (1871-2012). Cette application est réalisée de façon indépendante sur chacun des 661 bassins versants considérés dans l'étude.

#### Ingrédients

La méthode des résidus nécessite un certain nombre de couples de débits observées et de débits simulés par gamme de débits pour estimer de façon correcte les distributions d'erreurs du modèle. Pour les débits simulés, on utilise les reconstructions ensemblistes Rec. Hydro produite dans la section 3.4 disponible sur la période 1871-2012. En ce qui concerne les observations sur les 661 bassins versants, elles proviennent de la Banque-HYDRO comme décrit dans la section 1.2.2.

L'ensemble des 25 membres de Rec. Hydro sur la période du 1<sup>er</sup> janvier 1973 au 30 septembre 2006 est utilisé pour le calcul de l'erreur modèle à l'aide de l'Équation 3.6. Ce choix est effectué car cette période recoupe la période de calibration du modèle hydrologique. Les erreurs présentes dans cette période subissent donc une influence limitée des entrées, ce qui permet de capter les erreurs provenant de la structure du modèle. C'est donc les 25 membres de Rec. Hydro qui vont caractériser  $\epsilon_{ens}$ , lors du calcul de l'erreur modèle  $\epsilon_{mod}$ .

Lors du calcul des résidus, les couples de débit  $\overline{Q_{Rec. Hydro}}/Q_{obs}$  possédant au moins une des deux valeurs inférieures à 0,01 mm sont retirés. En effet, l'utilisation de faibles valeurs dans le calcul de ces rapports peut mener à des valeurs extrêmement élevées.

Pour rester cohérent, le modèle d'erreur des observations ( $\epsilon_{obs}$ ) est le même que celui utilisé lors de la calibration avec  $\sigma_{obs} = 15 \% \times Q_{obs}$ . Cette valeur approximative est tirée de la littérature

(Wongchuig *et al.*, 2019; Clark *et al.*, 2008; Abaza *et al.*, 2014), car aucune information précise n'est disponible sur les 661 bassins versants. De plus, le minimum de  $\sigma_{obs}$  est défini à 0,01 mm, pour refléter la difficulté de mesure des débits d'étiages. La sensibilité de la définition de l'erreur modèle ( $\epsilon_{mod}$ ) au choix de la valeur de  $\sigma_{obs}$  est détaillée dans l'annexe A.2.3.

La définition de l'erreur d'observation étant arbitraire et ne se basant pas sur une analyse fine de chaque station, il est possible de se retrouver dans des cas où  $\sigma_{obs}^2 + \sigma_{ens}^2 > \sigma_{res}^2$ . Si cela se produit alors la valeur de  $\sigma_{mod}$  est fixée à 0,01 mm pour la gamme de débit de la station.

### Calcul de l'erreur modèle $\epsilon_{mod}$

Cette méthode est appliquée pour les 9 classes de débits sur les 661 bassins versants modélisés (Figure 3.7). Dans cette figure, les  $\sigma_{res}$  et  $\mu_{res}$  correspondent à l'écart-type et à la moyenne des résidus  $Res$  calculés en utilisant  $\overline{Q_{Rec. Hydro}}$  et  $Q_{obs}$ . Les valeurs de  $\sigma_{ens}$  sont l'écart-type moyen des membres de  $Q_{Rec. Hydro}$ , et les  $\sigma_{obs}$  représentent les valeurs d'écart-type d'erreur des observations. Enfin,  $\sigma_{mod}$  et  $\mu_{mod}$  correspondent à l'écart-type et à la moyenne de l'erreur modèle en prenant en compte  $\sigma_{ens}$  et  $\sigma_{obs}$  (voir Équation 3.6).

Globalement, les débits modélisés tendent à être inférieurs aux observations durant les périodes de basses eaux. Pour les débits appartenant aux classes moyennes (classe 3 à 7), le modèle et les observations ne présentent pas de différences significatives. Cet effet est notamment dû à la calibration effectuée sous la racine des débits, qui favorise la modélisation des débits moyens.

Enfin, pour les forts débits, une tendance à surestimer les valeurs est visible. La définition de l'erreur d'observation – seuillée à 0,01 mm – amène des valeurs d'erreur modèle assez faibles sur les bas débits. L'erreur modèle augmente ensuite légèrement et tend à baisser sur les classes de débit élevé.

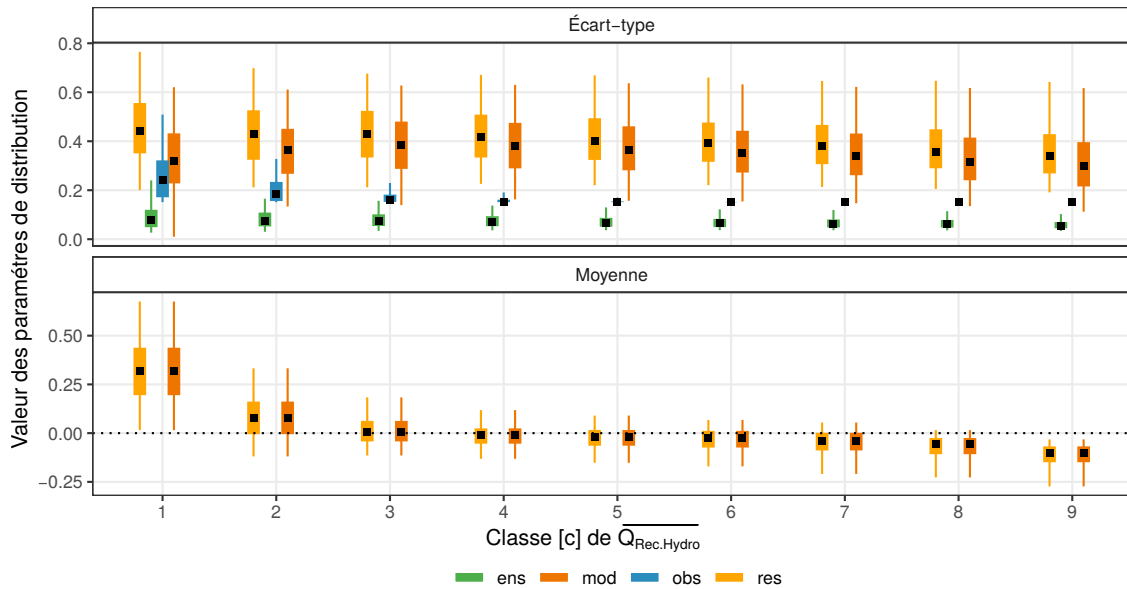


FIGURE 3.7 – Boîtes à moustache des  $\mu$  et des  $\sigma$  par classe de débit simulés pour les 662 bassins versants modélisés dans l'espace logarithmique. Les simulations utilisées sont les reconstructions Rec. Hydro sur la période 1973-2006. La classe 1 représente les plus petits débits et la classe 9 les plus grands. Les notations font écho à l'Équation 3.6. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

### Application de l'erreur modèle aux simulations

Une fois l'erreur modèle définie sur la période 1973-2006 à l'aide des reconstructions hydrologiques Rec. Hydro, celle-ci est appliquée sur la période 1871-2012. Pour chacun des membres  $m$  et sur chaque jour  $t$ , un nombre  $n$  d'erreurs multiplicatives, stockées dans un vecteur  $\epsilon_{mod}$ , est tiré de façon aléatoire dans la distribution de l'erreur modèle de la classe de débit  $c$  à laquelle le membre  $m$  de Rec. Hydro appartient.

$$\epsilon_{mod} \sim \mathcal{N}(\mu_{mod}[c], \sigma_{mod}[c]) \quad (3.7)$$

Les erreurs multiplicatives échantillonnées sont ensuite appliquées au débit simulé du membre  $m$  :

$$Q_{Rec. Hydro + Err}[m](t) = Rec. Hydro[m](t) \times \epsilon_{mod} \quad (3.8)$$

L'opération est répétée pour les 25 membres des reconstructions hydrologiques. Pour chacun des jours, un nombre  $n \times 25$  de membres est donc obtenu, représentant les reconstructions prenant en compte l'erreur modèle (Figure 3.8). Le nombre  $n$  est arbitrairement fixé à 100 dans l'étude, comme compromis entre le temps de calcul et une taille suffisante d'échantillon pour caractériser la distribution. Une fois l'erreur modèle appliquée sur les 25 membres, la taille de l'ensemble atteint donc 2500 membres (25 x 100). Cet échantillonnage représente la distribution des débits en prenant en compte l'erreur modèle, noté  $Q_{Rec. Hydro + Err}(2500)$ .

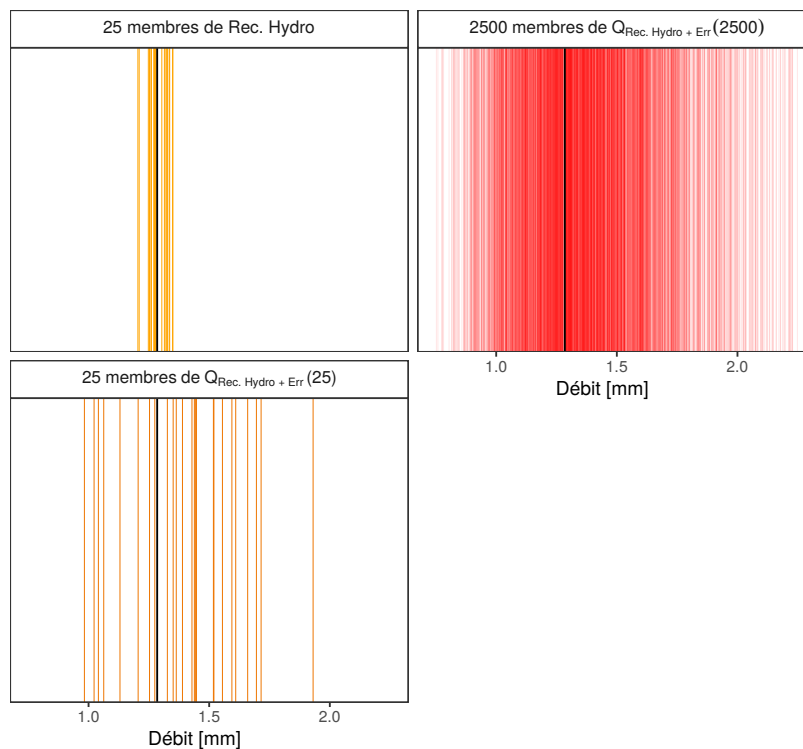


FIGURE 3.8 – Exemple de l'application de l'erreur modèle sur les 25 membres des reconstructions Rec. Hydro pour le Gave d'Oloron le 23 novembre 2007.

Un échantillonnage de 25 membres, noté  $Q_{Rec. Hydro + Err}(25)$ , est ensuite réalisé dans la distribution obtenue afin de limiter le nombre de membres. Enfin, une dernière étape consiste en la réorganisation des membres pour retrouver une cohérence spatiale et temporelle. Pour cela, les rangs de l'ensemble de Rec. Hydro (Figure 3.9, panneau de gauche) sont appliqués aux membres de  $Q_{Rec. Hydro + Err}(25)$  (Figure 3.9, panneau du milieu). L'application de cette méthode sur les 661 bassins versants permet de récupérer des membres qui sont cohérents à la fois temporellement mais aussi spatialement (Figure 3.9, panneau de droite). Cette méthode est appliquée chaque

jour sur chacun des 661 bassins versants sur la période s'étendant du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012. Les reconstructions hydrologiques résultantes sont appelées Rec. Hydro + Err.

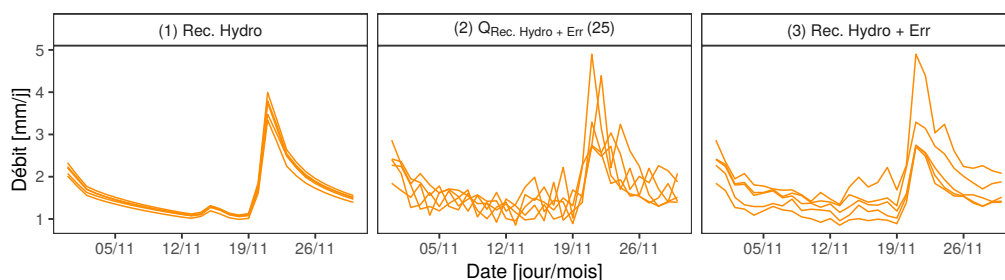


FIGURE 3.9 – Exemple de l'application de l'erreur modèle et du réarrangement effectués sur 5 membres des reconstructions Rec. Hydro (choisis au hasard) pour le Gave d'Oloron du 1<sup>er</sup> au 31 novembre 2007.

## 3.6 Reconstructions hydrologiques

Les sections précédentes ont présenté une chaîne de modélisation hydrologique prenant en compte différentes sources d'incertitudes. Cette méthode est maintenant appliquée avec différents forçages climatiques afin de produire des reconstructions de débits sur plusieurs périodes.

### 3.6.1 Liste des reconstructions produites

Les paragraphes suivant visent à présenter les différents produits créés lors de cette thèse mais aussi les produits existants utilisés lors des différentes évaluations (Tableau 3.2).

Tableau 3.2 – Liste des reconstructions utilisées dans l'étude.  $ET_0$  désigne l'évapotranspiration de référence, P les précipitations et T la température moyenne. La barre au dessus des variables signifie que la moyenne de l'ensemble est utilisée. Les données de calibration sont indiquées uniquement si elles sont différentes des entrées utilisées en simulation.

Nom	Données d'entrées (calibration)	Nombre de membres	Incertitudes	Période
Safran Hydro <sup>1</sup>	Safran	1	-	1958-2014
SCOPE Hydro <sup>1</sup>	SCOPE Climate (Safran)	25	Forçage	1871-2012
Safran Hydro + Err	Safran	25	Modèle	1958-2014
Rec. Hydro	FYRE Daily (P et T) SCOPE Climate ( $ET_0$ )	25	Forçage Paramètre	1871-2012
Rec. Hydro + Err	FYRE Daily (P et T) SCOPE Climate ( $ET_0$ )	25	Forçage Paramètre Modèle	1871-2012

<sup>1</sup> de Caillouet *et al.* (2017)

### SCOPE Hydro et Safran Hydro

Les reconstructions SCOPE Hydro et Safran Hydro sont issues des travaux de Caillouet *et al.* (2017). L'utilisation de SCOPE Hydro permet de mettre en avant l'impact de l'assimilation météorologique. En effet, il provient de la modélisation hydrologique de SCOPE Climate (l'ébauche de FYRE Daily). Safran Hydro vient quant à lui fournir des reconstructions hydrologiques utilisant également une réanalyse comme forçage, mais sur une période plus

récente. La calibration du jeu de paramètres de GR6J+CemaNeige pour SCOPE Hydro et Safran Hydro est effectuée en utilisant la réanalyse Safran comme forçage et sans prendre en compte les incertitudes évoquées dans la section 3.2.

### Safran Hydro + Err

Les chroniques déterministes Safran Hydro sont utilisées comme base pour créer Safran Hydro + Err. Une erreur modèle est calculée et appliquée suivant la méthodologie développée dans la section 3.5. Safran étant une réanalyse déterministe, l'incertitude sur les forçages climatiques n'est pas prise en compte lors de la définition de l'erreur modèle. Les modalités de définition de l'erreur modèle et l'erreur d'observation sont les mêmes que celles appliquées pour Rec Hydro + Err. Lors de l'application, le nombre d'erreur  $\epsilon_{mod}$  – voir Équation 3.5.2 – est fixé à 25. Pour plus de détails sur l'erreur modèle de Safran Hydro voir l'annexe A.2.4.

### Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err

Les reconstructions Rec. Hydro proviennent de la propagation des 25 membres de FYRE Daily à travers la modélisation hydrologique. Cela mène à la création de 25 chroniques de variables prenant en compte l'incertitude sur les entrées climatiques et l'incertitude portée par les paramètres. Pour ces reconstructions, l'ensemble des variables de sorties du modèle GR6J+CemaNeige sont disponibles.

Enfin, l'erreur modèle développée précédemment est appliquée sur les chroniques de débits de Rec. Hydro afin d'obtenir Rec. Hydro + Err, des reconstructions qui contiennent l'incertitude liée à la structure du modèle, la calibration et les forçages climatiques. L'application de l'erreur modèle s'effectue uniquement sur les séries de débits et non sur les autres sorties de la modélisation hydrologique.

Les reconstructions SCOPE Hydro, Rec. Hydro, Rec. Hydro + Err couvrent la période s'étendant entre le 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 29 décembre 2012. Safran Hydro et Safran Hydro + Err sont quant à elles disponibles du 1<sup>er</sup> août 1958 au 30 juillet 2014.

## 3.6.2 Comparaison sur la période de calibration

### KGE

Dans un premier temps, les 5 produits sont évalués à travers la valeur du KGE (Équation 3.1), le critère de calage, sur la racine des débits (Figure 3.10). Pour rappel, la valeur optimale du KGE et de ces différentes composantes est de 1. Durant cette partie, il est également important de noter que les reconstructions SCOPE Hydro ne sont pas directement simulées avec des paramètres calibrés avec SCOPE Climate mais avec Safran. Le jeu de données SCOPE Hydro est donc légèrement désavantagé, notamment en termes de biais.

Les KGE des reconstructions SCOPE Hydro, varient entre 0,5 et 0,75 en moyenne avec des valeurs plus faibles dans le bassin parisien et le pourtour méditerranéen. Sur la totalité de la France, ces valeurs sont inférieures à celles des reconstructions Safran Hydro et Rec. Hydro qui oscillent globalement entre 0,9 et 1. Les valeurs les plus basses se situent généralement sur les bassins versants de montagne (Alpes et Pyrénées) et sur les bassins présentant des régimes influencés par des nappes (comme dans le bassin parisien). Lorsque l'erreur modèle est prise en compte, dans Safran Hydro + Err et Rec. Hydro + Err, les KGE sont légèrement inférieurs. Cependant, les valeurs restent bien supérieures à celles de SCOPE Hydro. Globalement, peu de différences existent en termes de KGE lorsque Safran ou FYRE Daily sont utilisés comme forçages.

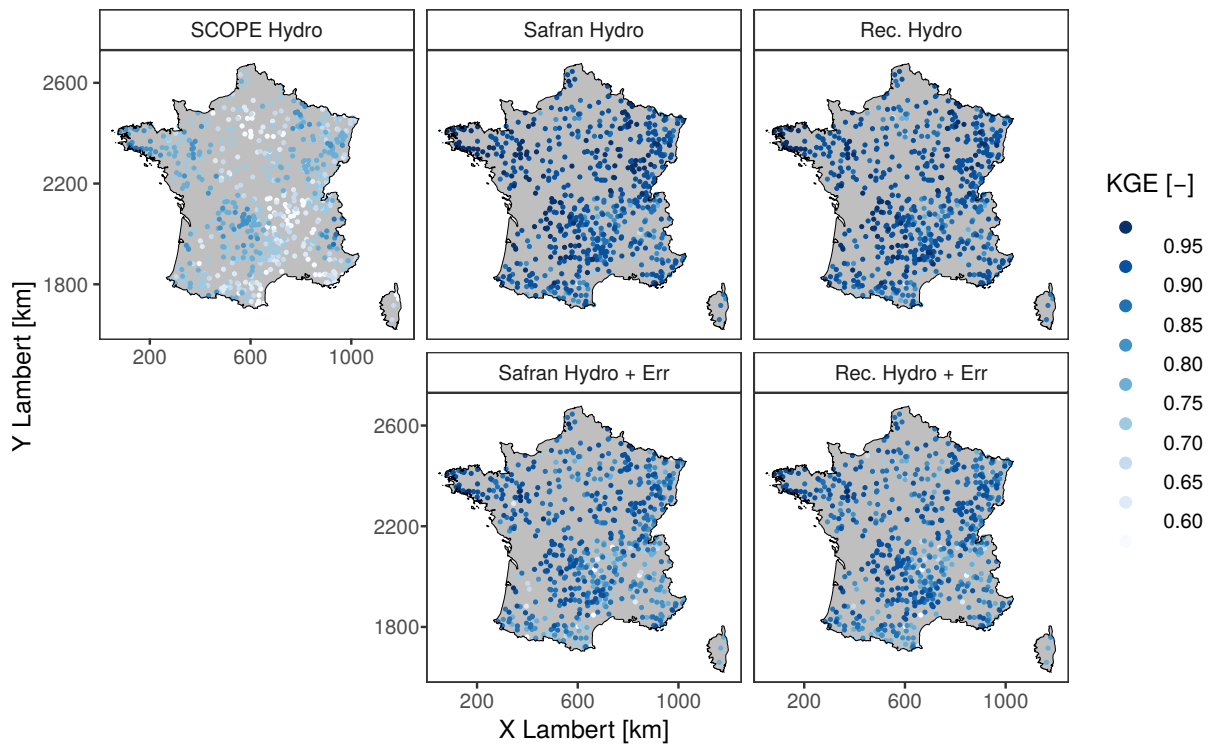


FIGURE 3.10 – KGE sur la racine des débits observés sur la période de calage pour les 661 bassins versants. Pour les ensembles les valeurs représentent la médiane des 25 valeurs.

Pour aller plus loin dans la validation au sein de la période de calage, la décomposition du KGE est présentée Figure 3.11. Pour l'ensemble des 3 composantes (voir Équation 3.1), les valeurs de SCOPE Hydro sont inférieures à celles des autres reconstructions. Les valeurs du KGE  $\beta$ , qui représentent les rapports des moyennes, mettent en avant une sous-estimation des débits dans SCOPE Hydro. Les reconstructions Rec. Hydro et Safran Hydro possèdent les meilleurs valeurs sur les trois composantes du KGE avec des performances très similaires. L'application de l'erreur modèle se traduit par une baisse de performance en termes de KGE  $r$  et de KGE  $\alpha$ .

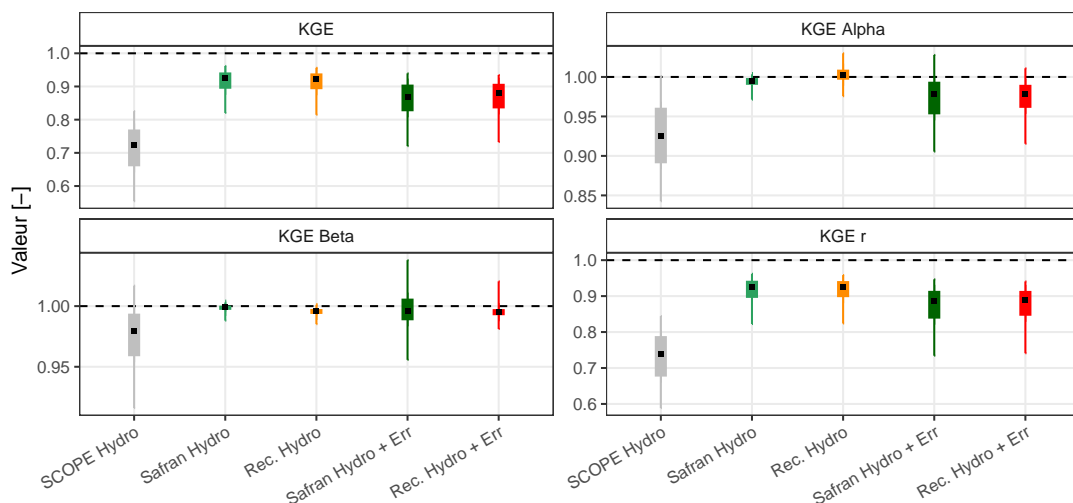


FIGURE 3.11 – Boîtes à moustache de la décomposition du KGE sur la racine des débits observés sur la période de calage. Pour les ensembles, les valeurs représentent la médiane des scores des 25 membres calculés sur 1973-2006. Le carré noir représente la médiane des 661 bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.



L'impact sur le  $KGE \beta$  de l'erreur modèle est présent mais reste plus léger, avec cependant une forte variation sur Safran Hydro + Err.

## NCRPS

Pour prendre en compte l'aspect ensembliste des reconstructions, le Normalized Continuous Ranked Probability Score (NCRPS, Équation 1.4) et sa décomposition (Équation 1.5) sont présentés spatialement en Figure 3.12. Le NCRPS correspond au CRPS divisé par la valeur moyenne du débit observé sur la période 1973-2006. Une valeur proche de 0 signifie une erreur faible, à la fois pour le NCRPS, l'indice de fiabilité et le CRPS potentiel. Safran Hydro étant déterministe, le NCRPS n'est pas calculé pour ce jeu de données.

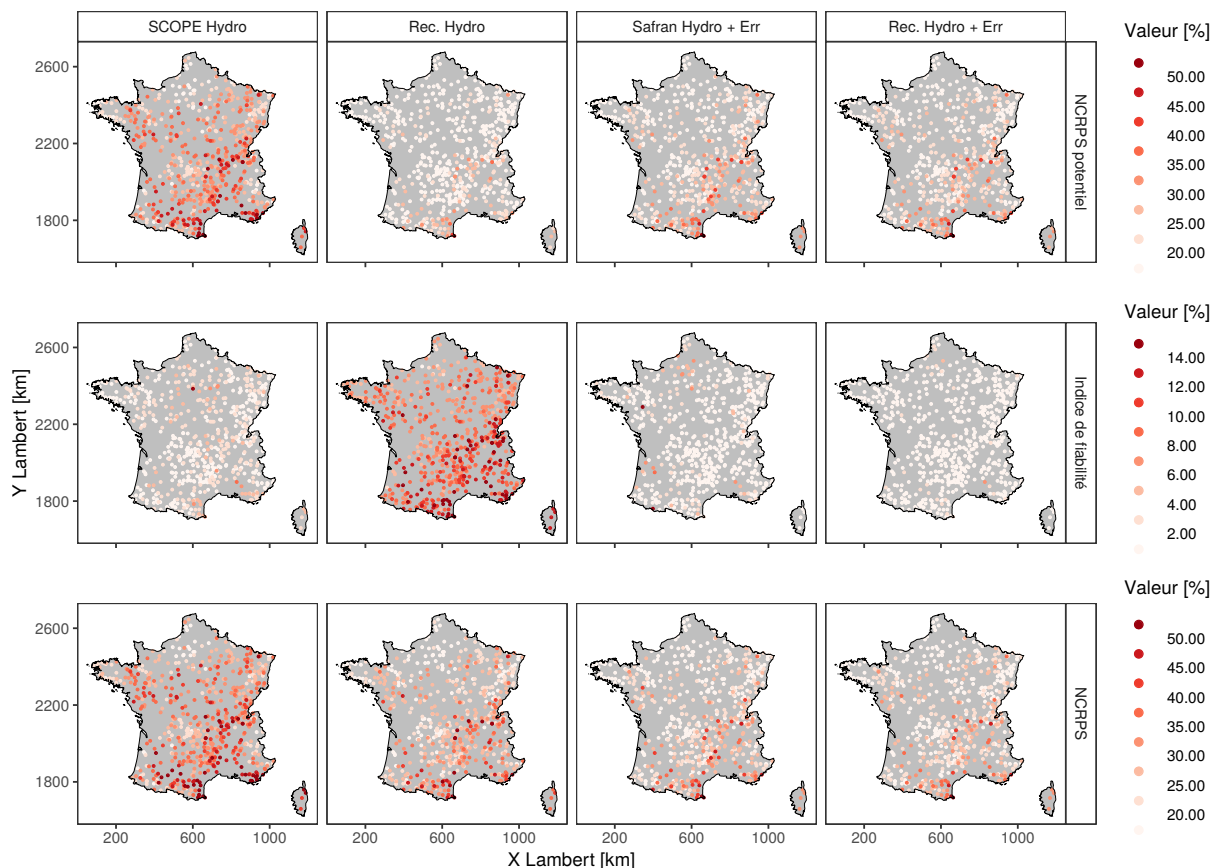


FIGURE 3.12 – Décomposition du NCRPS journalier sur la période de calage pour différents produits pour les 661 bassins versants. Les débits observés sont utilisés comme référence.

Les reconstructions Rec. Hydro provenant de FYRE Daily possèdent des NCRPS potentiel inférieurs à ceux de SCOPE Hydro sur la totalité de la France, notamment sur le pourtour méditerranéen et le nord-est du Massif central. Les valeurs de Safran Hydro + Err et Rec. Hydro + Err sont également inférieures à celles de SCOPE Hydro, montrant une incertitude réduite. La différence de NCRPS potentiel avec et sans erreur modèle est particulièrement visible sur quelques bassins versants. Ces bassins sont les mêmes dans Rec. Hydro + Err et Safran Hydro + Err, il semblerait donc qu'il s'agisse de bassins versants difficiles à modéliser.

Pour l'indice de fiabilité, celui-ci est faible dans les reconstructions SCOPE Hydro, du fait de la forte incertitude présente dans SCOPE Climate qui rend les reconstructions hydrologiques fiables. Néanmoins, il est encore plus faible dans les reconstructions prenant en compte les erreurs modèles. Ces trois jeux de données montrent donc une bonne fiabilité lors de la période de calage avec un indice de fiabilité entre 2 et 4 % du débit journalier. Cependant, en ce qui concerne les reconstructions Rec. Hydro, l'indice de fiabilité est clairement plus élevé que pour les trois autres

reconstructions, démontrant un ensemble moins fiable. Le manque de fiabilité de Rec. Hydro – en dépit du fait que la réanalyse climatique FYRE Daily semblait fiable au pas de temps journalier (voir la sous-section 2.3.2 du chapitre 2) – met en avant la nécessité d’appliquer une erreur modèle lors de la modélisation hydrologique.

Malgré une mauvaise fiabilité, les reconstructions Rec. Hydro possèdent des NCRPS inférieurs à ceux de SCOPE Hydro. Cette différence est encore plus visible dans les reconstructions Rec. Hydro + Err et Safran Hydro + Err, grâce à leurs bonne fiabilité. Ces reconstructions sont donc un bon compromis entre une bonne fiabilité et une incertitude réduite, ce qui mène à une réduction de l’erreur globale de l’ensemble.

Pour terminer l’évaluation sur la période de calage, la décomposition du NCRPS en fonction du pas de temps est visible sur la Figure 3.13. Pour le journalier, les résultats sont identiques à ceux présentés dans la Figure 3.12.

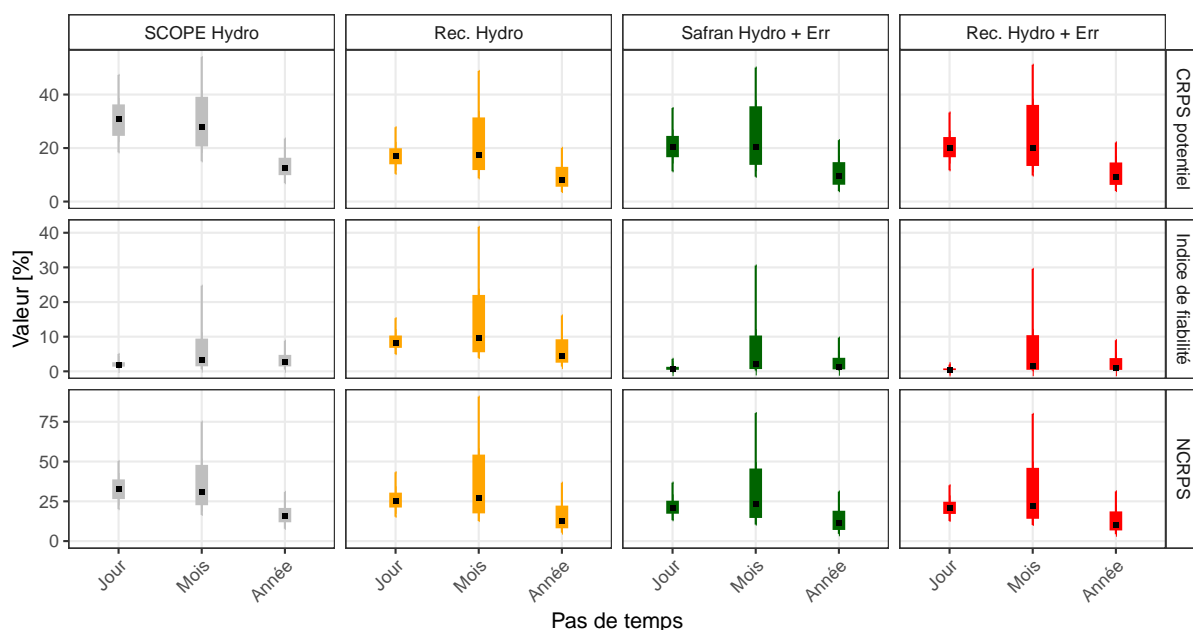


FIGURE 3.13 – Boîtes à moustache de la décomposition du NCRPS sur la période 1973-2006 pour différents pas de temps. Le carré noir représente la médiane des 661 bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

Au pas de temps mensuel, les valeurs du NCRPS potentiel sont plus fortes dans SCOPE Hydro que dans les autres reconstructions. Comme pour le pas de temps journalier, Rec. Hydro montre le plus faible NCRPS potentiel du fait de sa faible incertitude. En revanche, au pas de temps mensuel, l’indice de fiabilité est bien plus élevé dans Rec. Hydro que dans les autres reconstructions. L’impact de l’erreur modèle, pourtant appliquée sur les valeurs journalières, est visible au pas de temps mensuel et permet d’obtenir une fiabilité similaire, voir légèrement meilleure que celle de SCOPE Climate. Sur le NCRPS global au pas de temps mensuel, les reconstructions SCOPE Hydro et Rec. Hydro possèdent une erreur plus importante que Rec. Hydro + Err et Safran Hydro + Err.

Au pas de temps annuel, les valeurs du NCRPS potentiel sont largement inférieures aux valeurs des autres pas de temps, avec des valeurs moyennes autour des 10 % au lieu des 25 % pour le journalier et l’annuel. Les valeurs de NCRPS potentiel sont assez proches sur les quatre reconstructions. En revanche, pour l’indice de fiabilité, elles sont largement plus fortes dans Rec. Hydro. En termes de NCRPS global, le gain est assez faible entre SCOPE Hydro et les autres reconstructions, montrant ainsi la bonne qualité de SCOPE Hydro au pas de temps annuel, qui s’explique par la robustesse des reconstructions SCOPE Climate à ce pas de temps (sous-section 2.3.2 du chapitre 2).

## Conclusion

L'étude des différents scores sur la période de calage a mis en avant la similarité entre les reconstructions Rec. Hydro et Safran Hydro d'une part, et Rec. Hydro + Err et Safran Hydro + Err d'autre part. Les deux premiers possèdent des critères de calage élevés mais une fiabilité faible, alors que les seconds présentent des critères relativement élevés et un ensemble fiable. De plus, sur l'ensemble des reconstructions produites, l'erreur au pas de temps annuel est bien plus faible qu'en journalier. Pour le pas de temps mensuel, un certain nombre de bassins possèdent des erreurs plus importantes qu'aux deux autres pas de temps. Ces différences n'étant pas visible dans les réanalyses/reconstructions climatiques (section 2.3.2 du chapitre 2), l'origine est donc probablement le modèle GR6J.

### 3.6.3 Comparaison en dehors de la période de calibration

#### Scores sur différentes périodes récentes

Deux périodes sont maintenant utilisées pour évaluer le comportement des reconstructions en dehors de la période de calage : (1) du 1<sup>er</sup> janvier 1960 au 31 décembre 1972 (notée 1960-1972) et (2) du 31 septembre 2006 au 29 décembre 2012 (notée 2007-2012). Les variations du KGE sont assez faibles, avec des pertes moyennes d'environ 0,02, mais atteignant parfois 0,1 (Figure 3.14).

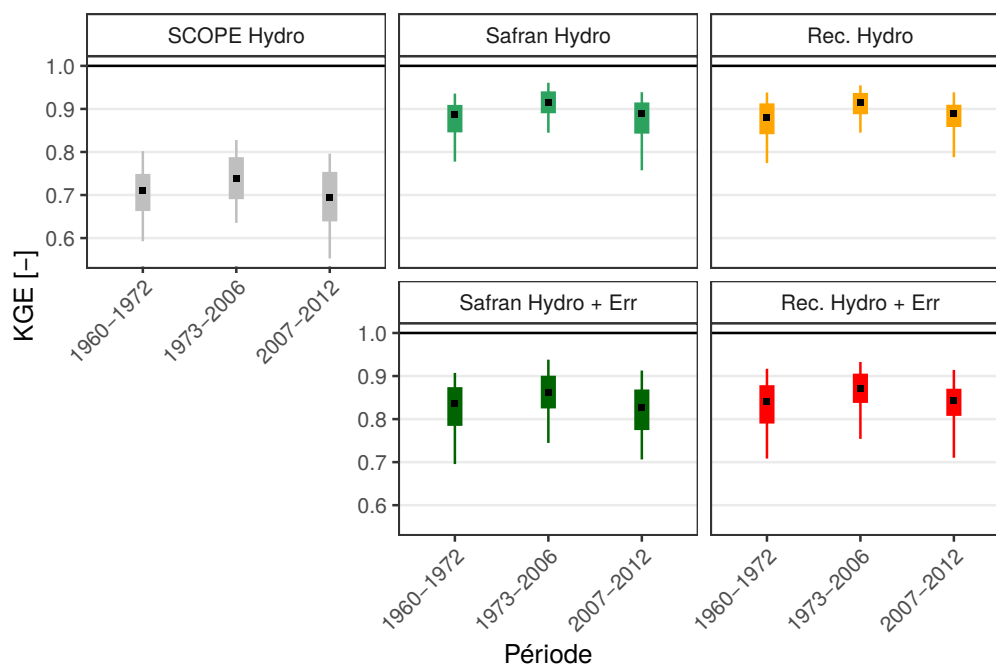


FIGURE 3.14 – KGE sur la racine des débits sur les 178 stations possédant des chroniques observées de longueur supérieure à 5 ans dans chacune des 3 périodes. Les valeurs représentent la médiane des 25 valeurs pour les ensembles. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

Sur les deux sous-périodes, les produits utilisant les réanalyses comme forçage présentent des KGE plus élevés que SCOPE Hydro. Les valeurs du KGE sur les produits Safran Hydro + Err et Rec. Hydro + Err sont inférieures à celles de Safran Hydro et Rec. Hydro, tout comme dans la période de calibration.

Pour le NCRPS, les valeurs de Rec. Hydro sont inférieures à celle de SCOPE Hydro sur les trois périodes (Figure 3.15). Néanmoins, les deux reconstructions prenant en compte l'erreur modèle sont les plus performantes, à la fois sur la période de calage et en dehors.

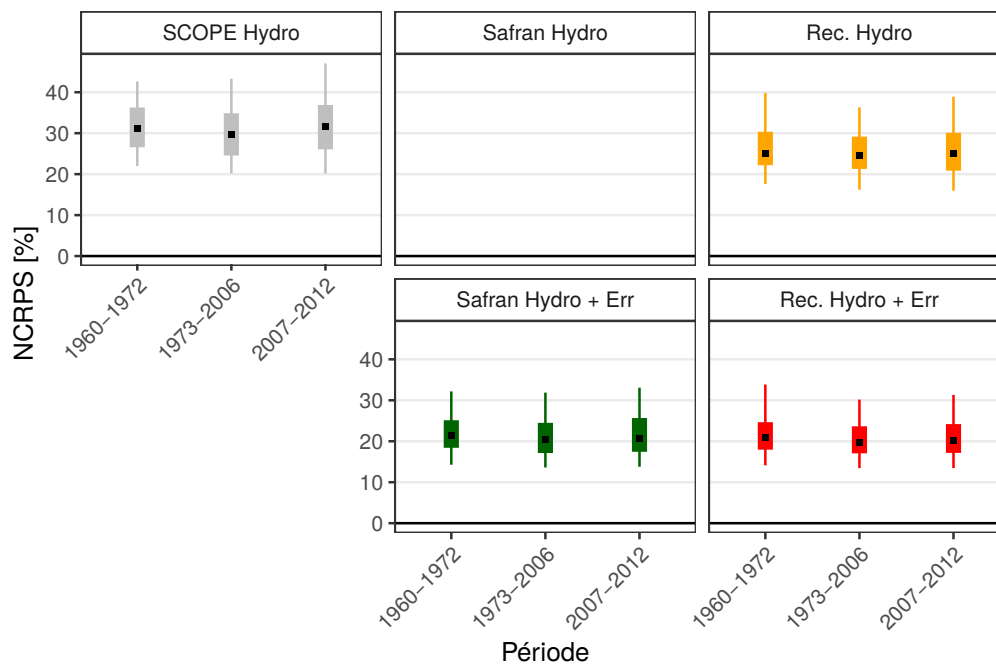


FIGURE 3.15 – NCRPS des débits sur les 178 stations possédant des chroniques observées de longueur supérieure à 5 ans dans chacune des 3 périodes. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 05 et 95.

La faible perte de performance de Rec. Hydro et Safran Hydro en dehors de la période de calage met en avant la robustesse de la calibration des paramètres. De la même manière la faible diminution du KGE et du NCRPS entre la période de calage et les deux autres périodes pour Rec. Hydro + Err et Safran Hydro + Err montre que la définition de l'erreur modèle est relativement stable dans le temps.

### Exemples de chroniques

Afin de donner un aperçu des caractéristiques des reconstructions dans le passé, des chroniques journalières, mensuelles et annuelles sont présentées sur trois bassins présentant de longues séries de mesures : l'Ubaye, le Gave d'Oloron et l'Aveyron. Chacun des bassins versants représente un régime hydrologique différent, pour l'Ubaye le régime nival, pour le Gave d'Oloron un régime pluvio-nival, et pour l'Aveyron un régime méditerranéen.

**Pas de temps journalier** Les chroniques de débit journalier de Rec. Hydro sur les trois bassins présentent de bonnes corrélations avec les observations (Figure 3.16). La réduction de l'incertitude vis-à-vis de SCOPE Hydro est visible sur les trois bassins versants. Bien que SCOPE Hydro reproduise correctement la dynamique saisonnière des débits, Rec. Hydro possède une meilleure corrélation sur les événements ponctuels, notamment sur l'Aveyron. Cependant, l'ensemble de Rec. Hydro est clairement sous-dispersif pour les bassins du Gave d'Oloron et de l'Aveyron. La réduction de l'incertitude sur ces bassins versants est également plus importante que pour l'Ubaye car les observations météorologiques dans le passé sont moins abondantes en montagne. Dans Rec. Hydro + Err, la prise en compte de l'erreur modèle permet de remédier à cette sous-dispersion avec un faisceau qui recouvre les observations de façon quasi continue pour les trois bassins. Malgré l'ajout de l'erreur modèle, les reconstructions Rec. Hydro + Err présentent une incertitude qui reste inférieure à celle de SCOPE Hydro. L'erreur modèle semble également cohérente avec le type de bassin versant modélisé, avec un ajout de variabilité plus important sur le bassin de l'Ubaye. En effet, l'Ubaye est un bassin majoritairement dominé par les processus nivaux, qui sont difficiles à reproduire, notamment avec des modules neige simplifiés. Enfin,

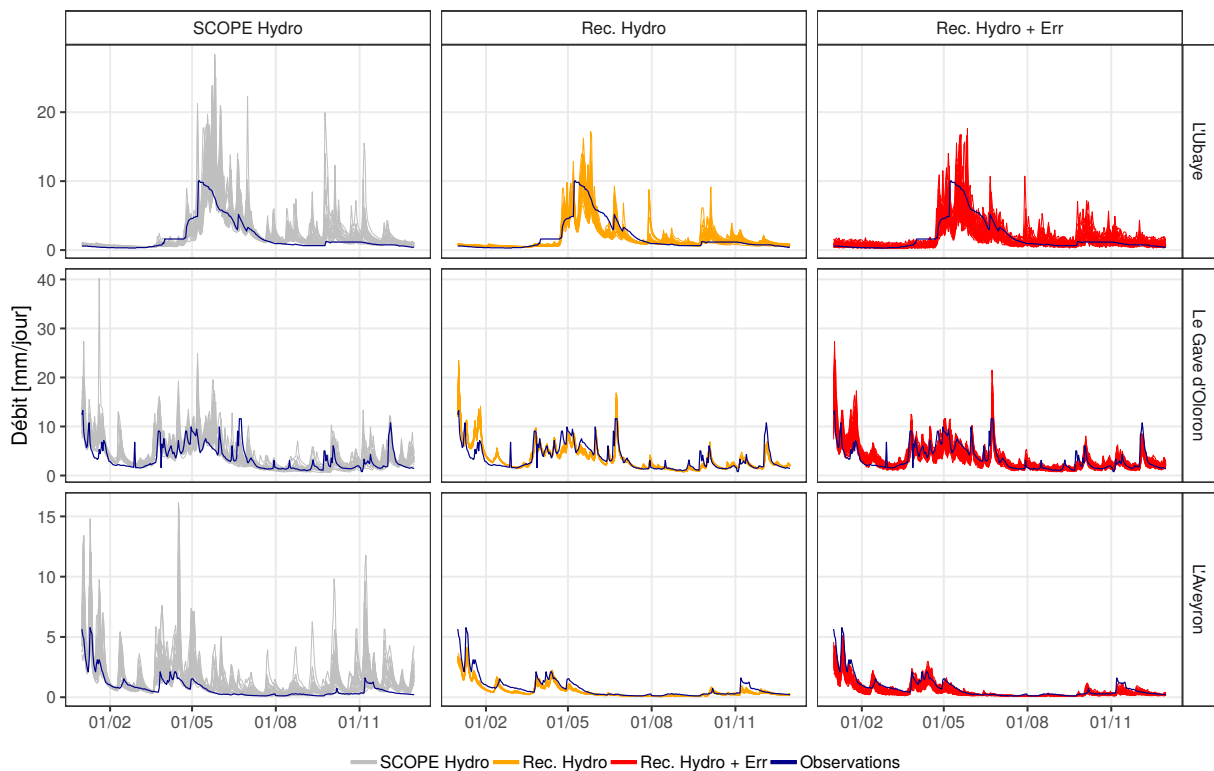


FIGURE 3.16 – Chroniques journalières des débits sur l’Ubaye (X0434010), le Gave d’Oloron (Q7002910) et l’Aveyron (O5292510) pour l’année 1924. L’échelle des ordonnées est différente pour chacun des bassins.

sur l’Ubaye, on peut noter que les observations possèdent un comportement atypique, avec des plateaux sur plusieurs jours et des dynamiques très lissées. Ce comportement peut être dû à des problèmes de mesure dans le passé (voir la thèse de Kuentz *et al.* 2015), ou bien à une influence anthropique. Quoiqu’il en soit, les comparaisons aux observations sur ce bassin versant doivent être effectuées avec prudence.

**Pas de temps mensuel** Au pas de temps mensuel, l’incertitude des reconstructions Rec. Hydro est bien inférieure à celle de SCOPE Hydro sur les trois années (Figure 3.17). Pour l’Ubaye, une forte différence sur les mois d’hiver existe entre les reconstructions. Dans Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err, les débits sont plus faibles et se rapprochent des observations. Sur le Gave d’Oloron, la corrélation entre les observations et Rec. Hydro est bonne, mais la dispersion du faisceau est cependant trop faible pour produire des reconstructions fiables. Enfin, sur l’Aveyron, Rec. Hydro a tendance à sous estimer les débits sur toute la période, alors que SCOPE Hydro ne semble pas affecté par ce biais. Les reconstructions Rec. Hydro + Err possèdent une incertitude plus élevée que Rec. Hydro, ce qui permet notamment de récupérer un ensemble fiable sur le bassin du Gave.

**Pas de temps annuel** L’analyse des scores au pas de temps annuel avait déjà mis en avant les bonnes performances de SCOPE Hydro sur la période de calage. Les chroniques annuelles de l’Ubaye montrent la fiabilité des reconstructions SCOPE Hydro sur la totalité de la période 1871-2012 (Figure 3.18). L’incertitude de SCOPE Hydro ne varie que très peu au cours du temps, au contraire de celle de Rec. Hydro. En effet, au début de la période, les deux produits présentent une incertitude similaire, mais dès les années 1930 l’incertitude décroît rapidement dans Rec. Hydro. Entre 1910 et 1950 les observations et Rec. Hydro sont plutôt bien corrélées, malgré des différences ponctuelles sur quelques années (par exemple au début des années 1940). Dans la période récente, Rec. Hydro est très bien corrélé avec les reconstructions Safran Hydro

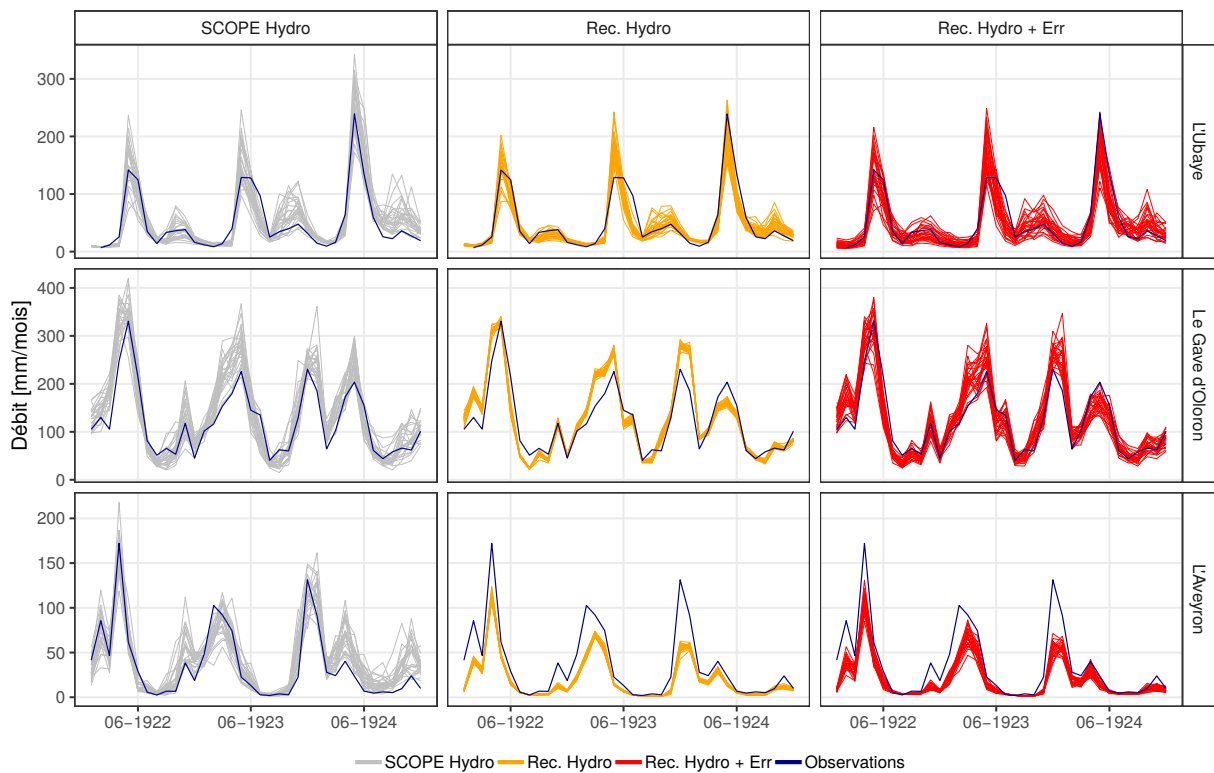


FIGURE 3.17 – Chroniques mensuelles des débits sur l'Ubaye (X0434010), le Gave d'Oloron (Q7002910) et l'Aveyron (O5292510) pour les années 1922-1924. L'échelle des ordonnées est différente pour chacun des bassins.

et les observations. Pour certaines années, les deux reconstructions possèdent des valeurs très proches mais situées relativement loin des observations, mettant en avant les limites du modèle hydrologique.

L'incertitude dans les reconstructions Rec.Hydro + Err est légèrement plus importante que dans SCOPE Hydro au début de la période. L'incertitude se réduit dans les années 1930 et se stabilise à des valeurs similaires à celles de SCOPE Hydro. Globalement, Rec. Hydro + Err possède des chroniques qui sont cohérentes avec les observations et fiables mais présentant une légère sous-estimation dans les années 1930-1940. On retrouve des problèmes sur les mêmes années

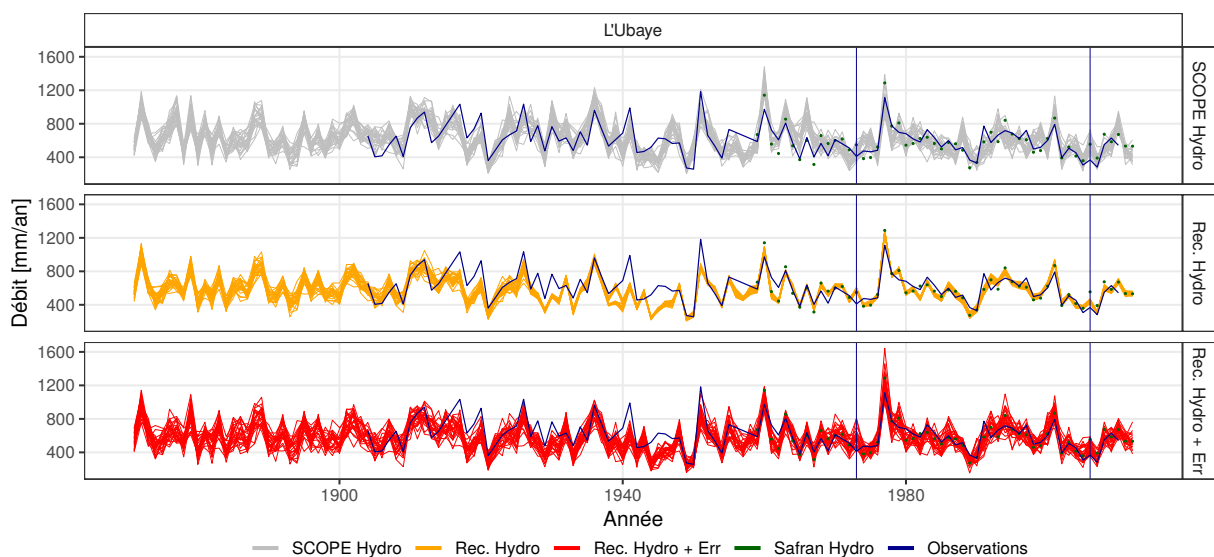


FIGURE 3.18 – Chroniques annuelles des débits sur l'Ubaye.



que Rec. Hydro, notamment à la fin des années 1940. L'origine de ces mauvaises performances vis-à-vis des observations est difficile à tracer. Il est cependant intéressant de noter que sur le même bassin versant, les reconstructions ANATEM produites par Kuentz *et al.* (2015) ont également des difficultés à reconstruire des débits cohérents avec les observations sur la période 1940-1950 (voir la méthodologie employée par Kuentz *et al.* (2015) dans la section 1.1.4 du chapitre 1).

Sur le Gave d'Oloron, SCOPE Hydro reproduit là-aussi bien les débits annuels avec des incertitudes importantes (Figure 3.19). Dès le début de la période, vers 1875, l'incertitude de Rec. Hydro est extrêmement réduite, montrant la présence de stations assimilées dans les environs ou sur le bassin versant. Les chroniques produites sont très bien corrélées avec les observations sur la totalité de la période. Sur certaines années Rec. Hydro a tendance à produire des valeurs qui sont très différentes des observations (1927-1928), avec une chute des valeurs de débits. Dans les années récentes, la corrélation est extrêmement élevée entre les débits de Safran Hydro et Rec. Hydro. Cependant, comme en journalier et en mensuel, ce dernier fournit un faisceau trop réduit pour être fiable. Les reconstructions Rec. Hydro + Err sur la Gave d'Oloron sont très proches de Rec. Hydro en termes de dynamique et présentent une corrélation élevée avec les observations sur toute la période. L'incertitude des reconstructions est inférieure à celle de SCOPE Hydro, mais suffisante pour obtenir un ensemble fiable vis-à-vis des observations.

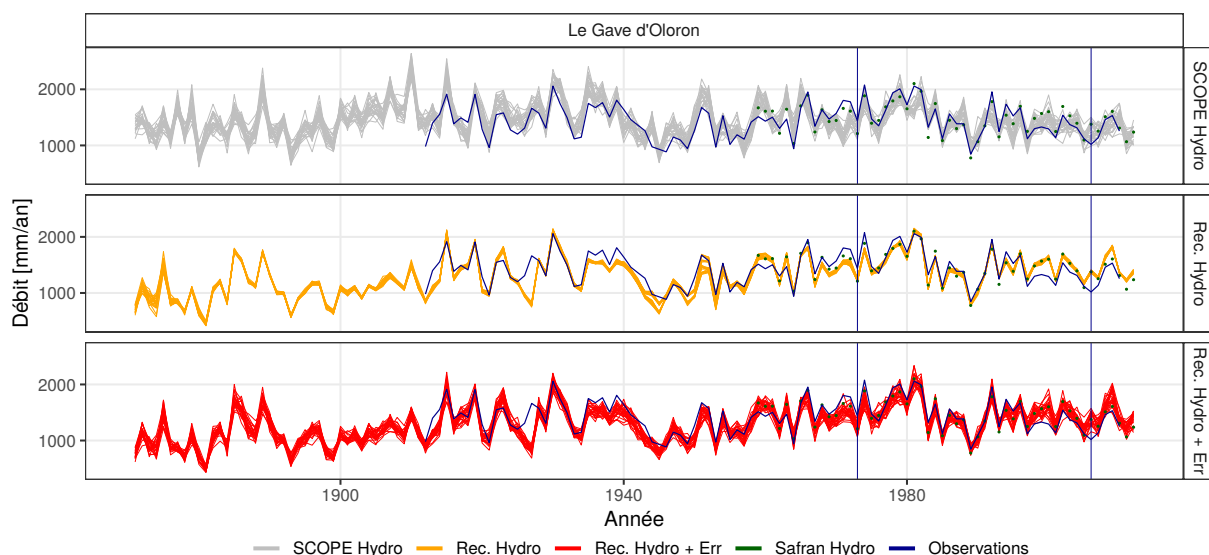


FIGURE 3.19 – Chroniques annuelles des débits sur le Gave d'Oloron.

Enfin, pour l'Aveyron, les reconstructions SCOPE Hydro présentent encore une fois une fiabilité élevée sur toute la période mais également une incertitude élevée (Figure 3.20). Au contraire, Rec. Hydro montre un faisceau des 25 membres très réduit dès l'année 1871. Dans la période récente, ce faisceau est trop fin pour capter la variabilité des observations. Les débits observés et les reconstructions Rec. Hydro sont très bien corrélés sur toute la période. Cependant, avant les années 1940, un biais sec est clairement visible dans les chroniques. Bien que l'erreur modèle permette de récupérer un ensemble fiable sur les 60 dernières années, le biais sec est lui toujours présent. Le biais avant les années 1950 fait écho aux résultats présentés sur les précipitations à la fin du chapitre 2, qui montraient une forte diminution des précipitations dans le passé sur une grande partie de la France.

### Évolution de l'erreur, du biais et de la corrélation journalière

Afin de mettre en avant les caractéristiques des reconstructions SCOPE Hydro, Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err sur le long terme, une analyse plus poussée est proposée ici sur les 20 stations possédant les chroniques d'observations les plus longues (voir chapitre 1 pour leur description). La

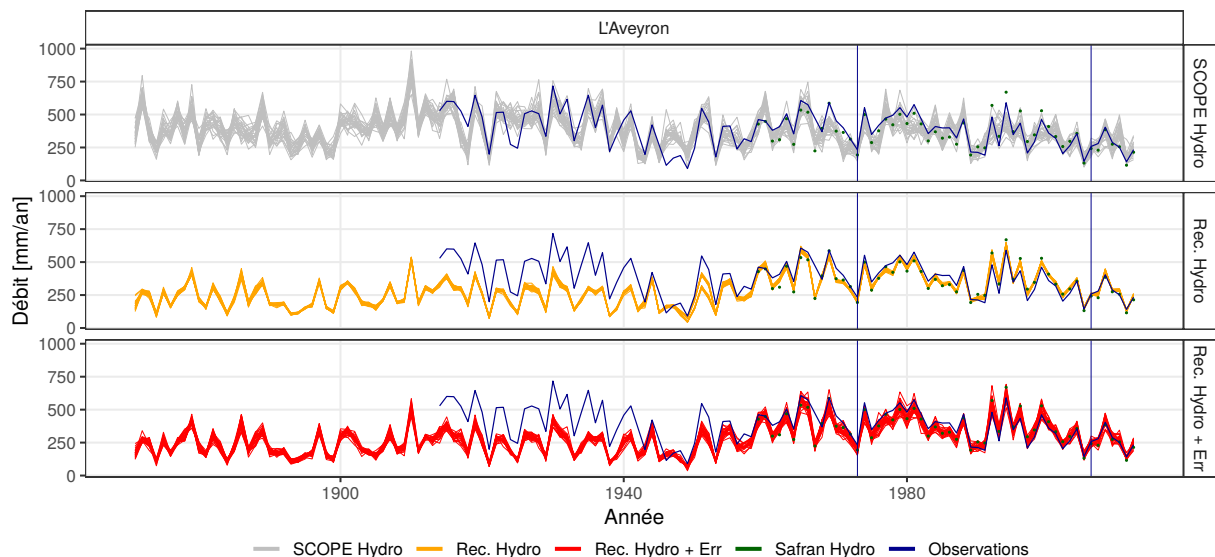


FIGURE 3.20 – Chroniques annuelles des débits sur l'Aveyron.

décomposition du NCRPS, la corrélation journalière et le biais journalier sont calculés sur chacune de ces 20 stations, et leur médiane est représentée dans la Figure 3.21 et la Figure 3.22. L'indice de fiabilité de SCOPE Hydro semble légèrement plus élevé avant les années 1960, les valeurs restant cependant majoritairement en-dessous des 10 % sur toute la période. Un comportement similaire est visible pour Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err. Cependant, les reconstructions Rec. Hydro possèdent un indice de fiabilité plus élevé, autour de 20 % avant 1955 et oscillant autour de 10 % pour la période plus récente. Cette diminution au niveau des années 1960 a des origines différentes suivant les reconstructions. Elle provient du débiaisage de SCOPE Climate avec Safran sur la période 1958-2008 pour SCOPE Hydro. En revanche, pour Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err cette diminution coïncide avec l'élévation du nombre d'observations assimilées dans FYRE Daily (voir section 1.2.1 du chapitre 1), mettant en avant une réanalyse de moins bonne qualité avant les années 1950.

Pour le NCRPS potentiel, il est plus élevé dans SCOPE Hydro que dans les autres reconstructions – 25 % en moyenne – car aucune observation n'est intégrée pour réduire l'incertitude de SCOPE Climate. Les reconstructions Rec. Hydro possèdent également un NCRPS potentiel inférieur à Rec. Hydro + Err. sur l'ensemble de la période (15 % contre 20 % environ). Le NCRPS potentiel est globalement stable dans le temps pour SCOPE Hydro, mais dans les deux autres produits on observe une diminution après 1950.

Le NCRPS total de Rec. Hydro est supérieur à celui de SCOPE Hydro entre 1920 et 1960 du fait de la faible fiabilité de Rec. Hydro. Sur la période récente, la tendance est inversée et le NCRPS de Rec. Hydro est inférieur d'environ 5 % à celui de SCOPE Hydro. En effet, lorsque le nombre d'observations augmente la fiabilité, et le NCRPS potentiel diminuent alors qu'ils restent stables dans SCOPE Hydro. Entre 1920 et 1930, Rec. Hydro + Err et SCOPE Hydro sont très proches en termes d'erreur. Cependant, dès les années 1930, le NCRPS de Rec. Hydro + Err est inférieur à celui de SCOPE Hydro. Cette différence se creuse pour atteindre 10 % sur les années 1950-2012, alors que le nombre d'observations météorologiques disponibles devient plus important.

Les corrélations journalières de SCOPE Hydro au cours du temps sont variables, avec des années atteignant 0,8 et d'autres ne dépassant pas 0,6 (Figure 3.22). Les reconstructions Rec. Hydro possèdent des corrélations plus élevées que SCOPE Hydro dès 1919. Ces corrélations sont également moins variables d'une année sur l'autre. Elles ont tendance à augmenter sur la période récente, passant en moyenne de 0,7 en 1920 à 0,8 en 1930 puis à s'établir autour de 0,9 après les années 1950. Ces fluctuations suivent clairement l'évolution des stations météorologiques



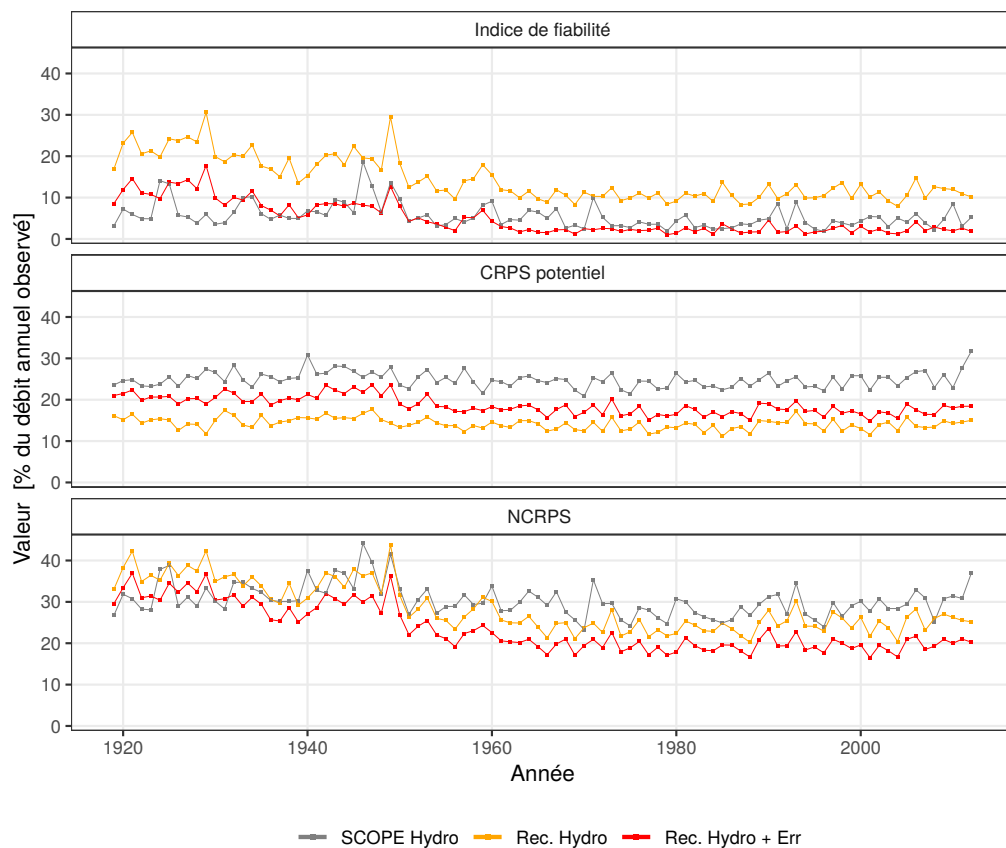


FIGURE 3.21 – Évolution de la médiane des composantes du NCRPS journalier des 20 stations d'étude possédant les plus longues chroniques observées. La période de référence du débit moyen observé est la période 1973-2006.

assimilées dans FYRE Daily. Pour Rec. Hydro + Err, les variations sont identiques avec une légère diminution des valeurs – d'environ 0,05 – provenant de l'application de l'erreur modèle.

Pour terminer, l'évolution du biais moyen de SCOPE Hydro ne met pas en avant de biais systématique sur la période d'étude (Figure 3.22). En revanche, pour certaines années le biais médian des 20 stations atteint des valeurs fortes, comme +20 % (en 1924) et -35 % (en 1971). Sur la période récente le biais de Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err reste compris entre +/- 15 % même avant la période de calage. Cependant, sur la période pré-1950, un biais sec apparaît qui atteint -30 % sur les années 1920-1930. Le manque de fiabilité visible dans ces reconstructions sur la Figure 3.21 provient probablement de ce biais. Encore une fois, la généralisation de ce biais sur les 20 stations fait écho à la diminution des précipitations à l'échelle nationale présent dans la réanalyse FYRE Daily (voir fin du chapitre 2).

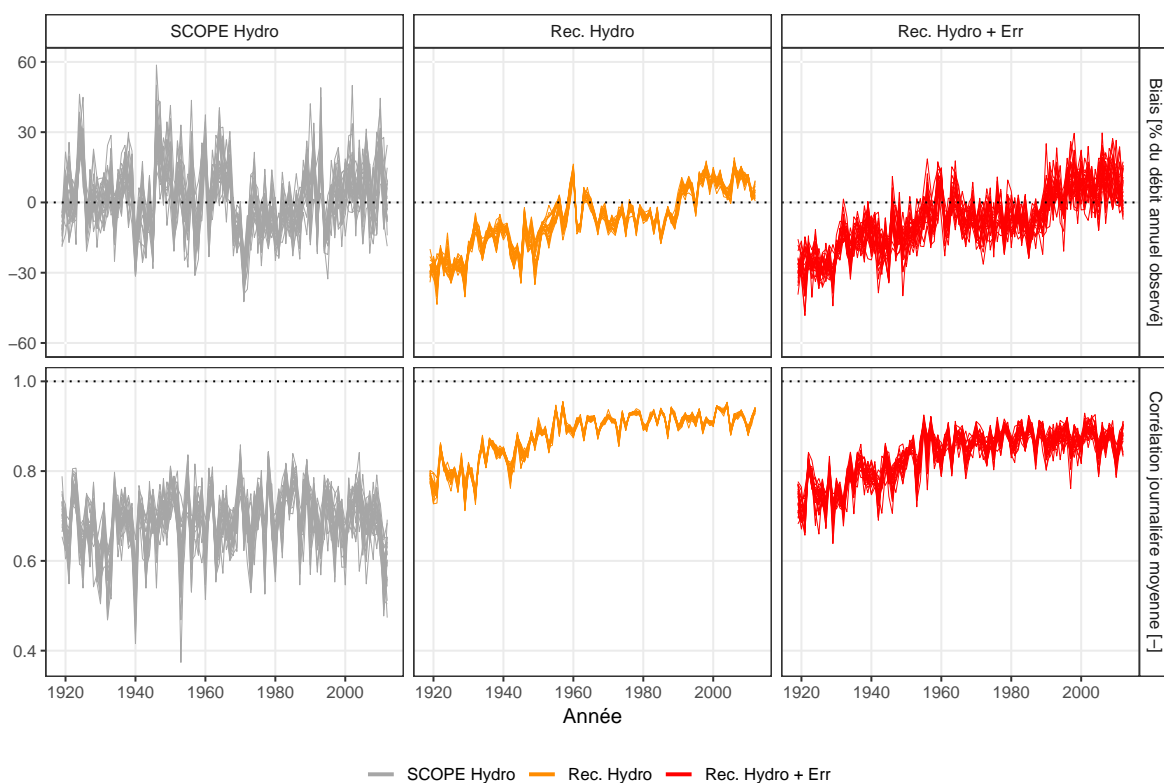


FIGURE 3.22 – Évolution de la médiane des corrélations journalières et des biais des 20 stations d'étude possédant les plus longues chroniques observées. Chaque ligne représente les valeurs pour un des membres des reconstructions.

## Conclusion

L'évaluation des produits en dehors de la période de calibration a mis en avant la robustesse du calage et de l'erreur modèle développés en début de chapitre. L'intégration d'observations dans FYRE Daily permet d'obtenir des reconstructions hydrologiques (Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err) possédant des corrélations supérieures et des erreurs inférieures à SCOPE Hydro. C'est particulièrement le cas de Rec. Hydro + Err qui possède une bonne fiabilité dès le début des années 1920. Cependant, sur la période 1920-1950 un biais sec important est visible sur les stations possédant de longues chroniques de débits. Les 20 stations utilisées dans l'analyse long terme se situent néanmoins uniquement dans le sud de la France et sur des régions montagneuses (voir page 31 au chapitre 1). Afin de déterminer si ce biais existe sur la France entière les variations multi-décennales des 661 bassins versants sont étudiées dans les paragraphes suivants.

### 3.6.4 Variabilité multi-décennale

Les reconstructions SCOPE Hydro, Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err sont comparées aux observations disponibles sur 4 grands fleuves de France en termes de variations multi-décennales (Figure 3.23). L'idée générale est d'appréhender les variations à large échelle des débits (que l'on retrouve dans les grands fleuves) à l'aide des variations d'anomalies médianes, sur les 661 bassins versants modélisés qui couvrent une large partie de la France (voir la sous-section 1.2.2). Bien que cette méthodologie ne permette pas une comparaison directe, elle permet de confronter les reconstructions hydrologiques à des observations indépendantes sur une longue période.

Le jeu de données SCOPE Hydro montre une tendance à la diminution sur la période 1871-2012, cette tendance s'accompagne d'une surestimation des anomalies de débits sur la période 1880-1920. Cependant, avant 1920, des débits sont uniquement disponibles sur la Loire, ce résultat est donc à prendre avec des précautions. Sur la période 1920 à 1940, les anomalies

de SCOPE Hydro et des fleuves semblent en adéquation. En revanche, sur la période plus sèche de 1940 à 1960, les anomalies de SCOPE Hydro sont moins importantes que celles visibles dans les chroniques observées. Sur la période récente la dynamique des anomalies présente dans les observations et SCOPE Hydro semble similaire.

Les variations d'anomalies de Rec. Hydro et de Rec. Hydro + Err sont identiques sur l'ensemble de la période. En effet, l'application de l'erreur modèle ne modifie pas – ou peu – la moyenne annuelle des reconstructions. Cet aspect provient de la période de définition de l'erreur modèle qui est identique à celle de la calibration. Ainsi, sur cette période le biais moyen est nul (Figure 3.11) ce qui va se traduire par des corrections moyennes nulles lors de l'application de l'erreur modèle. Ces deux jeux de données montrent une forte cohérence avec les observations hydrométriques sur la période récente. Sur la période entre 1950 et 1960 les anomalies sont

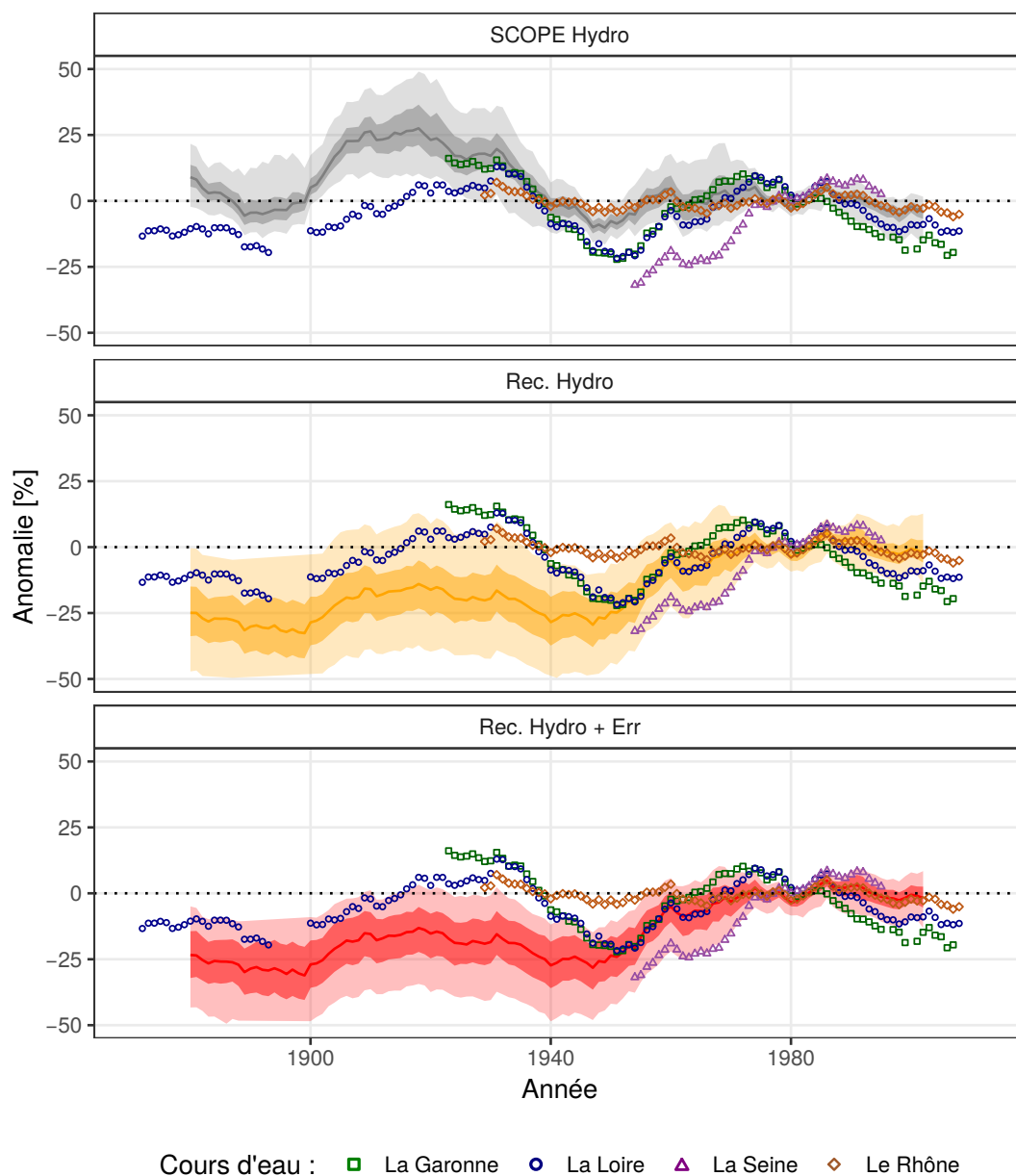


FIGURE 3.23 – Anomalies des débits annuels observés et reconstruits – lissées par une moyenne glissante sur 20 ans – en prenant comme référence la période 1970-2000. Pour les reconstructions, les anomalies sont calculées sur chacune des 661 stations disponibles. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95.

également proches de celles observées, contrairement à SCOPE Hydro. Cependant, avant cette période, les courbes des reconstructions et des observations présentent un décrochage de l'ordre de -25 %. Le biais sec visible sur les variations multi-décennales, présent à l'échelle de la France, vient confirmer le biais observé sur les stations possédant de longues chroniques de débits (Figure 3.22).

## 3.7 Synthèse

### Rappel des objectifs

Trois objectifs avaient été définis en début de chapitre :

1. utiliser la modélisation hydrologique pour produire des chroniques de débits sur la période 1871-2012 en utilisant la réanalyse FYRE Daily comme forçage climatique ;
2. prendre en compte une partie des incertitudes présentes dans la chaîne de modélisation, notamment l'erreur d'observation, l'erreur sur les forçages climatiques et l'erreur modèle ;
3. évaluer les reconstructions produites afin de déterminer si les variations multi-décennales visibles dans FYRE Daily sont également présentes dans les débits observés.

### Méthode mise en place

Pour la création des reconstructions sur la période 1871-2012, le modèle hydrologique GR6J couplé au module neige CemaNeige a été utilisé. Ce modèle pluie-débit basé sur une succession de réservoirs et régi par des équations conceptuelles s'adapte correctement aux différentes situations hydroclimatiques rencontrées sur le territoire français. Lors des simulations hydrologiques, l'évapotranspiration de SCOPE Climate et les températures/précipitations de FYRE Daily ont été utilisés comme forçage climatique.

La combinaison de CemaNeige et de GR6J a demandé la calibration de 8 paramètres au total. La période de calibration a été établie entre 1973-2006, soit plus de 20 années, pour l'ensemble des 661 bassins versants. Ce choix a été effectué car le nombre d'observations de débits est élevé durant cette période (Caillouet *et al.*, 2017). Au cours de l'étape de calibration, l'incertitude sur les observations a été prise en compte en créant des séries de pseudo-observations. L'incertitude sur les forçages est quant à elle prise en considération via la modélisation des 25 membres de FYRE Daily. La calibration suivant cette méthode permet de faire reposer ces incertitudes sur les 25 jeux de paramètres créés.

Des simulations qui utilisent ces 25 jeux de paramètres et la propagation des 25 membres de FYRE Daily ont ensuite été créées. Ces reconstructions sur 142 ans, appelées Rec. Hydro, contiennent des chroniques journalières de différentes variables hydrologiques accompagnées de leur incertitude, représentée par 25 membres équiprobables.

Ces reconstructions ont ensuite été comparées aux observations sur la période de calibration, et cette étape a permis de définir une erreur modèle. La définition de cette erreur modèle prend notamment en compte l'incertitude sur les observations et l'incertitude liée aux forçages climatiques dans Rec. Hydro. Une fois définie, cette erreur a été appliquée aux reconstructions Rec. Hydro pour produire Rec. Hydro + Err, des reconstructions de débits possédant 25 membres et disponibles sur la période 1871-2012. Une méthodologie similaire a également été appliquée aux reconstructions déterministes Safran Hydro, menant à la création de Safran Hydro + Err.

### Synthèse des résultats

**Sur la période récente** La comparaison des jeux de données produits sur la période 1960-2012 a mis en avant l'avantage de l'utilisation des réanalyses (Safran et FYRE Daily) comme forçage

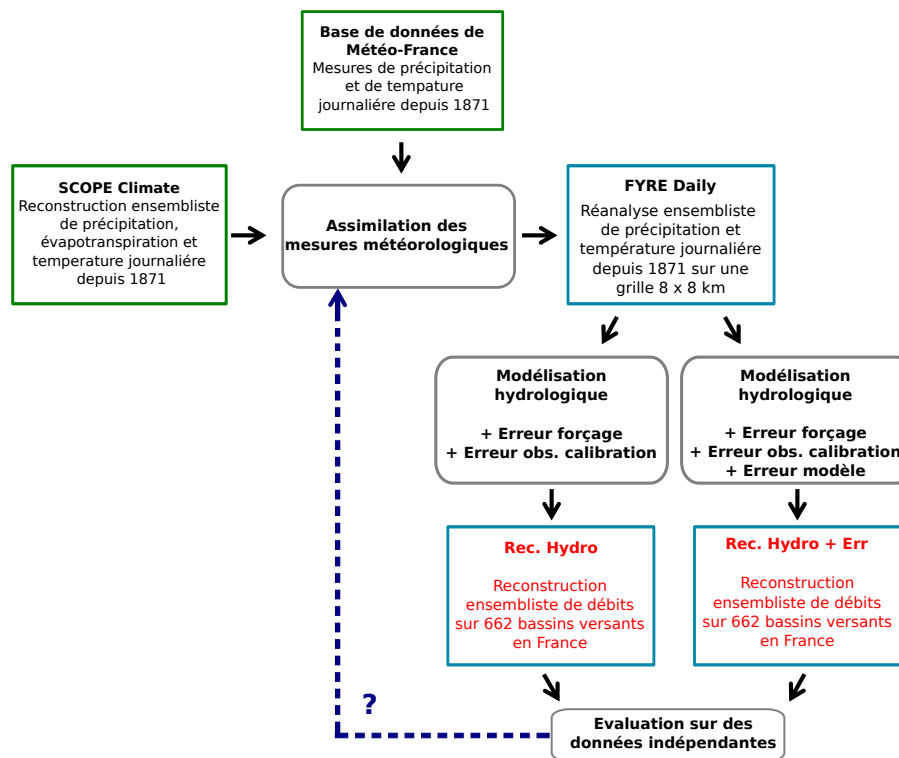


FIGURE 3.24 – Résumé graphique du chapitre, avec en rouge les données produites.

du modèle hydrologique, à la fois sur et en dehors de la période de calibration. Les scores utilisés montrent une bonne performance de Safran Hydro, Rec. Hydro et de leurs équivalents prenant en compte l'erreur modèle. Globalement, les performances entre Rec. Hydro et Safran Hydro sont très proches en termes de corrélation, de biais et d'erreur.

Cependant, la décomposition du NCRPS a montré que l'ensemble de Rec. Hydro est largement moins fiable que celui de SCOPE Hydro. Or l'analyse des résultats au chapitre 2 avait montré que la fiabilité des précipitations journalières de FYRE Daily était globalement similaire à celle de SCOPE Climate sur la période récente. Ce point met donc en avant la nécessité de prendre en compte l'erreur modèle dans la modélisation hydrologique, sous peine de sous-estimer l'incertitude des chroniques reconstruites. L'application de l'erreur modèle permet d'obtenir dans notre cas des reconstructions (Rec. Hydro + Err) qui sont à la fois plus fiables que Rec. Hydro et plus fines que SCOPE Hydro.

L'évaluation sur trois périodes distinctes des différents scores révèle une bonne stabilité du calage des paramètres et de l'erreur modèle. Cet effet est visible sur tous les produits et sur tous les bassins versants modélisés. Cependant, cette analyse a été effectuée sur des périodes qui sont peu éloignées temporellement de la période de calibration.

**Sur l'ensemble de la période** L'évaluation de différentes métriques (corrélation, NCRPS et biais) sur 20 stations possédant de longues chroniques d'observation a permis de montrer l'évolution de la qualité de SCOPE Hydro, Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err sur une période s'étendant entre 1919 et 2012.

L'étude de ces résultats a mis en avant un impact positif de l'utilisation de FYRE Daily en termes de corrélation sur l'ensemble de la période. Cependant, sur le biais et l'erreur, le gain n'est visible qu'après les années 1950. En effet, sur la période pré-1940 un biais sec est visible dans les reconstructions Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err.

Ce biais est également présent dans les variations multi-décennales des débits. Alors que SCOPE Hydro surestime les débits avant 1930, les nouvelles reconstructions présentent quant à elles des sous-estimations dès les années 1940.

## Retour vers le climat

La fin du chapitre 2 avait mis en avant des variations multi-décennales de la réanalyse FYRE Daily qui semblaient incohérentes avec les autres jeux de données disponibles, notamment ceux basés sur des observations maillées. Cependant, puisque les observations journalières disponibles n'étaient pas indépendantes de la réanalyse, il était impossible de valider ou d'invalider ces variations.

Un des objectifs du chapitre 3 était de déterminer si ces fortes anomalies négatives visibles dans FYRE Daily avant les années 1940 étaient également visibles dans les observations de débit. Cette évaluation indirecte a mis en avant que les reconstructions Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err possèdent également des biais secs dans le passé.

Les modèles hydrologiques du type de GR6J supportent parfois mal l'extrapolation dans des périodes plus sèches ou plus humides (Coron *et al.*, 2012). Dans notre cas cette hypothèse n'est pas retenue, car la sous-estimation des débits est présente dans les années 1930-1940, années pour lesquelles les conditions climatiques sont relativement similaires à celles de la période de calibration. L'origine de ces biais provient donc probablement de la réanalyse FYRE Daily utilisée en entrée des simulations hydrologiques.

Ce biais n'est en revanche pas visible lorsque le schéma d'assimilation est appliqué sur une période récente (voir les différentes expériences au début du chapitre 2). Il est donc difficile de déterminer son origine. Cependant, plusieurs explications peuvent être envisagées :

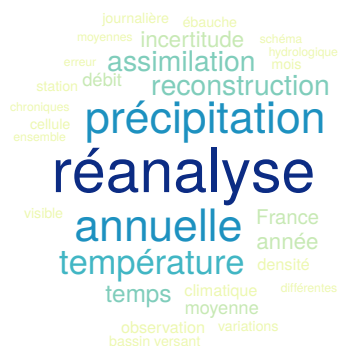
- La qualité de SCOPE Climate diminue dans le passé. En effet l'hypothèse de stationnarité de la descente d'échelle et la diminution de la qualité de la 20CR dans le passé pourraient produire des reconstructions de moins bonne qualité. Cette baisse de qualité pourrait conduire à des covariances d'erreur d'ébauche erronées ne permettant pas l'assimilation au pas de temps journalier ;
- L'aspect non gaussien des précipitations n'est que partiellement résolu par l'application de l'anamorphose. En effet il existe toujours un Dirac en zéro et une discontinuité entre les valeurs nulles et non nulles. Cette distribution ne permet donc pas d'effectuer l'assimilation dans un contexte optimal.

Dans le chapitre suivant, ces deux problèmes seront adressés en utilisant une assimilation à un pas de temps annuel. Cela permettra tout d'abord de travailler avec une variable gaussienne. Par ailleurs, SCOPE Climate possède des erreurs relatives plus faibles au pas de temps annuel qu'au pas de temps journalier, ce qui pourrait conduire à de meilleures covariances au sein du schéma d'assimilation.



# Chapitre 4

## Réanalyse climatique avec contrainte annuelle et effet sur hydrologie



### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Développement d'un schéma d'assimilation de données au pas de temps annuel . . . . .</b>	<b>143</b>
4.1.1	Ingrédients . . . . .	143
4.1.2	Adaptation du schéma d'assimilation journalier pour une analyse en annuel	144
<b>4.2</b>	<b>Test du schéma d'assimilation sur une période récente . . . . .</b>	<b>147</b>
4.2.1	Reproduction du réseau d'observation . . . . .	147
4.2.2	Définition du cadre d'expérimentation . . . . .	148
4.2.3	Résultats sur la période 1959-2009 . . . . .	149
<b>4.3</b>	<b>Création et évaluation de FYRE Yearly . . . . .</b>	<b>155</b>
4.3.1	Création de la réanalyse annuelle sur 142 ans . . . . .	155
4.3.2	Comparaison à Safran sur la période 1959-2009 . . . . .	155
4.3.3	Différence entre FYRE Daily et FYRE Yearly sur 1871-2012 . . . . .	159
4.3.4	Variabilité multi-décennale . . . . .	160
4.3.5	Conclusion . . . . .	162
<b>4.4</b>	<b>Création de la réanalyse FYRE Climate . . . . .</b>	<b>162</b>
4.4.1	Méthode de création . . . . .	162
4.4.2	Caractéristiques de FYRE Climate . . . . .	164
4.4.3	Exemples d'utilisation de FYRE Climate . . . . .	166
<b>4.5</b>	<b>Reconstructions hydrologiques . . . . .</b>	<b>172</b>
4.5.1	Création de HydRE et HydREM . . . . .	172
4.5.2	Comparaison en dehors de la période de calibration . . . . .	173
4.5.3	Exemples d'utilisation des reconstructions hydrologiques . . . . .	181
<b>4.6</b>	<b>Synthèse . . . . .</b>	<b>184</b>

---



Le chapitre 2 a mis en avant des biais systématiques dans FYRE Daily, provenant de l'assimilation des observations journalières dans le passé. Le chapitre 3 a présenté comment ces biais se propagent à travers la modélisation hydrologique dans les reconstructions Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err.

L'un des objectifs de ce chapitre est d'investiguer si ces biais persistent lorsqu'un pas de temps plus long est utilisé pour l'assimilation de données *offline*. En effet, comme démontré dans le chapitre 2, les erreurs de l'ébauche sont plus faibles au pas de temps annuel qu'au pas de temps journalier. De plus, contrairement aux précipitations journalières, les cumuls annuels suivent une distribution proche d'une gaussienne, et l'application des méthodes de type filtre de Kalman sont optimales dans un cadre gaussien.

La première section du chapitre présente le schéma utilisé pour assimiler des mesures de précipitations et de températures à l'échelle annuelle dans les reconstructions SCOPE Climate. La méthodologie employée est issue du chapitre 2 et est adaptée au contexte annuel. Dans un premier temps, différents choix méthodologiques sont testés sur une période récente, entre 1959 et 2009. La sensibilité du schéma d'assimilation à différentes densités d'observations est également investiguée sur la même période de temps.

Une seconde section présente la création de FYRE Yearly, une réanalyse annuelle sur les 142 ans, créée en se basant sur les choix méthodologiques effectués sur la section précédente. Cette réanalyse est ensuite comparée avec FYRE Daily et SCOPE Climate agrégés au pas de temps annuel afin d'analyser les caractéristiques de cette nouvelle réanalyse.

Dans la section 3, les deux réanalyses FYRE Daily et FYRE Yearly sont hybridées afin de créer FYRE Climate, une réanalyse journalière tirant parti des forces des deux réanalyses. Quelques exemples d'utilisation du jeu de données sont également proposés.

Dans une dernière section, FYRE Climate est utilisée comme forçage dans la chaîne de modélisation hydrologique développée au chapitre 3. Les reconstructions produites, Hydre (Hydrological REconstruction) et HydreM (Hydrological Reconstruction with Error Model), sont ensuite évaluées sur les bassins versants présentant de longues chroniques de débits, ainsi qu'au travers des variations des grands fleuves français. Cette analyse sur les chroniques de débits participe également indirectement à l'évaluation de FYRE Climate.

## 4.1 Développement d'un schéma d'assimilation de données au pas de temps annuel

Cette section a pour but de présenter l'adaptation du schéma d'assimilation *offline* journalier développé au chapitre 2 en un schéma d'assimilation annuel.

### 4.1.1 Ingrédients

#### Ébauche

L'ébauche utilisée est constituée des 25 membres de SCOPE Climate à l'échelle annuelle. Pour les précipitations, il s'agit du cumul des précipitations par membre pour chacune des années. Pour la température, il s'agit de la température moyenne par membre sur l'année issue des températures moyennes journalières. Il faut noter que l'année 2012 ne compte que 363 jours car SCOPE Climate n'est disponible que jusqu'au 29 décembre 2012. L'assimilation sera quand même réalisée sur l'année 2012 en utilisant les cumuls de précipitations et les températures moyennes entre le 1<sup>er</sup> janvier et le 29 décembre 2012.

L'étendue spatiale de l'ébauche couvre la France entière, et comme précédemment le nombre de cellules 8 x 8 km considérées est de 8602. L'ensemble des scores et des cartes de la section seront présentés sur cette étendue spatiale.

Le choix de l'ébauche aurait pu se tourner vers la réanalyse FYRE Daily produite au chapitre 2. Cependant, (1) cette ébauche ne serait pas indépendante des observations assimilées et (2) les biais importants qu'exhibe FYRE Daily dans le passé n'encouragent pas son utilisation.

## Observations

Les observations assimilées proviennent des cumuls de pluie journaliers et de la moyenne des températures journalières sur les stations de Météo-France (voir section 1.2.1 dans le chapitre 1). Les températures moyennes journalières sont calculées comme la moyenne des températures maximales et minimales du jour. Les différences entre ces valeurs et les moyennes horaires, discutées au début du chapitre 2 (section 2.1.1), sont donc également valables pour les températures moyennes annuelles. Enfin, les observations annuelles sont uniquement assimilées lorsque la chronique journalière est complète sur l'année, sauf pour l'année 2012 comme expliqué précédemment. Le reste des chroniques d'observations n'est pas utilisé dans ce chapitre.

### 4.1.2 Adaptation du schéma d'assimilation journalier pour une analyse en annuel

Le schéma d'assimilation utilisé pour produire les réanalyses en annuel est très proche de celui utilisé en journalier. Les similitudes et les quelques différences qui existent sont explicitées dans les paragraphes ci-dessous.

## Méthode d'assimilation

Comme pour l'assimilation en journalier, la méthode d'assimilation utilisée est un filtre de Kalman d'ensemble *offline*, dont les étapes sont décrites dans la section 1.4.4.

## Erreurs d'observations

Comme dans le schéma journalier, la matrice des covariances d'erreur  $\mathbf{R}$  est supposée diagonale. Comme discuté dans la section 1.4.4 du chapitre 2, il est en effet difficile de définir une matrice  $\mathbf{R}$ , du fait du manque d'information sur les covariances spatiales entre les erreurs.

Les classifications de Météo-France se basant les métadonnées de la période 1999-2012 fournissent uniquement des informations sur l'erreur journalière. Il faut donc formuler un nouveau modèle d'erreur pour les observations annuelles de précipitations et de températures. Dans le cadre de cette étude, nous avons fait l'hypothèse que ces erreurs sont gaussiennes et centrées en zéro. Ce choix est effectué du fait du manque d'informations disponibles sur le comportement des erreurs agrégées dans le temps. Dans le schéma d'assimilation de données l'erreur  $\sigma_{obs}$  est considérée comme un biais annuel qui est indépendant d'une année sur l'autre (donc non systématique). Le modèle d'erreur d'observation au pas de temps annuel est défini par :

$$\begin{cases} \sigma_{obs}[T_{obs}] = 0,5 \text{ } ^\circ\text{C} \\ \sigma_{obs}[P_{obs}] = 20 \% \times P_{obs} \end{cases} \quad (4.1)$$

Ce modèle d'erreur des observations annuelles est dans un premier temps utilisé sur les réanalyses produites entre 1959-2009. Le but est de déterminer si ces valeurs sont adaptées au schéma d'assimilation développé, afin de conserver une bonne fiabilité et réduire l'incertitude. Si les expériences sont concluantes, alors ces erreurs seront utilisées pour la création de FYRE Yearly sur la période 1871-2012.

## Opérateur d'observation

L'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  est identique à celui du schéma journalier. Il permet de prendre en compte les différences d'altitude entre les stations d'observations et les cellules de l'ébauche. Pour rappel, dans cette étude, l'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  utilise les gradients altitudinaux présents dans l'ébauche pour transposer celle-ci dans l'espace des observations. Le calcul des gradients altitudinaux est effectué chaque année au sein de chaque zone climatologiquement homogène et par bande de 300 m (c'est à dire dans les « zones gradients » définis dans la section 2.1.4). L'opérateur d'observation est identique pour les températures et les précipitations. Cependant, pour les précipitations, lorsque la différence d'altitude entre la cellule et la station est inférieure à 300 m, la valeur de l'ébauche n'est pas modifiée. Pour plus de détails voir la section 2.1.4.

## Transformation logarithmique

Comme évoqué précédemment, les méthodes de filtrage telles que le filtre de Kalman d'ensemble sont optimales dans un contexte gaussien. Afin d'obtenir une distribution plus proche d'une gaussienne, une transformation logarithmique des précipitations annuelles est implémentée dans le schéma d'assimilation.

Afin d'éviter les problèmes de transformation des précipitations annuelles nulles, 1 mm/an est ajouté à la variable  $X$  avant la transformation :

$$Z = G[X] = \log(X + 1) \quad (4.2)$$

avec  $X$  les précipitations annuelles (en mm/an),  $G$  la fonction de transformation et  $Z$  la variable transformée (sans unité). Les distributions de  $X$  et  $Z$  sont visibles sur une cellule en Figure 4.1.

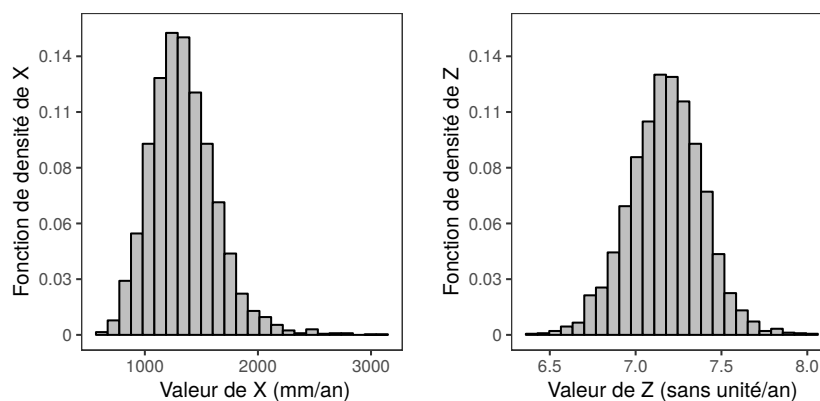


FIGURE 4.1 – Exemple de la transformation logarithmique appliquée aux précipitations annuelles de SCOPE Climate sur la cellule 7548 sur la période 1958-2008.  $X$  dénote les précipitations annuelles,  $Z$  la variable transformée.

Le choix est ici fait de se tourner vers une transformation logarithmique plutôt qu'une anamorphose comme au chapitre 2. En effet, sur la période 1958-2008 seulement 58 valeurs de précipitations annuelles sont disponibles pour définir une anamorphose, ce qui semble insuffisant. La transformation  $G$  est appliquée sur l'ébauche, les observations et leurs erreurs avant l'application du filtre de Kalman d'ensemble (voir la section 1.4.4 pour la transformation des erreurs). Une fois l'analyse produite, la fonction inverse de  $G$  est appliquée afin de retourner dans l'espace des précipitations annuelles.

### Matrice de localisation

La méthodologie de création des matrices de localisation suit un principe similaire à celui des matrices de localisation journalières du chapitre 2. Elle se base sur les corrélations spatiales présentes au sein de SCOPE Climate. La Figure 4.2 présente un exemple de matrice de localisation pour une cellule se situant dans la zone des Cévennes.

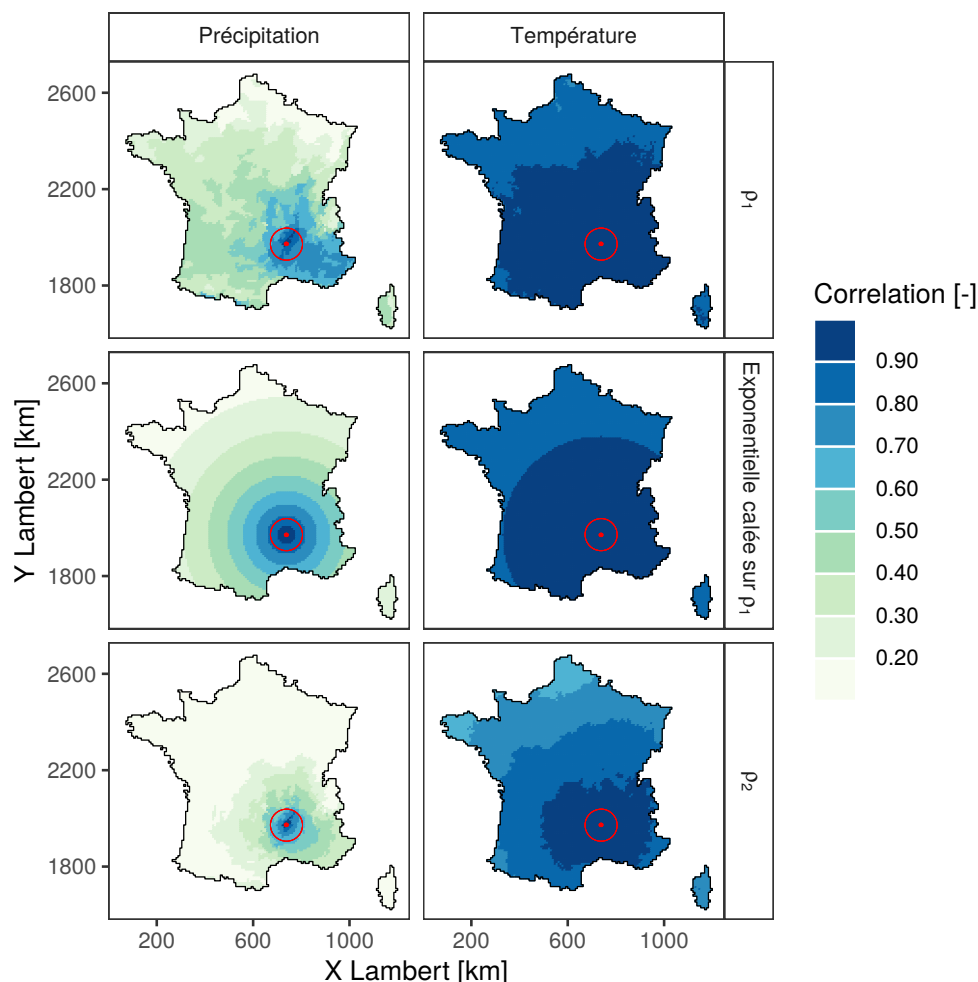


FIGURE 4.2 – Différentes matrices de localisation entre la cellule 7548 et les autres cellules, pour les précipitations et les températures annuelles.

La matrice  $\rho_1$  provient des corrélations spatiales annuelles présentes dans SCOPE Climate entre 1958 et 2008 : pour chaque paire de cellules, la corrélation de Pearson est calculée entre les chroniques annuelles, menant à une matrice  $8602 \times 8602$ , 8602 étant le nombre de cellules du domaine d'assimilation. Cette opération est effectuée sur chacun de 25 membres de l'ébauche. La médiane des 25 matrices obtenues est alors calculée pour former  $\rho_1$ .

La matrice  $\rho_2$  (Figure 4.2, panneau du bas) est quant à elle obtenue par (1) une fonction exponentielle dépendant de la distance entre les cellules et calée sur les corrélations de  $\rho_1$  (Figure 4.2, panneau du milieu) et (2) un produit de Schur entre la matrice  $\rho_1$  et cette matrice basée sur la distance. La matrice  $\rho_2$  restreint la portée des covariances d'ébauche tout en conservant les covariances qui semblent physiquement justes. En comparaison des matrices de localisation au pas de temps journalier développées dans le chapitre 2, les matrices au pas de temps annuel sont plus lâches. Cela semble logique puisque le signal est plus corrélé au sein de la France sur un pas de temps annuel que sur un pas de temps journalier, en particulier pour les précipitations.

## 4.2 Test du schéma d'assimilation sur une période récente

Avant de produire la réanalyse sur les 142 ans, il est important de tester différents choix d'implémentation de la méthodologie, notamment la transformation sous logarithme et les différentes matrices de localisation ( $\rho_1$  et  $\rho_2$ ). La sensibilité du schéma d'assimilation à l'évolution du réseau d'observations météorologiques sur la période 1871-2012 doit également être évaluée. Pour cela des expériences sont réalisées sur la période 1959-2009 (soit 50 ans). Le choix de cette période est effectuée car la réanalyse Safran couvre cette période, ce qui permet une évaluation continue à la fois spatialement et temporellement des multiples réanalyses produites. En effet, peu de chroniques d'observations couvrent cette période entière de façon continue.

### 4.2.1 Reproduction du réseau d'observation

Afin de reproduire différents stades d'évolution du réseau d'observations au cours du temps, quatre années sont sélectionnées : 1871, 1900, 1930 et 1950. Comme on a pu le voir sur la Figure 1.20, l'année 1871, située au début de la période de réanalyse, ne possède que très peu d'observations. Les années 1900 et 1930 disposent d'un nombre d'observations plus importants et proches, mais en 1900 une partie du territoire n'est pas couvert par des observations, contrairement à 1930. L'année 1950 représente un réseau dense proche de ce qui existe actuellement en France, avec une couverture assez importante de toutes les régions françaises.

Lors de l'assimilation journalière, les stations du passé étaient associées à des stations existantes sur la période testée. Cependant, peu de stations couvrent la totalité de la période 1959-2009 de façon continue : un peu plus de 200 pour les précipitations et une soixantaine pour les températures. Ce nombre se révèle insuffisant pour reproduire des densités telle que celle de 1950 (avec un nombre de stations proche de 2000 pour les précipitations).

Le choix est donc fait d'associer les stations assimilées à la cellule dans laquelle elles se situent. Sur chaque année d'analyse les stations présentant des chroniques complètes et se situant sur les cellules représentant le réseau du passé sont assimilées dans la réanalyse, les autres stations ne sont pas assimilées. Un exemple est donnée sur la cellule 9758 (Figure 4.3) assimilée avec la densité de 1900. Trois stations sont présentes sur la cellule mais aucune ne couvre les 50 ans. Ainsi, sur cette cellule les trois stations sont assimilées pour obtenir une assimilation continue sur la cellule sur la période 1959-2009. Ce processus est utilisée pour l'ensemble des cellules et des densités reproduites. Ce choix entraîne deux conséquences : (1) sur une cellule plusieurs stations peuvent être assimilées sur la même année, et (2) pour certaines années il est possible qu'aucune station ne soit assimilée sur la cellule.

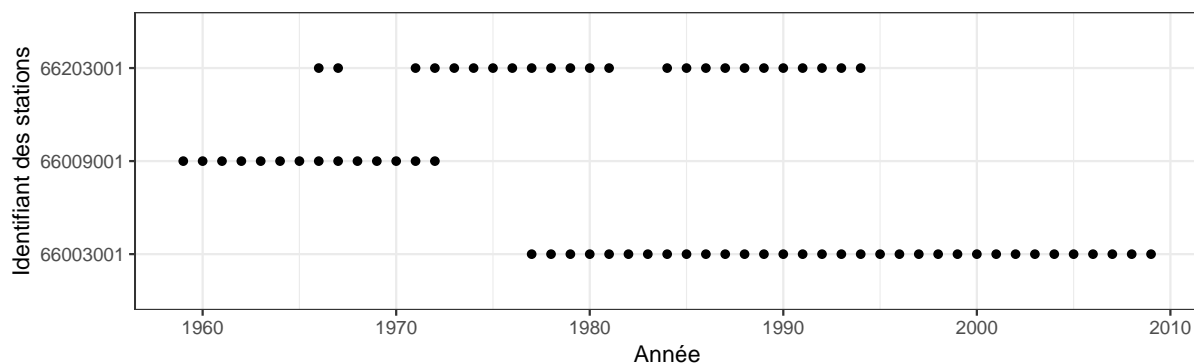


FIGURE 4.3 – Années présentant des chroniques complètes entre 1959 et 2009 pour les trois stations de précipitations présentes sur la cellule 9758.

La localisation des différentes cellules où l'assimilation est effectuée ainsi que leur nombre est disponible sur la Figure 4.4.

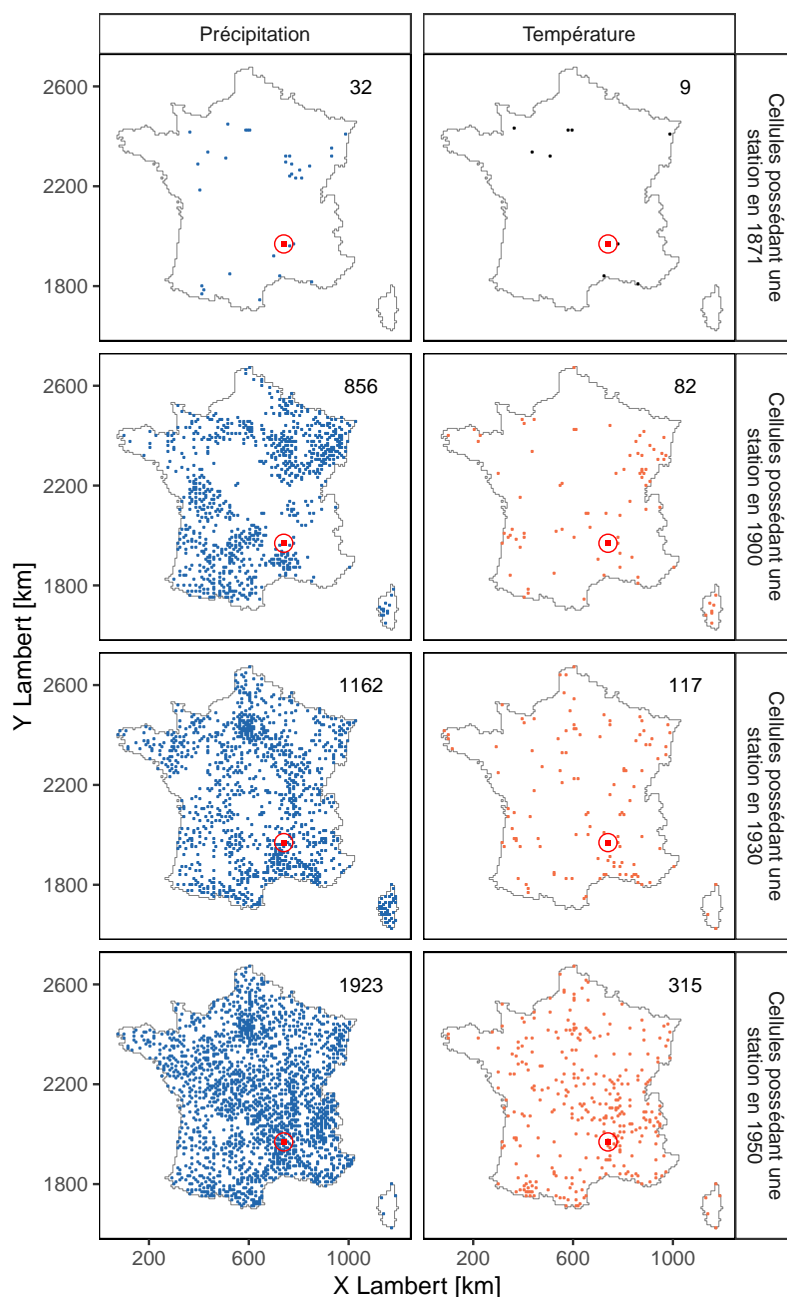


FIGURE 4.4 – Localisation des cellules où l'assimilation est réalisée sur la période 1959-2009 pour les différentes densités reproduites. Le nombre de cellules pour chaque expérience est indiqué dans le coin en haut à droite. La cellule d'étude est représentée par un carré rouge (cellule 7548).

#### 4.2.2 Définition du cadre d'expérimentation

Les expériences d'assimilation testées se divisent en deux parties (Tableau 4.1). Une première qui vise à tester les différentes matrices de localisation ainsi que la transformation logarithmique (Exp. 1, Exp. 2, Exp. 3 et Exp. 4), et une seconde qui a pour but d'évaluer l'effet de la densité d'observation sur les réanalyses produites (Exp. 4 à Exp. 7). Les réanalyses utilisant le schéma d'assimilation sélectionné à la suite des expériences 1 à 4 sont nommées FYRE Density  $X$  avec  $X$  l'année de la densité simulée.

Tableau 4.1 – Liste des expériences présentées. (T est la température et P est les précipitations.) La transformation logarithmique est appliquée uniquement sur les précipitations.

Expérience	Localisation	Logarithme	Densité	Cellules avec assimilation (T/P)
1	Non	Non	1871	32/7
2	$\rho_1$	Non	1871	32/7
3	$\rho_2$	Non	1871	32/7
4 (FYRE Density 1871)	$\rho_2$	Oui	1871	32/7
5 (FYRE Density 1900)	$\rho_2$	Oui	1900	832/78
6 (FYRE Density 1930)	$\rho_2$	Oui	1930	1061/109
7 (FYRE Density 1950)	$\rho_2$	Oui	1950	1803/294

Les scores utilisés sont le CRPS, le CRPSS, la différence moyenne et la corrélation. Ces scores sont appliqués sur les sept expériences afin de pouvoir faire des choix éclairés pour la réanalyse sur 142 ans. Du fait de l’aspect déterministe de la réanalyse Safran, les valeurs de différence moyenne et de corrélation représentent la valeur médiane des scores calculés sur chacun des 25 membres de l’ébauche ou de la réanalyse. La description des scores utilisés est disponible dans la section 1.3.

### 4.2.3 Résultats sur la période 1959-2009

#### Effet de la localisation et de la transformation logarithmique

Les expériences 1 à 4 (Figure 4.5) montrent l’influence des matrices de localisation  $\rho_1$  et  $\rho_2$  ainsi que l’impact de la localisation sur la réanalyse. Un CRPSS négatif signifie que l’assimilation dégrade l’information fournie a priori par l’ébauche, alors qu’un CRPSS positif démontre un impact positif de l’assimilation. Pour la température (panneaux de droite), les résultats sont très proches lorsqu’aucune matrice de localisation n’est utilisée et lorsque la matrice  $\rho_1$  est utilisée (Exp 1 et Exp 2). De légères améliorations sont visibles sur une partie de la France sur ces deux expériences par rapport à l’ébauche (SCOPE Climate). Cependant, sur d’autres zones, le CRPSS est négatif, signifiant un effet négatif de l’assimilation de données. L’application de la matrice  $\rho_2$ , qui est bien plus sévère que  $\rho_1$  (voir la Figure 4.2), limite clairement l’impact de l’assimilation en termes de spatialisation. Cette matrice entraîne un CRPSS légèrement positif sur l’ensemble de la France. En effet, le nombre de cellules où des observations sont disponibles en 1871 n’est que de 9, il est donc logique que la réanalyse produite soit proche de l’ébauche.

Pour les précipitations, l’assimilation d’observations même sans matrice de localisation est bénéfique sur une bonne partie de la France, notamment sur le nord et le sud-est, où les stations assimilées sont majoritairement localisées (panneaux de gauche, Figure 4.5). En revanche, dans la partie sud-est située loin des stations assimilées, des cellules possèdent des CRPSS qui sont négatifs. Les matrices de localisation  $\rho_1$  et  $\rho_2$  permettent de faire disparaître les CRPSS négatifs, en supprimant les covariances douteuses de la matrice de covariance d’erreur d’ébauche. L’utilisation de la matrice  $\rho_2$  entraîne le CRPSS moyen le plus élevé des 3 expériences. Pour terminer, l’apport de la transformation logarithmique des précipitations lors de l’assimilation n’est que peu probant en termes de CRPSS, elle permet cependant d’éviter un biais présent dans l’analyse lorsque celle-ci n’est pas utilisée (ces résultats ne sont pas montrés ici).

À la suite des expériences 1 à 4, il est donc décidé de conserver la matrice de localisation  $\rho_2$  et la transformation logarithmique pour la suite des expériences. Ces expériences étant réalisées sur une densité faible, on peut s’interroger sur leur validité dans des situations où le réseau d’observations est plus développé. C’est l’objet de la seconde partie des expérimentations sur la période 1959-2009.

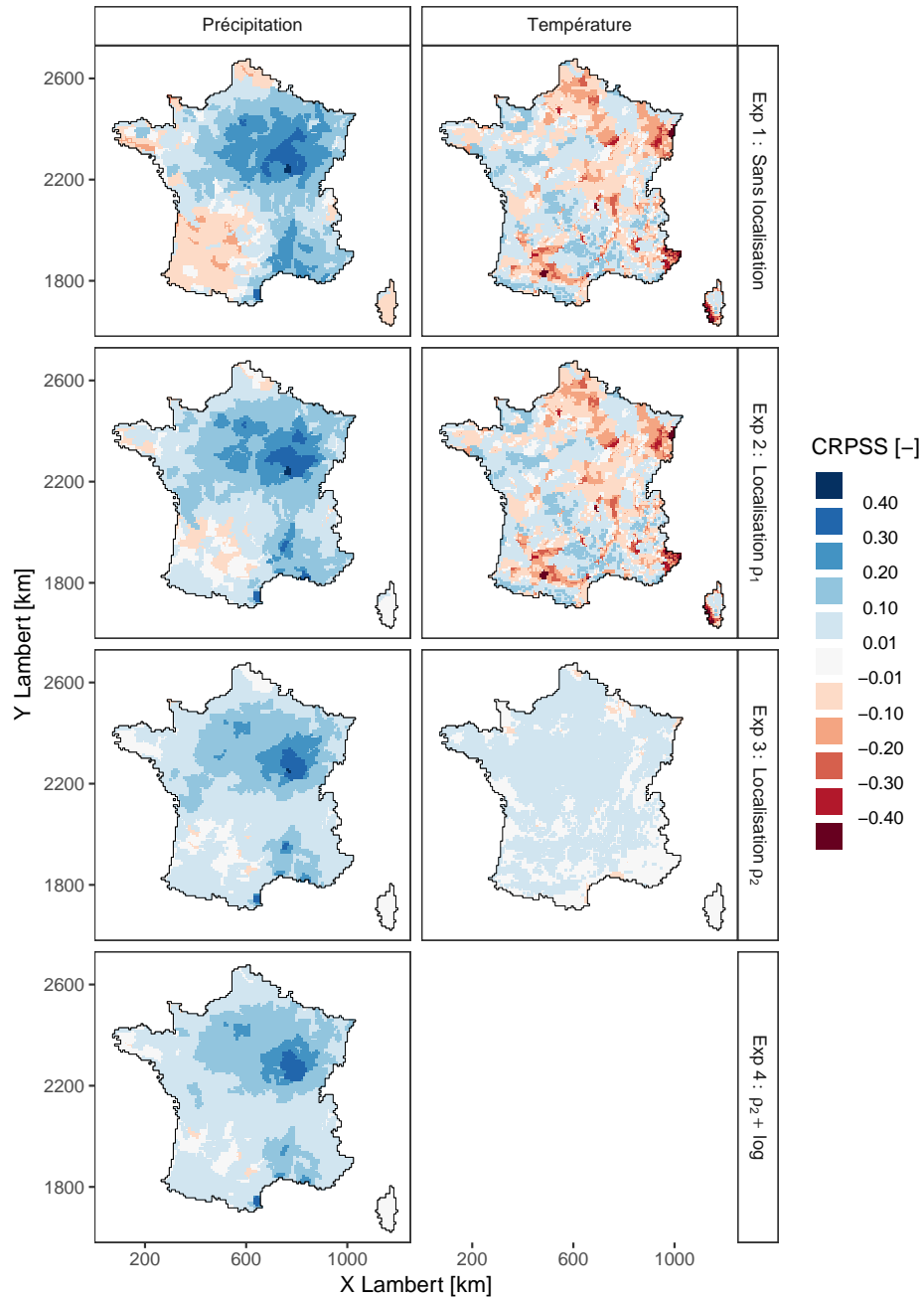


FIGURE 4.5 – Effet des différentes matrices de localisation et de la transformation logarithmique sur la performance des réanalyses annuelles de précipitations et de température sur la période 1959-2009 en termes de CRPSS. La réanalyse Safran est utilisée comme référence.



## Effet de la densité d'observations

Les choix méthodologiques étant maintenant fixés, la sensibilité du schéma d'assimilation aux variations de densités d'observations au cours du temps est investiguée. On s'intéressera pour ça au CRPSS, à la différence moyenne sur la période et à la corrélation.

**Différence moyenne** L'impact de la densité sur la différence moyenne entre Safran et les réanalyses FYRE Density (ainsi que l'ébauche) est présenté sur la Figure 4.6. Pour les précipitations, les différences entre l'ébauche et Safran sont très faibles, globalement comprises entre -5 % et +5 % (panneau du haut). La réanalyse FYRE Density 1871 possède des différences moyennes similaires à celles de SCOPE Climate. Pour les densités de 1900, 1930 et 1950 un léger décalage entre Safran et les réanalyses est présent. Cependant, cette différence s'élève uniquement à -1 % en moyenne.

Pour la température, l'ébauche SCOPE Climate possède des différences moyennes globalement comprises entre  $-0,4^{\circ}\text{C}$  et  $+0,1^{\circ}\text{C}$  et centrées sur 0 (panneau du bas, Figure 4.6). L'assimilation avec la densité de 1871 n'a que peu d'effet sur la distribution de la différence moyenne. Pour les densités 1900 et 1930 un décalage se crée entre SCOPE Climate et les réanalyses, avec des températures moyennes plus chaudes dans FYRE Density que dans Safran. Ce décalage se poursuit avec FYRE Density 1950, la distribution de la différence moyenne se concentre alors autour des  $+0,1^{\circ}\text{C}$ .

Cette différence s'explique en partie par la différence de nature entre (1) les températures moyennes journalières provenant des températures minimales et maximales et (2) la température moyenne de Safran issue d'une moyenne horaire (voir chapitre 2). Cependant, la forte évolution du réseau d'observation au cours des 50 dernières années peut aussi conduire à des estimations de température biaisées dans la réanalyse Safran, spécialement dans les zones de montagnes.

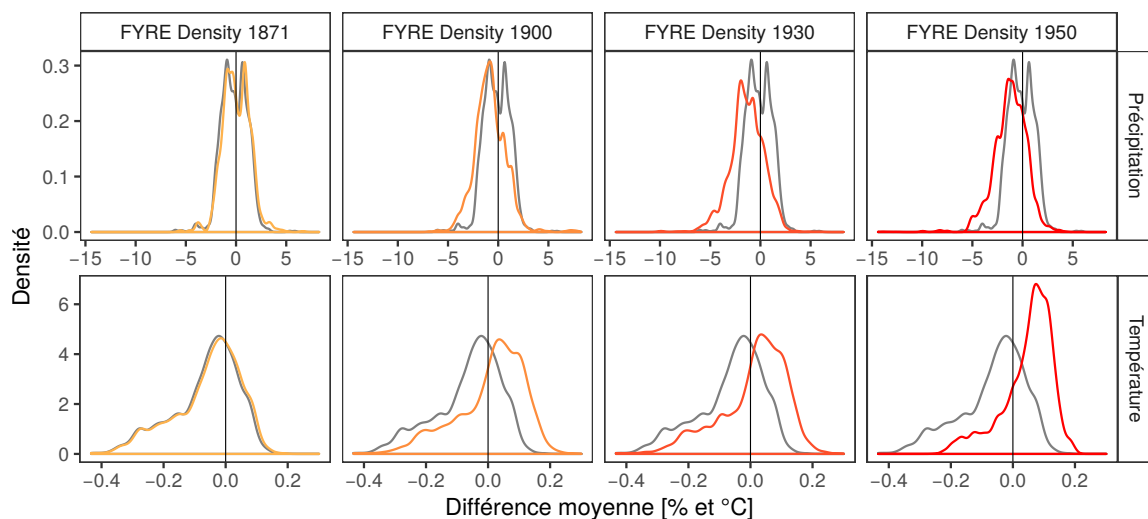


FIGURE 4.6 – Effet des différentes densités d'observations sur la performance des réanalyses annuelles de précipitations [%] et de température [ $^{\circ}\text{C}$ ] sur la période 1959-2009 en termes de différence moyenne. La courbe grise représente la distribution des scores pour l'ébauche et les différentes teintes d'orange les différentes réanalyses. La réanalyse Safran est utilisée comme référence et le score est calculé sur les 8602 cellules. Les scores de la distribution représentent la médiane des scores sur chacun des 25 membres.

**Corrélation** On constate que dès la densité de 1871, les corrélations des précipitations dans les réanalyses sont plus élevées que dans l'ébauche (panneaux du haut, Figure 4.7). Cette augmentation est visible sur toute la distribution, ce qui démontre que l'assimilation a un impact sur l'ensemble de la France, même avec une densité faible. Sur les densités de 1900, 1930 et 1950

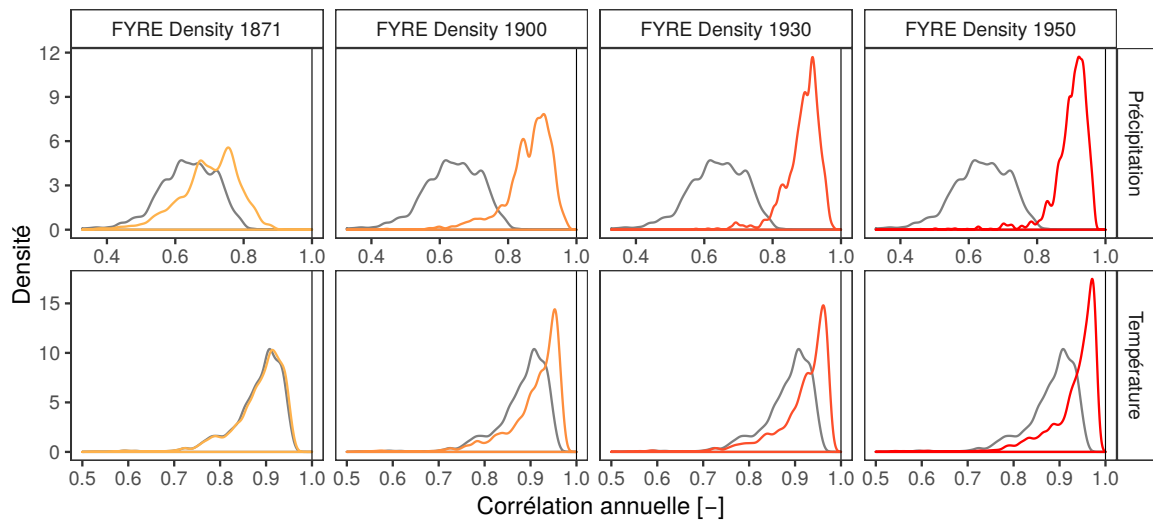


FIGURE 4.7 – Effet des différentes densités d’observations sur la performance des réanalyses annuelles de précipitations et de température sur la période 1959-2009 en termes de corrélation annuelle. La courbe grise représente la distribution des scores pour l’ébauche et les différentes teintes d’orange les différentes réanalyses. La réanalyse Safran est utilisée comme référence et le score est calculé sur les 8602 cellules. Les valeurs de la distribution représentent la médiane des scores sur chacun des 25 membres.

les valeurs de corrélation des réanalyses sont quasiment plus élevées que toutes les corrélations présentes dans SCOPE Climate.

La corrélation annuelle des températures (panneaux du bas, Figure 4.7) n’évolue que très peu lors de l’assimilation avec la densité de 1871, car seulement 9 stations sont assimilées. Malgré des corrélations élevées dans l’ébauche, l’augmentation des corrélations est clairement visible sur FYRE Density 1900 et FYRE Density 1930. L’impact est encore plus fort lorsqu’une densité d’observation similaire à 1950 est assimilée.

**CRPSS** Enfin, l’évolution du CRPSS pour les températures et les précipitations est présentée en Figure 4.8.

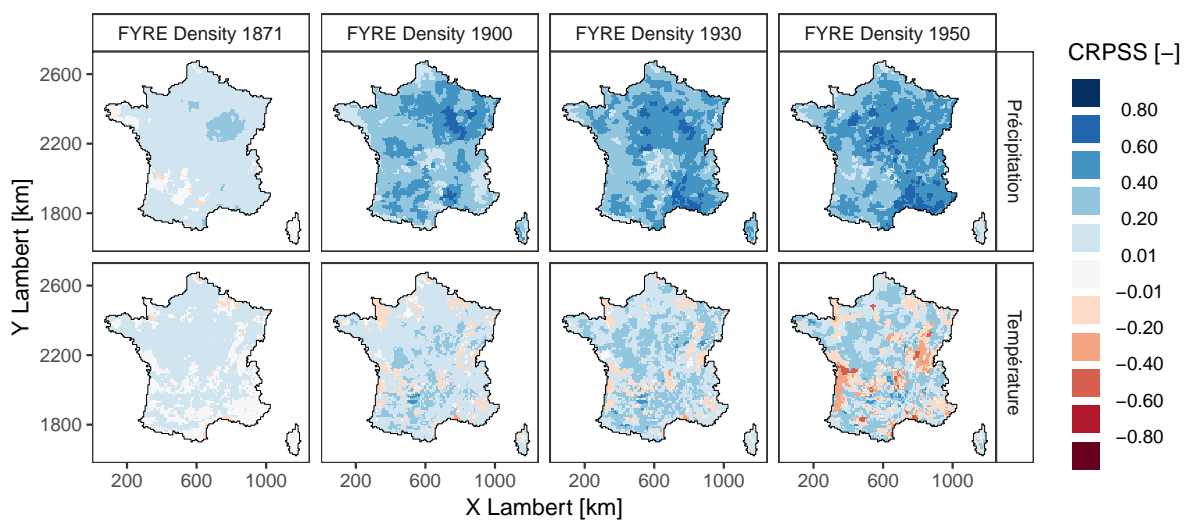


FIGURE 4.8 – Effet des différentes densités d’observations sur la performance des réanalyses annuelles de précipitations et de température sur la période 1959-2009 en termes de CRPSS. La réanalyse Safran est utilisée comme référence.

En ce qui concerne les précipitations, l'impact positif de l'assimilation est fortement localisé autour des stations assimilées pour FYRE Density 1871 (panneaux du haut, Figure 4.8). Pour les densités supérieures des améliorations fortes sont visibles sur toute la France. Ces améliorations atteignent des valeurs supérieures à 0,8 sur le pourtour méditerranéen et le bassin parisien.

Pour les températures et avec la densité de 1871 l'impact est très faible mais le CRPSS est toutefois légèrement positif sur toute la France montrant un impact positif de l'assimilation (panneaux du bas, Figure 4.8). Cet effet est amplifié sur les densités de 1900 et 1930 avec des CRPSS qui augmentent sur toute la France et qui atteignent +0,2 et même +0,6 ponctuellement.

Quelques zones possédant des CRPSS légèrement négatifs apparaissent également de façon locale. Pour FYRE Density 1950 le CRPSS moyen sur la France diminue et des zones présentant des CRPSS compris entre -0,2 et -0,4 font leurs apparitions. Cette baisse de performance peut notamment s'expliquer par la différence de nature des températures moyennes journalières de Safran et des observations assimilées dans les réanalyses, mais aussi par l'évolution du réseau d'observation (voir discussion précédente).

**Chroniques annuelles** La Figure 4.9 permet d'appréhender l'évolution de la future réanalyse FYRE Yearly à travers des chroniques annuelles sur une cellule des Cévennes.

Les chroniques de température montrent une incertitude assez faible de l'ébauche (panneaux de gauche). Sur le début de la période, l'ébauche est plutôt en accord avec les températures de la réanalyse Safran. Cependant, sur la période post-1980, SCOPE Climate a tendance à sous-estimer l'augmentation des températures. L'impact de l'assimilation avec une densité similaire à celle de 1871 est assez faible, mais la tendance au réchauffement climatique des dernières années est récupérée dès la densité de 1900. Sur la réanalyse FYRE Density 1950, le réchauffement est même plus important que dans la réanalyse Safran.

Pour les précipitations, l'incertitude sur l'ébauche est très importante : on constate que certains membres atteignent parfois 500-600 mm de différence par an (panneaux de droite). De légers changements sont visibles dans la réanalyse dès la densité de 1871. C'est avec la densité de 1900 que de réels changements apparaissent avec des corrélations très élevées entre FYRE Density 1900 et la réanalyse Safran. De plus, une réduction importante de l'incertitude est clairement visible vis à vis de l'ébauche. Cette tendance se poursuit avec les densités de 1930 et 1950. Sur les 4 densités testées, l'ensemble de FYRE Density est donc fiable, tout du moins lorsque la référence utilisée est la réanalyse Safran.

Les différentes expériences de cette section ont démontré que la matrice de localisation avait un impact important sur la qualité de la réanalyse produite. Elle a également mis en avant la robustesse du schéma d'assimilation développé, qui est à la fois adapté à l'assimilation d'un nombre faible d'observations comme en 1871, mais aussi à des densités plus élevées comme en 1950.

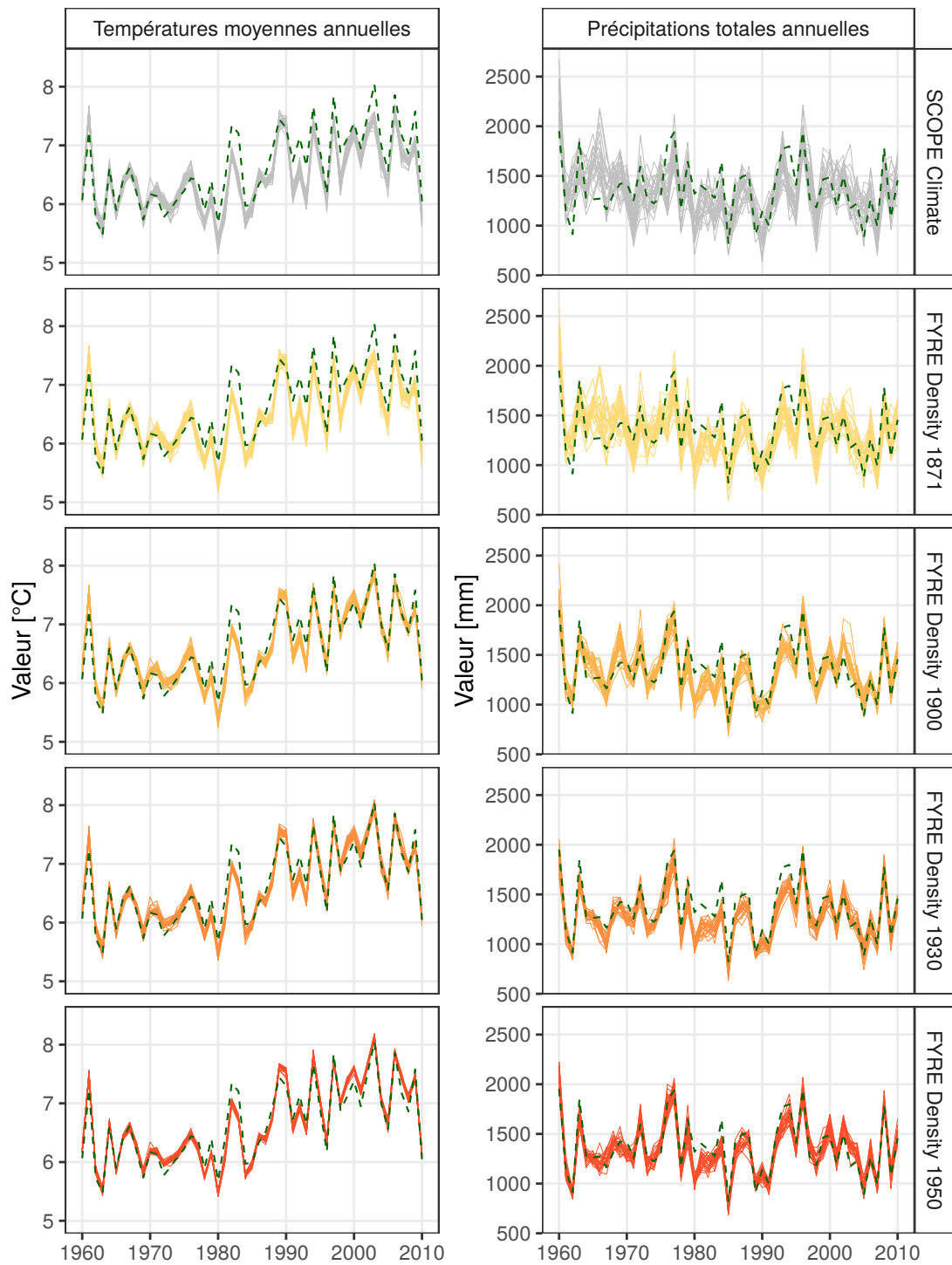


FIGURE 4.9 – Chroniques annuelles des 25 membres de l'ébauche, des différentes réanalyses produites et de Safran (en vert foncé) sur la cellule 7548.

### 4.3 Création et évaluation de FYRE Yearly

#### 4.3.1 Création de la réanalyse annuelle sur 142 ans

Les expériences réalisées sur la période 1959-2009 ont permis de sélectionner les choix méthodologiques de la réanalyse FYRE Yearly sur les 142 ans. La matrice de localisation la plus sévère ( $\rho_2$ ) a été sélectionnée. En effet, les expériences 1 à 4 ont montré qu'elle donnait les meilleurs résultats à la fois pour les précipitations et la température, même lorsque la densité d'observations était très faible. L'utilisation de la transformation logarithmique permet quant à elle d'obtenir des distributions gaussiennes lors de l'application du filtre de Kalman d'ensemble. Bien qu'effectués sur la densité de 1871, ces deux choix se sont également révélés robustes pour des densités plus fortes. De plus, les modèles d'erreurs d'observations utilisés semblent également adaptés, car l'effet de l'assimilation reste visible tout en produisant une réanalyse fiable.

Les choix méthodologiques permettant d'obtenir FYRE Yearly, la réanalyse annuelle des précipitations totales et des températures moyennes sur la période 1871-2012, sont indiqués dans le Tableau 4.2. Comme pour la réanalyse FYRE Daily le nombre d'observations assimilées au cours du temps varie, comme indiqué dans la Figure 1.20.

Tableau 4.2 – Résumé des choix méthodologiques utilisés dans la réanalyse FYRE Yearly.

Ebauche	Observations assimilées	Erreur. d'obs	Matrice de localisation	Transformation logarithmique
SCOPE Climate	Précipitations totales annuelles	20 %	$\rho_2$	Oui
SCOPE Climate	Températures moyennes annuelles	0,5 °C	$\rho_2$	Non

#### 4.3.2 Comparaison à Safran sur la période 1959-2009

L'apport de l'assimilation annuelle pour la réanalyse FYRE Yearly sera évaluée par comparaison à l'ébauche SCOPE Climate, mais aussi à la réanalyse FYRE Daily agrégée par membre au pas de temps annuel. Les critères de ces différents produits sont toujours calculés en utilisant la réanalyse Safran comme référence. Les scores sont calculés sur les années 1959 à 2009, soit 50 ans de période commune, ce qui semble raisonnable pour comparer les différents produits.

Pour les températures, les deux réanalyses FYRE Daily et FYRE Yearly possèdent des corrélations annuelles plus élevées que SCOPE Climate, notamment sur l'est de la France (Figure 4.10, panneaux du haut). Le gain de corrélation provenant de l'assimilation varie de +0,05 à +0,2 suivant les régions considérées. Cependant, les deux réanalyses ne possèdent pas de différences significatives du point de vue des corrélations annuelles.

Pour les précipitations, les corrélations de SCOPE Climate et de Safran sur la période 1959-2009 varient entre 0,2 et 0,6, avec des valeurs plus fortes dans le nord que dans le sud. Les deux réanalyses atteignent quant à elle des corrélations supérieures à 0,9 sur toute la France. Comme pour les températures, peu de différences semblent visibles entre les deux réanalyses.

La différence moyenne entre Safran et SCOPE Climate sur la période récente en termes de température varie entre +/- 0,3 °C avec une sous-estimation des températures sur l'ensemble des massifs montagneux (Figure 4.11, panneaux du haut). Pour FYRE Daily, les différences sont plus importantes et sont fortement hétérogènes spatialement. Des températures inférieures à celles de Safran sont ainsi visibles dans les massifs Pyrénéen et Jurassien. Au contraire, des températures

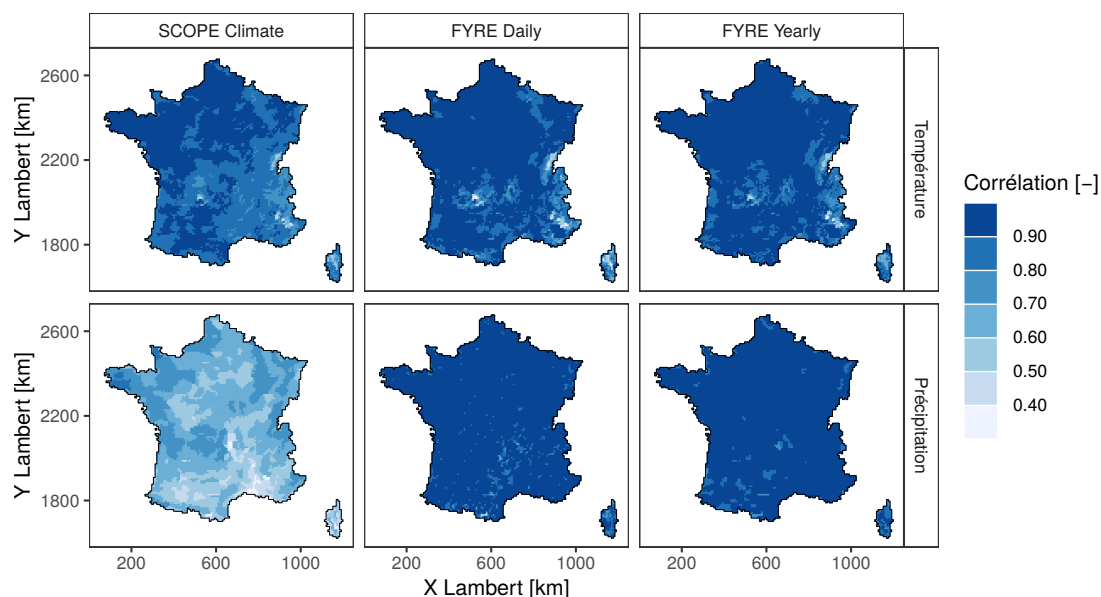


FIGURE 4.10 – Corrélation annuelle moyenne sur la période 1959-2009. La réanalyse Safran est utilisée comme référence. Les valeurs représentent la médiane des scores sur les 25 membres.

supérieures sont visibles dans les Landes (sud-ouest). Ailleurs dans les plaines, les différences entre Safran et FYRE Daily varient globalement entre  $\pm 0,2$  °C. Les différences moyennes entre FYRE Yearly et Safran sont assez faibles dans les plaines, mis à part sur la vallée du Rhône. Au sein des massifs montagneux les différences sont plus élevées mais reste inférieures aux différences présentes dans SCOPE Climate ou FYRE Daily.

Pour les précipitations, les variations de volume entre Safran et SCOPE Climate sont globalement centrées en zéro avec des variations entre  $\pm 5$  % suivant les zones Safran considérées. Comme décrit dans le chapitre 2, les différences entre Safran et FYRE Daily sont assez importantes et hétérogènes spatialement, allant jusqu'à 20 % sur certaines cellules du territoire français.

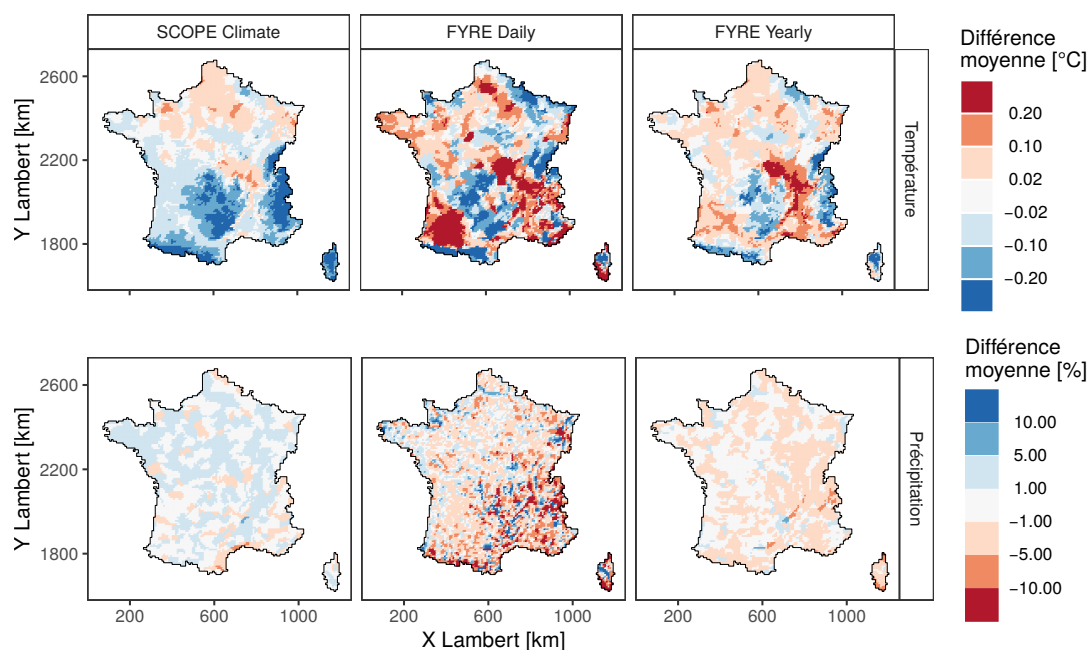


FIGURE 4.11 – Différence moyenne annuelle sur la période 1959-2009. La réanalyse Safran est utilisée comme référence. Les valeurs représentent la médiane des scores des 25 membres.

Au contraire, FYRE Yearly produit des différences avec Safran qui sont assez faibles ( $\pm 5\%$ ) et plutôt homogènes à travers la France, avec une légère tendance à produire moins de précipitations (environ  $-1\%$ ).

Globalement, l'assimilation au pas de temps annuel permet de récupérer des corrélations identiques à celles présentes dans FYRE Daily. C'est sur les différences moyennes que les différences sont plus probantes puisque FYRE Yearly est plus proche de Safran que ne l'est FYRE Daily.

Afin de terminer cette comparaison des différents produits à l'échelle annuelle, la décomposition du CRPS est présentée sur la Figure 4.12 pour la température et la Figure 4.13 pour les précipitations.

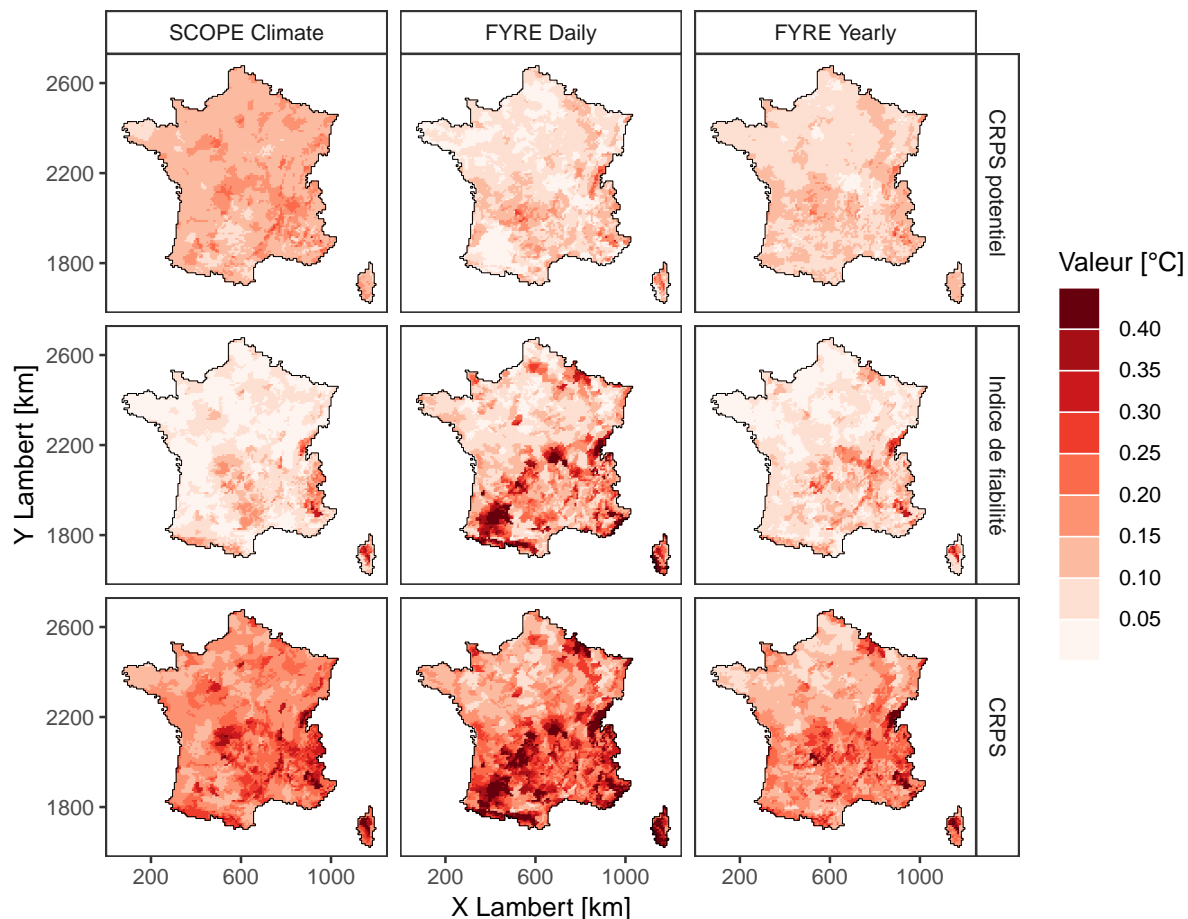


FIGURE 4.12 – Décomposition du CRPS annuel des températures sur la période 1959-2009. La réanalyse Safran est utilisée comme référence.

Les CRPS potentiels des températures de SCOPE Climate oscillent entre  $0,1\text{ °C}$  et  $0,3\text{ °C}$ . Ces valeurs ne semblent pas suivre une tendance spatiale définie. Les valeurs de CRPS potentiel de FYRE Daily sont globalement inférieures à celles de SCOPE Climate sur tout le territoire. Des baisses importantes sont visibles localement, notamment sur les Landes et le bassin parisien. Les CRPS potentiels de FYRE Yearly se situent quant à eux entre les deux produits avec des valeurs moyennes fluctuant autour de  $0,1\text{--}0,15\text{ °C}$ .

L'indice de fiabilité de SCOPE Climate est particulièrement faible dans les plaines, montrant une bonne fiabilité de l'ensemble de l'ébauche. Il a tendance à légèrement augmenter dans les zones montagneuses mais reste globalement bas en comparaison des valeurs de CRPS potentiels. Pour FYRE Daily l'indice de fiabilité présente des valeurs bien supérieures à celles de SCOPE Climate. Ces valeurs, témoignant d'une faible fiabilité, atteignent localement plus de  $0,4\text{ °C}$  dans



les Landes, les Pyrénées et le nord du Massif central. Les valeurs de FYRE Yearly sont du même ordre de grandeur que celles de SCOPE Climate, voire même inférieures sur certaines régions. Ces valeurs sont largement inférieures à celles de FYRE Daily sur la majorité du territoire montrant une meilleure fiabilité de l'ensemble de FYRE Yearly.

Au final, la faible fiabilité de FYRE Daily l'amène à avoir un CRPS total qui est supérieur à celui de SCOPE Climate sur une grande partie de la France (sauf sur le bassin parisien et la Bretagne). Au contraire, le CRPS de FYRE Yearly est quant à lui inférieur à la fois à celui de SCOPE Climate et à celui de FYRE Daily. L'assimilation au pas de temps annuel permet donc de produire une réanalyse aussi fiable que SCOPE Climate et avec une incertitude réduite quand on regarde au pas de temps annuel.

Pour les précipitations, les CRPS potentiels de SCOPE Climate sont largement plus élevés que ceux de FYRE Daily et de FYRE Yearly (Figure 4.13). Les CRPS potentiels de FYRE Yearly sont légèrement plus élevés que ceux de FYRE Daily, notamment dans les zones de montagnes et en Corse.

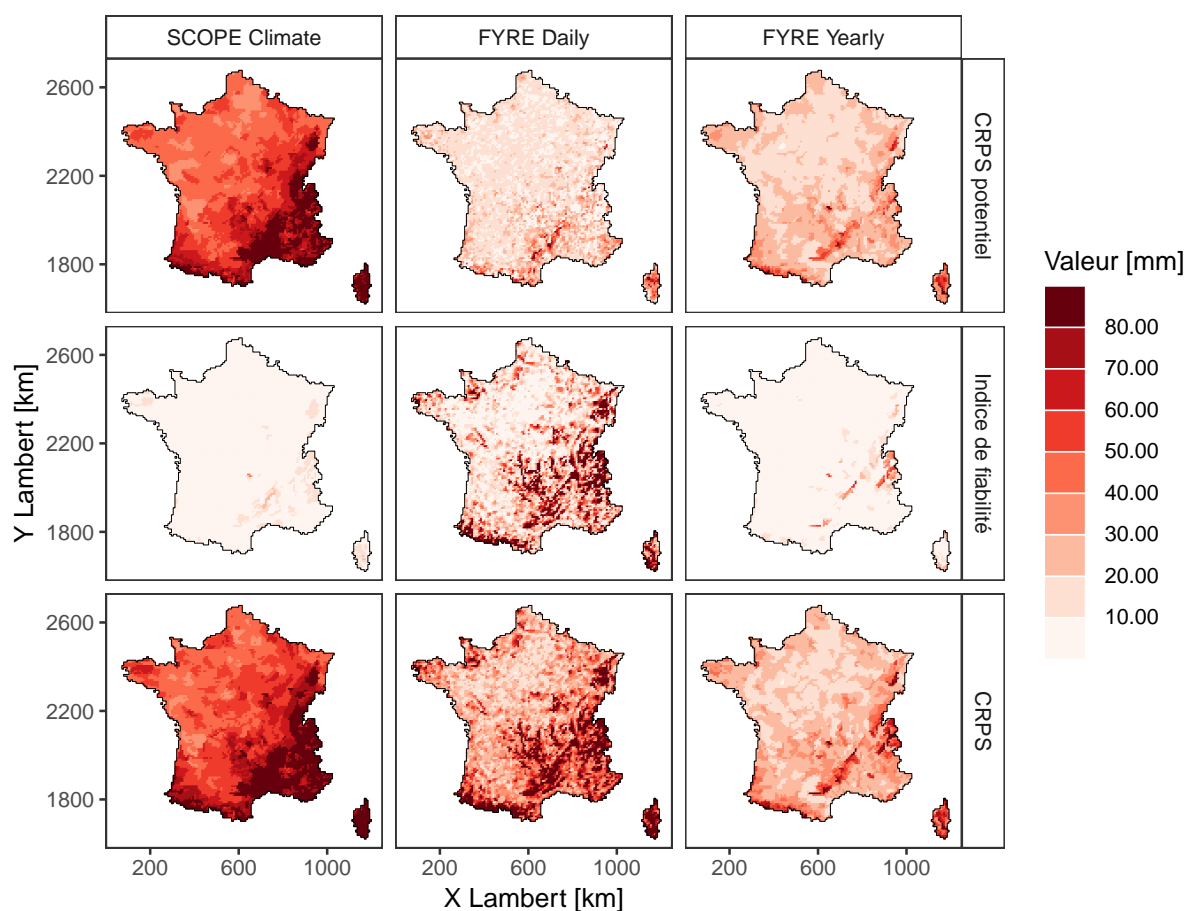


FIGURE 4.13 – Décomposition du CRPS annuel des précipitations sur la période 1959-2009. La réanalyse Safran est utilisée comme référence.

L'indice de fiabilité de SCOPE Climate est compris entre 0 et 10 mm sur tout le territoire, sauf sur les Alpes et les Cévennes où il reste tout de même assez faible (entre 10 et 20 mm). Pour la réanalyse FYRE Daily, les valeurs en plaine fluctuent entre 0 et 30 mm avec des cellules atteignant les 40 mm. Cependant, c'est logiquement dans les massifs montagneux que la fiabilité de FYRE Daily s'avère la plus faible, avec des valeurs souvent supérieures à 80 mm. Comme pour SCOPE Climate, l'indice de fiabilité de FYRE Yearly est inférieure à 10 mm sur une grande partie de la France, excepté sur le nord des Alpes françaises et une partie des Cévennes. Ces faibles valeurs mettent en avant la production d'un ensemble fiable.



Au final, la réanalyse FYRE Yearly possède les CRPS les plus faibles des trois produits. Les valeurs du CRPS suivent la climatologie des précipitations avec des erreurs faibles en plaine et des erreurs plus importantes en montagne. La réanalyse FYRE Daily possède des CRPS inférieurs à ceux de SCOPE Climate sur les plaines, mais sur les montagnes la tendance s'inverse du fait de la faible fiabilité de FYRE Daily sur ces régions.

Globalement, sur la période récente 1959-2009, les différents scores mettent en avant la supériorité de FYRE Yearly au pas de temps annuel. En effet, la réanalyse possède des corrélations nettement plus élevées avec Safran que SCOPE Climate ainsi qu'une incertitude réduite. De plus, contrairement à la réanalyse FYRE Daily, la fiabilité de FYRE Yearly est similaire à celle de l'ébauche. Ainsi, l'assimilation au pas de temps annuel permet de produire une réanalyse qui est plus adaptée à la reproduction des variables annuelles que la concaténation des analyses effectuées au pas de temps journalier.

### 4.3.3 Différence entre FYRE Daily et FYRE Yearly sur 1871-2012

La partie précédente a permis de comparer les réanalyses FYRE Daily et FYRE Yearly sur la période récente. La Figure 4.14 met en avant les différences existantes au pas de temps annuel entre les réanalyses depuis 1871 pour les précipitations et les températures.

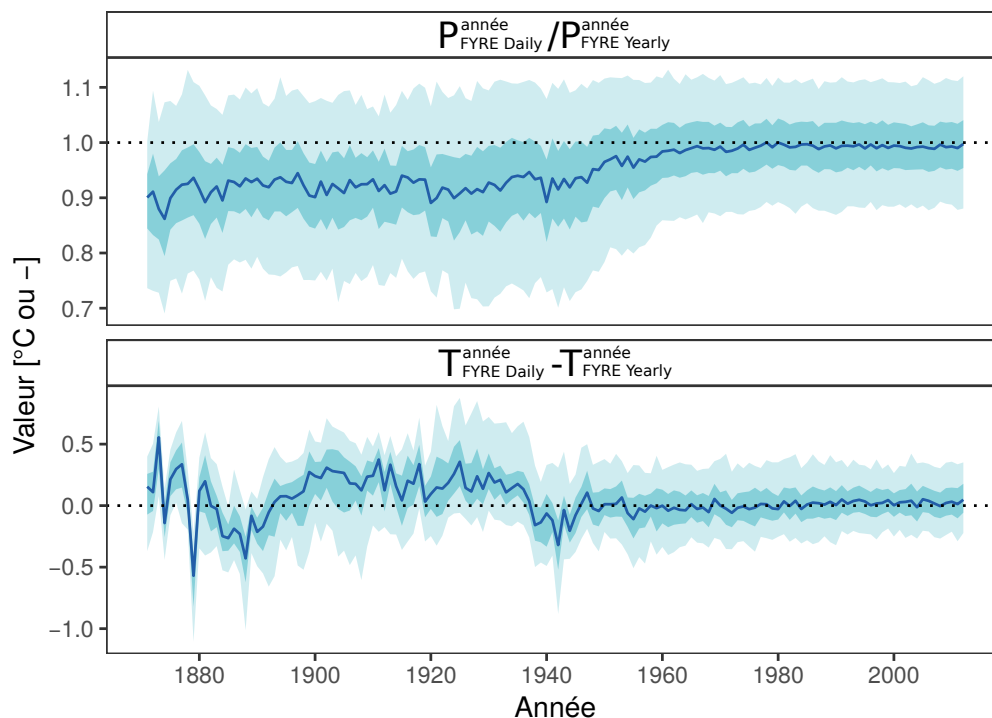


FIGURE 4.14 – Évolution du rapport entre les cumuls annuels de FYRE Daily et FYRE Yearly (en haut) et évolution de la différence entre les températures moyennes annuelles de FYRE Daily et Yearly (en bas). Les différences sont calculés sur les 8602 cellules, le trait noir représente la médiane des valeurs, le ruban foncé les quantiles 25 et 75, le ruban clair les quantiles 5 et 95.

Avant les années 1940, les cumuls annuels de FYRE Daily sont inférieurs d'environ 10 % à ceux de FYRE Yearly, sur la totalité du territoire. Sur la même période, les précipitations présentes dans FYRE Daily semblent sous-estimées en comparaison des autres produits existants (voir chapitre 2, sous-section 2.3.4). Cette différence diminue ensuite entre 1940 et 1960, cette période correspond à une période de forte évolution du réseau d'observations en France (voir Figure 1.20), le nombre de stations évoluant d'environ 1000 à 3000 sur ces vingt années. Ce comportement vient confirmer que FYRE Daily sous-estime les pluies dans le passé loin des

observations assimilées. Sur la période récente, les deux réanalyses sont assez similaires avec des différences variant entre +/- 5 %.

Pour les températures, les différences sont également plus importantes avant les années 1940. Ces différences fluctuent en moyenne entre +0,25 °C et -0,25 °C mais atteignent parfois +/- 0,5 °C pour certaines années. Il est intéressant de noter qu'en début de la période, entre 1871 et 1885, les moyennes annuelles de FYRE Daily sont plus élevées que dans FYRE Yearly, sauf sur l'année 1879 qui est considérée comme l'une des plus froides de ces derniers 150 ans (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011, p. 201-202). Entre 1880 et 1885, une légère tendance inverse existe. Entre 1885 et 1935, la réanalyse FYRE Yearly possède des moyennes plus faibles que FYRE Daily d'environ 0,25 °C. Cette différence semble logique puisque l'étude de FYRE Daily dans le chapitre 2 a mis en avant une surestimation des températures sur la période 1900-1930 (Figure 2.45). Sur le reste de la période, les deux réanalyses montrent un comportement similaire. Encore une fois, le nombre de stations assimilées influence fortement les différences observées entre les deux réanalyses.

#### 4.3.4 Variabilité multi-décennale

Une dernière approche pour terminer l'évaluation de FYRE Yearly est d'analyser les variations multi-décennales de la réanalyse. Ces variations sont comparées à celles des différents produits présentés dans le chapitre 1 ainsi qu'aux variations de FYRE Daily (agrégée au pas de temps annuel).

Pour les températures, la réanalyse FYRE Yearly possède une variabilité spatiale bien inférieure à celle de FYRE Daily, dont la variabilité est supérieure à tous les autres produits sauf EPC (Figure 4.15, panneaux du haut). Les variations de FYRE Daily et FYRE Yearly au cours du temps sont très différentes sur la périodes 1871-1950. Alors que FYRE Daily possédait des anomalies singulières vis à vis des autres produits, FYRE Yearly possède elle des variations proches de SMR 1900 et EPC. Néanmoins, entre 1871 et 1910, EPC a tendance à produire des températures plus froides que FYRE Yearly. Cette différence peut provenir (1) de la nature de EPC avant 1900, qui passe d'observations maillées à des reconstructions climatiques basées sur des modèles de régression utilisant quelques chroniques longues d'observations en entrées, et (2) de l'impact de l'ébauche dans FYRE Yearly puisque SCOPE Climate produit des températures largement plus élevées que EPC. On peut également noter que pour les années pré-1890 la variabilité spatiale est plus importante dans les produits 20CR, SCOPE Climate et FYRE Yearly. Sur la période récente, les deux réanalyses présentent une intensité du réchauffement qui est plus importante que dans l'ébauche.

Concernant les précipitations, les comportements de FYRE Daily et de FYRE Yearly sont là-aussi extrêmement différents (Figure 4.15, panneaux du bas). La forte tendance à l'augmentation présente dans la réanalyse FYRE Daily ne se retrouve pas dans FYRE Yearly. Cette dernière montre des variations multi-décennales qui sont en accord avec les reconstructions se basant sur des observations : EPC, GPCC et les stations SMR 1900. Au contraire, 20CR et SCOPE Climate possèdent un comportement différent de tous les autres jeux de données, avec notamment une phase de forte anomalie positive entre 1910 et 1930 ainsi qu'une légère anomalie négative sur la période 1950-2012. Encore une fois, l'analyse des variations multi-décennales des différents produits vient valider la réanalyse FYRE Yearly.

La comparaison de FYRE Yearly avec différents produits couvrant la période 1900-2000 a démontré la bonne qualité de la réanalyse, à la fois vis-à-vis de son ébauche, mais également de FYRE Daily. En effet les variations multi-décennales présentes dans la réanalyse FYRE Yearly sont en accord avec les différentes reconstructions/jeux de stations disponibles sur ces longues périodes.

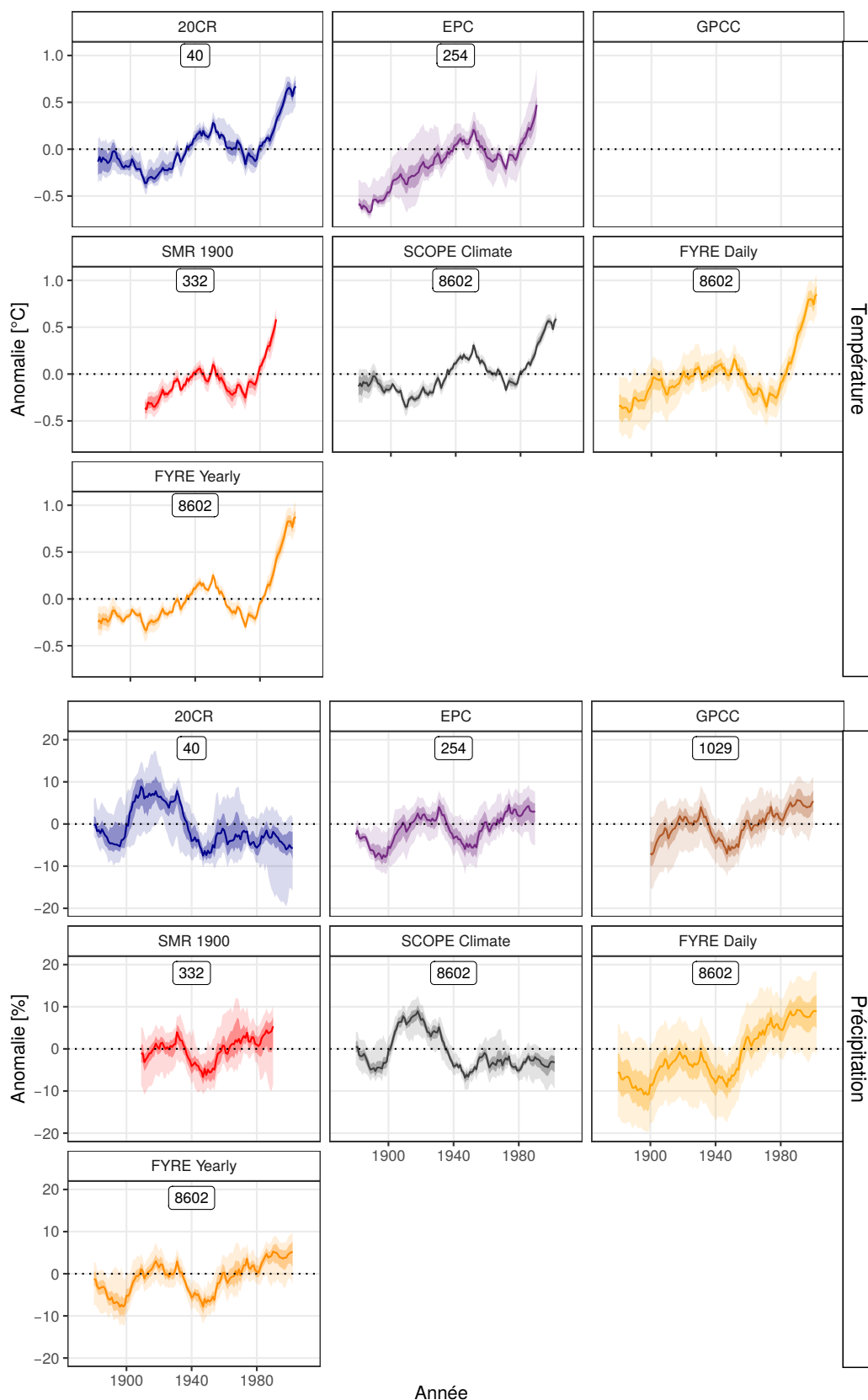


FIGURE 4.15 – Anomalies des températures (panneaux du haut) et des précipitations (panneaux du bas) lissées par une moyenne glissante sur 20 ans en prenant comme référence la période 1900-2000. Les anomalies sont calculées sur chacune des cellules/stations disponibles en France. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75, et le ruban clair les quantiles 5 et 95. Le nombre en haut de chaque panneau indique le nombre de cellules/stations présentes en France pour chaque jeu de données.

### 4.3.5 Conclusion

La construction de la réanalyse FYRE Yearly sur la période 1871-2012 a permis de reconstituer les chroniques annuelles de température et de précipitations sur l'ensemble de la France. Les différentes analyses sur la réanalyse FYRE Daily ont démontré les qualités de cette dernière.

En effet, sur la période récente la réanalyse FYRE Yearly possède au pas de temps annuel une incertitude et une erreur réduite ainsi qu'une meilleure corrélation avec la réanalyse Safran, en comparaison de l'ébauche. De plus, en comparaison de la réanalyse FYRE Daily agrégée au pas de temps annuel, FYRE Yearly démontre une meilleure fiabilité.

Sur la période 1900-2000, la comparaison des variations multi-décennales de FYRE Yearly à d'autres jeux de données a mis en avant la bonne représentation des cycles et des tendances dans la réanalyse annuelle. Cet aspect est visible sur les températures mais également sur les précipitations qui dans la réanalyse FYRE Daily été affectées d'une forte tendance à la hausse provoquée par l'évolution du réseau.

En conclusion, les différentes analyses valident largement la réanalyse FYRE Yearly. Cependant, cette réanalyse ne fournit des informations qu'au pas de temps annuel alors que l'on cherche à étudier le climat et l'hydrologie au pas de temps journalier.

## 4.4 Création de la réanalyse FYRE Climate

Cette section présente comment les informations provenant des deux réanalyses sont combinées afin d'obtenir FYRE Climate, une réanalyse journalière sur 142 ans.

### 4.4.1 Méthode de création

Le but de l'hybridation entre les réanalyses FYRE Daily et FYRE Yearly est d'obtenir une réanalyse, appelée FYRE Climate, qui combine les points forts de chaque réanalyse. À savoir : (1) l'aspect journalier de FYRE Daily, qui a montré dans le chapitre 2 une bonne reproduction des corrélations journalières et des événements extrêmes, et (2) les variations multi-décennales de FYRE Yearly qui sont cohérentes avec les autres jeux de données disponibles (voir la section précédente).

### **Parallèle avec l'assimilation d'observations moyennées dans le temps en paléoclimatologie**

Dans le domaine de la paléoclimatologie, l'assimilation de données est parfois effectuée sur des pas de temps moyennés dans le temps (Dirren et Hakim, 2005; Huntley et Hakim, 2010; Steiger *et al.*, 2014). Ce type d'assimilation permet l'assimilation de proxies qui ne sont parfois pas disponible à la résolution temporelle du modèle. Ces travaux se justifient également par la notion qu'un modèle peut produire des covariances d'erreur d'ébauche de plus ou moins bonne qualité suivant le pas de temps considéré (Steiger et Hakim, 2016). C'est également cette approche qui nous a poussé à réaliser l'assimilation au pas de temps annuel, puisque la qualité de SCOPE Climate est bien meilleure en annuel qu'en journalier (voir la sous-section 2.3.2 du chapitre 2). Cette approche se prête particulièrement bien aux méthodes *offline*, puisqu'elles peuvent être appliquées a posteriori sur l'ensemble produit par le modèle.

La méthode proposée par Dirren et Hakim (2005) pour assimiler des observations sur une ébauche moyennée dans le temps est décrite par les deux équations suivantes :

$$\mathbf{X}' = \mathbf{X}^b - \overline{\mathbf{X}}^b \quad (4.3)$$

et

$$\mathbf{X}^a = \overline{\mathbf{X}}^a - \mathbf{X}' \quad (4.4)$$

avec :

- $\mathbf{X}^b$  la matrice d'ébauche au pas de temps haute résolution ;
- $\overline{\mathbf{X}}^b$  la matrice d'ébauche moyennée au pas de temps des observations assimilées ;
- $\mathbf{X}^a$  la matrice d'analyse au pas de temps haute résolution ;
- $\overline{\mathbf{X}}^a$  la matrice d'analyse au pas de temps des observations assimilées.

Des études ont également assimilé des observations de la même variable à différents pas de temps à l'aide de méthode *offline* (Steiger et Hakim, 2016). Elles se basent sur l'extension des travaux réalisés par Dirren et Hakim (2005) pour l'assimilation des observations moyennées dans le temps. Ces études ont mis en avant l'intérêt de ce type d'assimilation car l'assimilation de pseudo-proxies à haute résolution temporelle ne permettait pas de récupérer les variations multi-décennales dans l'analyse (Steiger et Hakim, 2016). Lors de l'application de ces méthodes d'assimilation, les covariances d'erreur d'ébauche sont calculées pour tous les pas de temps avant l'assimilation. Les observations sont ensuite assimilées de façon séquentielle pour les différents pas de temps.

Cependant, dans les différentes études paléoclimatologiques citées précédemment les proxies assimilés à différents pas de temps sont indépendants et de natures diverses. Ce n'est pas le cas de notre approche puisque les observations journalières sont assimilées mais également leur moyenne/cumul en annuel. Dans notre cas on parlera donc plutôt d'une hybridation des deux réanalyses plutôt que d'une assimilation à pas de temps multiple.

### Hybridation des réanalyses

Les techniques d'hybridation entre différents produits sont largement utilisées afin de réduire les incertitudes ou bien tirer parti des qualités de chacun des produits (Magand *et al.*, 2018; Sheffield *et al.*, 2006). Dans cette optique, on se propose de combiner les réanalyses FYRE Daily et FYRE Yearly.

Pour la température, un rapport additif entre les différents pas de temps est logiquement utilisé. Un rapport multiplicatif est utilisé pour les précipitations (Ngo-Duc *et al.*, 2005).

Pour chacun des membres et pour chaque journée  $j$  au sein d'une année  $y$ , la création de FYRE Climate s'effectue ainsi :

$$\left\{ \begin{array}{l} P_{climate}[j, c] = P_{daily}[j, c] \times \beta[y, c] \quad \text{avec} \quad \beta[y, c] = \frac{P_{yearly}^{tot}[y, c]}{P_{daily}^{tot}[y, c]} \\ T_{climate}[j, c] = T_{daily}[j, c] + \alpha[y, c] \quad \text{avec} \quad \alpha[y, c] = T_{yearly}^{moy}[y, c] - T_{daily}^{moy}[y, c] \end{array} \right. \quad (4.5)$$

avec  $P/T$  les valeurs de précipitations/températures journalières,  $P^{tot}/T^{moy}$  les valeurs de précipitations/températures annuelles et  $c$  la cellule considérée.

Cette correction est effectuée sur chacun des membres de façon indépendante, le membre #5 de FYRE Daily sera mis à jour par les valeurs annuelles de FYRE Yearly du membre #5 (bien qu'aucune logique physique ne lie ces deux valeurs). Ce choix ne prend donc pas en compte l'auto-corrélation des valeurs entre deux années. Cependant, la valeur d'auto-corrélation est très faible pour les deux variables, voir nulle pour les précipitations.

L'utilisation d'un rapport multiplicatif pour les précipitations fait reposer le changement sur les précipitations non nulles. Cela revient notamment à faire l'hypothèse que les précipitations journalières nulles sont bien représentées dans FYRE Daily puisque celles-ci ne seront pas affectées par cette méthode d'hybridation. De par ce rapport, la majeure partie du changement reposera également sur les précipitations les plus fortes.

Les cartes des rapports  $\beta$  et  $\alpha$  pour différentes années sont présentées sur la Figure 4.16. Comme attendu, les rapports  $\beta$  sont globalement supérieurs sur les années 1880 et 1920, témoignant du biais sec présent dans la réanalyse FYRE Daily sur ces périodes. Sur la période récente les valeurs de  $\beta$  sont nettement plus proche de 1. Pour  $\alpha$ , la même remarque peut être effectuée avec des différences plus importantes en début de période.

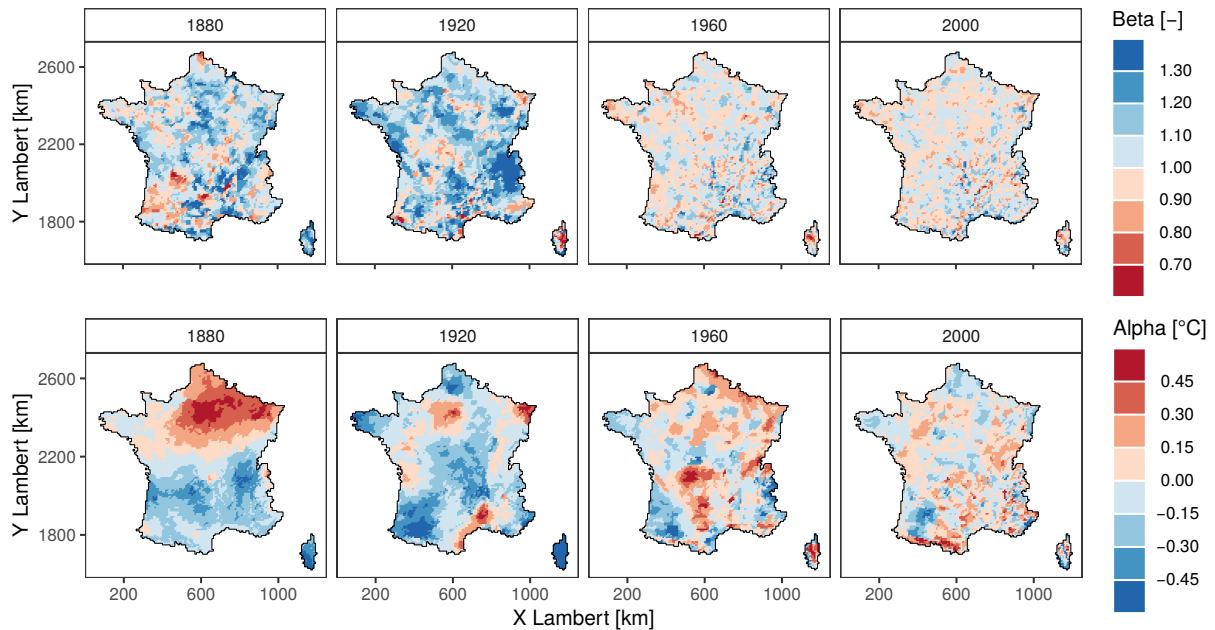


FIGURE 4.16 – Exemples de valeurs de  $\beta$  et  $\alpha$  sur les 8602 cellules pour quatre années possédant des densités de stations différentes.

Cette section aura donc permis d'obtenir la réanalyse FYRE Climate, qui s'étend sur la période du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012, et se compose des températures et des précipitations journalières. Comme les autres réanalyses produites, elle se compose d'un ensemble de 25 membres.

#### 4.4.2 Caractéristiques de FYRE Climate

Cette courte sous-section décrit les différences entre FYRE Climate et FYRE Daily sur la période récente et leurs variations d'incertitude respectives au cours des 142 ans.

##### Exemples de chroniques

Afin de visualiser l'effet de l'hybridation des deux réanalyses des chroniques de précipitations et de températures journalières sur la cellule d'étude des Cévennes sont présentées en Figure 4.17.

Pour les précipitations, une différence est visible sur l'année 1919, avec une augmentation des précipitations dans FYRE Climate. Cette différence est plus importante sur les fortes précipitations du fait du rapport multiplicatif appliqué lors de l'hybridation des deux réanalyses. Durant l'année 1947, les deux chroniques sont quasiment identiques avec des cumuls annuels qui sont très proches. Enfin, on constate une différence sur 2004 entre les deux réanalyses avec une

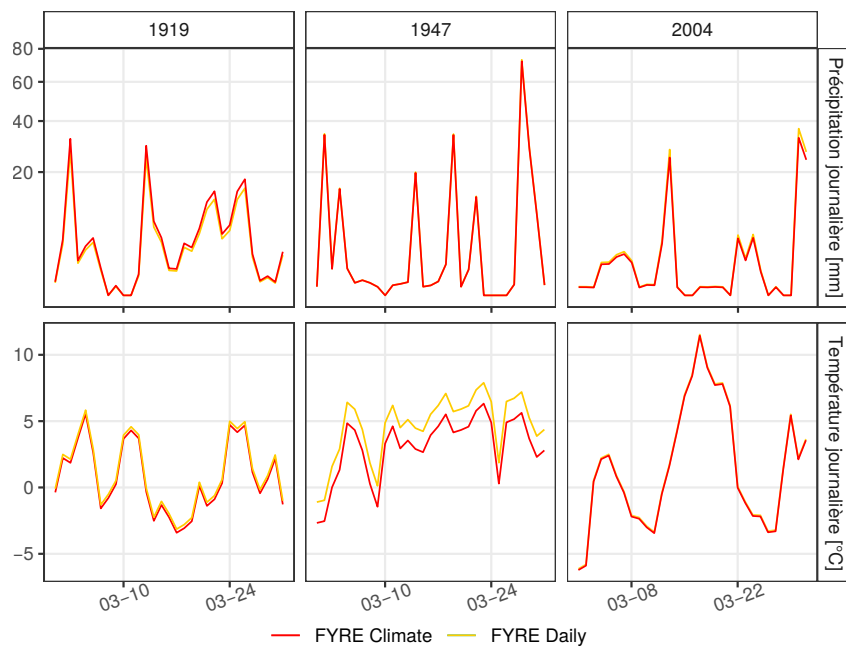


FIGURE 4.17 – Exemples de chroniques de précipitations et de températures journalières du membre #13 de FYRE Daily et FYRE Climate pour les mois de mars 1919, 1947 et 2004 sur la cellule d'étude des Cévennes (7548). L'axe des ordonnées des précipitations a subi une transformation en racine.

légère diminution des précipitations dans FYRE Climate. Ainsi, au cours du temps l'impact de l'hybridation varie.

L'impact sur les températures est quant à lui très différent puisque les chroniques sont décalées d'une valeur fixe tout au long de l'année. Cet effet est particulièrement visible sur l'année 1947 où FYRE Climate produit des températures plus froides d'environ 0,5 °C par rapport à FYRE Daily.

### Différences entre FYRE Climate et FYRE Daily sur la période récente

Afin de pousser plus loin la comparaison entre les deux réanalyses, différents scores journaliers sont calculés sur plusieurs saisons à la fois sur FYRE Daily et FYRE Climate. Ces scores utilisent la réanalyse Safran comme référence sur la période 1959-2009 sur les 8602 cellules situées en France (Figure 4.18).

En termes de corrélation, aucune différence notable n'est présente entre les deux réanalyses, les deux produits possèdent des valeurs de corrélation élevées sur l'ensemble des saisons ( $>$  à 0,9) pour les deux variables. Pour le CRPS, un léger apport de l'hybridation est visible sur toutes les saisons ainsi que sur l'année. Ce gain est présent pour les températures mais aussi pour les précipitations. Les différences moyennes des températures montrent peu d'évolution avec une tendance à surestimer les valeurs sur toutes les saisons. Rappelons que cette différence provient notamment des méthodes de calcul différentes de la température moyenne journalière des observations assimilées et de la réanalyse Safran. Pour les précipitations, les différences moyennes absolues de FYRE Climate diminuent légèrement sur toutes les saisons, mais également sur l'année. Un resserrement de la distribution autour de la médiane est également visible. En effet, les différences moyennes sont dorénavant comprises entre  $\pm 5\%$  (contre  $\pm 10\%$  dans FYRE Daily).

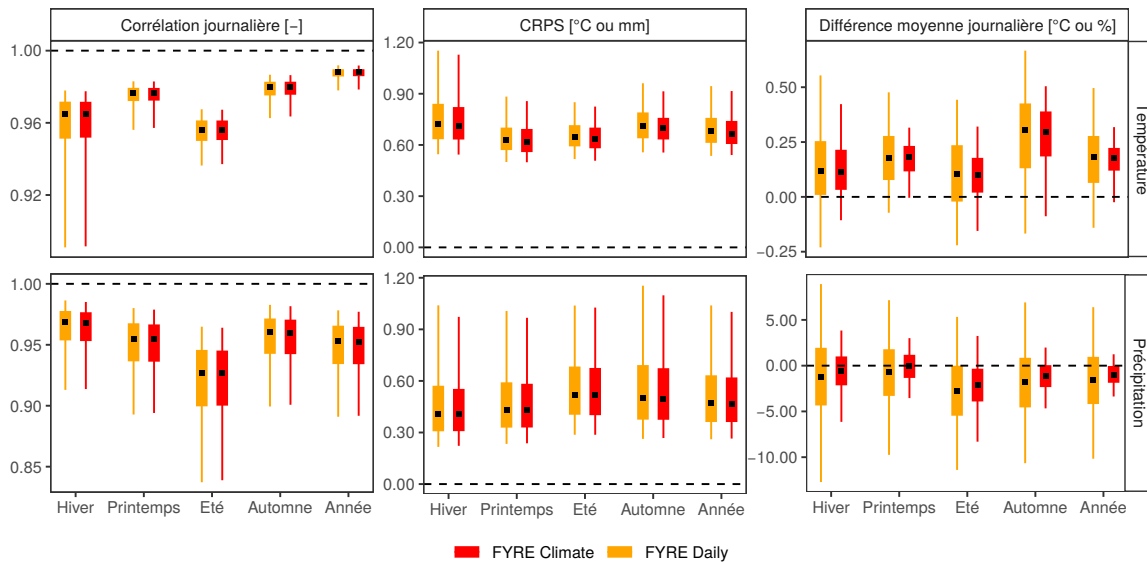


FIGURE 4.18 – Boîtes à moustache de la corrélation journalière, du CRPS et de la différence moyenne de FYRE Daily et FYRE Climate sur la période 1958-2008 pour la température et les précipitations. Safran est utilisée comme référence sur les 8602 cellules.

### Évolution de l'incertitude

L'évolution de l'incertitude de FYRE Climate, présentée en Figure 4.19, montre pour les deux variables une diminution continue au cours de la période 1871-2012.

Sur les températures, aucune différence entre les réanalyses FYRE Daily et FYRE Climate n'est visible au pas de temps journalier. Une différence est visible sur les températures moyennes mensuelles avec une incertitude plus importante dans FYRE Climate que dans FYRE Daily. Cette différence persiste de façon constante tout au long de la période 1871-2012. Une différence plus importante est présente au pas de temps annuel, bien qu'elle diminue dans les périodes récentes. En effet, dans FYRE Yearly le faible nombre d'observations en début de période ne permet pas de réduire l'incertitude dans la réanalyse. Pour les trois pas de temps, les incertitudes de FYRE Climate suivent l'évolution du réseau d'observations, avec des diminutions constantes sur la période 1871-1950 puis une chute de l'incertitude lors de la période 1950-1970, lorsque le nombre de stations implantées en France est important.

Sur les précipitations, FYRE Climate possède des incertitudes légèrement plus élevées que FYRE Daily sur les pas de temps journalier et mensuel sur la période 1871-1950. Au pas de temps journalier, cette différence a tendance à diminuer après 1950. En ce qui concerne le pas de temps annuel, la différence est plus élevée mais les variations au cours du temps sont similaires. Comme pour les températures, les incertitudes des deux réanalyses sont corrélées avec l'évolution du nombre de nouvelles stations disponibles pour l'assimilation. Cet effet est particulièrement visible sur les années 1939-1940, lors de la seconde guerre mondiale, où le nombre de postes de mesure de précipitations sur la France chute à 500 au lieu des 1500 présents en 1937.

Cette courte partie a démontré que les caractéristiques au pas de temps journalier de FYRE Climate sont légèrement supérieures à celles de FYRE Daily sur la période récente. L'hybridation a modifié l'incertitude au pas de temps annuel mais également aux pas de temps journalier et mensuel. Globalement, l'incertitude de FYRE Climate est supérieure à celle de FYRE Daily.

#### 4.4.3 Exemples d'utilisation de FYRE Climate

Cette partie a pour objectif de donner des exemples d'utilisation de la réanalyse FYRE Climate sur la période 1871-2012 afin de tirer parti du jeu de données créé. Ces exemples



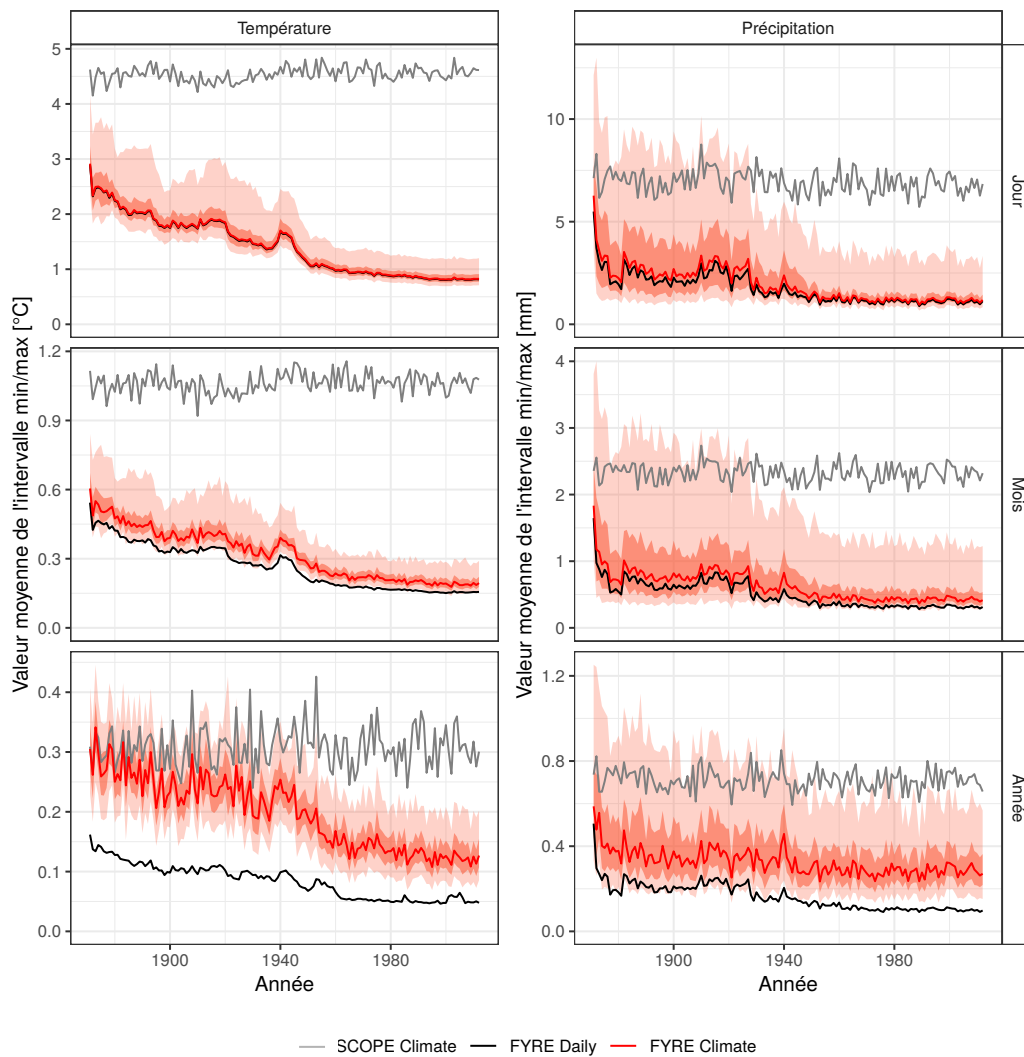


FIGURE 4.19 – Évolution de l'incertitude (représentée par la moyenne annuelle de l'intervalle journalier entre le minimum et le maximum des 25 membres) des températures et des précipitations de FYRE Climate pour différents pas de temps sur la période 1871-2012. Le trait plein représente la médiane des 8602 cellules, le ruban foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban clair les quantiles 5 et 95. Le trait noir représente la médiane issue de FYRE Daily et le trait gris celle issue de SCOPE Climate.

incluent une analyse de tendance sur la période 1900-2000 et la mise en avant de quelques événements/années atypiques en France depuis 1871.

### Tendances sur la période 1900-2000

Une première application possible de la réanalyse FYRE Climate est la détermination de tendances sur des périodes longues et l'ensemble de la France. Les observations assimilées dans FYRE Climate ne sont pas homogénéisées. Les tendances sur les stations mensuelles homogénéisées SMR 1900 (voir page 25 au chapitre 1) sont donc également calculées afin de déterminer si des tendances différentes sont présentes au sein des jeux de données. Un test de Mann-Kendall pour l'évaluation des tendances (Libiseller et Grimvall, 2002) a été appliqué à chacun des 25 membres de FYRE Climate sur chacune des cellules de France et sur chacune des stations de SMR 1900. Le test a été effectué avec une significativité de 95 %. Pour FYRE Climate la tendance est affichée uniquement si plus de 15 membres (sur les 25) suivent la même tendance de façon significative (95 %).

Au pas de temps annuel, les tendances de FYRE Climate et de SMR 1900 s'accordent sur une augmentation de la température sur la période 1900-2000, sur l'ensemble de la France. Dans la réanalyse, l'ensemble des membres est en accord avec ce changement (Figure 4.20). Des hausses sont visibles sur les autres saisons sur différentes parties de la France. La structure spatiale des tendances est globalement la même dans SMR 1900 et dans FYRE Climate, sauf pour l'été où des différences entre les deux produits existent. En effet, des hausses sont présentes sur la totalité du territoire dans SMR 1900 alors que seule la moitié de la France possède une hausse significative dans FYRE Climate.

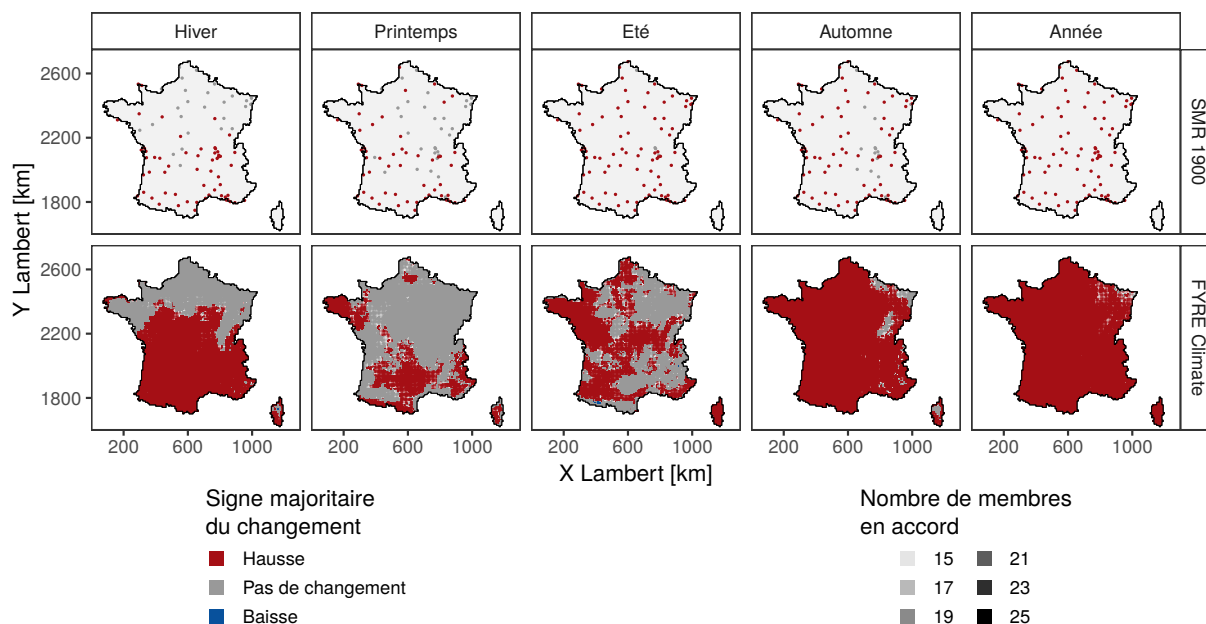


FIGURE 4.20 – Tendances des températures saisonnières pour FYRE Climate et SMR 1900 sur la période 1900-2000. Le test de Mann-Kendall a été appliqué avec une significativité de 95 %. Pour FYRE Climate, la transparence des cellules représente le nombre de membres en accord avec la tendance majoritaire.

Sur les précipitations, les tendances dans SMR 1900 et FYRE Climate sont très similaires. L'aspect continu de FYRE Climate permet néanmoins d'obtenir des informations sur la Corse, le Massif central et les Alpes qui ne sont pas couverts par les SMR 1900 (Figure 4.21). Au pas de temps annuel, l'analyse révèle une absence de changement sur la majorité de la France dans les deux produits, avec cependant une hausse significative dans certaines régions du bassin parisien et de l'ouest du Massif central. Il faut noter que le comportement des membres de FYRE Climate dans certaines de ces zones est incertain. Au sein des saisons, on constate peu de changements sur le printemps et l'automne. La majorité des changements se situe en hiver avec une hausse significative des précipitations sur différentes régions de France. En revanche, une baisse des précipitations est présente en été dans le centre-est de la France et le nord des Alpes dans FYRE Climate. Cette tendance semble également présente dans les SMR 1900, la faible couverture spatiale des stations ne permettant toutefois pas d'en être certain.

L'analyse des tendances sur la période 1900 et 2000 dans les stations homogénéisées mensuelles SMR 1900 et la réanalyse FYRE Climate ont mis en avant des comportements similaires dans les deux jeux de données. En effet, les deux produits FYRE Climate et SMR 1900 présentent à la fois un signal mitigé à la hausse des précipitations en hiver et un signal fort à la hausse des températures sur l'ensemble de la France. Cette analyse des tendances permet donc de renforcer la confiance en FYRE Climate, puisque celle-ci n'assimile pas d'observations homogénéisées, mais suit les mêmes tendances sur le long terme.

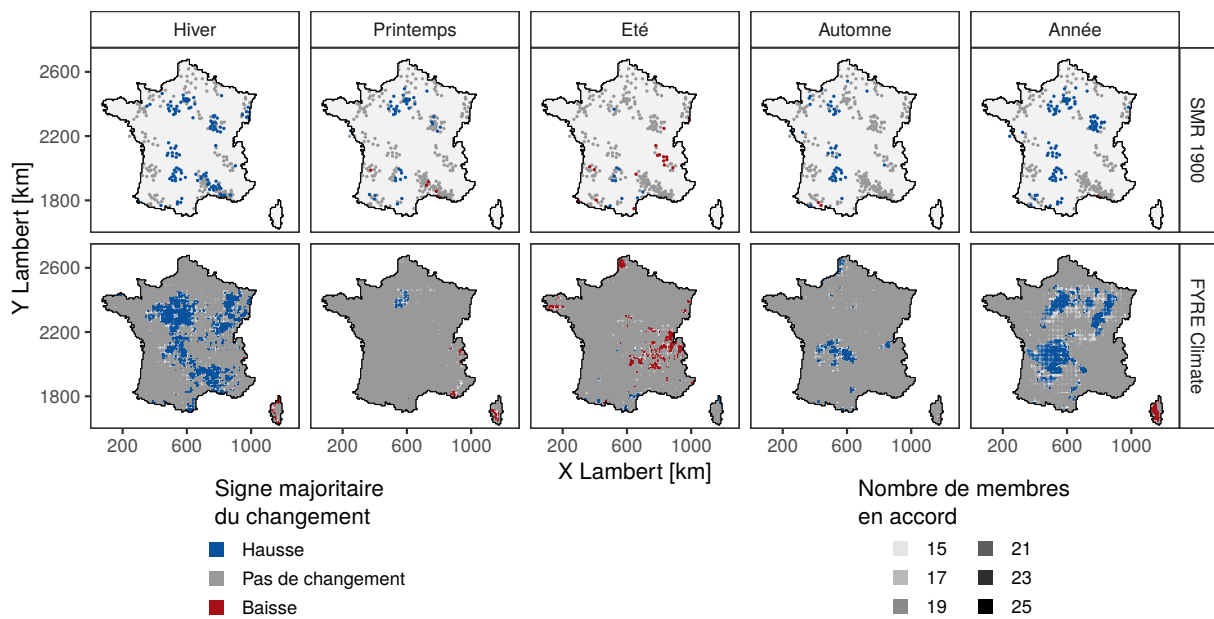


FIGURE 4.21 – Tendances des précipitations saisonnières pour FYRE Climate et SMR 1900 sur la période 1900-2000. Le test de Mann-Kendall a été appliqué avec une significativité de 95 %. Pour FYRE Climate, la transparence des cellules représente le nombre de membres en accord avec la tendance majoritaire.

### Étude des mois/saisons/années possédant des précipitations et des températures minimums/maximums depuis 1871

Une seconde application possible de FYRE Climate est la détection d'événements remarquables. Cette détection peut se faire à l'échelle annuelle, saisonnière, mensuelle, hebdomadaire, ou journalière, suivant le type d'événement étudié.

Dans cette étude, on s'intéressera à un aspect quantitatif : les périodes durant lesquelles des records sont battus sur une portion du territoire non négligeable. Sur chaque cellule, à chaque pas de temps et pour chaque membre de la réanalyse FYRE Climate, l'événement minimum et maximum de rang 1 est stocké. La Figure 4.22 présente les 3 événements possédant les plus grandes étendues de records locaux de précipitations minimum et maximum pour les mois/saisons/années de 1871 à 2012. Des événements remarquables bien connus apparaissent ici, comme par exemple le mois d'octobre 1907. En effet, sur cet automne le cumul des précipitations varie entre 800 mm et 1400 mm dans les stations des Cévennes<sup>1</sup>. Durant l'hiver 1936 d'importantes précipitations se sont abattues sur l'Ouest de la France (Pardé, 1937). Ces pluies ont notamment menées à d'importantes crues en Bretagne et en Vendée<sup>2</sup>. Cet événement est bien présent dans la réanalyse FYRE Climate. En annuel, les pluies importantes de 1910 — dont une partie mènera aux inondations sur le bassin de la Seine la même année (Lang *et al.*, 2013) — sont également bien visibles. L'année 2001, dont les cellules sont majoritairement présentes dans le nord-est, fait écho aux inondations du bassin versant de la Somme aux mois de mars et d'avril, inondations provoquées par des remontées de nappes<sup>3</sup>.

En ce qui concerne les mois/saisons/années possédant les cumuls les plus faibles sur la période 1871-2012, des années différentes ressortent suivant le pas de temps considéré (Figure 4.22). Sur le nord-est, le mois de juin 1976 est bien présent, il s'agit du mois où culmine la « grande sécheresse » du début d'année 1976, hors norme par son aspect chaud et sec (Patrick, 1977).

1. [http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/IMG/sipex\\_pdf/1907\\_10\\_08\\_tableau\\_pluies.pdf](http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/IMG/sipex_pdf/1907_10_08_tableau_pluies.pdf)

2. <http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Inondations-dans-l-ouest-de-la-France-6217.html>

3. <http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Inondations-catastrophiques-dans-la-Somme.html>

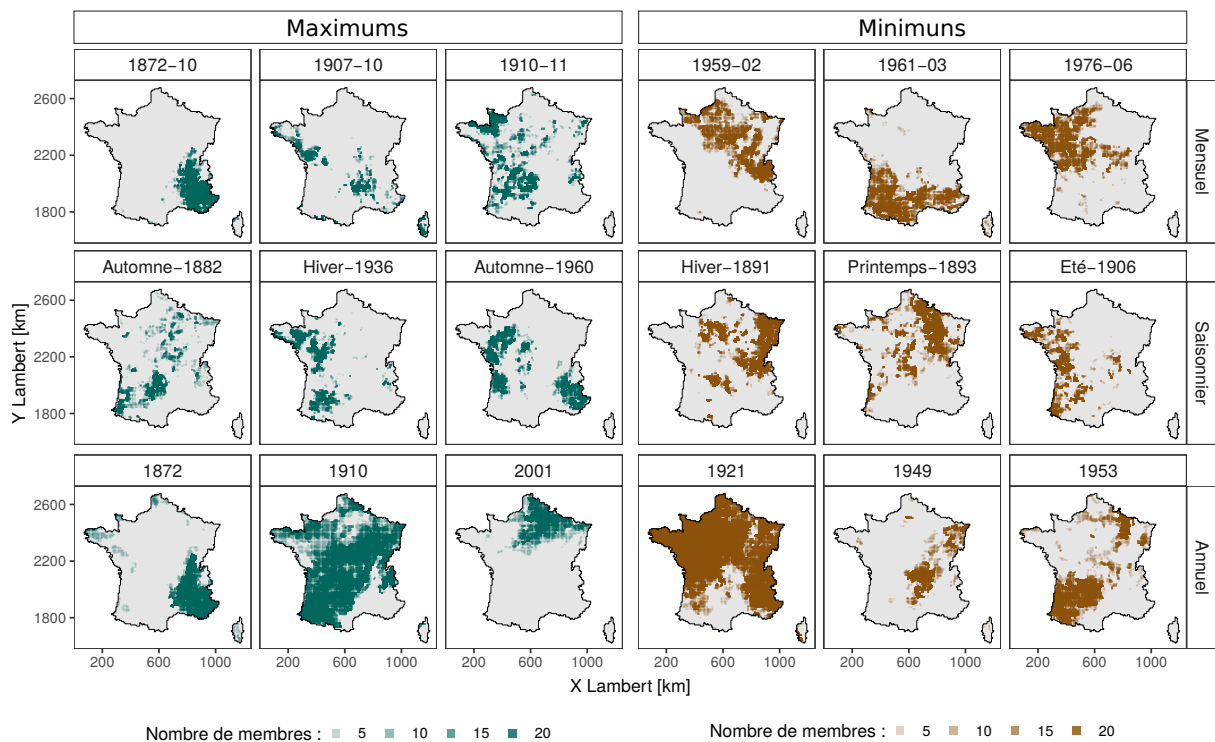


FIGURE 4.22 – Étendue des événements de records locaux de précipitations sur les 3 mois/saisons/années correspondant aux cumuls maximums/minimums et possédant les plus grandes étendues de records locaux. La transparence des cellules représente le nombre de membres en accord. Les cellules grises montrent qu’aucun membre ne voit ce mois/saison/année comme un événement de rang 1.

Le mois de mars 1961 est fortement visible sur le sud de la France. En effet, sur ces régions, le mois de mars 1961 est appelé le « mois sans pluie » (Direction de la Météorologie Nationale, 1961). Étonnamment, l’hiver 1890-1891 est présent au sein des minimums de précipitations saisonniers, qui sont normalement situés au printemps et en été. Il faut noter que cet hiver a été particulièrement froid, avec des braseros installés dans la ville de Paris pour réchauffer les plus pauvres (Dubrion, 2008). Cette situation de grand froid hivernal est souvent accompagnée de faibles précipitations. Sur les records annuels, la sécheresse de 1921 est très présente sur l’ensemble du territoire, excepté sur le Massif central et les Pyrénées. Cette sécheresse a été largement documentée à la fois du point de vue météorologique (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011) et hydrologique (Duband *et al.*, 2004), avec notamment des niveaux de cours d’eau très bas dans les Alpes (Blanchard, 1922). Pour l’année 1949, Sanson (1950) écrit qu’une canicule s’étendant entre avril et septembre a marqué le centre et le nord de la France. Pour finir, l’année 1953 est une année particulièrement sèche pour l’Aquitaine et l’ouest du Massif central. Ce manque d’eau est confirmé dans « Le nouvel annuaire hydrologique de la France : année 1953 » avec des modules annuels particulièrement faibles sur le bassin de la Garonne (Balseinte, 1956).

La Figure 4.23 présente cette fois-ci les 3 événements possédant les plus grandes étendues de records locaux de température minimum et maximum pour les mois/saisons/années de 1871 à 2012.

Sur les maximums, la canicule de 2003 domine clairement le paysage entre 1871 et 2012 en termes de valeurs mensuelles et saisonnières. Cette canicule d’une intensité exceptionnelle (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011) est centrée sur le mois d’Août<sup>4</sup>. Comme le relève Garnier (2010), le manque d’eau induit par cette sécheresse a notamment poussé à l’arrêt de la centrale nucléaire de Chooz durant une partie de l’été. Au niveau annuel, l’année 2003 est moins visible en termes

4. <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/evenements-remarquables/retour-sur-la-canicule-daot-2003->

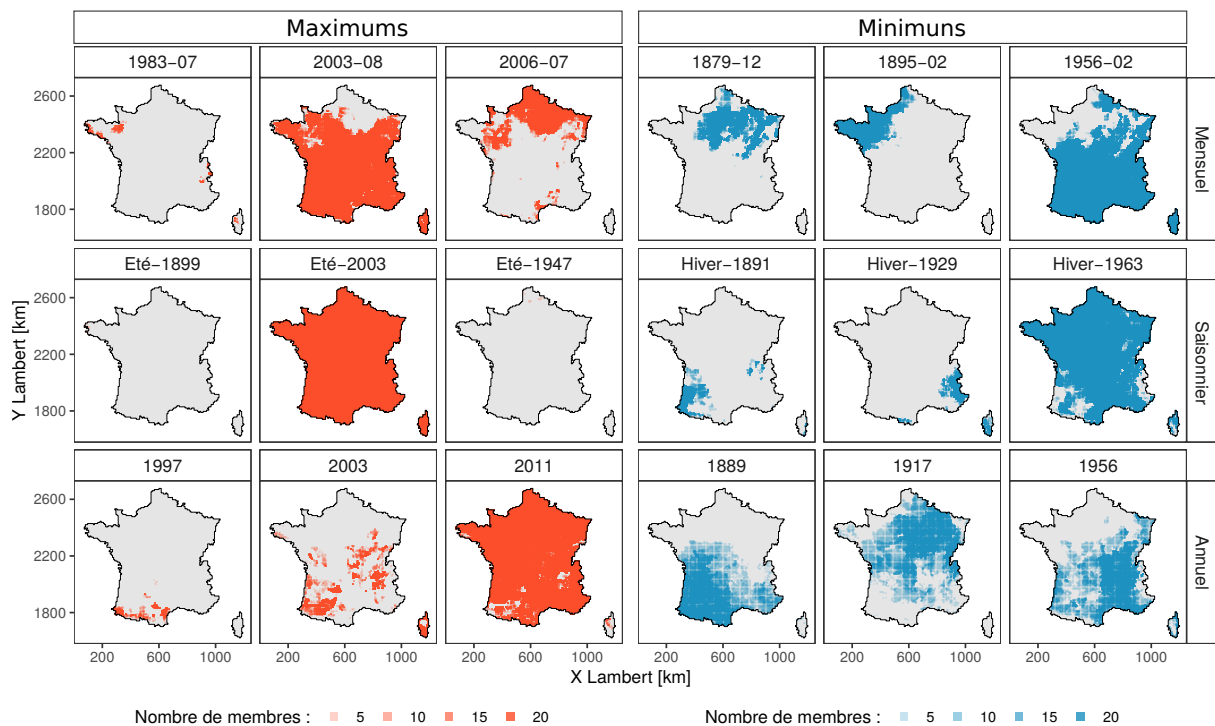


FIGURE 4.23 – Étendue des événements de records locaux sur les 3 mois/saisons/années correspondant aux températures maximums/minimums et possédant les plus grandes étendues de records locaux. La transparence des cellules représente le nombre de membres en accord. Les cellules montrent qu’aucun membre ne voit ce mois/saison/année comme un événement local de rang 1.

d’événement de rang 1, et c’est l’année 2011 qui possède la moyenne annuelle la plus élevée sur la quasi totalité de la France. Cette année détrône l’année 2003 du fait des températures élevées sur le printemps et l’automne<sup>5</sup>. Il est important de noter que l’année 2011 est la dernière année complète présente dans la réanalyse FYRE Climate. À ce jour, l’année 2011 a été dépassée par 2014, puis par 2018.

En ce qui concerne les mois les plus froids, décembre 1879 est visible dans FYRE Climate, comme le confirme Dubrion (2008) en décrivant le gel de la Loire, de la Seine, de la Saône et même du Rhône, mais aussi Le Roy Ladurie *et al.* (2011, p. 202) qui évoque une anomalie de  $-10,2$  °C sur ce mois. Sur le reste de la France, le mois de février 1956 est visiblement parmi les plus froids depuis 1871 sur une grande partie de la France<sup>6</sup>. Cet hiver est notamment considéré comme « hyper glacial » par Le Roy Ladurie *et al.* (2011), avec 80 cm de neige tombés à Bordeaux et 1 m à St-Tropez (Dubrion, 2008). Cet hiver rigoureux affecte la moyenne annuelle puisque l’année 1956 est l’une des plus froides sur la vallée du Rhône. Au pas de temps saisonnier, l’hiver 1962-1963 domine clairement en termes de minimums sur toute la France, avec des valeurs moyennes situées à  $-5$  °C en dessous des moyennes saisonnières (Le Roy Ladurie, 2009, p. 251). Cet hiver exceptionnellement froid ne se limite pas à la France, mais s’étend sur la totalité du continent européen, avec notamment de la banquise sur les plages belges (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011). Sur les records annuels, l’année 1889 ressort sur le sud-ouest, s’inscrivant au milieu d’une séquence d’années fraîches entre 1887 et 1891 (Le Roy Ladurie *et al.*, 2011). Sur une grande partie de la France, et tout spécialement le nord-est, l’année 1917 apparaît parmi les années les plus froides. Cet aspect se confirme notamment par un hiver 1916-1917 très en dessous des normales et des chutes de neige importantes dans le nord de la France (Dubrion, 2008).

5. <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/bilans-climatiques/autres-annees/bilan-de-lannee-2011>

6. <http://www.meteofrance.fr/actualites/33129618-fevrier-1956-vague-de-froid-en-france>

L'analyse de ces quelques événements/années météorologiques disponibles dans FYRE Climate révèle une bonne cohérence de la réanalyse climatique avec des ouvrages de référence et les sources documentaires. L'aspect spatialisé de la réanalyse permet d'avoir une vision spatiale continue de ces événements. Il est également possible de descendre au pas de temps journalier pour découvrir (ou re-découvrir) des événements de pluies extrêmes qui sont plus locaux, comme ceux affectant les Cévennes.

## 4.5 Reconstructions hydrologiques

Enfin, à l'aide de la réanalyse FYRE Climate, une nouvelle modélisation hydrologique sur la période 1871-2012 est relancée en suivant la méthodologie développée dans le chapitre 3. Cette étape inclut la calibration des 8 paramètres du couplage GR6J+CemaNeige et le calcul de l'erreur modèle. L'objectif de cette section est de présenter l'impact de l'utilisation de la réanalyse FYRE Climate comme forçage climatique (plutôt que FYRE Daily) et de décrire les caractéristiques des nouvelles reconstructions HydRE et HydREM obtenues.

### 4.5.1 Création de HydRE et HydREM

Plusieurs reconstructions hydrologiques sont créées pour les besoins de l'étude à l'aide de GR6J+CemaNeige et de la réanalyse journalière FYRE Climate (Tableau 4.3). Les différentes reconstructions produites sont constituées de 25 chroniques de débits journaliers sur les 661 bassins versants de l'étude et couvrent une période s'étendant du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012.

Tableau 4.3 – Liste des reconstructions utilisées dans le chapitre 4.  $ET_0$  désigne l'évapotranspiration de référence, P les précipitations et T la température moyenne. La barre au dessus des variables signifie que la moyenne de l'ensemble est utilisée. Les données de calibrations sont indiquées uniquement si elles sont différentes des entrées utilisées en simulation.

Nom	Données d'entrées / calibration	Nombre de membres	Incertitudes	Période
Safran Hydro <sup>1</sup>	Safran	1	-	1958-2014
SCOPE Hydro <sup>1</sup>	SCOPE Climate / Safran	25	Forçage	1871-2012
Safran Hydro + Err <sup>2</sup>	Safran	25	Modèle	1958-2014
Rec. Hydro + Err <sup>2</sup>	FYRE Daily (P et T) SCOPE Climate ( $ET_0$ )	25	Forçage Paramètre Modèle	1871-2012
Moyenne HydRE <sup>3</sup>	FYRE Climate ( $\bar{P}$ et $\bar{T}$ ) SCOPE Climate ( $\overline{ET_0}$ )	25	Paramètre	1871-2012
HydRE <sup>3</sup>	FYRE Climate (P et T) SCOPE Climate ( $ET_0$ )	25	Forçage Paramètre	1871-2012
HydREM <sup>3</sup>	FYRE Climate (P et T) SCOPE Climate ( $ET_0$ )	25	Forçage Paramètre Modèle	1871-2012

<sup>1</sup> Caillouet *et al.* (2017); <sup>2</sup> chapitre 3; <sup>3</sup> chapitre 4.

## Moyenne HydRE

Le jeu de données Moyenne HydRE (Moyenne Hydrological REconstruction) utilise uniquement la moyenne des 25 membres de FYRE Climate comme forçage climatique. L'idée est de produire un jeu de reconstructions qui ne prend en compte que l'incertitude portée par les 25 jeux de paramètres obtenus lors de l'étape de calibration. Les incertitudes sur les forçages climatiques et sur la modélisation hydrologique sont donc négligées. Pour ces reconstructions, l'ensemble des variables de sorties du modèle GR6J+CemaNeige sont disponibles, incluant les débits mais aussi l'évapotranspiration réelle, la lame de fonte, le stock de neige, etc.

## HydRE

Les reconstructions HydRE (Hydrological REconstruction) proviennent de la propagation des 25 membres de FYRE Daily à travers la modélisation hydrologique. Les reconstructions créées prennent donc en compte l'incertitude sur les entrées climatiques et l'incertitude portée par les 25 jeux de paramètres. Comme pour Moyenne HydRE, HydRE se compose de l'ensemble des variables de GR6J+CemaNeige.

## HydREM

Enfin, l'erreur modèle (voir la section 3.2) est appliquée sur les reconstructions de débit HydRE afin d'obtenir HydREM (Hydrological REconstruction with Model error). Ces reconstructions contiennent l'incertitude sur la structure du modèle, la calibration et les forçages climatiques. Au contraire de HydRE, les reconstructions HydREM ne se composent donc que de chroniques journalières de débits.

La création des jeux de données SCOPE Hydro et de Rec. Hydro + Err est également rappelée rapidement dans le Tableau 4.3, car ces reconstructions vont être comparées à HydRE et HydREM.

### 4.5.2 Comparaison en dehors de la période de calibration

L'objectif de cette section est de mettre en avant les différences entre les reconstructions Rec. Hydro + Err et HydREM afin de démontrer l'impact positif de la nouvelle réanalyse FYRE Climate dans la modélisation hydrologique. Cette comparaison n'inclut pas HydRE, car les différences entre les deux reconstructions (HydRE et HydREM) sont très similaires aux différences entre les reconstructions Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err. Une description de ces différences est présente dans la section 3.6 du chapitre 3.

## Exemples de chroniques

Les chroniques annuelles de trois bassins versants ont été sélectionnées pour leurs longues chroniques d'observations : l'Ubaye (X0434010), le Gave d'Oloron (Q7002910) et l'Aveyron (O5292510). Voir une description dans le Tableau 1.5, page 33. La Figure 4.24 montre les chroniques des reconstructions et des observations sur ces 3 bassins versants.

Sur le bassin versant de l'Ubaye, les reconstructions hydrologiques ne sont que peu affectées par l'assimilation de données climatiques au pas de temps annuel. Les chroniques de HydREM et Rec. Hydro + Err sont en effet assez similaires, mis à part sur quelques années ponctuelles. Sur le Gave d'Oloron, les différences entre les deux reconstructions sont plus claires, notamment sur les années pré-1940 où les reconstructions HydREM sont plus proches des observations que Rec. Hydro + Err. La légère sous-estimation dans Rec. Hydro + Err semble globalement absente d'HydREM. Une différence importante entre les deux reconstructions est par exemple visible sur l'année 1929. Enfin, pour l'Aveyron, l'impact est encore plus visible. Une forte sous-estimation



des débits était visible sur la période 1920-1940 dans Rec. Hydro + Err, au contraire des reconstructions SCOPE Hydro qui reproduisent plutôt bien les observations annuelles de débits. L'utilisation de FYRE Climate comme forçage climatique dans la modélisation hydrologique permet de largement diminuer la sous-estimation dans les reconstructions HydREM. Cependant, un léger biais existe toujours entre HydREM et les observations sur cette période.

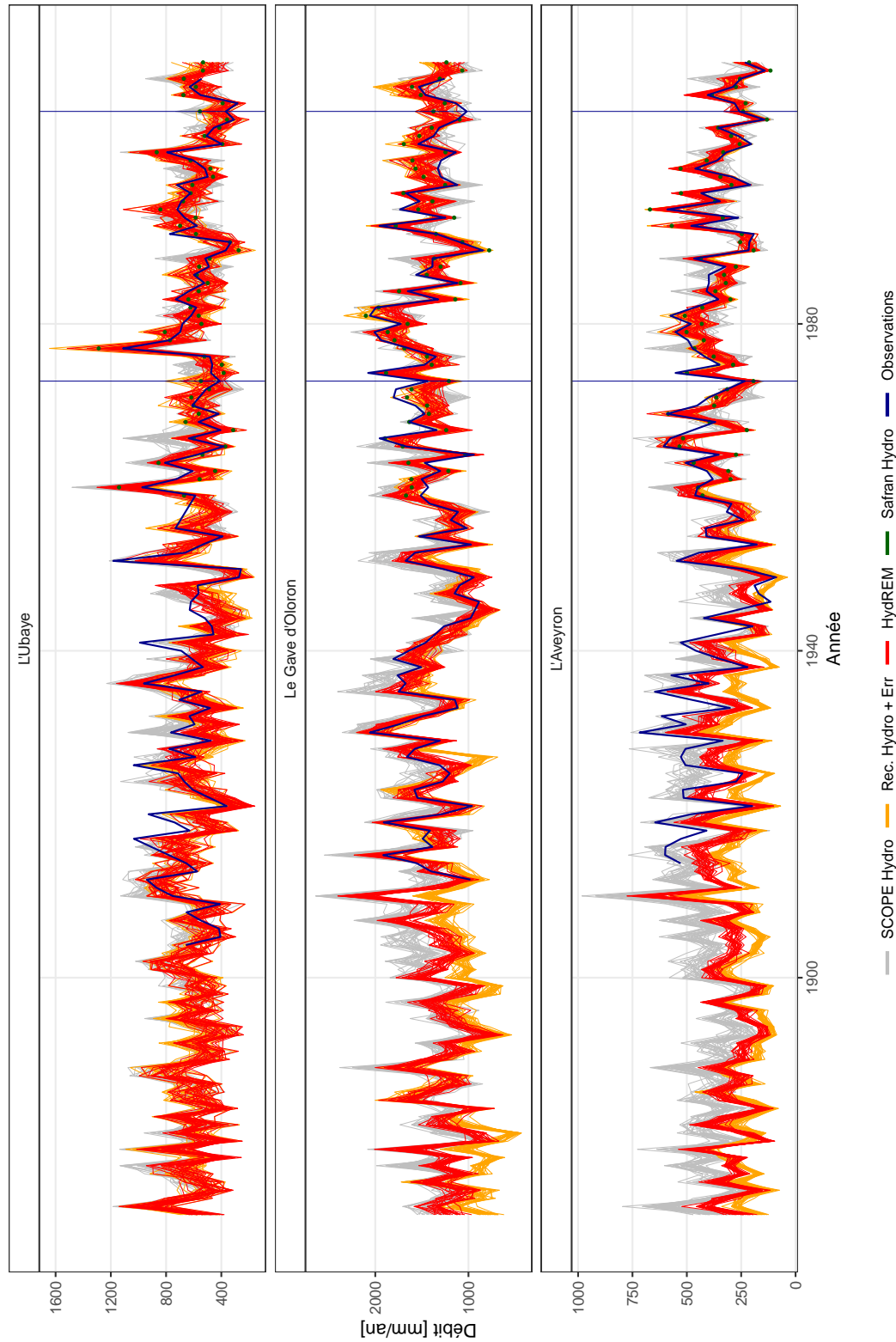


FIGURE 4.24 – Chroniques annuelles des débits sur l'Ubaye (X0434010), le Gave d'Oloron (Q7002910) et l'Aveyron (O592510).



### Évolution de l'erreur, du biais et de la corrélation journalière

Différents scores sont calculés sur la période 1920-2012 sur les 20 bassins versants possédant les plus longues chroniques (voir Figure 1.23) afin d'évaluer plus globalement l'impact de la réanalyse FYRE Climate sur les reconstructions hydrologiques réalisées.

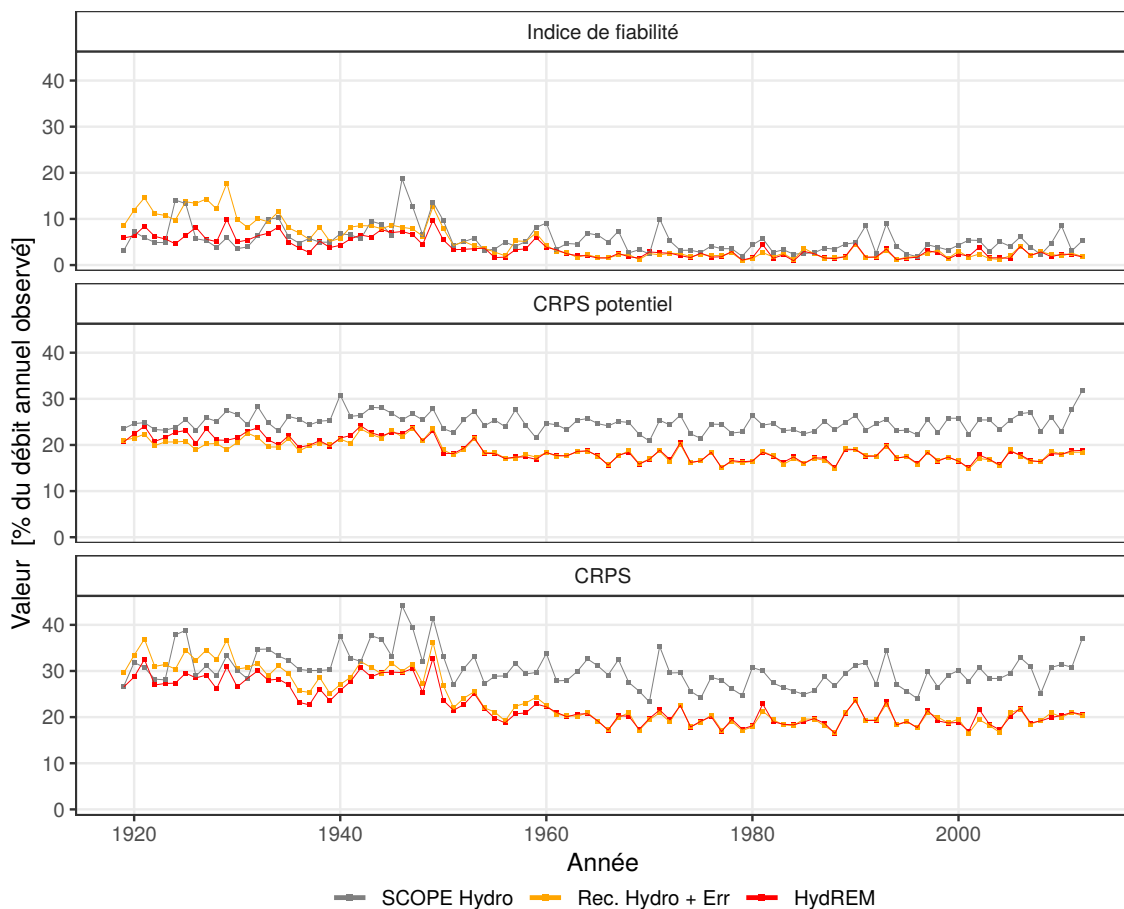


FIGURE 4.25 – Évolution de la décomposition du NCRPS journalier médian des 20 stations d'études possédant les plus longues chroniques observées. La période de définition du débit moyen observé est la période de calage.

Les différences entre Rec. Hydro + Err et HydREM sont particulièrement manifestes sur la décomposition du NCRPS au début de la période (Figure 4.25). En effet, l'indice de fiabilité de HydREM est inférieur à celui de Rec. Hydro + Err sur la période 1920-1950, particulièrement entre 1920 et 1940. Le faible indice de fiabilité de HydREM montre une bonne fiabilité de l'ensemble dès le début de période. Sur la période 1920-2012, les deux reconstructions SCOPE Hydro et HydREM possèdent des indices de fiabilité du même ordre de grandeur. Néanmoins, sur certaines années, SCOPE Hydro possède une fiabilité faible, avec un indice atteignant 10-15 %. Ces années correspondent aux années où les biais de SCOPE Hydro sont très importants, comme on le voit sur la Figure 4.26.

Concernant le NCRPS potentiel, il est légèrement supérieur avec HydREM par rapport à Rec. Hydro + Err en début de période. Les deux reconstructions possèdent un NCRPS potentiel médian qui est inférieur à SCOPE Hydro dès le début de la période. Pour le NCRPS global, les valeurs de HydREM sont constamment en dessous de Rec. Hydro + Err, notamment en début de période du fait de la faible fiabilité de Rec. Hydro + Err. En comparaison de SCOPE Hydro,

HydREM possède une erreur inférieure dès 1920, cette différence s'accroissant au cours du temps et atteignant 10 % vers les années 1950.

Les corrélations de SCOPE Hydro sont inférieures à celles des deux autres reconstructions dès le début de la période (Figure 4.26). Sur 1920-1950, les corrélations d'HydREM sont légèrement plus élevées que celles de Rec. Hydro + Err. Cette différence tend à disparaître dans les années 1950-1960. L'augmentation des corrélations au cours du temps dans HydREM suit les variations du nombre d'observations météorologiques assimilées dans FYRE Climate.

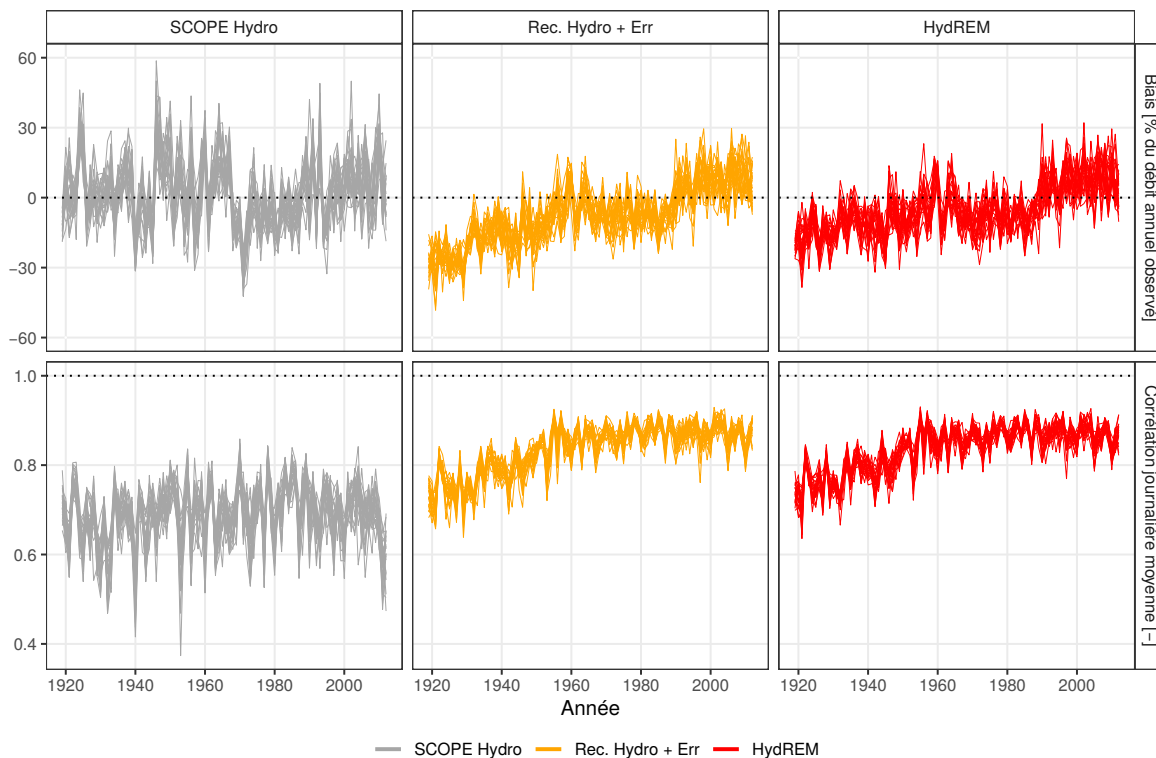


FIGURE 4.26 – Évolution de la corrélation journalière médiane et du biais médian des 20 stations d'études possédant les plus longues chroniques observées. La médiane est calculée séparément sur les 25 membres.

Enfin, pour le biais moyen, les différences entre HydREM et Rec. Hydro + Err sont très importantes en début de période. En effet, le biais sec présent dans Rec. Hydro + Err oscille autour de -20 % sur les années 1920-1950, alors qu'il varie autour de -10% au sein de HydREM. Un léger biais semble donc toujours présent dans les reconstructions HydREM. Cependant, ce biais se situe en moyenne dans la gamme des biais présents durant la période de calibration, oscillant entre +10 % et -10 % sur la période 1973 et 2006. Pour terminer, les biais présents dans HydREM sont moins variables que ceux présents dans SCOPE Hydro qui atteignent ponctuellement -35 % ou +30 %, mais HydREM possède toujours un faible biais systématique avant les années 1940.

### Évolution des incertitudes sur SCOPE Hydro, HydRE et HydREM

L'incertitude de SCOPE Hydro diminue légèrement tout au long de la période 1871-2012, bien qu'une variabilité importante entre les années existe. En comparaison, les reconstructions HydRE présentent une incertitude largement inférieure dès le début des années 1870, passant de 2 mm à 0,5 mm (Figure 4.27). L'incertitude dans HydRE continue de diminuer au fur et à mesure que la réanalyse FYRE Climate assimile de nouvelles observations. Enfin, vers 1950-1960 l'incertitude d'HydRE se stabilise. En ce qui concerne HydREM, la valeur moyenne de son incertitude se situe entre les valeurs de SCOPE Hydro et d'HydRE.

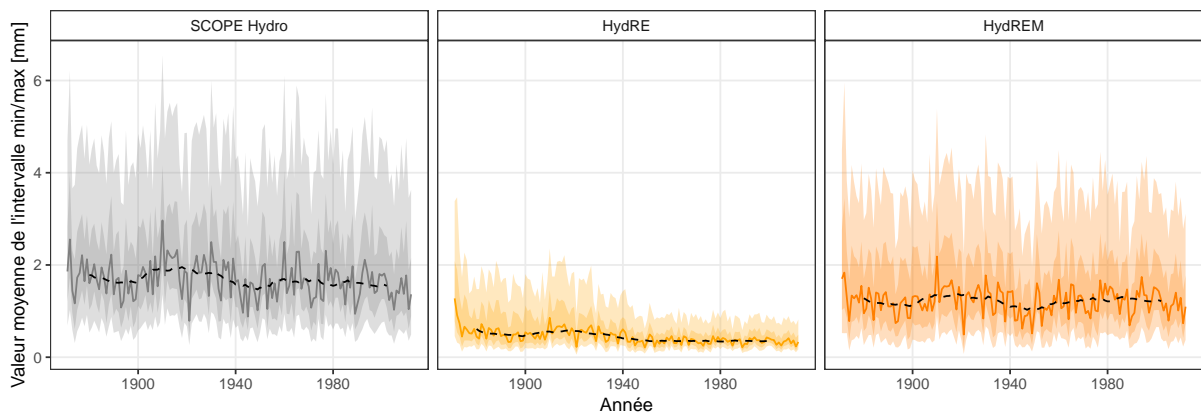


FIGURE 4.27 – Évolution de l'incertitude journalière (représentée par la moyenne annuelle de l'intervalle journalier entre le minimum et le maximum des 25 membres) sur la période 1871-2012 sur les 661 bassins versants modélisés. Le trait plein représente la médiane des valeurs, le ruban foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban clair les quantiles 5 et 95. Le trait pointillé noir représente les valeurs médianes lissées par une moyenne glissante sur 20 ans.

Alors que l'incertitude d'HydRE semble uniquement dépendre de la densité d'observations assimilée, les reconstructions HydREM combinent à la fois l'évolution de l'incertitude de FYRE Climate et l'application de l'erreur modèle. Le chapitre 3 a mis en avant une forte dépendance de l'erreur modèle à la gamme de débit, avec des erreurs plus importantes sur les fortes valeurs de débits. En appliquant l'erreur modèle, on retrouve donc des variations multi décennales au sein de l'incertitude d'HydREM, avec des incertitudes plus fortes sur les périodes humides et plus faibles dans les périodes sèches.

### Comparaison des incertitudes sur différentes reconstructions hydrologiques

L'écart-type journalier moyen des différentes reconstructions – Moyenne HydRE, HydRE et HydREM – permettent d'étudier la variation des différentes sources d'incertitudes au cours du temps (Figure 4.28). Les reconstructions Moyenne HydRE utilisent la moyenne des 25 membres de FYRE Climate comme forçage, l'incertitude de ces reconstructions ne prend donc pas en compte l'incertitude climatique et l'incertitude modèle. Les reconstructions HydRE intègrent quant à elles l'incertitude présente sur les paramètres mais aussi l'incertitude des forçages climatiques. Enfin, les chroniques d'HydREM prennent en compte les incertitudes sur les paramètres, les forçages climatiques et le modèle hydrologique.

Les valeurs de l'écart-type de Moyenne HydRE sont stables dans le temps et sont assez faibles en comparaison des autres reconstructions (autour des 2,5 %). L'écart-type de ces reconstructions ne présente pas de tendance car les 25 jeux de paramètres n'évoluent pas sur la période 1871-2012. Pour HydRE une évolution importante est visible sur les dix premières années. En effet, l'écart-type chute de 30 % à environ 15 %, suivant l'évolution visible dans la réanalyse FYRE Climate (voir Figure 4.27). Sur cette période le nombre de stations de précipitations assimilées passe de 33 à plus de 1000 (Figure 1.20). La seconde chute de l'écart-type d'HydRE intervient sur les années 1950-1970 alors qu'un réseau dense d'observations météorologique apparaît en France. Les reconstructions HydREM suivent une dynamique similaire à celle de HydRE en termes d'incertitudes. Néanmoins, les valeurs sont plus élevées et les diminutions observées sont plus lisses. Au début de la période, les reconstructions HydRE et HydREM possèdent une incertitude proche, mais la différence entre les deux écart-type augmente rapidement. En effet, la diminution de l'incertitude dans HydRE (qui ne dépend que de l'incertitude de FYRE Climate) est bien plus importante que dans HydREM (qui combine l'incertitude de FYRE Climate et du modèle). Cet effet tend à s'accroître lors de la période

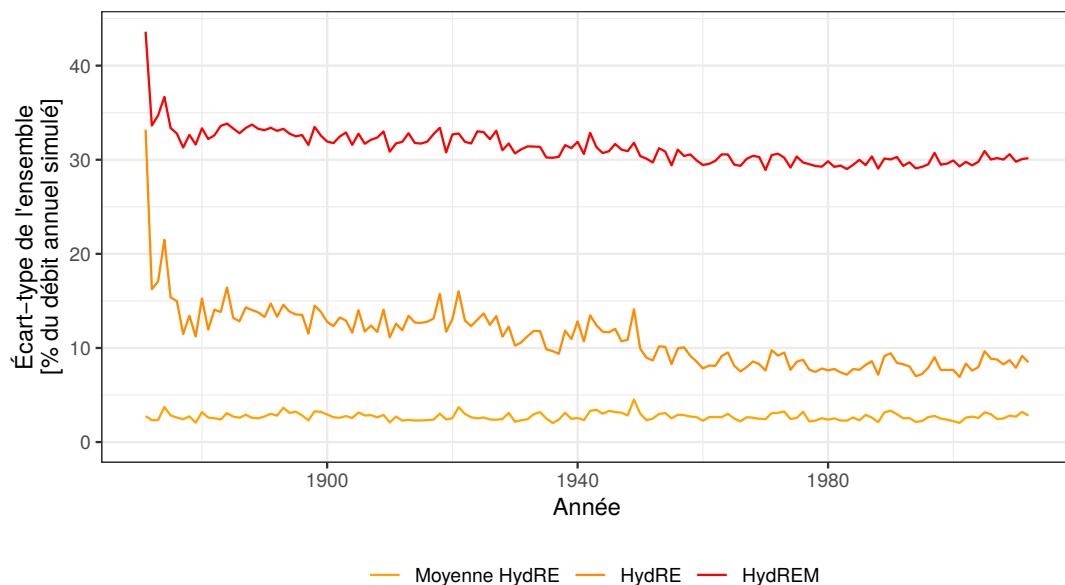


FIGURE 4.28 – Écart-type journalier moyen des différentes reconstructions hydrologiques entre 1871-2012. Les traits pleins représentent la médiane des 661 bassins versants.

1950-2012 où l'incertitude de FYRE Climate est extrêmement faible de par le nombre important d'observations assimilées.

### Événement de septembre 1890

L'événement Cévenol de septembre 1890, déjà étudié dans la section 2.3.3 du chapitre 2, avait mis en avant une sous-estimation des précipitations dans les reconstructions SCOPE Climate. La réanalyse FYRE Daily possédait quant à elle des cumuls plus élevés, cohérents avec les quelques valeurs observées disponibles. Les cumuls ont notamment atteint plus de 800 mm entre le 19 et le 23 septembre.

La Figure 4.29 permet d'observer l'évolution de cet événement jour par jour sur les bassins versants situés dans le sud-est de la France. La visualisation met en avant les moyennes d'ensemble de SCOPE Hydro, HydRE et HydREM ainsi que les écarts-types associés. Aucune observation n'est disponible sur le mois de septembre 1890 sur le réseau des 661 bassins versants modélisés.

Au sein des reconstructions SCOPE Hydro, l'événement n'est pas visible dans la moyenne d'ensemble. Néanmoins, la légère augmentation de l'incertitude visible sur le 22 et 23 septembre prouve que quelques membres des reconstructions reconstituent un événement assez fort. La temporalité semble également douteuse puisque sur le 21 septembre SCOPE Hydro ne semble pas capter le début de l'événement.

Les moyennes d'ensemble d'HydRE et d'HydREM sur la bande des Cévennes sont bien plus élevées que dans SCOPE Hydro. L'événement semble débiter dès le 20 septembre sur un unique bassin qui réagit plus vite que les autres. Pendant deux jours consécutifs, les 21 et le 22 septembre 1890, de forts débits localisés sur la bande des Cévennes sont présents. Ces dates sont cohérentes avec la crue relevée sur l'Ardèche, notamment documentée par des photos, journaux et ouvrages (Naulet, 2002). Durant la journée du 23 septembre, les valeurs moyennes des ensembles restent relativement élevées. Au final, une décrue générale apparaît sur les Cévennes les 24 et 25 septembre.

L'incertitude présente dans les reconstructions HydRE est du même ordre de grandeur que celle de SCOPE Hydro. L'incertitude dans HydRE dépend clairement de l'incertitude sur les précipitations de FYRE Climate. Or, cette incertitude est plus importante lorsque les cumuls

sont élevés (car les erreurs d'observations dépendent de l'intensité des pluies observées). Ainsi les plus fortes incertitudes s'observent sur le 21 et 22 septembre. Pour HydREM, l'incertitude au cœur de l'événement est plus importante que celle de SCOPE Hydro et HydRE. Cette forte incertitude provient (1) de l'incertitude présente dans FYRE Climate mais aussi (2) de la difficulté de modéliser les crues dans le modèle GR6J, spécialement lorsqu'il est calibré sur la racine des débits (comme c'est le cas ici, voir chapitre 3). Cela conduit à une incertitude modèle importante sur la gamme des débits élevés, qui est ensuite transférée dans les reconstructions HydREM.

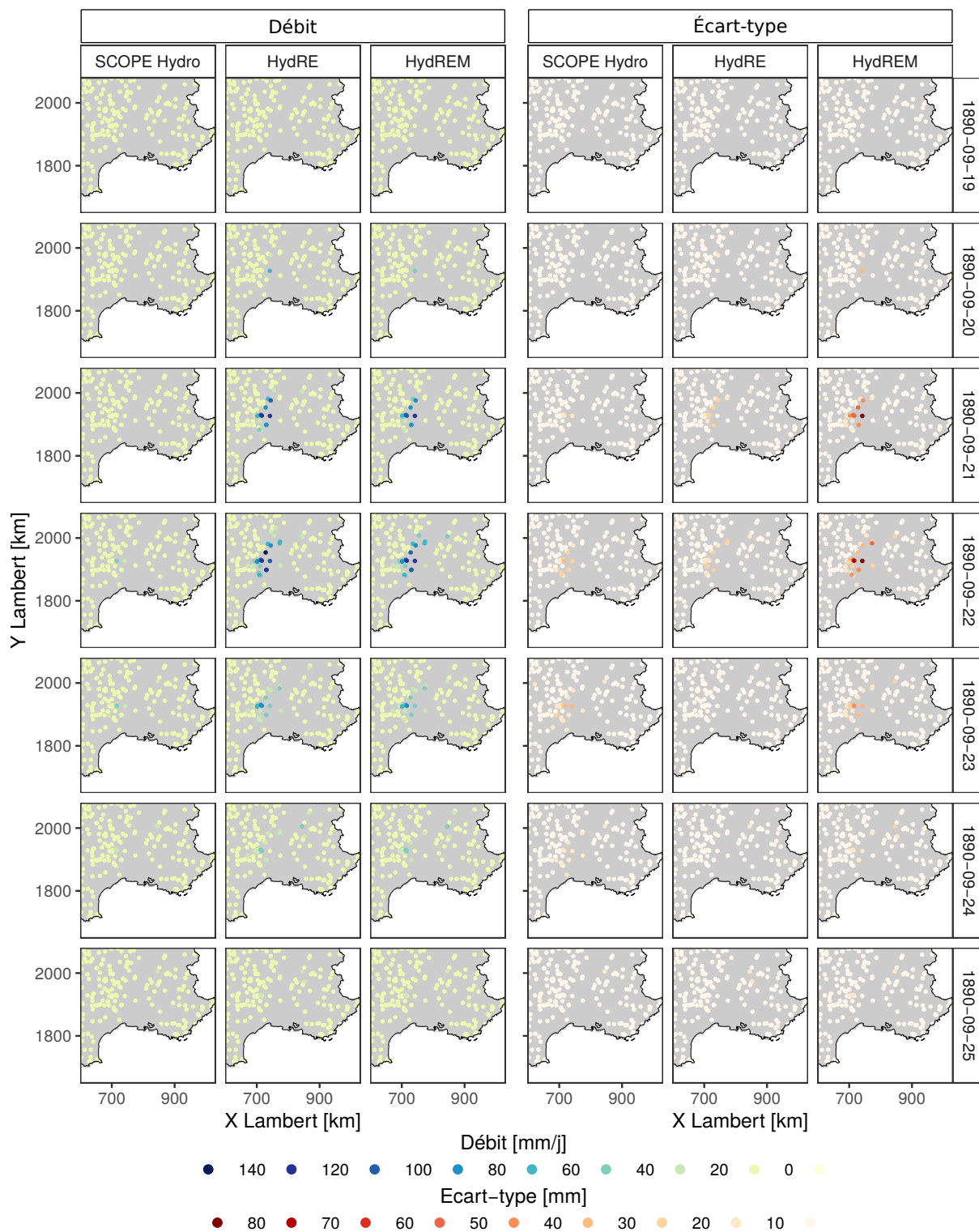


FIGURE 4.29 – Valeur moyenne et écart-type des 25 membres de débits journaliers pour différents ensembles sur le sud-est de la France entre le 19 et le 25 septembre 1890.

### Variations multi-décennales

Enfin, les variations multi-décennales de SCOPE Hydro, Rec. Hydro + Err et HydREM sur les 661 bassins versants sont comparées à celles des quatre grands fleuves de France (Figure 4.30). Cette comparaison, bien qu'approximative, permet de déterminer si les variations dans les reconstructions sont cohérentes avec celles observées sur de larges bassins versants.

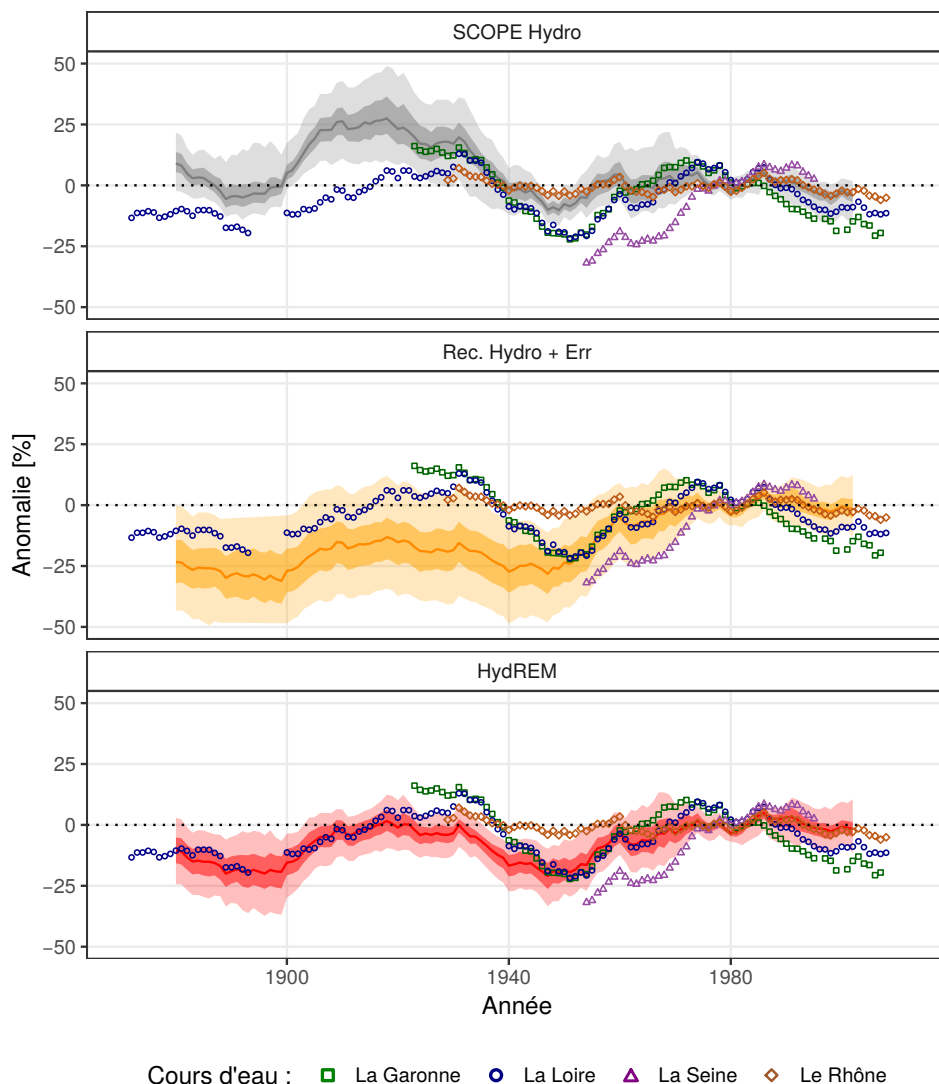


FIGURE 4.30 – Anomalies des débits journaliers lissées par une moyenne glissante sur 20 ans en prenant comme référence la période 1970-2000. Pour les reconstructions, les anomalies sont calculées sur chacune des 661 stations disponibles. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95.

SCOPE Hydro semble posséder une tendance à la diminution sur la totalité de la période en plus d'anomalies positives fortes en début de période qui ne sont pas visibles dans les observations. Globalement, SCOPE Hydro possède des anomalies similaires aux observations sur deux périodes : la période récente 1970-2012 et une période plus ancienne 1920-1940. Pour Rec. Hydro + Err les variations sur la période récente sont similaires à celles des 4 grands fleuves de France. La période sèche existante entre 1950 et 1970 est notamment mieux reproduite que dans SCOPE Hydro. Cependant, il existe un écart entre les anomalies des observations et celles de Rec. Hydro + Err sur la période ancienne. Ces dernières possèdent en effet des anomalies de débits qui sont négatives de 1871 à 1960 (au contraire des observations). Les cycles présents



dans les observations sont également bien reproduits dans les reconstructions HydREM. Sur la période 1871-2012, deux phases positives (1910-1930 et 1970-1990) et deux phases négatives (1871-1910 et 1935-1960) sont ainsi apparentes dans les observations et dans HydREM. Sur la période 1930-1940, un léger décalage existe entre HydREM et les observations, en accord avec le biais identifié sur Figure 4.26.

## Conclusion

La comparaison de HydRE et HydREM avec différents jeux de données et observations a mis en avant des corrélations journalières plus élevées que celles présentes dans SCOPE Hydro, ainsi qu'une meilleure représentation des événements extrêmes et une incertitude réduite. Les variations multi-décennales présentes dans HydRE et HydREM sont bien plus cohérentes avec les quelques observations disponibles dans le passé que celles des reconstructions Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err développées au chapitre 3. D'autre part, le fort biais présent sur les années 1920-1940, visible dans Rec. Hydro et Rec. Hydro + Err, est fortement diminué par l'utilisation de FYRE Climate comme forçage.

### 4.5.3 Exemples d'utilisation des reconstructions hydrologiques

Cette partie a pour objectif de donner des exemples d'utilisations des reconstructions HydRE et HydREM sur la période 1871-2012. Ces exemples se composent d'une analyse de tendance sur la période 1900-2000, de la mise en avant des mois présentant les plus faibles débits en France depuis 1871, ainsi qu'une analyse des variations multi décennales des débits sur les bassins versants influencés par la neige.

#### Tendances sur les débits entre 1900-2000

Comme pour la réanalyse FYRE Climate, une première application possible est la détermination des tendances sur des périodes longues dans HydREM (Figure 4.31). Globalement, sur la période 1900-2000 la majorité des stations ne possèdent pas de tendance significative. Cependant, sur l'ouest du Massif central et sur une partie du bassin parisien une

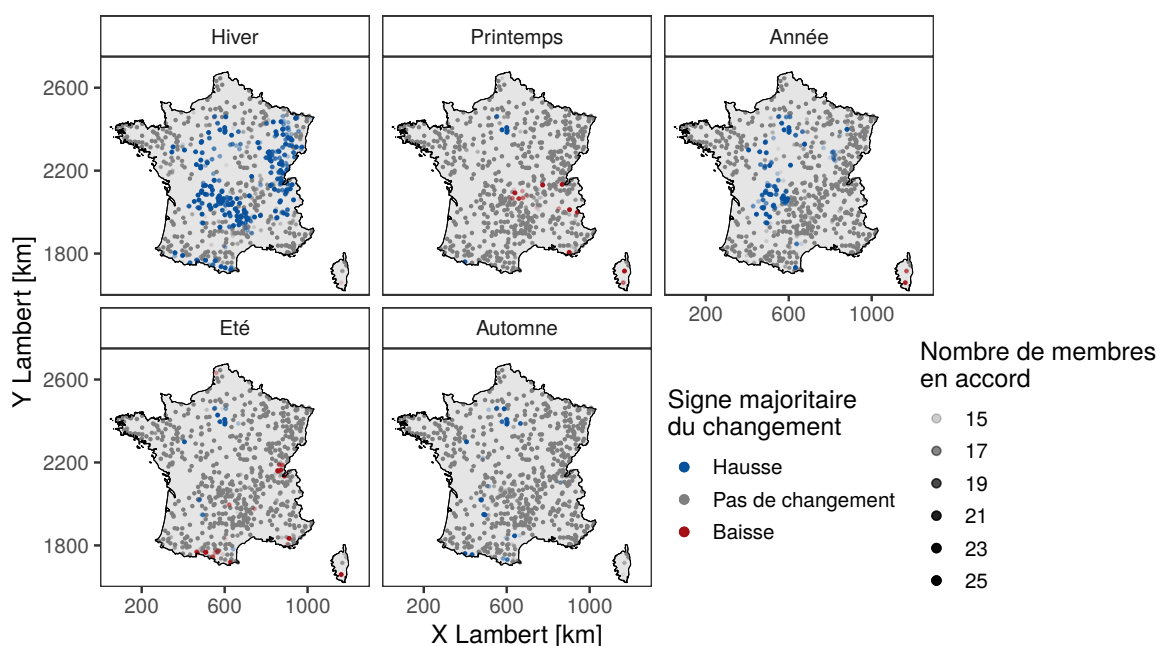


FIGURE 4.31 – Tendances des débits saisonniers et annuels de HydREM sur la période 1900-2000. Le test de Mann-Kendall a été appliqué avec une significativité de 95 %.

hausse est visible en annuel, majoritairement portée par des hausses significatives des débits d'hiver. En été et au printemps au contraire, on voit localement apparaître des tendances significatives à la baisse.

### Étude des mois possédant les plus faibles débits depuis 1871

Sur chaque station et pour chaque membre des reconstructions HydREM, le mois du minimum est stocké. La Figure 4.32 présente les 10 événements possédant le plus grand nombre de records locaux et la localisation des stations concernées.

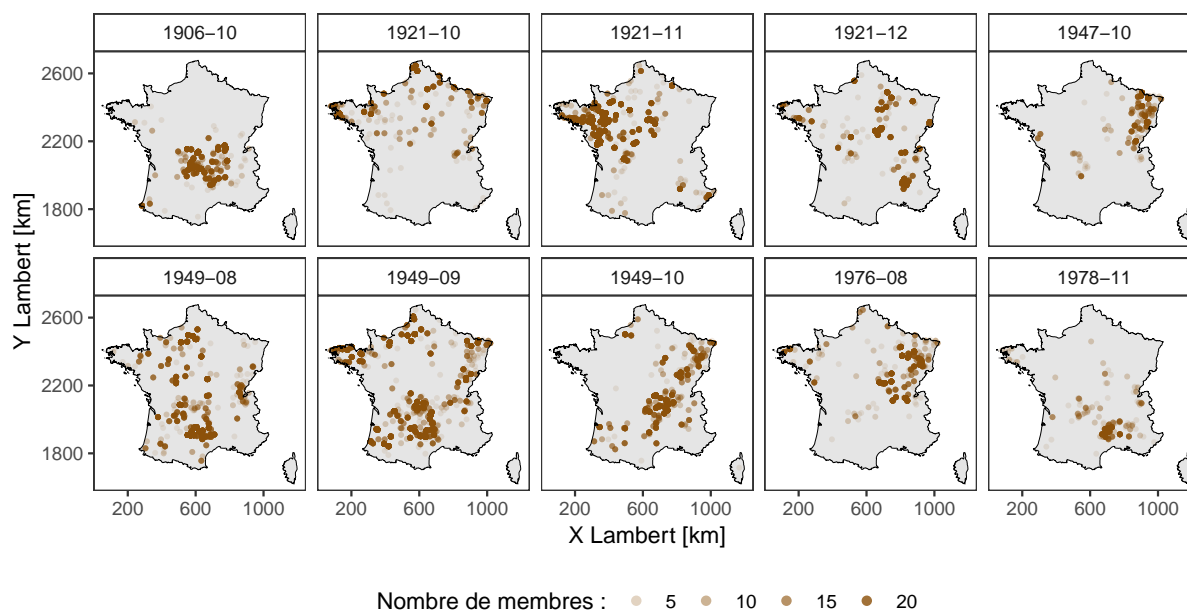


FIGURE 4.32 – Carte des 10 mois correspondant aux débits mensuels minimums présent dans HydREM et possédant le nombre de stations le plus important de débits mensuels minimums.

L'année 1906 est présente sur le Massif central avec un nombre important de stations présentant des débits minimums sur le mois d'octobre. Ces bas niveaux sont la conséquence du déficit de précipitations observées dans le nord et le centre de la France entre le mois de mai et le début du mois d'octobre (Plumandon, 1907). Pour l'année 1921, plusieurs mois ressortent : octobre, novembre et décembre. La dynamique spatiale de cette sécheresse est clairement visible, avec tout d'abord un manque d'eau sur le nord de la France puis sur la Bretagne et finalement un décalage vers l'est avec des niveaux faibles dans les Alpes. Cet étiage a notamment été qualifié comme l'un des plus extrêmes sur l'ensemble de l'Europe de l'ouest par Duband (2010) lors d'une étude sur les grands fleuves européens. De la même façon, l'année 1949 est très présente avec les mois d'août, de septembre et d'octobre. Les deux événements en 1921 et en 1949 sont souvent comparés. Cependant, l'analyse d'HydREM montre que l'événement de 1949 débute deux mois plus tôt que l'événement de 1921. L'origine de ce décalage peut se trouver dans les contextes météorologiques dans lesquels ces événements se produisent. En effet, les années précédant 1921 sont plutôt humides alors que 1949 se trouve dans une séquence sèche en termes de pluviométrie (voir notamment la Figure 4.15, la Figure 4.30 et Duband 2010). Le niveau élevé des nappes en 1921 a donc pu jouer un rôle important dans le soutien d'étiage durant la période estivale, ce qui a repoussé l'impact sur les débits aux mois d'automne. En plus de ces deux grands événements, des mois possédant des minimums plus locaux sont également présents, comme le mois d'octobre 1947. Le mois d'août 1976 sur l'est de la France est également très visible et correspond à la sécheresse météorologique évoquée sur la Figure 4.22. Le mois de novembre 1978 est visible pour les Cévennes, ces bas niveaux



coïncidant là encore avec une sécheresse météorologique présente sur la région Rhône-Alpes durant l'automne (Blanchet, 1979). Les conditions anticycloniques et chaudes sur cette période ont limité le nombre d'événements orageux sur ces régions. Or, cet apport de pluie constitue une part importante du débit sur ces cours d'eau.

### Étude des variations décennales sur les bassins versants influencés par la neige

Les différentes variables des reconstructions HydRE, provenant des sorties de la modélisation GR6J+CemaNeige, permettent d'étudier d'autres aspects du cycle de l'eau, comme l'évolution de la composante neige dans les débits reconstruits (Figure 4.33). Pour les précipitations totales, les variations sont ainsi comprises entre +/- 10 % sur la période 1871-2012 (panneau en haut à gauche). Cette amplitude de variation est assez faible en comparaison des variations visibles dans les précipitations solides (panneau en haut à droite). Il est important de noter que les cycles présents dans les précipitations solides et liquides ne sont pas en phase. L'influence des précipitations solides sur les variations du stock de neige est clairement perceptible, avec une forte corrélation entre les deux. Dans la période actuelle, le stock de neige se trouve dans une phase négative jamais atteinte sur la période 1871-1980. Pour finir, les variations du débit suivent la combinaison de l'impact des précipitations liquides et solides (ou du stock de neige). Lorsque ces deux dernières sont en phase négative, alors le débit est lui aussi négativement impacté (comme autour de 1940).

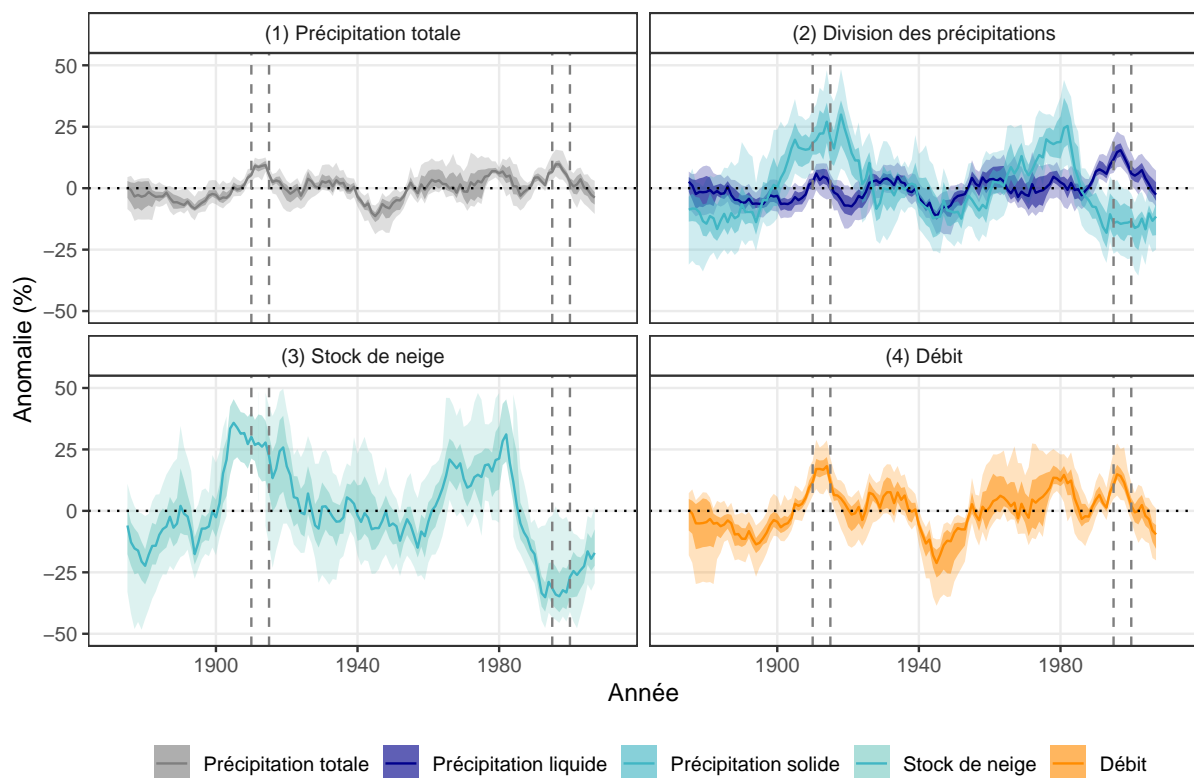


FIGURE 4.33 – Anomalies de différentes variables provenant de HydRE, lissées par une moyenne glissante sur 10 ans en prenant comme référence la période 1970-2000. Pour les reconstructions les anomalies sont calculées sur chacune des 176 stations influencées par la neige. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95. Les lignes verticales en tiret encadrent les années discutées dans le texte (1910-1915 et 1995-2000).

Analysons maintenant deux situations dans les reconstructions HydRE : la période autour de 1910 et la période autour de 1990. Ces deux situations sont similaires en termes de précipitations

totales et de débit, avec des phases légèrement positives. Ces deux périodes qui semblent similaires cachent une réalité tout à fait différente. Pour 1910, les précipitations solides sont dans une phase positive importante (+25 %) et les précipitations liquides sont dans une phase globalement neutre. Cette dynamique entraîne un stock de neige important sur les bassins versants. Ainsi, sur cette période, le débit présent à l'exutoire sera constitué d'eau ayant été stockée sous forme de neige, et des crues importantes seront donc présentes au printemps. Autour de 1990, les conditions sont très différentes, avec des précipitations liquides importantes mais peu de précipitations solides. Les stocks de neige sont très faibles, avec des anomalies de -35 %, et mettent en avant une faible participation de la lame de fonte aux débits. Ainsi, les débits vont avoir tendance à s'étaler sur les périodes hivernales plutôt que sur le printemps-été comme autour de 1910.

## 4.6 Synthèse

### Rappel des objectifs

Plusieurs objectifs avaient été définis en début de chapitre :

1. développer un schéma d'assimilation au pas de temps annuel pour la température et les précipitations ; faire des choix méthodologiques robustes dans ce nouveau schéma qui soient adaptés à toutes les densités existantes ; produire la réanalyse FYRE Yearly sur la période 1871-2012 et l'évaluer notamment en termes de variabilité multi-décennale ;
2. trouver un moyen de conserver à la fois la variabilité long terme de FYRE Yearly et les caractéristiques journalières de FYRE Daily dans une nouvelle réanalyse, appelée FYRE Climate ;
3. utiliser FYRE Climate comme forçage de la modélisation hydrologique présentée au chapitre 3 pour produire des chroniques de débits sur la période 1871-2012 ;
4. évaluer les reconstructions produites, HydRE et HydREM, en les comparant aux débits observés afin de valider à la fois les reconstructions hydrologiques et FYRE Climate de façon indirecte.

### Méthodes mises en place

Afin de tenter de corriger les variations multi-décennales incohérentes dans FYRE Daily, un nouveau schéma d'assimilation a été développé. Ce schéma assimile des températures et des précipitations observées au pas de temps annuel dans les reconstructions SCOPE Climate. Il reprend globalement les caractéristiques du schéma d'assimilation journalier développé dans le chapitre 2. Différents jeux d'expériences sur la période 1958-2008 ont permis de tester le schéma d'assimilation sous diverses conditions. Plusieurs matrices de localisation, basées sur les corrélations spatiales présentes au sein de SCOPE Climate et une décroissance exponentielle avec la distance, ont ainsi été évaluées. Une transformation logarithmique des précipitations a également été implémentée pour obtenir une variable gaussienne, afin de rendre le filtrage optimal (au contraire de l'assimilation au pas de temps journalier). Enfin, la sensibilité du schéma d'assimilation à la densité d'observation a été estimée. Ces expériences ont permis de sélectionner les meilleurs choix méthodologiques pour la création de FYRE Yearly, une réanalyse climatique des précipitations et températures annuelles sur la période 1871-2012.

Bien que les caractéristiques de FYRE Yearly soient intéressantes en termes de variations multi-décennales, l'objectif de cette thèse est d'obtenir une réanalyse à un pas de temps journalier. En s'inspirant des méthodes d'assimilation à pas de temps multiple, développées en paléoclimatologie, mais également des hybridations réalisées en météorologie, la réanalyse FYRE Daily (développée au chapitre 2) et la réanalyse FYRE Yearly ont été combinées pour créer FYRE Climate. De façon générale, les cumuls de précipitations et les températures moyennes annuelles de FYRE Daily ont été contraints afin de suivre les valeurs de la réanalyse FYRE Yearly.

Enfin, lors d'une dernière partie, la réanalyse FYRE Climate a été utilisée comme forçage d'une modélisation hydrologique continue sur la période 1871-2012. Cette chaîne de modélisation suit la méthodologie présentée dans le chapitre 3 et a permis d'obtenir les reconstructions HydRE (sans erreur modèle mais avec l'ensemble des variables du modèle disponible) et HydREM (avec erreur modèle mais composées uniquement de chroniques de débits).

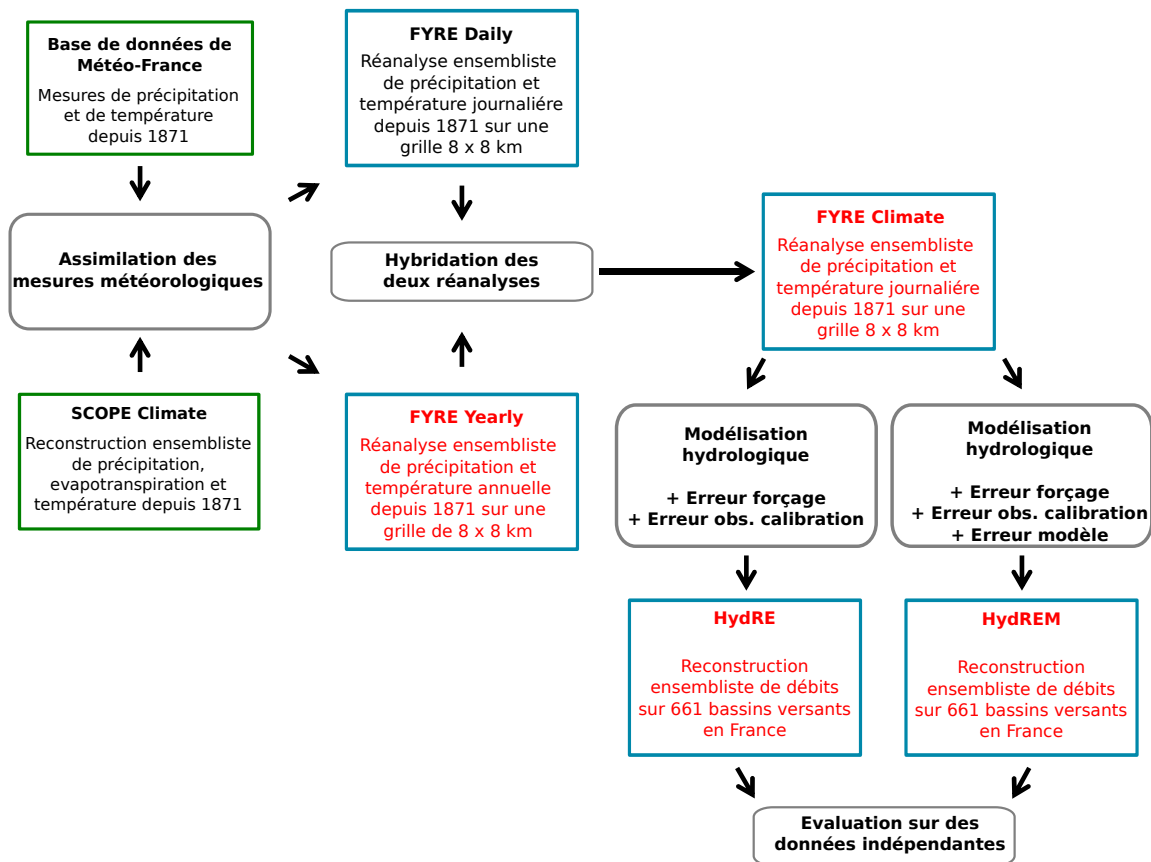


FIGURE 4.34 – Résumé graphique du chapitre. Les jeux de données créés au cours du chapitre apparaissent en rouge.

## Synthèse des résultats

**FYRE Yearly** La réanalyse annuelle FYRE Yearly présente des précipitations annuelles qui sont très différentes de la réanalyse FYRE Daily. Cette différence est notamment visible loin des stations assimilées comme cela a été mis en avant en dehors du territoire français. Cet aspect laisse supposer une sous-estimation des cumuls de précipitations dans FYRE Daily dans le passé, où cette situation (de faible densité) est généralisée à la France entière. À l'aide de l'assimilation au pas de temps annuel, cette sous-estimation n'existe plus dans FYRE Yearly et permet de reproduire des variations multi-décennales cohérentes avec les autres jeux de données présents sur la période 1900-2000. De plus, sur la période récente, l'assimilation de données au pas de temps annuel permet clairement de réduire les incertitudes en comparaison de SCOPE Climate (l'ébauche), tout en conservant une meilleure fiabilité que la réanalyse FYRE Daily.

**FYRE Climate** Une méthode d'hybridation a permis combiner FYRE Daily et FYRE Yearly afin de créer la réanalyse journalière FYRE Climate sur la période 1871-2012. De par la méthodologie appliquée, FYRE Climate possède à la fois des variations multi-décennales qui sont en accord avec les autres reconstructions/observations existantes, et des corrélations journalières qui sont bien plus élevées que l'ébauche. La réanalyse produite possède également une incertitude réduite en comparaison de SCOPE Climate sur la totalité de la période,

incertitude qui diminue dans la période récente pendant laquelle de nombreuses observations sont assimilées. Pour finir, deux exemples d'utilisation de FYRE Climate ont été mis en avant : (1) l'analyse de tendances, qui sont en accord avec des observations homogénéisées indépendantes de la réanalyse, et (2) l'analyse de différents événements remarquables du XX<sup>e</sup> siècle à différents pas de temps, montrant un bon accord avec la littérature existante.

**HydRE et HydREM** L'application de la modélisation hydrologique présentée au chapitre 3 en utilisant comme forçage la réanalyse FYRE Climate a permis d'obtenir deux jeux de données de reconstructions hydrologiques : HydRE et HydREM. La première se compose de l'ensemble des variables de sortie du modèle GR6J+CemaNeige mais ne prend pas en compte l'erreur modèle, la seconde est uniquement constituée de chroniques de débits mais prend en compte l'erreur modèle. Ces reconstructions montrent une erreur qui est inférieure à la fois à SCOPE Hydro et aux reconstructions Rec. Hydro développées dans le chapitre 3. Une partie du biais visible dans les reconstructions Rec. Hydro n'apparaît plus dans ces nouvelles reconstructions HydRE/HydREM, et une corrélation journalière élevée est conservée. En termes d'événements extrêmes, les reconstructions présentent une bonne cohérence temporelle avec les crues exceptionnelles (comme celle de 1890 sur l'Ardèche) mais également les étiages sévères (comme ceux de 1921 et 1976 par exemple). Enfin, les variations multi-décennales d'HydRE/HydREM sont cohérentes avec celles des 4 grands fleuves français étudiés, contrairement à Rec. Hydro et SCOPE Hydro. Cependant, une légère sous-estimation des débits annuels est toujours visible sur les années 1920-1930.



# Chapitre 5

## Réanalyse hydrologique



### Sommaire

---

<b>5.1 Développement d'un schéma d'assimilation de données hydrométriques journalières . . . . .</b>	<b>189</b>
5.1.1 Ingrédients . . . . .	189
5.1.2 Étape d'analyse . . . . .	190
5.1.3 Erreurs d'observation . . . . .	190
5.1.4 Opérateur d'observation . . . . .	190
5.1.5 Définition des matrices de localisation . . . . .	191
5.1.6 Transformation gaussienne des débits . . . . .	192
<b>5.2 Test du schéma d'assimilation sur une période récente . . . . .</b>	<b>194</b>
5.2.1 Définition du cadre d'expérimentation . . . . .	194
5.2.2 Résultats sur la période 2009-2012 . . . . .	197
<b>5.3 Création de la réanalyse hydrologique sur 142 ans . . . . .</b>	<b>204</b>
5.3.1 Résumé des choix . . . . .	204
5.3.2 Effet sur différents bassins versants . . . . .	205
5.3.3 Différence entre HydREM et FYRE Hydro . . . . .	207
5.3.4 Évolution de l'incertitude . . . . .	208
5.3.5 Variabilité décennale et multi-décennale . . . . .	209
5.3.6 Exemples d'utilisation . . . . .	211
<b>5.4 Synthèse . . . . .</b>	<b>216</b>

---

Les différents chapitres de cette thèse ont permis d’aboutir à des reconstructions hydrologiques se basant sur une chaîne de modélisation hydrologique et la réanalyse journalière FYRE Climate. Le chapitre 3 et le chapitre 4 ont mis en avant : (1) l’amélioration obtenue via l’utilisation d’une réanalyse en tant que forçage climatique plutôt que des reconstructions provenant seulement d’une descente d’échelle et (2) la nécessité de définir et d’appliquer une erreur modèle pour obtenir des reconstructions fiables. Les reconstructions HydRE et HydREM permettent ainsi d’étudier la variabilité hydrologique du passé sur plus de 140 ans.

Cependant, la comparaison de HydRE et HydREM aux observations disponibles sur de longues périodes et la comparaison de leurs variabilités multi-décennales à celles des grands fleuves de France a mis en avant une légère sous-estimation des débits sur la période 1920-1940. Une dernière source d’informations peut être intégrée au sein des reconstructions hydrologiques afin d’améliorer encore l’estimation des débits passés : les observations hydrométriques historiques.

Encore une fois, l’assimilation de données pose un cadre adapté à l’intégration de cette nouvelle source d’informations dans les reconstructions hydrologiques préexistantes. Le premier objectif de ce chapitre est de présenter un schéma d’assimilation capable d’assimiler des observations journalières de débit dans des reconstructions ensemblistes. La méthodologie s’inspire des méthodes employées dans le chapitre 2 et le chapitre 4, via l’utilisation d’un filtre de Kalman d’ensemble *offline*. Ce schéma sera testé encore une fois sur une période où un grand nombre d’observations hydrométriques est disponible afin de s’assurer de sa robustesse. Le second objectif est de créer une réanalyse hydrologique sur l’ensemble de la période 1871-2012, appelée FYRE Hydro, en utilisant ce schéma d’assimilation.

## 5.1 Développement d’un schéma d’assimilation de données hydrométriques journalières

Le choix de la méthode d’assimilation se base sur l’état de l’art en assimilation hydrologique conceptuelle. Weerts et El Serafy (2006) ont montré l’avantage d’utiliser des méthodes de filtrage d’ensemble plutôt qu’un filtre particulier lors de l’assimilation dans un modèle pluie-débit conceptuel dans un cadre de prévision ensembliste. Également dans le domaine de la prévision, Abaza *et al.* (2014) ont montré l’impact positif de l’assimilation à travers un EnKF dans le modèle GR4J. Dans le cadre d’une réanalyse long terme de l’Amazonie, les filtres de Kalman d’ensemble (comme l’EnKF et l’EnSRF) ont également démontré leur efficacité (Wongchuig *et al.*, 2019). Enfin, Clark *et al.* (2008) ont comparé l’utilisation de l’EnSRF et de l’EnKF lors de l’assimilation de données hydrométriques dans un modèle hydrologique distribué. Les résultats ont mis en avant les meilleures performances de l’EnSRF dans les expériences réalisées. Le choix est donc fait de se tourner vers un filtre déterministe, l’EnSRF. Ce choix est discuté plus en détail dans la section 1.4.4.

Dans le cadre de l’assimilation de débits, le choix a été fait de se tourner vers une approche *offline*, comme dans le reste du manuscrit. Néanmoins, il aurait été possible de modifier les variables d’état de GR6J+CemaNeige sur les 661 bassins versants via une analyse, et de la propager au pas de temps suivant, utilisant alors le cadre de l’assimilation *online*. Cependant, le modèle GR6J+CemaNeige n’est pas un modèle distribué ou semi-distribué, il n’est donc pas opportun de l’utiliser pour ce type d’approche. Pour plus de détails sur le choix effectué voir la sous-section 1.4.4 dans le chapitre 1.

### 5.1.1 Ingrédients

Cette section a pour objectif de décrire les ébauches, les observations ainsi que leurs erreurs associées qui sont utilisées dans l’assimilation d’observations de débits journaliers.

## Ébauches

Dans cette étude, plusieurs ébauches seront testées afin de déterminer laquelle est la plus adaptée à la création de FYRE Hydro : SCOPE Hydro (Caillouet *et al.*, 2017), HydRE, et HydREM (provenant du chapitre 4). Dans chacune de ces reconstructions, l'ébauche correspond aux 25 membres de débits journaliers disponibles sur la période du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012. Les ébauches couvrent les 661 bassins versants modélisés jusqu'ici et décrits dans la section 1.2.2 du chapitre 1.

## Observations

Les observations assimilées dans la réanalyse hydrologique sont les mesures hydrométriques disponibles dans la Banque HYDRO sur les 661 bassins versants sur la période 1871-2012. Cependant, sur les 661 bassins versants considérés, les premières observations disponibles commencent seulement en 1904.

### 5.1.2 Étape d'analyse

L'étape d'analyse est réalisée à l'aide d'un EnSRF (Whitaker et Hamill, 2002), une méthode de filtrage déterministe. Ce filtre ne nécessite pas de perturber les observations, ce qui permet de garder la cohérence temporelle et spatiale des membres dans la réanalyse, et également d'éviter d'introduire une erreur d'observation mal définie. Une présentation plus détaillée de l'EnSRF est disponible dans la section 1.4.4 du chapitre 1.

### 5.1.3 Erreurs d'observation

La création de la matrice de covariances d'erreur  $\mathbf{R}$  est réalisée sous l'hypothèse de mesures indépendantes dans l'espace, ce qui signifie que les corrélations spatiales entre les erreurs d'observations sont négligées. Comme pour les mesures météorologiques, il semble difficile de définir de façon adéquate les covariances d'erreurs existantes entre les mesures hydrométriques sur les 661 bassins versants de France. La matrice  $\mathbf{R}$  est donc ici définie comme une matrice diagonale. Cette définition est la plus commune dans le domaine de l'hydrologie (Rasmussen *et al.*, 2015; Clark *et al.*, 2008; Munier *et al.*, 2015). Encore une fois, une discussion détaillée sur ce choix est présente dans la section 1.4.4.

Afin de conserver une cohérence au sein de la thèse, le modèle d'erreur pour l'erreur d'observations utilisé dans le chapitre 3 est repris. Le modèle d'erreur d'observation est donc  $\epsilon_{obs} \sim \mathcal{N}(0, \sigma_{obs})$  avec  $\sigma_{obs}$  égal à 15 % du débit observé. Pour rappel, cette définition est là-aussi cohérente avec plusieurs études assimilant des débits (Wongchuig *et al.*, 2019; Clark *et al.*, 2008; Abaza *et al.*, 2014). La valeur de  $\sigma_{obs}$  est également seuillée à 0,01 mm/j, car même lorsque le débit observé est considéré comme nul, une erreur peut être présente.

### 5.1.4 Opérateur d'observation

Dans le cadre de l'assimilation de données hydrométriques l'opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  est l'identité. En effet, le débit mesuré disponible dans la Banque HYDRO et le débit simulé sont considérés comme étant la même variable, puisqu'ils représentent tous deux le débit à l'exutoire.

En réalité, suivant les techniques de mesures, le débit journalier n'est parfois qu'une mesure ponctuelle au cours de la journée, notamment dans le passé. En revanche, le débit simulé représente la moyenne du débit sur toute la journée. La différence provoquée par cette méthode de mesure ponctuelle a été étudiée par Kuentz *et al.* (2015) sur le bassin versant de la Durance. Les résultats ont mis en avant une dépendance de l'estimation des débits à la station à l'heure



de lecture ainsi qu'à la période de l'année où la mesure est effectuée, en raison d'un cycle diurne prononcé dû à la fonte de la neige. Un opérateur d'observation plus complexe pourrait être développé si des métadonnées étaient disponibles sur la totalité des 661 bassins versants, ce qui n'est actuellement pas le cas.

### 5.1.5 Définition des matrices de localisation

L'utilisation de l'EnSRF avec un ensemble de seulement 25 membres provoque l'apparition de covariances douteuses dans la matrice de covariance d'erreur d'ébauche. Afin de produire une réanalyse de qualité, ces covariances doivent être supprimées. Pour ce faire, une matrice de localisation est classiquement appliquée, comme discuté dans la section 1.4.4.

Plutôt que d'utiliser une matrice de localisation basée sur la distance, comme par exemple Wongchuig *et al.* (2019), nous proposons de définir cette matrice  $\rho$  en utilisant les caractéristiques hydrologiques des différentes ébauches, ceci afin de prendre en compte un éventuel comportement anisotrope. En effet, l'impact du relief peut mener à des bassins versants proches géographiquement mais très peu corrélés. L'approche utilisée repose sur l'hypothèse que les corrélations du signal sont proches des corrélations de l'erreur du signal.

La matrice  $\rho_1$  provient des corrélations spatiales journalières présentes dans les ébauches sur la période 1958-2008 (panneaux du haut, Figure 5.1). Pour chaque paire de stations, la corrélation de Pearson est calculée entre les séries de débits journaliers désaisonnalisées, aboutissant à une matrice  $661 \times 661$ . Cette opération est effectuée sur chacun des 25 membres des ébauches. Afin d'obtenir  $\rho_1$ , la médiane de ces 25 matrices de corrélation est calculée.

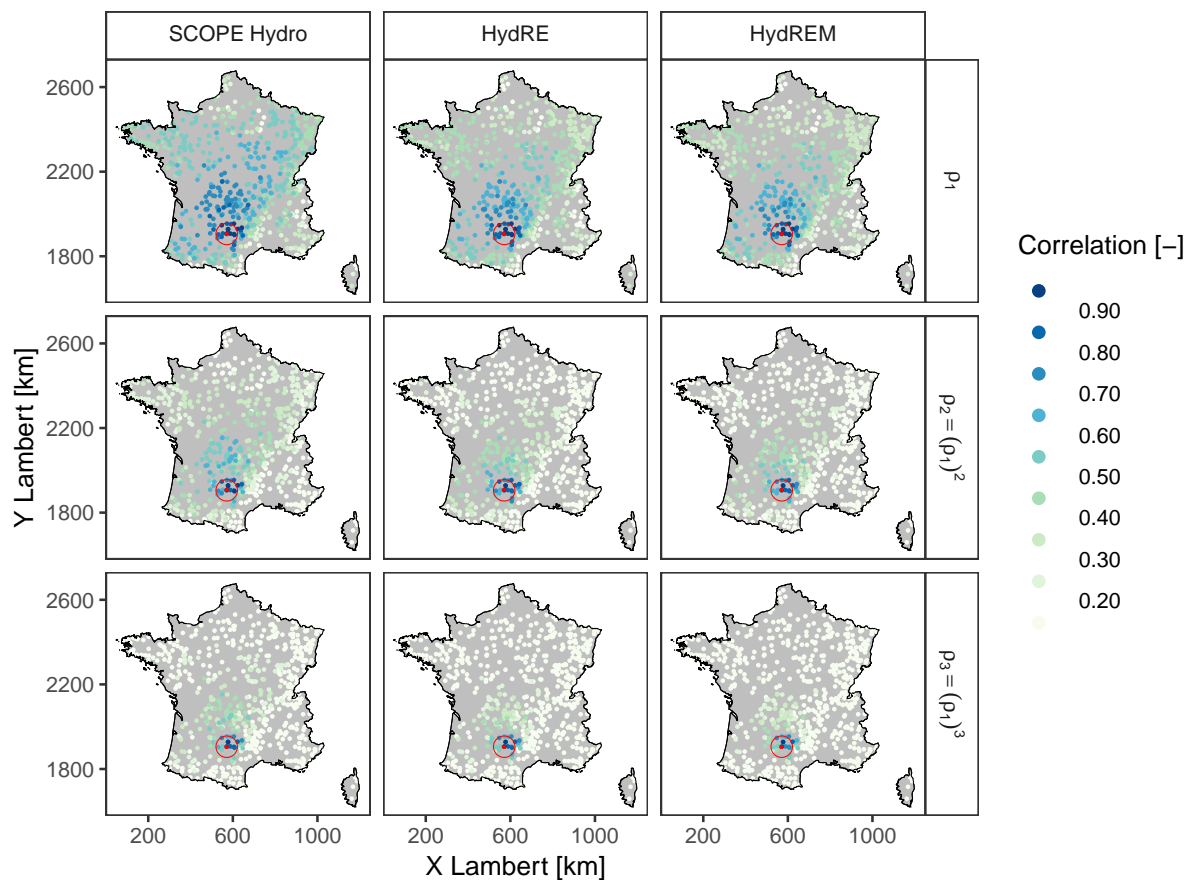


FIGURE 5.1 – Différentes matrices de localisation pour le bassin de l'Aveyron à Laguëpie provenant de SCOPE Hydro, HydRE et HydREM calculées sur la période 1958-2008.

Une décroissance avec la distance avait été implémentée dans les matrices de localisation pour l'assimilation de données climatiques, afin de relâcher l'hypothèse des zones climatologiquement homogènes présentes dans l'ébauche. Cette hypothèse n'étant pas présente dans les reconstructions SCOPE Hydro, HydRE et HydREM, une décroissance basée sur la distance entre les stations n'est donc pas nécessaire.

Afin de tester des matrices de localisation qui sont plus ou moins sévères, différentes puissances sont appliquées élément par élément sur la matrice  $\rho_1$ . Cette approche permet de conserver la structure spatiale des matrices tout en réduisant leur portée. La matrice  $\rho_2$  correspond à l'application d'une puissance 2 (panneaux du milieu, Figure 5.1) et la matrice  $\rho_3$  à une puissance 3 (panneaux du bas, Figure 5.1). La matrice  $\rho_1$  est donc la plus lâche en termes de localisation, alors que la matrice  $\rho_3$  est la plus restrictive.

Les différentes matrices de localisation calculées pour le bassin versant de l'Aveyron à Laguëpie montrent des structures spatiales assez proches (Figure 5.1). SCOPE Hydro possède des matrices de localisation avec des valeurs plus élevées que celles d'HyDRE et d'HydREM. Pour la matrice  $\rho_1$ , les corrélations sont supérieures à 0,5 pour la totalité du Massif central et sont non nulles sur la France entière, quelle que soit l'ébauche considérée. La faible corrélation de l'Aveyron avec des stations des Cévennes et du pourtour méditerranéen, qui sont pourtant proches, met en avant l'inadéquation de matrices de localisation basées sur la distance. Les matrices  $\rho_2$  et  $\rho_3$  possèdent la même structure spatiale que  $\rho_1$  mais la portée des corrélations est largement réduite, spécialement pour la matrice  $\rho_3$ .

### 5.1.6 Transformation gaussienne des débits

Comme le montre la Figure 5.2 (panneaux de gauche) la distribution des débits journaliers n'est pas forcément gaussienne. Comme pour l'EnKF, l'EnSRF est une méthode de filtrage optimale lorsque les variables utilisées sont gaussiennes. L'intérêt de la transformation des débits avant l'assimilation a été montré par Clark *et al.* (2008), avec l'application d'une fonction logarithmique qui améliore grandement l'analyse produite. Dans notre cas, l'anamorphose (Wackernagel, 2003) présentée dans la section 1.4.4 du chapitre 1 est implémentée, car elle ne nécessite pas d'hypothèse sur le type de distribution des débits journaliers de l'ébauche. En effet, suivant le contexte hydroclimatique, la distribution des débits journaliers change de forme.

#### Définition dans le cas d'étude

Dans cette étude, le choix est fait de définir  $F(X)$  de façon locale sur chacune des 661 stations présentes dans les ébauches, en prenant comme définition de  $F(X)$  les valeurs journalières des 25 membres des ébauches sur la période 1958-2008. La fonction est ensuite linéarisée par morceaux, afin de créer une fonction de distribution cumulative continue, comme cela est couramment fait dans la littérature (Lien *et al.*, 2013; Brankart *et al.*, 2012).

Un exemple des étapes de transformation sur l'Aveyron à Laguëpie est présenté en Figure 5.2. Contrairement à la transformation des précipitations journalières dans le chapitre 2, la distribution de la nouvelle variable  $Z$  suit bien une distribution gaussienne.

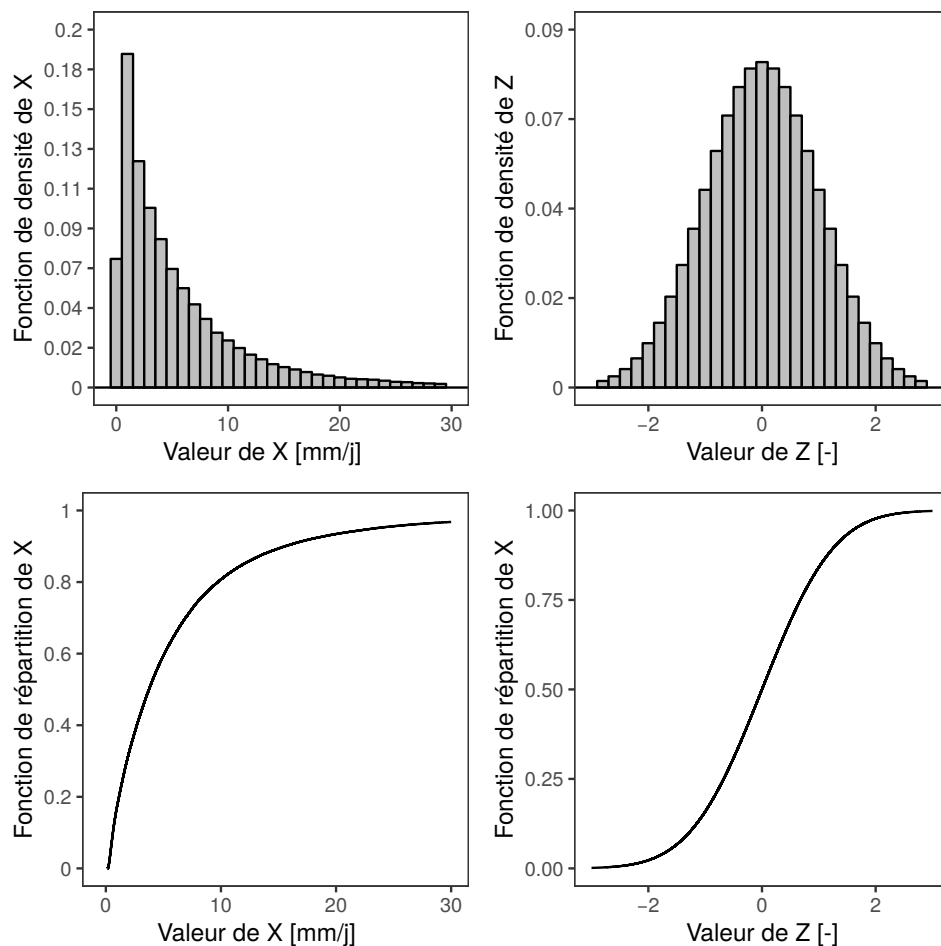


FIGURE 5.2 – Schéma de la transformation gaussienne appliquée aux débits journaliers de HydREM sur l'Aveyron sur la période 1958-2008.  $X$  dénote les débits journaliers,  $Z$  la variable transformée.

### Transformation des débits journaliers hors de la climatologie

Si une valeur  $X$  se trouve en dehors de la climatologie de l'ébauche choisie celle-ci ne peut être transformée. Il faut donc définir deux parties supplémentaires de la fonction d'anamorphose : (1) les valeurs de  $X$  entre zéro et le minimum fourni par l'ébauche, et (2) les valeurs lorsque  $X$  est supérieur à la valeur maximum de l'ébauche.

Concernant les débits journaliers  $X \in [0, X_{min}]$  avec  $X_{min}$  la valeur minimum de l'ébauche sur la station concernée, la transformation suivante est appliquée :

$$Z[0 < X < X_{min}] = G^{-1}[X_{min}] \quad (5.1)$$

Le choix de cette transformation est arbitraire, car la valeur transformée aurait pu être  $G^{-1}[F(0)]$  comme dans le cas des précipitations. Cependant, sur la période 1958-2008, le débit sur chaque station ne tombe pas forcément à zéro, il est donc impossible de déterminer  $F(0)$ . Cette approche limite donc le minimum du débit sur les 142 ans au minimum présent sur la période 1958-2008. Une autre approche serait d'extrapoler la fonction d'anamorphose sur la plage  $[0, X_{min}]$ , comme cela est effectué pour les valeurs élevées se situant en dehors de la climatologie. Cette approche n'a pas été testée dans cette thèse mais mériterait une implémentation.

Pour les valeurs de  $X$  supérieures à la valeur maximum utilisée dans la définition de la fonction d'anamorphose, certaines études n'autorisent pas l'extrapolation (Lien *et al.*, 2013; Brankart *et al.*, 2012), la valeur de  $X$  serait alors fixée à la valeur maximum de  $X$  présente sur la période

1958-2008. Dans notre cas, le choix est fait d'autoriser l'extrapolation en dehors de l'intervalle défini par l'ébauche, partant du principe que rien ne prouve que des crues plus intenses n'existent pas avant l'année 1958.

Dans un premier temps, les débits journaliers de l'ébauche supérieurs à la probabilité d'occurrence 0,999 sont sélectionnés sur la période 1958-2008, soit les 0,1 % valeurs les plus fortes sur chaque station. Une régression linéaire est ensuite appliquée comme modèle d'extrapolation. Cela signifie que nous considérons que la queue de distribution des débits suit une distribution gaussienne.

Ainsi, pour chaque station, une même fonction d'anamorphose est appliquée sur : (1) l'ébauche, (2) les observations et (3) les écarts-types avant l'étape d'analyse. Une fois l'analyse effectuée, la fonction inverse de l'anamorphose permet de transformer l'analyse et de revenir dans l'espace des débits journaliers.

## 5.2 Test du schéma d'assimilation sur une période récente

Dans un premier temps, cette section présente la méthode d'expérimentation développée pour reproduire la densité de stations du passé. Les expériences réalisées afin de déterminer les choix méthodologiques de la future réanalyse FYRE Hydro sont ensuite présentées. Enfin, les résultats de ces expériences sont analysés et les choix méthodologiques définis.

### 5.2.1 Définition du cadre d'expérimentation

Les différentes expériences de réanalyse sont réalisées sur la période du 1<sup>er</sup> janvier 2009 au 29 décembre 2012 (soit environ 4 ans). Ce choix est motivé par le nombre important de stations hydrométriques qui est disponible lors de cette période, mais également car celle-ci se situe en-dehors de la période de calibration (1973-2006).

#### Reproduction des densités d'observations du passé

Trois densités d'observations sont reproduites, correspondant à des situations très différentes en termes de répartition spatiale des stations hydrométriques (voir Figure 5.3). En 1910, les 7 stations hydrométriques disponibles se situent uniquement dans le massif alpin. Le reste des bassins versants modélisés ne disposent pas de chroniques de débit remontant aussi loin dans le passé. Le réseau d'observations présent en 1935 occupe majoritairement les zones montagneuses du sud/centre de la France (Pyrénées, Alpes, Massif central) mais quelques stations sont aussi disponibles en plaine, notamment en Bretagne et dans les Landes. Cependant, aucune station n'est disponible sur le bassin parisien ou l'est de la France. Les mesures d'observations en 1960 couvrent une part importante du territoire, avec une concentration plus importante sur les zones montagneuses. Le bassin parisien et la Bretagne possèdent également quelques stations alors que les Landes ne possèdent aucune station.

Afin de reproduire le réseau de ces trois densités (1910, 1935, 1960) sur la période 2009-2012, la méthode développée dans la section 2.2.1 pour les stations météorologiques est utilisée. L'application de cette méthode mène à la création des trois reproductions de densités disponibles sur la Figure 5.3.

Afin de valider les réanalyses produites dans les différentes expériences, un jeu de validation est également créé. Il se compose de stations indépendantes (c'est-à-dire non assimilées) sur les 3 densités. De plus, les stations possédant des valeurs manquantes sur la période d'expérimentation sont retirées du jeu de données. Ces étapes mènent à la création d'un jeu de validation composé de 305 stations. Ces stations de validation montrent une répartition spatiale homogène sur le territoire français, ce qui permettra d'obtenir des résultats robustes lors de l'étape de validation (Figure 5.3). Trois stations parmi ces 305 seront utilisées pour montrer l'influence de l'assimilation

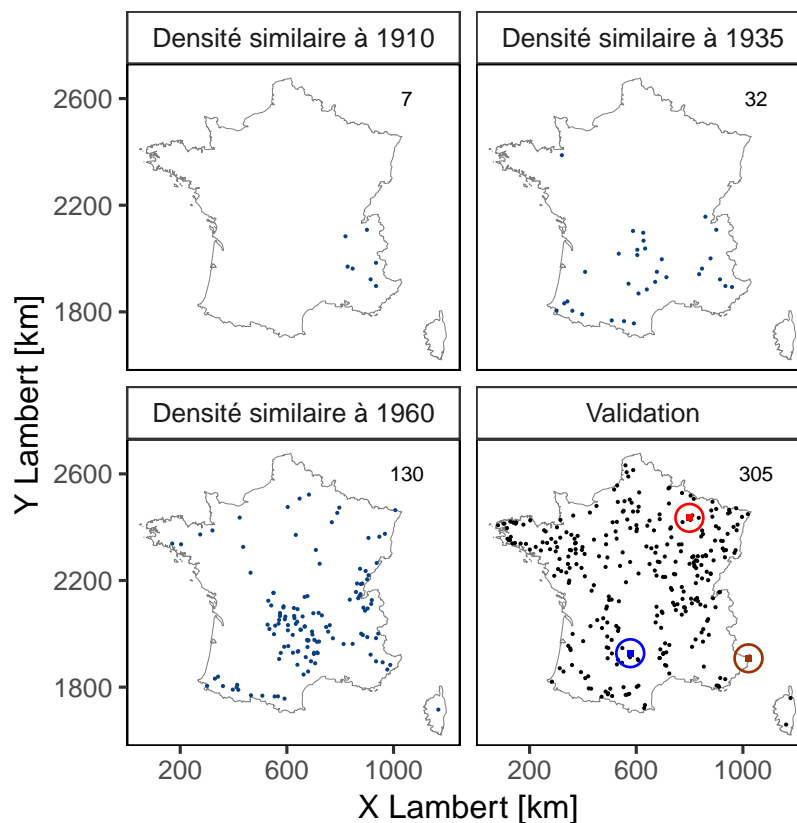


FIGURE 5.3 – Stations assimilées sur la période 2009-2012 pour les différentes densités du passé reproduites, ainsi que le jeu de stations utilisé pour la validation. Le nombre de stations pour chaque expérience est indiqué dans le coin en haut à droite. Les stations d'étude sont représentées par le cercle rouge (La Chée, H5142610), bleu (L'Aveyron, O5192520) et marron (La Roya, Y6614010) sur la figure de validation.

sur les réanalyses de débit. Il s'agit de la Chée à Villote devant Louppy (régime pluvial), l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue (régime pluvial) et de la Roya à Tende (régime nivo-pluvial). La description des bassins versants est disponible dans le chapitre 1.

### Listes des expériences

La liste des expériences réalisées est disponible dans les tableaux suivants. Chaque tableau permet de décrire les expériences utilisées pour évaluer l'impact d'un choix méthodologique, comme par exemple la matrice de localisation. De ce fait, certaines expériences sont incluses dans plusieurs tableaux. Cependant, la sélection se raffine au fur et à mesure des expériences.

**Effet de la localisation (L)** La première série d'expériences vise à mettre en avant l'effet des matrices de localisation (Tableau 5.1). Des réanalyses sont produites sans appliquer de matrices de localisation et d'autres avec les matrices  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  et  $\rho_3$ . Afin de déterminer la matrice la plus adaptée à un nombre de stations assimilées qui varie dans le temps, chacune des matrices est testée avec les trois densités. Ceci est différent des expériences avec la température et les précipitations, dans lesquelles les choix ont été fixés sur la densité la plus faible. Dans les 12 expériences proposées, HydREM est utilisée comme ébauche.

Tableau 5.1 – Liste des expériences réalisées pour évaluer l'effet des matrices de localisation.

Expérience	Localisation	Anamorphose	Ebauche	Densité	Stations assimilées
L1	Non	Non	HydREM	1910	7
L2	$\rho_1$	Non	HydREM	1910	7
L3	$\rho_2$	Non	HydREM	1910	7
L4	$\rho_3$	Non	HydREM	1910	7
L5	Non	Non	HydREM	1935	32
L6	$\rho_1$	Non	HydREM	1935	32
L7	$\rho_2$	Non	HydREM	1935	32
L8	$\rho_3$	Non	HydREM	1935	32
L9	Non	Non	HydREM	1960	130
L10	$\rho_1$	Non	HydREM	1960	130
L11	$\rho_2$	Non	HydREM	1960	130
L12	$\rho_3$	Non	HydREM	1960	130

**Effet de l'anamorphose (A)** La seconde série d'expériences a pour objectif d'évaluer si l'anamorphose implémentée permet d'améliorer la qualité des réanalyses (Tableau 5.2). Les réanalyses créées utilisent la matrice de localisation  $\rho_3$  – la plus sévère – et les 3 densités d'observations sont testées. De même que dans les expériences précédentes, HydREM est utilisée comme ébauche.

Tableau 5.2 – Liste des expériences réalisées pour évaluer l'effet de l'anamorphose.

Expérience	Localisation	Anamorphose	Ebauche	Densité	Stations assimilées
A1	$\rho_3$	Non	HydREM	1910	7
A2	$\rho_3$	Oui	HydREM	1910	7
A3	$\rho_3$	Non	HydREM	1935	32
A4	$\rho_3$	Oui	HydREM	1935	32
A5	$\rho_3$	Non	HydREM	1960	130
A6	$\rho_3$	Oui	HydREM	1960	130

**Effet de l'ébauche (E)** Après avoir déterminé la matrice de localisation la plus adaptée et l'influence de l'anamorphose, la troisième série d'expériences va permettre de déterminer l'effet de l'ébauche sur la qualité des réanalyses (Tableau 5.3).

En effet, sur la période 1871-2012, 3 jeux de données ensemblistes sont disponibles : SCOPE Hydro, HydRE et HydREM. Il est donc nécessaire d'évaluer laquelle de ces reconstructions est

Tableau 5.3 – Liste des expériences réalisées pour évaluer l'impact de l'ébauche.

Expérience	Localisation	Anamorphose	Ebauche	Densité	Stations assimilées
E1	$\rho_3$	Oui	HydREM	1910	7
E2	$\rho_3$	Oui	HydREM	1930	32
E3	$\rho_3$	Oui	HydREM	1950	130
E4	$\rho_3$	Oui	HydRE	1910	7
E5	$\rho_3$	Oui	HydRE	1930	32
E6	$\rho_3$	Oui	HydRE	1950	130
E7	$\rho_3$	Oui	SCOPE Hydro	1910	7
E8	$\rho_3$	Oui	SCOPE Hydro	1930	32
E9	$\rho_3$	Oui	SCOPE Hydro	1950	130

la plus adaptée comme ébauche. Cette évaluation est réalisée à la fois sur les densités de 1910, 1935 et 1960.

**Effet de la densité** Enfin, l'impact de la densité sur la qualité de la future réanalyse FYRE Hydro est mis en avant par un quatrième jeu d'expériences (Tableau 5.4). Ces réanalyses sont réalisées avec le schéma d'assimilation qui a donné les meilleurs résultats dans les expériences précédentes et qui sera utilisé pour produire FYRE Hydro.

Tableau 5.4 – Liste des expériences réalisées pour mettre en avant l'impact de la densité dans le schéma d'assimilation.

Expérience	Localisation	Anamorphose	Ebauche	Densité	Stations assimilées
FYRE Hydro Density 1910	$\rho_3$	Oui	HydREM	1910	7
FYRE Hydro Density 1935	$\rho_3$	Oui	HydREM	1930	32
FYRE Hydro Density 1960	$\rho_3$	Oui	HydREM	1950	130

### 5.2.2 Résultats sur la période 2009-2012

Cette partie vient décrire les résultats des différentes expériences effectuées sur la période 2009-2012. Ces résultats présentent l'influence de la localisation, de l'anamorphose, du choix de l'ébauche, et de la densité d'observations sur le schéma d'assimilation *offline*.

#### Effet de la localisation : expériences L1 à L12

Dans un premier temps, l'effet de la localisation sur les performances des réanalyses est présenté sur la Figure 5.4. Afin de comparer l'apport de l'assimilation de données, le CRPS de référence dans le calcul du CRPSS est calculé sur HydREM. Pour rappel, un CRPSS positif signifie que la qualité de l'analyse produite est supérieure à celle de l'ébauche.

Lorsque l'assimilation est réalisée sans matrice de localisation, l'impact de l'assimilation est négatif. En effet, dès la densité de 1910 les CRPSS sont légèrement négatifs sur la totalité de la France. Lorsque les densités augmentent, les valeurs de CRPSS chutent. Il est donc clairement nécessaire d'appliquer une matrice de localisation. L'utilisation de  $\rho_1$  permet d'obtenir des résultats bien meilleurs que sans matrice de localisation. Avec la densité de 1910 et de 1935 l'assimilation de données permet d'obtenir des réanalyses de meilleure qualité que l'ébauche. Sur ces densités, l'impact de l'assimilation de données est visible autour des stations assimilées, cet effet étant par exemple très visible dans les Alpes pour la densité 1910. L'application d'une densité similaire à 1960 permet encore d'améliorer le CRPSS moyen sur la France. Cependant, des stations possédant des CRPSS négatifs sont présentes, notamment dans les Landes où aucune observation n'est assimilée. L'application de la matrice  $\rho_2$  donne des résultats qui sont très similaires aux résultats avec la matrice  $\rho_1$ . Une légère amélioration des CRPSS sur la densité 1960 est présente, mais il existe toujours des CRPSS négatifs. Au final, l'application de la matrice  $\rho_3$  – la plus sévère des trois – permet de récupérer des CRPSS qui sont positifs avec toutes les densités sur quasiment toutes les stations.

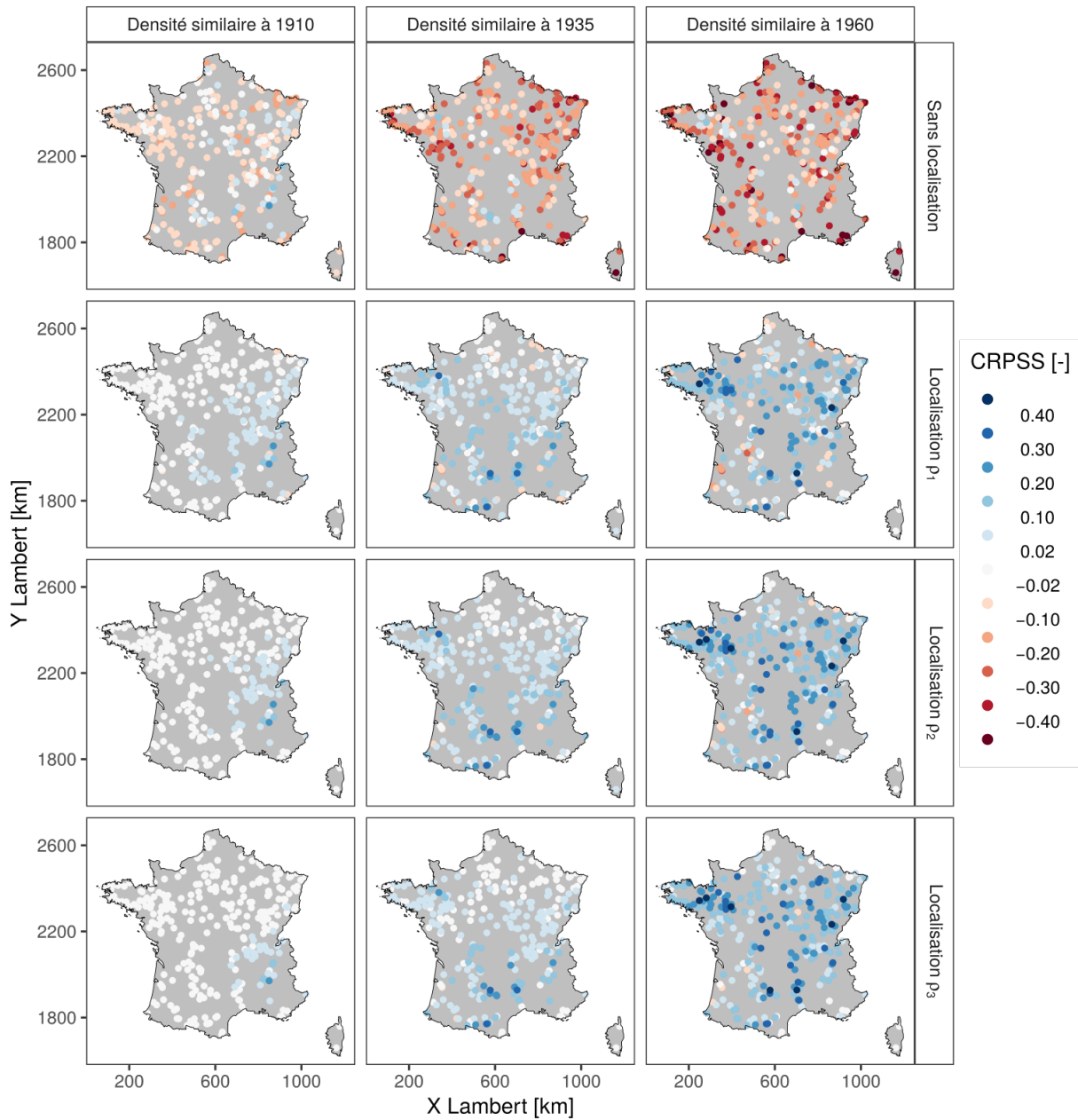


FIGURE 5.4 – Effet de la localisation sur le CRPSS des 305 bassins versants de validation. Le CRPS de référence est celui de l'ébauche (HydREM).



Les différences de qualité entre les réanalyses utilisant  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  et  $\rho_3$  étant difficilement décelables sur les densités 1910 et 1935, la décomposition du NCRPS est présentée en Figure 5.5. Le NCRPS représente l'erreur normalisée par la valeur du débit moyen observés sur la période 2009-2012. Un NCRPS proche de zéro signifie que l'erreur de l'ensemble évalué est faible.

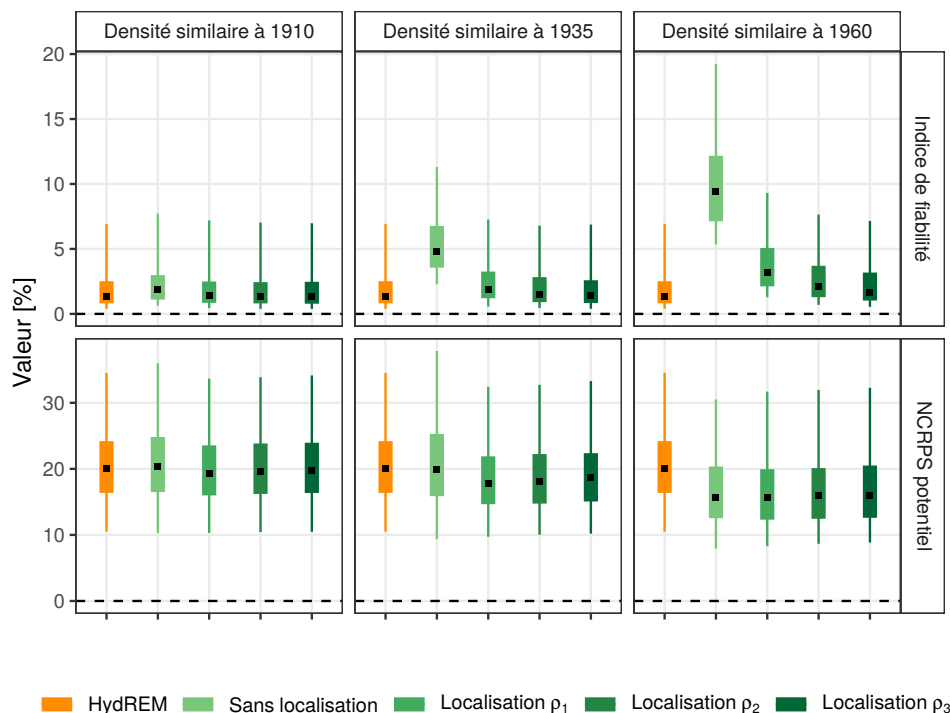


FIGURE 5.5 – Effet de la localisation sur la décomposition du NCRPS des 305 bassins versants de validation. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

L'ébauche, HydREM, possède un indice de fiabilité qui est faible, autour des 1-2 %, en comparaison de son NCRPS potentiel qui se situe entre 10 et 30 %. L'objectif de l'assimilation est donc de réduire le NCRPS potentiel tout en conservant un ensemble fiable. Sans localisation, les réanalyses produites possèdent des NCRPS potentiels identiques à l'ébauche, sauf pour la densité de 1960 où une diminution existe. De plus l'indice de fiabilité des réanalyses est largement supérieur à celui de l'ébauche, atteignant 10 % lors de l'assimilation avec une densité similaire à 1960. L'application des matrices de localisations  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  et  $\rho_3$  permet d'obtenir une diminution des NCRPS potentiels tout en conservant des indices de fiabilité proches de ceux de l'ébauche pour les densités de 1910 et 1935. Cependant, l'indice de fiabilité des réanalyses utilisant  $\rho_1$  et  $\rho_2$  est supérieur à celui de l'ébauche de quelques pourcents. Ce n'est pas le cas de la matrice  $\rho_3$ , qui produit un ensemble aussi fiable que l'ébauche tout en possédant une incertitude réduite. Le choix est donc fait d'utiliser la matrice  $\rho_3$  dans la suite des expériences.

### Effet de l'anamorphose : expériences A1 à A6

Comme pour la localisation, la décomposition du NCRPS est utilisée pour déterminer l'impact de l'anamorphose sur l'erreur des réanalyses (Figure 5.6). L'effet de l'anamorphose n'est pas probant sur l'indice de fiabilité, où aucune différence n'est visible. Sur le NCRPS potentiel, une légère diminution est présente lorsque l'anamorphose est utilisée. Cette légère différence est également visible dans le NCRPS. Malgré une influence positive peu marquée, l'anamorphose est conservée dans la suite des expériences. Les réanalyses présentées utilisent donc toute la matrice de localisation  $\rho_3$  et l'anamorphose.

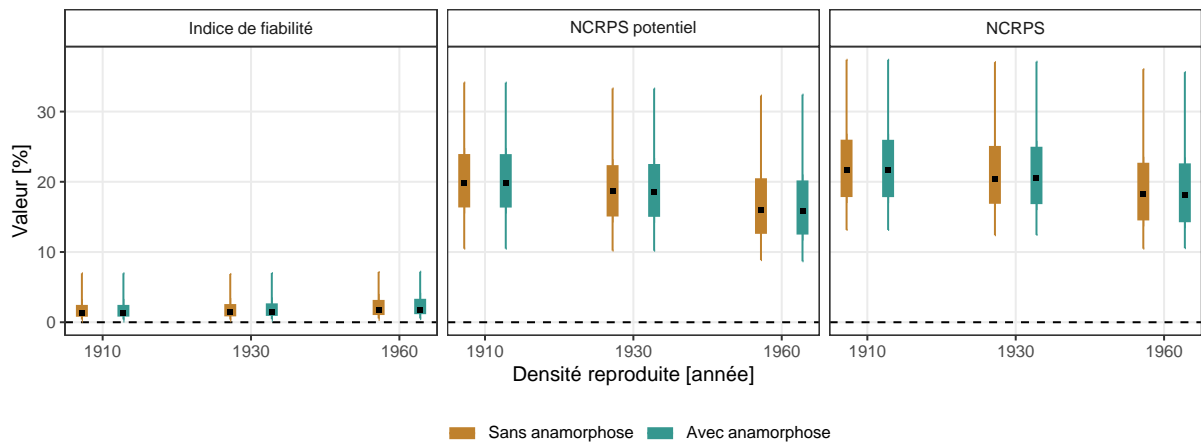


FIGURE 5.6 – Effet de l’anamorphose sur la décomposition du NCRPS des 305 bassins versants de validation. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

### Effet de l'ébauche considérée : expériences E1 à E9

Un des objectifs des expériences réalisées est de déterminer parmi des reconstructions hydrologiques existantes (SCOPE Hydro, HydRE, ou HydREM), la meilleure ébauche. Le biais, la corrélation et la décomposition du NCRPS ont donc été calculés sur diverses réanalyses utilisant les trois ébauches et les différentes densités (Figure 5.7).

Les reconstructions SCOPE Hydro possèdent un léger biais humide sur la période 2009-2012. Ce biais est absent des reconstructions HydRE/HydREM et l'impact de l'assimilation sur leur biais respectif est négligeable. En revanche, pour SCOPE Hydro, le biais évolue suivant la densité de stations assimilées. Cependant, le biais humide reste présent même en 1960. L'impact de l'assimilation de données sur les corrélations de SCOPE Hydro est très visible avec des augmentations importantes sur les densités 1935 et 1960. Sur HydRE et HydREM, l'augmentation est également présente mais dans une mesure moindre. Malgré leurs fortes progressions avec la densité croissante, les valeurs de corrélation des réanalyses utilisant SCOPE Hydro comme ébauche restent inférieures à celles des reconstructions HydRE et HydREM (avant l'assimilation).

Les reconstructions HydRE possèdent les plus faibles NCRPS potentiels, suivi par HydREM puis SCOPE Hydro. Là encore, l'assimilation a un impact très fort sur l'incertitude de SCOPE Hydro, et beaucoup moins fort sur les deux autres reconstructions. L'impact de l'assimilation sur HydRE est en particulier extrêmement faible avec quasiment aucune diminution du NCRPS potentiel. Ainsi, sur la densité 1960, les différences entre les réanalyses sont bien plus faibles que celles existant entre les reconstructions utilisées comme ébauche. Pour l'indice de fiabilité, les valeurs sont bien plus élevées dans HydRE que HydREM et SCOPE Hydro. L'impact de l'assimilation sur la fiabilité est assez faible pour les trois ébauches, avec une légère hausse dans toutes les réanalyses. Le NCRPS met en avant des erreurs plus importantes dans SCOPE Hydro que dans HydRE avant assimilation. La bonne fiabilité de HydREM lui permet d'obtenir l'erreur la plus faible. L'assimilation de données a encore une fois un effet important sur SCOPE Hydro et HydREM mais bien moins sur HydRE. De ce fait, sur la densité de 1960, la réanalyse provenant de SCOPE Hydro possède des erreurs similaires à celle issue de HydRE. Sur les trois densités ce sont les réanalyses utilisant HydREM comme ébauche qui possèdent les erreurs les plus basses.

Pour conclure, les réanalyses issues de HydREM possèdent les caractéristiques les plus intéressantes sur la période 2009-2012. L'utilisation de HydRE comme ébauche ne permet pas d'obtenir des réanalyses fiables. De plus, l'impact de l'assimilation sur cette ébauche est limitée par sa faible incertitude qui conduit à moins prendre en compte les observations assimilées.

L'assimilation sur SCOPE Hydro est quant à elle bien visible même sur des densités assez faibles et mène à des réanalyses de meilleure qualité que l'ébauche. Cet aspect est particulièrement intéressant puisque dans le passé, les reconstructions HydREM et SCOPE Hydro ont tendance à être plus proches que sur la période 2009-2012. La réussite de l'assimilation de données dans SCOPE Hydro permet donc d'envisager sereinement l'utilisation de HydREM comme ébauche dans le passé. Ces tests ont permis de sélectionner les reconstructions HydREM comme ébauche de la réanalyse FYRE Hydro, en utilisant dans le schéma d'assimilation l'anamorphose et la matrice de localisation  $\rho_3$ .

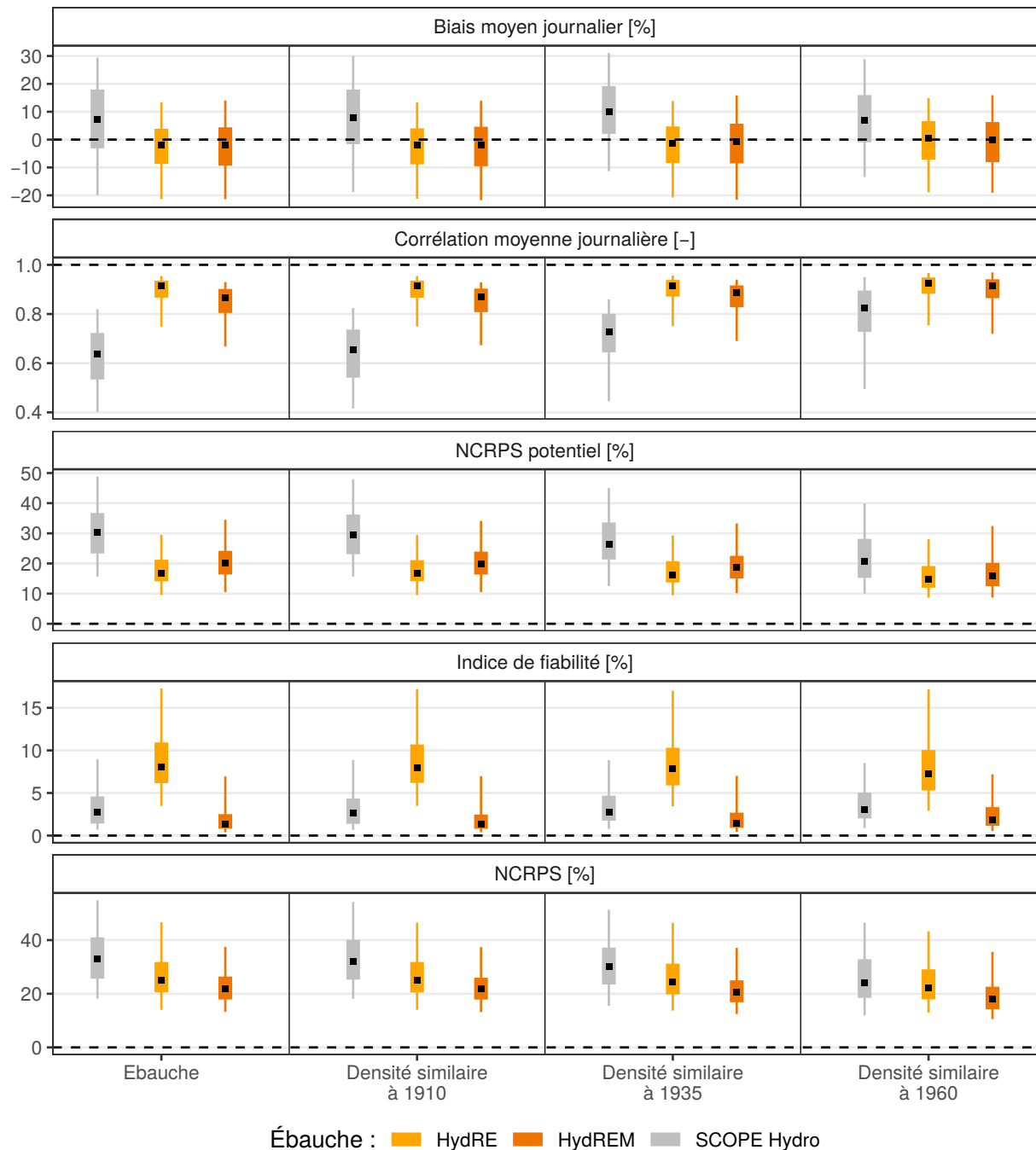


FIGURE 5.7 – Impact de l'ébauche utilisée sur la qualité des réanalyses produites. Les scores sont calculés sur les 305 bassins versants de validation. Pour le biais et la corrélation les valeurs correspondent à la médiane des scores des 25 membres. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

### Effet de la densité

L'évaluation de la sensibilité du schéma d'assimilation aux différentes densités d'observations du réseau hydrométrique est présentée dans la Figure 5.8 et la Figure 5.9.

La Figure 5.8 est un focus sur une partie des résultats présentés dans la Figure 5.7. Le calcul du biais journalier a mis en avant un très léger biais dans les reconstructions HydREM, et l'augmentation de la densité permet d'obtenir des réanalyses où la distribution du biais est centrée en zéro. Bien que les corrélations de HydREM soit déjà élevées, avec des valeurs moyennes proches de 0,85, l'effet de l'assimilation permet encore de les augmenter. Une légère hausse est visible dès 1910, qui se confirme avec les densités 1935 et 1960, avec des corrélations qui atteignent 0,9 en moyenne.

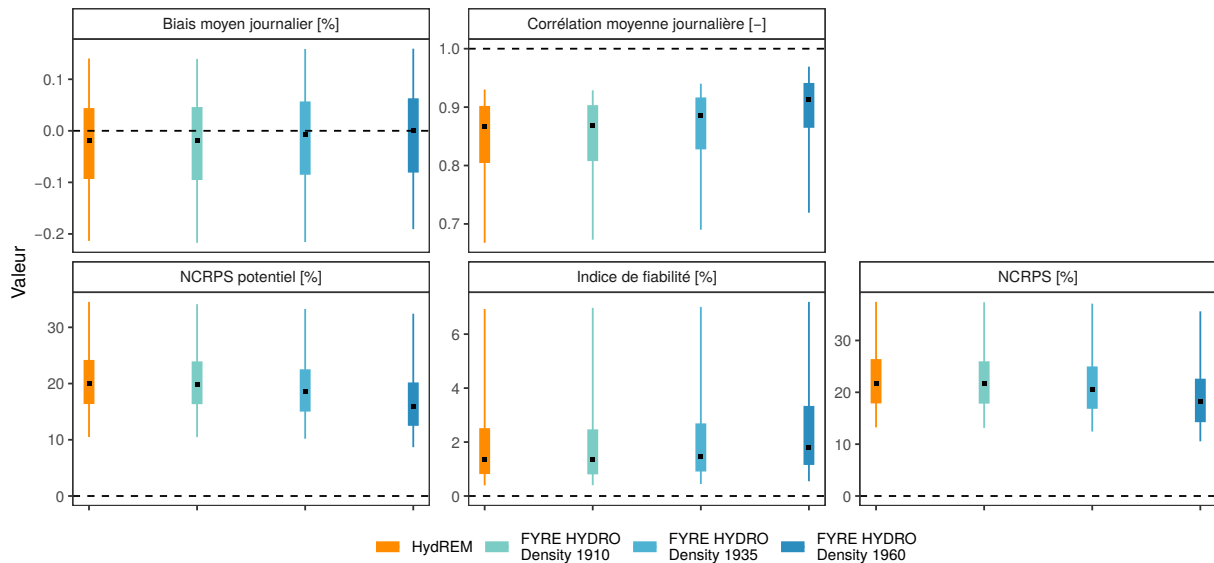


FIGURE 5.8 – Impact de la densité d'observations sur la qualité des réanalyses produites. Les scores sont calculés sur les 305 bassins versants de validation. Pour le biais et la corrélation, les valeurs correspondent à la médiane des scores des 25 membres. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.

Le NCRPS potentiel est lui aussi positivement impacté par l'assimilation de données avec des valeurs moyennes passant de 20 % dans l'ébauche à 15 % dans FYRE Density 1960. En parallèle, une augmentation très légère de l'indice de fiabilité est également présente. Cette augmentation n'est que très peu visible sur les densités 1910 et 1935. Elle atteint +0,5 % pour la densité de 1960, ce qui reste acceptable. Le NCRPS diminue quant à lui dès FYRE Hydro Density 1910, bien que la différence soit légère. Cette diminution devient plus importante au fur et à mesure que de nouvelles stations sont assimilées.

Afin de terminer cette évaluation des réanalyses avec différentes densités, des exemples de chroniques de débits journaliers appartenant aux bassins versants d'étude sont présentés sur la Figure 5.9. Sur le bassin de la Chée et de l'Aveyron, aucune différence entre HydREM et la réanalyse FYRE Hydro Density 1910 n'est visible. En effet, les stations assimilées sont uniquement situées dans les Alpes. Or, la Chée se situe dans le nord-est de la France et l'Aveyron dans le Massif central (Figure 5.3). Sur la Roya, située au sud des Alpes près de la Méditerranée, des différences existent entre l'ébauche et la réanalyse, avec une légère réduction de l'incertitude.

La réanalyse FYRE Hydro Density 1935 n'est pas différente de l'ébauche sur le bassin de la Chée, aucune station n'étant disponible dans le sud. Pour la Roya, la réduction d'incertitude présente dans la réanalyse est plus importante que dans la réanalyse FYRE Density 1910. Enfin,

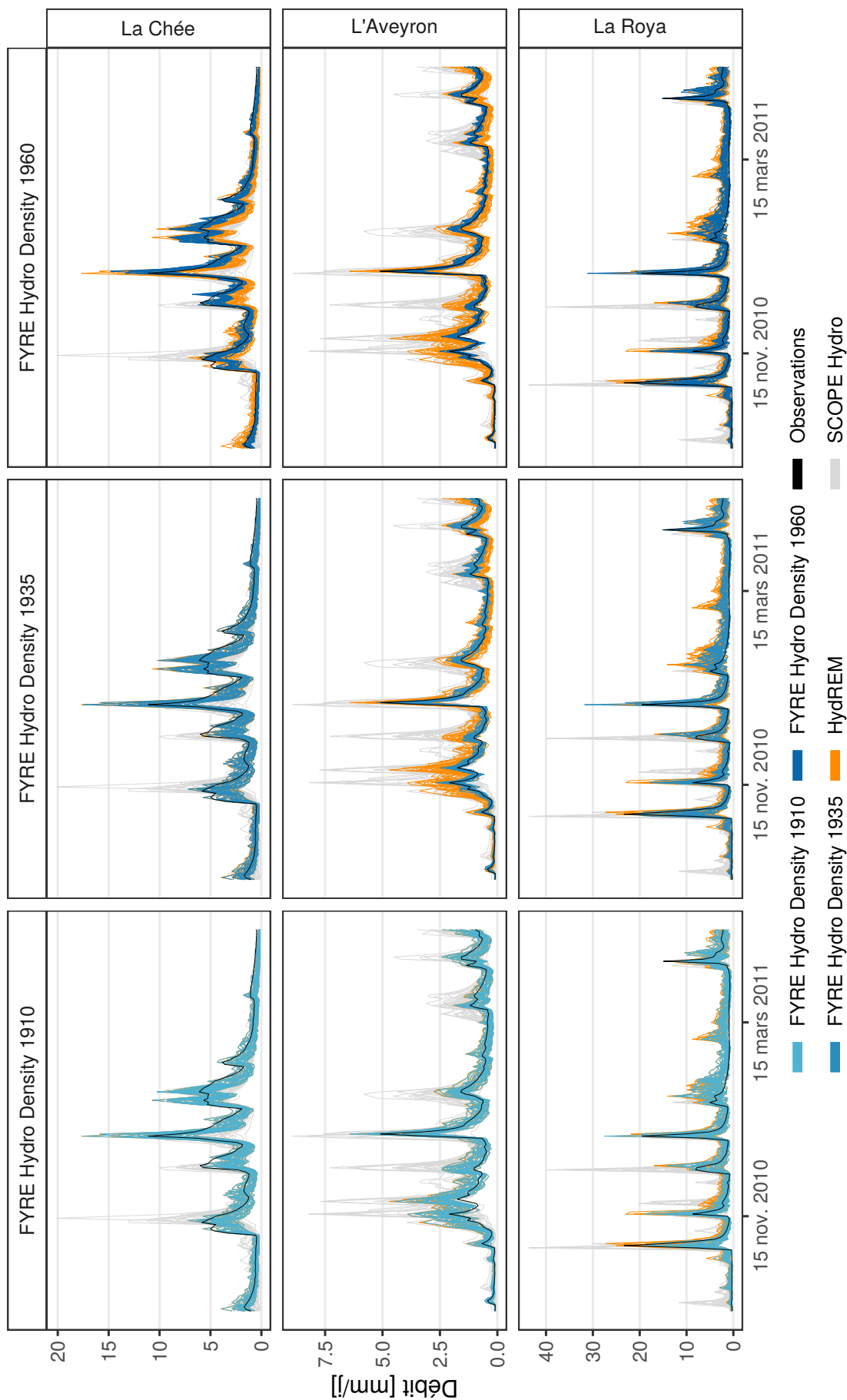


FIGURE 5.9 – Chroniques journalières entre le 1<sup>er</sup> octobre 2010 et le 31 avril 2011 pour la Chée à Villotte-devant-Louppy (H5142610), l’Aveyron à Villefranche-de-Rouergue (O5192520) et la Roya à Tende (Y6614010).

l'effet de l'assimilation est encore plus important sur l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue. En effet, en 1935, la station de l'Aveyron à Laguëpie est assimilée et se situe en aval de l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue. Les covariances entre les deux bassins versants sont donc élevées et permettent de transférer l'information entre les deux chroniques de débits. Cette réduction de l'incertitude mène ainsi à une réanalyse qui est très fine et très fiable.

Avec la densité de 1960 et des stations assimilées dans le nord de la France, on constate cette fois-ci un effet de l'assimilation sur le bassin versant de la Chée. Globalement, la réduction de l'incertitude s'accompagne d'une augmentation de la corrélation de l'ensemble avec les observations. Pour l'Aveyron, la réduction d'incertitude est encore plus importante que pour FYRE Density 1935 tout en conservant une fiabilité élevée. Enfin, la différence entre FYRE Hydro Density 1935 et FYRE Hydro Density 1960 sur la Roya est assez faible.

Les différentes expériences ont mis en avant la sensibilité des réanalyses à la densité d'observation, notamment en termes d'incertitude. L'amélioration due à l'assimilation de données avec les densités de 1935 et 1960 est clairement présente sur la France entière. Enfin, l'assimilation de données dans des bassins versants emboîtés s'est avérée extrêmement efficace.

## Conclusion

Les différentes expériences ont permis de mettre en avant l'intérêt d'une matrice de localisation relativement stricte ( $\rho_3$ ). Cela semble logique puisque les ensembles utilisés pour produire les matrices de covariance d'ébauche ne sont composés que de 25 membres. L'anamorphose a également montré un intérêt, puisque celle-ci améliore légèrement les réanalyses produites. Enfin, le schéma d'assimilation s'est avéré robuste face à des variations importantes du nombre de stations assimilées.

Les diverses expériences réalisées dans cette section ont démontré l'impact positif de l'assimilation *offline* d'observations hydrométriques dans des reconstructions hydrologiques. L'effet est particulièrement visible lorsque les reconstructions possèdent des corrélations faibles et une incertitude importante (comme SCOPE Hydro), alors que l'effet est plus limité – mais reste positif – sur les reconstructions de meilleure qualité (HydRE et HydREM). Les expériences ont montré que les reconstructions HydREM sont les plus à même de produire une réanalyse hydrologique de qualité.

Enfin, le schéma d'assimilation s'est avéré robuste face à des variations importantes du nombre de stations assimilées. Bien que ces expériences aient permis de simuler des densités d'observations du passé, la variation de qualité au cours du temps des reconstructions HydREM (provenant de l'évolution du nombre d'observation assimilé dans FYRE Climate) n'a pas été prise en compte. Cependant, les reconstructions SCOPE Hydro possèdent des caractéristiques similaires à HydREM. L'impact positif de l'assimilation sur SCOPE Hydro, au cours des expériences, nous amène donc à penser que l'impact de l'assimilation dans HydREM dans le passé sera également positif.

## 5.3 Création de la réanalyse hydrologique sur 142 ans

### 5.3.1 Résumé des choix

La section précédente a permis d'effectuer des choix méthodologiques à l'aide de diverses expériences lors de la période 2009-2012. Les choix effectués pour la réanalyse FYRE Hydro sont indiqués dans le Tableau 5.5. Le schéma d'assimilation utilise la matrice  $\rho_3$ , la matrice la plus stricte, ainsi que la transformation gaussienne des débits journaliers. L'ébauche est fournie par les 25 membres des reconstructions HydREM et un EnSRF est mis en place pour assimiler les observations hydrométriques journalières.

Tableau 5.5 – Résumé des choix méthodologiques utilisés dans la réanalyse FYRE Hydro.

Ébauche	Observations	Erreur d'observation	Écart-type minimum	Matrice de localisation	Anamorphose
HydREM	Débits journaliers de la Banque Hydro	15 % de $Q_{obs}$	0,01mm	$\rho_2$	Oui

L'analyse est effectuée à l'aide du filtre de l'EnSRF sur chacun des jours entre le 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 29 décembre 2012. La concaténation des analyses sur les 142 ans permet d'obtenir FYRE Hydro. La réanalyse se compose de 25 membres de débits disponibles sur les 661 bassins versants de l'étude. Les premières observations disponibles sur ces 661 bassins le sont à partir de l'année 1904. Avant cela, l'ébauche ne sera donc pas modifiée par l'assimilation de données.

Le reste de la section s'attache à décrire cette nouvelle réanalyse avec un accent mis sur la comparaison entre FYRE Hydro et HydREM, mais aussi SCOPE Hydro, sur la période 1871-2012. En effet, il est difficile de valider amplement la réanalyse sur les 661 bassins versants puisque les débits observés ne sont plus indépendants. Cependant, la comparaison des chroniques de la réanalyse à des reconstructions et aux débits des grands fleuves français permet une estimation de l'impact de l'assimilation.

### 5.3.2 Effet sur différents bassins versants

Dans un premier temps, des chroniques de débits à différents pas de temps sont présentés. L'année 1920 est utilisée au pas de temps journalier pour montrer l'impact de l'assimilation avec une faible densité d'observations. La Figure 5.10 met en avant une incertitude plus faible dans les reconstructions HydREM et la réanalyse FYRE Hydro que dans les reconstructions SCOPE Hydro. Sur l'année 1920, l'assimilation de données n'a aucun impact sur la Chée à la Villotte. En effet, ce bassin situé dans le nord-est de la France se trouve éloigné des observations hydrométriques assimilées sur cette période (voir Figure 5.3). Pour l'Aveyron à

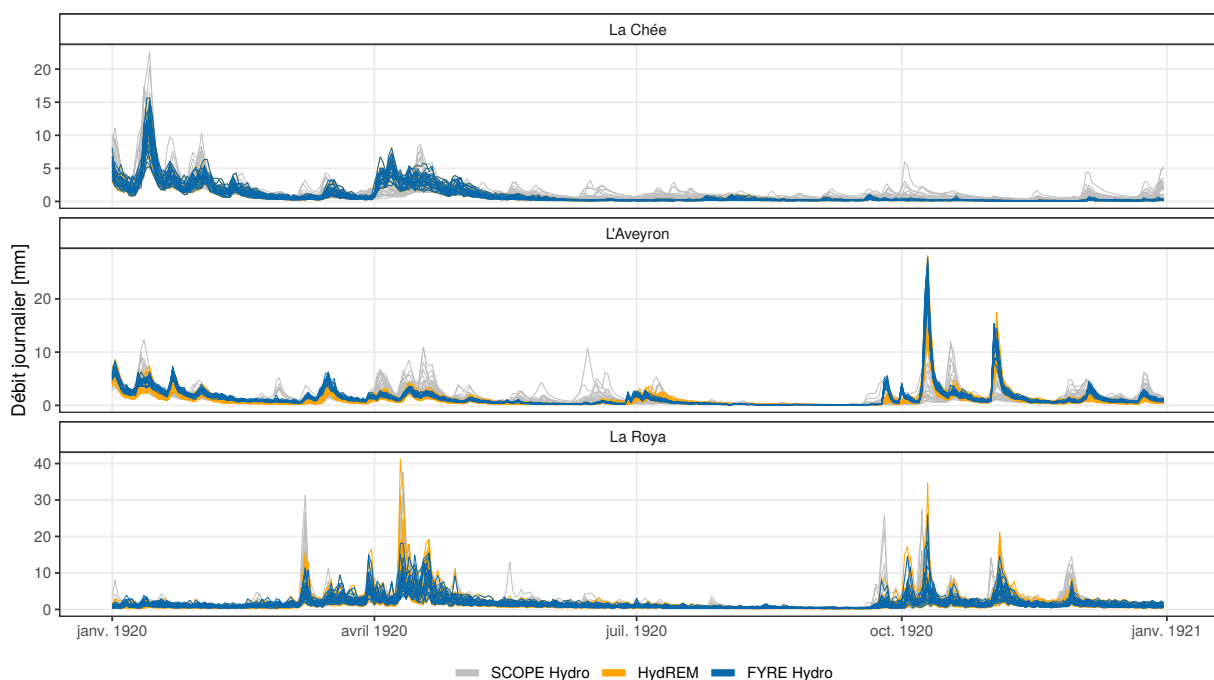


FIGURE 5.10 – Chroniques journalières entre le 1<sup>er</sup> janvier 1920 et le 31 décembre 1920 pour la Chée à Villotte-devant-Louppy (H5142610), l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue (O5192520) et la Roya à Tende (Y6614010).



Villfranche-de-Rouergue, les reconstructions HydREM présentait déjà une incertitude assez faible. La réanalyse FYRE Hydro présente une incertitude encore plus réduite et avec une légère augmentation des débits tout le long de l'année. Enfin, sur la Roya, l'effet de l'assimilation est particulièrement présent sur les périodes de hautes eaux avec une diminution de l'incertitude en comparaison de HydREM.

Le pas de temps mensuel permet d'observer les variations de débits sur un période plus longue s'étendant des années 1910 à la fin des années 1920 (Figure 5.11). Le choix de la période est effectué pour inclure une période où l'ébauche est biaisée (voir Figure 4.26). Sur la totalité de la période considérée l'impact de l'assimilation sur la réanalyse FYRE Hydro est nulle sur le bassin versant de la Chée, car aucune observation n'est située proche du bassin versant avant les années 1940-1950. Sur l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue, l'assimilation n'a pas d'effet avant l'année 1914. Après cela, une forte diminution de l'incertitude s'observe dans FYRE Hydro. De plus, les débits sur les périodes de hautes eaux sont clairement plus élevés dans FYRE Hydro que dans HydREM. Cela est encourageant étant donné la tendance à sous-estimer les débits dans les années 1920-1940 qui s'observe dans HydREM (voir Figure 4.26 dans le chapitre 4). Ce changement de comportement de la réanalyse apparaît en 1914 car une station située en aval à Laguéprie est disponible et assimilée à partir de cette année-là. Dans les années 1912-1914, l'effet de l'assimilation est présent dans la réanalyse sur la Roya, sur la période suivante (1915-1918) cet impact est nettement moins visible. Puis, sur le reste de la période, une réduction de l'incertitude apparaît de façon homogène.

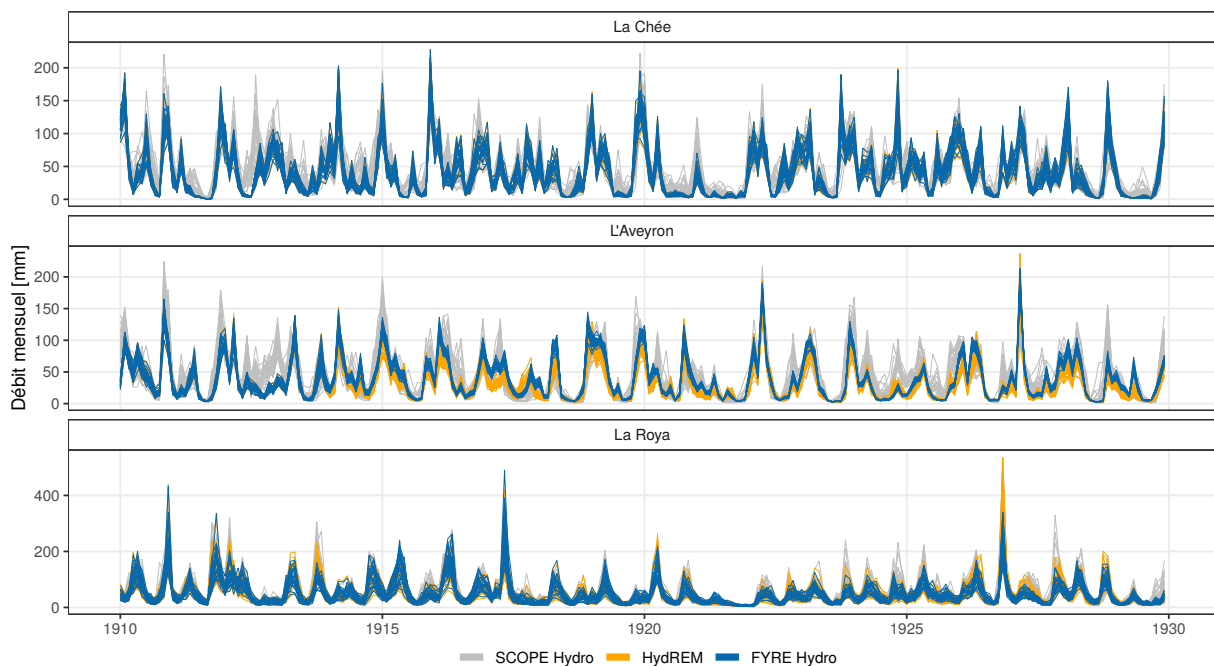


FIGURE 5.11 – Chroniques mensuelles entre le mois de janvier 1910 et le mois de décembre 1929 pour la Chée à Villotte-devant-Louppy (H5142610), l'Aveyron à Villefranche-de-Rouergue (O5192520) et la Roya à Tende (Y6614010).

Afin de terminer, les chroniques annuelles de SCOPE Hydro, de HydREM, de FYRE Hydro, et des observations sur les trois bassins versants d'étude sont exposées sur la Figure 5.12. La réduction de l'incertitude sur le bassin de la Chée débute dans les années 1945. Avant cela, il n'y a que peu de différence entre les reconstructions HydREM et la réanalyse FYRE Hydro. La réduction est assez importante et le faisceau conserve environ la même incertitude lorsque les observations sont assimilées, ce qui démontre la cohérence de la réanalyse sur ce bassin.

Au contraire, l'assimilation de données permet de réduire l'incertitude sur les chroniques de l'Aveyron de façon importante dès le début de l'année 1914. Cette incertitude tend à se réduire au fur et à mesure des années. Comme pour la Chée, aucun changement de comportement n'est



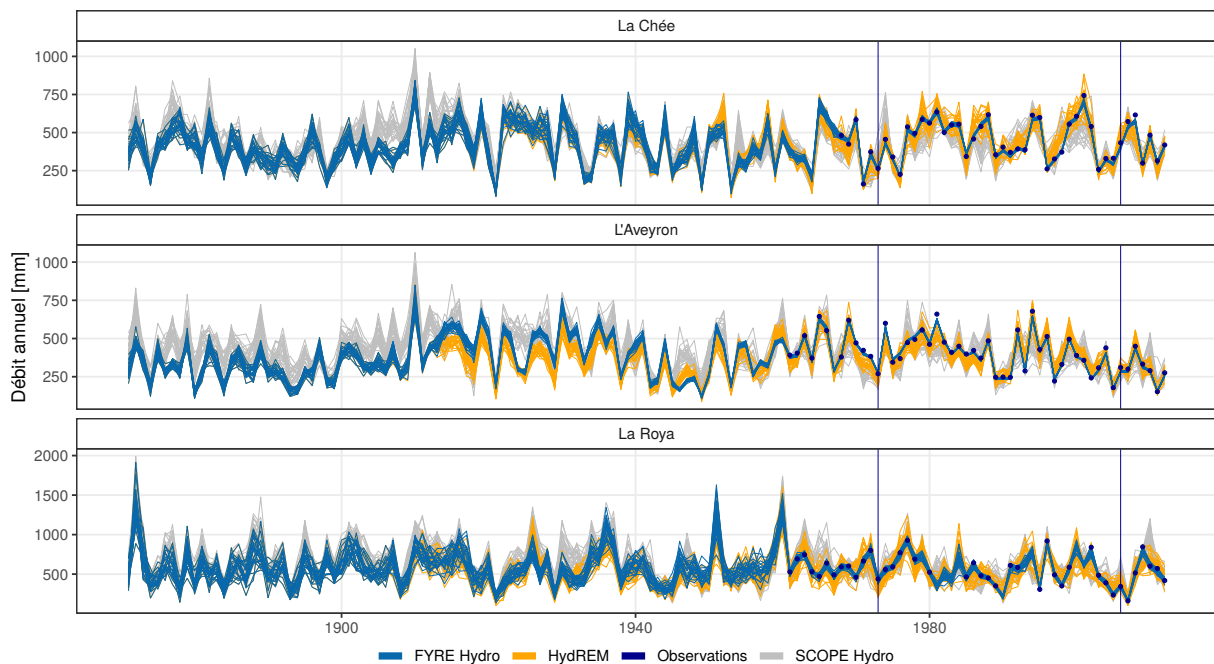


FIGURE 5.12 – Chroniques annuelles sur la période 1871-2012 pour la Chée à Villotte-devant-Louppy (H5142610), l’Aveyron à Villefranche-de-Rouergue (O5192520) et la Roya à Tende (Y6614010).

visible entre la période sans observation et celle avec. Sur la période 1915-1940 les chroniques de FYRE Hydro sont supérieures à celles de HydREM, et un biais sec sur l’ébauche avait été identifié dans le chapitre 4. Il semblerait donc que pour certains bassins versants ce biais soit (possiblement) corrigé par l’assimilation de données.

Les chroniques de la Roya à Tende possèdent une incertitude qui est nettement plus élevée que les deux autres bassins versants, montrant un contexte de modélisation difficile, du fait de l’influence nivale importante, et donc une erreur modèle importante. Sur la période 1910-1960, une légère baisse d’incertitude est visible entre HydREM et FYRE Hydro. Cependant, ce n’est que sur la période récente ou lorsque des observations sont assimilées que l’incertitude de la réanalyse se réduit considérablement. Néanmoins, même sur les quelques années ne possédant pas d’observations au sein de la période de calibration, le faisceau reste plutôt certain du fait des nombreuses observations disponibles sur les autres bassins versants.

### 5.3.3 Différence entre HydREM et FYRE Hydro

Afin d’étudier l’impact de l’assimilation de données hydrométriques de façon plus globale sur la France, l’évolution des rapports entre les débits annuels de HydREM et FYRE Hydro sur les 661 bassins versants sont étudiés (Figure 5.13).

Avant l’année 1904, les deux produits sont identiques avec un rapport qui est donc égal à 1. C’est à partir de l’année 1918 que des différences apparaissent à l’échelle de la France. Sur toute la période 1920-1940, la réanalyse FYRE Hydro produite est plus humide que les reconstructions HydREM. Cette différence est assez faible en moyenne mais atteint parfois plus de 20 % sur certains bassins versants. Cette augmentation des débits dans la réanalyse sur cette période est encourageante puisqu’un biais sec avait été identifié dans HydREM au chapitre 4.

Entre 1945 et 1965 les rapports entre les deux produits sont centrés autour de 1 et varient spatialement entre +/- 10 %, témoignant d’un impact assez léger de l’assimilation de données. Deux comportements distincts sont présents sur la période récente. Entre 1965 et 1990 les reconstructions HydREM sont plus sèches que FYRE Hydro, avec des différences moyennes de

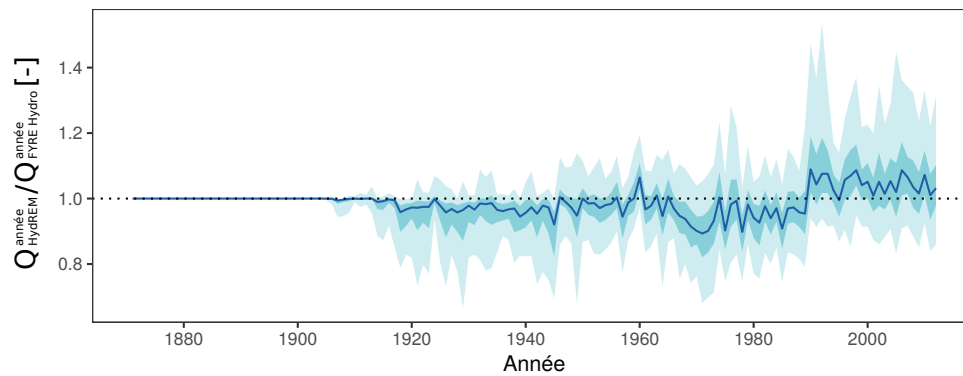


FIGURE 5.13 – Évolution des rapports entre les débits annuels de HydREM/FYRE Hydro. Les rapports sont calculés sur les 661 bassins versants. Le trait bleu foncé représente la médiane des valeurs, le ruban foncé les quantiles 25 et 75, le ruban clair les quantiles 5 et 95.

l'ordre de 5 à 10 %. Au contraire, entre 1990 et 2012, la réanalyse produit des débits plus élevés que les reconstructions, avec des différences du même ordre de grandeur.

Cette différence provient de la calibration. En effet, le modèle est calibré sur une période qui recoupe une phase humide (sur les années récentes) et une phase plus mitigée (entre 1970 et 1990). Les paramètres calibrés permettent d'obtenir des biais qui sont nuls sur l'ensemble de la période de calage, mais, au sein de cette période, il existe des périodes de surestimation et de sous-estimation des débits. C'est cette différence que vient corriger l'assimilation de données au sein des reconstructions HydREM.

Cet exemple montre qu'il est difficile de calibrer de façon simple le modèle pluie-débit. En effet, se restreindre à la période sèche (ou humide) lors de la calibration ne serait pas optimal car l'extrapolation des paramètres dans une période humide (ou sèche) ne serait pas robuste. Une solution possible serait de calibrer le modèle à la fois sur la période sèche et sur la période humide pour obtenir plusieurs jeux de paramètres adaptés à des situations différentes. Cette remarque est également valable pour l'erreur modèle qui est calculée sur une période identique. Ces différences qui sont dues à des périodes sèches et humides ne sont donc pas corrigées par l'erreur modèle.

En résumé, l'impact de l'assimilation est présent même sur les périodes où peu d'observations sont disponibles. De plus, sur la période récente, l'assimilation a permis de corriger les biais secs et humides présents de par la calibration du modèle GR6J+CemaNeige.

### 5.3.4 Évolution de l'incertitude

L'évolution des incertitudes est clairement différente selon le produit considéré, comme le montre la Figure 5.14. Les reconstructions SCOPE Hydro et HydREM possèdent des incertitudes qui n'évoluent que très peu au cours des 142 ans, mais qui possèdent une variabilité interannuelle importante. Les incertitudes des reconstructions HydRE et de la réanalyse FYRE Hydro ont au contraire tendance à diminuer au cours du temps.

Sur le début de la période, les incertitudes de HydREM et de FYRE Hydro sont identiques, se trouvant entre les valeurs de SCOPE Hydro et de HydRE. En effet, avant 1904, aucune observation n'est assimilée dans les reconstructions, les valeurs de HydREM et de FYRE Hydro sont donc identiques. Cependant, dès les années 1910, une différence apparaît entre les deux produits avec une diminution de l'incertitude de FYRE Hydro au fur et à mesure que le nombre d'observations hydrométriques augmente. À partir des années 1960, les incertitudes de FYRE Hydro sont également inférieures à celles de HydRE, des observations étant assimilées sur la quasi-totalité des stations des 661 bassins versants.

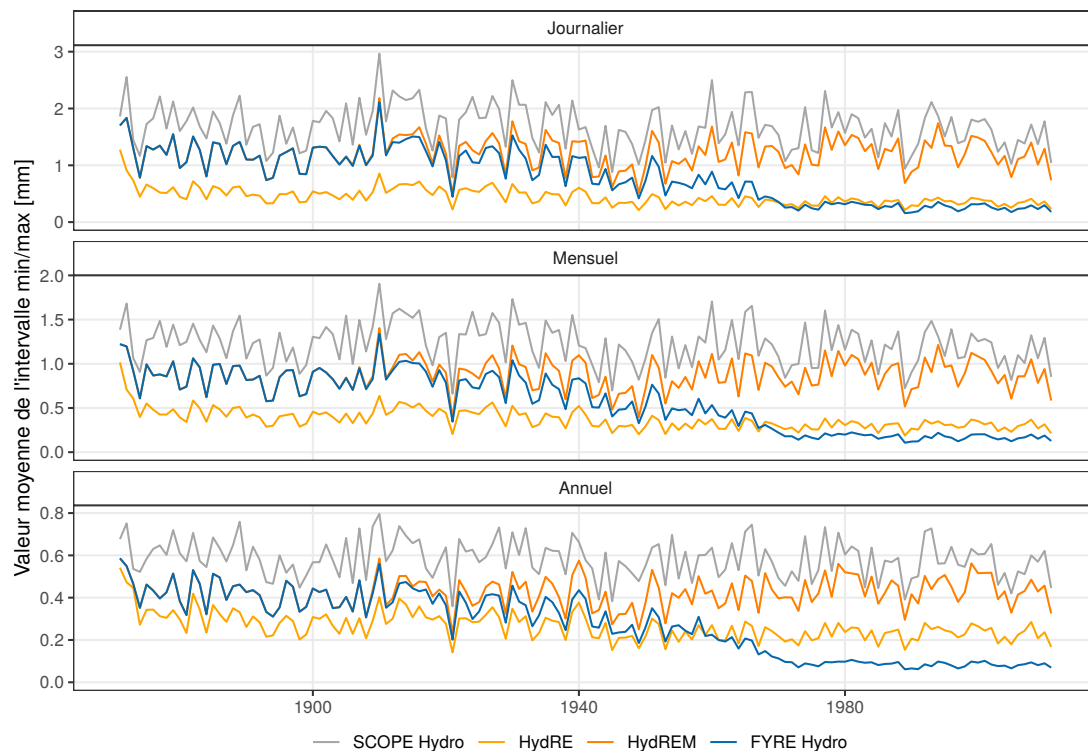


FIGURE 5.14 – Évolution de l'incertitude (représentée par l'intervalle moyen entre le minimum et le maximum des 25 membres) pour différents pas de temps sur la période 1871-2012. Les traits représentent la moyenne annuelle sur les 661 bassins versants de l'étude.

Enfin, sur les différents pas de temps, la dynamique sur les incertitudes des différents produits est identique. Cependant, les incertitudes sur les débits annuels sont plus faibles que celles en mensuel et en journalier. Cet effet est hérité des incertitudes dans les forçages climatiques qui possèdent eux aussi des incertitudes plus faibles sur les pas de temps plus longs.

### 5.3.5 Variabilité décennale et multi-décennale

#### Variabilité multi-décennale sur la France

Les variations multi-décennales de SCOPE Hydro, HydREM et FYRE Hydro sont présentées sur la Figure 5.15 en plus des variations sur les grands fleuves français.

SCOPE Hydro possède des variations multi-décennales qui ne sont pas réellement en accord avec les observations des fleuves. En effet, sur la période 1900-1920 on constate une phase de surestimation dans SCOPE Hydro. De plus, sur la période récente une légère sous-estimation est visible autour des années 1980.

En ce qui concerne HydREM, les variations sont globalement bien en accord avec celles des fleuves français, avec deux phases positives (1910-1930 et 1970-1990) et deux phases négatives (1871-1910 et 1935-1960). Comme décrit dans le chapitre 4, une légère sous-estimation des débits est visible sur la période 1920-1940. Une surestimation des débits est également présente dans la période récente.

La réanalyse hydrologique FYRE Hydro présente des cycles multi-décennaux quasi-identiques aux observations. Le biais présent sur la période 1920-1940 dans l'ébauche semble en partie être corrigé. La surestimation des débits est également absente de la réanalyse sur la période récente. Dans l'ensemble, FYRE Hydro fournit des variations qui sont plus cohérentes que SCOPE Hydro ou même HydREM.

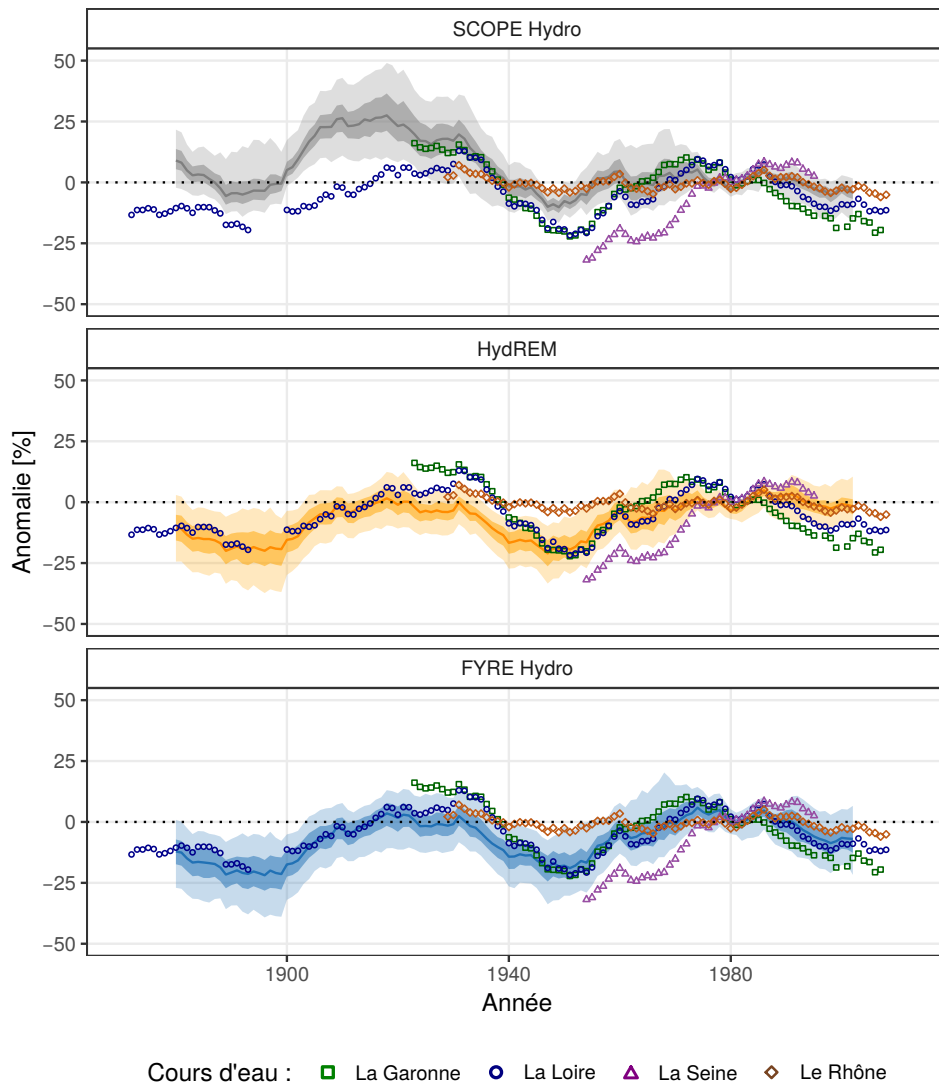


FIGURE 5.15 – Anomalies de débits lissées par une moyenne glissante sur 20 ans en prenant comme référence la période 1970-2010. Pour les reconstructions/réanalyses, les anomalies sont calculées sur chacune des 661 stations disponibles. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95.

### Variabilité décennale sur les fleuves

Afin de mener plus loin l'évaluation de FYRE Hydro, les variations décennales de chacun des fleuves sont mis en relation avec les variations décennales des stations présentes sur son bassin versant (l'association est faite en utilisant la première lettre du code de la Banque HYDRO, voir la section 1.2.2 pour plus de détails).

Comme on peut le voir sur la Figure 5.16, les variations sont différentes suivant le fleuve considéré : le Rhône possède par exemple des variations d'amplitude faible en comparaison des autres fleuves. Les variations de FYRE Hydro sur le bassin du Rhône sont bien corrélées avec celles observées à la station. Cependant, un léger décalage existe au niveau des années 1940-1960, avec des anomalies légèrement plus faibles dans FYRE Hydro. Néanmoins, le faisceau représentant la variabilité spatiale des bassins versants contient toujours les variations observées sur le Rhône. Sur la Seine, les variations sont également bien corrélées, mais avec une surestimation des anomalies dans FYRE Hydro avant les années 1960 qui est assez importante. Sur la Garonne et la Loire possédant les plus longues chroniques, les variations entre les

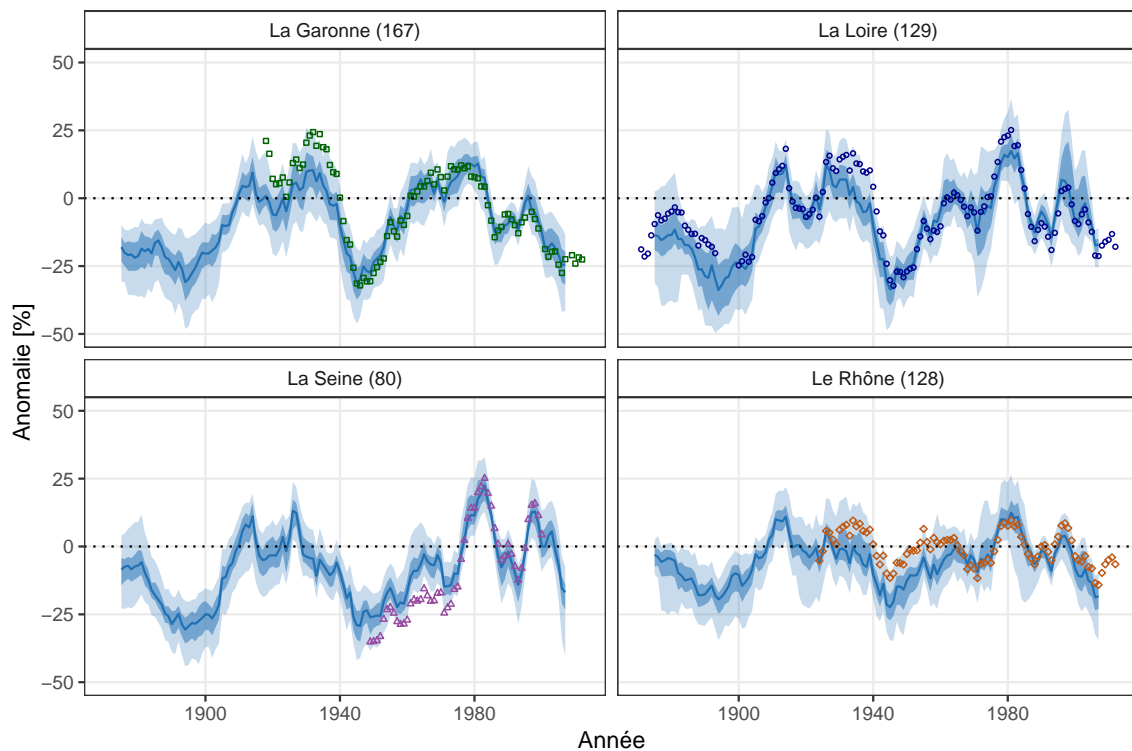


FIGURE 5.16 – Anomalies de débits lissées par une moyenne glissante sur 10 ans en prenant comme référence la période 1970-2010. Pour FYRE Hydro (en bleu), les anomalies sont calculées sur les stations présentes dans le bassin versant (voir Figure 1.23). Le nombre de stations est indiqué entre parenthèses après le nom du fleuve. Le trait plein représente la médiane de ces anomalies lissées, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95.

observations et FYRE Hydro sont très élevées sur les 142 ans. Des légers décalages entre les anomalies sont néanmoins présentes entre 1930 et 1940 pour le bassin de la Garonne et sur 1871-1890 pour la Loire. Cependant, les observations de débits des grands fleuves restent ici dans le faisceau de la réanalyse.

Globalement, la réanalyse et les observations sur les grands fleuves montrent une bonne corrélation sur l'ensemble de la période. La séparation en plusieurs sous-régions de la France a permis de démontrer que la réanalyse reconstruit des variations décennales qui sont différentes suivant les grands bassins versants considérés.

### 5.3.6 Exemples d'utilisation

Cette sous-section fournit quelques exemples d'utilisation de la réanalyse FYRE Hydro, centrés sur l'identification et l'analyse des événements hydrologiques remarquables en France entre 1871 et 2012.

**Évolution des records minimum et maximum dans les débits mensuels** La Figure 5.17 présente le nombre de stations possédant par mois un record de débit maximum ou minimum sur la période 1871-2012. Ces chroniques sont présentées pour chacun des 25 membres de la réanalyse FYRE Hydro.

Parmi les années présentant des records de maximums couvrant un nombre important de stations on retrouve : 1872, 1876, 1882, 1907, 1910, l'hiver 1935-1936, l'hiver 1944-1945, l'hiver 1954-1955, 1966, l'hiver 1993-1994 ou encore 2001. Ces périodes sont cohérentes avec l'ouvrage

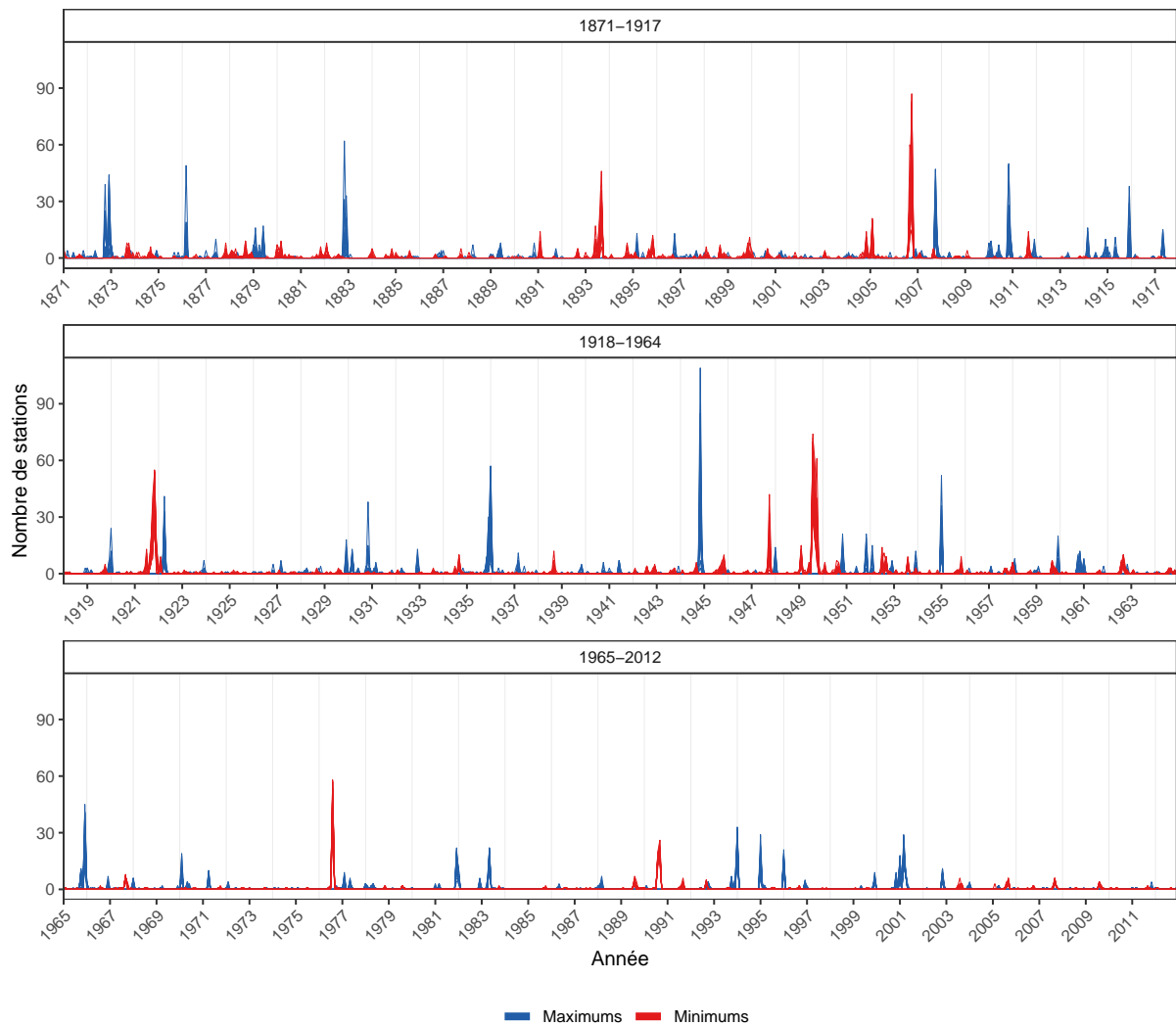


FIGURE 5.17 – Nombre de stations possédant un record de débit mensuel maximum (en bleu) ou minimum (en rouge) dans FYRE Hydro sur la période 1871-2012. Les différentes courbes représentent les 25 membres.

« Les inondations remarquables en France » (Lang et Coeur, 2014) qui procure une synthèse des inondations sur la période 1770-2011.

Parmi les quelques années citées précédemment on retrouve :

- l’hiver 1872-1873 : avec des inondations sur la Seine, comme en témoigne le tableau « Le Bac de l’île de la Loge, inondation » d’Alfred Sisley mais aussi différents magazines <sup>1</sup> ;
- le début d’année 1910 est largement documenté dans l’ouvrage de Lang et Coeur (2014). Les inondations de cette année ont touché une grande partie du nord de la France ;
- la fin de l’année 1935 est également présente, avec des crues sur le Rhône et la Garonne (Pardé, 1937; Lang et Coeur, 2014) ;
- l’hiver 1954-1955, avec des crues répétées sur le Rhône (Pardé, 1958) mais également sur la Seine (Lang et Coeur, 2014). Une crue lente vient frapper la Saône, qui atteint 6 km de large par endroit (Dubrion, 2008).

La fréquence des événements ne semblent pas suivre de tendance définie. Aucune concentration d’événements n’indique une période plus favorable à la création d’événements records. Cependant, la période 1880-1910 – identifiée dans la Figure 5.17 comme une période sèche – présente un nombre moins important de records que le reste de la période.

1. <https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k31457w/>



Parmi les mois les plus secs, l'année 1893 est la sécheresse importante la plus ancienne de la période 1871-2012 (Figure 5.17). Elle a également touché le Royaume Uni et l'Irlande (Cook *et al.*, 2015). La sécheresse de 1906 est également très marquée : comme évoqué au chapitre 4, cette sécheresse est provoquée par le manque de précipitations du début d'année (Plumandon, 1907). L'événement de 1921 est également bien présent (Duband, 2010), avec un étalement temporel des records qui est plus important que les deux sécheresses précédemment évoquées. La sécheresse de 1949 bat également des records sur plusieurs bassins, notamment la Loire (Moreau, François, 2004), avec une durée similaire à celle de 1921. Enfin, plus récemment des records ont été battus sur une partie des stations durant les sécheresses en 1976 et en 1990 (Caillouet, 2016).

Les mois battant des records en termes de sécheresse sont concentrés sur quelques événements majeurs. Ces records s'étalent également souvent sur plusieurs mois, au contraire des inondations évoquées précédemment.

**Évolution des records minimum et maximum dans les débits journaliers** Afin de déterminer si au sein de 1871-2012, des périodes sont plus propices à battre des records de débits maximums et minimums, les courbes cumulatives des dates où une station bat un record sont présentées en Figure 5.18. Une courbe possédant une pente forte indique que l'on se situe dans une période où de nombreux records sont battus.

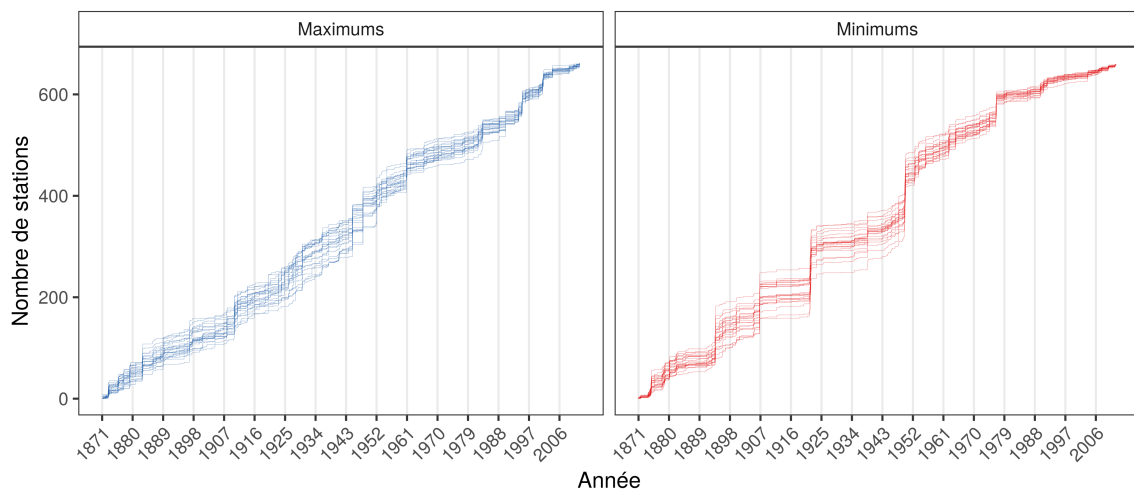


FIGURE 5.18 – Courbes cumulatives des événements maximums/minimums en journalier sur les 661 bassins versants sur la période 1871-2012.

En ce qui concerne les maximums, des différences légères de pente existent au sein de la courbe cumulative. Sur les périodes 1880-1910 et 1960-1980, les pentes sont assez faibles par rapport aux autres périodes. Il est intéressant de noter que ces deux périodes correspondent à des phases humides et sèches respectivement. Les pentes les plus importantes se situent sur les périodes 1871-1880, 1910-1960 et 1990-2012. Aucune corrélation n'apparaît entre ces périodes et la phase multi-décennale dans laquelle elles se situent (humides ou sèches). Pour les records de bas débits, le profil de la courbe présente une forme en marche d'escalier. Cela signifie que les records d'un nombre important de stations sont présents dans des périodes courtes. On retrouve ainsi les années évoquées précédemment : 1906, 1921, 1949 et 1976.

Cette analyse reflète également la variabilité spatiale associée à ces différents types d'événements (sécheresses et crues). En effet, la plupart du temps, l'étendue spatiale des crues est bien plus locale que celle des sécheresses (sauf pour les crues lentes). Cet aspect provient des caractéristiques spatiales des précipitations. En effet, les cumuls très élevés vont, en général, affecter un espace très local, ce qui va conduire à une crue exceptionnelle, mais seulement à l'échelle locale. En revanche, le manque de précipitations est souvent présent sur des étendues

spatiales bien plus importantes, à l'échelle d'une région, d'un pays ou d'un continent (Duband, 2010).

**Évolution temporelle de quelques événements de crue** La Figure 5.19 présente l'évolution des débits mensuels en France sur quatre crues lentes (1910, 1935-1936, 1944-1945 et 2000-2001) et la compare au cycle interannuel établi sur les 142 ans. Cette représentation permet d'évaluer mois par mois la dynamique de ces crues qui couvrent parfois l'hiver entier.

Lors de l'événement de l'hiver 1909-1910 qui a notamment largement inondé Paris, les débits sont dans les normales jusqu'en novembre 1909. C'est sur les mois de décembre 1909, janvier 1910 et février 1910 que les débits sont les plus importants, avec des débits moyens deux fois supérieurs à la normale pour le mois de février. S'ensuit une décrue sur la période de mars à avril, puis une remontée des débits sur les mois de mai et juin annonçant les crues de juillet sur la Seine et le Rhône sur la même année (Lang et Coeur, 2014).

Les crues de l'hiver 1935-1936 couvrent une grande partie de la France puisque le Rhône, la Seine et la Garonne ont été affectés (Pardé, 1937; Lang et Coeur, 2014). Cette étendue spatiale est mise en avant par des valeurs de débits supérieures à la normale pour la quasi-totalité des bassins versants pour les mois de décembre 1935, janvier 1936 et février 1936. L'événement se concentre sur le cœur de l'hiver, et dès le mois d'avril on assiste à un retour à la normale. Parmi les 4 événements sélectionnés, l'événement de 1935-1936 présente les débits moyens les plus élevés sur la France, atteignant 3 fois la normale sur les mois de décembre et de janvier.

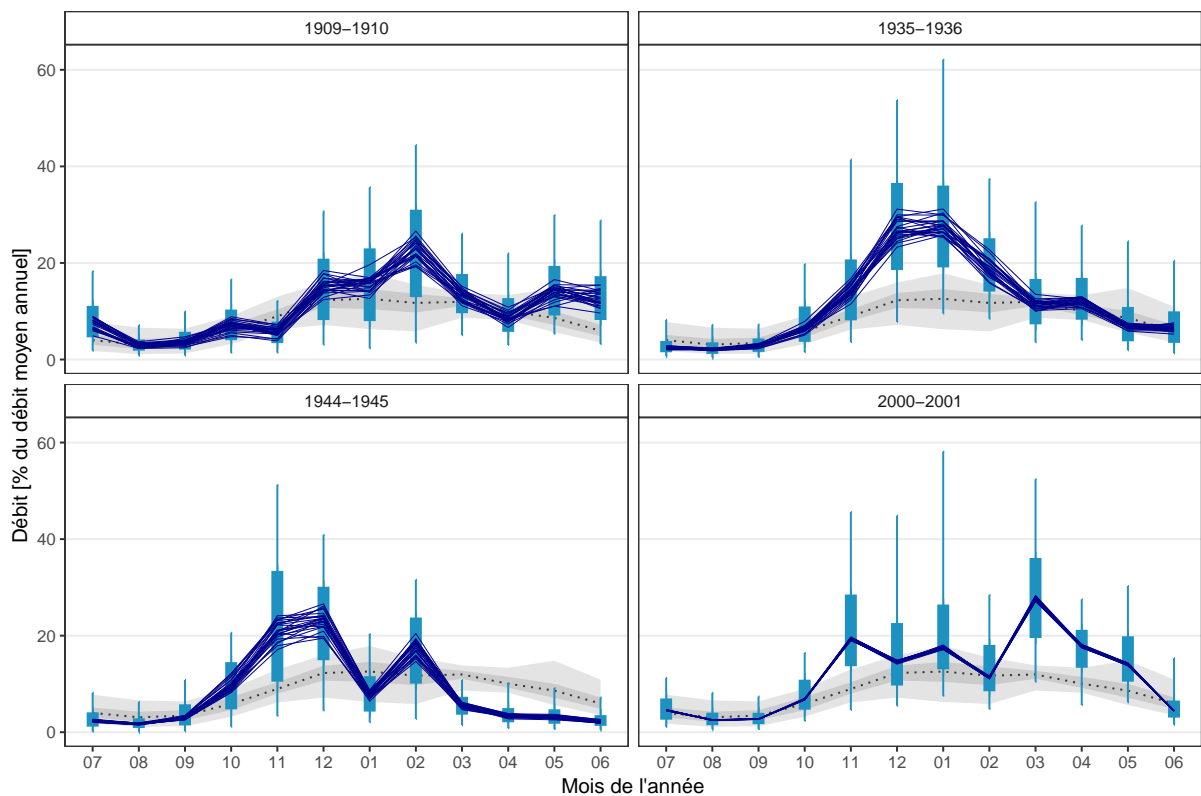


FIGURE 5.19 – Les lignes bleues foncées représentent la médiane (pour chacun des membres), le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95 (pour la moyenne des membres) des débits mensuels sur la période considérée. Le trait pointillé gris représente la médiane, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95 (pour la moyenne des membres) des débits mensuels interannuels sur la période 1871-2012. Les valeurs sont calculées à partir de la réanalyse FYRE Hydro sur l'échantillon des 661 bassins versants.



L'hiver 1944-1945 est assez particulier puisque l'on passe d'un mois très humide (novembre et décembre 1944) à un mois de janvier plus sec que la normale, puis à un mois de février possédant de nouveau des débits supérieurs à la normale. Ces deux événements successifs correspondent bien aux descriptions de Pardé (1948) qui note trois crues du Rhône en novembre/décembre puis une en février. Cette phase très humide se situe avant un épisode de sécheresse (Pardé, 1948) qui est également bien visible dans les débits d'avril à juin.

Enfin, l'évolution des débits sur l'hiver 2000-2001 est présentée. Les événements de cet hiver-là ont mené à des inondations sur la Bretagne, la région Nord, le bassin parisien et le Jura. L'hiver se divise en trois, avec des fortes précipitations sur les mois de novembre, décembre et janvier qui font monter le niveau des nappes sur l'ensemble du nord de la France. Durant cette période, les débits sont déjà bien au-dessus des normales, notamment pour quelques bassins où le débit atteint plus de 50 % du débit annuel en un mois. S'ensuit une période de relative accalmie en termes de précipitations sur le mois de février 2001, provoquant un retour à la normale des débits. Puis sur le mois d'avril et de mai, les précipitations reprennent, entraînant des hausses importantes du débits et des inondations importantes (Boudou, 2015). Ce n'est qu'au mois de juin que l'on retrouve une situation proche des normales du fait de la forte inertie présente dans les nappes.

La caractérisation de la moyenne des 661 bassins versants pour chacun des 25 membres permet de faire figurer l'incertitude sur l'analyse de ces événements. Sur les événements récents tels que 2000-2001, l'incertitude est clairement plus réduite que dans les événements du passé.

**Évolution temporelle de quelques événements de sécheresse** La Figure 5.20 présente l'évolution des débits mensuels en France sur quatre sécheresses précédemment identifiées (1906, 1921, 1949, 1976) et la compare au cycle mensuel interannuel des débits sur la période 1871-2012.

La sécheresse la plus ancienne, celle de 1906, prend son origine dans un manque de précipitations au printemps (Plumandon, 1907). Les débits en sortie d'hiver suivent le régime interannuel car la pluviométrie de la fin d'année 1905 est normale. C'est à partir du mois de juillet, durant la période d'étiage, que l'impact de la sécheresse météorologique se fait sentir sur les débits. L'événement conduit à des débits faibles jusqu'à début octobre où des précipitations viennent remonter le débit, qui n'atteint toutefois pas les valeurs habituelles durant l'hiver.

Dès le début de l'année 1921, les débits sont largement en-dessous de la moyenne interannuelle. En effet, la sécheresse météorologique qui conduit à ces bas débits débute à l'automne 1920 et se termine globalement sur le début de l'année 1922 (Blanchard, 1922). Cette figure ne présente donc pas la totalité de l'étendue temporelle de cet événement, qui couvre à la fois 1920, 1921 et 1922. Sur l'ensemble de l'année, les débits restent en-dessous des valeurs moyennes interannuelles, avec des valeurs qui sont extrêmement faibles sur les mois d'octobre, novembre et décembre. Au contraire des autres événements présentés, aucune précipitation ne vient combler le déficit à l'automne. Cependant, sur les mois d'été, la sécheresse de 1921 semble moins sévère que celles des années 1906 et 1949.

Comme pour l'année 1921, les débits de début d'année 1949 sont très inférieurs à la normale. En effet, le déficit de pluviométrie qui entraîne cette sécheresse hydrologique débute en novembre (Sanson, 1950). Cette situation perdure entre les mois de janvier et de juin puis s'aggrave sur la période d'étiage avec des valeurs extrêmement faibles durant tout l'été. Enfin, au mois de novembre, des précipitations viennent mettre fin à la sécheresse.

La dernière sécheresse étudiée est celle de 1976. Elle débute avec des débits assez bas provoqués par un mois de décembre sec, alors que l'automne avait été plutôt pluvieux (Patrick, 1977). Au fur et à mesure de l'avancée de l'année, le déficit dans les débits se creuse, provenant d'un manque exceptionnel de précipitations sur la première moitié de l'année. Les niveaux demeurent très bas, mais, en septembre, des pluies provoquent un retour à la normale assez rapide qui se transforme même en une période humide sur l'hiver.

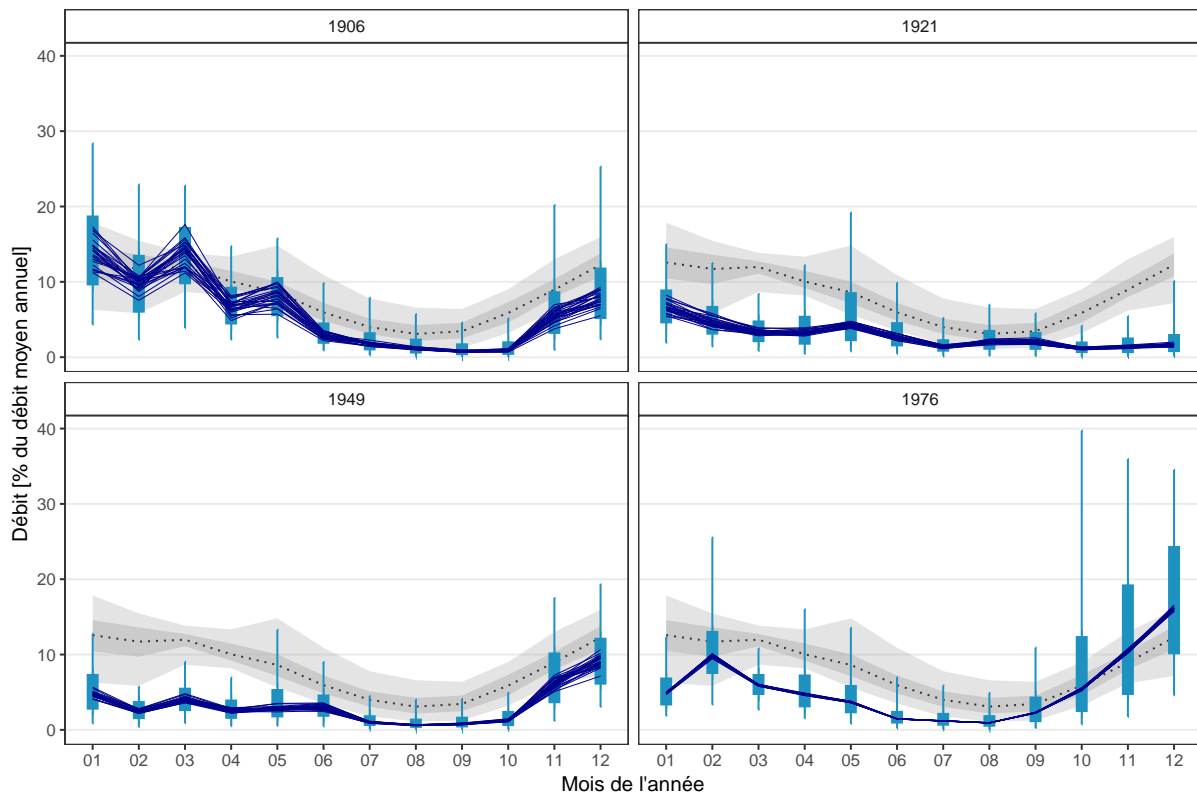


FIGURE 5.20 – Les lignes bleues foncées représentent la médiane (pour chacun des membres), le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95 (pour la moyenne des membres) des débits mensuels sur la période considérée. Le trait pointillé gris représente la médiane, le ruban le plus foncé les quantiles 25 et 75 et le ruban plus clair les quantiles 5 et 95 (pour la moyenne des membres) des débits mensuels interannuels sur la période 1871-2012. Les valeurs sont calculées à partir de la réanalyse FYRE Hydro sur l'échantillon des 661 bassins versants.

Bien que la réanalyse FYRE Hydro ne soit impactée qu'après 1904 par l'assimilation de données, elle a montré des caractéristiques proches des observations de débits sur les grands fleuves de France en ce qui concerne la variabilité long terme. L'assimilation de débits hydrométriques a permis de grandement réduire les incertitudes de la réanalyse dès les années 1930. De plus, le jeu de données produit permet d'étudier différents types d'événements extrêmes sur la période 1871-2012 tout en restant cohérent avec la littérature existante sur le sujet.

## 5.4 Synthèse

### Rappel des objectifs

Deux objectifs avaient été définis en début de chapitre :

1. développer un schéma d'assimilation au pas de temps journalier pour les mesures hydrométriques. Ce schéma devait être robuste vis-à-vis de l'évolution du réseau d'observations et produire des réanalyses fiables. Elle devait également évaluer quelle reconstruction hydrologique était la plus adaptée pour produire la réanalyse sur les 142 ans ;
2. créer la réanalyse FYRE Hydro en utilisant les choix faits dans l'étape précédente et évaluer l'impact de l'assimilation au cours de la période 1871-2012.

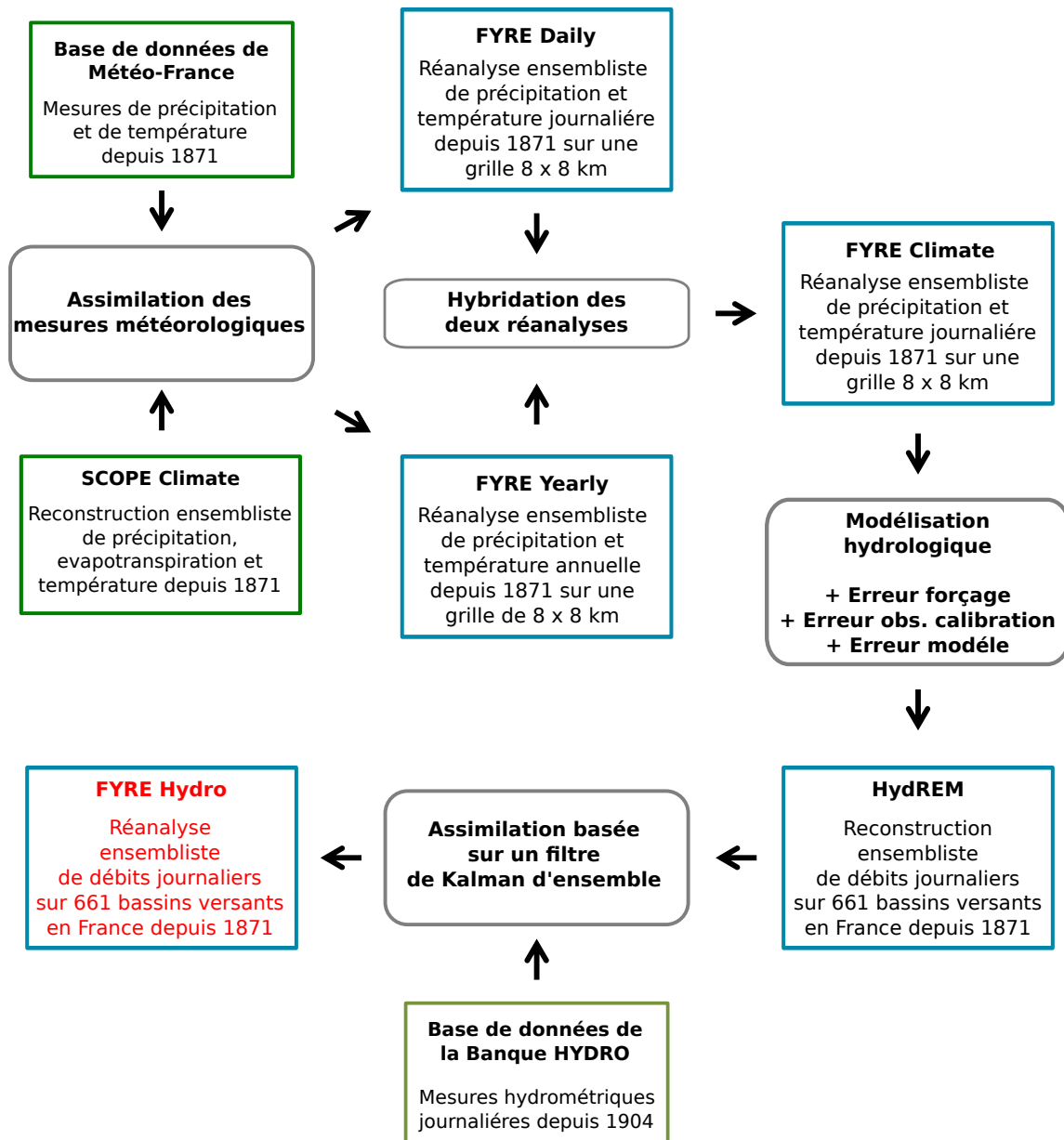


FIGURE 5.21 – Synthèse graphique du chapitre. Les produits en rouge correspondent aux jeux de données créés dans ce chapitre.

## Méthodes mises en œuvre

Afin de répondre au premier objectif, un filtre de Kalman déterministe *offline* a été implémenté afin d'assimiler les observations de débits journaliers dans diverses reconstructions, sans perturber les observations. Une localisation se basant sur les corrélations spatiales des ébauches a permis de prendre en compte l'aspect anisotrope des débits sur la France. Afin d'utiliser la méthode de filtrage de façon optimale, les débits journaliers ont subi un changement de variable à travers une anamorphose, ce qui conduit à une distribution gaussienne sur chacune des stations.

Une série d'expériences couvrant la période 2009-2012 a permis de tester ces différents choix sur une période possédant une densité importante d'observations hydrométriques et située en dehors de la période de calage du modèle hydrologique. Ce nombre important de stations a permis de reproduire les différentes densités de réseau existantes dans les années 1910, 1935 et 1960. Le choix des matrices de localisation et de l'implémentation de l'anamorphose a donc été réalisé à l'aide d'expériences utilisant différentes densités. Enfin, pour investiguer l'impact de l'ébauche sur la qualité des réanalyses, les reconstructions SCOPE Hydro, HydRE et HydREM ont été utilisées dans diverses expériences en faisant varier la densité, contrairement aux expériences en climatologie.

Enfin, une fois les choix effectués via les expériences sur 2009-2012, la réanalyse FYRE Hydro a été produite sur la période couvrant 1871-2012 et sur la totalité des 661 bassins versants. Cette réanalyse a ensuite été comparée aux reconstructions existantes, aux variations multi-décennales de 4 fleuves français et aux ouvrages traitant d'événements extrêmes du passé.

## Synthèse des résultats

**Expériences entre 2009 et 2012** Les expériences réalisées sur la période 2009-2012 ont mis en avant l'impact positif de l'assimilation de données dans les reconstructions hydrologiques. La création de ces multiples réanalyses a mis en lumière la forte dépendance de leur qualité à la matrice de localisation, spécialement lorsqu'il s'agit d'obtenir un ensemble fiable.

L'utilisation de plusieurs densités a démontré la robustesse du schéma d'assimilation utilisant l'EnSRF. De plus, ce jeu d'expériences a également permis de faire un choix sur l'ébauche de la réanalyse FYRE Hydro. En effet, les reconstructions HydRE possédaient une fiabilité trop faible pour être utilisée comme ébauche. Les reconstructions SCOPE Hydro, bien que sensibles à l'assimilation de données, ne possédaient pas une corrélation journalière suffisante.

Les reconstructions HydREM développées dans le chapitre 4 ont montré leur bonne qualité en tant que reconstructions, mais également en tant qu'ébauche pour l'assimilation de données. L'aspect fiable de HydREM est conservé dans les diverses réanalyses produites et l'assimilation de données permet de réduire l'incertitude. C'est donc HydREM qui a été choisi comme ébauche pour la réanalyse FYRE Hydro.

**Réanalyse FYRE Hydro** La dernière partie du chapitre a présenté FYRE Hydro, la réanalyse hydrologique journalière complète des débits journaliers sur la période 1871-2012 et couvrant plus de 660 bassins versants en France. Cette dernière se compose des analyses journalières entre le 1<sup>er</sup> janvier 1871 et le 29 décembre 2012, les choix effectués dans le schéma d'analyse se basant sur les résultats des expériences entre 2009 et 2012. Comme son ébauche, la réanalyse hydrologique se compose de 25 membres de débits.

L'impact de l'assimilation sur la réanalyse dépend clairement de la quantité d'observations assimilées et de leur emplacement. Ainsi, les bassins versants situés au nord de la France ne subissent que des modifications assez faibles avant les années 1930. Néanmoins, sur certains bassins versants emboîtés, l'impact de l'assimilation est important lorsqu'une observation se situe en aval où en amont, car les covariances entre les deux bassins sont très élevées.

En termes de variations multi-décennales, la comparaison de FYRE Hydro aux observations de débits disponibles sur les quelques grands fleuves français a mis en avant une bonne corrélation, avec des phases plus ou moins sèches et humides qui coïncident. Le biais présent dans les reconstructions HydREM sur la période 1920-1940 semble ainsi se résorber dans la réanalyse hydrologique, bien qu'il soit difficile d'en juger du fait de l'absence d'observations indépendantes sur les 661 bassins versants.

Enfin, le jeu de données a également démontré son apport dans l'analyse d'événements extrêmes (sécheresses et crues) sur l'ensemble de la France sur toute la période 1871-2012. Cette étude a mis en avant des différences importantes sur la dynamique des 4 grandes sécheresses qui ont frappé la France depuis 1871, avec également des résultats similaires pour les crues. Enfin, les résultats de l'analyse de ces événements extrêmes témoignent de la bonne cohérence entre la réanalyse FYRE Hydro et les différents ouvrages littéraires existant sur le sujet.





# Conclusion : Connaître le passé...

## Avant cette thèse

L'analyse des reconstructions hydrométéorologiques existantes sur la France et couvrant le  $xx^e$  siècle – effectuée au chapitre 1 – avait mis en avant l'intérêt de ces jeux de données pour l'étude de la variabilité multi-décennale ou encore les débits d'étiages. La plupart des reconstructions climatiques n'intègrent cependant aucune (Caillouet, 2016; Kuentz, 2013) ou seulement une partie des observations météorologiques in situ présentes en France (Bonnet *et al.*, 2017). Au cours de la modélisation hydrologique qui s'ensuit, aucune des études ne prend en compte l'erreur liée à la structure du modèle hydrologique. Cette lacune ne permet pas de caractériser correctement l'incertitude qui existe dans les reconstructions hydrologiques produites. Enfin, il faut noter qu'aucune donnée hydrométrique n'est utilisée pour contraindre les reconstructions hydrologiques des diverses études, alors que de longues chroniques d'observations sont disponibles sur de nombreux cours d'eau français.

## Développements méthodologiques

Les développements méthodologiques engagés au cours de cette thèse ont été orientés afin de pallier plusieurs des lacunes évoquées précédemment.

### Assimilation de précipitations et température locales et journalières

Les observations journalières in situ de Météo-France ont été intégrées à l'échelle de la France dans les reconstructions SCOPE Climate à l'aide d'une méthode d'assimilation *offline* : le filtre de Kalman d'ensemble. Cette approche *offline* s'inspire des travaux réalisés dans le domaine des paléoclimats où l'intérêt de telles méthodes a largement été démontré. Cependant, ces méthodes n'avaient jusqu'à présent pas été utilisées sur une échelle spatiale aussi fine et sur des variables telles que les précipitations ou les températures moyennes journalières. L'application d'un filtre de Kalman d'ensemble sur ces variables et à de telles échelles ne permet pas directement d'obtenir une réanalyse de qualité, il a donc été nécessaire d'agréments le schéma d'assimilation de plusieurs outils : l'anamorphose et la localisation anisotrope.

Le fonctionnement optimal d'un filtre de Kalman d'ensemble repose sur l'hypothèse que les variables utilisées sont gaussiennes. Bien que cette hypothèse soit plausible pour les températures moyennes journalières, elle ne l'est pas pour les précipitations journalières. Pour pallier ce problème, une transformation gaussienne – anamorphose – a été implémentée de façon locale, permettant de réaliser l'analyse avec une variable suivant une gaussienne tronquée.

Lors de l'application d'un filtre de Kalman d'ensemble, il est commun d'appliquer une matrice de localisation à la matrice de covariance d'erreur d'ébauche pour supprimer les covariances douteuses créées par un nombre limité de membres dans l'ébauche. Dans la littérature, cette matrice suppose généralement que l'erreur sur le signal est isotrope dans l'espace. Dans cette thèse, du fait des variables étudiées – précipitations et température au pas de temps journalier – une méthode de construction de matrice de localisation anisotrope a été proposée. La définition



de la localisation se base sur les corrélations spatiales existantes au sein de l'ébauche, ce qui permet de capturer les caractéristiques de la variable.

Enfin, l'assimilation des observations météorologiques à un pas de temps journalier sur les 142 ans a conduit à des variations multi-décennales erronées à la fois pour les précipitations et les températures. Le schéma d'assimilation de données alors a été adapté pour assimiler des données au pas de temps annuel. Cette approche s'inspire des réanalyses paléoclimatiques, où le pas de temps des observations est supérieur à celui du fonctionnement du modèle.

### **Prise en compte des incertitudes de modélisation hydrologique**

La réanalyse produite par l'assimilation de données météorologiques dans les reconstructions SCOPE Climate a été utilisée en entrée du modèle pluie-débit GR6J+CemaNeige sur la période 1871-2012. Au cours de cette approche de modélisation, somme toute classique, différentes incertitudes ont été considérées à la différence des reconstructions hydrologiques existantes sur le territoire français.

Lors de l'étape de calibration, une approche de type méthode de Monte-Carlo a permis de prendre en compte les incertitudes sur les forçages climatiques et sur les observations hydrométriques. L'incertitude sur les forçages climatiques a été prise en compte via de multiples calibrations utilisant à chaque fois un membre différent de la réanalyse climatique. Le calage du modèle a quant à lui été effectué sur de multiples chroniques d'observations perturbées en utilisant l'erreur de mesure des observations hydrométriques.

L'erreur provenant de la structure du modèle a également elle été intégrée lors d'une étape de post-traitement. La méthode choisie se base sur l'analyse des résidus entre les débits observés et simulés sur une période fixe, ici la période de calage. Elle permet de déterminer l'incertitude modèle en fonction des classes de débits simulés. Une extension à la méthode existante a été proposée, permettant de prendre en compte l'incertitude sur les observations de débits et sur les débits simulés lors de la définition de l'erreur modèle.

### **Assimilation de débits au pas de temps journalier**

Un second schéma d'assimilation a également été proposé afin cette fois-ci d'intégrer les observations hydrométriques journalières dans les reconstructions hydrologiques obtenues précédemment. Un filtre de Kalman déterministe *offline* a été utilisé pour l'assimilation de données.

En s'inspirant de la méthodologie développée pour les précipitations, une anamorphose permettant de travailler avec une distribution gaussienne a été implémentée. Une matrice de localisation reposant sur les corrélations spatiales entre les stations sur la période récente a été calculée pour prendre en compte le comportement fortement anisotrope des débits journaliers.

Ce schéma d'assimilation a permis de créer la première réanalyse hydrologique sur la France couvrant la totalité du XX<sup>e</sup> siècle, cohérente à la fois avec les reconstructions hydrologiques obtenues via une modélisation hydrométéorologique et les observations hydrologiques disponibles.

## **Production de jeux de données**

L'application des différentes méthodes évoquées ci-dessus a mené à la création de nombreux jeux de données résumés ci-dessous.

## Réanalyse climatique

L'utilisation du schéma d'assimilation météorologique au pas de temps journalier et annuel pour assimiler les observations in situ de Météo-France dans les reconstructions SCOPE Climate ont permis d'obtenir la réanalyse **FYRE Climate**. Cette réanalyse météorologique composée de 25 membres – représentant son incertitude – couvre la période s'étendant du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012. Elle se compose des variables journalières de précipitations et de température sur une grille de 8 x 8 km couvrant la France entière.

La réanalyse FYRE Climate, via l'intégration des observations journalières, a démontré des caractéristiques plus intéressantes que son ébauche, par exemple sur les épisodes de précipitations extrêmes locaux ou encore la reproduction du cycle saisonnier des températures. Elle a également montré des variations multi-décennales qui sont cohérentes avec les autres jeux de données de résolution plus faible existant sur la même période. Enfin, les événements remarquables présents dans la réanalyse climatique se sont avérés en accord avec ceux de la littérature existante sur le sujet.

## Reconstructions hydrologiques

L'utilisation de la réanalyse FYRE Climate comme forçage du modèle pluie-débit GR6J+CemaNeige a permis d'obtenir les reconstructions **HydRE**. Ces reconstructions se composent de l'ensemble des variables produites par GR6J+CemaNeige (débit, lame de fonte, évapotranspiration réelle, etc.). Dans un second temps, les reconstructions **HydREM** ont été créées en se basant sur les chroniques de débits de HydRE et une méthode de post-traitement prenant en compte l'erreur modèle. Ces reconstructions couvrent 661 bassins versants faiblement anthropisées répartis sur l'ensemble du territoire français. Elles se composent de chroniques journalières ensemblistes de 25 membres et s'étendent du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012.

Au cours de leur évaluation à travers des observations indépendantes disponibles dès le début du XX<sup>e</sup> siècle, les reconstructions HydRE et HydREM ont démontré l'avantage d'utiliser la réanalyse climatique FYRE Climate comme forçage plutôt qu'une reconstruction non contrainte par des observations in situ. L'analyse a également démontré la nécessité d'appliquer une erreur modèle pour obtenir des reconstructions hydrologiques fiables. L'étude des variations multi-décennales des grands fleuves français a permis de valider ces reconstructions.

## Réanalyse hydrologique

L'assimilation des observations hydrométriques disponibles dans le passé sur les 661 bassins versants modélisés dans les reconstructions HydREM a permis de créer la première réanalyse hydrologique couvrant une large partie du territoire français : **FYRE Hydro**. Cette réanalyse, couvrant la période du 1<sup>er</sup> janvier 1871 au 29 décembre 2012, se compose de 25 membres de débit journalier. Cependant, sur la période 1871-1904, aucune observation de débit n'est disponible et la réanalyse est donc équivalente à HydREM.

L'intégration d'observations permet à la réanalyse FYRE Hydro de posséder une incertitude réduite en comparaison des reconstructions HydREM. L'analyse de la variabilité décennale de FYRE Hydro sur les 4 bassins versants des grands fleuves de France a également démontré sa bonne qualité à l'aide de données indépendantes. De plus, la comparaison des événements extrêmes – crues lentes et sécheresses – présents dans divers ouvrages de littérature a prouvé la cohérence de FYRE Hydro sur ce type d'événement.

## À la fin de cette thèse

Cette thèse a donc permis d'expérimenter les méthodes d'assimilation des données *offline* à des échelles spatiales nouvelles et sur des nouvelles variables (précipitations et débit). Les développements méthodologiques associées – tels l'anamorphose ou la localisation anisotrope – ont permis d'obtenir des réanalyses de qualité. Finalement, les jeux de données produits sont clairement adaptés à l'étude locale du climat (FYRE Climate) et de l'hydrologie (HydRE/HydREM et FYRE Hydro). Ils couvrent une période longue, de 142 ans, tout en fournissant une incertitude via la présence d'un ensemble de membres. Cependant, une partie des choix de cette thèse a été guidée par : la disponibilité des données – notamment de l'ébauche et des observations –, des choix fait en amont de cette thèse ou bien encore par la durée imposée par l'exercice de la thèse. La partie suivante s'attache donc à exprimer les perspectives à l'issue de cette thèse.





# Discussion et perspectives

Cette thèse ouvre de nombreuses perspectives plus ou moins lointaines qui concernent à la fois l'hydrologie et la climatologie. Les quelques pages suivantes présentent les pistes les plus intéressantes qui concernent : l'ébauche, les observations, la modélisation hydrologique, les schémas d'assimilation, ou encore l'utilisation des données produites dans la thèse.

## Sur l'origine de l'ébauche climatique

Dans un premier temps, intéressons-nous à l'ébauche utilisée dans le système d'assimilation pour produire FYRE Climate. En effet, au sein d'un schéma d'assimilation, la qualité de l'ébauche et l'estimation de ses erreurs jouent un rôle prépondérant.

**Les 56 membres de 20CRv2** Pour produire l'ébauche – SCOPE Climate – sur la période 1871-2012, les variables de large échelle utilisées en entrée de la descente d'échelle SCOPE (Caillouet, 2016) sont les valeurs provenant de la médiane des membres de la 20CRv2 (Compo *et al.*, 2011). Or, la réanalyse 20CRv2 se compose d'un ensemble de 56 membres, qui reflète l'incertitude sur l'estimation des variables. Ainsi, au début de la période, peu d'observations sont assimilées et l'ensemble est plus dispersif que dans la période récente. Une amélioration de l'ébauche climatique et des reconstructions SCOPE Climate serait donc de relancer la méthode SCOPE en utilisant en entrée chacun des 56 membres de la 20CRv2. La méthode SCOPE utilisant 25 membres pour estimer l'incertitude de la méthode de descente d'échelle, cette démarche aboutirait à un ensemble de 1400 membres. Tout en produisant une incertitude plus réaliste, ce large ensemble serait également plus robuste pour évaluer les covariances d'erreur d'ébauche lors de l'application du filtre de Kalman d'ensemble.

**Les autres réanalyses** Sur la totalité du XX<sup>e</sup> siècle, plusieurs réanalyses atmosphériques existent : 20CRv2 (Compo *et al.*, 2006, 2011), ERA-20C (Poli *et al.*, 2016) ou CERA-20C (Laloyaux *et al.*, 2018). L'utilisation de plusieurs réanalyses atmosphériques au sein de la méthode de descente d'échelle SCOPE permettrait de quantifier l'incertitude liée au choix de la 20CRv2 dans la construction de l'ébauche (Figure 1). Dans cette optique, on peut citer Bonnet *et al.* (2017) qui ont utilisé à la fois la 20CRv2 et ERA20C en entrée d'une méthode d'échelle. Les différences obtenues en termes de variabilité multi-décennale étaient importantes. En plus de la quantification de l'incertitude, l'information contenue dans ces différentes réanalyses pourrait être complémentaire. En effet, comme montré par Horton et Brönnimann (2018) sur la Suisse, la réanalyse atmosphérique la plus adaptée en entrée d'une descente d'échelle par analogie peut varier spatialement. Ainsi, l'utilisation des trois réanalyses disponibles pourrait permettre de fournir une ébauche plus robuste.

**Les autres méthodes de descente d'échelle** En plus, des différentes réanalyses atmosphériques, la méthode de descente d'échelle par analogie sélectionnée peut avoir un impact important sur la reconstruction des variables locales (Horton et Brönnimann, 2018), et donc sur la qualité de l'ébauche. On peut également supposer que des méthodes de descente

d'échelle dynamique (Misra *et al.*, 2013) ou même d'autres méthodes de descente d'échelle statistiques produiraient des résultats différents (voir Fowler *et al.* 2007 pour une revue de ces deux approches). Encore une fois, la combinaison de ces deux approches permettrait peut-être d'obtenir une meilleure caractérisation de l'incertitude de l'ébauche (Figure 1) et par conséquent une meilleure qualité de la réanalyse climatique produite.

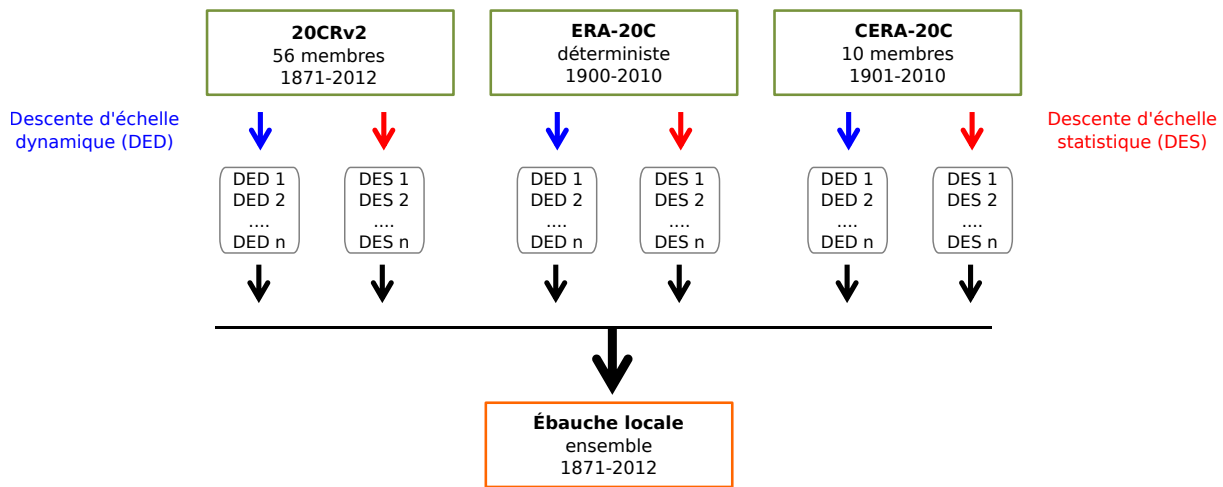


FIGURE 1 – Schéma des origines possibles d'une ébauche locale provenant de descente d'échelle sur le XX<sup>e</sup> siècle.

**Remonter plus loin dans le passé** La profondeur de la réanalyse FYRE Climate (et les reconstructions de débit qui en découlent) est notamment limitée par la disponibilité de l'ébauche. Celle-ci est elle-même limitée par la disponibilité temporelle des réanalyses globales. Dans notre cas, l'ébauche SCOPE Climate remonte jusqu'en 1871 car la 20CRv2 est disponible à partir de cette année. Cependant, une nouvelle version de la Twentieth Century Reanalysis, la 20CRv3 vient tout juste d'être produite (Slivinski *et al.*, 2019). En plus des modifications techniques du schéma d'assimilation cette nouvelle réanalyse est composée de 80 membres et couvrira la période de 1836 à 2012. L'utilisation de chacun des membres de la 20CRv3 en entrée de la méthode SCOPE permettrait d'obtenir une ébauche locale sur plus de 170 ans, et d'étendre FYRE Climate sur cette même période (Figure 2). Cependant, pour que cela soit possible, il faudrait également avoir à disposition suffisamment d'observations in situ remontant avant les années 1870, c'est notamment le focus des prochains paragraphes.

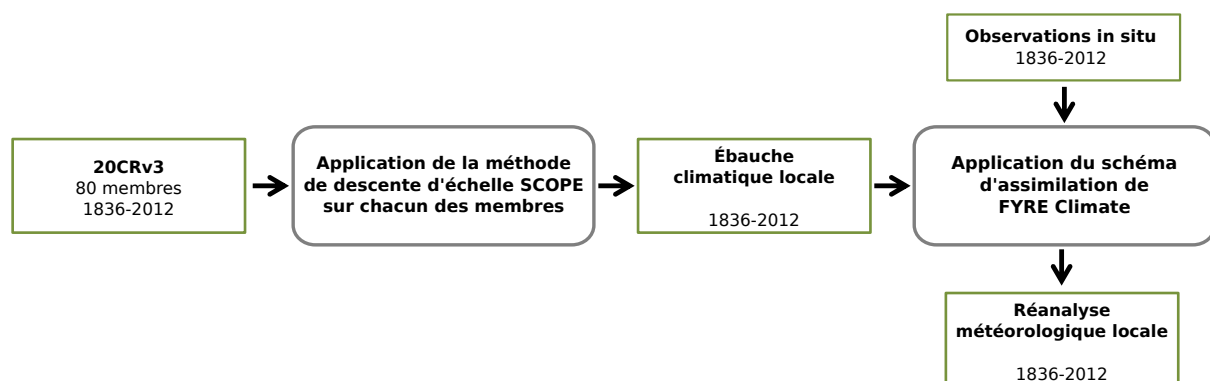


FIGURE 2 – Schéma des différentes étapes pour établir une nouvelle réanalyse météorologique locale remontant jusqu'en 1836.

## Sur les observations

La seconde source d'information au sein des réanalyses produites dans cette thèse sont les observations météorologiques ou hydrométriques in situ. Sur cet aspect, différentes améliorations et/ou nouveautés peuvent être envisagées.

**Des observations de meilleure qualité** Que ce soit dans le cadre de FYRE Climate ou de FYRE Hydro, les données observées assimilées dans le filtre de Kalman d'ensemble n'ont pas été validées de façon approfondie. Ces chroniques d'observations de température, de précipitations et de débits peuvent donc être entachées d'erreurs. L'origine de ces erreurs peut être multiple et varie suivant la variable considérée (Figure 3). Pour améliorer la qualité de des réanalyses, il serait nécessaire de détecter les ruptures et les valeurs aberrantes présentes dans les chroniques assimilées.

Différentes méthodes existent d'ores et déjà pour réaliser ce type d'analyse (Caussinus et Mestre, 2004; Mestre *et al.*, 2013; Domonkos, 2011; Picard *et al.*, 2011). Plusieurs développements sont en cours, notamment à Météo-France pour corriger des chroniques de variables météorologiques. Dans cet esprit, on peut citer le travail de Moisselin *et al.* (2002) et Gibelin *et al.* (2014) qui ont permis d'obtenir des séries homogénéisées mensuelles sur les périodes 1900-2000 et 1950-2000. Cependant, les outils d'homogénéisation ne sont pour l'instant pas adaptés aux données journalières, en particulier les précipitations qui possèdent une forte variabilité spatiale et temporelle.

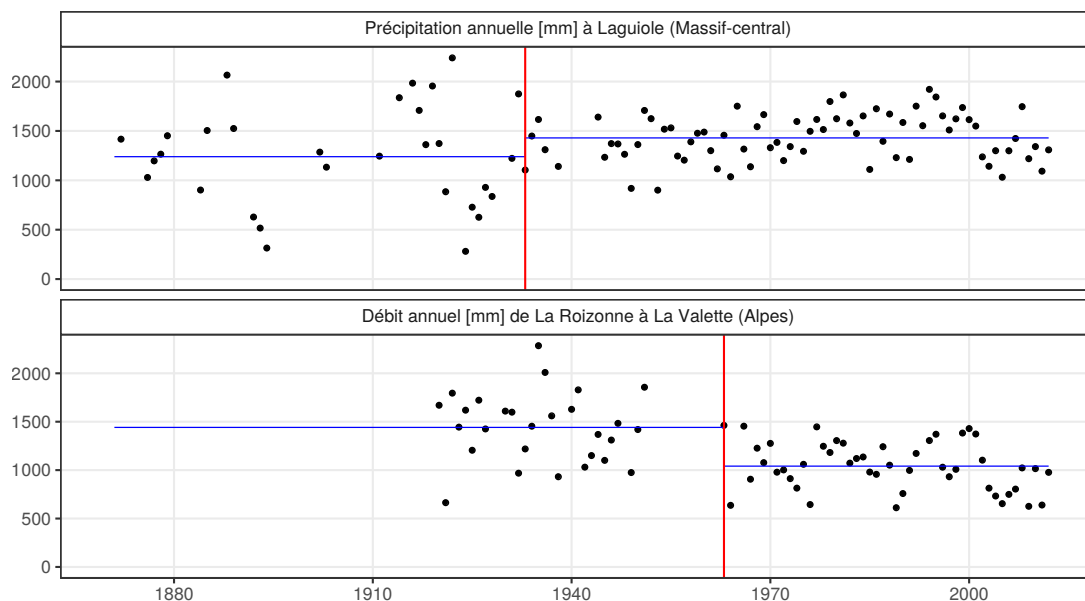


FIGURE 3 – Exemples de comportement suspect visible dans des chroniques annuelles de précipitations (Id 12119001, haut) et de débit (Code W2335210, bas).

**Des nouvelles observations instrumentales** Actuellement, la réanalyse FYRE Climate n'assimile que des stations situées en France. Cependant, quelques cellules de la réanalyse sont présentes en Suisse, en Allemagne ou encore au Luxembourg. Il serait intéressant d'intégrer ces observations dans le processus d'assimilation, notamment pour les précipitations où même un nombre faible de stations permet de contraindre fortement l'ébauche. Sur l'est de la France et les pays limitrophes, des jeux de données d'observations ont été collectés dans le cadre de la production de la reconstruction RECRET (Delus *et al.*, 2018). Enfin, sur les Alpes, on peut également citer la base de données HISTALP (Auer *et al.*, 2007) qui remonte jusqu'en 1800 et fournit quelques séries longues d'observations.



Actuellement, les observations climatiques assimilées proviennent de la base de données de Météo-France qui a entamé depuis plusieurs années un travail de sauvetage de données (Jourdain *et al.*, 2015). La base de données de Météo-France possède donc un nombre important de stations même si la numérisation des archives climatiques est rendue difficile par l'hétérogénéité des sources (Brunet *et al.*, 2014). L'augmentation du nombre d'observations pourrait provenir de la fusion de plusieurs bases de données comme celle de RECRET (utilisant de nombreuses sources, Delus *et al.* 2018) et celle de Météo-France.

Cette remarque est également valable pour la réanalyse hydrologique FYRE Hydro. Comme le montre la Figure 4, le nombre de stations assimilées dans la réanalyse est bien inférieur au nombre total de stations présentes sur le territoire français. L'assimilation de ces observations pourrait grandement améliorer la qualité de FYRE Hydro sur la période 1900-1950. Cependant, pour cela il faudrait soit étendre le nombre de bassins versants où la modélisation hydrologique est réalisée, soit utiliser un modèle distribué/semi-distribué qui permettrait d'assimiler des observations sur l'ensemble du bassin versant (Wongchuig *et al.*, 2019).

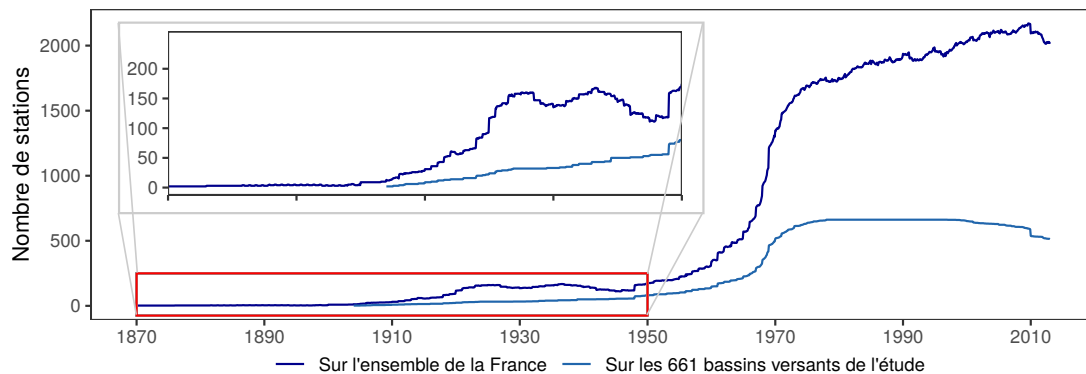


FIGURE 4 – Évolution du nombre de stations hydrométriques : utilisées dans FYRE Hydro (en bleu clair) et disponible en France (en bleu foncé) entre 1871 et 2012.

**Des observations d'autres origines** En dehors des observations instrumentales évoquées précédemment, il existe d'autres sources d'observation qui peuvent être intégrées dans les réanalyses climatique et hydrologique : les proxies. Ces informations proviennent des cernes

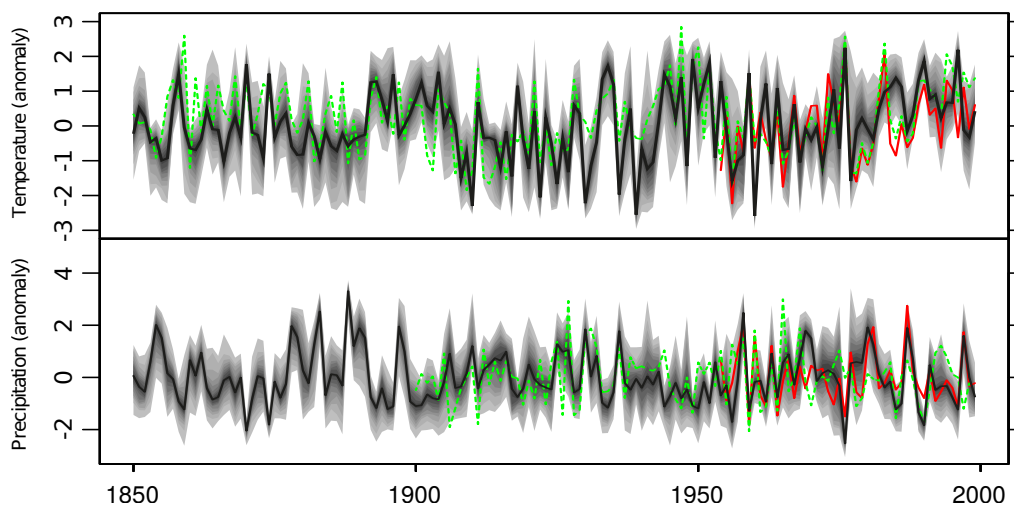


FIGURE 5 – Reconstruction des températures et précipitations d'été à l'aide d'une méthode de dendroclimatologie à Fontainebleau. La médiane est représenté par la courbe noire et le ruban représente les quantiles 2,5 et 97,5. La courbe verte pointillée représente les données CRU (Jones *et al.*, 2012; Hulme *et al.*, 1998) et la rouge les observations. Adapté de Boucher *et al.* (2014).

d'arbres, des spéléothèmes ou encore de l'analyse des varves sédimentaires. L'analyse de différents proxies permet en effet d'obtenir des informations sur les variations du climat passés et de l'hydrologie passé (voir par exemple la Figure 5). Bien que ces reconstructions viennent fournir des informations à des pas de temps souvent saisonnier ou annuel (Boucher *et al.*, 2014; Labuhn, 2014; Nicault *et al.*, 2014) leur intégration dans les réanalyses locales telles que FYRE Climate ou FYRE Hydro serait extrêmement précieuse.

L'utilisation de méthodes d'assimilation d'observations à des pas de temps moyennés comme celle présentée dans le chapitre 4 permettrait de les intégrer dans une ébauche journalière (Dirren et Hakim, 2005; Huntley et Hakim, 2010; Steiger *et al.*, 2014). La longue étendue temporelle de ce type d'enregistrement pourrait permettre de contraindre les reconstructions climatologiques et hydrologiques dans les périodes où le réseau instrumental était peu développé.

## Sur la modélisation hydrologique

Les reconstructions hydrologiques HydRE et HydREM produites dans la thèse reposent sur une modélisation hydrologique pluie-débit basée sur un modèle global conceptuel.

**Calibration** L'utilisation d'un modèle hydrologique calibré sur une période récente puis en simulation sur d'autres périodes implique de facto une hypothèse sur la capacité du modèle à extrapoler dans des conditions différentes. Plusieurs études ont démontré que de nombreux modèles hydrologiques étaient sensibles à ces conditions de non-stationnarité menant à des biais importants lors de leur utilisation (Coron *et al.*, 2012).

Dans le cadre de la thèse, la calibration des paramètres du modèle GR6J a été effectuée sur la période 1973-2006. Cependant, même au sein de cette courte période, des séries d'années sont plus humides (1976-1989) et d'autres possèdent un comportement mitigé (1990-2006, Figure 6, panneau de gauche). Pour les variations d'anomalies, la calibration sur la période entière mène à des jeux de paramètres qui ne sont satisfaisants sur aucune des deux sous-périodes (Figure 6, panneau de droite). Il semblerait donc qu'au cours de cette période, la relation entre les pluies et le débit change. Ce changement pourrait être dû à l'augmentation de l'évapotranspiration dans les années 1990 provoquée par le réchauffement climatique. Il faudrait donc sur cette période étudier à la fois l'évapotranspiration, les précipitations et les débits pour confirmer l'origine de cette rupture. Pour pallier à la difficulté de calibrer et de simuler dans un contexte non-stationnaire, des études récentes proposent des protocoles de calibration qui utilisent différentes sous-périodes contrastées (Thirel *et al.*, 2015).

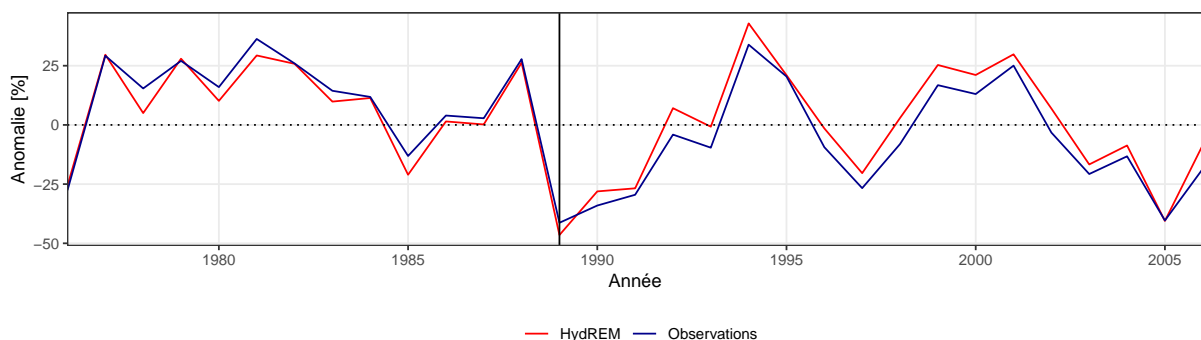


FIGURE 6 – Évolution des anomalies des débits observés et des reconstructions HydREM sur la période de calibration (1973-2006). Le trait plein représente la médiane des 661 bassins versants (et la moyenne des 25 membres pour HydREM).

L'erreur modèle définie dans cette thèse est basée sur la même période. L'utilisation de sous-période pourrait rendre cette définition plus robuste. Cependant, dans ce domaine

de nombreuses avancées sont toujours en cours, qui reposent notamment sur une meilleure représentation de chacune des sources d'incertitudes (Renard *et al.*, 2010).

**Modèles semi-distribués/distribués** Dans cette thèse, la modélisation hydrologique est effectuée via un modèle global qui utilise en entrée une pluie moyenne de bassin. Cependant, la répartition spatiale des variables météorologiques sur le bassin versant peut fortement influencer la réponse hydrologique de ce dernier. Au contraire des modèles globaux, les modèles distribués ou semi-distribués conservent la spatialisation des forçages (Figure 7). Ce type de modèle permettrait par exemple de prendre en compte les changements d'occupation du sol sur les 150 dernières années. De plus, cette approche permet d'obtenir les variables hydrologiques à des échelles plus fines, contrairement aux modèles globaux qui fournissent le débit uniquement à l'exutoire.

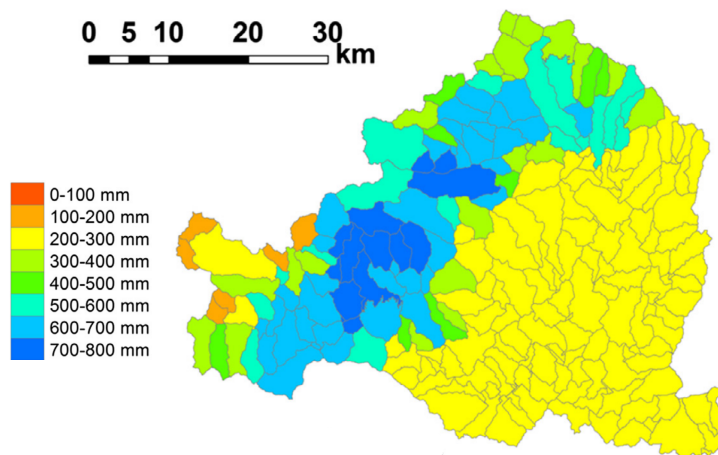


FIGURE 7 – Exemple des précipitations du mois de novembre 2011 sur le bassin de l'Ardèche utilisées en forçage du modèle SIMPLEFLOOD (Adamovic *et al.*, 2016). Les précipitations proviennent de la réanalyse Safran.

Une perspective intéressante de cette thèse serait d'utiliser la réanalyse FYRE Climate en entrée d'un modèle semi-distribué (comme le modèle J2000-Rhône actuellement en développement à Irstea) ou encore des modèles distribués tels que Modcou, qui est utilisé dans d'autres études pour fournir des reconstructions de débits passés (Bonnet *et al.*, 2017).

## Sur l'assimilation de données

Dans le cadre de l'assimilation de données, plusieurs choix ont été effectués, notamment sur les méthodes utilisées et le choix de l'approche *offline*.

**Assimilation des températures moyennes** Les différents chapitres ont évoqué la difficulté d'assimiler des températures journalières provenant d'une moyenne des températures maximales et minimales au sein d'une ébauche avec une température provenant d'une moyenne des températures horaires. Ces différences ont été investiguées au début du chapitre 2 à l'aide de données stations, sans permettre une régionalisation de ces différences. Une solution à ce problème serait d'utiliser la réanalyse Safran, continue spatialement et contenant des estimations de température minimale, maximale et horaire pour chaque jour. Une fois caractérisée, cette différence pourrait facilement être intégrée dans l'opérateur d'observation  $H$  dans le processus d'assimilation. On pourrait également utiliser l'approche inverse et adapter la descente d'échelle pour obtenir la température minimale et maximale plutôt que la température moyenne journalière. Cependant, des biais importants existent pour les températures maximales et minimales dans la réanalyse Safran (Vidal *et al.*, 2010).

### Assimilation de pseudo-observations d'évapotranspiration de référence

L'assimilation de pseudo-observations d'évapotranspiration de référence au chapitre 2 n'avait pas permis d'améliorer la représentation de cette variable au pas de temps journalier. Cependant, le calcul des scores au pas de temps mensuel a révélé un impact positif de l'assimilation de données de pseudo-observations d'évapotranspiration (Figure 8).

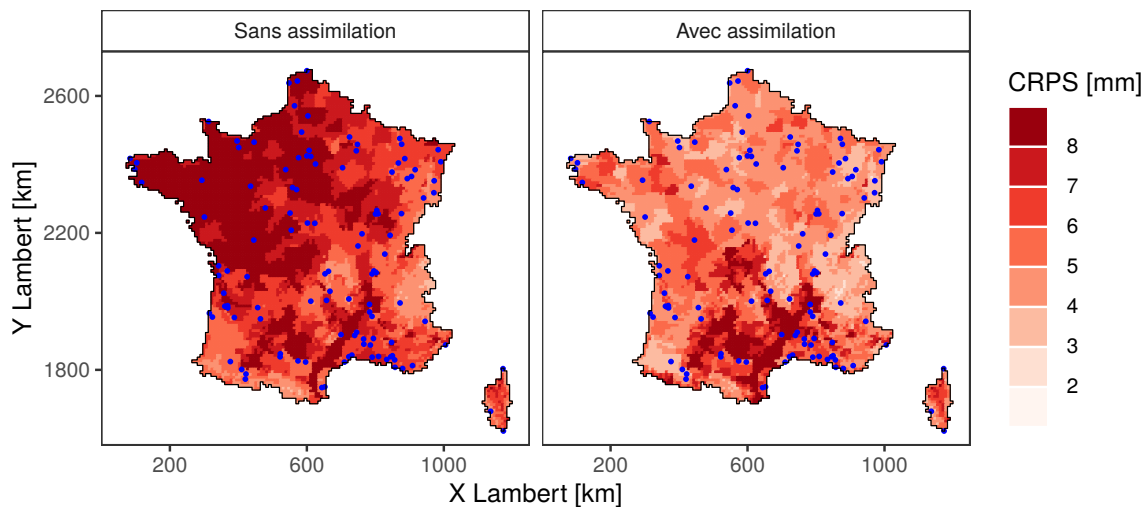


FIGURE 8 – Effet de l'assimilation de pseudo-observations d'évapotranspiration de référence sur l'erreur du cumul mensuel. La densité de stations de température est similaire à celle de 1930. La localisation des stations assimilées apparaît en bleu.

Encore une fois, l'assimilation d'observations moyennées dans le temps serait une façon d'améliorer l'estimation de l'évapotranspiration de référence au pas de temps mensuel sans dégrader la qualité de l'ébauche au pas de temps journalier. Plus d'expériences en ce sens devront être effectuées, en s'inspirant des méthodes utilisées dans les réanalyses paléoclimatiques (Dirren et Hakim, 2005; Huntley et Hakim, 2010; Steiger *et al.*, 2014).

**Matrice de localisation** Dans le cadre des réanalyses climatiques et hydrologiques, l'utilisation de filtres de Kalman d'ensemble a conduit à l'application de matrices de localisation. Pour les construire, les corrélations spatiales de l'ébauche ont été utilisées, permettant de capter l'aspect anisotrope des variables. Cependant, ces localisations n'évoluent pas au cours du temps, alors que les corrélations spatiales changent en fonction des saisons (Figure 9). Ainsi, suivant les saisons ou les mois considérés, il est possible qu'une partie de l'information présente dans les covariances d'ébauche soit supprimée par la localisation alors qu'elle se trouvait être physiquement pertinente.

L'implémentation de matrices de localisation variant dans le temps, notamment au pas de temps saisonnier serait assez simple à mettre en place. Cependant, la définition de ces localisations étant effectuée dans les temps proches, l'utilisation de ces dernières par saison devra se faire avec précaution dans le passé afin de prendre en compte un éventuel décalage des saisons. Enfin, le choix de la matrice de localisation pourrait se baser sur une classification du type de temps plutôt que sur la saison à laquelle l'assimilation est effectuée.

**Autres méthodes d'assimilation** Le faible nombre de membres des reconstructions SCOPE Climate ne permettait pas en début de thèse d'envisager des méthodes de type filtre particulière (Arulampalam *et al.*, 2002). Cependant, en utilisant les différentes approches évoquées ci-dessus – utilisation de plusieurs réanalyses, de l'ensemble de leurs membres et de différentes méthodes de descente d'échelle – le nombre de membres serait suffisant pour utiliser ces méthodes. Le principal avantage du filtre particulière serait que cette méthode ne suppose pas l'aspect gaussien

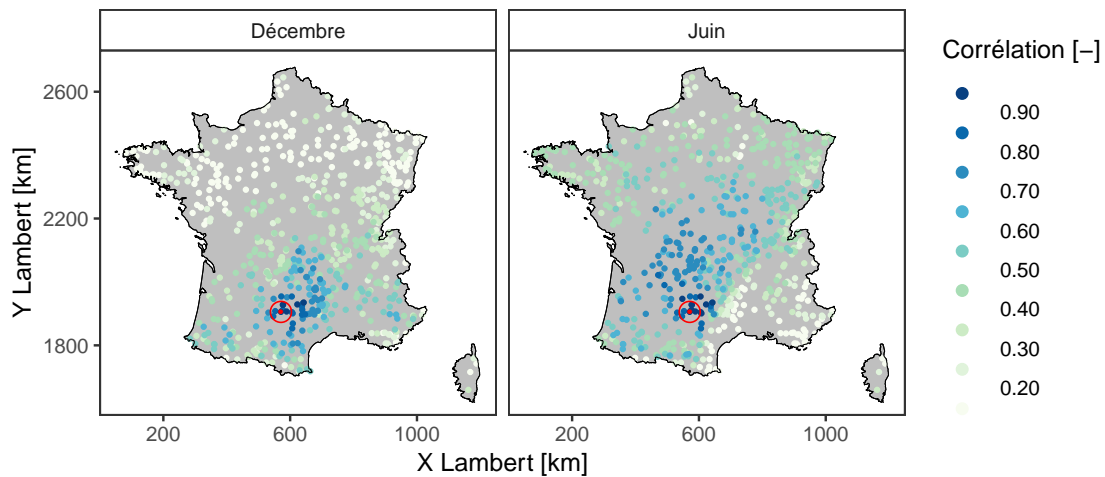


FIGURE 9 – Corrélations sur les débits journaliers de HydREM entre l’Aveyron à Laguëpie et les autres stations. Les corrélations sont calculées sur la période 1958-2008 en séparant les mois de décembre et juin.

de l’erreur des variables. L’impact pourrait être important dans le cadre de l’assimilation des précipitations journalières.

**Assimilation *online*** Actuellement, l’assimilation de données hydrométriques pour FYRE Hydro s’effectue à l’aide d’une méthode *offline*. Cependant, il serait possible d’assimiler ces observations dans le modèle GR6J+CemaNeige de façon séquentielle en modifiant l’état interne du modèle. Dans cette optique, et en suivant les travaux de Abaza *et al.* (2014), l’implémentation d’un filtre de Kalman d’ensemble modifiant les 3 réservoirs du modèle a été testée (Figure 10, Printemps 2018). Dans le cadre de ces expériences – réalisées de façon indépendante sur chaque bassin versant – l’assimilation est effectuée sur une période de chauffe de façon continue. L’assimilation est ensuite arrêtée, et la qualité des « prévisions » est évaluée sur différents horizons.

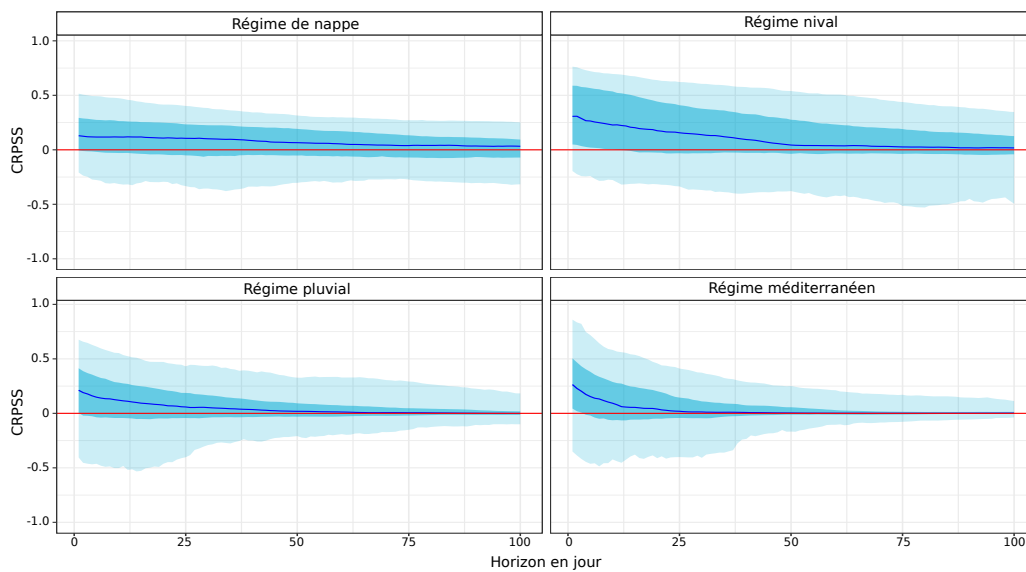


FIGURE 10 – Évolution de la distribution du CRPSS pour 4 bassins versants différents jusqu’à l’horizon 100 jours. L’expérience est réalisée sur la période 2009-2012. Nappe = La Béthune à Saint-Aubin-le-Cauf. Nival = L’Ubaye à Barcelonnette. Pluvial = La Corrèze à Brive-la-Gaillarde. Méditerranéen = Le Gardon de Saint-Jean à Corbès.

Ces travaux sont prometteurs mais un fort développement méthodologique est encore nécessaire pour connecter les réservoirs des bassins versants environnants qui ne possèdent pas d'observations. Cette approche permettrait donc de transférer l'information temporellement mais également spatialement. Encore une fois, l'utilisation d'un modèle semi-distribué pourrait faciliter cette approche, car lors de l'utilisation de GR6J+CemaNeige, les variables d'état du modèle des bassins versants n'ont pas de lien direct autre que par les corrélations spatiales des précipitations.

Enfin, les modèles distribués ou semi-distribués se sont montrés particulièrement adaptés au transfert spatial de l'information lors de l'utilisation de méthodes d'assimilation de données *online* (Wongchuig *et al.*, 2019; Clark *et al.*, 2008), au contraire des modèles globaux.

En poursuivant cette réflexion, il est également possible de se tourner vers d'autres méthodes d'assimilation *online* que les méthodes de filtre de Kalman d'ensemble. En hydrologie, on citera particulièrement le filtre particulaire (Arulampalam *et al.*, 2002) ou encore le 4D-Var (Dimet *et al.*, 2009).

**Assimilation à multiples pas de temps et à multiples résolutions spatiales** Au cours de ces perspectives, un aspect important ressort assez clairement : l'assimilation à des pas de temps et à des résolutions spatiales différentes de l'ébauche. En effet, les différents types d'observations disponibles varient des mesures directes – ponctuelles et journalières/mensuelles à des proxies – représentant parfois la moyenne spatiale sur la saison, l'année, ou la décennie.

Dans le cadre de la thèse, l'assimilation a été effectuée à la fois au pas de temps journalier et annuel. Les résultats ont mis en avant les différences importantes qui existent suivant le pas de temps d'assimilation et la nécessité de prendre en compte les deux temporalités. Cependant, les réanalyses ont été hybridées à la suite des deux assimilations réalisées de façon séparées. Un contexte méthodologique propre d'assimilation – tel que celui présenté dans Steiger et Hakim (2016) – multi pas de temps pourrait être mis en place. Ces développements reposent notamment sur les travaux réalisés par Dirren et Hakim (2005); Huntley et Hakim (2010); Steiger *et al.* (2014). Ce type de méthodologie entraînera également le développement d'un opérateur d'observation  $\mathbf{H}$  bien plus complexe que dans cette étude, puisqu'il faudrait assimiler des observations indirectes des variables météorologiques/hydrologiques.

Cette méthodologie permettrait de prendre en compte les informations disponibles à divers pas de temps tout en conservant une ébauche journalière. Au delà de l'aspect temporel, certaines observations fournissent de l'information à une échelle régionale – supérieure aux 64 km<sup>2</sup> considérés dans cette étude. L'adaptation des méthodes d'assimilation multi pas de temps permettrait de réaliser l'assimilation à des échelles spatiales différentes de l'ébauche.

## Sur la validation et l'utilisation des jeux de données

Finalement, cette thèse aura permis de fournir de nombreux jeux de données. Les quelques paragraphes suivants donnent des pistes pour continuer la validation de ces produits ou bien pour les utiliser.

**Comparaison et autres observations** À chaque étape de production, un effort de validation a été fourni pour valider les jeux de données à l'aide d'autres produits ou de la littérature existante. Cependant, la validation des jeux de données doit continuer à travers d'autres sources d'informations. Les différentes observations du passé qui ne sont actuellement pas utilisées dans la création de FYRE Climate constituent des sources d'informations précieuses pour valider la réanalyse climatique. Dans cette optique, la reconstruction mensuelle RECRET (Delus *et al.*, 2018), présente sur le nord-est de la France, a été comparée à FYRE Climate dans les travaux de Delus *et al.* (2019). De la même manière, les diverses reconstructions paléoclimatiques et

paléohydrologiques – telles que celles de Boucher *et al.* (2014, Figure 5) – disponibles sur le territoire français peuvent être utilisées pour valider les réanalyses et reconstructions produites au cours de cette thèse.

L'utilisation de cas d'études particulièrement documentés, comme l'événement de 1890 sur l'Ardèche dans la thèse de Naullet (2002) serait également un bon moyen d'étudier la qualité de la réanalyse FYRE Climate dans un contexte particulier. En effet, cette dernière pourrait être utilisée en entrée d'une modélisation hydrologique distribuée puis d'une modélisation hydraulique permettant de comparer les résultats aux divers documents existants.

**Diverses analyses** À la fin des chapitres 3, 4 ou du 5, des analyses de tendances ou d'événements remarquables climatiques et hydrologiques ont été proposées de façon illustrative. Cependant, les jeux de données de la thèse pourraient être utilisés pour d'autres analyses, notamment la caractérisation des événements de sécheresses et d'inondations. Dans cette optique, les reconstructions Hydre ont d'ores et déjà été utilisées en entrée de l'algorithme de détection des étiages proposées par Caillouet *et al.* (2017, Figure 11).

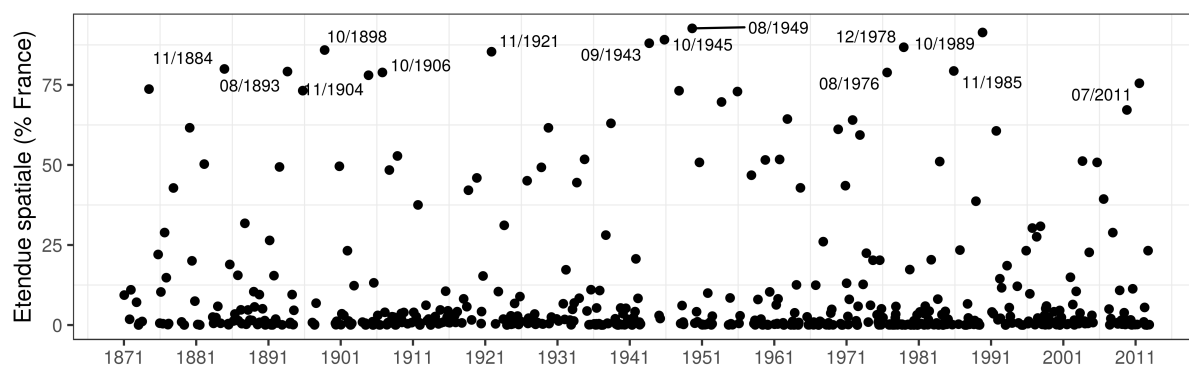


FIGURE 11 – Médiane de l'étendue spatiale maximale des événements spatio-temporels d'étiage extrême issus de Hydre sur la période 1871-2012 en utilisant la méthode de Caillouet *et al.* (2017).

Les travaux réalisés ont permis d'obtenir de longues réanalyses ou reconstructions sur l'ensemble de la France. La décomposition du signal des différentes variables permettrait de mieux comprendre la variabilité interne du climat et de l'hydrologie. Pour cela une décomposition en ondelette pourrait être appliquée, comme cela a été fait dans des études sur les précipitations (Rashid *et al.*, 2015) et sur les débits (Su *et al.*, 2017).

Un autre aspect est l'étude des connections de cette variabilité avec les variations atmosphériques de large échelle. Ce type d'analyse a déjà été réalisé par (Bonnet, 2018) sur le bassin de la Seine et mériterait une extension sur la France entière pour les variables météorologiques (FYRE Climate) et hydrologiques (HydREM, FYRE Hydro).

**Comparaison entre pays** Dans le reste de l'Europe plusieurs reconstructions climatiques ou bien hydrologiques ont été produites ces dernières années (Smith *et al.*, 2019). Des initiatives de plusieurs pays sont actuellement en cours pour comparer les reconstructions Hydre à celles réalisées au Royaume Uni, en Espagne ou encore en Irlande. Une analyse sur ces reconstructions hydrologiques permettra de caractériser la variabilité multi-décennale, les extrêmes et les tendances sur l'ensemble de l'Europe de façon cohérente.







# Bibliographie

- ABAZA, M., ANCTIL, F., FORTIN, V. et TURCOTTE, R. (2014). Sequential streamflow assimilation for short-term hydrological ensemble forecasting. *Journal of Hydrology*, 519:2692 – 2706.
- ADAMOVIĆ, M., BRANGER, F., BRAUD, I. et KRALISCH, S. (2016). Development of a data-driven semi-distributed hydrological model for regional scale catchments prone to Mediterranean flash floods. *Journal of Hydrology*, 541:173 – 189.
- ANDERSON, J. et LEI, L. (2013). Empirical localization of observation impact in ensemble Kalman filters. *Monthly Weather Review*, 141(11):4140–4153.
- ANDERSON, J. L. (2001). An Ensemble Adjustment Kalman Filter for data assimilation. *Monthly Weather Review*, 129(12):2884–2903.
- ANDERSON, J. L. (2012). Localization and sampling error correction in ensemble Kalman filter data assimilation. *Monthly Weather Review*, 140(7):2359–2371.
- ANDRÉASSIAN, V., LERAT, J., LOUMAGNE, C., MATHEVET, T., MICHEL, C., OUDIN, L. et PERRIN, C. (2007). What is really undermining hydrologic science today? *Hydrological Processes*, 21(20):2819–2822.
- ANNAN, J. D. et HARGREAVES, J. C. (2012). Identification of climatic state with limited proxy data. *Climate of the Past*, 8(4):1141–1151.
- ARULAMPALAM, M. S., MASKELL, S., GORDON, N. et CLAPP, T. (2002). A tutorial on particle filters for online nonlinear/non-Gaussian Bayesian tracking. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 50(2):174–188.
- ASCH, M., BOCQUET, M. et NODÉ, M. (2016). *Data assimilation : methods, algorithms, and applications*, volume 11. SIAM.
- AUER, I., BÖHM, R., JURKOVIC, A., LIPA, W., ORLIK, A., POTZMANN, R., SCHÖNER, W., UNGERSBÖCK, M., MATULLA, C., BRIFFA, K., JONES, P., EFTHYMIADIS, D., BRUNETTI, M., NANNI, T., MAUGERI, M., MERCALLI, L., MESTRE, O., MOISSELIN, J.-M., BEGERT, M., MÜLLER-WESTERMEIER, G., KVETON, V., BOCHNICEK, O., STASTNY, P., LAPIN, M., SZALAI, S., SZENTIMREY, T., CEGNAR, T., DOLINAR, M., GAJIC-CAPKA, M., ZANINOVIC, K., MAJSTOROVIC, Z. et NIEPLOVA, E. (2007). HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1): 17–46.
- BAKER, A., SMITH, C. L., JEX, C., FAIRCHILD, I. J., GENTY, D. et FULLER, L. (2008). Annually laminated speleothems : a review. *International Journal of Speleology*, 37(3):4.
- BALSEINTE, R. (1956). Le nouvel annuaire hydrologique de la France : année 1953. *Revue de Géographie Alpine*, 44-2:339–409.
- BECKER, A., FINGER, P., MEYER-CHRISTOFFER, A., RUDOLF, B., SCHAMM, K., SCHNEIDER, U. et ZIESE, M. (2013). A description of the global land-surface precipitation data products

- of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth System Science Data*, 5(1):71–99.
- BELLIER, J. (2018). *Prévisions hydrologiques probabilistes dans un cadre multivarié : quels outils pour assurer fiabilité et cohérence spatio-temporelle ?* Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- BEN DAOUD, A., SAUQUET, E., BONTRON, G., OBLED, C. et LANG, M. (2016). Daily quantitative precipitation forecasts based on the analogue method : Improvements and application to a French large river basin. *Atmospheric Research*, 169(Part A):147 – 159.
- BERTHIER, C.-H. (2005). Quantification des incertitudes des débits calculés par un modèle pluie-débit empirique. Mémoire de D.E.A., Université Paris Sud XI, Paris.
- BEVEN, K. et BINLEY, A. (1992). The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3):279–298.
- BHARGAVA, M. et DANARD, M. (1994). Application of optimum interpolation to the analysis of precipitation in complex terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33(4):508–518.
- BHEND, J., FRANKE, J., FOLINI, D., WILD, M. et BRÖNNIMANN, S. (2012). An ensemble-based approach to climate reconstructions. *Climate of the Past*, 8(3):963–976.
- BISHOP, C. H., ETHERTON, B. J. et MAJUMDAR, S. J. (2001). Adaptive sampling with the Ensemble Transform Kalman Filter. Part I : Theoretical aspects. *Monthly Weather Review*, 129(3):420–436.
- BLANCHARD, R. (1922). La sécheresse en Dauphiné (1920-1921). *Revue de Géographie Alpine*, 10-1:181–199.
- BLANCHET, G. (1979). Le temps dans la région Rhône-Alpes en 1978. *Géocarrefour*, 54-2.
- BLAYO, E., DURBIANO, S., VIDARD, A. et LE DIMET, F.-X. (2003). Reduced order strategies for variational data assimilation in oceanic models. In SPORTISSE, B. et DIMET, F.-X. L., éditeurs : *Data Assimilation for Geophysical Flows*. Springer-Verlag.
- BOÉ, J. et HABETS, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2):691–708.
- BONNET, R. (2018). *Variations du cycle hydrologique continental en France des années 1850 à aujourd'hui*. Theses, Université de Toulouse.
- BONNET, R., BOÉ, J., DAYON, G. et MARTIN, E. (2017). Twentieth-century hydrometeorological reconstructions to study the multidecadal variations of the water cycle over France. *Water Resources Research*, 53(10):8366–8382.
- BOUCHER, E., GUIOT, J., HATTÉ, C., DAUX, V., DANIS, P.-A. et DUSSOUILLEZ, P. (2014). An inverse modeling approach for tree-ring-based climate reconstructions under changing atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Biogeosciences*, 11(12):3245–3258.
- BOUDOU, M. (2015). *Multidisciplinary approach to characterize remarkable floods : lesson learns from nine events in France (1910-2010)*. Theses, Université Paul-Valéry Montpellier III.
- BOURGIN, F. (2014). *How to quantify predictive uncertainty in hydrological modelling ? : Explorative study based on a large catchment set*. Theses, AgroParisTech.
- BOURGIN, F., RAMOS, M., THIREL, G. et ANDRÉASSIAN, V. (2014). Investigating the interactions between data assimilation and post-processing in hydrological ensemble forecasting. *Journal of Hydrology*, 519:2775 – 2784.

- BRANKART, J.-M. (2014). *Traitement des Incertitudes en Océanographie*. Habilitation à diriger des recherches, Université Joseph Fourier Grenoble.
- BRANKART, J.-M., TESTUT, C.-E., BÉAL, D., DORON, M., FONTANA, C., MEINVIELLE, M., BRASSEUR, P. et VERRON, J. (2012). Towards an improved description of ocean uncertainties : Effect of local anamorphic transformations on spatial correlations. *Ocean Science*, 8(2): 121–142.
- BRANKART, J.-M., TESTUT, C.-E., BRASSEUR, P. et VERRON, J. (2003). Implementation of a multivariate data assimilation scheme for isopycnic coordinate ocean models : Application to a 1993-1996 hindcast of the North Atlantic Ocean circulation. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 108(C3):19(1–20).
- BRASSEUR, P. et VERRON, J. (2006). The SEEK filter method for data assimilation in oceanography : a synthesis. *Ocean Dynamics*, 56(12):650–661.
- BRÁZDIL, R., KUNDZEWICKZ, Z. W. et BENITO, G. (2006). Historical hydrology for studying flood risk in Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 51(5):739–764.
- BRÁZDIL, R., PFISTER, C., WANNER, H., STORCH, H. V. et LUTERBACHER, J. (2005). Historical climatology in Europe – The state of the art. *Climatic Change*, 70(3):363–430.
- BRIGODE, P. (2010). Modélisation hydrologique en contexte de changement climatique : Incertitudes liées aux paramètres de modèles conceptuels pluie-débit. Mémoire de D.E.A., Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BRIGODE, P., BRISSETTE, F., NICAULT, A., PERREAULT, L., KUENTZ, A., MATHEVET, T. et GAILHARD, J. (2016). Streamflow variability over the 1881-2011 period in northern Québec : comparison of hydrological reconstructions based on tree rings and geopotential height field reanalysis. *Climate of the Past*, 12:1785–1804.
- BROWN, T. A. (1974). Admissible scoring systems for continuous distributions. Rapport technique, Rand Corp., Santa Monica, CA.
- BRUNET, M., JONES, P. D., JOURDAIN, S., EFTHYMIADIS, D., KERROUCHE, M. et BORONEANT, C. (2014). Data sources for rescuing the rich heritage of Mediterranean historical surface climate data. *Geoscience Data Journal*, 1(1):61–73.
- BURGERS, G., van LEEUWEN, P. J. et EVENSEN, G. (1998). Analysis scheme in the ensemble Kalman filter. *Monthly Weather Review*, 126(6):1719–1724.
- BÉAL, D., BRASSEUR, P., BRANKART, J., OURMIÈRES, Y. et VERRON, J. (2010). Characterization of mixing errors in a coupled physical biogeochemical model of the north atlantic : Implications for nonlinear estimation using gaussian anamorphosis. *Ocean Science*, 6.
- CAILLOUET, L. (2016). *Reconstruction hydrométéorologique des étiages historiques en France entre 1871 et 2012*. Theses, Université Grenoble Alpes.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., DEVERS, A. et GRAFF, B. (2017). Ensemble reconstruction of spatio-temporal extreme low-flow events in France since 1871. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6):2923–2951.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E. et GRAFF, B. (2016). Probabilistic precipitation and temperature downscaling of the Twentieth Century Reanalysis over France. *Climate of the Past*, 12(3):635–662.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., GRAFF, B. et SOUBEYROUX, J.-M. (2019). SCOPE Climate : A 142-year daily high-resolution ensemble meteorological reconstruction dataset over france. *Earth System Science Data*, 11(1):241–260.

- CARRASSI, A., BOCQUET, M., BERTINO, L. et EVENSEN, G. (2018). Data assimilation in the geosciences : An overview of methods, issues, and perspectives. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 9(5).
- CASTY, C., HANDORF, D. et SEMPF, M. (2005). Combined winter climate regimes over the North Atlantic European sector 1766–2000. *Geophysical Research Letters*, 32(13).
- CASTY, C., RAIBLE, C. C., STOCKER, T. F., WANNER, H. et LUTERBACHER, J. (2007). A European pattern climatology 1766–2000. *Climate Dynamics*, 29(7):791–805.
- CATALOGNE, C. (2012). *Amélioration des méthodes de prédétermination des débits de référence d'étiage en sites peu ou pas jaugés*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- CATALOGNE, C., SAUQUET, E. et LANG, M. (2014). Using spot gauging data to estimate the annual minimum monthly flow with a return period of 5 years. *La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau*, 4(4):78–87.
- CAUSSINUS, H. et MESTRE, O. (2004). Detection and correction of artificial shifts in climate series. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 53(3):405–425.
- CHABOT, V. (2014). *Etude de représentations parcimonieuses des statistiques d'erreur d'observation pour différentes métriques. Application à l'assimilation de données images*. Theses, Université de Grenoble.
- CLARK, M., GANGOPADHYAY, S., HAY, L., RAJAGOPALAN, B. et WILBY, R. (2004). The Schaake Shuffle : A method for reconstructing space–time variability in forecasted precipitation and temperature fields. *Journal of Hydrometeorology*, 5(1):243–262.
- CLARK, M. P., RUPP, D. E., WOODS, R. A., ZHENG, X., IBBITT, R. P., SLATER, A. G., SCHMIDT, J. et UDDSTROM, M. J. (2008). Hydrological data assimilation with the ensemble Kalman filter : Use of streamflow observations to update states in a distributed hydrological model. *Advances in Water Resources*, 31(10):1309 – 1324.
- COMPO, G. P., WHITAKER, J. S. et SARDESHMUKH, P. D. (2006). Feasibility of a 100-year reanalysis using only surface pressure data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(2):175–190.
- 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. et WORLEY, S. J. (2010). International Surface Pressure Databank (ISPDv2).
- 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. et WORLEY, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654): 1–28.
- COOK, E. R., SEAGER, R., KUSHNIR, Y., BRIFFA, K. R., BÜNTGEN, U., FRANK, D., KRUSIC, P. J., TEGEL, W., van der SCHRIER, G., ANDREU-HAYLES, L., BAILLIE, M., BAITTINGER, C., BLEICHER, N., BONDE, N., BROWN, D., CARRER, M., COOPER, R., ČUFAR, K., DITTMAR, C., ESPER, J., GRIGGS, C., GUNNARSON, B., GÜNTHER, B., GUTIERREZ, E., HANECA, K., HELAMA, S., HERZIG, F., HEUSSNER, K.-U., HOFMANN, J., JANDA, P., KONTIC, R., KÖSE, N., KYNCL, T., LEVANIČ, T., LINDERHOLM, H., MANNING, S., MELVIN, T. M., MILES, D.,

- NEUWIRTH, B., NICOLUSSI, K., NOLA, P., PANAYOTOV, M., POPA, I., ROTHE, A., SEFTIGEN, K., SEIM, A., SVARVA, H., SVOBODA, M., THUN, T., TIMONEN, M., TOUCHAN, R., TROTSIUK, V., TROUET, V., WALDER, F., WAŻNY, T., WILSON, R. et ZANG, C. (2015). Old world megadroughts and pluvials during the common era. *Science Advances*, 1(10).
- CORON, L., ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C., LERAT, J., VAZE, J., BOURQUI, M. et HENDRICKX, F. (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions : An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*, 48(5).
- CORON, L., THIREL, G., DELAIGUE, O., PERRIN, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2017). The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental Modelling and Software*, 94:337.
- CRESPIN, E., GOOSSE, H., FICHEFET, T. et MANN, M. E. (2009). The 15th century Arctic warming in coupled model simulations with data assimilation. *Climate of the Past*, 5(3): 389–401.
- CROOKS, S. et KAY, A. (2015). Simulation of river flow in the Thames over 120 years : Evidence of change in rainfall-runoff response? *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 4:172 – 195.
- DAYON, G., BOÉ, J. et MARTIN, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(3):1023–1043.
- DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., van de BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÓLM, E. V., ISAKSEN, I., KÄLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., McNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., de ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N. et VITART, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597.
- DELUS, C., FRANÇOIS, D., OLLIVE, V. et GILLE, E. (2018). Reconstitution des sécheresses dans le bassin versant de la Moselle depuis le milieu du 19ème siècle. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 70(1):85–98.
- DELUS, C., GRELIER, B., FRANÇOIS, D., DROGUE, G., VIDAL, J.-P., CAILLOUET, L., DEVERS, A., SAUQUET, E. et LAUVERNET, C. (2019). Comparaison et évaluation de séries de précipitation historiques dans les bassins versants de la Meuse et de la Moselle. *Climatologie*, (16):-.
- DIMET, F.-X. L., CASTAINGS, W., NGNEPIEBA, P. et VIEUX, B. (2009). Data Assimilation in Hydrology : Variational Approach. In PARK, S. K. et DR, L. X., éditeurs : *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications*, pages 367–405. Springer Berlin Heidelberg.
- DIRECTION DE LA MÉTÉOROLOGIE NATIONALE (1961). Résumé mensuel du temps en France – Mars 1961 (Translation : Monthly weather summary in France – March 1961). Rapport technique, Direction de la Météorologie Nationale.
- DIRREN, S. et HAKIM, G. J. (2005). Toward the assimilation of time-averaged observations. *Geophysical Research Letters*, 32(4).
- DOMONKOS, P. (2011). Adapted Caussinus-Mestre Algorithm for Networks of Temperature series (ACMANT). *International Journal of Geosciences*, 2:293–309.
- DONAT, M. G., SILLMANN, J., WILD, S., ALEXANDER, L. V., LIPPMANN, T. et ZWIERS, F. W. (2014). Consistency of temperature and precipitation extremes across various global gridded in situ and reanalysis datasets. *Journal of Climate*, 27(13):5019–5035.

- DUBAND, D. (2010). Rainfall-run-off retrospective of extremes droughts since 1860 in Europe (Germany, Italia, France, Rumania, Spain, Switzerland). *La Houille Blanche*, (4):51–59.
- DUBAND, D., SCHOENEICH, P. et STANESCU, V. A. (2004). Exemple de l'étiage 1921 en Europe (Italie, France, Roumanie, Suisse,...) : climatologie et hydrologie. *La Houille Blanche*, (5): 18–29.
- DUBINKINA, S., GOOSSE, H., SALLAZ-DAMAZ, Y., CRESPIN, E. et CRUCIFIX, M. (2011). Testing a particle filter to reconstruct climate changes over the past centuries. *I. J. Bifurcation and Chaos*, 21:3611–3618.
- DUBRION, R. (2008). *Le climat et ses excès*. Feret Eds.
- DUCROCQ, V., BELAMARI, S., BOUDEVILLAIN, B., BOUSQUET, O., COCQUEREZ, P., DOERENBECHER, A., DROBINSKI, P., FLAMANT, C., LABATUT, L., LAMBERT, D., NURET, M., RICHARD, E., ROUSSOT, O., TESTOR, P., ARBOGAST, P., AYRAL, P.-A., VAN-BAELEN, J., BASDEVANT, C., BOICHARD, J.-L., BOURRAS, D., BOUVIER, C., BOUIN, M.-N., BOCK, O., BRAUD, I., CHAMPOLLION, C., COPPOLA, L., COQUILLAT, S., DEFER, E., DELANOË, J., DELRIEU, G., DIDON-LESCOT, J.-F., DURAND, P., ESTOURNEL, C., FOURRIÉ, N., GARROUSTE, O., GIORDANI, H., LE COZ, J., MICHEL, Y., NUISSIER, O., ROBERTS, G., SAID, F., SCHWARZENBOECK, A., SELLEGRI, K., TAUPIER-LETAGE, I. et VANDERVAERE, J.-P. (2013). HyMeX, les campagnes de mesures : focus sur les événements extrêmes en Méditerranée. *La Météorologie*, 80:37–47.
- DURAND, Y., BRUN, E., MERINDOL, L., GUYOMARCH, G., LESAFFRE, B. et MARTIN, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18:65–71.
- DURAND, Y., GIRAUD, G., BRUN, E., MÉRINDOL, L. et MARTIN, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 45(151):469–484.
- EMILE-GEAY, J., MCKAY, N. P., KAUFMAN, D. S., von GUNTEN, L., WANG, J., ANCHUKAITIS, K. J., ABRAM, N. J., ADDISON, J. A., CURRAN, M. A. J., EVANS, M. N., HENLEY, B. J., HAO, Z., MARTRAT, B., MCGREGOR, H. V., NEUKOM, R., PEDERSON, G. T., STENNI, B., THIRUMALAI, K., WERNER, J. P., XU, C., DIVINE, D. V., DIXON, B. C., GERGIS, J., MUNDO, I. A., NAKATSUKA, T., PHIPPS, S. J., ROUTSON, C. C., STEIG, E. J., TIERNEY, J. E., TYLER, J. J., ALLEN, K. J., BERTLER, N. A. N., BJÖRKLUND, J., CHASE, B. M., CHEN, M.-T., COOK, E., de JONG, R., DELONG, K. L., DIXON, D. A., EKAYKIN, A. A., ERSEK, V., FILIPSSON, H. L., FRANCUS, P., FREUND, M. B., FREZZOTTI, M., GAIRE, N. P., GAJEWSKI, K., GE, Q., GOOSSE, H., GORNOSTAEVA, A., GROSJEAN, M., HORIUCHI, K., HORMES, A., HUSUM, K., ISAKSSON, E., KANDASAMY, S., KAWAMURA, K., KILBOURNE, K. H., KOÇ, N., LEDUC, G., LINDERHOLM, H. W., LORREY, A. M., MIKHALENKO, V., MORTYN, P. G., MOTOYAMA, H., MOY, A. D., MULVANEY, R., MUNZ, P. M., NASH, D. J., OERTER, H., OPEL, T., ORSI, A. J., OVCHINNIKOV, D. V., PORTER, T. J., ROOP, H. A., SAENGER, C., SANO, M., SAUCHYN, D., SAUNDERS, K. M., SEIDENKRANTZ, M.-S., SEVERI, M., SHAO, X., SICRE, M.-A., SIGL, M., SINCLAIR, K., ST. GEORGE, S., ST. JACQUES, J.-M., THAMBAN, M., KUWAR THAPA, U., THOMAS, E. R., TURNEY, C., UEMURA, R., VIAU, A. E., VLADIMIROVA, D. O., WAHL, E. R., WHITE, J. W. C., YU, Z. et ZINKE, J. (2017). A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. *Scientific Data*, 4:170088 EP –.
- EVENSEN, G. (1992). Using the extended Kalman filter with a multilayer quasi-geostrophic ocean model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C11):17905–17924.
- EVENSEN, G. (2003). The Ensemble Kalman Filter : theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dynamics*, 53(4):343–367.

- EVENSEN, G. (2009). *Data assimilation : the ensemble Kalman filter*. Springer Science & Business Media.
- FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S. et TEBALDI, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27(12):1547–1578.
- GARÇON, R. (1996). Préviation opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, 5(5):71–76.
- GARNIER, E. (2010). *Les dérangements du temps : 500 Ans de chaud et de froid en Europe*. Plon.
- GASPARI, G. et COHN, S. E. (1999). Construction of correlation functions in two and three dimensions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125:723–757.
- GELARO, R., MCCARTY, W., SUÁREZ, M. J., TODLING, R., MOLOD, A., TAKACS, L., RANDES, C. A., DARMENOV, A., BOSILOVICH, M. G., REICHEL, R., WARGAN, K., COY, L., CULLATHER, R., DRAPER, C., AKELLA, S., BUCHARD, V., CONATY, A., da SILVA, A. M., GU, W., KIM, G.-K., KOSTER, R., LUCCHESI, R., MERKOVA, D., NIELSEN, J. E., PARTYKA, G., PAWSON, S., PUTMAN, W., RIENECKER, M., SCHUBERT, S. D., SIENKIEWICZ, M. et ZHAO, B. (2017). The Modern-Era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14):5419–5454.
- GIBELIN, A.-L., DUBUISSON, B., CORRE, L., DEAUX, N., JOURDAIN, S., LAVAL, L., PIQUEMAL, J.-M., MESTRE, O., DENNETIÈRE, D., DESMIDT, S. et TAMBURINI, A. (2014). Evolution de la température en France depuis les années 1950 : Constitution d'un nouveau jeu de séries homogénéisées de référence. *La Météorologie*, 87:45–53.
- GIUNTOLI, I., RENARD, B., VIDAL, J.-P. et BARD, A. (2013). Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482:105 – 118.
- GOOSSE, H., CRESPIAN, E., de MONTETY, A., MANN, M. E., RENNSSEN, H. et TIMMERMANN, A. (2010). Reconstructing surface temperature changes over the past 600 years using climate model simulations with data assimilation. *Journal of Geophysical Research*, 115(D9).
- GOOSSE, H., CRESPIAN, E., DUBINKINA, S., LOUTRE, M.-F., MANN, M. E., RENNSSEN, H., SALLAZ-DAMAZ, Y. et SHINDELL, D. (2012). The role of forcing and internal dynamics in explaining the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate Dynamics*, 39(12):2847–2866.
- GOOSSE, H., MANN, M. E. et RENNSSEN, H. (2009). *Climate of the Past Millennium : Combining Proxy Data and Model Simulations*, chapitre 7, pages 163–188. John Wiley and Sons, Ltd.
- GOOSSE, H., RENNSSEN, H., TIMMERMANN, A., BRADLEY, R. S. et MANN, M. E. (2006). Using paleoclimate proxy-data to select optimal realisations in an ensemble of simulations of the climate of the past millennium. *Climate Dynamics*, 27(2-3):165–184.
- GOTTARDI, F., OBLED, C., GAILHARD, J. et PAQUET, E. (2012). Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over French mountains. *Journal of Hydrology*, 432-433:154 – 167.
- GUM (2008). Evaluation of measurement data—guide to the expression of uncertainty in measurement, JCGM 100 : 2008 GUM 1995 with minor corrections. Rapport technique, Joint Committee for Guides in Metrology.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. et MARTINEZ, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2):80–91.



- HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J. L., ETCHEVERS, P., FRANCHISTÉGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., MOREL, S., NOILHAN, J., QUINTANA SEGUÍ, P., ROUSSET-REGIMBEAU, F. et VIENNOT, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6):n/a–n/a.
- HAKIM, G. J., EMILE-GEAY, J., STEIG, E. J., NOONE, D., ANDERSON, D. M., TARDIF, R., STEIGER, N. et PERKINS, W. A. (2016). The last millennium climate reanalysis project : Framework and first results. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(12): 6745–6764.
- HAMILL, T. M. (2001). Interpretation of rank histograms for verifying ensemble forecasts. *Monthly Weather Review*, 129(3):550–560.
- HAMILL, T. M. et WHITAKER, J. S. (2007). Ensemble calibration of 500-hPa geopotential height and 850-hPa and 2-m temperatures using reforecasts. *Monthly Weather Review*, 135(9):3273–3280.
- HAMILL, T. M., WHITAKER, J. S. et SNYDER, C. (2001). Distance-dependent filtering of background error covariance estimates in an ensemble Kalman filter. *Monthly Weather Review*, 129(11):2776–2790.
- HERSBACH, H. (2000). Decomposition of the Continuous Ranked Probability Score for ensemble prediction systems. *Weather and Forecasting*, 15(5):559–570.
- HONG, Y., HSU, K.-I., MORADKHANI, H. et SOROOSHIAN, S. (2006). Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and Monte Carlo assessment of the error propagation into hydrologic response. *Water Resources Research*, 42(8).
- HORNER, I., RENARD, B., LE COZ, J., BRANGER, F., MCMILLAN, H. K. et PIERREFEU, G. (2018). Impact of stage measurement errors on streamflow uncertainty. *Water Resources Research*, 54(3):1952–1976.
- HORTON, P. et BRÖNNIMANN, S. (2018). Impact of global atmospheric reanalyses on statistical precipitation downscaling. *Climate Dynamics*.
- HOUTEKAMER, P. L. et MITCHELL, H. L. (1998). Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique. *Monthly Weather Review*, 126(3):796–811.
- HOUTEKAMER, P. L. et MITCHELL, H. L. (2001). A sequential ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Monthly Weather Review*, 129(1):123–137.
- HOUTEKAMER, P. L. et ZHANG, F. (2016). Review of the ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Monthly Weather Review*, 144:4490–4525.
- HULME, M., OSBORN, T. J. et JOHNS, T. C. (1998). Precipitation sensitivity to global warming : Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophysical Research Letters*, 25(17): 3379–3382.
- HUNTLEY, H. S. et HAKIM, G. J. (2010). Assimilation of time-averaged observations in a quasi-geostrophic atmospheric jet model. *Climate Dynamics*, 35(6):995–1009.
- JACOB ROUSSEAU, N., NAVRATIL, O., SAUQUET, E. et VIDAL, J.-P. (2017). Material and methods for evaluating the man-induced component of water shortages (late 18th - early 20th century). In DE JONG, C., éditeur : *Adaptation and Resilience to Droughts : Historical Perspectives in Europe and beyond – Book of abstracts*, page 15. University of Strasbourg.
- JONES, P. D., LISTER, D. H., OSBORN, T. J., HARPHAM, C., SALMON, M. et MORICE, C. P. (2012). Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations : An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D5).

- JOURDAIN, S., ROUCAUTE, É., DANDIN, P., JAVELLE, J.-P., DONET, I., MÉNASSÈRE, S. et CÉNAC, N. (2015). Le sauvetage de données climatologiques anciennes à météo-France : De la conservation des documents à la mise à disposition des données. *La Météorologie*.
- KALMAN, R. E. (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. *Journal of Basic Engineering*, 82(1):35.
- 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. et JOSEPH, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–472.
- KAVETSKI, D., FRANKS, S. W. et KUCZERA, G. (2003). *Confronting Input Uncertainty in Environmental Modelling*, pages 49–68. American Geophysical Union (AGU).
- KOTLARSKI, S., KEULER, K., CHRISTENSEN, O. B., COLETTE, A., DÉQUÉ, M., GOBIET, A., GOERGEN, K., JACOB, D., LÜTHI, D., van MEIJGAARD, E., NIKULIN, G., SCHÄR, C., TEICHMANN, C., VAUTARD, R., WARRACH-SAGI, K. et WULFMEYER, V. (2014). Regional climate modeling on european scales : a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, 7(4):1297–1333.
- KRUEGER, O., SCHENK, F., FESER, F. et WEISSE, R. (2013). Inconsistencies between long-term trends in storminess derived from the 20CR reanalysis and observations. *Journal of Climate*, 26(3):868–874.
- KUENTZ, A. (2013). *Un siècle de variabilité hydro-climatique sur le bassin de la Durance Recherches historiques et reconstitutions*. Theses, AgroParisTech.
- KUENTZ, A., MATHEVET, T., GAILHARD, J. et HINGRAY, B. (2015). Building long-term and high spatio-temporal resolution precipitation and air temperature reanalyses by mixing local observations and global atmospheric reanalyses : The ANATEM model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6):2717–2736.
- KUHN, H. W. (1955). The Hungarian method for the assignment problem. *Naval Research Logistics Quarterly*, 2(1-2):83–97.
- LABUHN, I. (2014). *Climate Variability in Southwest France During the Last 2000 Years : Proxy Calibration and Reconstruction of Drought Periods Based on Stable Isotope Records from Speleothems and Tree Rings*. Thèse de doctorat, Université Paris Sud.
- LAFAYSSE, M., HINGRAY, B., MEZGHANI, A., GAILHARD, J. et TERRAY, L. (2014). Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The Alpine Durance basin. *Water Resources Research*, 50(4):3317–3341.
- LALOYAUX, P., de BOISSESON, E., BALMASEDA, M., BIDLOT, J.-R., BROENNIMANN, S., BUZZA, R., DALHGREN, P., DEE, D., HAIMBERGER, L., HERBACH, H., KOSAKA, Y., MARTIN, M., POLI, P., RAYNER, N., RUSTEMEIER, E. et SCHEPERS, D. (2018). CERA-20C : A coupled reanalysis of the twentieth century. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(5): 1172–1195.
- LANDELIUS, T., DAHLGREN, P., GOLLVIK, S., JANSSON, A. et OLSSON, E. (2016). A high-resolution regional reanalysis for Europe. Part 2 : 2D analysis of surface temperature, precipitation and wind. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(698): 2132–2142.
- LANG, M. et COEUR, D. (2014). *Les inondations remarquables en France – Inventaire 2011 pour la direction Inondation*, page 640. Quae.

- LANG, M., COEUR, D., BARD, A., BACQ, B., BECKER, T., BIGNON, E., BLANCHARD, R., BRUCKMANN, L., DELSERIEYS, M., EDELBLUTTE, C. et MERLE, C. (2013). Les inondations remarquables en France : premiers éléments issus de l'enquête EPRI 2011. *La Houille Blanche*, (5):37–47.
- LAUVERNET, C. (2005). *Variationnal assimilation of remote sensing data into canopy functioning models : use of the adjoint model and add of some spatial constraints*. Theses, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- LE COZ, J., RENARD, B., BONNIFAIT, L., BRANGER, F. et BOURSICAUD, R. L. (2014). Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves : A Bayesian approach. *Journal of Hydrology*, 509:573 – 587.
- LE DIMET, F.-X. et TALAGRAND, O. (1986). Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : theoretical aspects. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 38(2):97–110.
- LE MOINE, N. (2008). *Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ?* Thèse de doctorat, Paris 6.
- LE ROY LADURIE, E. (2009). *Histoire humaine et comparée du climat TOME 3 1860-2008*, page 461. Ed. Fayard.
- LE ROY LADURIE, E., ROUSSEAU, D. et VAZAK, A. (2011). *Les fluctuations du climat de l'an mil à aujourd'hui*. Fayard.
- LEDoux, E., GIRARD, G., de MARSILY, G., VILLENEUVE, J. P. et DESCHENES, J. (1989). *Spatially Distributed Modeling : Conceptual Approach, Coupling Surface Water And Groundwater*, pages 435–454. Springer Netherlands, Dordrecht.
- LEGRAND, J.-P. et LE GOFF, M. (1992). *Les observations météorologiques de Louis Morin*. Direction de la météorologie nationale.
- LEROY, M. (2010). Classification de performance maintenue. Note technique, Météo France : Direction des Systèmes d'Observation.
- LEROY, M. et LÈCHES, G. (2014). Classification d'un site. Note technique, Météo France : Direction des Systèmes d'Observation.
- LIBISELLER, C. et GRIMVALL, A. (2002). Performance of partial Mann–Kendall tests for trend detection in the presence of covariates. *Environmetrics*, 13(1):71–84.
- LIEN, G.-Y., KALNAY, E. et MIYOSHI, T. (2013). Effective assimilation of global precipitation : simulation experiments. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 65(1):19915.
- LIEN, G.-Y., MIYOSHI, T. et KALNAY, E. (2016). Assimilation of TRMM multisatellite precipitation analysis with a low-resolution NCEP global forecast system. *Monthly Weather Review*, 144(2):643–661.
- LIU, Y., WEERTS, A. H., CLARK, M., HENDRICKS FRANSSEN, H.-J., KUMAR, S., MORADKHANI, H., SEO, D.-J., SCHWANENBERG, D., SMITH, P., van DIJK, A. I. J. M., van VELZEN, N., HE, M., LEE, H., NOH, S. J., RAKOVEC, O. et RESTREPO, P. (2012). Advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting : progresses, challenges, and emerging opportunities. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(10):3863–3887.
- LOAICIGA, H. A., HASTON, L. et MICHAELSEN, J. (1993). Dendrohydrology and long-term hydrologic phenomena. *Reviews of Geophysics*, 31(2):151–171.
- LORENC, A. C. (1981). A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Review*, 109(4):701–721.

- LORENZ, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(4):636–646.
- LUTERBACHER, J., DIETRICH, D., XOPLAKI, E., GROSJEAN, M. et WANNER, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303(5663):1499–1503.
- MAGAND, C., DUCHARNE, A., TILMANT, F., LE MOINE, N., SAUQUET, E., MATHEVET, T., VIDAL, J.-P. et PERRIN, C. (2018). Hybridation de réanalyses météorologiques de surface pour les zones de montagne : exemple du produit DuO sur le bassin de la Durance. *La Houille Blanche*, (3):77–85.
- MAHFOUF, J.-F., BRASNETT, B. et GAGNON, S. (2007). A Canadian precipitation analysis (CaPA) project : Description and preliminary results. *Atmosphere-Ocean*, 45(1):1–17.
- MAHFOUF, J. F. et NOILHAN, J. (1991). Comparative study of various formulations of evaporations from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology*, 30(9):1354–1365.
- MAIRESSE, A., GOOSSE, H., MATHIOT, P., WANNER, H. et DUBINKINA, S. (2013). Investigating the consistency between proxy-based reconstructions and climate models using data assimilation : a mid-Holocene case study. *Climate of the Past*, 9(6):2741–2757.
- MATHIOT, P., GOOSSE, H., COSTA, X., STENNI, B., BRAIDA, M., RENNSSEN, H., MEERBEECK, C. J. V., MASSON-DELMOTTE, V., MAIRESSE, A. et DUBINKINA, S. (2013). Using data assimilation to investigate the causes of Southern Hemisphere high latitude cooling from 10 to 8 ka BP. *Climate of the Past*, 9(2):887–901.
- MATSIKARIS, A., WIDMANN, M. et JUNGCLAUS, J. (2015). On-line and off-line data assimilation in palaeoclimatology : A case study. *Climate of the Past*, 11(1):81–93.
- MCMILLAN, H., FREER, J., PAPPENBERGER, F., KRUEGER, T. et CLARK, M. (2010). Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions. *Hydrological Processes*, 24(10):1270–1284.
- MCMILLAN, H., JACKSON, B., CLARK, M., KAVETSKI, D. et WOODS, R. (2011). Rainfall uncertainty in hydrological modelling : An evaluation of multiplicative error models. *Journal of Hydrology*, 400(1):83 – 94.
- MCMILLAN, H., KRUEGER, T. et FREER, J. (2012). Benchmarking observational uncertainties for hydrology : rainfall, river discharge and water quality. *Hydrological Processes*, 26(26):4078–4111.
- MCMILLAN, H. K., HREINSSON, E. O., CLARK, M. P., SINGH, S. K., ZAMMIT, C. et UDDSTROM, M. J. (2013). Operational hydrological data assimilation with the recursive ensemble Kalman filter. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1):21–38.
- MESTRE, O., DOMONKOS, P., PICARD, F., AUER, I., ROBIN, S., LEBARBIER, E., BOHM, R., AGUILAR, E., GUIJARRO, J., VERTACHNIK, G., KLANCAR, M., DUBUISSON, B. et STEPANEK, P. (2013). HOMER : A homogenization software - methods and applications. *Idojaras*, 117:47–67.
- MINVIELLE, M., PAGÉ, C., CÉRON, J.-P. et BESSON, F. (2015). Extension of the SIM reanalysis by combination of observations and statistical downscaling. In LOLLINO, G., MANCONI, A., CLAGUE, J., SHAN, W. et CHIARLE, M., éditeurs : *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1*, pages 189–192. Springer International Publishing, Cham.
- MISRA, V., DINAPOLI, S. M. et BASTOLA, S. (2013). Dynamic downscaling of the twentieth-century reanalysis over the southeastern United States. *Regional Environmental Change*, 13(1):15–23.

- MITCHELL, T. D. et JONES, P. D. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6):693–712.
- MOISSELIN, J.-M., SCHNEIDER, M. et CANELLAS, C. (2002). Les changements climatiques en France au XX<sup>e</sup> siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La Météorologie*, 38:45–56.
- MONTEITH, J. L. (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19:205–234.
- MOORTHI, S., PAN, H. et CAPLAN, P. (2001). Changes to the 2001 NCEP operational MRF/AVN global analysis/forecast system. Rapport technique, NWS technical procedures bulletin.
- MOREAU, FRANÇOIS (2004). Gestion des étiages sévères : l'exemple de la Loire . *La Houille Blanche*, (4):70–76.
- MOUELHI, S. (2003). *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- MOUELHI, S., MICHEL, C., PERRIN, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2006a). Linking stream flow to rainfall at the annual time step : The Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology*, 328(1).
- MOUELHI, S., MICHEL, C., PERRIN, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2006b). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, (1):318.
- MUNIER, S., POLEBISTKI, A., BROWN, C., BELAUD, G. et LETTENMAIER, D. P. (2015). SWOT data assimilation for operational reservoir management on the upper Niger River Basin. *Water Resources Research*, 51(1):554–575.
- NASH, J. E. et SUTCLIFFE, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290.
- NAULET, R. (2002). *Utilisation de l'information des crues historiques pour une meilleure prédétermination du risque d'inondation : application au bassin de l'Ardèche à Vallon Pont-d'Arc et St-Martin d'Ardèche*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Université du Québec.
- NGO-DUC, T., POLCHER, J. et LAVAL, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D6).
- NICAULT, A., BOUCHER, E., BÉGIN, C., GUIOT, J., MARION, J., PERREAULT, L., ROY, R., SAVARD, M. et BÉGIN, Y. (2014). Hydrological reconstruction from tree-ring multi-proxies over the last two centuries at the Caniapiscou Reservoir, northern Québec, Canada. *Journal of Hydrology*, 513:435 – 445.
- NICOLLE, P. (2010). Prise en compte de la neige dans la prévision hydrologique : quel apport pour mieux prévoir les crues nivales? Mémoire de D.E.A., Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris et École Nationale du génie Rural des Eaux et des Forêts.
- NOILHAN, J. et PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3):536–549.
- OLIVER, E. C. J. (2016). Blind use of reanalysis data : apparent trends in Madden–Julian Oscillation activity driven by observational changes. *International Journal of Climatology*, 36(10):3458–3468.

- LOUDIN, L., ANDRÉASSIAN, V., MATHEVET, T., PERRIN, C. et MICHEL, C. (2006a). Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resources Research*, 42(7).
- LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F. et LOUMAGNE, C. (2005a). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? : Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1):290 – 306.
- LOUDIN, L., MICHEL, C. et ANCTIL, F. (2005b). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? : Part 1—can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology*, 303(1):275 – 289.
- LOUDIN, L., PERRIN, C., MATHEVET, T., ANDRÉASSIAN, V. et MICHEL, C. (2006b). Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 320(1):62 – 83.
- PAGÉ, C., TERRAY, L. et BOÉ, J. (2010). DSCLIM, a software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology. Rapport technique, CERFACS, Toulouse, France.
- PARDÉ, M. (1937). Inondations en France en 1935 et 1936. *Annales de géographie*, 260:113–123.
- PARDÉ, M. (1948). Les crues du Rhône de novembre 1944 à février 1945. *Géocarrefour*, 21-1-2: 69–76.
- PARDÉ, M. (1958). Les crues dans le bassin du Rhône en décembre 1954 et janvier 1955. *Annales de géographie*, 363:448–452.
- PATRICK, B. (1977). La sécheresse 1976 en France : aspects climatologiques et conséquences / The 1976 drought in France : climatological aspects and consequences. *Hydrological Sciences Bulletin*, 22(3):393–411.
- PAULING, A., LUTERBACHER, J., CASTY, C. et WANNER, H. (2006). Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics*, 26(4):387–405.
- PECHLIVANIDIS, I., JACKSON, B., MCINTYRE, N. et WHEATER, H. (2011). Catchment scale hydrological modelling : a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global Nest Journal*, 13(3):193–214.
- PERIANEZ, A., REICH, H. et POTTHAST, R. (2014). Optimal localization for ensemble Kalman filter systems. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 92(6):585–597.
- PERRIN, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG.
- PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ROJAS SERNA, C., MATHEVET, T. et LE MOINE, N. (2008). Discrete parameterization of hydrological models : Evaluating the use of parameter sets libraries over 900 catchments. *Water Resources Research*, 44(8).
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1):275 – 289.
- PFISTER, C. (1999). *Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995)*. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- PHAM, D. T. (2001). Stochastic methods for sequential data assimilation in strongly nonlinear systems. *Monthly Weather Review*, 129(5):1194–1207.

- PICARD, F., LEBARBIER, É., HOEBEKE, M., RIGAILL, G., THIAM, B. et ROBIN, S. (2011). Joint segmentation, calling, and normalization of multiple CGH profiles. *Biostatistics*, 12(3):413–428.
- PIELKE SR., R. A., PITMAN, A., NIYOGI, D., MAHMOOD, R., MCALPINE, C., HOSSAIN, F., GOLDEWIJK, K. K., NAIR, U., BETTS, R., FALL, S., REICHSTEIN, M., KABAT, P. et de NOBLET, N. (2011). Land use/land cover changes and climate : modeling analysis and observational evidence. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(6):828–850.
- PLUMANDON, J.-R. (1907). La sécheresse de l'année 1906. *La Nature*, 1779:77–78.
- POLI, P., HERBACH, H., DEE, D. P., BERRISFORD, P., SIMMONS, A. J., VITART, F., LALOYLAUX, P., TAN, D. G. H., PEUBEY, C., THÉPAUT, J.-N., TRÉMOLET, Y., HÓLM, E. V., BONAVITA, M., ISAKSEN, I. et FISHER, M. (2016). ERA-20C : An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11):4083–4097.
- PRINTEMPS, A. (2018). Vers l'assimilation de débit dans un modèle hydrologique pluie-débit depuis les 140 dernières années. Mémoire de D.E.A., Université Grenoble Alpes, Grenoble INP ENSIMAG.
- PUSHPALATHA, R. (2013). *Low-flow simulation and forecasting on French river basins : A hydrological modelling approach*. Theses, AgroParisTech.
- PUSHPALATHA, R., PERRIN, C., LE MOINE, N., MATHEVET, T. et ANDRÉASSIAN, V. (2011). A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of Hydrology*, 411:66–76.
- QUINTANA-SEGUI, P., MOIGNE, P. L., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. et MOREL, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107.
- QUINTANA-SEGUI, P., TURCO, M., HERRERA, S. et MIGUEZ-MACHO, G. (2017). Validation of a new SAFRAN-based gridded precipitation product for Spain and comparisons to Spain02 and ERA-Interim. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(4):2187–2201.
- RADANOVICS, S., VIDAL, J.-P. et SAUQUET, E. (2018). Spatial verification of ensemble precipitation : An ensemble version of SAL. *Weather and Forecasting*, 33(4):1001–1020.
- RADANOVICS, S., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., DAOUD, A. B. et BONTRON, G. (2013). Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10):4189–4208.
- RAFTERY, A. E., GNEITING, T., BALABDAOUI, F. et POLAKOWSKI, M. (2005). Using bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles. *Monthly Weather Review*, 133(5):1155–1174.
- RASHID, M. M., BEECHAM, S. et CHOWDHURY, R. K. (2015). Assessment of trends in point rainfall using continuous wavelet transforms. *Advances in Water Resources*, 82:1 – 15.
- RASMUSSEN, J., MADSEN, H., JENSEN, K. H. et REFSGAARD, J. C. (2015). Data assimilation in integrated hydrological modeling using ensemble Kalman filtering : Evaluating the effect of ensemble size and localization on filter performance. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(7):2999–3013.
- RENARD, B., KAVETSKI, D., KUCZERA, G., THYER, M. et FRANKS, S. W. (2010). Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling : The challenge of identifying input and structural errors. *Water Resources Research*, 46(5).
- RENARD, B., KAVETSKI, D., LEBLOIS, E., THYER, M., KUCZERA, G. et FRANKS, S. W. (2011). Toward a reliable decomposition of predictive uncertainty in hydrological modeling : Characterizing rainfall errors using conditional simulation. *Water Resources Research*, 47(11).

- SADLER, J., WEBB, G. E., NOTHDURFT, L. D. et DECHNIK, B. (2014). Geochemistry-based coral palaeoclimate studies and the potential of ‘non-traditional’ (non-massive porites) corals : Recent developments and future progression. *Earth-Science Reviews*, 139:291 – 316.
- SAHA, S., NADIGA, S., THIAW, C., WANG, J., WANG, W., ZHANG, Q., Van den DOOL, H. M., PAN, H.-L., MOORTHY, S., BEHRINGER, D., STOKES, D., PEÑA, M., LORD, S., WHITE, G., EBISUZAKI, W., PENG, P. et XIE, P. (2006). The NCEP climate forecast system. *Journal of Climate*, 19(15):3483–3517.
- SANSON, J. (1950). La sécheresse remarquable de l’année agricole 1948-1949 en France. *Annales de géographie*, 315:234–235.
- SAUQUET, E., GOTTSCHALK, L. et KRASOVSKAIA, I. (2008). Estimating mean monthly runoff at ungauged locations : an application to France. *Hydrology Research*, 39(5-6):403–423.
- SAURRAL, R. I. (2017). A cautionary note on the computation of daily mean temperatures and their trends. *International Journal of Climatology*, 37:3743–3752.
- SCHNEIDER, U., BECKER, A., FINGER, P., MEYER-CHRISTOFFER, A. et ZIESE, M. (2018). GPCP full data monthly product version 2018 at 0.25° : Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historical data.
- SCHNEIDER, U., BECKER, A., FINGER, P., MEYER-CHRISTOFFER, A., ZIESE, M. et RUDOLF, B. (2014). GPCP’s new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theoretical and Applied Climatology*, 115(1):15–40.
- SEXTON, D. M. et HARRIS, G. R. (2015). The importance of including variability in climate change projections used for adaptation. *Nature Climate Change*, 5(10):931.
- SHEFFIELD, J., GOTETI, G. et WOOD, E. F. (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, 19(13):3088–3111.
- SHEPPARD, P. R. (2010). Dendroclimatology : Extracting climate from trees. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 1(3):343–352.
- SIMON, E. et BERTINO, L. (2009). Application of the Gaussian anamorphosis to assimilation in a 3-D coupled physical-ecosystem model of the North Atlantic with the EnKF : a twin experiment. *Ocean Science*, 5:495–510.
- SLIVINSKI, L. C. (2018). Historical reanalysis : What, how, and why? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(8):1736–1739.
- 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. 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. et 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*, 0(0).
- SLONOSKY, V. C. (2002). Wet winters, dry summers? Three centuries of precipitation data from Paris. *Geophysical Research Letters*, 29(19):34–1–34–4.



- SMITH, K. A., BARKER, L. J., TANGUY, M., PARRY, S., HARRIGAN, S., LEGG, T. P., PRUDHOMME, C. et HANNAFORD, J. (2019). A multi-objective ensemble approach to hydrological modelling in the UK : An application to historic drought reconstruction. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2019:1–26.
- SNYDER, C., BENGTSSON, T., BICKEL, P. et ANDERSON, J. (2008). Obstacles to high-dimensional particle filtering. *Monthly Weather Review*, 136(12):4629–4640.
- SOCI, C., BAZILE, E., BESSON, F. et LANDELIUS, T. (2016). High-resolution precipitation re-analysis system for climatological purposes. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68.
- STEIGER, N. et HAKIM, G. (2016). Multi-timescale data assimilation for atmosphere-ocean state estimates. *Climate of the Past*, 12(6):1375–1388.
- STEIGER, N. J., HAKIM, G. J., STEIG, E. J., BATTISTI, D. S. et ROE, G. H. (2014). Assimilation of time-averaged pseudoproxies for climate reconstruction. *Journal of Climate*, 27(1):426–441.
- STUCKI, P., BRÖNNIMANN, S., MARTIUS, O., WELKER, C., RICKLI, R., DIERER, S., BRESCH, D. N., COMPO, G. P. et SARDESHMUKH, P. D. (2015). Dynamical downscaling and loss modeling for the reconstruction of historical weather extremes and their impacts : A severe foehn storm in 1925. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8):1233–1241.
- SU, L., MIAO, C., BORTHWICK, A. G. et DUAN, Q. (2017). Wavelet-based variability of yellow river discharge at 500-, 100-, and 50-year timescales. *Gondwana Research*, 49:94 – 105.
- SUTTON, R. T. et DONG, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5(11):788.
- THIREL, G., ANDRÉASSIAN, V. et PERRIN, C. (2015). On the need to test hydrological models under changing conditions. *Hydrological Sciences Journal*, 60(7-8):1165–1173.
- TIPPETT, M. K., ANDERSON, J. L., BISHOP, C. H., HAMILL, T. M. et WHITAKER, J. S. (2003). Ensemble square root filters \*. *Monthly Weather Review*, 131(7):1485–1490.
- TRAMBLAY, Y., FEKI, H., QUINTANA-SEGUÍ, P. et GUIJARRO, J. A. (2019). The SAFRAN daily gridded precipitation product in Tunisia (1979–2015). *International Journal of Climatology*, 0(0).
- TURCOTTE, R., FORTIN, L.-G., FORTIN, V., FORTIN, J.-P. et VILLENEUVE, J.-P. (2007). Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Hydrology Research*, 38(3):211–234.
- UPPALA, S. M., KÄLLBERG, P. W., SIMMONS, A. J., ANDRAE, U., BECHTOLD, V. D. C., FIORINO, M., GIBSON, J. K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. A., LI, X., ONOGI, K., SAARINEN, S., SOKKA, N., ALLAN, R. P., ANDERSSON, E., ARPE, K., BALMASEDA, M. A., BELJAARS, A. C. M., BERG, L. V. D., BIDLOT, J., BORMANN, N., CAIRES, S., CHEVALLIER, F., DETHOF, A., DRAGOSAVAC, M., FISHER, M., FUENTES, M., HAGEMANN, S., HÓLM, E., HOSKINS, B. J., ISAKSEN, L., JANSSEN, P. A. E. M., JENNE, R., MCNALLY, A. P., MAHFOUF, J.-F., MORCRETTE, J.-J., RAYNER, N. A., SAUNDERS, R. W., SIMON, P., STERL, A., TRENBERTH, K. E., UNTCH, A., VASILJEVIC, D., VITERBO, P. et WOOLLEN, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612):2961–3012.
- VALERY, A. (2010). *Modélisation précipitations - débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. Thèse de doctorat, AgroParisTech.
- VALÉRY, A., ANDRÉASSIAN, V. et PERRIN, C. (2014a). 'as simple as possible but not simple' : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 - Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517:1166 – 1175.

- VALÉRY, A., ANDRÉASSIAN, V. et PERRIN, C. (2014b). 'as simple as possible but not simple' : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 - Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517:1176 – 1187.
- VELÁZQUEZ, J. A., ANCTIL, F. et PERRIN, C. (2010). Performance and reliability of multimodel hydrological ensemble simulations based on seventeen lumped models and a thousand catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(11):2303–2317.
- VIDAL, J.-P., HINGRAY, B., MAGAND, C., SAUQUET, E. et DUCHARNE, A. (2016). Hierarchy of climate and hydrological uncertainties in transient low-flow projections. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9):3651–3672.
- VIDAL, J.-P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. et SOUBEYROUX, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644.
- VIDARD, A. (2012). *Data assimilation and adjoint methods for geophysical applications*. Habilitation à diriger des recherches, Université de Grenoble.
- VIM (2012). The international vocabulary of metrology—basic and general concepts and associated terms (VIM). Rapport technique, Joint Committee for Guides in Metrology.
- WACKERNAGEL, H. (2003). *Multivariate Geostatistics : An Introduction with Applications*. Numéro 388p. Springer Science & Business Media.
- WARRACH-SAGI, K. et WULFMEYER, V. (2010). Streamflow data assimilation for soil moisture analysis. *Geoscientific Model Development*, 3(1):1–12.
- WEERTS, A. H. et EL SERAFY, G. Y. H. (2006). Particle filtering and ensemble Kalman filtering for state updating with hydrological conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 42(9).
- WHITAKER, J. S., COMPO, G. P., WEI, X. et HAMILL, T. M. (2004). Reanalysis without radiosondes using ensemble data assimilation. *Monthly Weather Review*, 132(5):1190–1200.
- WHITAKER, J. S. et HAMILL, T. M. (2002). Ensemble data assimilation without perturbed observations. *Monthly Weather Review*, 130(7):1913–1924.
- WILLEMS, P. (2013). Multidecadal oscillatory behaviour of rainfall extremes in Europe. *Climatic Change*, 120(4):931–944.
- WILLMOTT, C. J., ROWE, C. M. et PHILPOT, W. D. (1985). Small-scale climate maps : A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *The American Cartographer*, 12(1):5–16.
- WMO (2014). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation : (CIMO guide)*. No.8. WMO.
- WONGCHUIG, S. C., de PAIVA, R. C. D., SIQUEIRA, V. et COLLISCHONN, W. (2019). Hydrological reanalysis across the 20th century : A case study of the Amazon Basin. *Journal of Hydrology*, 570:755 – 773.
- ZOLITSCHKA, B., FRANCUS, P., OJALA, A. E. et SCHIMMELMANN, A. (2015). Varves in lake sediments – a review. *Quaternary Science Reviews*, 117:1 – 41.



# Annexe A

## Annexes du Chapitre 3

### Sommaire

---

<b>A.1 Outils de modélisation hydrologique . . . . .</b>	<b>259</b>
A.1.1 Fonctionnement du modèle hydrologique GR6J . . . . .	259
A.1.2 Description du module neige CemaNeige . . . . .	260
<b>A.2 Les incertitudes en modélisation hydrologique . . . . .</b>	<b>261</b>
A.2.1 Calibration . . . . .	261
A.2.2 Sensibilité au nombre de membres dans les reconstructions . . . . .	266
A.2.3 Sensibilité de l'erreur modèle à la définition de l'erreur d'observation . . . . .	267
A.2.4 Définition de l'erreur modèle avec Safran Hydro . . . . .	267

---

## A.1 Outils de modélisation hydrologique

Le chapitre 3 présente rapidement le modèle hydrologique et le module neige utilisé dans cette thèse. Les différentes étapes de GR6J et de CemaNeige sont ici décrites pour mieux comprendre leur fonctionnement respectif.

### A.1.1 Fonctionnement du modèle hydrologique GR6J

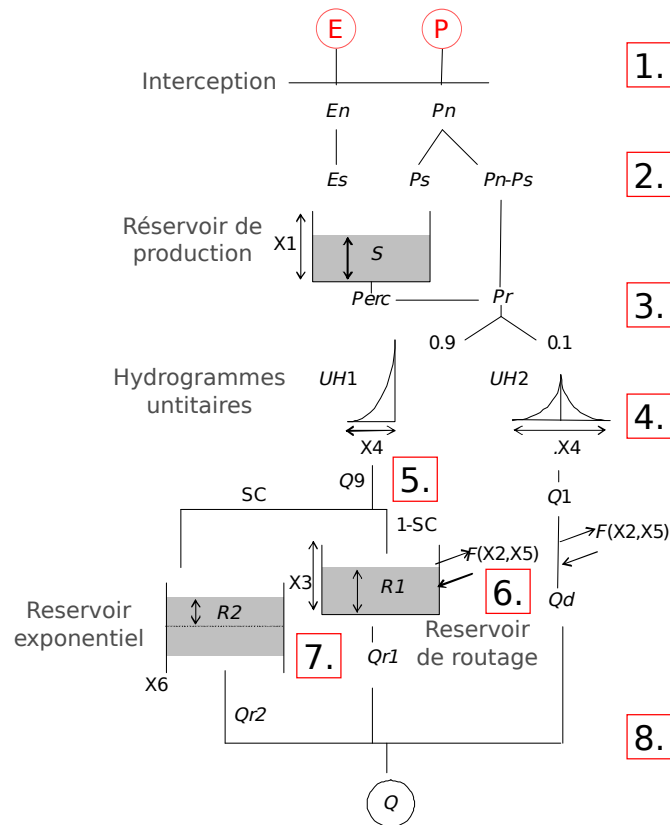


FIGURE A.1 – Schéma de la structure du modèle GR6J (Pushpalatha, 2013).

Le fonctionnement du modèle hydrologique GR6J (Pushpalatha, 2013) est décrit succinctement par la liste des étapes réalisées chaque jour (Figure A.1) :

1. Différence entre  $E$  (évapotranspiration potentielle) et  $P$  (précipitations liquides) donne soit  $En$  (évapotranspiration nette) ou  $Pn$  (précipitation nette)
2. Si  $En > 0$  : retrait de  $Es$  dans le réservoir de production  $S$   
Si  $Pn > 0$  : ajout de  $Ps$  dans le réservoir de production  $S$
3. La percolation du réservoir de production  $Perc$  est déterminée en fonction du niveau du réservoir  $S$ .  
 $Pr$  est calculé par la formule :  $Pr = Perc + (Pn - Ps)$
4. 90% de  $Pr$  est dirigé vers l'hydrogramme unitaire N°1 (UH1) et 10% de  $Pr$  est dirigé vers l'hydrogramme unitaire N°2 (UH2).  
Les débits respectifs issus de ces hydrogrammes sont respectivement appelés  $Q9$  et  $Q1$ .
5. Le flux  $Q9$  est divisé en deux :  $SC$  et  $1 - SC$ .  $SC$  est dirigé vers le réservoir exponentiel alors que  $1 - SC$  est quant à lui dirigé vers le réservoir de routage.
6. La fonction  $F$ , représentant les échanges d'eau entre les bassins versants, est appliquée sur le réservoir de routage et sur  $Q1$ . L'application de  $F$  sur  $Q1$  mène à la quantité  $Qd$ .
7. En fonction du niveau  $R1$  du réservoir de routage, un flux  $Qr1$  va en sortir. De la même manière, le niveau du réservoir exponentiel  $R2$  va influencer la quantité  $Qr2$  qui en sort.

8. Le débit total  $Q$  pour le jour correspond à l'ajout de  $Qd$ ,  $Qr1$  et  $Qr2$ .

### A.1.2 Description du module neige CemaNeige

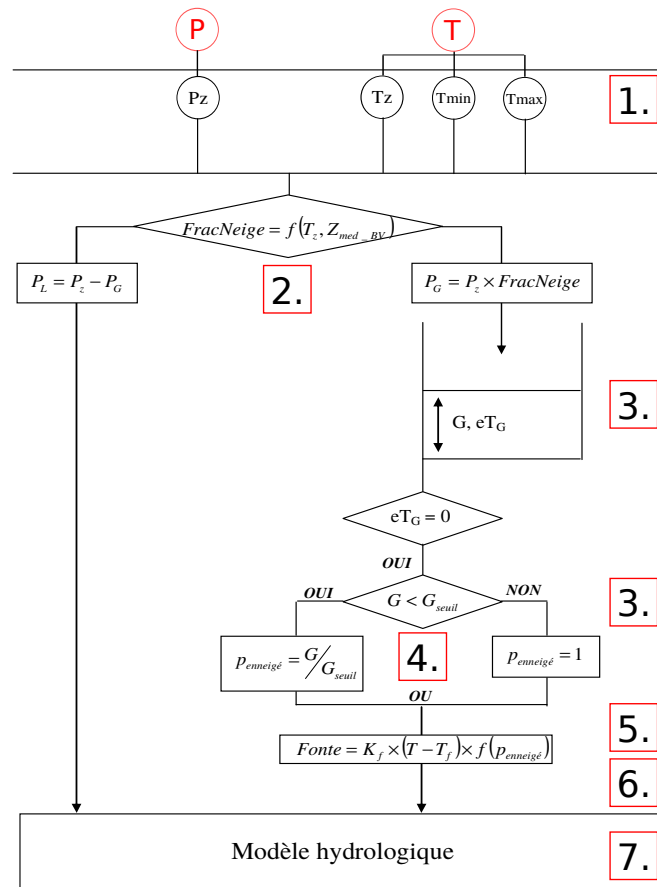


FIGURE A.2 – Schéma de la structure du module CemaNeige (Valery, 2010).

Le module neige CémaNeige (Valery, 2010) fonctionne lui aussi au pas de temps journalier via une succession d'étapes résumées ci-dessous (Figure A.2) :

1. Les données d'entrée des précipitations  $P$  et températures  $T$  sont extrapolées par altitude.
 
$$Tz = T + \theta_{altitude} \times (Zz - Z_{medBV})$$

$$Pz = P \times \exp[\beta_{altitude} \times (Zz - Z_{medBV})]$$
2. Suivant l'altitude médiane du bassin, la fraction neigeuse est calculée :
  - si  $Z_{medBV} < 1500m$ , une fonction type Hydrotel (Turcotte *et al.*, 2007) est utilisée.
    - si  $(Tzmax) \leq 0^\circ C$ ,  $FracNeige = 1$
    - si  $(Tzmax) \geq 0^\circ C$ ,  $FracNeige = 0$
    - sinon,  $FracNeige = 1 - (Tzmax)/[(Tzmax) - (Tzmin)]$
  - si  $Z_{medBV} \geq 1500m$ , une fonction de type USACE (US Army Corps of Engineers, 1956) est utilisée :
    - si  $(Tzmoy) < -1^\circ C$ ,  $FracNeige = 1$
    - si  $(Tzmoy) > +3^\circ C$ ,  $FracNeige = 0$
    - sinon,  $FracNeige = 1 - [(Tzmoy) - (-1)]/[(+3) - (-1)]$
  - Finalement, les précipitations solides ( $P_G$ ) et les précipitations liquides ( $P_L$ ) sont calculées :  $P_G = Pz \times FracNeige$  et  $P_L = Pz - P_G$ .
3. Le stock de neige et l'état thermique du manteau sont ensuite mis à jour :  $G = G + P_G$  et  $eTG = C_{TG} \times eTG + (1 - C_{TG}) \times Tz$ .

4. La fonte potentielle est ensuite calculée :
  - si  $eT_G = 0$  et  $Tz > T_f$ ,  $F_{pot} = K_f \times (Tz - T_f)$
  - si  $F_{pot} > G$ ,  $F_{pot} = G$
5. La proportion de la zone qui est enneigée est calculée :
  - si  $G < G_{seuil}$ ,  $p_{enneige} = G/G_{seuil}$
  - sinon  $p_{enneige} = 1$
6. La fonte effective est obtenue par  $FONTE = [(1 - V_{min}) \times p_{enneige} + V_{min}] \times F_{pot}$ .
7. Le réservoir neige est ensuite actualisé :  $G = G - FONTE$ .
8. Et la lame d'eau transmise au modèle hydrologique est  $Lame_{eau} = P_L + FONTE$

## A.2 Les incertitudes en modélisation hydrologique

### A.2.1 Calibration

#### Études des jeux de paramètres sous FYRE Daily

Le but de cette partie est de présenter rapidement la variabilité présente au sein des jeux de paramètres obtenus lors de l'étape de calibration développée dans le chapitre 3. Pour rappel, cette étape de calibration prend en compte les 25 membres de FYRE Daily et l'incertitude sur les observations et aboutit à 25 jeux de paramètres.

La Figure A.3 permet ainsi de comparer les 25 jeux de paramètres des trois bassins versants utilisés en exemple : l'Ubaye, le Gave d'Oloron et l'Aveyron. Des compensations entre les paramètres existent au sein de chaque membre : par exemple lorsque le paramètre  $X2$  possède

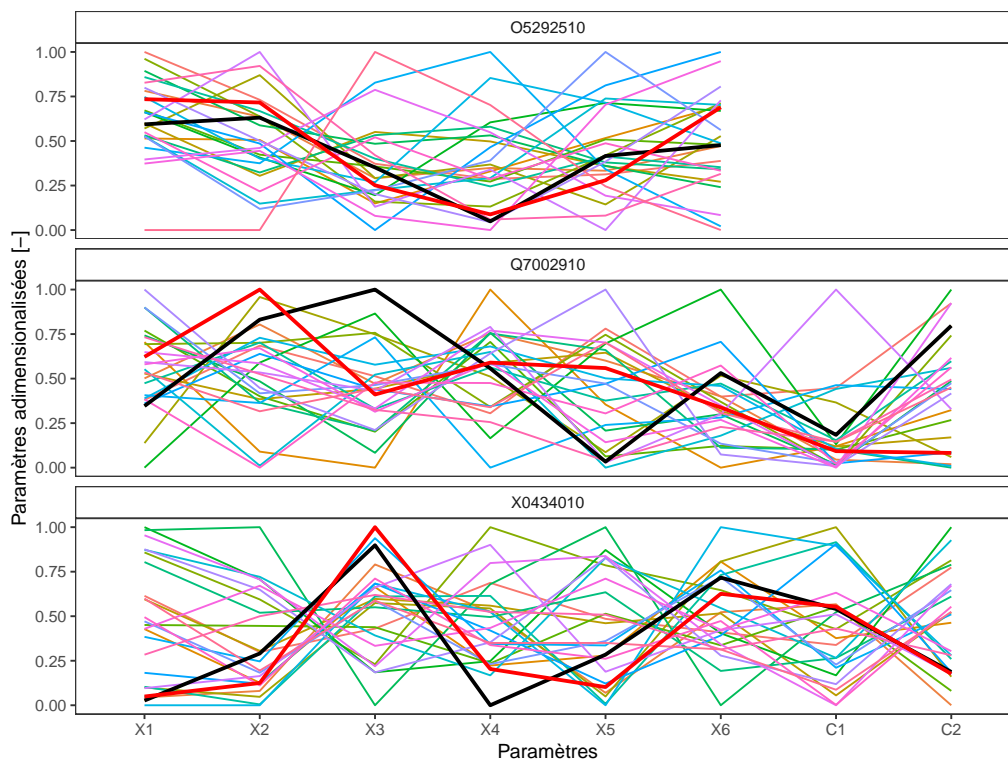


FIGURE A.3 – Paramètres adimensionnels provenant de la calibration de GR6J+CemaNeige en utilisant FYRE Daily comme forçage sur la période 1973-2006 pour l'Ubaye (X0434010), le Gave d'Oloron (Q7002910) et l'Aveyron (O5292510). Chaque couleur représente un des 25 jeux de paramètres.

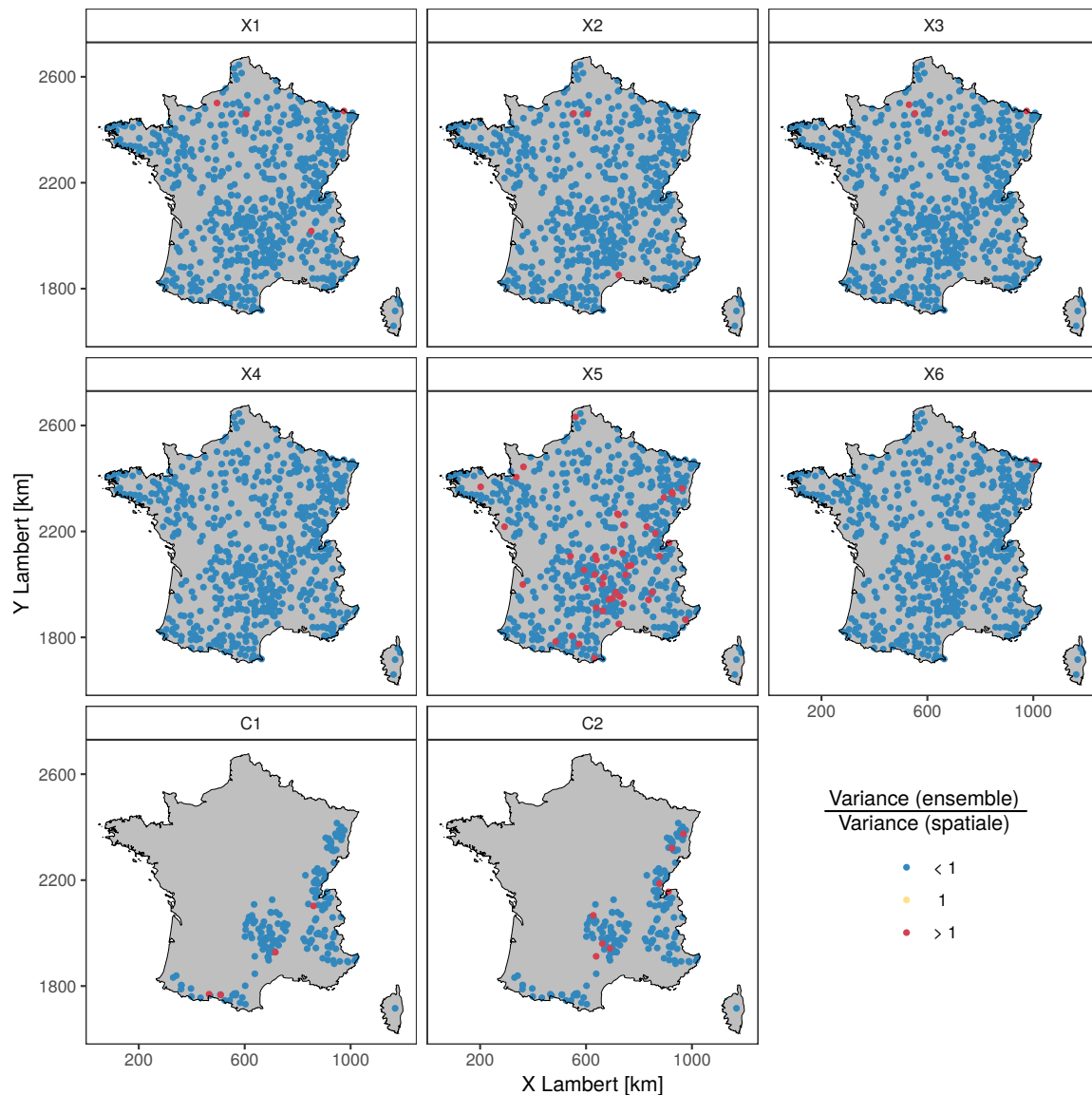


FIGURE A.4 – Ratio entre la variance des 25 jeux de paramètres par bassin et la variance spatiale des paramètres calculée sur les 661 bassins versants.

une valeur faible la valeur de  $X3$  aura tendance à être plus élevée (et inversement). Cette aspect met en avant l'équifinalité des jeux de paramètres de GR6J + CemaNeige qui permet d'atteindre des résultats similaires avec différentes combinaisons de valeurs.

Pour se représenter la variabilité des paramètres au sein des 25 jeux de paramètres, la variance de ces 25 membres sur chaque bassin est comparée à la variance spatiale des paramètres calculée sur les paramètres médians des 661 bassins versants (176 pour C1 et C2, voir Figure A.4).

Pour les 8 paramètres, la variance de l'ensemble des 25 paramètres est globalement inférieure à la variance spatiale des paramètres. Ce résultat montre que les paramètres calibrés sont donc bien représentatif du régime du bassin versant et que l'incertitude présente au sein de ces jeux de paramètres reflètent bien un autre type d'incertitude. Sur le paramètre  $X5$ , quelques bassins versants montrent une variance de l'ensemble plus élevée que la variance spatiale.

### Comparaison des jeux de paramètres calés sous Safran et sous FYRE Daily

Pour les 6 paramètres de GR6J les distributions des paramètres provenant de la calibration sous Safran et sous FYRE Daily sont globalement très similaires (Figure A.5). En revanche pour les paramètres C1 et C2 de CemaNeige des différences existent entre les distributions. Pour rappel



il s'agit du coefficient de pondération de l'état thermique du manteau neigeux et du coefficient degrés-jours de fonte. Pour C1 les valeurs se concentrent autour de zéro pour FYRE Daily alors qu'elles sont réparties sur un éventail de valeurs entre 0 et 1 lors de la calibration avec Safran. Les valeurs du paramètres C2 varient peu sous Safran avec une concentration des valeurs proches de 10 mm/°C/j, alors que les valeurs sous FYRE Daily sont quant à elles légèrement décalées vers 15 mm/°C/j.

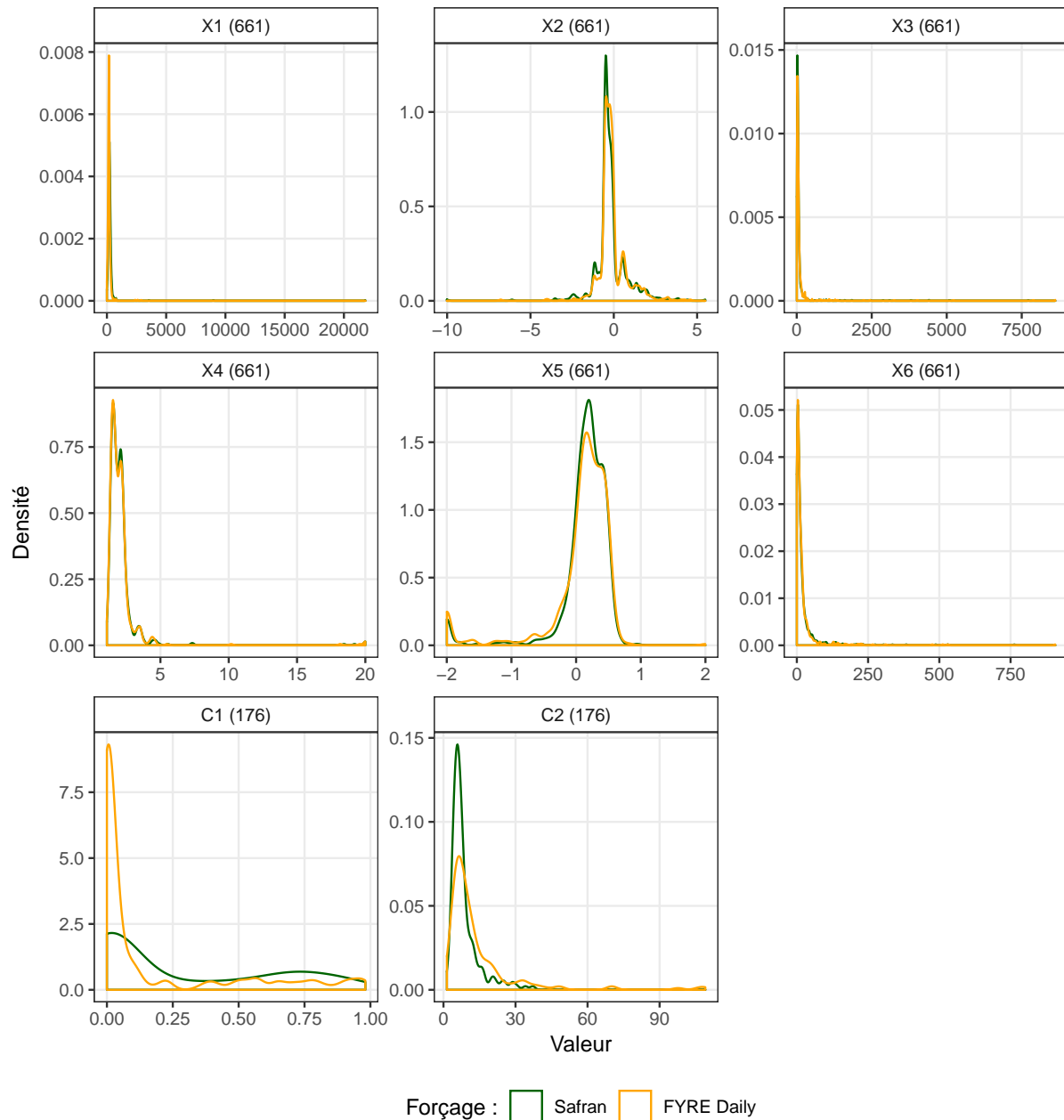


FIGURE A.5 – Distribution des 8 paramètres de GR6J + CemaNeige provenant de la calibration sous Safran et FYRE Daily sur les 661 bassins versants sur la période 1973-2006. Pour FYRE Daily, la distribution se compose de la médiane des 25 jeux de paramètres par bassins versants.

### La Juine à Méréville

Lors de la période de calibration, les performances des débits simulés en utilisant FYRE Daily comme forçage se sont révélées très faibles sur le bassin de La Juine à Méréville.

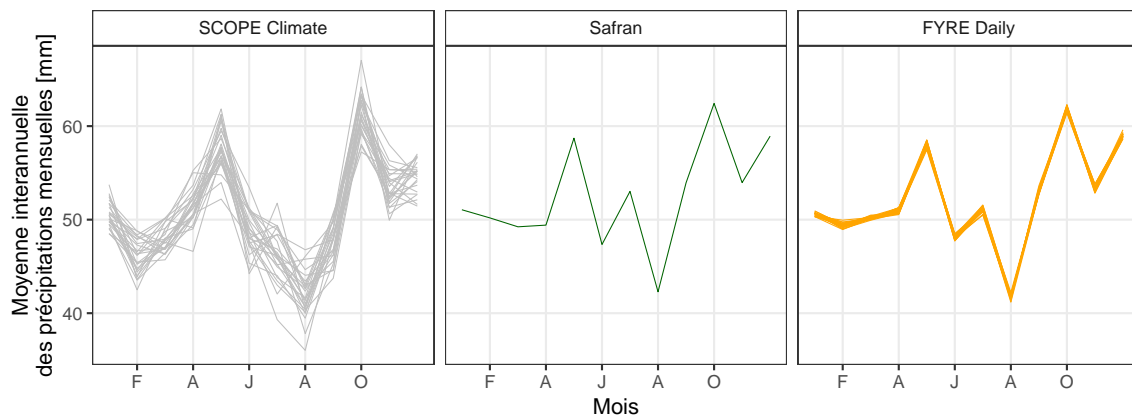


FIGURE A.6 – Régime interannuel des précipitations mensuelles sur la période 1973-2006 sur le bassin de la Juine à Méréville pour SCOPE Climate, Safran et FYRE Daily.

Afin d’investiguer l’origine de ces performances le cycle interannuel des pluies mensuelles pour SCOPE Climate, Safran et FYRE Daily est présenté en Figure A.6. Globalement, les cycles des trois produits sont assez similaires, avec une incertitude plus importante dans SCOPE Climate. Les deux réanalyses utilisées en calibration montrent quant à elles des comportements quasi-identiques. Les problèmes de calibration rencontrés lors de l’utilisation de FYRE Daily comme forçage climatique ne proviennent donc pas d’une mauvaise reproduction des pluies de bassin dans la réanalyse.

Le cycle interannuel des débits (Figure A.7) pour les trois reconstructions sont quant à eux très différents, une partie des reconstructions provenant de FYRE Daily sont proches de 0 alors que pour 5 d’entre eux les débits produits sont proches des reconstructions Safran Hydro et SCOPE Hydro. Comme les membres climatiques de la réanalyse FYRE Daily sont très similaires (voir Figure A.6), l’origine de ces différences doit se trouver dans les paramètres du modèle.

La Figure A.8 présente les 25 jeux de paramètres provenant de la calibration en utilisant FYRE Daily, comme forçage et la méthode présentée dans la section 3.3, et le jeu de paramètres issu de la calibration avec Safran (issu de Caillouet *et al.* 2017). Le bassin versant n’étant pas influencé par la neige, seul les 8 paramètres de GR6J sont donc comparés.

Les valeurs de 5 jeux de paramètres provenant de FYRE Daily sont similaires à ceux de Safran. Ces membres correspondent aux reconstructions possédant un cycle interannuel proche de Safran Hydro (Figure A.7). Pour les autres membres, un ou plusieurs paramètres possèdent

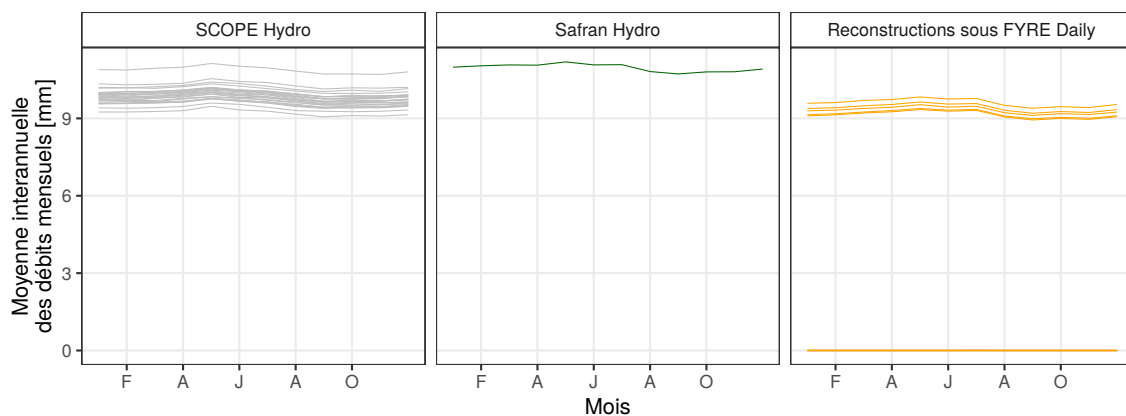


FIGURE A.7 – Régime interannuel des débits mensuels sur la période 1973-2006 simulés sur le bassin de la Juine à Méréville pour SCOPE Hydro, Safran Hydro et des reconstructions provenant de la calibration sous FYRE Daily.

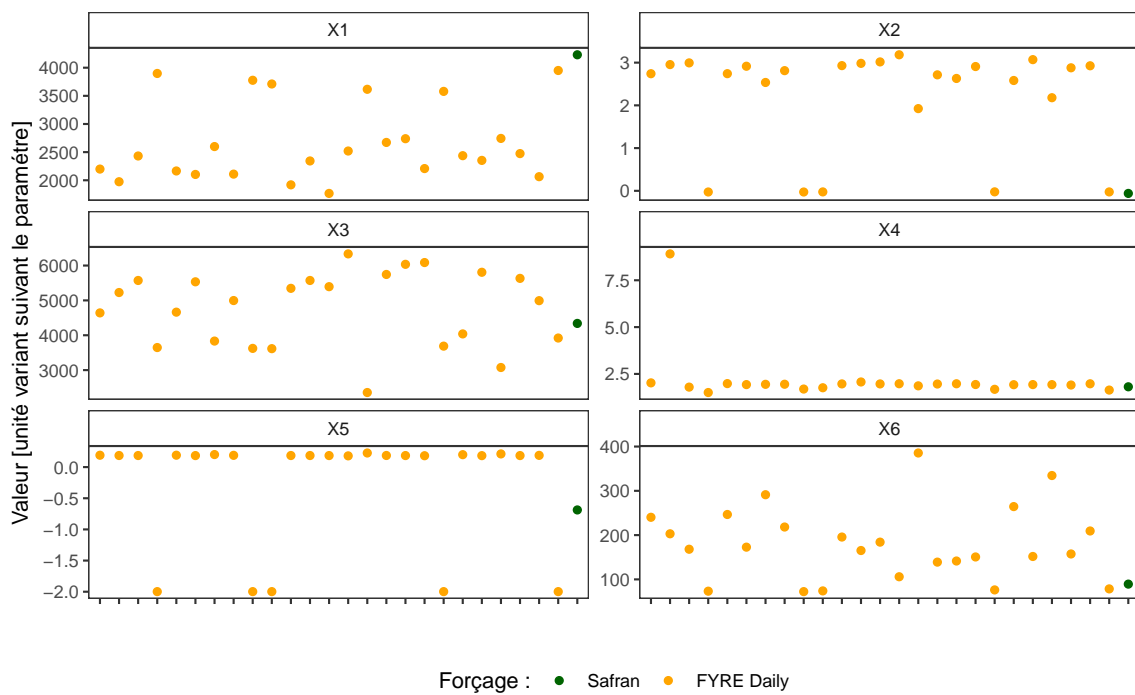


FIGURE A.8 – Valeurs des paramètres provenant de la calibration de GR6J + CemaNeige sous FYRE Daily et Safran sur la Juine à Méréville sur la période 1973-2006.

des valeurs qui sont loin de celles sous Safran, notamment pour les 3 réservoirs. Il semblerait donc que les paramètres ont parfois des problèmes pour converger vers une valeur optimale lorsque FYRE Daily est utilisée comme forçage.

En effet, les paramètres de la Juine à Méréville, provenant de Safran, sont clairement en dehors des valeurs habituelles présentes sur les autres bassins versants français (Figure A.9). Il est donc possible qu'à la fin de la première étape de la calibration, où plusieurs jeux de paramètres types sont testés, le jeu de paramètres sélectionné ne soit pas suffisamment de bonne qualité et mène parfois à un minimum local erroné. Ceci expliquerait pourquoi une convergence existe pour 5 membres de la réanalyse mais pas les autres.

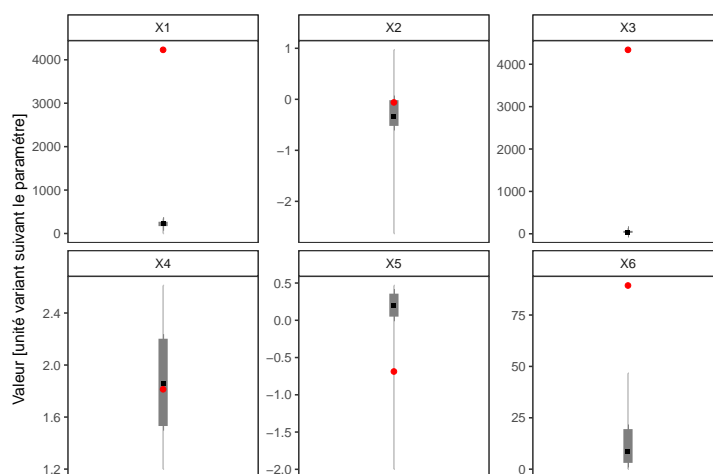


FIGURE A.9 – En gris les distributions des paramètres provenant de la calibration de GR6J + CemaNeige sous Safran pour les 661 bassins versants sur la période 1973-2006. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95. Le point rouge représente les valeurs des paramètres pour la Juine à Méréville.

### A.2.2 Sensibilité au nombre de membres dans les reconstructions

Dans le chapitre 3, le choix a été fait de ne créer que 25 membres en liant chaque membre de FYRE Daily à un unique jeu de paramètres de façon aléatoire alors que l'ensemble des combinaisons auraient pu être simulées par le modèle hydrologique. Pour évaluer l'impact de ce choix, une modélisation hydrologique testant les 625 combinaisons est créée (appelée Qsim[625]) sur 3 bassins versants. Cette reconstruction est comparée en termes de moyenne et d'écart-type à la reconstruction avec 25 membres (Qsim[25], Figure A.10).

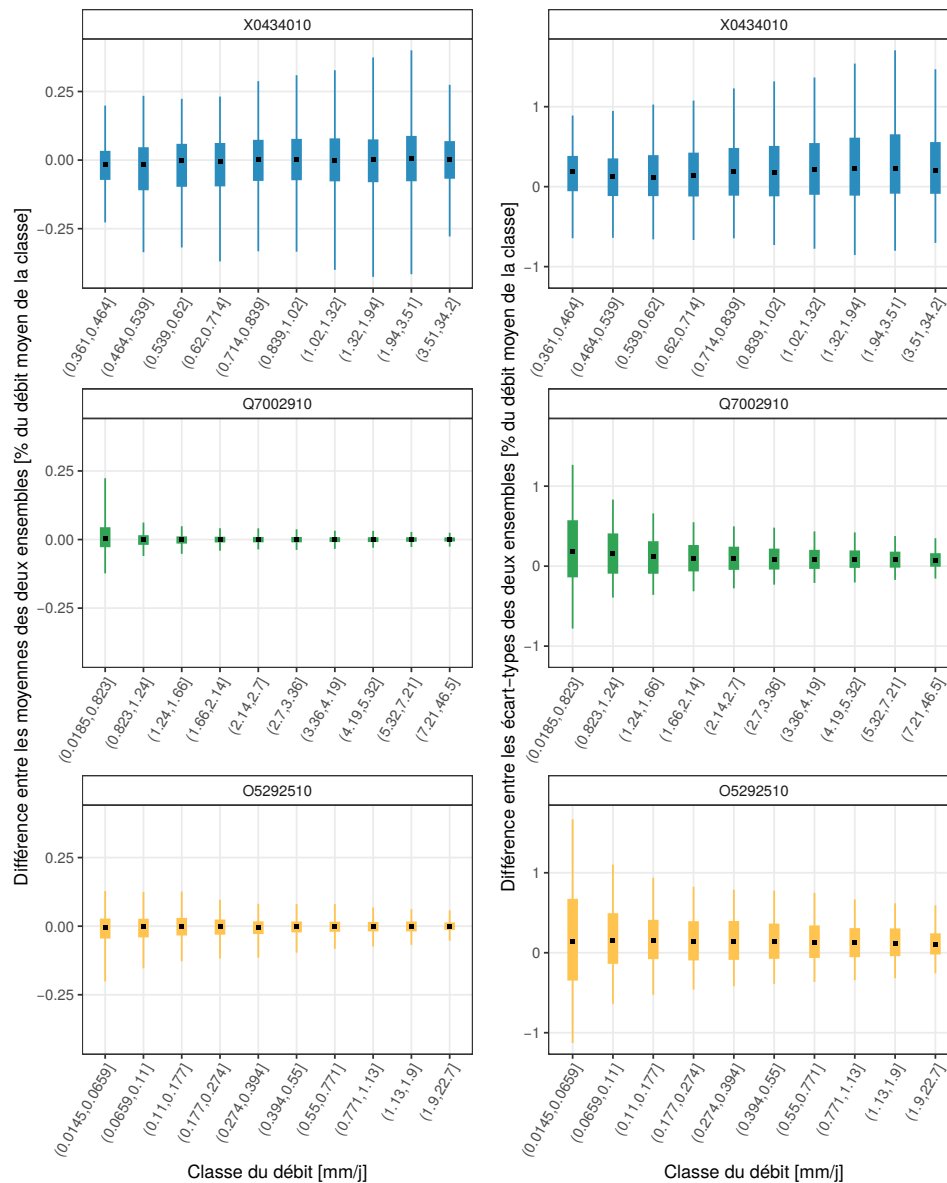


FIGURE A.10 – Différence entre la moyenne et l'écart-type de Qsim[625] et Qsim[25] par classe de débits simulés durant la période 1871-2012 sur l'Ubaye (X0434010), le Gave d'Oloron (Q7002910) et l'Aveyron (O5292510). Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95. Les valeurs sont exprimées en % du débit moyen de la classe considérée.

Pour la moyenne la différence est clairement négligeable, variant entre +/- 0,25 % du débit simulé. Aucune influence de la classe de débit n'est visible sur ce résultat. Pour l'écart-type, représentant l'incertitude, il est très légèrement plus élevé (environ +0,25 %) dans les reconstructions possédant 625 membres. Cette faible différence permet de démontrer que même

avec seulement 25 membres, l'incertitude présente dans les reconstructions est suffisamment bien définie.

### A.2.3 Sensibilité de l'erreur modèle à la définition de l'erreur d'observation

Lors de la définition de l'erreur modèle dans la section 3.5, l'erreur des mesures de débit a été défini à 15 % du débit observé ( $\sigma_{obs} = 15 \% \times Q_{obs}$ ). Ce choix est arbitraire et influe sur le calcul de l'erreur modèle via l'Équation 3.6. Afin de déterminer la sensibilité au choix de l'erreur d'observation, plusieurs valeurs de  $\sigma_{obs}$ , variant de 0 % à 25 %, ont été testées (Figure A.11). Sur la gamme de  $\sigma_{obs}$  considérée dans l'étude (autour de 15 %), la variation de  $\sigma_{mod}$  est assez faible entre 5 % et 15 %. Pour des erreurs d'observations nulles, une différence importante existe, tout comme avec des erreurs d'observations supérieures à 20 %. Le choix d'une erreur d'observation de 15 % semble donc plutôt robuste.

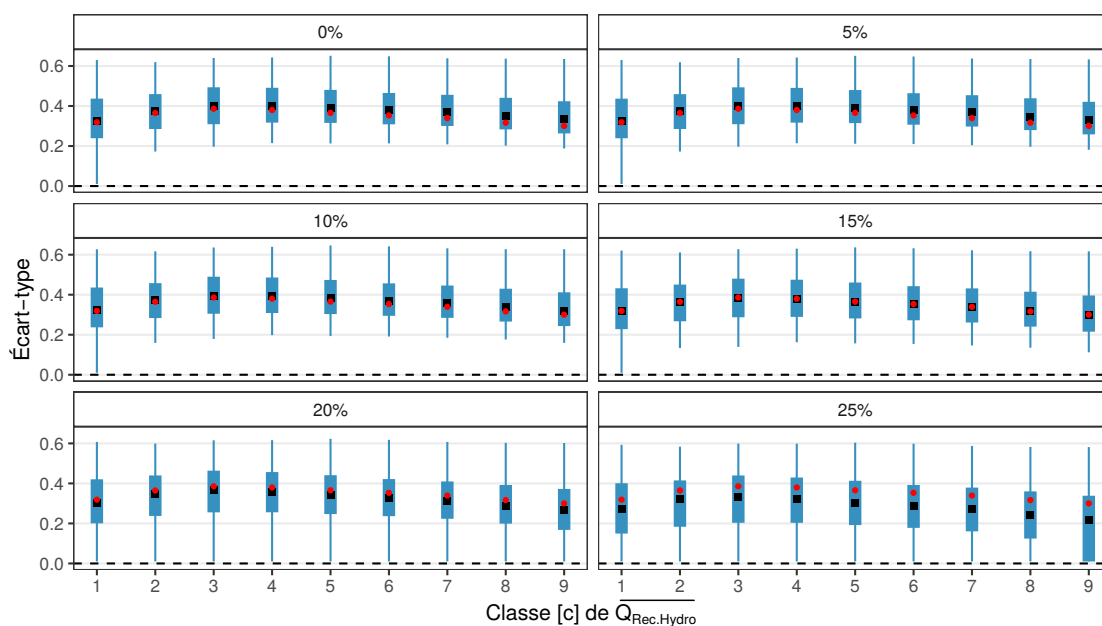


FIGURE A.11 – Boîtes à moustache des  $\sigma_{mod}$  en fonction de la valeur de l'erreur d'observation par classe de débit simulé pour les 661 bassins versants. Les simulations utilisées sont les reconstructions Rec. Hydro sur la période 1973-2006. La classe 1 représente les plus petits débits et la classe 9 les plus grands. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95. L'erreur modèle est calculée sur la période 1973-2006. Le point rouge représente la médiane pour  $\sigma_{obs} = 15 \%$ .

### A.2.4 Définition de l'erreur modèle avec Safran Hydro

Lors de la création de Safran Hydro + Err, il est nécessaire de calculer une seconde erreur modèle. Les résidus sont cette fois-ci calculés en utilisant les reconstructions Safran Hydro. L'erreur modèle prend encore une fois en compte l'incertitude sur les mesures de débit, mais pas sur les forçages climatiques. La comparaison des erreurs modèles permet de mettre en avant la sensibilité de la définition de l'erreur modèle au forçage utilisé (Figure A.12). Globalement, l'évolution des  $\sigma_{mod}$  par classe sont les mêmes dans l'erreur modèle provenant de Safran Hydro et celles provenant des reconstructions sous FYRE Daily. Les valeurs de  $\sigma_{mod}$  sont légèrement supérieures dans Safran Hydro car l'incertitude sur les forçages climatiques n'est pas prise en compte lors de la modélisation hydrologique. L'effet sur  $\sigma_{mod}$  est présent de façon identique sur les 9 classes de débits.

Pour  $\mu_{mod}$ , les valeurs par classes de débit suivent également des dynamiques similaires, il est donc raisonnable de supposer que ces différences proviennent du modèle et non de la réanalyse qui est utilisée comme forçage. Sur les débits élevés les valeurs de  $\mu_{mod}$  issues de Safran Hydro sont légèrement plus proches de zéro que celles de FYRE Daily. Cependant, entre les classes 3 à 8 les valeurs provenant de Safran possèdent des différences de moyennes plus importantes que les reconstructions utilisant FYRE Daily comme entrée du modèle hydrologique.

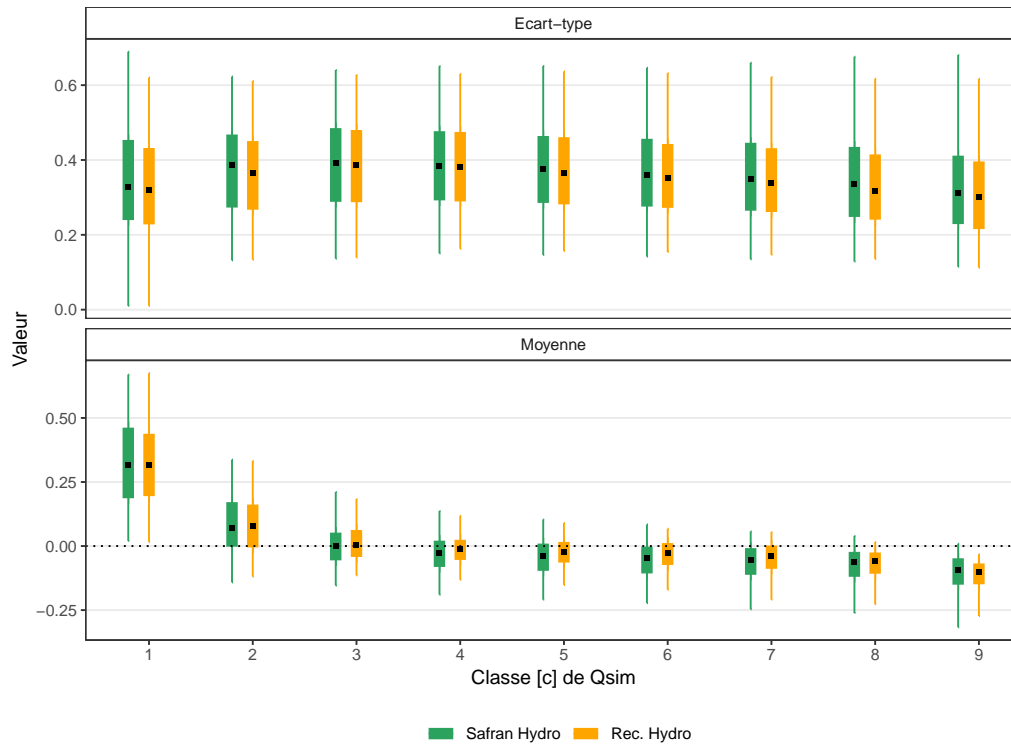


FIGURE A.12 – Boîte à moustache des  $\sigma_{mod}$  et  $\mu_{mod}$  pour Safran Hydro/Rec. Hydro par classe de débit pour les 661 bassins versants modélisés. Le carré noir représente la médiane des bassins versants, le trait large les quantiles 25 et 75 et le trait fin les quantiles 5 et 95.