



HAL
open science

Simulation des variations de débits et de l'activité de crue du Rhône amont à partir de l'information atmosphérique de grande échelle sur le dernier siècle et le dernier millénaire

Caroline Legrand

► **To cite this version:**

Caroline Legrand. Simulation des variations de débits et de l'activité de crue du Rhône amont à partir de l'information atmosphérique de grande échelle sur le dernier siècle et le dernier millénaire. Hydrologie. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2024. Français. NNT : 2024GRALU011 . tel-04842212

HAL Id: tel-04842212

<https://theses.hal.science/tel-04842212v1>

Submitted on 17 Dec 2024

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 L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

École doctorale : STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Unité de recherche : Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE)

Simulation des variations de débits et de l'activité de crue du Rhône amont à partir de l'information atmosphérique de grande échelle sur le dernier siècle et le dernier millénaire

Simulation of flow variations and flood activity in the Upper Rhône River from large-scale atmospheric information over the last century and millennium

Présentée par :

Caroline LEGRAND

Direction de thèse :

Benoît HINGRAY
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS
Bruno WILHELM †
MAITRE DE CONFERENCES, UGA
Pierre SABATIER
MAITRE DE CONFERENCES, USMB

Directeur de thèse

Co-encadrant de thèse

Co-encadrant de thèse

Rapporteurs :

Agnès DUCHARNE
DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS
Julien BOÉ
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS

Thèse soutenue publiquement le 10 avril 2024, devant le jury composé de :

Yves TRAMBLAY
DIRECTEUR DE RECHERCHE, IRD
Benoît HINGRAY
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS
Agnès DUCHARNE
DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS
Julien BOÉ
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS
Flora BRANGER
INGENIEURE EN CHEF DES PONTS, DES EAUX ET DES FORETS, INRAE
Théo VISCHEL
PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UGA
Hugues GOOSSE
DIRECTEUR DE RECHERCHE, FNRS

Président

Directeur de thèse

Rapporteuse

Rapporteur

Examinatrice

Examineur

Examineur



Remerciements

Je tiens d'abord à exprimer ma reconnaissance à mon encadrant Bruno WILHELM, porteur de mon projet de thèse et malheureusement disparu en montagne en avril 2022. Je sais que ce projet lui tenait particulièrement à cœur et je suis fière d'avoir pu le mener à son terme, pour lui comme pour moi. Le début de ma thèse avec Bruno était des plus stimulants grâce à son optimisme et à sa joie de vivre.

Je remercie chaleureusement mon directeur de thèse, Benoît HINGRAY, qui m'a encadrée de A à Z, en oubliant parfois quelques lettres ! Ce fut pour moi un véritable plaisir de travailler avec Benoît. Les échanges scientifiques que nous avons eus ont été très riches et je me rends compte à présent de toutes les choses que j'ai apprises et comprises grâce à Benoît. Malgré les difficultés, qui avouons-le ont été nombreuses et diverses, Benoît a toujours été à mes côtés, compréhensif et bienveillant.

Benoît m'a aussi laissée réaliser plusieurs activités complémentaires à ma thèse. J'ai ainsi pu aller me balader en conférences et participer à plusieurs formations et écoles d'été. J'ai eu l'occasion de participer à l'encadrement de Julio-Cesar SALAZAR-NEIRA, stagiaire de rêve tant par ses qualités scientifiques que pour sa motivation et sa sympathie.

Je remercie vivement Céline BOURGEOIS de m'avoir permis de réaliser des enseignements en hydrologie à l'École Nationale Supérieure de l'Énergie, l'Eau et l'Environnement (ENSE³ - Grenoble INP), école dont je suis diplômée et dont je garde un excellent souvenir. Je remercie également Sébastien LEROUX de m'avoir permis de réaliser des enseignements en statistique et en géomatique à l'Institut d'Urbanisme et de Géographie Alpine (IUGA - UGA).

J'ai eu l'opportunité de découvrir la belle personne qu'est Pierre SABATIER, qui a généreusement accepté de m'encadrer sur les aspects paléo suite à la disparition de Bruno. Je remercie Pierre pour son esprit positif et pour sa disponibilité. Merci également de m'avoir fait découvrir le laboratoire Edytem au Bourget-du-Lac et de m'avoir montré les carottes sédimentaires prélevées dans les lacs.

Je tiens ensuite à remercier l'ensemble des membres de mon jury, Yves TRAMBLAY, Agnès DUCHARNE, Julien BOÉ, Flora BRANGER, Théo VISCHEL et Hugues GOOSSE pour avoir pris le temps d'évaluer mon travail et pour la richesse des échanges auquel il a donné lieu lors de ma soutenance. Je remercie toutes les personnes bienveillantes qui m'ont portée le jour de ma soutenance, rendant ce moment inoubliable et riche en émotions.

Certaines personnes ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ma thèse. Je pense en particulier à Mondher CHEKKI et à l'équipe de Grenoble Alpes Recherche - Infrastructure de Calcul Intensif et de Données (GRICAD) pour leur soutien informatique irréprochable, leur réactivité et leur aide à la bonne réalisation de mes calculs. Je remercie également Quentin DALAIDEN de l'Université Catholique de Louvain pour m'avoir aidée à télécharger les données du modèle paléoclimatique utilisé dans cette thèse. Mes remerciements s'adressent aussi à Martin MÉNÉGOZ et à Julien BEAUMET pour m'avoir transmis les sorties du modèle MAR forcé par ERA-20C sur l'Europe.

Je remercie également Martin pour ses encouragements et sa bienveillance, surtout en fin de thèse, quand mes ressources personnelles venaient à s'épuiser. Je remercie de plus l'ensemble des personnels de l'IGE, plus précisément l'équipe HMCIS, ainsi que les pôles administratif et informatique du laboratoire. Un grand merci à Isabelle et Brice pour m'avoir fait découvrir la diplomatie, à Anne-Catherine pour son soutien et son enthousiasme débordant, à Kaltrina pour avoir été une binôme de thèse exceptionnelle, à Antoine pour avoir été un collègue de bureau jovial et à toutes les autres personnes qui m'ont laissée mener ma thèse au quotidien comme je l'entendais.

Je remercie bien évidemment Marie pour son accompagnement, sa bienveillance et pour avoir tenté à maintes reprises de remettre les pendules à l'heure. Je terminerai par remercier Béryl pour sa présence et son soutien jour et nuit lors des moments les plus critiques de ces dernières années.

Résumé

Les crues sont des aléas naturels extrêmement destructeurs qui peuvent avoir des répercussions considérables sur les écosystèmes et les sociétés. L'activité et l'intensité des crues pourraient être amplifiées par le changement climatique en cours. Quantifier les évolutions possibles pour les décennies à venir est cependant difficile. L'approche classique consiste à estimer ces évolutions à partir de projections hydrologiques obtenues par simulation à partir des scénarios météorologiques produits pour différents scénarios climatiques futurs. Ces scénarios météorologiques, qui doivent, entre autres choses, être adaptés aux échelles spatiales et temporelles des bassins considérés, sont typiquement produits avec des modèles de descente d'échelle à partir des conditions atmosphériques de grande échelle simulées par des modèles climatiques. Ces modèles de descente d'échelle sont soit dynamiques soit statistiques. La possibilité de produire, avec ce type de modèles, des scénarios météorologiques pertinents est supposée acquise mais est rarement évaluée.

Dans cette étude, nous avons évalué la capacité de deux chaînes de modélisation à reproduire, au cours du dernier siècle (1902-2009) et à partir de l'information atmosphérique de grande échelle uniquement, les variations temporelles observées des débits et des événements de crue du bassin versant du Rhône amont (10 900 km²). Les chaînes de modélisation sont constituées (i) de la réanalyse atmosphérique ERA-20C, (ii) soit du modèle de descente d'échelle statistique SCAMP, soit du modèle de descente d'échelle dynamique MAR et (iii) du modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT.

Les évaluations sur les températures et les précipitations de bassin journalières soulignent la nécessité d'une correction de biais pour les deux modèles de descente d'échelle. Pour éviter des simulations non pertinentes de la dynamique du manteau neigeux, en particulier pour les hautes altitudes, la correction des biais est nécessaire non seulement pour les scénarios de précipitations et de températures mais aussi pour les scénarios de gradients altimétriques de température pour la chaîne de descente d'échelle dynamique.

Les évaluations sur l'hydrologie des bassins montrent que les variations multi-échelles (journalières, saisonnières et interannuelles) observées des débits et les situations hydrologiques de basse fréquence (séquences d'étiage et événements de crue) sont globalement bien reproduites pour la période 1961-2009. Pour la première moitié du siècle, l'accord avec les débits de référence est plus faible, probablement en raison de la moindre qualité des données (données ERA-20C et de débits) et/ou de certaines hypothèses et choix de modélisation (e.g. calibration basée sur des signatures hydrologiques, hypothèse de stationnarité). Ces résultats ainsi que ceux sur les variations de l'activité de crue obtenus sur le siècle dernier permettent d'envisager l'utilisation des chaînes de modélisation pour des contextes climatiques différents.

Dans une dernière partie, nous avons simulé les variations de l'activité de crue sur l'ensemble du dernier millénaire en utilisant les sorties d'un modèle climatique rendues disponibles par le projet PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project). Les sorties du modèle climatique CESM Last Millennium Ensemble, composé de 12 membres, ont été statistiquement descendues en échelle au pas de temps journalier sur la période 850-2004 avec le modèle SCAMP (pour des raisons de coûts de calcul) et utilisées comme forçages dans le modèle GSM-SOCONT.

Les variations de l'activité de crue du Rhône amont simulées sur le dernier millénaire ont été comparées à celles reconstituées à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget. Les résultats obtenus suggèrent que les variations de l'activité de crue reconstituées sur cette période pourraient être liées à la variabilité interne du climat et non pas à un quelconque forçage atmosphérique de grande échelle.

Mots clés : Hydro-météorologie, Variations de l'activité de crue, Modèles climatiques, Descente d'échelle, Dernier millénaire

Abstract

Floods are often destructive natural hazards that can have considerable implications on ecosystems and societies. In many regions of the world, flood activity and intensity are expected to be amplified by the ongoing climate change. However, quantifying possible changes over the coming decades is difficult. The classical approach is to estimate possible changes from hydrological projections obtained by simulation using meteorological scenarios produced for different future climate scenarios. Among other things, these meteorological scenarios have to be adapted to the spatial and temporal scales of the considered basins. They are typically produced with downscaling models from the large-scale atmospheric conditions simulated by climate models. Downscaling models are either dynamical or statistical. The possibility of producing relevant meteorological scenarios with downscaling models is taken for granted, but is rarely assessed.

In this study, we assessed the ability of two modelling chains to reproduce, over the last century (1902-2009) and from large-scale atmospheric information only, the observed temporal variations in flows and flood events in the Upper Rhône River catchment (10,900 km²). The modelling chains are made up of (i) the ERA-20C atmospheric reanalysis, (ii) either the statistical downscaling model SCAMP or the dynamical downscaling model MAR, and (iii) the glacio-hydrological model GSM-SOCONT.

When compared to observations, the downscaled scenarios of daily temperatures and precipitations highlight the need for a bias correction. This is the case for both downscaling models. For the dynamical downscaling chain, bias correction is additionally necessary for the temperature lapse rate scenarios to avoid irrelevant simulations of snowpack dynamics, particularly for high elevations.

The observed multi-scale variations (daily, seasonal and interannual) in flows and low frequency hydrological situations (low flow sequences and flood events) are generally well reproduced for the period 1961-2009. For the first half of the century, the agreement with the reference flows is weaker, probably due to lower data quality (ERA-20C and flow data) and/or certain assumptions and modelling choices (e.g. calibration based on hydrological signatures, stationarity assumption). These results, and those obtained over the last century on variations in flood activity, suggest that the modelling chains can be used in other climatic contexts.

In the last part, we simulated variations in flood activity over the last millennium using climate model outputs made available by the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). Outputs from the climate model CESM Last Millennium Ensemble, made up of 12 members, were statistically downscaled at the daily time step over the period 850-2004 with SCAMP (for reasons of computational cost) and used as input to the GSM-SOCONT model.

The simulated variations in flood activity in the Upper Rhône River over the last millennium were compared with those reconstructed from the sediments cores of Lake Bourget. The results suggest that the variations in flood activity reconstructed over this period could only be due to internal climate variability and not to any large-scale atmospheric forcing.

Keywords : Hydro-meteorology, Variations in flood activity, Climate models, Downscaling, Last millennium

Liste des abréviations

AMO : Atlantic Multidecadal Oscillation
BC : Bias Correction
CESM-LME : Community Earth System Model - Last Millennium Ensemble
CMIPx : Coupled Model Intercomparison Project Phase x
CRPSS : Continuous Ranked Probability Skill Score
CRU : Climatic Research Unit
DDS : Dynamically Dimensioned Search
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA-20C : Atmospheric Reanalysis of the 20th Century
GCM : Global Climate Model
GSM-SOCONT : Glacier and SnowMelt SOil CONTRibution model
HGTx : Hauteur du géopotential à x hPa
HS850 : Humidité spécifique à 850 hPa
MAR : Modèle Atmosphérique Régional
MDES : Modèle de Descente d'Échelle Statistique
NAO : North Atlantic Oscillation
NCAR : National Center for Atmospheric Research
NSE : Nash-Sutcliffe Efficiency
OCM : Optimum Climatique Médiéval (950-1250)
OFEV : Office Fédéral de l'Environnement
PAG : Petit Âge glaciaire (1450-1850)
PMIPx : Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase x
PSL : Pressure Sea Level
RCM : Regional Climate Model
RMSE : Root-Mean-Square Error

SCAMP : Sequential Constructive atmospheric Analogues for Multivariate weather Predictions

SST : Sea Surface Temperature

TWS : Teweles-Wobus Score

T850 : Température à 850 hPa

VV600 : Vitesse verticale du vent à 600 hPa

Table des matières

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ	V
ABSTRACT	VII
LISTE DES ABRÉVIATIONS	IX
TABLE DES MATIÈRES	XI
I. INTRODUCTION	1
1. Risque de crue et réchauffement climatique	1
1.1. Des sociétés de plus en plus vulnérables au risque de crue	1
1.2. Facteurs explicatifs des crues	2
1.3. Variabilité des crues et variabilité climatique	3
2. État de l'art sur la variabilité passée des crues en Europe	4
2.1. Au cours des 50 dernières années	5
2.2. Au cours des 200 dernières années	6
2.3. Au cours des 500 dernières années	7
2.4. Au-delà des 1000 dernières années	9
3. Modélisation de la variabilité des crues	11
3.1. Modèles climatiques	11
3.2. Modèles de descente d'échelle dynamique	12
3.3. Modèles de descente d'échelle statistique	12
3.4. Avantages et inconvénients des modèles de descente d'échelle	13
3.5. Modèles hydrologiques	14
3.6. Incertitudes dans les projections climatiques	16
4. Problématique générale et objectifs de thèse	17
4.1. Problématique générale	17
4.2. Objectifs de thèse et mise en œuvre	18
4.3. Plan du manuscrit	19

II. ZONE D'ÉTUDE ET DONNÉES	21
1. Zone d'étude	21
1.1. Situation géographique	21
1.2. Régimes météorologiques	23
1.3. Régimes hydrologiques	24
1.4. Aménagements et usages de l'eau	26
1.4.1. Aménagements en Valais	26
1.4.2. Aménagements en Haute-Savoie	27
1.5. Régulation du Léman	29
1.5.1. Historique	29
1.5.2. Règlement de 1997	30
2. Données	31
2.1. Données géographiques	31
2.2. Données météorologiques	31
2.2.1. Données de précipitations et de températures moyennes	31
2.2.2. Données d'évapotranspiration potentielle	33
2.3. Données hydrométriques	34
2.4. Données atmosphériques	35
2.5. Données climatiques	36
2.5.1. Les projets CMIP6-PMIP4	36
2.5.2. Choix du modèle CESM-LME	37
2.5.3. Le modèle climatique CESM-LME	38
2.6. Données paléohydrologiques	38
SYNTHÈSE	41
III. MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	43
1. Le modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT	43
1.1. Historique du modèle	43
1.2. Description du modèle	43
1.3. Paramétrisation du modèle	47
1.4. Spatialisation des forçages météorologiques	49
1.4.1. Températures moyennes et précipitations	49
1.4.2. Évapotranspiration potentielle	51
1.5. Fonctionnement du modèle	51
1.6. Bilan des paramètres à caler	52
2. Modélisation du fonctionnement du Léman	53
2.1. Problématique de modélisation	53
2.2. Proposition de modélisation	53
3. Calibration du modèle hydrologique GSM-SOCONT	55
3.1. Stratégie de calibration	55
3.2. Résultats de la calibration	56
3.3. Analyses complémentaires concernant la calibration	61
SYNTHÈSE	65
IV. MODÈLES DE DESCENTE D'ÉCHELLE ET DE CORRECTION DE BIAIS	67
1. Le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP	67
1.1. Caractéristiques du modèle analogue	68

1.2.	Génération de nouvelles valeurs de précipitations de bassin	71
1.3.	Génération de séries temporelles par Schaake shuffle	72
1.4.	Désagrégation spatiale des précipitations de bassin	74
1.5.	Correction des séries temporelles de température moyenne	74
2.	Le modèle de descente d'échelle dynamique MAR	75
2.1.	Description du modèle	75
2.2.	Exemples d'application du modèle	75
2.3.	Configuration du modèle pour le bassin versant du Rhône amont	76
3.	Modèle de correction de biais	77
3.1.	Principe de la correction de biais de type quantile-quantile	77
3.2.	Correction des gradients altimétriques de température de MAR	79
SYNTHÈSE		81
V.	SIMULATIONS HYDRO-MÉTÉOROLOGIQUES SUR LE DERNIER SIÈCLE (1902-2009)	83
1.	Description des simulations réalisées	83
2.	Résultats	85
2.1.	Météorologie	85
2.2.	Saisonnalité et variations des débits	88
2.3.	Séquences d'étiage et événements de crue	91
2.4.	Activités de crue et d'étiage et débits annuels moyens	96
3.	Discussion	98
3.1.	Données de la réanalyse ERA-20C	98
3.2.	Gradient altimétrique de température	99
3.3.	Renforcement orographique des précipitations	101
SYNTHÈSE		104
VI.	SIMULATIONS HYDRO-MÉTÉOROLOGIQUES SUR LE DERNIER MILLÉNAIRE (850-2004)	105
1.	Description des simulations réalisées	105
2.	Adaptation du modèle SCAMP	106
3.	Pré-traitement des données du modèle CESM-LME	108
4.	Intérêt du débiaisage des prédicteurs	109
5.	Résultats	112
5.1.	Variations des variables météorologiques	112
5.1.1.	Températures annuelles de bassin	112
5.1.2.	Précipitations annuelles de bassin	114
5.1.3.	Discussion	115
5.2.	Variations de l'activité de crue	116
5.2.1.	Activité de crue reconstituée	116
5.2.2.	Activité de crue simulée	118
SYNTHÈSE		121
VII.	CONCLUSION	123
1.	Rappel de la problématique et des objectifs de thèse	123
2.	Synthèse des principaux résultats	124
2.1.	Sur le dernier siècle (1902-2009)	124
2.2.	Sur le dernier millénaire (850-2004)	125

3. Limites des chaînes de modélisation	126
3.1. Limitations de la descente d'échelle statistique	126
3.2. Limitations du modèle de correction de biais	127
3.3. Limitations de la modélisation hydrologique	128
4. Conclusion générale	130
5. Perspectives	130
5.1. Calibration du modèle hydrologique à partir des données MAR	130
5.2. Simulations à partir d'autres modèles climatiques	131
5.3. Application à d'autres bassins versants	131
BIBLIOGRAPHIE	133
ANNEXES	149
A. ÉQUATIONS DU MODÈLE HYDROLOGIQUE GSM-SOCONT	151
B. ESTIMATION DE L'ÉVAPORATION DU LÉMAN	161
C. ALGORITHME DE RÉGULATION DU LÉMAN	163
D. CHOIX ET STRUCTURE DE L'ALGORITHME DE CALIBRATION AUTOMATIQUE DDS	167
E. MODÈLE DE SECOURS DU MODULE DE DÉSAGRÉGATION SPATIALE DU MODÈLE SCAMP	171

Introduction

1. Risque de crue et réchauffement climatique

1.1. Des sociétés de plus en plus vulnérables au risque de crue

Les crues font partie des catastrophes naturelles les plus destructrices en termes de pertes humaines, matérielles et économiques. Au cours des dernières décennies, de nombreuses crues dévastatrices se sont produites en Europe incluant l'Europe Centrale, l'Est de la Russie et le Nord de la Chine en 2013 ainsi que les États-Unis et l'Asie du Sud en 2017 [UNDRR, 2019]. Pour donner quelques chiffres, les crues ont représenté 43 % de toutes les catastrophes naturelles pour la période 1994-2013, touché plus de personnes dans le monde que tout autre risque naturel (2,3 milliards de personnes) et entraîné des pertes économiques s'élevant à environ 50 milliards de dollars par an en moyenne [CRED, 2015]. Ces événements illustrent la vulnérabilité des sociétés modernes aux extrêmes hydrologiques et soulignent le besoin d'améliorer la capacité à prédire la fréquence et l'intensité des crues, en particulier dans le contexte du changement climatique [MERZ et al., 2014].

Les sociétés sont de plus en plus menacées par le risque de crue en raison de l'exposition croissante des biens et des personnes dans les zones inondables mais aussi du changement climatique, qui à travers une intensification du cycle hydrologique, modifiera probablement l'intensité, la fréquence et la saisonnalité des crues [KUNDZEWICZ et al., 2014 ; WINSEMIUS et al., 2016 ; BLÖSCHL et al., 2017], bien que des incertitudes considérables subsistent quant au signe et à l'amplitude de ces changements [KUNDZEWICZ et al., 2016 ; ROUDIER et al., 2016 ; DI SANTE et al., 2021]. Comme des évaluations précises des risques de crue actuels et futurs sont essentielles pour que les sociétés puissent se préparer aux événements futurs, les hydrologues sont de plus en plus préoccupés par la nécessité de comprendre les processus des crues et leur variabilité à la fois dans le temps et pour différents bassins versants [HALL et al., 2014 ; MERZ et al., 2014].

1.2. Facteurs explicatifs des crues

Les crues sont généralement générées par des précipitations intenses. Les précipitations résultent de la condensation de la vapeur d'eau présente dans l'air, qui au contact d'air plus froid, s'élève, se condense autour de noyaux de condensation (e.g. poussières, pollens, aérosols) pour former des nuages. Si la condensation est importante, les gouttes d'eau s'alourdissent et finissent par tomber, pour donner de la pluie ou d'autres formes de précipitations suivant les conditions de température. Les caractéristiques des précipitations sont fortement conditionnées par la circulation de l'atmosphère du moment et par les caractéristiques des masses d'air en présence. Nous détaillons dans cette section différents types de précipitations pouvant être à l'origine de crues [HINGRAY et al., 2014].

Les précipitations convectives résultent de la condensation d'une masse d'air instable chargée d'humidité qui se refroidit en s'élevant du fait de son instabilité. Elles sont en général de courte durée, de forte intensité, peu étendues et fortement variables dans le temps et dans l'espace. Elles peuvent conduire à la formation de cellules pluvieuses uniques ou multiples regroupées dans des systèmes de méso-échelle.

Les précipitations frontales résultent de la confrontation d'une masse d'air froid et d'une masse d'air chaud. Les précipitations générées par un front froid sont souvent brèves et intenses, peu étendues et stratiformes si l'air chaud est stable. Si l'air chaud est instable, les précipitations sont alors convectives et peuvent conduire à des lignes de grain. Les précipitations générées par un front chaud sont généralement longues, étendues et peu intenses. Leur variabilité spatiale et temporelle est limitée.

Les précipitations sont aussi fortement conditionnées par les caractéristiques de la surface terrestre à petite échelle. Les précipitations orographiques sont liées à la présence des massifs montagneux qui forcent les masses d'air à s'élever et à se condenser sur les versants au vent. Elles présentent en général une intensité et une fréquence assez régulières. Elles peuvent conduire à des hauteurs précipitées importantes sur des zones étendues dans le cas où les masses d'air sont bloquées de façon prolongée par le relief. Les précipitations orographiques sont généralement non homogènes, leur structure spatiale dépendant du relief et de l'orientation du vent.

Dans les régions plus froides, les crues peuvent être produites par l'association de la fonte nivale et des événements pluvieux [MERZ & BLÖSCHL, 2003; BUTTLE et al., 2016]. Les conditions initiales du bassin versant, notamment celles de saturation du sol avant un événement de fortes précipitations, jouent également un rôle essentiel dans la génération des crues [e.g. SIVAPALAN et al., 2005]. FROIDEVAUX et al. [2015] et BRÖNNIMANN et al. [2019] ont montré que, pour les Alpes suisses, les crues sont principalement influencées par les précipitations des 3-4 jours précédant l'événement.

Les Alpes, densément peuplées, pourraient devenir l'une des zones sensibles aux catastrophes induites par le changement climatique dans les décennies à venir en réponse à l'augmentation prévue des fortes précipitations [DOTTORI et al., 2018; FOWLER et al., 2021]. Ce scénario est très probable dans les Alpes où le taux de réchauffement est amplifié [AUER et al., 2007; PEPIN et al., 2015] et peut entraîner davantage de précipitations extrêmes [GIORGI et al., 2016; MÉNÉGOZ et al., 2020; FOWLER et al., 2021]. Cette modification des précipitations extrêmes s'accompagnera également de changements dans les processus hydrologiques de montagne, tels que la réduction de l'épaisseur du manteau neigeux, de la durée d'enneigement et de l'étendue des glaciers [IPCC, 2023].

1.3. Variabilité des crues et variabilité climatique

Les changements dans la fréquence et l'intensité des crues dépendent ainsi de nombreux facteurs [TARASOVA et al., 2019]. Certains de ces facteurs sont affectés par le changement climatique en cours mais les variations climatiques multi-décennales jouent également un rôle.

Le système climatique est influencé à la fois par la variabilité interne, qui représente la variabilité intrinsèque du système, et la variabilité forcée, induite par des facteurs extérieurs au système climatique, appelés forçages externes [LORENZ, 1979]. Ces forçages externes sont de deux types : naturels et anthropiques. Le rayonnement solaire et les éruptions volcaniques sont des exemples de forçages externes naturels. Les émissions anthropiques de gaz à effet de serre sont un exemple de forçage externe anthropique. La variabilité totale du climat peut donc être conceptuellement séparée en deux composantes, une variabilité interne et une variabilité forcée.

Au niveau de l'Europe, l'Oscillation Atlantique Multi-décennale ou « Atlantic Multidecadal Oscillation » (AMO)¹ est un des principaux modes de variabilité interne à des échelles de temps multi-décennales [SCHLESINGER & RAMANKUTTY, 1994 ; KERR, 2000 ; DESER et al., 2010 ; CASSOU et al., 2018]. L'empreinte spatiale de l'AMO est caractérisée par des anomalies de température de surface océanique (SST pour « Sea Surface Temperature ») de même signe sur l'Atlantique Nord, avec un maximum sur le gyre subpolaire (Fig. I.1a).

L'indice AMO, défini comme la moyenne de la SST sur l'Atlantique Nord, dont le signal forcé a été enlevé, est caractérisé par des périodes anormalement froides ou chaudes sur plusieurs décennies (environ 30 à 40 ans) (Fig. I.1b). Les fluctuations multi-décennales de la SST influencent le climat des continents situés autour de l'Atlantique Nord. Une phase positive de l'AMO est associée à des printemps plus chauds et moins pluvieux sur la France et inversement pour une phase négative. En été, le Sud de l'Europe et le pourtour méditerranéen sont plus chauds et moins pluvieux alors que le reste de l'Europe est plus humide [SUTTON & DONG, 2012].

Un autre mode de variabilité interne qui affecte l'Europe à de nombreuses échelle de temps est l'Oscillation Nord Atlantique ou « North Atlantic Oscillation » (NAO) [HURRELL & VAN LOON, 1997 ; TRIGO et al., 2002]. La NAO correspond à une modulation de la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. La NAO est reliée à la position et à la trajectoire des perturbations météorologiques qui touchent l'Europe de l'Ouest ainsi qu'aux températures océaniques du bassin de l'Atlantique Nord.

Tout comme l'AMO, la NAO est caractérisée par un indice et une alternance de phases positives et négatives (NAO^+ / NAO^-) qui s'accompagne de fortes variations de température et de précipitations. Bien que modulée à basse fréquence par le couplage avec l'océan, la NAO est intrinsèque à l'atmosphère et explique en bonne partie le caractère plus ou moins rigoureux des hivers du Nord de l'Europe.

1. L'Oscillation Atlantique Multi-décennale est aussi connue sous le nom de Variabilité Atlantique Multi-décennale ou AMV pour « Atlantic Multidecadal Variability ».

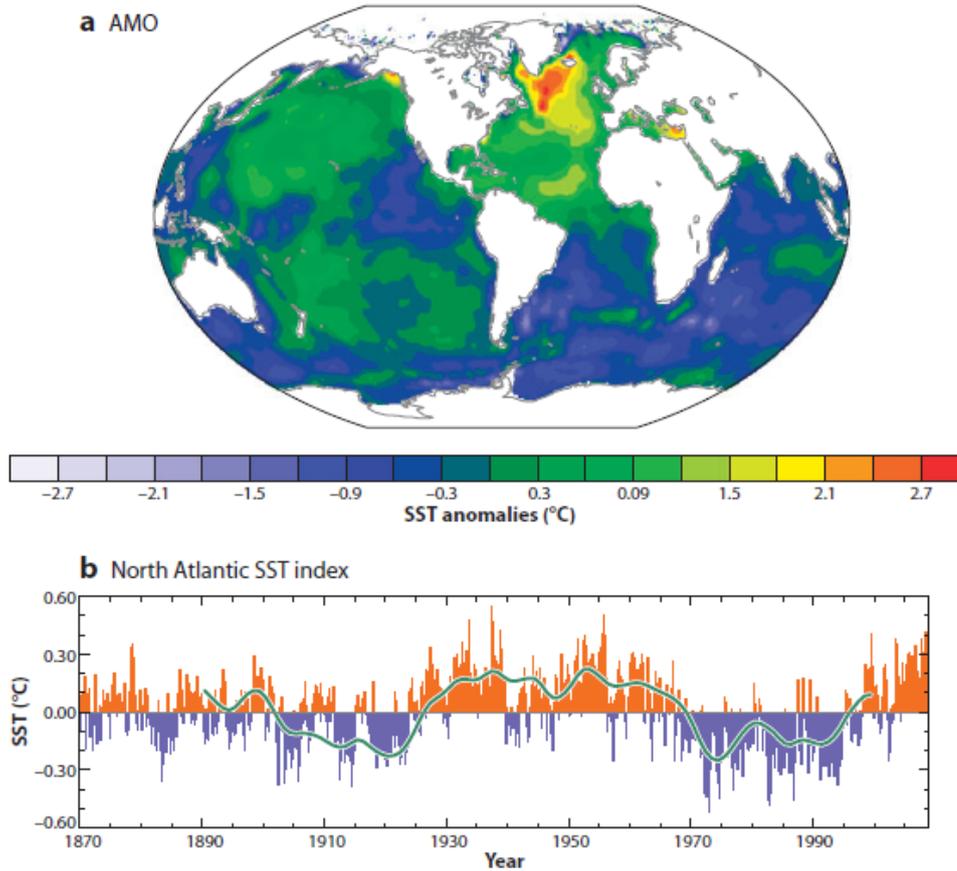


FIGURE I.1 – Illustration de l’Oscillation Atlantique Multi-décennale. **(a)** Carte des anomalies mensuelles de SST (« Sea Surface Temperature ») sur l’Atlantique Nord (1870-2008). **(b)** Évolution de l’indice de SST de l’Atlantique Nord. La ligne verte représente une estimation de la composante naturelle (i.e. non due à un forçage externe au système océan-atmosphère) de l’indice de SST de l’Atlantique Nord filtrée sur 10 ans. Figure extraite et adaptée de DESER et al. [2010].

2. État de l’art sur la variabilité passée des crues en Europe

La variabilité de la fréquence et de l’intensité des crues au fil du temps a fait l’objet de nombreuses publications, rapportant des travaux effectués à différentes échelles et concernant des bassins versants en particulier ou des régions entières. Les facteurs atmosphériques de la variabilité des crues ont parfois été explorés. Nous détaillons dans cette section les travaux effectués dans ce sens pour l’Europe. Ces travaux couvrent des échelles de temps variées, certains se focalisant sur les décennies récentes, d’autres sur plusieurs siècles voire sur plusieurs millénaires.

2.1. Au cours des 50 dernières années

En Europe, un signal de changement climatique dans les débits de crue au cours des cinq dernières décennies a été démontré en relation avec les changements d'occurrence des crues au cours de l'année [BLÖSCHL et al., 2017]. Par exemple, dans le Nord-Est de l'Europe, le réchauffement des températures de l'air a entraîné des crues plus précoces lors de la fonte des neiges au printemps. Plusieurs études font également état d'une augmentation des crues en Europe de l'Ouest au cours des 50 dernières années. Leurs conclusions comprennent des tendances à la hausse des débits de crue dans 15 % des stations [MANGINI et al., 2018], une augmentation de 44 % de l'occurrence des débits de crue extrêmes [BERGHUIJS et al., 2017] et des augmentations substantielles de l'occurrence des crues majeures dans les bassins versants de taille moyenne [HODGKINS et al., 2017]. Toutefois, ces études ne sont pas entièrement représentatives de l'Europe car les stations sont principalement concentrées en Europe de l'Ouest. L'évolution des débits de crue reste par conséquent contestée car aucune observation cohérente n'a été réalisée à l'échelle continentale.

En revanche, BLÖSCHL et al. [2019] ont analysé un ensemble de données complet d'observations de crue en Europe [HALL et al., 2015] et mis en évidence des patterns régionaux d'augmentation et de diminution des débits de crue observés au cours des cinq dernières décennies. Leur analyse se base sur les observations de débit provenant de 3 738 stations hydrométriques sur la période 1960-2010. La surface des bassins versants est comprise entre 5 et 100 000 km². Les auteurs ont analysé le signal de changement de trois facteurs plausibles des crues : (i) les précipitations annuelles maximales sur sept jours, (ii) l'humidité mensuelle du sol la plus élevée de chaque année et (iii) la température moyenne de l'air au printemps (de Janvier à Avril) comme indicateur de la fonte des neiges et de la transition entre les chutes de neige et les pluies.

Les résultats de l'étude de BLÖSCHL et al. [2019] suggèrent que (i) l'augmentation des précipitations et de l'humidité des sols en automne et en hiver a entraîné une augmentation des crues dans le Nord-Ouest de l'Europe, (ii) la diminution des précipitations et l'augmentation de l'évaporation ont entraîné une diminution des crues dans les bassins versants moyens et importants du Sud de l'Europe et (iii) la diminution de la couverture neigeuse et la fonte des neiges précoce, résultant de températures plus chaudes, a entraîné une diminution des crues en Europe de l'Est (Fig. I.2). Malgré l'hétérogénéité spatiale et temporelle des données d'observations, les modifications des caractéristiques des crues identifiées dans leur étude seraient globalement cohérentes avec les projections des modèles climatiques pour le prochain siècle [KUNDZEWICZ et al., 2016 ; THOBER et al., 2018].

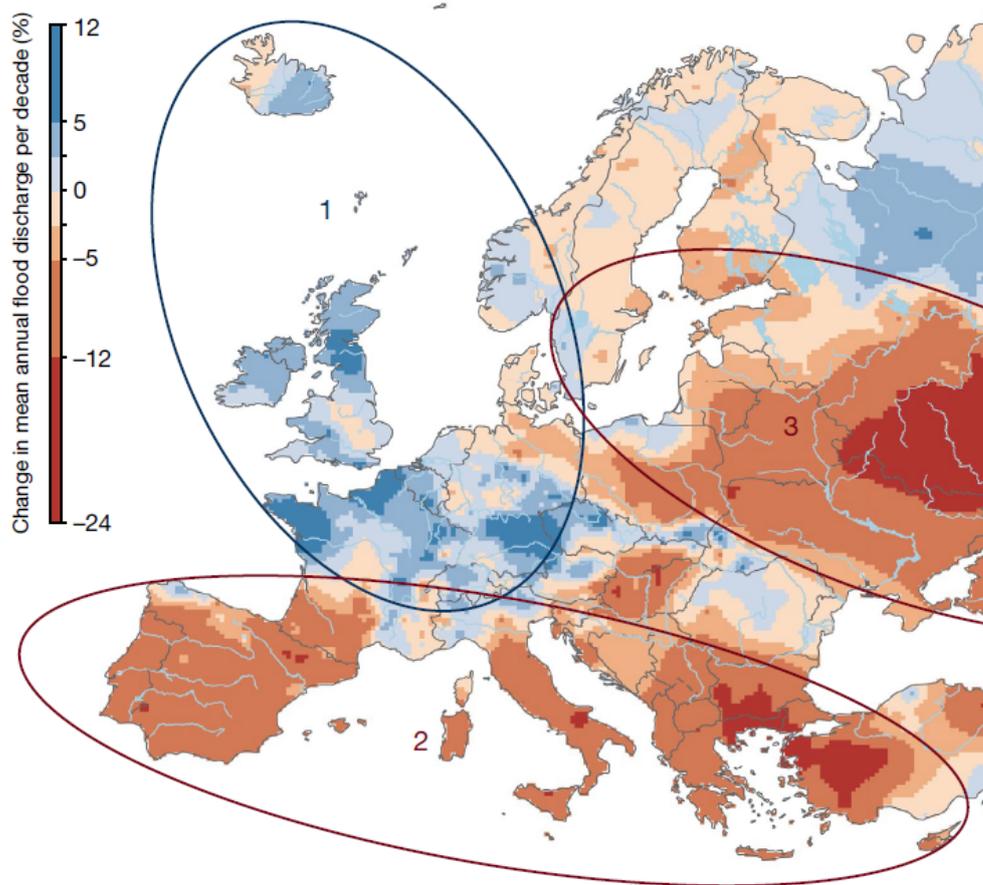


FIGURE I.2 – Tendances régionales observées des débits de crue en Europe (1960-2010). Le bleu indique une augmentation des débits de crue et le rouge une diminution des débits de crue (en pourcentage de variation du débit de crue annuel moyen par décennie). Les numéros 1 à 3 indiquent les régions avec des facteurs distincts. 1. Europe du Nord-Ouest : augmentation des précipitations et de l'humidité des sols. 2. Europe du Sud : diminution des précipitations et augmentation de l'évaporation. 3. Europe de l'Est : diminution et fonte des neiges précoce. Les tendances ont été estimées à partir des données de 2 370 stations hydrométriques. Figure extraite et adaptée de BLÖSCHL et al. [2019].

2.2. Au cours des 200 dernières années

Récemment, BRÖNNIMANN et al. [2022] ont analysé la variabilité multi-décennale des crues en Europe sur les 200 dernières années en relation avec les processus atmosphériques et le changement climatique. Pour cela, les auteurs ont cherché à décomposer la variabilité atmosphérique en deux contributions : celle provenant des changements de circulation atmosphérique et celle provenant des changements locaux d'humidité. Il en résulte que des phases riches en crues ont eu lieu au XIX^{ème} siècle dans plusieurs régions, au début du XX^{ème} siècle en Europe du Nord et de l'Ouest et depuis les années 1980 tandis qu'une période pauvre en crues s'est produite entre 1950 et 1980. Les auteurs ont montré que le débit maximal annuel des cours d'eau en Europe entre 1820 et 1980 a été largement influencé par les changements de la circulation atmosphérique tandis que pour la période postérieure à 1980, l'augmentation de la teneur en eau dans une atmosphère qui se réchauffe a entraîné une convergence élevée des flux d'humidité (Fig. I.3). Ainsi, le principal moteur atmosphérique de la variabilité des crues est passé de la variabilité de la circulation atmosphérique à l'augmentation de la vapeur d'eau.

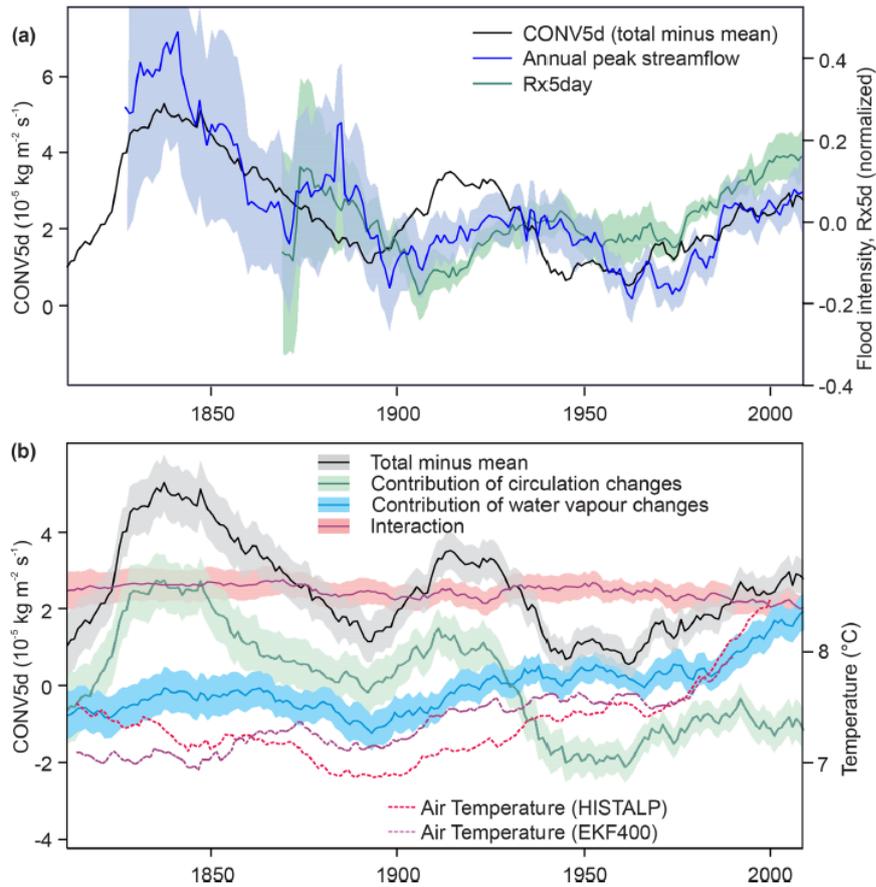


FIGURE I.3 – (a) Moyenne des maxima annuels des débits de pointe, Rx5day (maxima annuels des cumuls de précipitations sur 5 jours) et CONV5d (maxima annuels de la convergence des flux d’humidité sur 5 jours). Les bandes de couleur indiquent ± 1 écart-type. (b) Contributions à CONV5d des changements de circulation, des changements de vapeur d’eau et de leur interaction. Les bandes de couleur indiquent ± 1 écart-type de l’ensemble. Les courbes en pointillé indiquent la température moyenne annuelle du produit maillé basé sur des observations HISTALP et de la paléo-réanalyse atmosphérique globale EKF400. Toutes les courbes sont lissées avec une moyenne mobile sur 30 ans. Figure extraite et adaptée de BRÖNNIMANN et al. [2022].

2.3. Au cours des 500 dernières années

L’existence de périodes riches en crues au cours des 500 dernières années a été montrée pour plusieurs bassins versants individuels en Europe au moyen de documents historiques [e.g. SCHMOCKER- FACKEL & NAEF, 2010]. L’une des rares études disponibles à l’échelle régionale est basée sur 19 séries de données documentaires et a identifié les périodes 1540-1600, 1640-1700, 1730-1790 et 1790-1840 comme des périodes riches en crues en Europe Centrale [GLASER et al., 2010].

BLÖSCHL et al. [2020] ont analysé une base de données composée de 103 séries de crues historiques sub-annuelles, couvrant toutes les régions d’Europe, afin d’examiner l’existence et les caractéristiques des périodes riches en crues sur les 500 dernières années. Le nombre total de crues contenues dans l’ensemble de données est de 9 576, dont 8 954 avec une saison assignée. Les auteurs ont montré que les trois dernières décennies ont été parmi les plus riches en crues en Europe au cours des 500 dernières années et que cette période diffère des autres périodes riches en crues en termes d’étendue, de température de l’air associée et de saisonnalité des crues. Au total, 9 périodes riches en crues ont été identifiées (Fig. I.4; Tableau I.1).

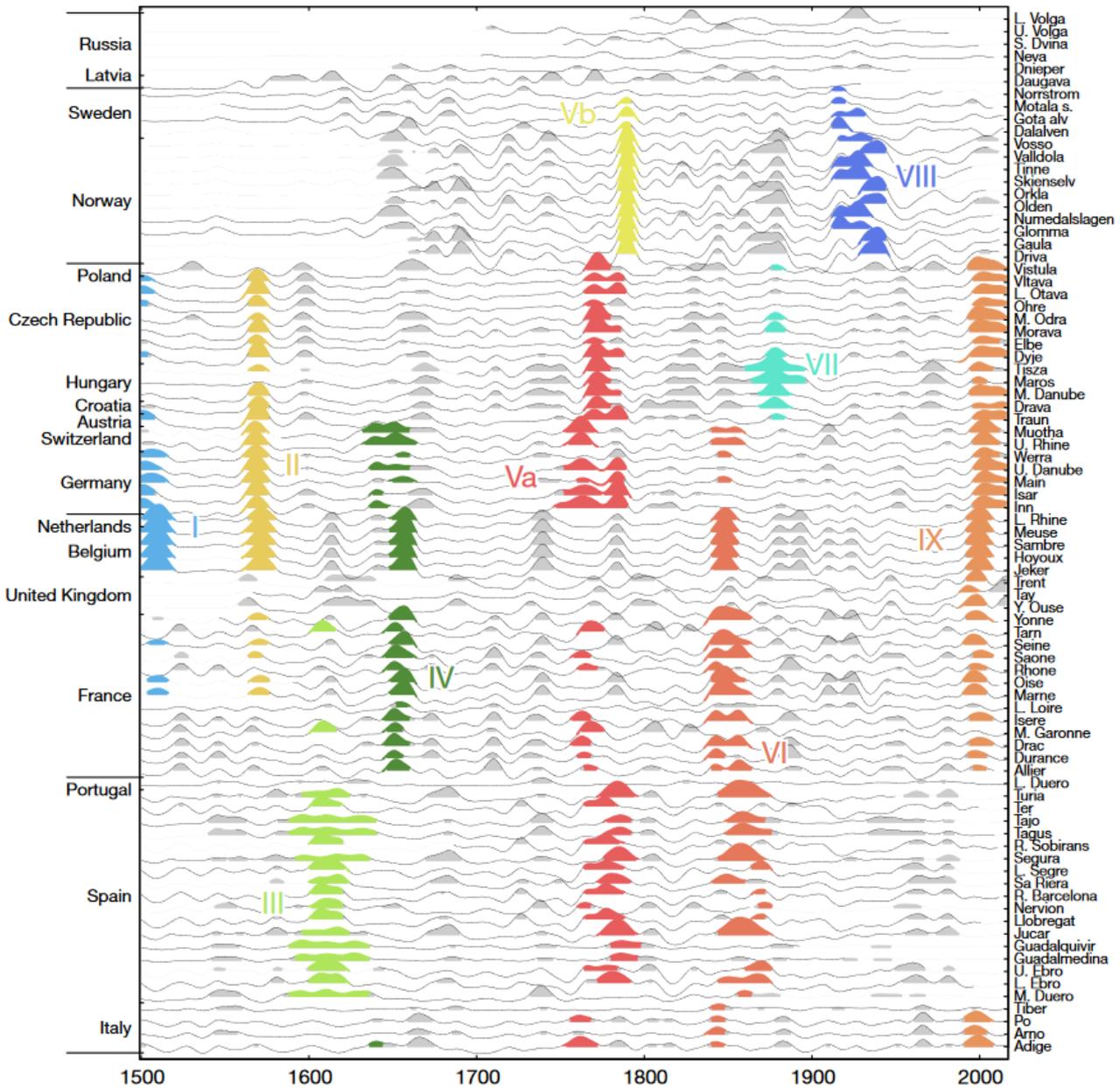


FIGURE I.4 – Périodes riches en crues en Europe depuis 1500. Les intensités des crues ont été interpolées dans l’espace et dans le temps (lignes grises) et les périodes riches en crues identifiées sont représentées par les zones colorées. Les zones grises indiquent les années qui dépassent le seuil d’intensité des crues mais qui ne se situent pas dans l’une des périodes riches en crues identifiées. Les pays sur l’axe vertical à gauche sont regroupés par région (de haut en bas : Europe de l’Est, du Nord, Centrale, de l’Ouest et du Sud). Figure extraite et adaptée de BLÖSCHL et al. [2020].

La constatation que les 30 dernières années sont séparées des périodes antérieures riches en crues par un écart de 90 ans dans la plupart des pays d’Europe peut expliquer pourquoi le public et les décideurs ont été surpris par la relative intensification des crues récentes [MERZ et al., 2015].

BLÖSCHL et al. [2020] ont également essayé d’identifier les facteurs atmosphériques de ces évolutions. Ils ont constaté que, dans la plupart des régions d’Europe, les périodes passées riches en crues se sont produites pendant des phases plus fraîches que d’habitude alors que la période actuelle riche en crues a été beaucoup plus chaude. La saisonnalité des crues a été également plus prononcée au cours de la période récente avec davantage de crues en Europe Centrale en été.

TABLEAU I.1 – Périodes riches en crues en Europe depuis 1500. Le rang 1 indique la période la plus forte et le rang 10 indique la période la plus faible. Les périodes Va et Vb ont été regroupées en raison de leur chevauchement dans le temps. *2016 correspond à la fin des données mais peut-être pas à la fin de la période IX. Tableau extrait et adapté de BLÖSCHL et al. [2020].

Period	Full time period	Spatial extent (regions)	Rank
I	1500-1520	Western Europe, central Europe	9
II	1560-1580	Western Europe, central Europe	4
III	1590-1640	Iberia, southern France	6
IV	1630-1660	Western Europe, west-central Europe, northern Italy	7
V	1750-1800	Va : central Europe, western Europe, southern Europe	1
		Vb : Scandinavia	5
VI	1840-1880	Western Europe, southern Europe	2
VII	1860-1900	East-central Europe	8
VIII	1910-1940	Scandinavia	10
IX	1990-2016*	Western Europe, central Europe, Italy	3

2.4. Au-delà des 1000 dernières années

Les études paléohydrologiques sur l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues sont peu nombreuses du fait de l'absence de données instrumentales. Cependant, à partir de proxies climatiques, qui sont des variables indirectes ayant un potentiel explicatif du climat ou de l'hydrologie, des variables comme la température ou les crues peuvent être reconstruites. WILHELM et al. [2019] détaillent les concepts utilisés ainsi que de nombreux proxies utilisables pour la reconstitution des crues. Les reconstitutions paléohydrologiques à partir de proxies présentent l'avantage de pouvoir remonter très loin dans le passé mais leur résolution temporelle est souvent grossière.

Pour les Alpes, deux études paléohydrologiques montrent que les périodes passées riches en crues ont coïncidé avec des périodes froides [GLUR et al., 2013; WILHELM et al., 2022]. Comme le soulignent les auteurs, ces résultats sont contraires aux projections climatiques qui suggèrent qu'avec le réchauffement climatique, la fréquence et l'intensité des crues devraient globalement augmenter [ALFIERI et al., 2015; IPCC, 2023].

En particulier, WILHELM et al. [2022] ont analysé un ensemble de 33 enregistrements de crue continus issus de sédiments lacustres couvrant les 10 000 dernières années. 7 792 crues avec une période de retour moyenne de 32 ans ont pu être reconstituées. Les bassins versants documentés sont répartis sur l'ensemble de la région des Alpes, couvrant les secteurs hydroclimatiques atlantique, méditerranéen et continental. Leur superficie varie de 1 à 4 600 km² et l'altitude de leur exutoire va de 198 à 2 620 m au-dessus du niveau de la mer, couvrant ainsi toute la diversité des types de crue [TARASOVA et al., 2019]. Conformément à la climatologie des crues alpines, l'été est la principale saison des crues enregistrées [PARAJKA et al., 2010].

Afin de mieux comprendre la réponse des crues à un climat plus chaud à différentes échelles de temps, les auteurs ont analysé les changements dans les taux d'occurrence des crues sur trois périodes : (i) l'ère industrielle (1800-2000), (ii) le dernier millénaire (950-1850) et (iii) une grande partie de l'Holocène (9000-1000 ans avant notre ère). Chaque période comprend une paire de sous-périodes plus froides et plus chaudes qui sont toutes bien définies d'un point de vue climatique selon la littérature. Le niveau de réchauffement entre les sous-périodes a été évalué comme le changement moyen de température observé dans toutes les reconstitutions basées sur des proxies climatiques. En particulier, le dernier millénaire comprend l'Anomalie Climatique Médiévale (950-1250) qui était plus chaude de 1 °C ($\pm 0,4\text{ °C}$) que le Petit Âge Glaciaire (1450-1850).

La synthèse des résultats de cette étude indique qu'un réchauffement de $0,5$ à $1,2\text{ °C}$, qu'il soit d'origine naturelle ou anthropique, a entraîné une diminution de 25 à 50% de la fréquence des grandes crues (de période de retour supérieure ou égale à 10 ans) (Fig. I.5). Cette tendance à la baisse n'est persistante que dans les enregistrements couvrant au moins 200 ans. En revanche, la fréquence des crues extrêmes (de période de retour supérieure à 100 ans) a pu augmenter avec un degré de réchauffement similaire dans certains petits bassins versants alpins touchés par une intensification locale des précipitations extrêmes.

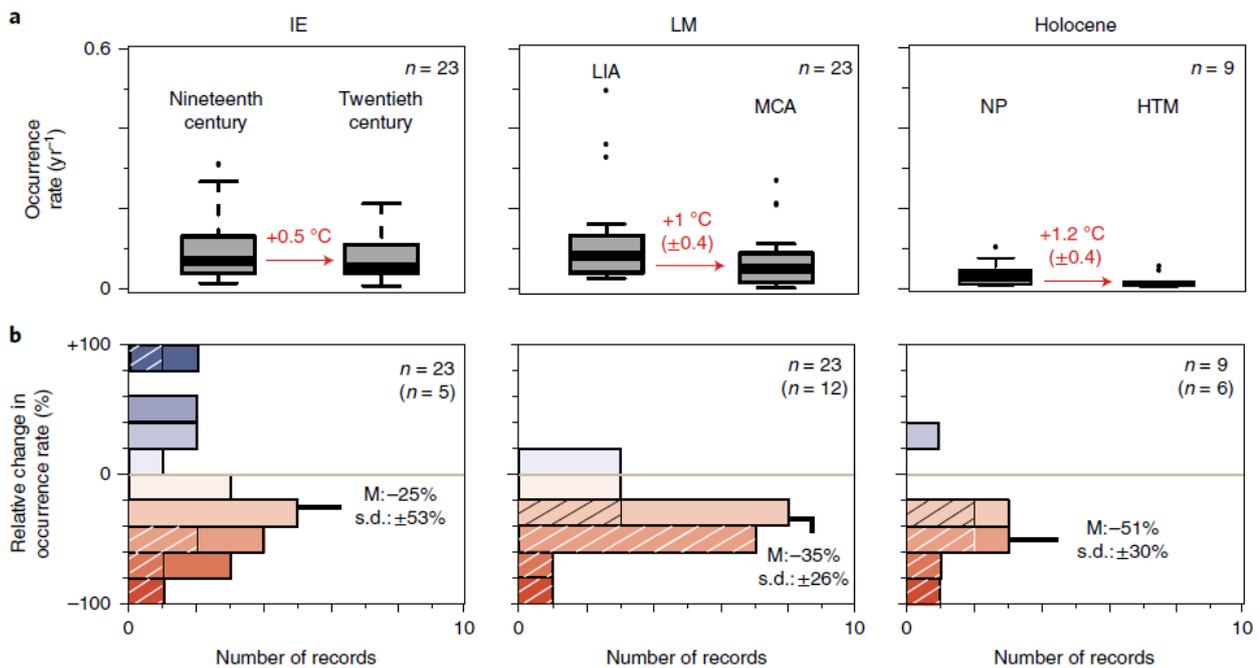


FIGURE I.5 – (a) Changements dans le taux d'occurrence des grandes crues (de période de retour supérieure ou égale à 10 ans) entre les sous-périodes plus froides et plus chaudes en tenant compte de tous les enregistrements. Le taux d'occurrence est défini comme le nombre moyen d'événements de crue enregistrés par an sur un site donné au cours d'une sous-période. La médiane, les quartiles supérieurs et inférieurs et $1,5 \times$ l'écart interquartile sont représentés sur chaque boxplot. IE : Industrial Era. LM : Last Millennium. LIA : Little Ice Age (1450-1850). MCA : Medieval Climate Anomaly (950-1250). NP : Neoglacial Period (5000-1000 ans avant notre ère). HTM : Holocene Thermal Maximum (9000-5000 ans avant notre ère). (b) Changements relatifs du taux d'occurrence entre les sous-périodes les plus froides et les plus chaudes. Les parties hachurées indiquent le nombre d'enregistrements avec des changements significatifs parmi tous les enregistrements. n : nombre total d'enregistrements pris en compte dans l'analyse. (n) : nombre d'enregistrements avec un changement significatif entre les sous-périodes. M : valeur médiane. s.d. : écart-type. Figure extraite et adaptée de WILHELM et al. [2022].

Bien qu'il faille faire preuve de prudence quant à l'extrapolation des résultats de WILHELM et al. [2022], notamment en ce qui concerne les scénarios climatiques avec des niveaux de température supérieurs à ceux des périodes les plus chaudes des reconstitutions utilisées, cet ensemble de données offre une opportunité unique de tester les outils de modélisation des crues couramment appliqués pour les projections dans une gamme de variabilité climatique beaucoup plus large que celle observée au cours des dernières décennies.

3. Modélisation de la variabilité des crues

Afin d'estimer l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues dans le cadre du changement climatique, une approche classique consiste à réaliser des simulations hydrologiques forcées par des scénarios météorologiques pour différents scénarios climatiques futurs. Les chaînes de modélisation couramment utilisées sont composées (i) de modèles climatiques, aussi appelés Modèles Climatiques Globaux ou « Global Climate Models » (GCMs), (ii) de modèles de régionalisation, aussi appelés modèles de descente d'échelle, qu'ils soient dynamiques ou statistiques et (iii) de modèles d'impact, i.e. de modèles hydrologiques. Nous détaillons ces modèles dans les sections suivantes.

3.1. Modèles climatiques

Un modèle climatique est une représentation numérique de toutes les composantes du système climatique : atmosphère, océan, cryosphère et biosphère. Les différentes composantes sont généralement développées séparément et peuvent être utilisées seules ou bien couplées ensemble. Pour être pertinents, les scénarios météorologiques alimentant les modèles hydrologiques doivent avoir une résolution spatio-temporelle élevée et être non-biaisés [LAFAYSSSE et al., 2014]. Ces exigences ne sont pas remplies par les sorties des GCMs qui possèdent une résolution trop faible (de l'ordre de la centaine de km) comparée à celle nécessaire aux modèles hydrologiques. Un GCM ne peut pas décrire finement les caractéristiques physiographiques locales et une mauvaise représentation du relief a nécessairement un impact sur les climats régionaux simulés.

De plus, les phénomènes physiques se déroulant à une échelle spatiale inférieure à la maille du modèle ne peuvent pas être physiquement résolus par les lois fondamentales de la physique et doivent être paramétrisés. La représentation imparfaite de ces phénomènes par des paramétrisations peut conduire à des biais importants, en particulier à l'échelle régionale. Par exemple, la convection implique des échelles spatiales très fines et joue un rôle important pour les précipitations. Par conséquent, pour être adaptés aux échelles spatiales et temporelles des bassins considérés, les scénarios météorologiques sont généralement produits à partir de GCMs couplés à des modèles de descente d'échelle, soit dynamiques, soit statistiques.

3.2. Modèles de descente d'échelle dynamique

Les modèles de descente d'échelle dynamique utilisent des Modèles Climatiques Régionaux ou « Regional Climate Models » (RCMs) imbriqués dans un GCM pour générer des informations climatiques à fine résolution [GIORGI & MEARN, 1991]. Les RCMs résolvent les équations complètes des lois de conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement dans l'atmosphère afin de rendre compte des interactions physiques des processus terre-atmosphère. Ils prennent également en considération l'hétérogénéité de la topographie, du sol, de la végétation et des variables climatiques d'une région ou d'un bassin versant. Les RCMs sont adaptés au couplage avec des modèles hydrologiques car ils produisent un ensemble complet de variables climatiques telles que les précipitations, la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative, le rayonnement solaire, etc, à des résolutions spatiales et temporelles relativement fines. La résolution actuelle d'un RCM est de l'ordre de la dizaine de km.

Cependant, cette résolution n'est pas toujours satisfaisante dans le cadre d'études hydrologiques. La représentation de la variabilité sous-maille peut s'avérer nécessaire d'autant plus que l'augmentation de la résolution du modèle ne résout pas tous les problèmes. Notamment, les problèmes liés aux paramétrisations existent encore et des biais importants à l'échelle régionale peuvent subsister, notamment pour les précipitations. Ainsi, la correction des biais des RCMs est très souvent une étape indispensable pour étudier les impacts du changement climatique (e.g. TEUTSCHBEIN & SEIBERT, 2012). Une fonction de correction est souvent construite pour le climat présent en comparant les variables simulées et observées, puis utilisée pour corriger le scénario climatique régional passé ou futur. Différentes méthodes de correction de biais plus ou moins complexes existent (voir MARAUN, 2016, pour une revue des différentes méthodes possibles). Au cours des dernières décennies, les RCMs ont été largement utilisés dans un certain nombre d'études hydrologiques (e.g. ARNELL et al., 2003 ; LEANDER et al., 2008 ; LEUNG & QIAN, 2009 ; voir TAPIADOR et al., 2020, pour une revue complète).

3.3. Modèles de descente d'échelle statistique

Les Modèles de Descente d'Échelle Statistique (MDES) sont basés sur des relations empiriques (i.e. calibrées à partir d'observations) entre des variables de grande échelle, appelées prédicteurs, et des variables locales, appelées prédictands [VON STORCH et al., 1993]. Les MDES nécessitent, entre autres, de disposer d'un jeu d'observations fiables le plus long possible et de déterminer les prédicteurs les mieux adaptés au problème. Les MDES sont appliqués en utilisant les champs de prédicteurs de GCMs ou de réanalyses atmosphériques pour produire les scénarios météorologiques à haute résolution nécessaires aux études hydrologiques.

Un grand nombre de méthodes de descente d'échelle statistique existent, que l'on peut classer en trois grandes familles : (i) la méthode des analogues, (ii) les modèles de régression et (iii) les générateurs de temps (voir la revue de WILBY et al., 2004, pour plus de détails). Toutes les MDES tirent parti de la forte relation entre les conditions atmosphériques de grande échelle et les conditions météorologiques locales. Elles reposent sur 3 grandes hypothèses :

- Les prédicteurs sont des variables appropriées pour le problème étudié (climat régional/local) et sont simulés de manière réaliste par les GCMs ou les réanalyses atmosphériques.
- Le modèle statistique établi et validé en climat présent reste valable dans un climat passé ou futur, perturbé par les forçages naturels et anthropiques (hypothèse de stationnarité).
- Les prédicteurs sélectionnés contiennent le signal du changement climatique et rassemblent suffisamment d'informations pour décrire ses effets sur les prédicants.

Au cours des dernières décennies, les MDES ont été largement utilisés pour (i) générer des scénarios météorologiques locaux pour des climats passés ou futurs à partir de sorties de GCMs (WILBY et al., 1999; HANSEN-BAUER et al., 2005; BOÉ et al., 2007; LAFAYSSSE et al., 2014; DAYON et al., 2015), (ii) produire des prévisions météorologiques locales sur la base des sorties de modèles de prévision météorologique à l'échelle régionale ou synoptique (OBLED et al., 2002; GANGOPADHYAY et al., 2005; MARTY et al., 2012, 2013; BEN DAOUD et al., 2016; BELLIER et al., 2017) et (iii) reconstruire les conditions hydro-météorologiques passées à partir d'observations et de données de réanalyses atmosphériques (WILBY & QUINN, 2013; KUENTZ et al., 2015; BONNET et al., 2017, 2020; CAILLOUET et al., 2016, 2017, 2019; DEVERS et al., 2020, 2021).

3.4. Avantages et inconvénients des modèles de descente d'échelle

Les deux types de méthode de descente d'échelle, dynamique et statistique, présentent à la fois des points forts et des points faibles. De plus, le choix de la méthode ne dépend pas uniquement de considérations scientifiques car de nombreuses contraintes matérielles entrent en jeu : temps et puissance de calcul disponibles, disponibilité des observations, type du modèle hydrologique utilisé, etc. Des revues sur les avantages et les inconvénients de chaque méthode de descente d'échelle ont été réalisées par FOWLER et al. [2007] et MARAUN et al. [2010].

Les RCMs ont l'avantage d'être formulés sur la base de principes physiques mais leurs simulations sont coûteuses en temps de calcul, ce qui constitue leur principale limitation. Pour qu'une étude d'impact du changement climatique puisse être réellement utile aux décideurs, il est indispensable de prendre en compte les nombreuses incertitudes en jeu [WILBY et al., 2006]. Comme montré par ROWELL [2006], le GCM basse résolution servant à forcer le RCM est une source d'incertitude majeure. Il faut alors utiliser une approche multi-modèles pour pouvoir échantillonner ces incertitudes. On est ainsi amené à devoir régionaliser un grand nombre de scénarios climatiques basse résolution, ce qui n'est pas toujours réalisable pour des questions de coût numérique.

En revanche, les MDES sont très populaires en raison de leur faible coût de calcul et de leur facilité d'utilisation. Les MDES demandent un travail préalable important afin de comprendre les mécanismes physiques reliant la circulation atmosphérique de grande échelle et le climat régional et de les traduire statistiquement, mais une fois la MDES établie, elle peut être utilisée simplement pour régionaliser un grand nombre de scénarios climatiques, le coût de calcul restant très limité. Les MDES présentent également des limitations comme l'hypothèse de stationnarité sous-jacente à leur utilisation et la difficulté d'assurer la cohérence physique inter-variable.

Les deux méthodes de descente d'échelle ont des champs d'application ainsi que des limitations différentes. Pour traiter un grand nombre de scénarios climatiques, la descente d'échelle statistique est souvent la seule solution envisageable. Néanmoins, des hypothèses importantes sous-tendent l'approche statistique. L'utilisation en parallèle d'une approche dynamique permet alors de mieux évaluer ces hypothèses, d'étudier les processus affectant le climat régional et de comparer les deux approches afin d'évaluer la robustesse des résultats obtenus.

3.5. Modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques, aussi appelés modèles pluie-débit ou « rainfall-runoff models », sont des outils numériques qui simulent les différentes composantes du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant dans le but de reproduire la relation qui existe entre les précipitations et les débits. Les modèles hydrologiques requièrent des séries temporelles de données météorologiques (précipitations, températures, etc) et des caractéristiques intrinsèques au bassin versant (caractéristiques du sol, topographie, végétation, hydrogéologie, etc).

Les modèles hydrologiques ont une utilité importante dans le domaine de l'ingénierie civile puisqu'ils sont des outils de conception d'infrastructures telles que les ponts, les digues, les routes et les systèmes de drainage. Ils permettent également de simuler les scénarios hydrologiques nécessaires à la prise de décision et à la planification de la gestion de la ressource en eau. Ils sont également utilisés pour faire des prévisions hydrologiques pour les études d'impact du changement climatique.

Un modèle hydrologique est adapté à un bassin versant donné via des paramètres dont la signification peut être plus ou moins physique. L'étape de calibration ou calage consiste à trouver un jeu de paramètres optimum de manière à ajuster la réponse hydrologique du modèle à la réponse hydrologique du bassin versant. Il s'agit généralement de minimiser l'écart entre les débits simulés et les débits observés, écart mesuré à l'aide d'une fonction objectif. La calibration d'un modèle hydrologique est cruciale puisqu'elle détermine le niveau de confiance d'un utilisateur envers cet outil.

Un modèle hydrologique n'est qu'une représentation simplifiée d'un système réel. Les incertitudes proviennent (i) des données d'entrée (erreurs sur les données des forçages météorologiques et des débits), (ii) de la structure du modèle (représentation imparfaite des processus hydrologiques) et (iii) de sa paramétrisation. L'incertitude portant sur l'identification des paramètres lors du calage est très fortement liée au problème d'équifinalité [BEVEN & BINLEY, 1992; BEVEN, 2006]. L'équifinalité est définie par le fait que plusieurs jeux de paramètres peuvent conduire à des performances équivalentes lors du calage d'après la fonction objectif. Un modèle hydrologique doit être adapté à l'objectif visé et, idéalement, respecter le principe de parcimonie (i.e. ne pas être sur-paramétré et ne pas présenter de complexité inadéquate).

La diversité des approches a conduit à une multitude de modèles hydrologiques qui se distinguent, notamment, par leur manière de représenter les processus hydrologiques et leur degré de spatialisatation. Les paragraphes suivants donnent une description très synthétique et non exhaustive des différenciations possibles (voir les revues de SINGH & WOOLHISER, 2002; PECHLIVANIDIS et al., 2011; DEVI et al., 2015; HORTON et al., 2022, pour une description plus détaillée et une présentation des différents modèles hydrologiques existants).

En ce qui concerne la représentation des processus physiques, il existe essentiellement trois catégories de modèles, les modèles (1) empiriques, (2) conceptuels et (3) à bases physiques.

- Les modèles empiriques établissent une relation purement mathématique entre les précipitations et les débits. Les méthodes basées sur les statistiques utilisant des modèles de régression et de corrélation sont utilisées pour trouver la relation fonctionnelle entre les précipitations et les débits. La relation est décrite par une ou plusieurs équations sans pour autant être décomposée en processus physiques, ce qui peut apporter un problème d'adaptabilité à d'autres bassins versants.
- Dans les modèles conceptuels, la transformation des précipitations en débit est modélisée à l'aide d'équations représentant les différentes composantes du cycle hydrologique. Ce type de modèle est souvent constitué de plusieurs réservoirs conceptuels qui interagissent au cours du temps pour générer des écoulements rapides à lents. Un grand nombre de données météorologiques et hydrologiques est nécessaire pour leur calibration. Leurs paramètres sont estimés à partir de données de terrain ou par calibration.
- Les modèles à bases physiques s'appuient sur des lois établies à petite échelle. Ils nécessitent l'évaluation d'un grand nombre de paramètres décrivant les caractéristiques physiques du bassin versant. Ces paramètres sont généralement mesurables indépendamment de la réponse hydrologique du bassin versant et ont, en principe, un sens physique. Ce n'est pas toujours le cas et en pratique, ils nécessitent toujours une certaine forme de calibration (e.g. calibration des paramétrisations sous-mailles pour la fonction de production).

En ce qui concerne le degré de spatialisation des modèles hydrologiques, il existe essentiellement trois catégories de modèles, les modèles (1) globaux, (2) semi-distribués et (3) distribués.

- Dans les modèles globaux, le bassin versant est considéré comme une entité à part entière. Aucune variabilité spatiale des forçages météorologiques et des caractéristiques physiographiques du bassin versant n'est prise en compte dans la simulation.
- Dans les modèles semi-distribués, les forçages météorologiques sont spatialisés pour prendre en compte leur variabilité spatiale. Pour cela, le bassin versant est divisé en plusieurs sous-bassins, possédant chacun son propre jeu de paramètres, et dont les flux, calculés indépendamment, sont sommés pour obtenir les débits aux stations situées à l'aval (après éventuellement propagation dans le réseau hydrographique du bassin versant considéré).
- Dans les modèles distribués, le bassin versant est divisé en mailles dont les flux, calculés indépendamment, sont routés jusqu'à l'exutoire. Ces mailles peuvent être soit régulières soit hydrologiques, i.e. définies par la topographie. Ce découpage permet la prise en compte de la variabilité spatiale des forçages météorologiques ainsi que des paramètres puisque chaque maille dispose de données d'entrée ainsi que de son propre jeu de paramètres.

Dans les bassins versants de montagne, les forçages météorologiques présentent une forte dépendance à l'altitude. Pour ces bassins, quel que soit le type de modèle considéré, il est fréquent de prendre en compte cette dépendance en considérant différentes bandes d'altitude. Les forçages météorologiques sont estimés et le comportement hydrologique est simulé pour chaque bande d'altitude.

Le choix d'un type de modèle hydrologique découle de l'objectif de modélisation, du bassin versant étudié ainsi que de la nature et de la quantité des données à disposition. La forte variabilité spatiale induite par la topographie dans les environnements alpins est un facteur d'augmentation de la résolution spatiale dans les modèles hydrologiques. Cependant, les modèles distribués et à bases physiques requièrent une grande quantité de données décrivant les caractéristiques physiques du bassin versant et celles-ci sont rarement disponibles en région de montagne. Les modèles empiriques sont, quant à eux, décriés pour leur absence de physique. Ils sont aussi souvent mal adaptés à la simulation de longues chroniques hydrologiques, résultant de longues chroniques de forçages météorologiques. Dans cette thèse, nous avons choisi d'utiliser un modèle conceptuel semi-distribué pour la modélisation des événements de crue en environnement alpin.

3.6. Incertitudes dans les projections climatiques

Les projections climatiques réalisées avec ces chaînes de modélisation comportent de nombreuses incertitudes (Fig. I.6) que l'on peut décomposer en trois sources principales : (1) le forçage, (2) la réponse du modèle et (3) la variabilité interne [TEBALDI & KNUTTI, 2007; HAWKINS & SUTTON, 2009; DESER et al., 2012; HINGRAY & SAÏD, 2014].

- L'incertitude liée au forçage résulte d'une connaissance incomplète des facteurs externes qui influencent le système climatique, notamment les trajectoires futures des émissions anthropiques de gaz à effet de serre, les concentrations d'ozone stratosphérique, les changements d'utilisation des sols, etc.
- L'incertitude du modèle est due au fait que différents modèles (e.g. modèles de climat, modèles de régionalisation, modèles hydrologiques) peuvent produire des réponses climatiques différentes au même forçage externe en raison de différences, par exemple, dans leurs formulations physiques.
- La variabilité interne, également appelée « bruit climatique », est la variabilité naturelle du système climatique qui se produit en l'absence de forçage externe et qui résulte de processus, pour certains chaotiques, intrinsèques à l'atmosphère, à l'océan et au système couplé océan-atmosphère.

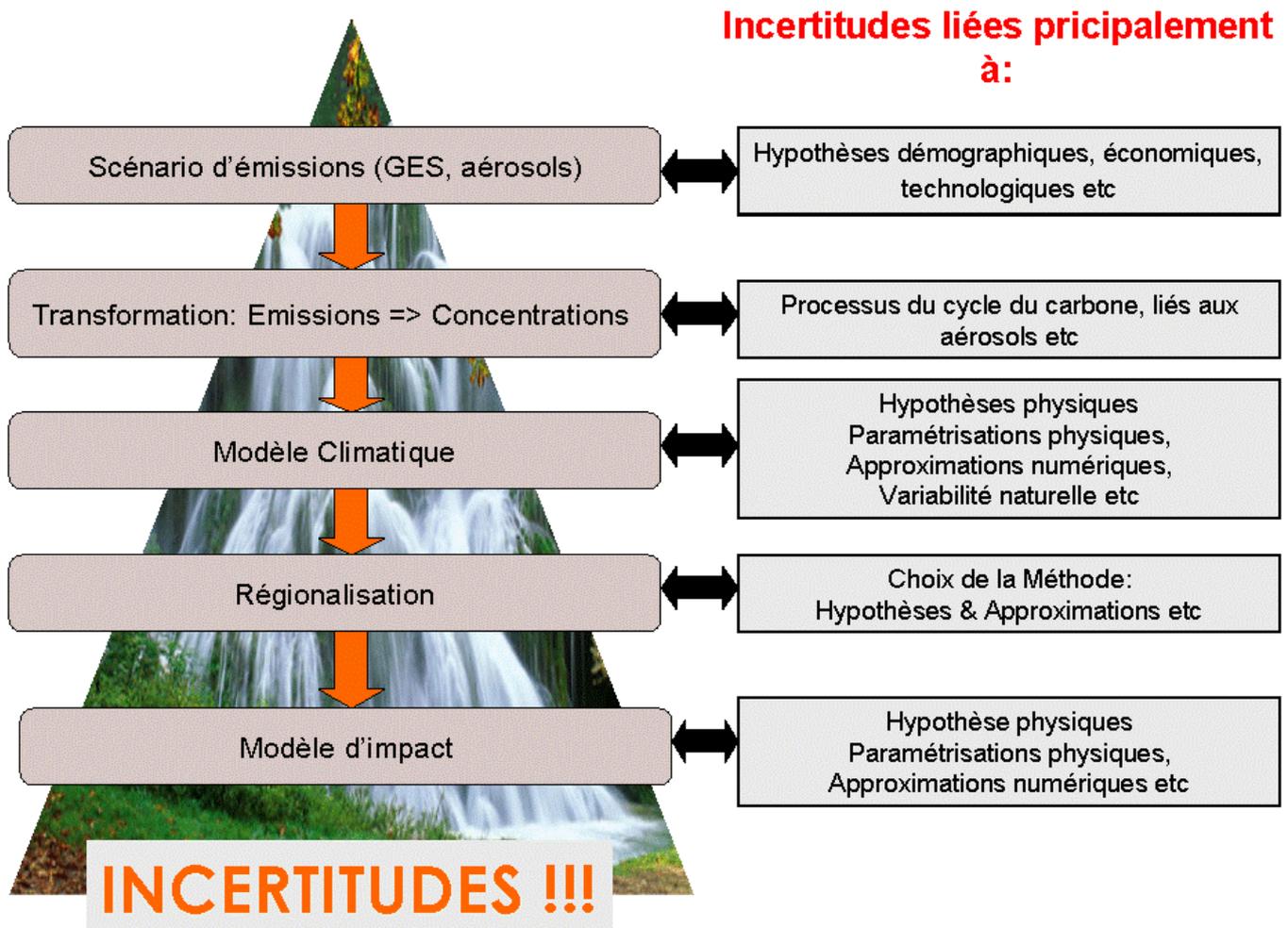


FIGURE I.6 – Composantes d'une chaîne de modélisation classiquement utilisée pour réaliser des projections climatiques associée à sa cascade d'incertitudes. Figure extraite et adaptée de BOÉ [2007].

4. Problématique générale et objectifs de thèse

4.1. Problématique générale

Pour permettre une évaluation pertinente de l'impact du réchauffement climatique sur l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues, pouvoir disposer de scénarios météorologiques pertinents du point de vue hydrologique est déterminant. Les scénarios météorologiques doivent être adaptés aux échelles spatiales et temporelles des bassins versants considérés. Ils doivent aussi respecter certaines contraintes imposées par la forte non-linéarité et la grande variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques. Ils doivent, par exemple, être non biaisés, respecter les caractéristiques des différents types d'événements de précipitations (extension spatiale, variabilité spatio-temporelle, saisonnalité). En région de montagne, ils doivent également respecter les contraintes imposées par le relief comme la forte dépendance de la température, des flux radiatifs, des précipitations, à l'altitude et à l'orientation des massifs montagneux.

Ces scénarios météorologiques sont généralement produits avec des modèles de descente d'échelle dynamiques ou statistiques à partir des conditions atmosphériques de grande échelle simulées par des modèles climatiques. La possibilité de produire, avec ce type de modèles, des scénarios météorologiques pertinents à des fins hydrologiques est supposée acquise mais est rarement évaluée. La principale question que nous nous posons dans cette thèse est de savoir si une chaîne de modélisation classique, accompagnée de toutes ses incertitudes, est pertinente, suffisante et informative pour estimer les évolutions possibles de la fréquence et de l'intensité des crues qui résulteront des modifications des climats régionaux projetées. Afin de renforcer la confiance accordée aux modèles utilisés pour réaliser des projections climatiques, une évaluation de ces modèles ainsi qu'une meilleure compréhension des évolutions passées de la variabilité des crues sont indispensables. Pour ce faire, nous allons tester la capacité de plusieurs chaînes de modélisation à reproduire sur différentes périodes de temps passées les variations observées de différentes variables hydro-météorologiques.

4.2. Objectifs de thèse et mise en œuvre

Dans un premier temps, nous évaluerons et comparerons la capacité de deux chaînes de modélisation classiques à reproduire, au cours du dernier siècle (1902-2009) et à partir de l'information atmosphérique de grande échelle uniquement, les variations temporelles observées des débits et des événements de crue du bassin versant du Rhône amont. Les deux chaînes de modélisation seront composées de (i) la réanalyse atmosphérique ERA-20C [POLI et al., 2016], (ii) soit du modèle de descente d'échelle statistique SCAMP [RAYNAUD et al., 2020], soit du modèle de descente d'échelle dynamique MAR [GALLÉE & SCHAYES, 1994] et (iii) du modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT [SCHAEFLI et al., 2005]. Nous évaluerons également la nécessité et la valeur ajoutée d'une étape de correction des biais dans l'élaboration des scénarios météorologiques.

Le bassin versant retenu est celui du Rhône amont (10 900 km²) qui est un bassin versant alpin de méso-échelle situé à cheval sur la France et la Suisse et dont l'exutoire est proche du lac du Bourget. Avec un certain nombre de régimes hydrologiques différents, allant de régimes fortement glaciaires dans sa partie supérieure à des régimes mixtes dominés par la neige et la pluie en aval, le bassin versant du Rhône amont constitue une excellente opportunité d'évaluer les deux modèles de descente d'échelle dans des configurations hydro-météorologiques contrastées et exigeantes où l'interaction entre les variables météorologiques, à la fois dans l'espace et dans le temps, est déterminante.

Dans un second temps, nous simulerons les variations de l'activité de crue du bassin versant du Rhône amont sur le dernier millénaire en utilisant les sorties d'un modèle climatique rendues disponibles par les projets CMIP5-PMIP3 et CMIP6-PMIP4 [JUNGCLAUS et al., 2017; KAGEYAMA et al., 2018]. Les sorties du modèle climatique CESM-LME [OTTO-BLIESNER et al., 2016], composé de 12 membres, seront statistiquement descendues en échelle au pas de temps journalier sur la période 850-2004 avec le modèle SCAMP (pour des raisons de coûts de calcul) et utilisées comme forçages dans le modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT. Enfin, nous confronterons les variations de l'activité de crue simulées sur le dernier millénaire avec celles obtenues dans des travaux antérieurs à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget [JENNY et al., 2014; EVIN et al., 2019; WILHELM et al., 2022]. L'activité de crue est définie ici comme le nombre de crues par année dépassant un certain seuil en moyenne sur une période donnée.

Les simulations hydrologiques réalisées sur le dernier millénaire au pas de temps journalier à partir d'une chaîne de modélisation pour un bassin versant alpin ainsi que la comparaison des activités de crue simulées avec celle reconstituée à partir d'archives sédimentaires, en particulier pour les périodes climatiques caractéristiques relativement froides du Petit Âge Glaciaire (1450-1850) et chaudes de l'Optimum Climatique Médiéval (950-1250), constituent un exercice inédit et sont les principales valeurs ajoutées de ces travaux de thèse.

4.3. Plan du manuscrit

Le Chapitre II est consacré à la présentation géographique et hydrologique du bassin versant du Rhône amont, qui comprend de nombreux aménagements hydroélectriques ayant modifié son régime hydrologique au cours du dernier siècle. Ces différents aménagements ainsi que les règles de régulation du Léman sont détaillés. Les diverses données disponibles et nécessaires à la modélisation hydrologique sont également présentées.

Le Chapitre III présente de manière détaillée le modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT utilisé dans cette thèse. Les stratégies de calibration adoptées pour la simulation des débits du Rhône en régime hydrologique « naturel », i.e. non influencé par les différents aménagements anthropiques, sont détaillées et les résultats du calage des différents sous-bassins sont présentés. Une proposition de modélisation simplifiée du fonctionnement du Léman est également proposée.

Le Chapitre IV présente les deux types de modèles de descente d'échelle et le modèle de correction de biais utilisés dans cette thèse : (i) le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP basé sur un modèle analogue, (ii) le modèle de descente d'échelle dynamique MAR qui permet de réaliser des simulations à l'échelle régionale avec une résolution de 7 km et (iii) le modèle de correction de biais de type quantile-quantile utilisé pour la correction des scénarios météorologiques.

Le Chapitre V présente les résultats des simulations hydro-météorologiques réalisées sur le dernier siècle (1902-2009) à partir des deux chaînes de modélisation. Les variations multi-échelles (journalières, saisonnières et interannuelles) des débits ainsi que l'activité de crue sont notamment évaluées. L'intérêt (i) d'une correction des gradients altimétriques de température pour la descente d'échelle dynamique et (ii) de la prise en compte ou non de gradients altimétriques de précipitations pour la simulation des événements de crue sont également discutés.

Le Chapitre VI présente les résultats des simulations hydro-météorologiques réalisées sur le dernier millénaire (850-2004) à partir de la chaîne de modélisation composée du modèle de descente d'échelle statistique SCAMP et des sorties du modèle climatique CESM-LME. Une comparaison des activités de crue simulées et de celle reconstituée à partir des archives sédimentaires du lac du Bourget est réalisée, notamment pour les périodes climatiques du Petit Âge Glaciaire et de l'Optimum Climatique Médiéval, permettant une mise en perspective des résultats des travaux de WILHELM et al. [2022].

Le Chapitre VII synthétise les principaux résultats de ces travaux de thèse, précise les limites des deux chaînes de modélisation et propose en perspectives quelques pistes de travail susceptibles d'améliorer la simulation de l'activité de crue du bassin du Rhône amont sur le dernier millénaire.

CHAPITRE *II*

Zone d'étude et données

1. Zone d'étude

1.1. Situation géographique

Le Rhône naît des eaux de fonte du glacier du Rhône, en Suisse, à l'extrémité orientale du canton du Valais, où il prend sa source à une altitude de 2 209 m. De là, le Rhône coule vers le sud-ouest en passant par Gletsch puis coule dans la vallée de Conches. Dans cette vallée, il reçoit différents torrents de montagne tels que, sur sa rive gauche, l'Agene, le Milibach et la Minna et, sur sa rive droite, la Minstigerbach et la Wysswasser. Son parcours est d'environ 35 km jusqu'à Brigue. Peu avant d'atteindre Brigue, il reçoit les eaux de la Massa en provenance du glacier d'Aletsch, le plus grand glacier des Alpes. La vallée qu'il emprunte porte dès lors son nom, la vallée du Rhône.

Cette vallée coule tout d'abord en direction de l'ouest sur une trentaine de kilomètres jusqu'à Loèche, puis vers le sud-ouest sur une cinquantaine de kilomètres jusqu'à Martigny. La vallée du Rhône est une vallée intérieure des Alpes, parallèle à la ligne de crête des Alpes bernoises au nord et des Alpes valaisannes au sud. De ces deux massifs coulent de nombreux torrents de montagne. À Martigny, où il reçoit les eaux de la Drance sur sa rive gauche, le cours du Rhône fait un fort virage en direction du nord. En direction du Léman, il passe à Saint-Maurice dans un verrou glaciaire qui a longtemps donné à la vallée du Rhône une importance stratégique pour le contrôle des cols alpestres.

Le Rhône marque ensuite la frontière entre les cantons du Valais (rive gauche) et de Vaud (rive droite), séparant le Chablais valaisan et le Chablais vaudois. Il se jette dans le Léman à l'est du lac à proximité du Bouveret et de la réserve naturelle des Grangenttes. Sur une partie de son étendue, le Léman marque la frontière entre la France et la Suisse. Sur sa rive gauche, le Léman reçoit la Morge. Cette rivière marque la frontière entre la Suisse (Valais) et la France (Haute-Savoie). Elle

entre dans le Léman à Saint-Gingolph, village situé de part et d'autre de la frontière. Toujours sur sa rive gauche, il reçoit les eaux de la Dranse entre Thonon-les-Bains et Évian-les-Bains. Sur sa rive droite, le lac reçoit la Venoge et la Morges. Les termes de Haut-Lac (région de la Riviera vaudoise, du Chablais suisse et Lavaux), Grand-Lac (Lausanne, Évian) et Petit-Lac (entre Yvoire et Genève) sont utilisés, même si le lac ne constitue qu'une seule entité.

L'émissaire du Léman se trouve à l'ouest du lac à Genève. Le Rhône traverse ensuite la ville et le canton de Genève et entre en France à Chancy. Entre le Léman et Chancy, il reçoit les eaux de l'Arve sur sa rive gauche en provenance du massif du Mont-Blanc. À sa sortie de Suisse, il entre dans le sud du massif du Jura par le défilé de l'Écluse. À Bellegarde, il reçoit la Valserine en rive droite et oblique en direction du sud. La station hydrométrique de Bognes marque l'exutoire du bassin versant étudié (10 900 km²). Cette station se situe à Injoux-Génissiat, en France, à 46 km à l'aval de la confluence entre le Rhône et l'Arve et à 6 km à l'aval de la confluence entre le Rhône et la Valserine (Fig. II.1).

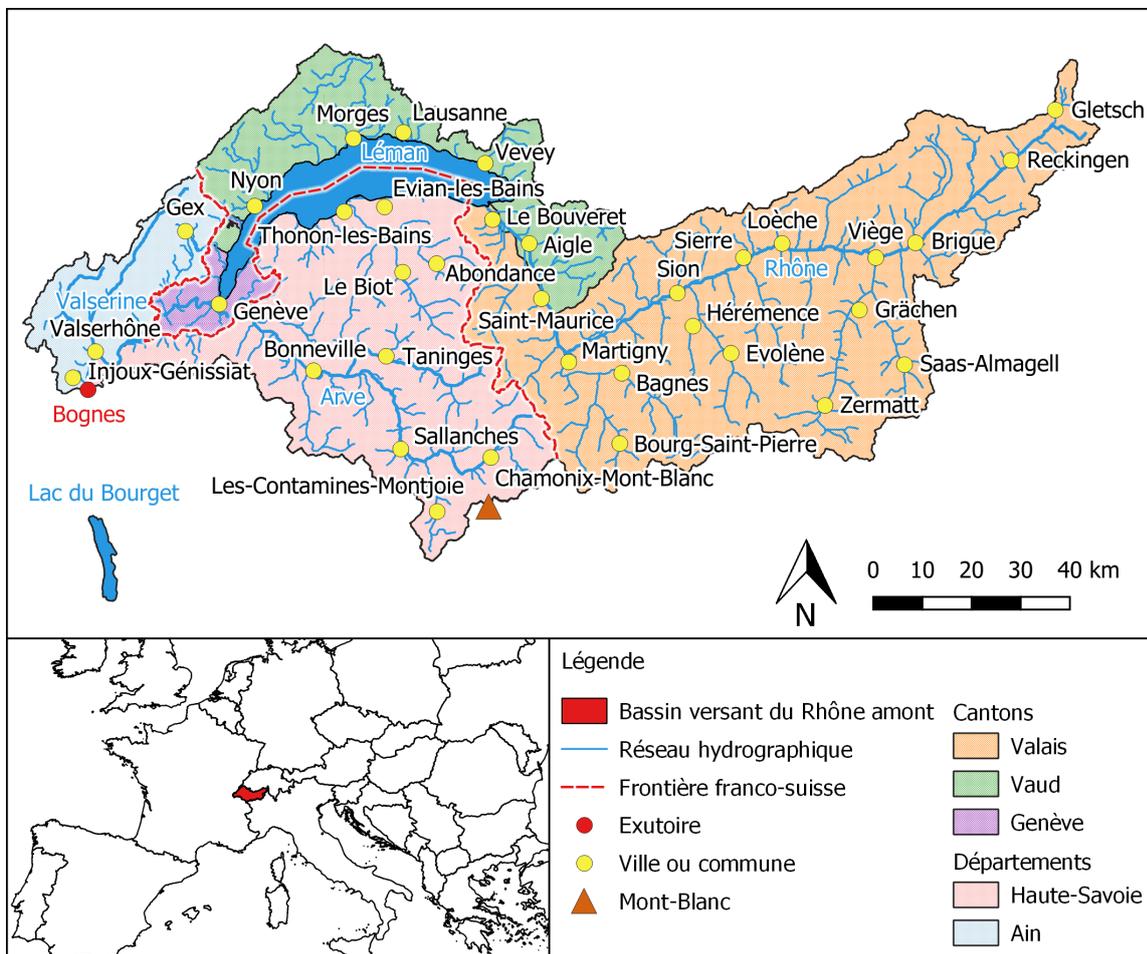


FIGURE II.1 – Situation géographique du bassin versant du Rhône amont.

Le Rhône longe ensuite le lac du Bourget auquel il est relié par le canal de Savières puis poursuit son cours en direction de l'ouest vers Lyon où il reçoit la Saône, son plus long affluent. À partir de Lyon, il coule vers le sud, entre les Alpes et le Massif central. Il reçoit les eaux de la Durance en aval de la ville d'Avignon. En amont de Beaucaire, il reçoit le Gardon. À hauteur d'Arles, il se partage en deux bras : le Grand-Rhône à l'est et le Petit-Rhône à l'ouest, entre lesquels se situe le delta de la Camargue, avant de se jeter dans la mer Méditerranée.

1.2. Régimes météorologiques

L'altitude du bassin versant du Rhône amont varie de 300 m à plus de 4 800 m au sommet du Mont Blanc. La présence de pentes raides rend cette région particulièrement exposée aux risques naturels tels que les glissements de terrain, les avalanches et les crues, qui sont fortement liés aux conditions météorologiques [BENISTON, 2006 ; RAYMOND et al., 2019]. Dans cette région, le climat est continental et la variabilité temporelle des variables météorologiques (précipitations et températures) est forte (Fig. II.2). Dans les Alpes suisses et françaises, les précipitations ont tendance, en moyenne, à augmenter avec l'altitude. Les températures dépendent fortement de l'altitude mais sont également influencées par le relief. Une topographie marquée peut en effet entraîner d'importantes discontinuités spatiales dans les champs de température.

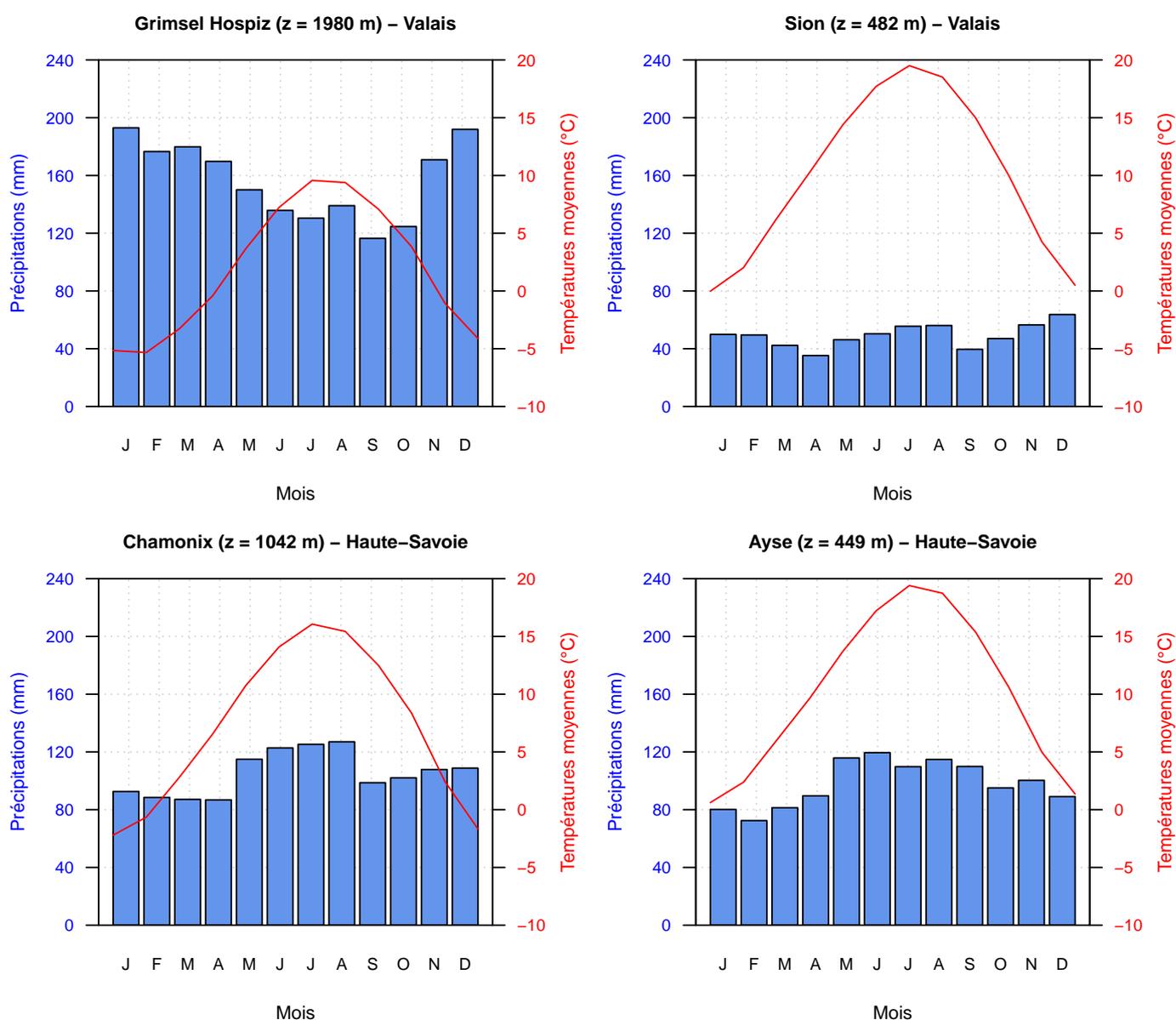
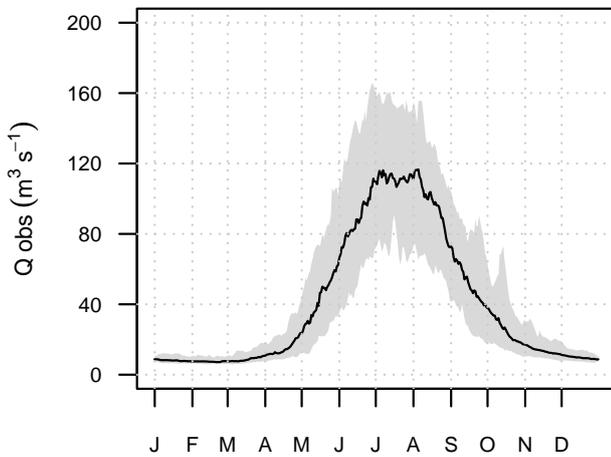


FIGURE II.2 – Exemples de régimes mensuels de précipitations et de températures moyennes observés pour 4 stations météorologiques sur la période 1961-2015. L'altitude des stations ainsi que leur localisation géographique sont indiquées.

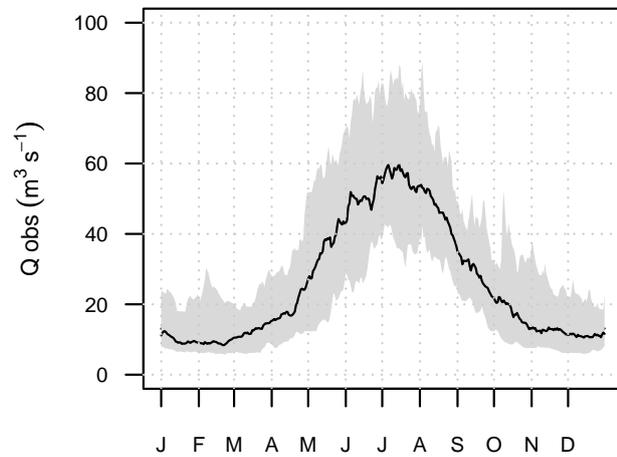
1.3. Régimes hydrologiques

Avant la confluence du Rhône et de l'Arve, le régime hydrologique du bassin versant du Rhône amont est glacio-nival : l'importante dynamique saisonnière du manteau neigeux, combinée à la contribution de la fonte des glaciers à la fin de l'été, se traduit par une forte saisonnalité du débit (Fig. II.3). Les crues sont observées au printemps en raison de la fonte des neiges et à la fin de l'été et en automne en raison de précipitations importantes, voire très importantes (e.g. situations « Binn-Simplon » ; OFEG, 2002). Le régime hydrologique du Rhône amont devient pluvio-nival en aval, avec les contributions successives des zones de plus basse altitude, en particulier celle de l'Arve. Les crues de l'Arve résultent principalement de précipitations extrêmes en automne (e.g. événements de « retour d'Est » ; METZGER, 2023).

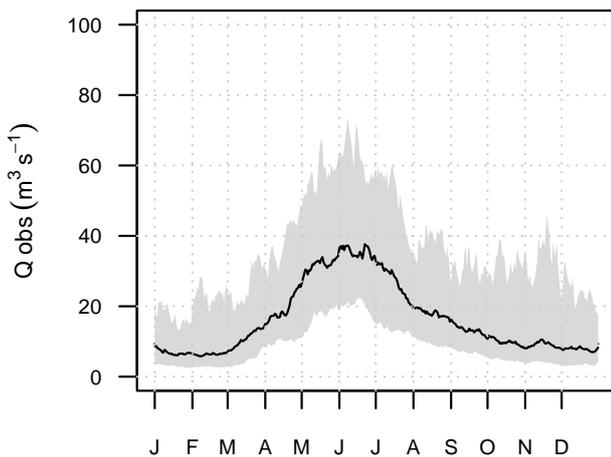
(a) Rhône@Brigue (1965–2015)



(b) Arve@Sallanches (1965–2015)



(c) Arve@Taninges (1948–2015)



(d) Arve@Genève, Bout-du-Monde (1904–2015)

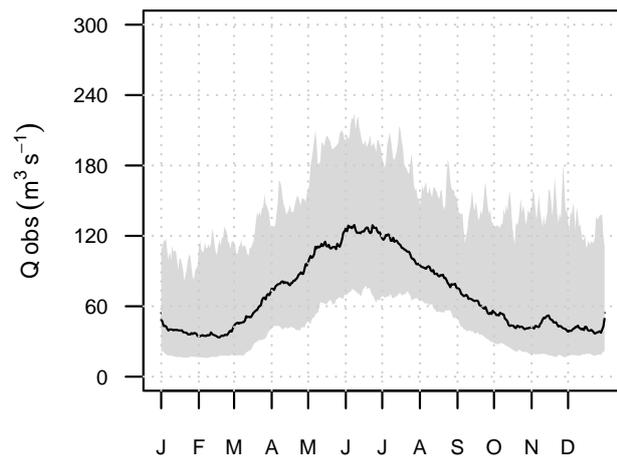


FIGURE II.3 – Exemples de régimes hydrologiques observés pour 4 stations hydrométriques sur leurs périodes respectives. Les courbes noires représentent les moyennes interannuelles et les bandes grises les intervalles de confiance à 90 %.

En amont du Léman, le régime hydrologique du Rhône est considéré comme naturel jusqu'aux années 1950, avant la construction de plusieurs grands barrages et réservoirs, principalement utilisés pour la production d'hydroélectricité et la protection contre les inondations. Les réservoirs stockent les apports dus à la fonte des neiges et des glaciers provenant des zones de haute altitude au printemps et en été pour produire de l'hydroélectricité en hiver. La capacité totale de stockage des réservoirs du bassin versant s'élève à $1200 \times 10^6 \text{ m}^3$, soit environ 20 % des précipitations annuelles du bassin versant (Fig. II.4). Depuis les années 1950, le régime hydrologique du Rhône a donc été considérablement modifié avec une saisonnalité réduite (débits plus élevés en hiver, plus faibles au printemps et en été) et des débits de crue réduits en été et en automne.

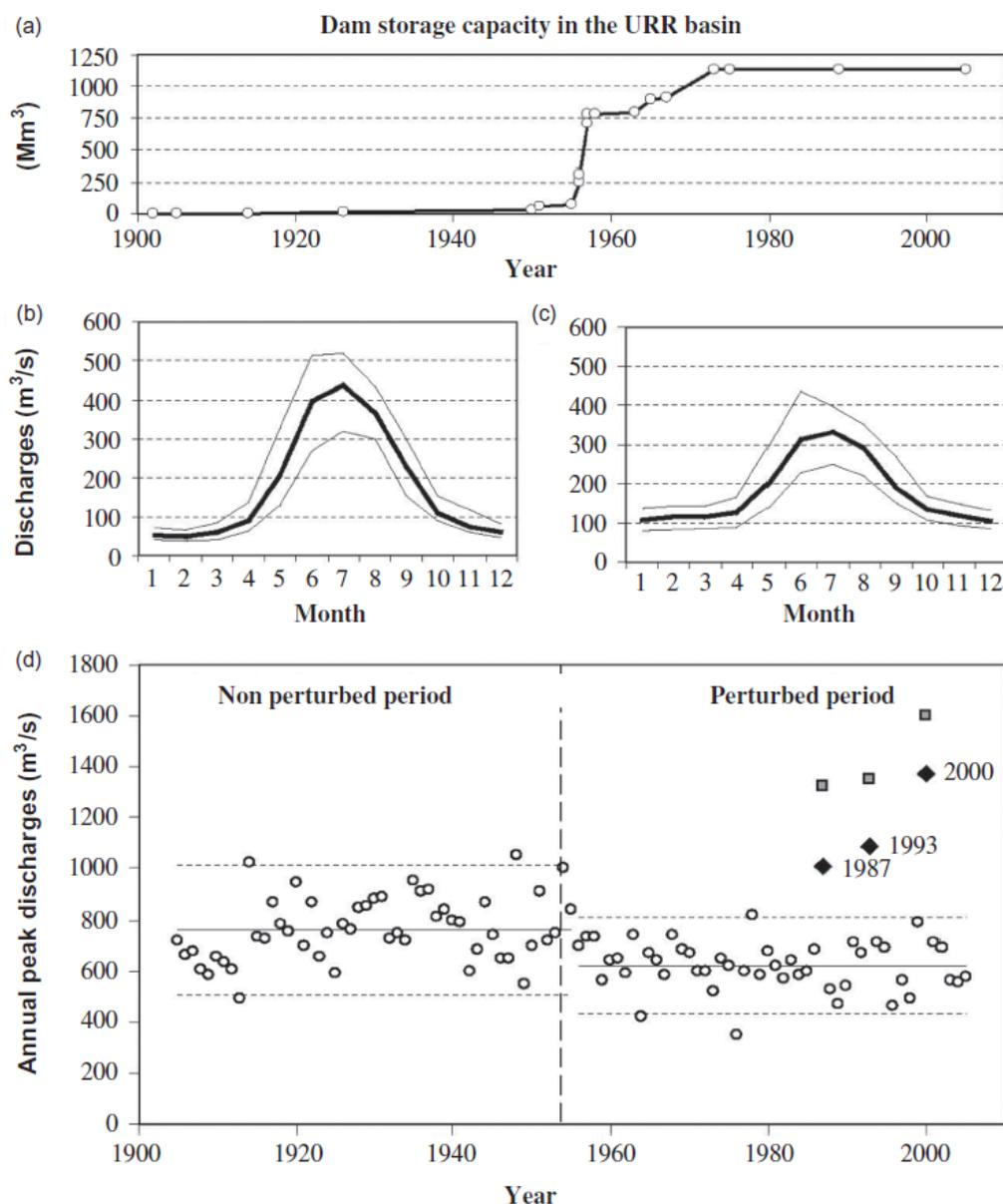


FIGURE II.4 – (a) Évolution de la capacité de stockage totale des barrages de production hydroélectrique construits dans le canton du Valais au cours de la période 1905-2005. (b) et (c) Quantiles 10, 50 et 90 % des débits mensuels moyens du Rhône à Porte-du-Scex avant et après la construction des principaux barrages (périodes 1905-1955 et 1955-2005). (d) Débits maximaux annuels du Rhône à Porte-du-Scex. Les crues 1987, 1993 et 2000 peuvent être considérées comme des crues historiques. Les losanges correspondent aux débits observés sous influence des barrages et les carrés aux estimations des débits qui auraient été observés en l'absence de barrages [OFEG, 2002]. Figure extraite et adaptée de HINGRAY et al. [2010].

1.4. Aménagements et usages de l'eau

1.4.1. Aménagements en Valais

Le Rhône a donc subi de nombreux aménagements sur sa partie amont dans les années 1950. Au cours de cette période ont notamment été construits en Valais (Tableau II.1 et Fig. II.5) :

- Le barrage de la Grande-Dixence, le barrage poids le plus massif d'Europe et le plus haut du monde avec ses 285 m. Il fait partie d'une vaste installation hydroélectrique nommée Cleuson Dixence ou Grande Dixence, d'une puissance de 2 000 MW qui l'associe notamment au barrage de Cleuson.
- Le barrage de Mauvoisin, le deuxième plus grand barrage valaisan et le plus haut barrage voûte d'Europe avec ses 250 m. Les eaux du lac de Mauvoisin, qui est un lac artificiel désormais, alimentent via des tunnels 4 centrales électriques. La puissance totale de l'installation est de 396 MW.
- Le barrage d'Émosson avec ses 180 m de hauteur. L'aménagement hydroélectrique est franco-suisse en raison de la provenance des capitaux, des lieux de pompage de l'eau ainsi que des différentes usines. Il est alimenté par des eaux du massif du Giffre et artificiellement par des eaux du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Alors que le lac et le barrage d'Émosson sont entièrement situés en Suisse, la centrale correspondante est située en France, à la frontière du Châtelard. L'exploitation des eaux est réalisée par une société binationale, Électricité d'Émosson SA. La production est proportionnelle aux volumes d'eau amenés par chaque partenaire (EDF et Alpiq) et est partagée à 50 % entre la France et la Suisse. La puissance totale de l'installation est de 900 MW.
- Le barrage de Mattmark, le plus grand barrage naturel d'Europe et connu pour la catastrophe qui s'est déroulée lors de sa construction. Le lundi 30 août 1965, à 17h15, un pan du glacier de l'Allalin s'effondre sur le chantier du barrage de Mattmark, causant la mort de 88 ouvriers, ensevelis sous 2 millions de m³ de glace, de rochers et de terre. La puissance totale de l'installation est de 259 MW.

TABEAU II.1 – Caractéristiques des principaux barrages du bassin versant du Rhône amont.

Barrage	Cours d'eau	Date	Altitude (m)	Type	Hauteur (m)	V retenue (m ³)	Puissance (MW)
Grande-Dixence	Dixence	1961	2364	poids	285	400 000 000	2000
Mauvoisin	Dranse de Bagnes	1957	1976	voûte	250	211 500 000	396
Émosson	Barberine	1974	1930	voûte	180	227 000 000	900
Mattmark	Viège de Saas	1969	2196	terre	117	101 000 000	259
Jotty	Dranse de Morzine	1949	650	voûte	54	1 140 000	18,8
Houches	Arve	1951	976	mobile	7	200 000	104
Seujet	Rhône	1995	374	poids	1,5	89 000 000 000	5,6
Génissiat	Rhône	1947	336	poids	104	56 000 000	420

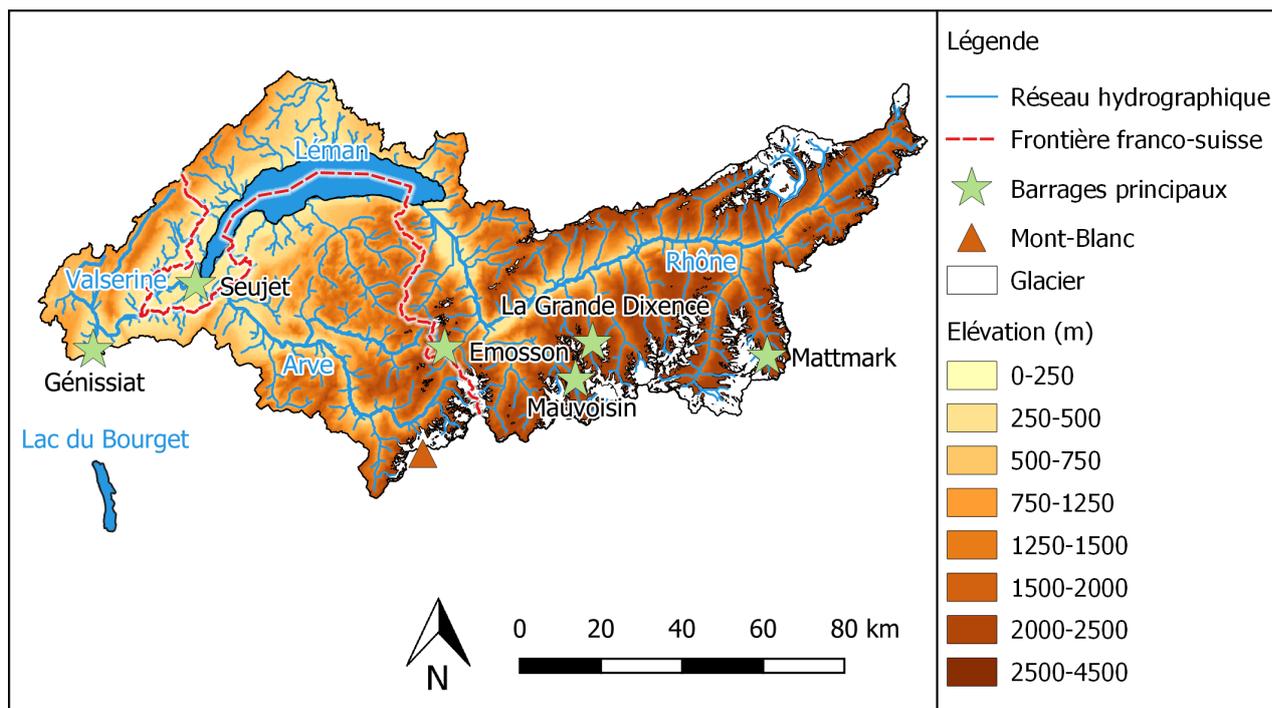


FIGURE II.5 – Caractéristiques hydrologiques du bassin versant du Rhône amont et localisation des principaux barrages ayant modifié le régime hydrologique du Rhône à partir des années 1950.

1.4.2. Aménagements en Haute-Savoie

Aménagement des Dranses

L'aménagement hydroélectrique de Bioge (EDF) est composé de 3 centrales (Bioge, Chevenoz et Bonnevaux), d'un barrage (le Jotty) et de 5 prises d'eau (Fig. II.6). Il se situe à proximité de Thonon-les-Bains et de la réserve naturelle du Delta de la Dranse en Haute-Savoie. Il assure l'exploitation, la maintenance courante et la production hydroélectrique des 3 centrales et des prises d'eau :

- La centrale de Bioge qui turbine les eaux issues du barrage du Jotty, des prises d'eaux sur le Brevon (qui alimente le barrage de Jotty), sur l'Ugine et sur la Dranse d'Abondance.
- La centrale de Chevenoz, juste en amont de la centrale de Bioge, sur la Dranse d'Abondance. Elle turbine les eaux issues de la prise d'eau du Fion.
- La centrale de Bonnevaux, sur la Dranse d'Abondance, qui turbine les eaux issues de la prise d'eau dite de « Sous le Pas ».

Le barrage du Jotty, mis en eau en 1950 sur la Dranse de Morzine, est une voûte mince en béton d'une hauteur de 54 m avec une longueur de crête de 120 m (Tableau II.1). En 1982, la Dranse de Bellevaux (Brevon) est captée pour être dérivée dans le barrage du Jotty.

Pendant les heures de faible consommation d'électricité, les eaux de la prise d'eau d'Abondance sont transférées dans le barrage du Jotty, permettant ainsi un stockage d'énergie plus important pour les heures de forte consommation. La puissance totale installée de l'aménagement s'élève à 18,8 MW.

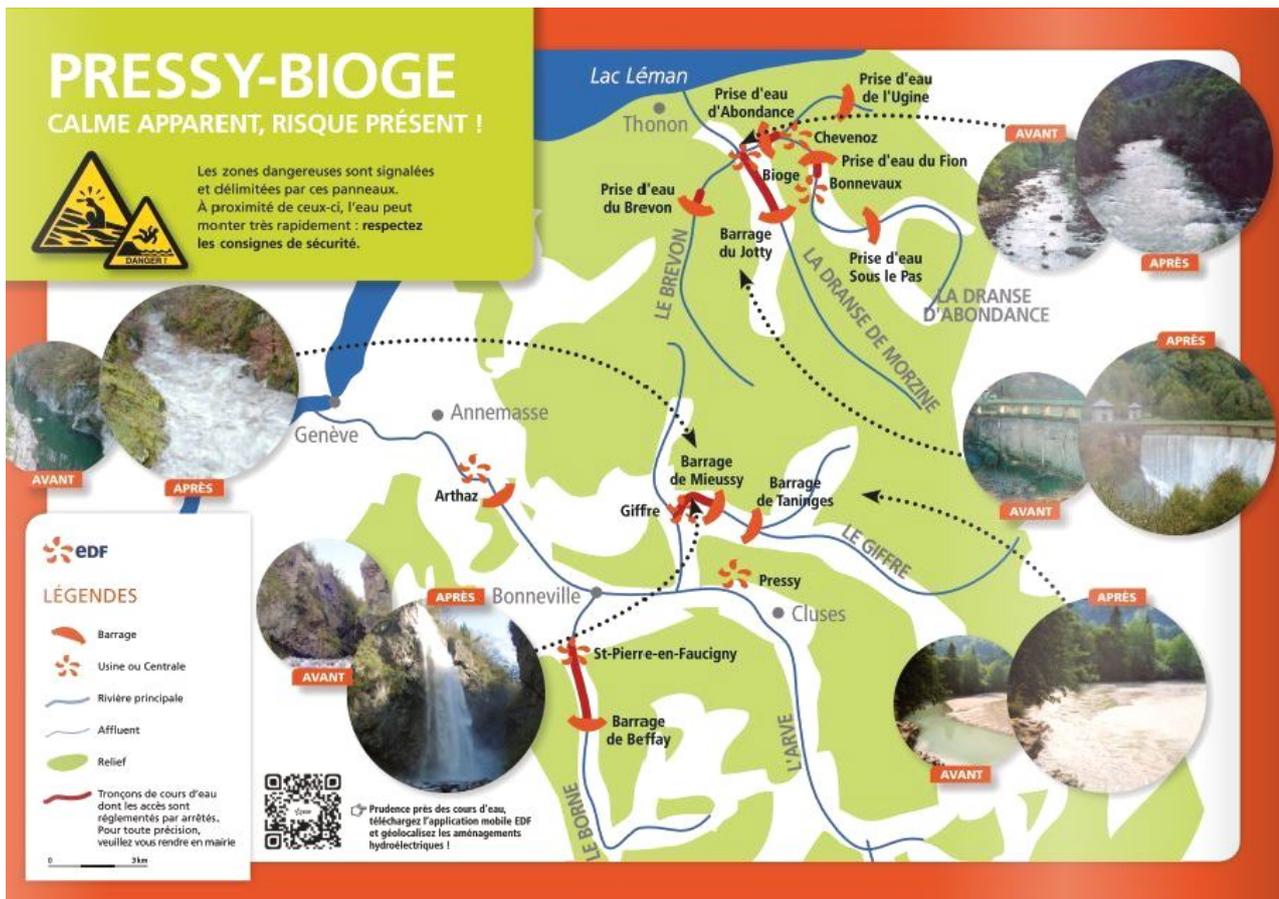


FIGURE II.6 – Plaque EDF présentant les aménagements réalisés en Haute-Savoie.

Aménagement de l'Arve

Située au pied du Mont-Blanc, la centrale au fil de l'eau de Passy est la plus puissante de Haute-Savoie. Mise en service en 1951, elle représente à elle seule les 3/4 de la production des 10 usines exploitées par EDF entre Chamonix et les Contamines-Montjoie. L'eau, provenant du bassin supérieur de l'Arve, est retenue au barrage des Houches, construit à 976 m d'altitude (Tableau II.1). L'eau emprunte alors une galerie d'amenée de 6 km, creusée dans les massifs de l'Aiguillette des Houches et de Tête Noire, franchit l'Arve grâce à un siphon aérien puis passe dans une conduite forcée de 877 m de long avant de se diriger vers la centrale de Passy en aval. Elle est ensuite turbinée par les 4 groupes de production à turbine Pelton de la centrale de Passy, d'une puissance totale de 104 MW. L'aménagement est complété par les apports d'eau de la Diosaz, un affluent de l'Arve, grâce à une galerie de dérivation qui rejoint la galerie principale.

Aménagement du Giffre

EDF exploite sur le Giffre les barrages de Taninges et de Mieussy et les centrales associées de Pressy et du Giffre (Fig. II.6) :

- La centrale hydroélectrique de Pressy comprend 2 groupes de production équipés d'une turbine Francis, pouvant turbiner $11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ chacune, soit un débit d'équipement de $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour l'aménagement. L'eau est prélevée à Taninges, au niveau de la retenue de Flérier et est

restituée à Cluses dans le bassin versant de l'Arve, court-circuitant ainsi 16 km de rivière. La puissance totale de l'aménagement s'élève à 28,4 MW.

- La centrale hydroélectrique du Giffre est une centrale au fil de l'eau et turbine l'ensemble du débit supérieur au débit réservé. Elle est équipée d'une turbine Francis, pouvant turbiner $7,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. L'eau est prélevée dans la retenue de Mieussy court-circuitant un tronçon cascading de 2 km. La retenue n'a aucune vocation de stockage et n'est utilisée qu'en prise d'eau. Une particularité de cet aménagement est d'être placée dans le tronçon court-circuité de l'aménagement de Pressy. L'aménagement du Giffre ne fonctionne donc que sur déversement à Taninges.

1.5. Régulation du Léman

1.5.1. Historique

Du temps où le Léman était libre de toute régulation, les variations du niveau du lac pouvaient atteindre plus de 2 m provoquant des inondations désastreuses sur tout le pourtour du lac [GRAND-JEAN, 1990]. Il aura fallu attendre 1884 pour qu'une convention intercantonale de régularisation soit ratifiée par les cantons riverains de Genève, Vaud et Valais, sous l'égide de la Confédération suisse. À cette époque ont été construits à Genève l'usine de la Coulouvrenière, le barrage du pont de la Machine et le dragage des deux bras du Rhône. Les objectifs précis de cette convention et les règles de régulation du lac n'ont pas été publiés.

En 1984, il a été décidé de réaliser un nouvel ouvrage de régularisation à Genève : le barrage de régularisation et usine hydroélectrique du Seujet (Fig. II.5), mis en service en 1995 (Tableau II.1). Celui-ci a pour fonctions d'assurer :

- La régularisation des niveaux du Léman.
- L'évacuation des débits de crue.
- La maîtrise des débits du Rhône afin de permettre l'écoulement des eaux de l'Arve.
- La production d'énergie électrique et la modulation des débits pour les usines hydroélectriques au fil de l'eau situées à l'aval.

La France n'est pas partie prenante dans la régularisation du Léman. Elle n'a, entre autres, jamais reconnu officiellement l'acte intercantonal, le règlement du barrage et les niveaux de régularisation. Elle a, en revanche, obtenu un « droit d'eau » dans le cadre de la réalisation du barrage franco-suisse d'Émosson. La convention internationale d'Émosson du 23 Août 1963 prévoit que le débit provenant du bassin versant français de l'Arve et qui a été détourné lors de l'aménagement suisse d'Émosson vers le Léman doit être restitué par la Suisse à la France à hauteur d'un volume annuel de 87 millions de m^3 . Stockées dans le Léman, ces « eaux d'Émosson » disponibles pour la France sont fournies par le Seujet pour maintenir la navigation, la préservation des écosystèmes et surtout le refroidissement des centrales nucléaires françaises lors des étiages sévères.

1.5.2. Règlement de 1997

Contrairement à certains règlements en vigueur sur d'autres lacs qui imposent de manière univoque les débits à lâcher selon la période de l'année et le niveau du plan d'eau, le mode de régularisation du Léman ne fixe que le niveau du lac à respecter en fonction de la période de l'année. Le Règlement sur la manœuvre de l'ouvrage de régularisation du niveau du Léman à Genève du 17 Septembre 1997 [CERCG, 1997] précise que (Fig. II.7) :

- L'ouvrage du Seujet a pour but de maintenir les eaux du lac entre les cotes 371,70 m et 372,30 m. L'abaissement hivernal à 371,70 m permet de stocker la crue de fonte estivale qui se produit généralement de fin Avril à mi-Août.
- Chaque année bissextile, le niveau du lac est abaissé à la cote 371,50 m pour une période de quatre semaines, si possible du 15 Mars au 15 Avril, pour permettre les travaux de construction et de réparation sur les rives et bords du lac.
- Le débit minimum sortant du lac est fixé à $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ du 1^{er} Mai au 30 Septembre et à $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ du 1^{er} Octobre au 30 Avril.
- Le débit maximum évacué par l'ouvrage est fixé à $550 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ sauf durant les périodes de hautes eaux du lac.

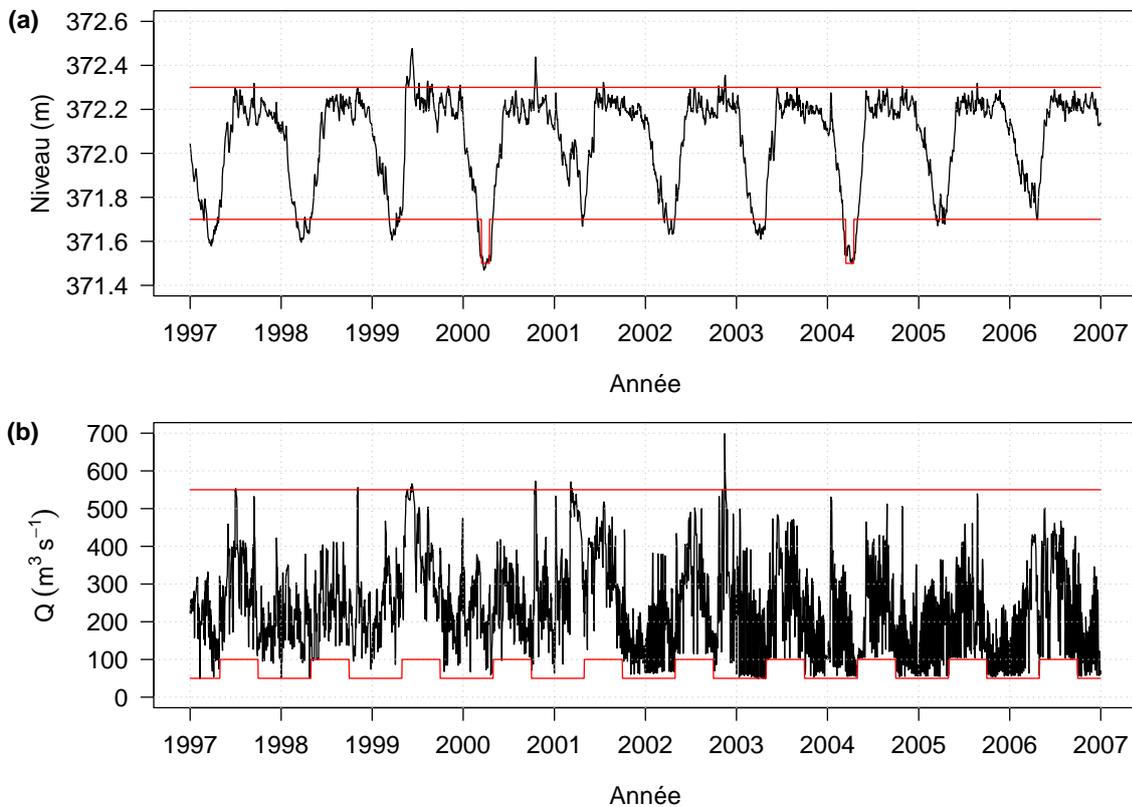


FIGURE II.7 – (a) Niveau du Léman observé et (b) débit en sortie du Léman observé à la station de Genève, Halle-de-l'Ile à partir de 1997. Les lignes rouges indiquent les niveaux/débits minimum/maximum autorisés par le Règlement de 1997.

Les données de niveau observé du Léman ont été fournies par l'Office Fédéral de l'Environnement ¹ (OFEV). Elles existent au pas de temps journalier depuis 1886.

2. Données

2.1. Données géographiques

Les premières données nécessaires à la modélisation hydrologique des bassins versants de montagne sont les données de terrain. Elles comprennent les données de surface, d'altitude et de pente mais aussi les données relatives aux glaciers. Nous avons utilisé le jeu de données de 2015 du « Global Land Ice Measurements from Space » [GLIMS, 2015]. Selon ce jeu de données, les glaciers couvraient 17 % du bassin versant en amont du Léman et 10 % de l'ensemble du bassin versant en 2015. Chaque partie du bassin versant du Rhône amont, couverte ou non par un glacier, a ensuite été caractérisée par sa courbe hypsométrique à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de 90 m de résolution.

2.2. Données météorologiques

2.2.1. Données de précipitations et de températures moyennes

La densité des stations météorologiques couvrant le bassin versant du Rhône amont est assez élevée. Les stations sont suivies par la Confédération suisse, par les cantons ou par différents opérateurs privés (barragistes). Les données météorologiques sont disponibles au pas de temps journalier du 1^{er} Janvier 1961 au 31 Décembre 2015 pour 62 pluviomètres et 39 stations thermométriques. Pour certaines stations, les séries de précipitations et de températures moyennes étaient incomplètes et les données manquantes ont dû être reconstituées. Les pourcentages de données manquantes s'élevaient respectivement à 3,4 % et 24,9 % pour les précipitations et les températures moyennes sur la période 1961-2015 (Fig. II.8 et II.9). Les données météorologiques ont été fournies par l'OFEV pour la partie suisse et Météo France ² pour la partie française.

Pour reconstituer les données de températures moyennes T d'une station S , nous avons considéré les trois stations les plus proches de la station S . Nous avons conservé ces trois stations (i) si chacune d'entre elles possédait des données disponibles sur la période à reconstituer et (ii) si les coefficients de détermination R^2 des régressions linéaires simples (entre chaque station possédant des données et la station S à reconstituer pour la date visée) étaient satisfaisants (supérieurs à 0,8). Dans le cas contraire, nous avons considéré une ou plusieurs stations plus éloignées de la station S satisfaisant ces critères. Ainsi, nous avons d'abord calculé les coefficients affectés à chaque station a , b et c ainsi que la constante d de la régression linéaire multiple ci-dessous à partir d'une période de données commune :

$$T_{\text{station } S} = a \times T_{\text{station } 1} + b \times T_{\text{station } 2} + c \times T_{\text{station } 3} + d \quad (\text{II.1})$$

1. <https://www.bafu.admin.ch/bafu/fr/home/etat/donnees.html>

2. <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>

Puis, nous avons appliqué la régression linéaire multiple pour reconstituer les données sur la période de données manquantes. Nous avons évalué la qualité des régressions linéaires multiples à partir des coefficients de détermination R^2 . Les R^2 sont globalement excellents pour les températures moyennes puisque le R^2 moyen vaut 0,97 et que le R^2 minimum vaut 0,83.

Pour reconstituer les données de précipitations P d'une station S , nous avons appliqué la même méthodologie que pour les températures moyennes à la différence près que nous avons supprimé la constante d des régressions linéaires multiples. En effet, dans le cas de précipitations nulles pour les trois stations utilisées pour la reconstitution, les précipitations de la station S doivent nécessairement être nulles. Ainsi, les régressions linéaires multiples s'expriment de la manière suivante :

$$P_{\text{station } S} = a \times P_{\text{station } 1} + b \times P_{\text{station } 2} + c \times P_{\text{station } 3} \quad (\text{II.2})$$

où a , b et c sont les coefficients affectés à chaque station.

Nous avons également évalué la qualité des régressions linéaires multiples à partir des coefficients de détermination R^2 . Les R^2 sont moins bons pour les précipitations que pour les températures moyennes mais ils restent globalement satisfaisants puisque le R^2 moyen vaut 0,85.

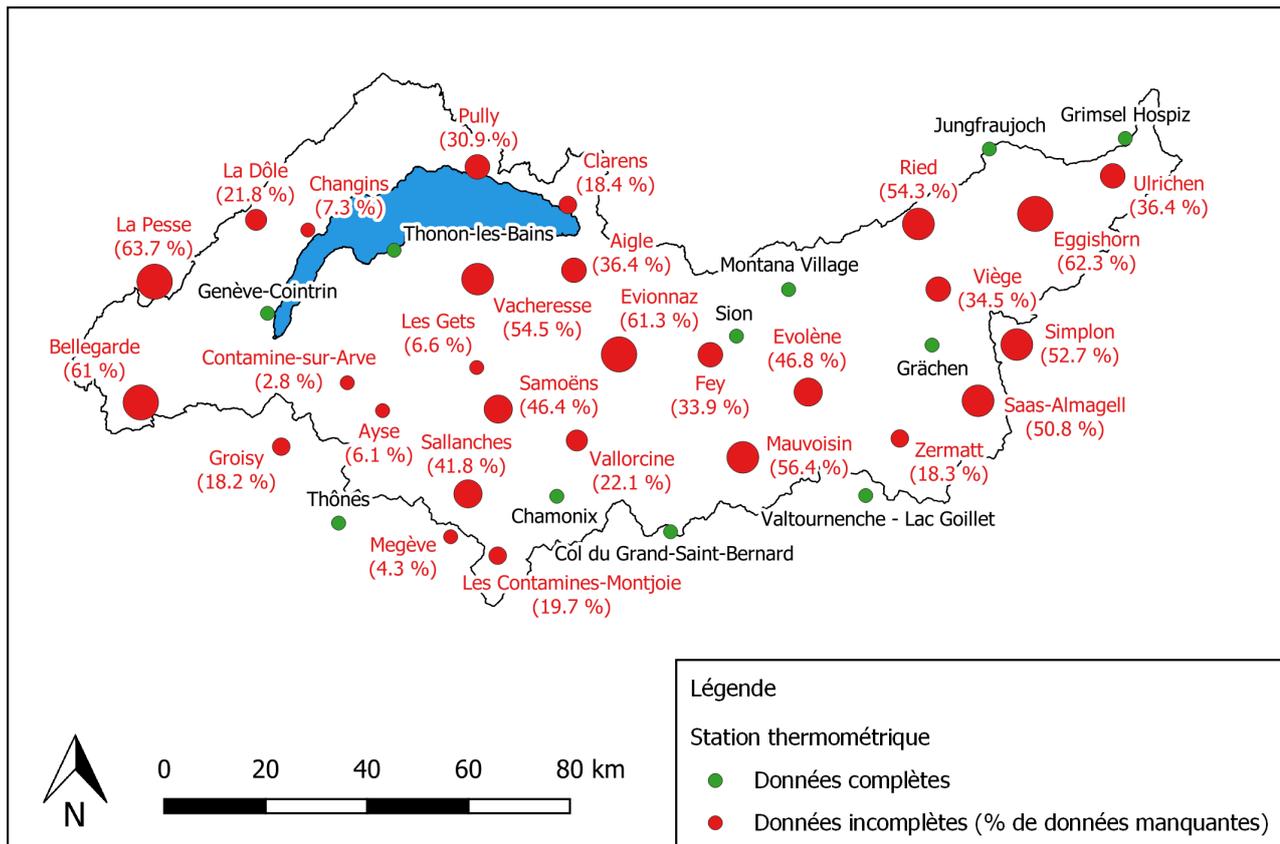


FIGURE II.8 – Carte des stations thermométriques avec des données (complètes ou incomplètes) de températures moyennes journalières sur la période 1961-2015.

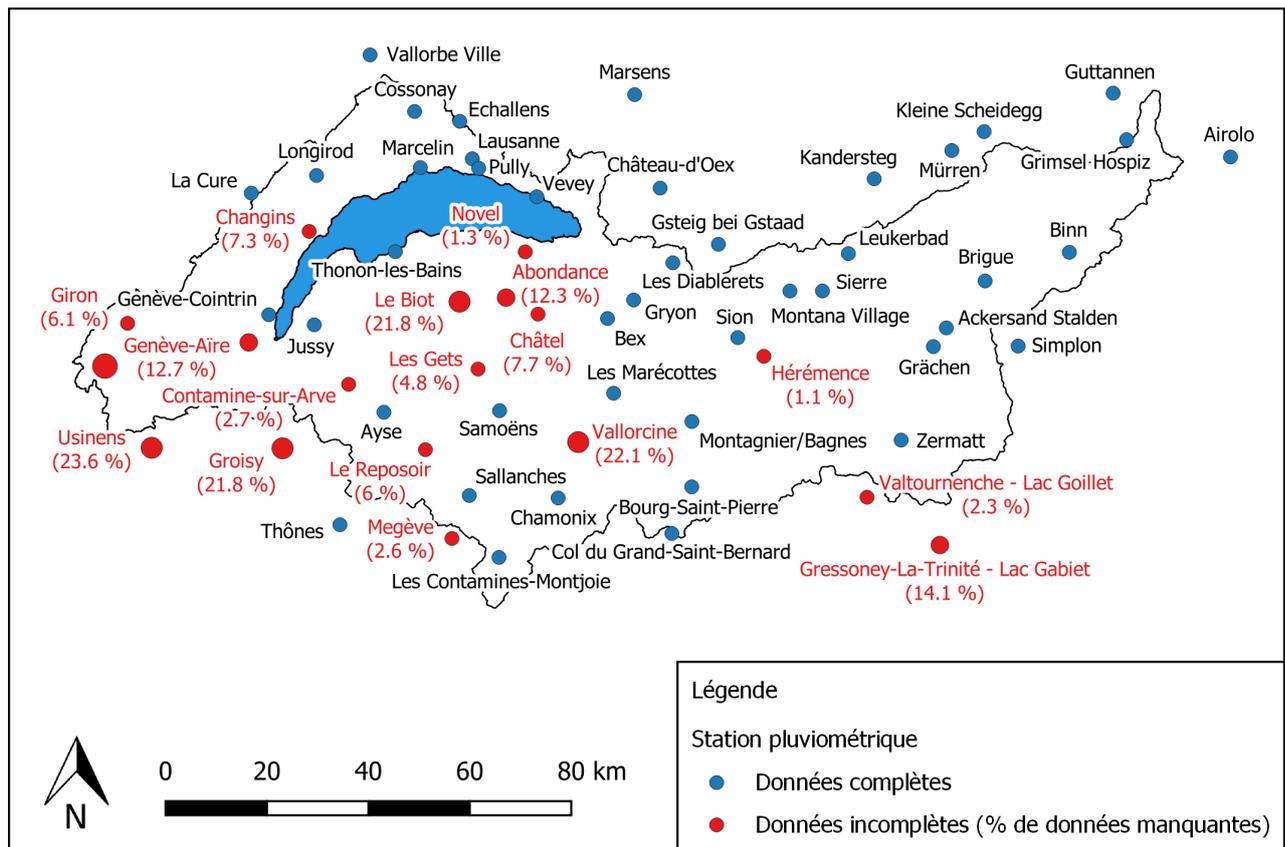


FIGURE II.9 – Carte des stations pluviométriques avec des données (complètes ou incomplètes) de précipitations journalières disponibles sur la période 1961-2015.

2.2.2. Données d'évapotranspiration potentielle

Le modèle hydrologique utilisé par la suite nécessite, en plus des données de précipitations et de températures moyennes, des données d'évapotranspiration potentielle (ETP) au pas de temps journalier. Pour le bassin versant du Rhône amont, il n'existe pas de données d'ETP disponibles au pas de temps journalier. Il en existe cependant au pas de temps mensuel. Comme l'ETP varie avec la température, nous avons cherché à construire un modèle d'ETP fonction de la température au pas de temps journalier à partir de données au pas de temps mensuel (Chap. III, Sect. 1.4.2).

Pour cela, nous avons utilisé les données mensuelles d'ETP et de température du CRU¹ (« Climatic Research Unit ») produites à une résolution de 0,5° sur la période 1900-2010. Les valeurs d'ETP ont été calculées à partir d'une variante de la formule de Penman-Monteith [HARRIS et al., 2014]. Celle-ci définit l'évapotranspiration d'un gazon court (0,12 m de hauteur), bien alimenté en eau, de résistance de surface égale à 70 s m⁻¹ et d'albédo de surface égal à 0,23. Les mesures des variables météorologiques ont été réalisées à 2 m au-dessus du sol sauf pour le vent (10 m). La formule d'ETP utilisée est la suivante :

$$ETP = \frac{0,408 \times \Delta \times (R_n - G) + \gamma \times \frac{900}{T+273,16} \times U_2 \times (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \times (1 + 0,34 \times U_2)} \quad \text{où} \quad U_2 = U_{10} \times \frac{\ln(128)}{\ln(661,3)} \quad (\text{II.3})$$

1. <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>

où :

- ETP [mm j^{-1}] est l'évapotranspiration de référence.
- R_n [$\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$] est le rayonnement net à la surface du sol.
- G [$\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$] est le flux de chaleur dans le sol.
- T [$^{\circ}\text{C}$] est la température moyenne à 2 m.
- U_2 [m s^{-1}] est la vitesse du vent à 2 m calculée à partir de la vitesse du vent à 10 m U_{10} [m s^{-1}].
- $e_s(T)$ [kPa] est la pression de vapeur saturante.
- $e_a(T)$ [kPa] est la pression de vapeur actuelle.
- Δ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] est la pente de la courbe de saturation.
- γ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] est la constante psychrométrique.

2.3. Données hydrométriques

Des données de débits moyens journaliers sont disponibles pour 10 stations hydrométriques pour le bassin versant du Rhône amont (Fig. II.10). Les périodes de données disponibles dépendent des stations (Fig. II.11). Certaines stations comme Porte-du-Scex sur le Rhône et Genève, Bout-du-Monde sur l'Arve possèdent jusqu'à un siècle de données. Les données de débits proviennent de l'OFEV pour la partie suisse et de l'HydroPortail¹ (anciennement Banque Hydro) pour la partie française.

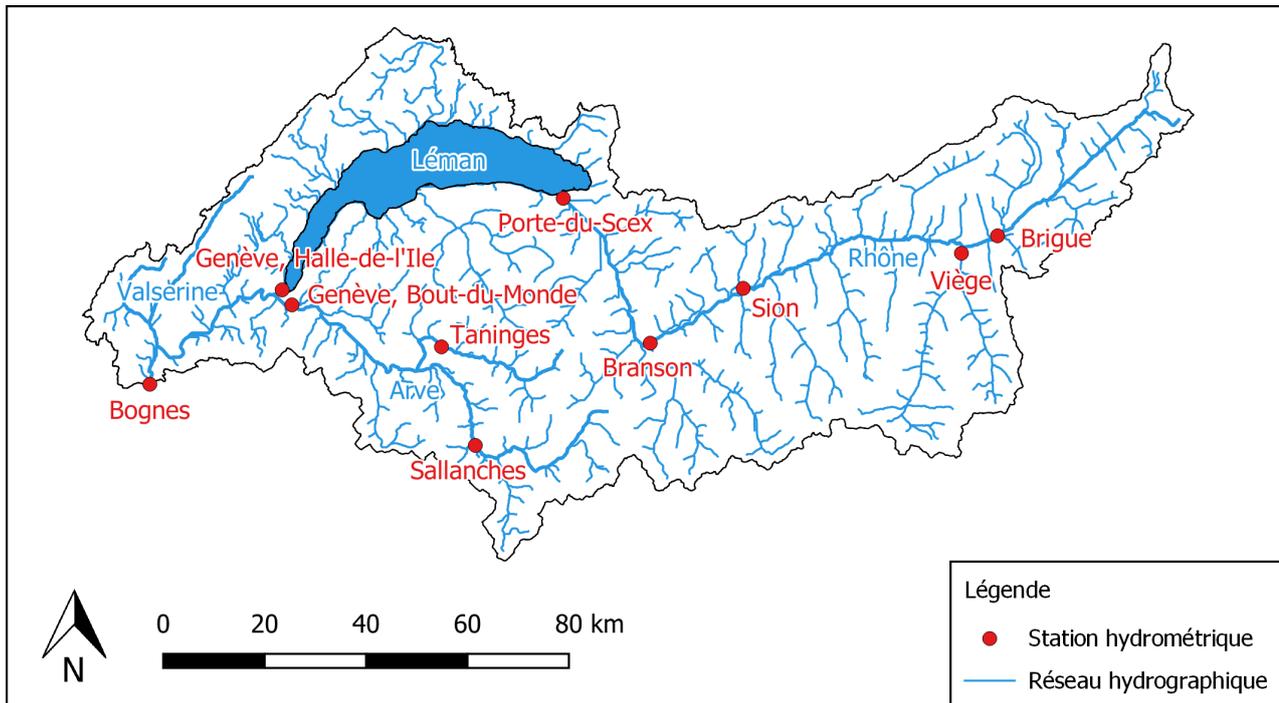


FIGURE II.10 – Carte des stations hydrométriques avec des données de débits journaliers.

1. <https://hydro.eaufrance.fr/>

Pour certaines stations, les débits observés ne sont pas « naturels » sur toute la période de données disponibles. Ils peuvent contenir des influences anthropiques non climatiques, telles que celles liées à la présence de barrages, ce qui est le cas dans le canton du Valais. Nous considérons par contre que les aménagements réalisés en Haute-Savoie ne sont pas assez importants pour modifier de manière significative le régime hydrologique de l'Arve. Enfin, le régime hydrologique du Rhône observé à Bognes est considéré comme naturel jusqu'en Décembre 1947 uniquement, date de fin des travaux du barrage de Génissiat, situé juste en amont de la station de Bognes (Fig. II.5 et Tableau II.1).

Il est important que noter que les données météorologiques étant disponibles sur la période 1961-2015, il n'existe pas de données de précipitations et de températures moyennes observées concomitantes aux données de débits observés en régime hydrologique naturel pour certains bassins.

	1900			2015
Rhône@Brigue				1965
Rhône@Viège		1922	1963	
Rhône@Sion		1916	1956	
Rhône@Branson			1941 1956	
Rhône@Porte-du-Scex		1905	1956	
Rhône@Genève, Halle-de-l'Île		1923	1956	
Arve@Sallanches				1965
Arve@Taninges			1948	
Arve@Genève, Bout-du-Monde		1904		
Rhône@Bognes		1920	1947	

FIGURE II.11 – Données hydrométriques. Les périodes pour lesquelles des données de débits moyens journaliers sont disponibles sont indiquées en vert. Les parties hachurées indiquent les périodes pour lesquelles le régime hydrologique du Rhône est modifié de manière significative par la présence de barrages.

2.4. Données atmosphériques

Les réanalyses atmosphériques ont pour objectifs de décrire, pour les décennies passées, l'état de l'atmosphère, les centres d'action ainsi que leurs variations et leurs évolutions dans le temps. Dans cette thèse, nous utilisons la réanalyse atmosphérique ERA-20C [POLI et al., 2016] produite par l'ECMWF¹ (« European Centre for Medium-Range Weather Forecasts »). Cette réanalyse atmosphérique fournit des données comme les hauteurs des géopotentiels à 1000 hPa et 500 hPa, la vitesse verticale du vent à 600 hPa, la température à 2 m, les précipitations de grande échelle, etc, au pas de temps 6 h sur la période 1900-2010.

1. <https://www.ecmwf.int/>

La réanalyse ERA-20C assimile des observations de pression au niveau de la mer et de vent marin de surface en utilisant une technique d'assimilation 4D-Var. Elle est forcée par la température de surface de la mer, la couverture de glace de mer, le rayonnement solaire et la composition de l'atmosphère (aérosols troposphériques et stratosphériques, ozone et gaz à effet de serre). Les produits ERA-20C décrivent l'évolution spatio-temporelle de l'atmosphère (sur 91 niveaux verticaux, entre la surface et 0,01 hPa), de la surface terrestre (sur 4 couches de sol) et des vagues océaniques (sur 25 fréquences et 12 directions). La résolution horizontale est de 1,25°. Le bassin versant du Rhône amont est ainsi couvert par 8 mailles de la réanalyse ERA-20C.

2.5. Données climatiques

2.5.1. Les projets CMIP6-PMIP4

Les projets CMIP6-PMIP4 (« Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 - Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase 4 ») visent à coordonner et à rassembler des simulations climatiques provenant de nombreux centres de recherche dans le monde entier. Toutes ces simulations suivent un ensemble de règles communes afin d'être comparables entre elles. Ces simulations fournissent un cadre pour comparer les changements climatiques anthropiques actuels et futurs avec les variations naturelles passées du climat. Des simulations sur 5 périodes différentes ont été conçues pour répondre aux objectifs des projets CMIP6-PMIP4 :

- Le millénaire précédant l'ère industrielle (« past1000 »).
- Le milieu de l'Holocène, il y a 6 000 ans (« midHolocene »).
- Le dernier maximum glaciaire, il y a 21 000 ans (« Last Glacial Maximum » ou « lgm »).
- La dernière période interglaciaire, il y a 127 000 ans (« Last Interglacial » ou « lig127k »).
- La période chaude du milieu du Pliocène, il y a 3,2 millions d'années (« mid-Pliocene Warm Period » ou « midPliocene-eoi400 »).

Une description détaillée des projets CMIP6-PMIP4 et des simulations climatiques associées à ces 5 périodes sont fournies dans un ensemble de publications complémentaires : EYRING et al., 2016 ; HAYWOOD et al., 2016 ; JUNGCLAUS et al., 2017 ; OTTO-BLIESNER et al., 2017 ; KAGEYAMA et al., 2017, 2018.

En particulier, le millénaire précédant l'ère industrielle (850-1849) est une période bien documentée (« Past Global Changes, Floods Working Group¹ ») concernant les changements climatiques aux échelles décennales et centennales avec des périodes contrastées telles que l'Anomalie Climatique Médiévale et le Petit Âge Glaciaire. Cette période se caractérise par des variations des forçages solaires, volcaniques et orbitaux, qui ont agi dans des conditions climatiques similaires à celles d'aujourd'hui. Les simulations couvrant le millénaire préindustriel (850-1849) sont complétées par des simulations historiques (1850 à 2014) suivant le protocole CMIP6.

1. <http://pastglobalchanges.org/ini/wg/floods/intro>

2.5.2. Choix du modèle CESM-LME

Dans les expériences climatiques, un enjeu consiste à estimer la part des évolutions simulées qui relève de la variabilité forcée (i.e. la réponse climatique du modèle considéré à différents forçages naturels ou anthropiques) et la part qui relève de la variabilité interne. Séparer ces deux composantes est souvent difficile, en particulier lorsque les fluctuations associées à la variabilité interne sont importantes comparées aux évolutions de la réponse climatique [e.g. HINGRAY et al., 2019].

Pour ce faire, les modélisateurs du climat effectuent généralement des simulations d'ensembles, i.e. plusieurs simulations avec un même modèle de climat. Les différentes simulations ne se différencient que par de faibles variations de leurs conditions initiales. Chaque simulation ou « membre » représente une réalisation potentielle du climat. Une moyenne de ces simulations d'ensembles permet alors d'isoler la variabilité forcée de la variabilité interne et d'obtenir les tendances du système climatique sur de longues périodes.

La dispersion entre les membres d'un ensemble permet d'estimer la variabilité interne du climat dans le monde du modèle. Comme différents modèles de climat produisent a priori à des réponses climatiques différentes pour un même scénario d'émission, la dispersion entre les réponses climatiques de différents modèles donne l'incertitude modèle, qui traduit l'incertitude de la réponse forcée (Fig. II.12). Nous avons choisi le modèle climatique CESM-LME car il possède plusieurs membres contrairement aux autres modèles climatiques disponibles pour le dernier millénaire.

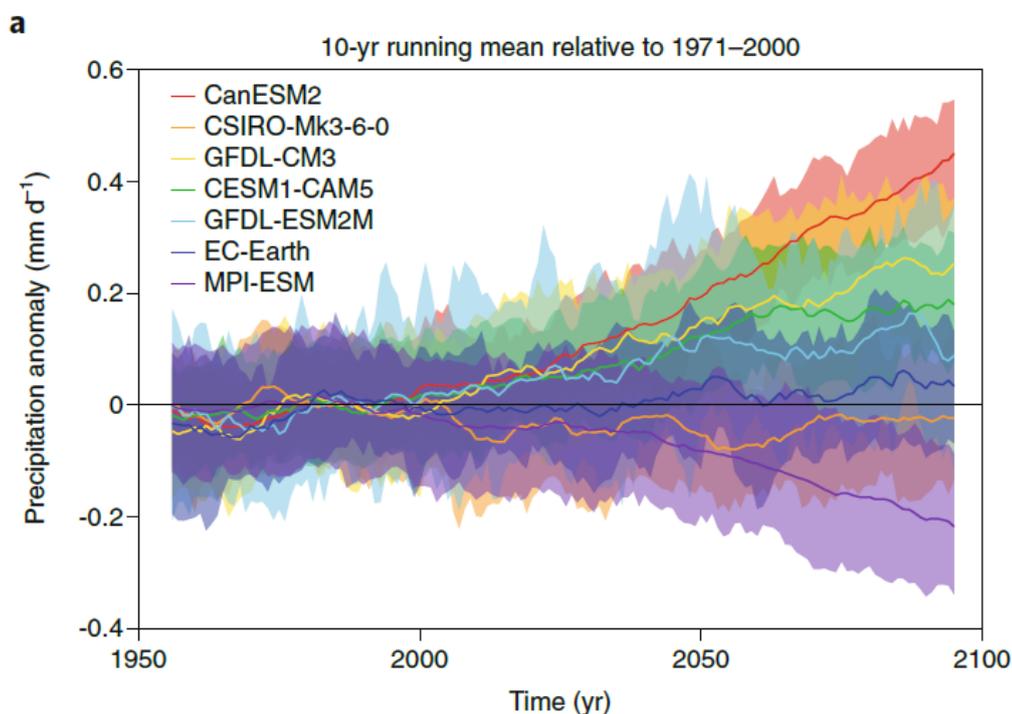


FIGURE II.12 – Illustration de simulations d'ensembles. (a) Anomalies de précipitations annuelles moyennes [mm j^{-1}] du bassin Supérieur du fleuve Colorado par rapport à la période de référence 1971-2000 pour 7 modèles climatiques. Les lignes représentent les moyennes d'ensembles et les bandes de couleur les intervalles 5% - 95% des membres de chaque ensemble. Figure extraite et adaptée de DESER et al. [2020].

2.5.3. Le modèle climatique CESM-LME

Le CESM¹ (« Community Earth System Model ») est un modèle climatique couplé permettant de simuler le système climatique. Composé de quatre modèles distincts simulant simultanément l'évolution de l'atmosphère, de l'océan, de la surface terrestre et de la glace de mer, et d'un coupleur central, le CESM permet aux chercheurs de mener des recherches fondamentales sur les états climatiques passés, présents et futurs de la Terre. Le CESM succède au CCSM (« Community Climate System Model »), en particulier la version 4 (CCSMv4; LANDRUM et al., 2013), qui a fourni la composante atmosphérique initiale du CESM.

Dans le cadre des projets CMIP5-PMIP3 qui ont précédé les projets CMIP6-PMIP4, le groupe de travail sur le paléoclimat du CESM au NCAR (« National Center for Atmospheric Research ») a mené une série d'expériences communautaires sur le dernier millénaire, appelées « Last Millennium Ensemble » (LME) [OTTO-BLIESNER et al., 2016]. Le modèle CESM-LME est composé de 12 membres et utilise le « Community Atmosphere Model version 5 » (CAM5) pour l'atmosphère, le « Parallel Ocean Program version 2 » (POP2) pour l'océan, le « Community Land Model version 4 » (CLM4) pour la surface terrestre et le « Community Ice Code » (CICE4) pour la glace de mer [HURRELL et al., 2013]. La résolution du modèle est d'environ 2° pour l'atmosphère et la surface terrestre et 1° pour l'océan et la glace de mer.

Les simulations du CESM-LME sont influencées par des forçages naturels (orbitaux, solaires, volcaniques) et anthropiques (gaz à effet de serre, ozone, aérosols, utilisation des sols), soit ensemble, soit individuellement (SCHMIDT et al., 2011, 2012). Les seules différences entre les membres de l'ensemble sont dues à des perturbations des conditions atmosphériques initiales. Les simulations s'étendent sur le dernier millénaire (850-1849) et sur la période historique (1850-2005). Les sorties du modèle telles que la pression au niveau de la mer, la hauteur du géopotential à 500 hPa, l'humidité spécifique à 850 hPa, la température à 850 hPa, la température moyenne à 2 m, etc, sont disponibles au pas de temps mensuel, journalier et 6 h. Ces données sont archivées sur le site de données climatiques du NCAR² sous forme de séries chronologiques à variable unique.

2.6. Données paléohydrologiques

Lors des plus fortes crues du Rhône, l'augmentation importante et brutale du débit entraîne le transport de matériaux détritiques vers le lac du Bourget, via le canal de Savière (Fig. II.13), où ils forment des dépôts caractéristiques tant d'un point de vue granulométrique que géochimique (voir la revue de SABATIER et al., 2022, pour plus de détails). La datation de ces dépôts, à partir des radioéléments de courtes périodes pour le dernier siècle [BRUEL & SABATIER, 2020] et du Carbone 14 pour les derniers millénaires [BLAAUW, 2010], permet de reconstituer avec une relative précision l'occurrence des crues. Dans certains cas, il est également possible de reconstituer l'intensité des crues à partir d'analyses granulométriques ou de l'épaisseur des dépôts [WILHELM et al., 2022].

1. <https://www.cesm.ucar.edu/>

2. <https://www.earthsystemgrid.org/>

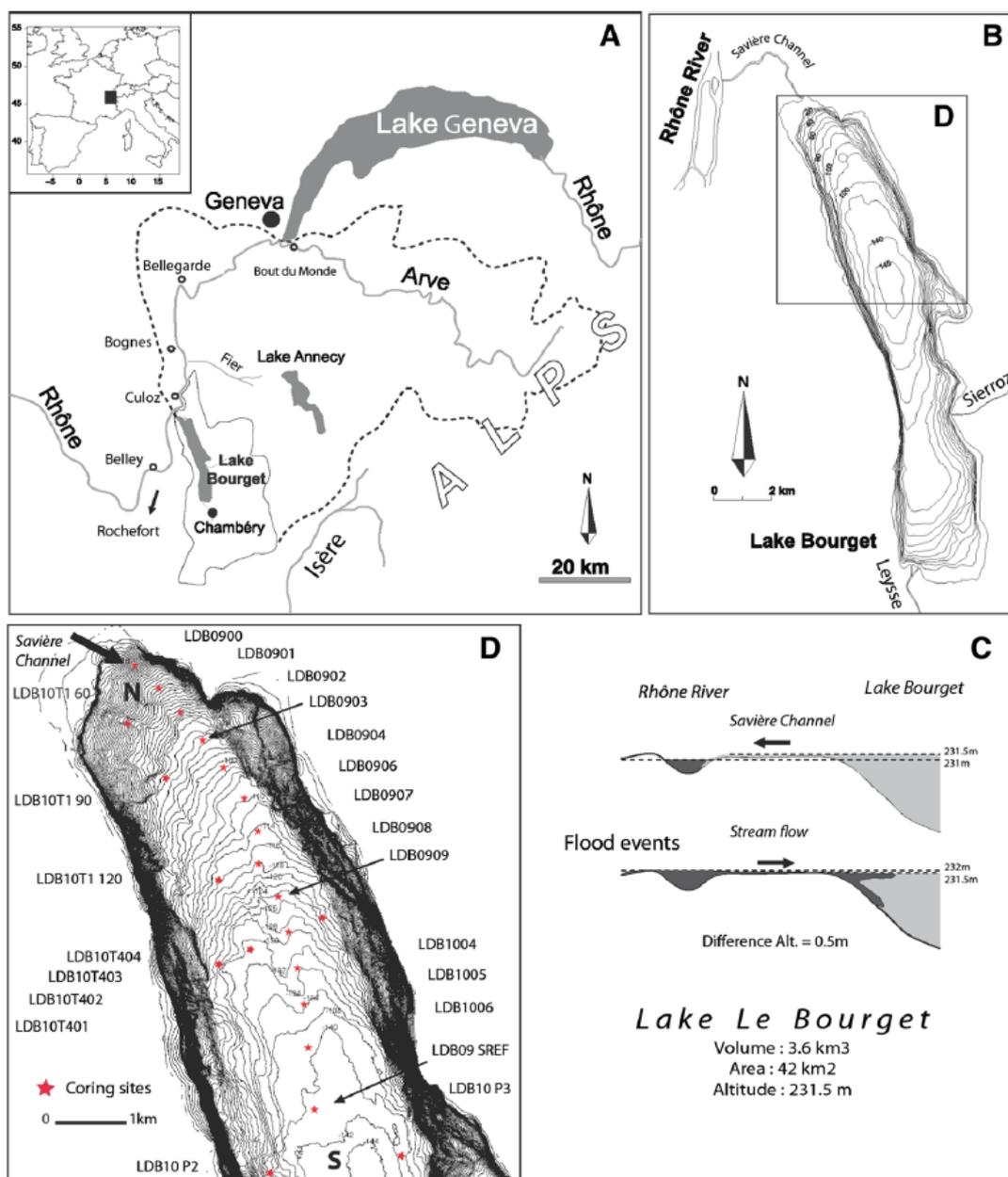


FIGURE II.13 – (A) Localisation du bassin versant du lac du Bourget. (B) Principaux affluents (Rhône, Leyss et Sieroz) et effluents (Rhône) du lac du Bourget. (C) Le canal de Savière s'écoule généralement du lac du Bourget vers le Rhône mais l'écoulement est inversé lors des fortes crues du Rhône. (D) Bathymétrie et localisation des carottes dans la Partie Nord du lac. Figure extraite et adaptée de JENNY et al. [2014].

JENNY et al. [2014] ont d'abord pu reconstituer les volumes de sédiments déposés dans le lac du Bourget lors des crues des 400 dernières années à partir de l'étude et de la corrélation à haute résolution d'un ensemble de 24 carottes sédimentaires réparties dans la partie Nord du lac (Fig. II.13). Les auteurs ont pu ainsi démontrer que les volumes de sédiments reconstitués sont corrélés aux débits de crue maximaux du Rhône sur la période 1853-2010. Cette corrélation suggère également que l'augmentation des digues et des barrages sur le Rhône au cours des 150 dernières années n'a pas affecté de manière significative le transport des sédiments lors des plus fortes crues. Sur la base de cette relation, la fréquence et l'intensité des crues du Rhône ont pu être reconstituées au cours des 400 dernières années.

Une mission de carottage en 2017 a ensuite permis de prélever 10 carottes longues (d'environ 3 m) stratégiquement placées afin de tenter de reconstituer une chronique de crues sur les dernières 2000 années [WILHELM et al., 2022]. Etant donné le nombre limité de carottes, il n'a pas été possible de reconstituer le volume de sédiments déposés par événement et, par conséquent, de remonter à l'estimation de l'intensité de chaque événement de crue comme cela a été fait par JENNY et al. [2014]. En revanche, tous les dépôts de crue ont pu être identifiés et datés.

Ainsi, l'activité de crue du Rhône a pu être reconstituée sur le dernier millénaire. L'activité de crue est définie ici comme le nombre de crues par année dépassant un certain seuil en moyenne sur une période donnée. Le nombre de crues reconstituées dépassant ce seuil ($1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ d'après JENNY et al., 2014) a donc été comptabilisé par année puis une moyenne mobile de 31 ans a été appliquée afin d'obtenir la courbe de la Figure II.14.

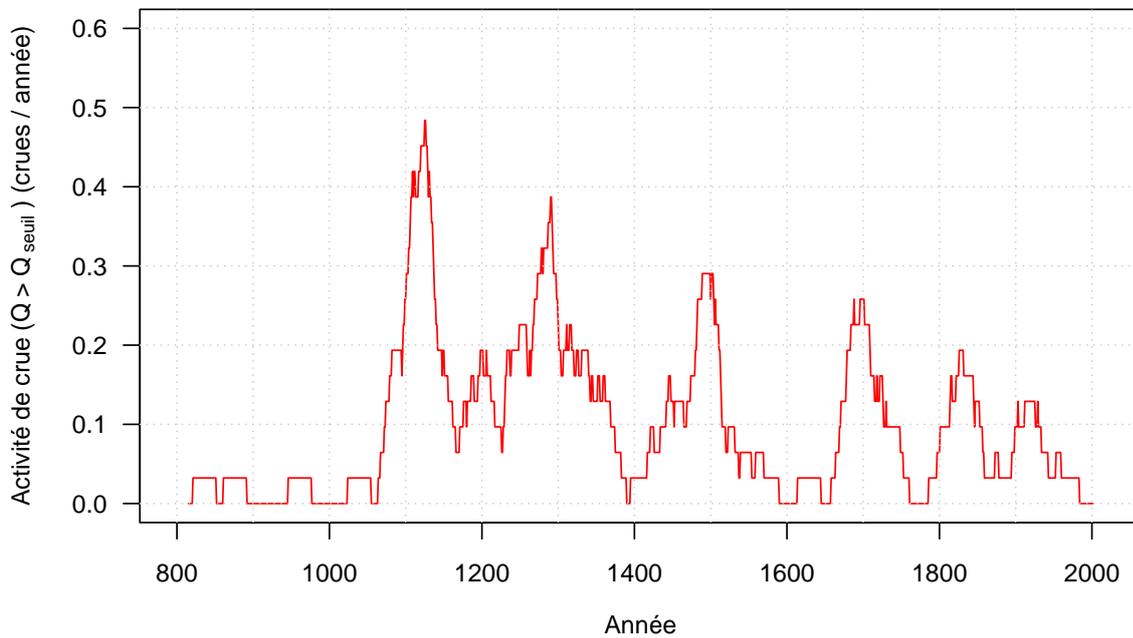


FIGURE II.14 – Activité de crue reconstituée sur la période 800-2000 à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget. Seules les crues dépassant $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ont été comptabilisées et une moyenne mobile sur 31 ans a été appliquée.

Synthèse

Le bassin étudié est celui du Rhône amont (10 900 km²), un bassin de montagne situé à cheval entre la France et la Suisse et dont l'exutoire se trouve en amont du lac du Bourget. Avec des régimes hydrologiques variés allant de régimes glaciaires dans sa partie supérieure à des régimes mixtes dominés par la neige et la pluie en aval, le bassin versant du Rhône amont est idéal pour évaluer différentes chaînes de modélisation dans des configurations hydro-météorologiques contrastées et exigeantes où l'interaction entre les variables météorologiques, à la fois dans l'espace et dans le temps, est déterminante.

À partir des années 1950, une grande partie du Rhône a été aménagée pour la production hydroélectrique, la satisfaction des besoins en eau pour l'agriculture et la protection contre les inondations. Le régime hydrologique du Rhône a ainsi été modifié de manière significative par la construction, à cette époque, des barrages de Mattmark, la Grande-Dixence, Mauvoisin et Émosson dans le canton du Valais qui stockent une partie des crues intervenant au printemps et en été lors de la fonte nivale et glaciaire. Nous considérons par contre que les aménagements réalisés en Haute-Savoie ne sont pas assez importants pour modifier de manière significative le régime hydrologique de l'Arve. Par ailleurs, le Léman est régulé depuis 1884 et depuis 1997, un nouveau Règlement impose un niveau minimal et maximal ainsi qu'un débit réservé et un débit maximal à respecter en sortie du Léman à Genève en fonction du mois de l'année.

De nombreuses données existent pour le bassin versant du Rhône amont. Des données météorologiques sont disponibles pour 62 pluviomètres et 39 stations thermométriques au pas de temps journalier sur la période 1961-2015. 10 stations hydrométriques fournissent des débits journaliers en différents points du bassin sur des périodes allant parfois jusqu'à un siècle. Cependant, comme le régime hydrologique a été modifié pour certains bassins, il n'existe pas toujours de données de précipitations et de températures moyennes observées concomitantes aux données de débits observés en régime hydrologique naturel. Concernant les données atmosphériques de grande échelle, la réanalyse ERA-20C et le modèle climatique CESM-LME fournissent différentes variables au pas de temps journalier sur les périodes 1900-2010 et 850-2005 respectivement. Des données paléohydrologiques sont également disponibles, ce qui a permis de reconstituer l'activité de crue du Rhône à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget sur le dernier millénaire.

CHAPITRE *III*

Modélisation hydrologique

1. Le modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT

1.1. Historique du modèle

La première version du modèle GSM-SOCONT (« Glacier and SnowMelt SOil CONTRibution model ») a été développée dans les années 2000 au laboratoire Hydrologie et Aménagement de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) pour des applications diverses en milieu alpin (prévision de débits de crue, prédétermination de crues de projet, estimation de l'impact hydrologique du changement climatique) [HAMDI et al., 2005 ; SCHAEFLI et al., 2005 ; HORTON et al., 2006 ; HINGRAY et al., 2014]. La première version du modèle s'appliquait au bassin versant du Rhône Supérieur, de sa source en Suisse jusqu'au Léman. Une deuxième version a ensuite permis de prendre en compte la saturation des stocks de neige et la possibilité de regel des eaux de fonte avant la production de l'infiltration et du ruissellement de surface. Pour cette thèse, nous avons étendu le domaine d'étude à l'aval du Léman, jusqu'à la station hydrométrique de Bognes, située en amont du lac du Bourget.

1.2. Description du modèle

Le modèle GSM-SOCONT est un modèle conceptuel à réservoirs. À partir des données journalières de précipitations (P), de températures moyennes (T) et d'évapotranspiration potentielle (ETP), il fait évoluer l'état de 8 réservoirs conceptuels qui interagissent et alimentent la rivière (Fig. III.1).

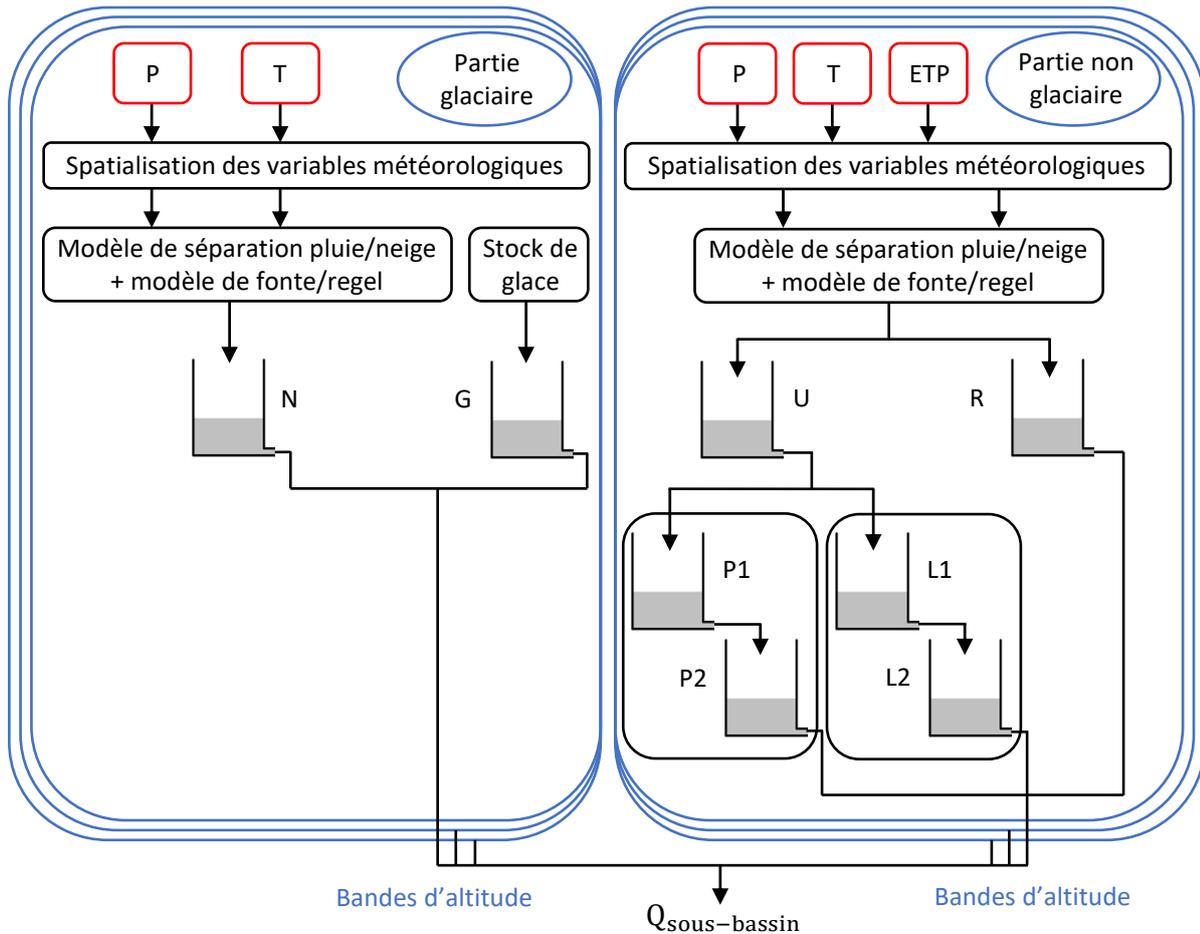


FIGURE III.1 – Schéma du modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT. Le modèle utilise des données journalières de précipitations (P), de températures moyennes (T) et d'évapotranspiration potentielle (ETP). Un réservoir neige N représente le stock de neige qui évolue à travers les processus d'accumulation, de fonte et de regel de la neige. Le réservoir glace G modélise la fonte de la glace. Les pertes par infiltration et évapotranspiration sont simulées à l'aide d'un réservoir superficiel U. L'écoulement des eaux de ruissellement (par excès de la capacité d'infiltration) est simulé à l'aide d'un réservoir de surface non linéaire R. Une cascade de Nash composée de deux réservoirs linéaires (L1 et L2) est utilisée pour simuler le stockage et la libération des eaux sous-superficielles. Une cascade de Nash composée de deux réservoirs linéaires (P1 et P2) est utilisée pour simuler le stockage et la libération des eaux souterraines profondes.

Le modèle GSM-SOCONT est un modèle semi-distribué. Pour notre étude, nous avons divisé le bassin versant du Rhône amont en 18 sous-bassins (Fig. III.2). Ils ont été sélectionnés de manière à ce qu'ils aient approximativement la même surface et qu'une station hydrométrique soit située à l'exutoire d'un sous-bassin dans la mesure du possible [OBLED et al., 2009]. L'unité hydrologique considérée pour la simulation hydrologique est la bande d'altitude. Chaque sous-bassin est divisé en partie glaciaire et non glaciaire et chacune de ces entités est subdivisée en bandes d'altitude de 500 m. Le débit simulé à l'exutoire d'un sous-bassin est la somme des débits simulés pour les différentes bandes d'altitude composant ce sous-bassin. Les caractéristiques géographiques des 18 sous-bassins sont présentées dans le Tableau III.1.

TABLEAU III.1 – Caractéristiques géographiques des 18 sous-bassins.

Sous-bassin	S [km ²]	S englacée [%]	Pente médiane [%]	z min [m]	z max [m]	z médian [m]	n bandes glaciaires	n bandes non glaciaires
1	904	31	46,2	665,7	4061,4	2366,1	7	8
2	788	37	47,1	662,3	4469,8	2724,0	6	8
3	762	12	47,7	534,9	4085,9	2130,7	6	8
4	910	15	42,3	482,0	3882,5	2261,7	5	8
5	431	4	41,1	461,3	3255,2	1661,9	3	7
6	682	20	48,5	469,4	4219,8	2291,9	7	9
7	914	3	40,5	410,6	3420,3	1502,8	4	7
8	580	0	0	398,8	424,8	406,4	0	1
9	546	0	8,3	406,8	1979,3	660,6	0	4
10	541	0	6,4	398,8	1649,8	615,7	0	4
11	490	0	40,4	581,9	2390,6	1369,1	0	4
12	399	0	6,7	399,7	2085,6	553,8	0	5
13	557	21	42,2	542,3	4609,1	1931,1	8	7
14	335	1	37,7	619,7	3062,3	1459,8	4	6
15	749	0	30,3	447,8	2641,0	1081,0	0	6
16	350	0	11,2	398,9	1563,9	680,7	0	4
17	439	0	5,2	386,9	1703,8	481,3	0	4
18	529	0	17,5	297,0	1689,8	894,8	0	4

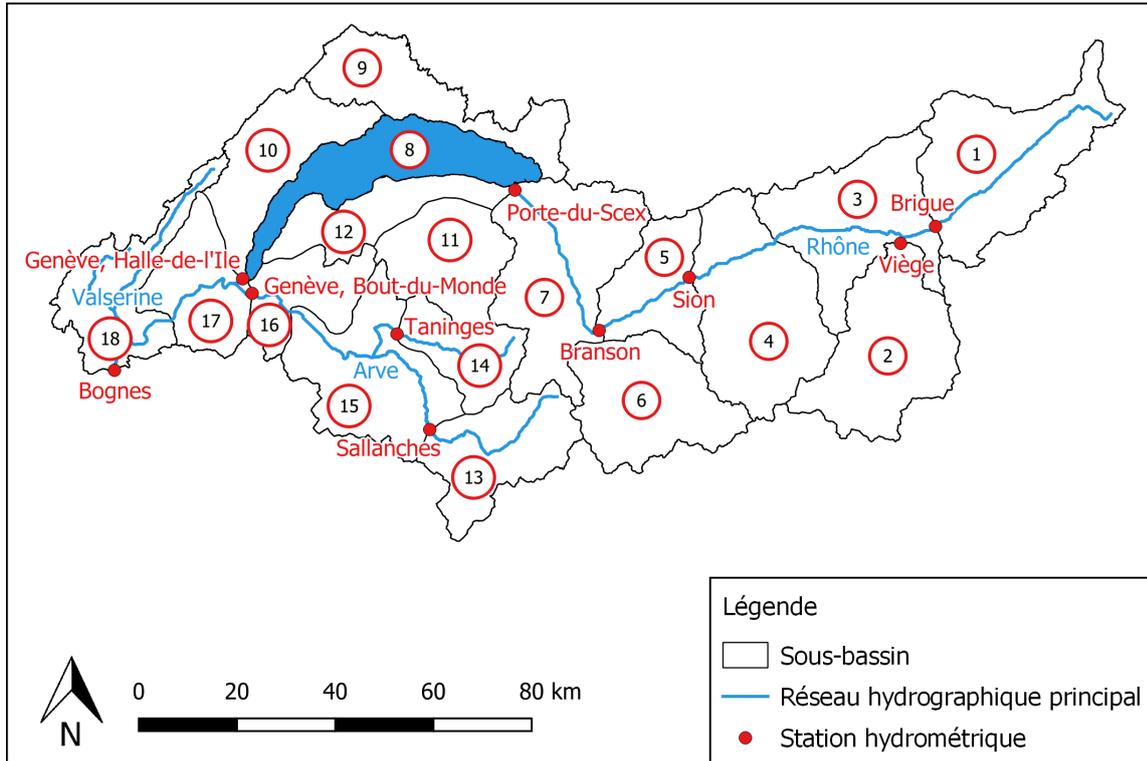


FIGURE III.2 – Découpage du bassin versant du Rhône amont en 18 sous-bassins.

Les bandes d'altitude glaciaires et non glaciaires de chaque sous-bassin sont caractérisées par leur surface et leur altitude moyenne à travers leur courbe hypsométrique. Ces courbes représentent la répartition de la surface du sous-bassin en fonction de l'altitude. Elles expriment donc le pourcentage de superficie en-dessous d'une certaine altitude. Un exemple est donné sur la Figure III.3 et dans le Tableau III.2 pour le sous-bassin 1.

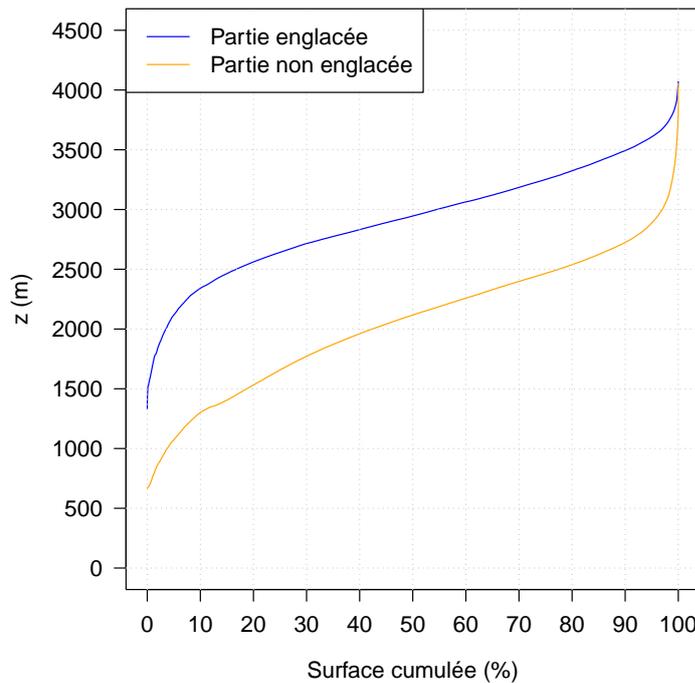


FIGURE III.3 – Courbes hypsométriques pour les parties englacée et non englacée du sous-bassin 1. Les lignes horizontales représentent les limites des différentes bandes d'altitude.

TABLEAU III.2 – Surface et altitude moyenne de chaque bande d'altitude du sous-bassin 1.

Bandes d'altitude [m]	Surfaces englacées		Surfaces non englacées	
	S [%]	z moy [m]	S [%]	z moy [m]
0 - 500				
500 - 1000			4	838,0
1000 - 1500	1	1437,6	15	1300,0
1500 - 2000	3	1790,0	23	1770,8
2000 - 2500	13	2308,6	34	2256,2
2500 - 3000	37	2767,8	19	2690,5
3000 - 3500	35	3224,3	3	3178,5
3500 - 4000	10	3637,7	1	3634,6
4000 - 4500	1	4030,4	1	4050,7
4500 - 5000				

Pour la simulation hydrologique, chaque unité hydrologique du modèle, i.e. chaque bande d'altitude de chaque sous-bassin, est forcée par trois chroniques journalières : les précipitations surfaciques moyennes, les températures surfaciques moyennes pour l'altitude moyenne de l'unité hydrologique considérée et l'évapotranspiration potentielle moyenne.

Le modèle simule, à chaque pas de temps, l'ensemble des flux et stocks suivants :

- La part des précipitations solides et liquides.
- La hauteur du manteau neigeux (hauteur de l'équivalent en eau).
- La quantité d'eau liquide disponible au sein du manteau neigeux.
- La capacité de rétention d'eau du manteau neigeux.
- La lame de fonte nivale.
- La lame de fonte glaciaire pour les unités hydrologiques englacées.
- La pluie équivalente.
- L'évapotranspiration réelle.
- L'infiltration.
- Le stock hydrique du réservoir superficiel U.
- Le ruissellement de surface issu du réservoir rapide R.
- Le débit superficiel issu du réservoir superficiel U.
- Le débit sous-superficiel issu des réservoirs sous-superficiels L1 et L2.
- Le débit de base issu des réservoirs souterrains profonds P1 et P2.

1.3. Paramétrisation du modèle

Les échanges entre les différents réservoirs, l'atmosphère et la rivière sont régis par des relations mathématiques simples. Ces relations dépendent pour la plupart de paramètres conceptuels. Dans sa formulation complète, le modèle GSM-SOCONT est régi par 19 paramètres par sous-bassin (Tableau III.3). Certaines valeurs de paramètres peuvent être fixées à partir de considérations physiques ou à partir d'informations trouvées dans la littérature. En pratique, le calage d'un sous-bassin n'est donc jamais réalisé sur la totalité des 19 paramètres.

TABLEAU III.3 – Paramètres du modèle hydrologique GSM-SOCONT.

Paramètre	Notation	Unité
Forçages météorologiques	Gradient altimétrique journalier de température	∇_T $^{\circ}\text{C} (100 \text{ m})^{-1}$
	Gradient altimétrique journalier de précipitation	∇_P $\% (100 \text{ m})^{-1}$
Modèle de séparation pluie/neige	Température seuil en-dessous de laquelle toutes les précipitations tombent sous forme de neige	T_a $^{\circ}\text{C}$
	Température seuil au-dessus de laquelle toutes les précipitations tombent sous forme de pluie	T_b $^{\circ}\text{C}$
Réservoir neige et réservoir glace	Température seuil de fonte de la neige et de la glace	T_f $^{\circ}\text{C}$
	Facteur degré-jour de fonte de la neige	a_n $\text{mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ j}^{-1}$
	Facteur degré-jour de regel de l'eau de fonte nivale	a_r $\text{mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ j}^{-1}$
	Rapport des facteurs degré-jour de regel de l'eau de fonte nivale et de fonte de la neige	ARAN -
	Capacité de rétention d'eau maximale du manteau neigeux	C_R -
	Facteur degré-jour de fonte de la glace	a_g $\text{mm } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ j}^{-1}$
Réservoir rapide	Constante de vidange du réservoir neige	k_n j
	Constante de vidange du réservoir glace	k_g j
	Paramètre intervenant dans l'expression de la pluie équivalente	K_F -
	Constante de vidange du réservoir rapide	k_r j
Réservoir superficiel	Constante de vidange du réservoir superficiel	k_u j
	Capacité de stockage maximale du réservoir superficiel	A mm
Réservoirs sous-superficiels	Coefficient de répartition du débit superficiel	XX -
	Constante de vidange de chaque réservoir sous-superficiel	$k_1/2$ j
Réservoirs souterrains profonds	Constante de vidange de chaque réservoir souterrain profond	$k_p/2$ j

Un jeu de paramètres est associé à chaque sous-bassin. Les valeurs des paramètres peuvent ainsi varier d'un sous-bassin à l'autre afin de rendre compte de la variabilité spatiale de la réponse hydrologique. Les paramètres sont communs à toutes les bandes d'altitude d'un sous-bassin donné.

A noter que le Léman nécessite une modélisation particulière. Nous modéliserons son fonctionnement par un réservoir linéaire de constante de vidange K suivi d'un ensemble de règles de régulation. La constante de vidange K constitue un autre paramètre à estimer. La modélisation du fonctionnement du Léman est détaillée dans la Section 2 de ce chapitre.

1.4. Spatialisation des forçages météorologiques

1.4.1. Températures moyennes et précipitations

La spatialisation des forçages météorologiques sur les différentes bandes d'altitude permet de prendre en compte leur forte variabilité spatiale, notamment, la forte dépendance des températures à l'altitude. Nous avons choisi de spatialiser les forçages météorologiques à l'échelle des sous-bassins avec la méthode d'interpolation de Thiessen.

La méthode de Thiessen définit des polygones à partir des médiatrices entre deux stations. Elle est équivalente à la méthode du plus proche voisin. La valeur affectée en un point donné est la valeur mesurée à la station i la plus proche. Cette méthode produit ainsi des polygones de valeurs uniformes dans l'espace horizontal (Fig. III.4 et III.5). Pour estimer les précipitations ou les températures moyennes affectant une surface S , la pondération W_i , ou poids de Thiessen, affectée à la station i est le rapport A_i/A où A_i est la superficie de la surface S interceptée par le polygone correspondant à la station i et où A est la superficie totale de la surface S .

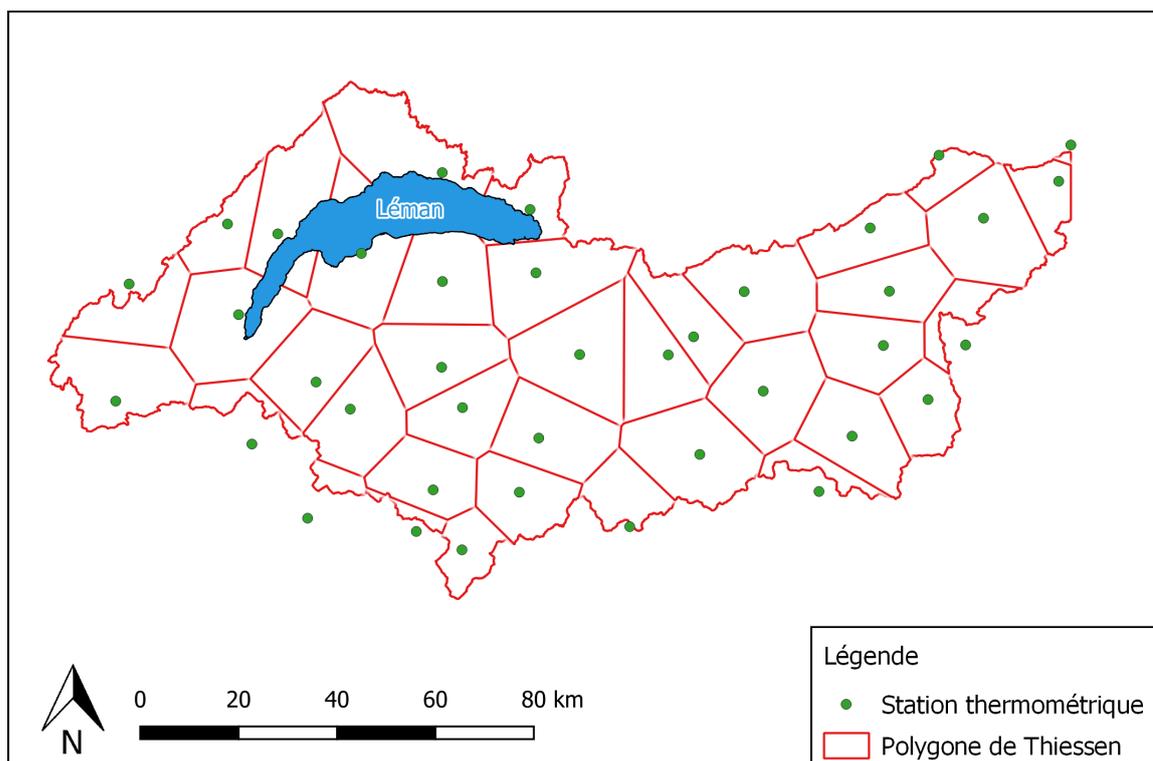


FIGURE III.4 – Carte des polygones de Thiessen associés aux stations thermométriques.

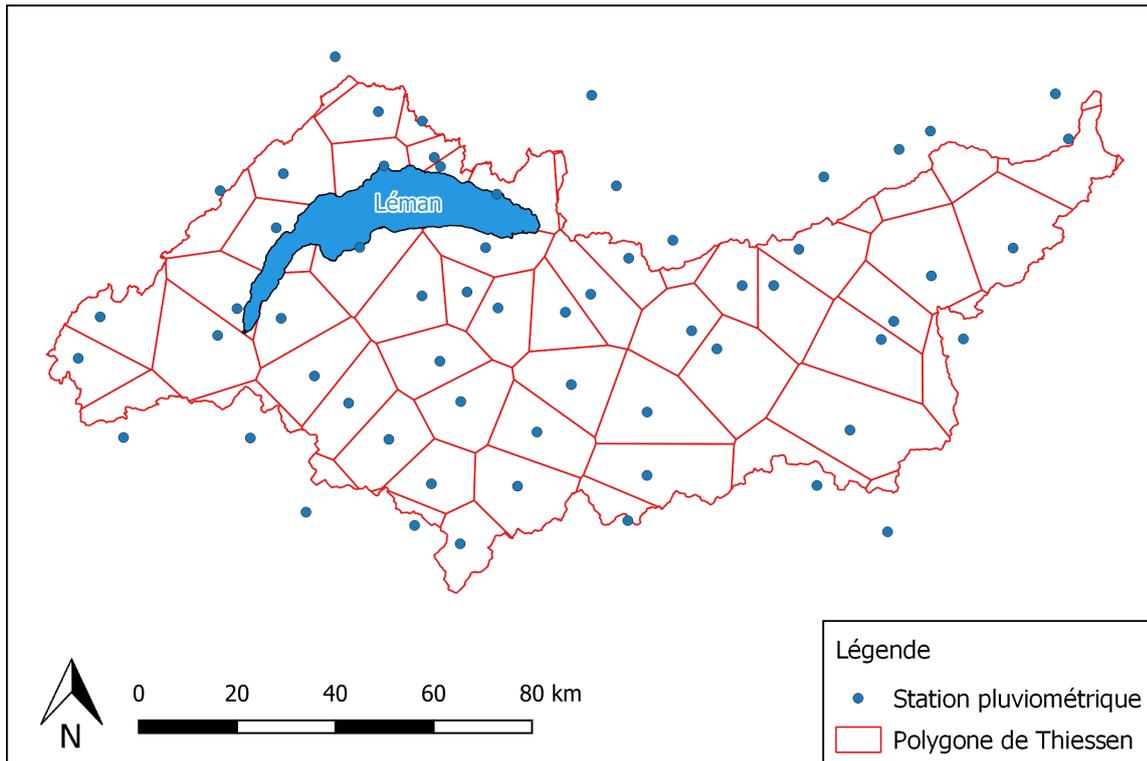


FIGURE III.5 – Carte des polygones de Thiessen associés aux stations pluviométriques.

La méthode de Thiessen est une méthode assez simpliste et d'autres méthodes pourraient fournir de meilleures estimations (e.g. la pondération par l'inverse de la distance ou le krigeage avec dérive externe; WAGNER et al., 2012). Cependant, ces méthodes présentent aussi d'importantes limitations dans les environnements de montagne (e.g. la difficulté à prendre en compte l'influence de la topographie sur les structures spatiales météorologiques à l'échelle de l'événement). La méthode de Thiessen a été retenue pour sa simplicité et sa capacité à prendre en compte de manière directe une relation température-altitude régionale variable dans le temps [HINGRAY et al., 2010].

Pour spatialiser les températures moyennes, nous avons supposé que la relation température-altitude suivait chaque jour une relation linéaire définie par son gradient altimétrique. Cette relation est variable d'un jour à l'autre. Pour prendre en compte cette variabilité, nous avons déterminé une chronique de gradients altimétriques journaliers de température à partir des températures moyennes journalières observées aux stations sur la période 1961-2015. Le gradient retenu pour un jour donné est soit le gradient altimétrique de ce jour si la régression linéaire entre les températures moyennes journalières et les altitudes des 39 stations pour ce jour est satisfaisante ($R^2 > 0,8$), soit le gradient altimétrique climatologique pour ce jour. Le gradient climatologique est estimé ici avec le gradient altimétrique calendaire lissé sur 31 jours, où le gradient calendaire est le gradient estimé sur la base des températures interannuelles moyennes pour ce jour calendaire. On a donc 366 valeurs de gradients climatologiques.

Lorsqu'elles sont cumulées sur de longues périodes, les précipitations présentent également une dépendance à l'altitude. Pour les simulations réalisées pour le bassin versant du Rhône amont, nous avons cependant considéré que le gradient altimétrique journalier de précipitation était nul. Ce choix sera discuté dans le Chapitre V Section 3.3.

1.4.2. Évapotranspiration potentielle

Pour pouvoir estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP) à n'importe quelle altitude, nous avons supposé que l'ETP était fonction de la température T au pas de temps journalier :

$$\text{ETP}(t) = a \times T(t) + b \quad (\text{III.1})$$

Ce modèle est spécifique au bassin étudié et tient compte de la saisonnalité puisque le coefficient b du modèle linéaire est différent selon le mois de l'année. Ce modèle a été estimé à partir des données mensuelles d'ETP et de température T du CRU (« Climatic Research Unit ») produites sur la période 1900-2010 (Chap. II, Sect. 2.2.2).

1.5. Fonctionnement du modèle

Nous expliquons dans cette section le fonctionnement du modèle GSM-SOCONT. La mise en équations du modèle est donnée en Annexe A.

Comme décrit dans la section précédente, les précipitations et les températures moyennes journalières sont estimées à partir des stations météorologiques voisines en utilisant la méthode d'interpolation de Thiessen et d'une relation température-altitude régionale variable dans le temps pour chaque unité hydrologique du modèle, i.e. pour chaque bande d'altitude d'un sous-bassin. La température moyenne est estimée pour l'altitude moyenne de l'unité hydrologique considérée.

Les précipitations moyennes sont supposées solides si la température moyenne est inférieure à une température seuil T_a , liquides si la température moyenne est supérieure à une température seuil T_b et mixtes dans le troisième cas. Les valeurs de T_a et T_b sont fixées à 0 °C et 2 °C conformément à HINGRAY et al. [2010] et FROIDUROT et al. [2014]. T_a et T_b ont été estimés à partir de stations météorologiques réparties sur toute la Suisse : des observations de la nature des précipitations (pluie, neige ou précipitations mixtes) ont été estimées chaque jour à 7h30, 13h30 et 19h30 par un opérateur de MétéoSuisse. Les deux seuils de température du modèle de répartition pluie/neige sont les mêmes pour toutes les bandes d'altitude.

Pour chaque unité hydrologique, l'évolution temporelle du manteau neigeux est calculée sur la base des séries temporelles de précipitation et de température moyenne. Pour chaque jour de la simulation, les précipitations solides et/ou liquides sont ajoutées au stock du manteau neigeux et/ou à sa teneur en eau liquide respectivement. La teneur en eau liquide est également alimentée par la fonte des neiges, le cas échéant, et le manteau neigeux est alimentée par l'eau de regel, le cas échéant. La fonte des neiges (ou l'eau de regel) est estimée à l'aide d'un modèle degré-jour à partir des degrés de température positifs (respectivement négatifs) du jour. Le rapport des facteurs degré-jour de regel de l'eau de fonte nivale et de fonte de la neige ARAN est pris par défaut à 0,2. Le facteur degré-jour de regel de l'eau de fonte nivale a_r est donc déterminé par le calage du facteur degré-jour de fonte de la neige a_n pour chaque sous-bassin.

Lorsque la teneur en eau liquide atteint la capacité de rétention maximale du manteau neigeux C_R , prise par défaut à 0,1, une « pluie équivalente » est libérée. La capacité de rétention est supposée proportionnelle à l'équivalent en eau du manteau neigeux selon KUCHMENT & GELFAN [1996]. Le paramètre K_F intervenant dans le calcul de la pluie équivalente est pris par défaut à 1 (voir Annexe A). Pour les unités hydrologiques glaciaires, la fonte des glaciers peut également se produire, notamment lorsque la surface du glacier est dépourvue de neige. La fonte de la glace est également estimée à l'aide d'un modèle degré-jour. La température seuil de fonte de la neige et de la glace T_f est prise par défaut à 0 °C.

Pour les unités hydrologiques glaciaires, la transformation des précipitations et de l'écoulement des eaux de fonte s'effectue au moyen de deux réservoirs linéaires, l'un pour la fonte des glaciers et l'autre pour les précipitations ou les précipitations équivalentes. Pour les unités hydrologiques non glaciaires, les précipitations ou les précipitations équivalentes sont séparées en infiltration et en précipitations effectives. L'infiltration alimente un réservoir de sol non linéaire qui produit une infiltration profonde et un écoulement souterrain. L'infiltration (respectivement l'évapotranspiration réelle) est estimée à partir des précipitations équivalentes (respectivement de l'évapotranspiration potentielle) et de l'humidité du sol simulée. Les précipitations effectives alimentent un réservoir linéaire de surface qui produit un ruissellement direct.

Le débit simulé à l'exutoire de chaque sous-bassin est la somme des différentes composantes du débit produites par les différentes unités hydrologiques des zones glaciaires et non glaciaires du sous-bassin. Les débits simulés pour les sous-bassins sont additionnés pour produire ceux à chaque station hydrométrique et à l'exutoire du bassin versant. Le pas de temps journalier utilisé dans les simulations et la surface relativement petite du bassin versant permettent de ne pas tenir compte de l'acheminement des débits à travers le réseau hydrographique.

1.6. Bilan des paramètres à caler

Finalement, 10 paramètres doivent être calés pour chaque sous-bassin (Tableau III.4).

TABLEAU III.4 – Paramètres du modèle hydrologique GSM-SOCONT à caler.

Paramètre	Notation	Unité
Facteur degré-jour de fonte de la neige	a_n	mm °C ⁻¹ j ⁻¹
Facteur degré-jour de fonte de la glace	a_g	mm °C ⁻¹ j ⁻¹
Constante de vidange du réservoir neige	k_n	j
Constante de vidange du réservoir glace	k_g	j
Constante de vidange du réservoir rapide	k_r	j
Constante de vidange du réservoir superficiel	k_u	j
Capacité de stockage maximale du réservoir superficiel	A	mm
Coefficient de répartition du débit superficiel	XX	-
Constante de vidange de chaque réservoir sous-superficiel	$k_l/2$	j
Constante de vidange de chaque réservoir souterrain profond	$k_p/2$	j

2. Modélisation du fonctionnement du Léman

2.1. Problématique de modélisation

Un modèle ad hoc a été développé pour simuler l'influence du Léman sur le débit du Rhône. Du fait de ses dimensions et indépendamment de sa régulation actuelle, le Léman a une influence significative sur le bilan hydrologique et sur la dynamique des débits du Rhône. Même en l'absence de régulation, le lac a pour effet de laminer les apports et les crues en provenance du bassin Supérieur du Rhône. L'impact du Léman sur l'hydrologie du Rhône s'est accru avec la mise en place de sa régulation. Depuis les années 1990, les débits en sortie du Léman suivent les principaux objectifs de régulation du Règlement de 1997 [CERCG, 1997], à savoir (i) un niveau d'eau cible dans le lac pour chaque jour calendaire, (ii) un débit d'étiage environnemental à respecter en aval et (iii) un débit à ne pas dépasser sauf pendant les périodes de hautes eaux du lac. Les débits en sortie du Léman sont également déterminés par les débits à turbiner par la centrale hydroélectrique située en sortie du Léman, ces débits étant eux-mêmes déterminés par la demande électrique régionale. La chronologie passée de la demande électrique et, par suite, celle des débits à turbiner n'étant pas disponibles, il n'est pas possible de proposer une modélisation fine de la régulation du Léman.

2.2. Proposition de modélisation

Pour simuler les débits en sortie du Léman, nous avons seulement pris en considération (i) le fonctionnement hydrologique du Léman résultant de son fonctionnement naturel (laminage des apports associés aux phénomènes de stockage et de déstockage d'un réservoir hydraulique non régulé) et (ii) les contraintes liées au Règlement cité ci-dessus (Fig. III.6).

L'effet tampon naturel du lac est simplement modélisé par le système classique à trois équations nécessaire pour simuler le comportement des réservoirs non régulés, à savoir un bilan hydrologique, une équation de stockage et une équation de débit du réservoir [HINGRAY et al., 2014]. Ici, pour l'équation de stockage, une simple relation linéaire entre la hauteur d'eau et le stockage est considérée et, pour l'équation de débit, le débit sortant qui serait obtenu sans régulation est supposé proportionnel au volume stocké dans le réservoir. La constante de vidange K du réservoir est le seul paramètre du modèle. Elle définit en première approximation le décalage temporel entre les crues entrantes et les crues sortantes du Léman.

Sous ces hypothèses, le système à trois équations (bilan hydrologique, équation de stockage, équation de débit) pour simuler le comportement d'un réservoir non régulé s'écrit :

$$\begin{cases} \frac{dV(t)}{dt} = Q_{in}(t) - Q_{out}(t) \\ V(t) = S \times h(t) \\ V(t) = K \times Q_{S_{réservoir}}(t) \end{cases} \quad (III.2)$$

où :

- $V(t)$ [m^3] est le volume d'eau stocké dans le réservoir au pas de temps t .
- $Q_{\text{in}}(t)$ [$\text{m}^3 \text{j}^{-1}$] est la somme des différents apports (précipitations, débits des sous-bassins amont et latéraux) au pas de temps t .
- $Q_{\text{out}}(t)$ [$\text{m}^3 \text{j}^{-1}$] est la somme des différentes sorties (évaporation, débit de sortie du réservoir) et des différents prélèvements (négligés ici) au pas de temps t .
- $Q_{\text{Sréservoir}}(t)$ [$\text{m}^3 \text{j}^{-1}$] est le débit de sortie du réservoir au pas de temps t .
- $h(t)$ [m] est la hauteur d'eau dans le réservoir au pas de temps t .
- S [m^2] est la surface du Léman ($S = 580 \text{ km}^2$).
- K [j] est la constante de vidange du réservoir.

La solution discrétisée de ce système d'équations donne l'équation du débit de sortie du réservoir linéaire non régulé (pour $t_2 > t_1$) :

$$Q_{\text{Sréservoir}}(t_2) = Q_{\text{Sréservoir}}(t_1) \times e^{-\frac{(t_2-t_1)}{K}} + \text{apports totaux}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{(t_2-t_1)}{K}}\right) \quad (\text{III.3})$$

Les apports totaux du réservoir [$\text{m}^3 \text{j}^{-1}$] au pas de temps t sont définis par l'équation :

$$\text{apports totaux}(t) = Q_{\text{Porte-du-Scex}}(t) + Q_{\text{Sous-bassins latéraux}}(t) + (P(t) - E(t)) \times \frac{580}{24 \times 3,6} \quad (\text{III.4})$$

où :

- $Q_{\text{Porte-du-Scex}}(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit en provenance du bassin Supérieur du Rhône et mesuré à la station de Porte-du-Scex au pas de temps t .
- $Q_{\text{Sous-bassins latéraux}}(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est la somme des apports des sous-bassins latéraux au Léman (sous-bassins 9, 10, 11 et 12) au pas de temps t .
- $P(t)$ et $E(t)$ [mm j^{-1}] sont respectivement les précipitations et l'évaporation du Léman au pas de temps t , converties en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ à partir de la surface du Léman ($S = 580 \text{ km}^2$), l'évaporation du Léman étant estimée à partir de l'équation de Rohwer [ROHWER, 1931] (voir Annexe B).

Concernant les règles de régulation, nous avons mis en place un algorithme qui, pour chaque jour de la simulation, calcule une première estimation du débit de sortie du lac à partir d'un niveau cible. Une marge de manœuvre est possible de manière à ce que (i) les débits réservés et maximum autorisés en sortie du lac soit respectés et (ii) le niveau final du lac pour ce jour reste entre les niveaux minimum et maximum admissibles définis par le Règlement de 1997 [CERCG, 1997]. L'algorithme de régulation du Léman est détaillé en Annexe C.

Le modèle à réservoir sera considéré lors des simulations sur le dernier siècle (Chap. V) et sur le dernier millénaire (Chap. VI). Les règles de régulation seront uniquement prises en compte lors des simulations sur le dernier siècle. Elles seront ignorées pour les simulations sur le dernier millénaire puisque nous nous intéresserons au fonctionnement naturel du système.

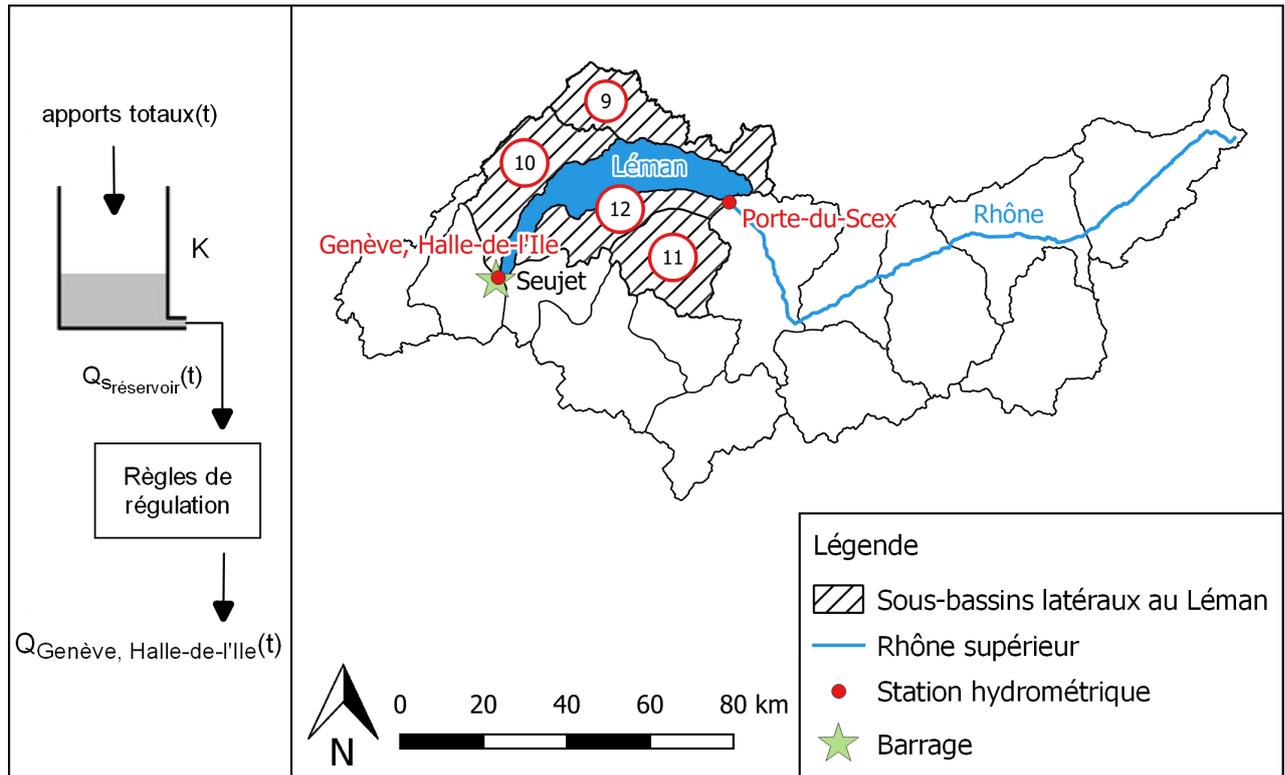


FIGURE III.6 – Le fonctionnement du Léman est modélisé par un réservoir linéaire de constante K dont les apports sont les débits à la station de Porte-du-Scex, les débits des sous-bassins 9, 10, 11, 12 et les précipitations auxquelles sont soustraites l'évaporation du Léman. Le débit sortant du réservoir suit ensuite un ensemble de règles de régulation définies par le Règlement de 1997 pour donner le débit effectif de sortie du Léman mesuré à la station de Genève, Halle-de-l'Ile.

3. Calibration du modèle hydrologique GSM-SOCONT

3.1. Stratégie de calibration

Dans la plupart des cas (comme ici), les modèles hydrologiques simulent le comportement naturel des bassins versants considérés. Une approche fréquente pour l'estimation des paramètres du modèle dans une telle configuration nécessite une période de temps avec des observations météorologiques et de débits « naturels » concomitantes. Pour la plupart des sous-bassins du Rhône amont, il n'existe pas de période de ce type. Les observations météorologiques journalières sont disponibles à partir des années 1960 (ici pour la période $P^* = 1961-2015$) tandis que le comportement hydrologique des sous-bassins était naturel jusqu'aux années 1950 seulement, puis fortement modifié par la construction de barrages dans le canton du Valais.

La méthode utilisée pour l'estimation des paramètres a donc été adaptée à la configuration des données des sous-bassins en fonction (i) du niveau de « perturbation » du comportement hydrologique des sous-bassins pendant la période P^* et (ii) de la disponibilité des débits observés pour la période antérieure aux années 1950. Pour les sous-bassins jaugés dont le comportement hydrologique peut être considéré comme naturel (ou au moins non modifié de manière significative) sur la période P^* (ou au moins sur une sous-période significative de P^*), les paramètres ont été estimés avec une approche classique de calibration hydrologique en minimisant une fonction objectif estimée à partir des séries

temporelles des débits simulés et observés sur la même période, à savoir :

$$F_{\text{naturel}} = 1 - \text{NSE}_{\text{chrono}} \quad (\text{III.5})$$

où $\text{NSE}_{\text{chrono}}$ est le critère « Nash-Sutcliffe Efficiency » [NASH & SUTCLIFFE, 1970] obtenu à partir des écarts entre les débits journaliers observés et simulés.

Pour les sous-bassins jaugés dont le comportement hydrologique est modifié de manière significative au cours de la période P^* et pour lesquels des observations de débit « naturel » sont disponibles avant 1950, les paramètres ont été estimés sur la base de signatures hydrologiques [SIVAPALAN et al., 2003; WINSEMIUS et al., 2009; HORNER, 2020]. Dans le cas présent, les paramètres ont été calibrés de manière à ce que les signatures simulées reproduisent au mieux les signatures observées mais les signatures observées et simulées proviennent de périodes différentes suivant HINGRAY et al. [2010] (par exemple 1922-1963 et 1961-2015 respectivement pour le sous-bassin de la Viège).

Les signatures considérées ici sont le régime interannuel journalier (366 valeurs) et la distribution statistique des maxima annuels de débit. La fonction objectif est une combinaison du critère NSE et de la distance de Kolmogorov-Smirnov d_{KS} , i.e. la différence maximale entre les distributions simulées et observées des maxima annuels de débit :

$$F_{\text{modifié}} = 0,5 \times (1 - \text{NSE}_{\text{régime}}) + 0,5 \times \frac{d_{\text{KS}}}{\max(Q_{\text{obsKS}}, Q_{\text{simKS}})} \quad (\text{III.6})$$

où $d_{\text{KS}} = |Q_{\text{obsKS}} - Q_{\text{simKS}}|$ est la distance de Kolmogorov-Smirnov avec Q_{obsKS} et Q_{simKS} les percentiles correspondants de débit dans les distributions observées et simulées.

Pour les sous-bassins non jaugés, les paramètres ont été obtenus par régionalisation en suivant les recommandations méthodologiques de BÁRDOSSY [2007] et VIVIROLI et al. [2009]. Tous les sous-bassins non jaugés situés en amont d'une station hydrométrique donnée ont été calibrés en même temps et contraints de partager le même ensemble de paramètres. La série temporelle de débit utilisée pour la calibration est la série temporelle simulée avec cette configuration de sous-bassins multiples à la station hydrométrique en aval, où des observations sont disponibles. Les sous-bassins non jaugés sont visibles sur la Figure III.2. Les sous-bassins regroupés pour la calibration de leurs paramètres sont également listés dans le Tableau III.5.

En pratique, quelle que soit la configuration de calibration et la fonction objectif, nous avons utilisé l'algorithme de calibration automatique DDS (« Dynamically Dimensioned Search » ; TOLSON & SHOEMAKER, 2007). Le choix et la structure de l'algorithme DDS sont détaillés en Annexe D.

3.2. Résultats de la calibration

Le Tableau III.5 récapitule pour chaque sous-bassin le type de calage, les périodes considérées pour les simulations et les observations aux stations (identiques dans le cas d'un calage en chronologie ou différentes dans le cas d'un calage en climatologie) ainsi que les valeurs des composantes des fonctions objectifs utilisées (Éq. III.5 et III.6) lors de la calibration du modèle hydrologique GSM-SOCONT.

TABLEAU III.5 – Caractéristiques du calage de chaque sous-bassin et valeurs des composantes des fonctions objectifs utilisées lors de la calibration automatique du modèle hydrologique GSM-SOCONT. NSE_{chrono} et $NSE_{\text{régime}}$ correspondent au critère « Nash-Sutcliffe Efficiency » appliqué respectivement aux séries temporelles de débit et aux régimes interannuels journaliers. d_{KS} est la distance de Kolmogorov-Smirnov, i.e. la différence maximale entre les distributions simulées et observées des maxima annuels de débit. $F_{d_{KS}}$ fait référence à la deuxième partie de l'Éq. III.6. Rhône@Genève, HDI : Rhône@Genève, Halle-de-l'Ile. Rhône@Genève, BDM : Rhône@Genève, Bout-du-Monde.

Sous-bassins	Station	Calage	Périodes	NSE_{chrono} [-]	$NSE_{\text{régime}}$ [-]	d_{KS} [m ³ s ⁻¹]	$F_{d_{KS}}$ [-]
1	Rhône@Brigue	Chronologique	1965-2015	0,82	-	-	-
2	Rhône@Viège	Climatologique	obs : 1922-1963 sim : 1961-2015	-	0,99	48	0,17
3, 4	Rhône@Sion	Climatologique	obs : 1916-1956 sim : 1961-2015	-	0,98	163	0,19
5	Rhône@Branson	Climatologique	obs : 1941-1956 sim : 1961-2015	-	0,33	45	0,32
6, 7	Rhône@Porte-du-Scex	Climatologique	obs : 1941-1956 sim : 1961-2015	-	0,93	35	0,12
8, 9, 10, 11, 12	Rhône@Genève, HDI	Chronologique	1961-1970	0,72	-	-	-
13	Arve@Sallanches	Chronologique	1965-2015	0,67	-	-	-
14	Arve@Taninges	Chronologique	1961-2015	0,65	-	-	-
15, 16	Arve@Genève, BDM	Chronologique	1965-2015	0,44	-	-	-
17, 18	Rhône@Bognes	Climatologique	obs : 1923-1947 sim : 1961-2015	-	0,33	62	0,10

La performance est plutôt faible pour certains sous-bassins (e.g. Rhône@Branson, Rhône@Bognes). Cependant, la « qualité » des données varie considérablement d'un sous-bassin à l'autre. Pour certains d'entre eux, les données météorologiques journalières et les données journalières de débit non perturbé ne sont pas disponibles. Cela nécessite une approche basée sur les signatures qui, logiquement, conduit à une « performance » plus faible. Même lorsque des séries concomitantes sont disponibles, la calibration classique n'est malheureusement pas toujours très efficace. C'est le cas pour la station de Genève, Bout-du-Monde sur l'Arve. Pour ce sous-bassin, le régime hydrologique est beaucoup moins dominé par la neige qu'ailleurs. La densité du réseau de précipitations n'est peut-être pas suffisante pour fournir une bonne estimation des apports de précipitations.

Le Tableau III.6 indique pour chaque sous-bassin les valeurs des paramètres du modèle hydrologique GSM-SOCONT après calage. Les résultats des calibrations classiques et basées sur les signatures sont donnés pour chaque sous-bassin sur les Figures III.7 et III.8 respectivement.

TABLEAU III.6 – Valeurs des paramètres du modèle hydrologique GSM-SOCONT après calage.

Sous-bassins	a_n [mm °C ⁻¹ j ⁻¹]	a_g [mm °C ⁻¹ j ⁻¹]	k_n [h]	k_g [h]	k_r [h]	k_u [h]	A [mm]	XX [-]	k_l [h]	k_p [h]	K [h]
1	4,8	5,5	6	6	12	120	239	0,67	569	2350	-
2	3,2	4,2	9	9	11	284	206	0,66	534	3081	-
3, 4	4,6	5,0	16	15	4	198	137	0,91	354	3254	-
5	2,4	3,0	5	6	11	159	65	0,08	256	3573	-
6, 7	2,1	2,3	4	5	9	354	146	0,54	533	1388	-
8, 9, 10, 11, 12	5,6	8,3	7	10	14	419	57	0,89	600	801	4,5
13	3,5	3,6	7	8	4	26	251	0,79	57	1538	-
14	1,9	4,0	3	4	6	13	56	0,53	50	375	-
15, 16	3,4	4,5	3	4	12	754	51	0,46	784	1454	-
17, 18	3,9	4,6	4	4	3	52	40	0,48	65	1702	-

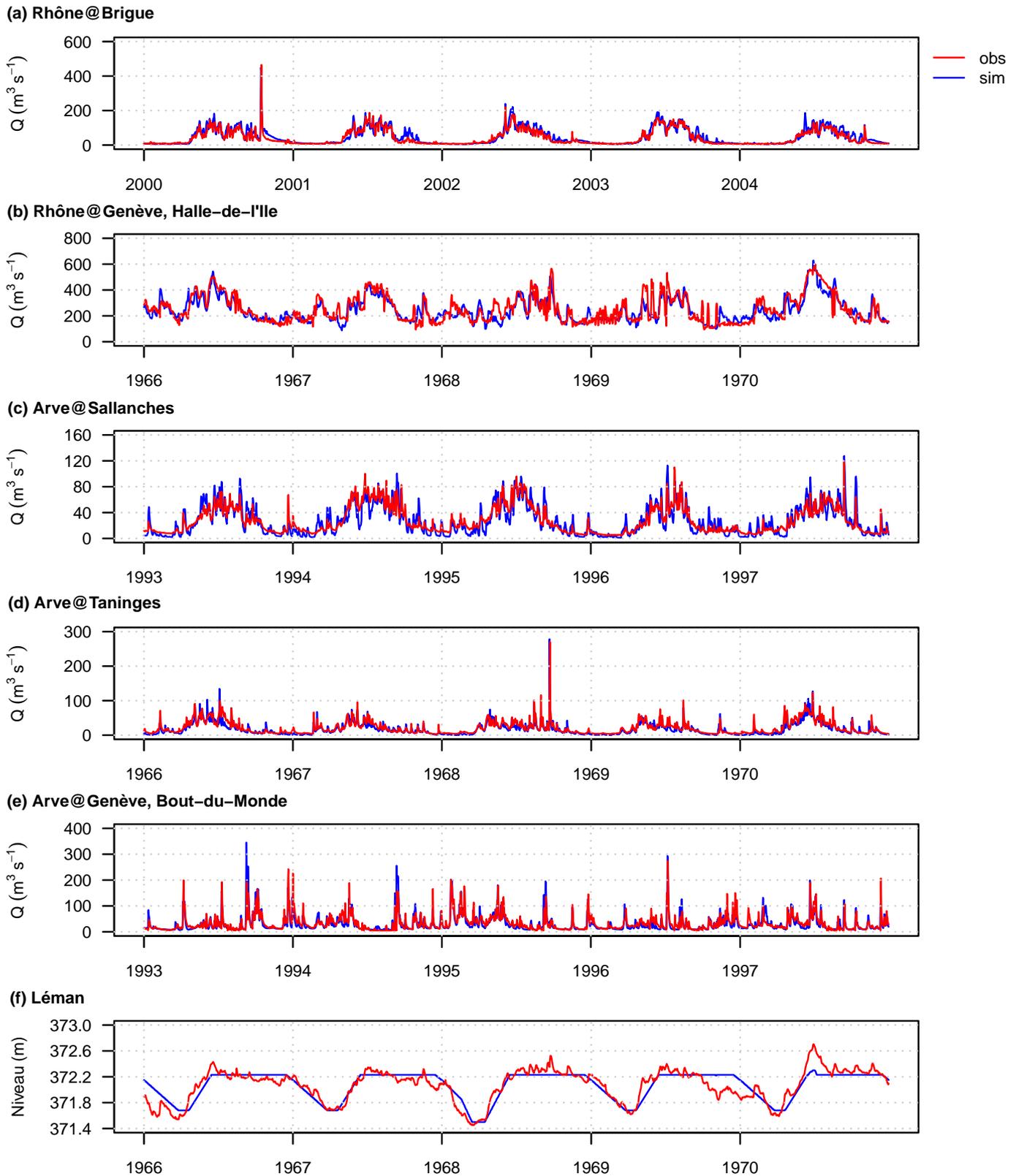


FIGURE III.7 – Calibration classique des sous-bassins présentant un régime hydrologique naturel (ou au moins non modifié de manière significative). (a) Rhône@Brigue (1965-2015). (b) Rhône@Genève, Halle-de-l'Ile (1961-1970). (c) Arve@Sallanches (1965-2015). (d) Arve@Taninges (1961-2015). (e) Arve@Genève, Bout-du-Monde (1965-2015). (f) Exemple de niveaux du Léman observés et simulés sur la même période que les débits observés et simulés à Genève, Halle-de-l'Ile. Le critère de calibration est le coefficient NSE calculé à partir des séries temporelles observées et simulées des débits à l'exutoire du sous-bassin.

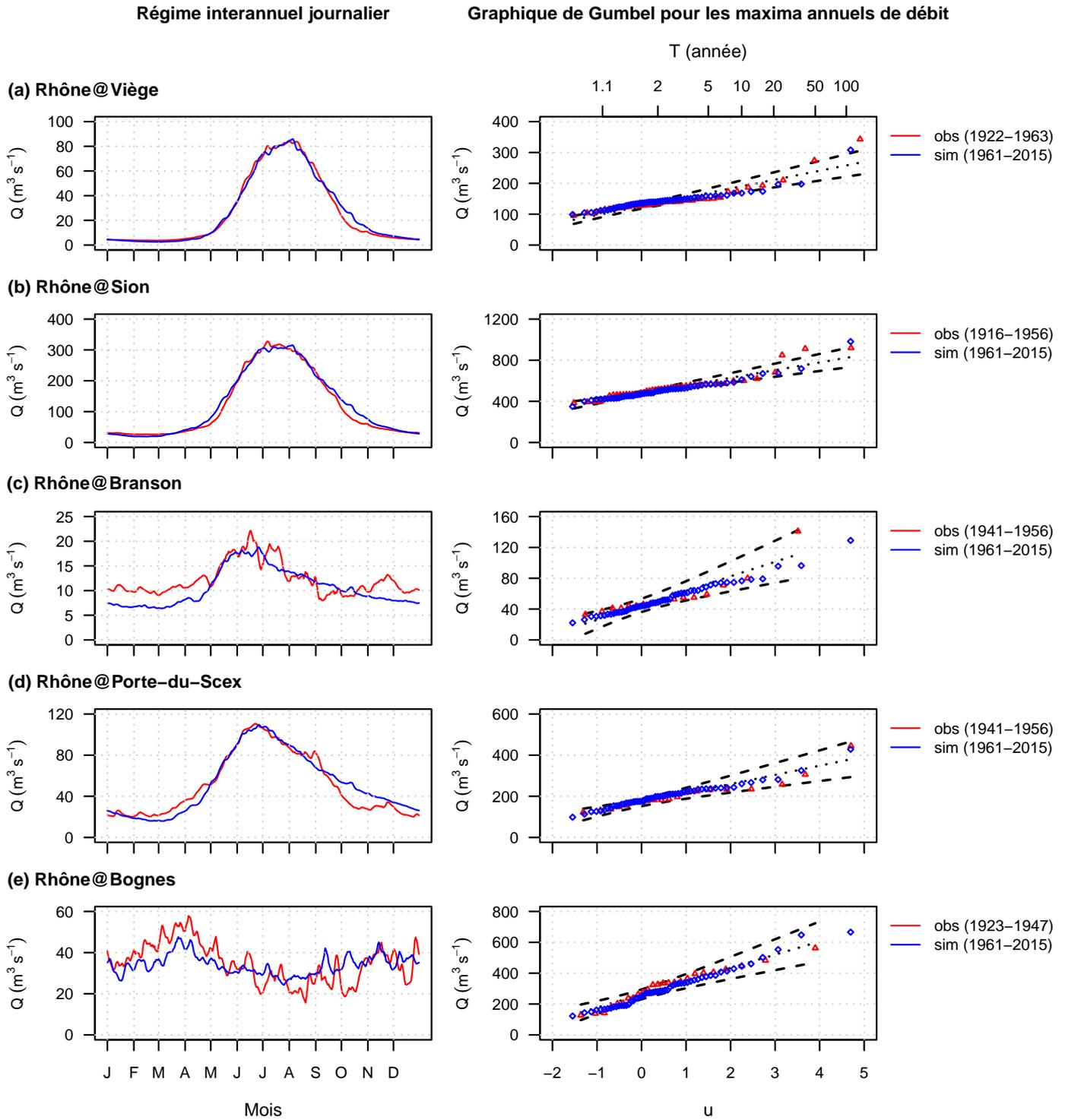


FIGURE III.8 – Calibration basée sur les signatures des sous-bassins dont le régime hydrologique a été modifié par les barrages. **(a)** Rhône@Viège. **(b)** Rhône@Sion. **(c)** Rhône@Branson. **(d)** Rhône@Porte-du-Scex. **(e)** Rhône@Bognes. **(gauche)** Régime interannuel journalier. **(droite)** Graphique de Gumbel pour les maxima annuels de débit. L'axe des x est la variable réduite de Gumbel u pour la période de retour T donnée, i.e. $u = -\ln(-\ln(1 - 1/T))$. Les lignes en pointillé correspondent aux limites de l'intervalle de confiance à 90 % de la distribution de Gumbel estimée sur les données observées. Les critères de calibration sont le coefficient NSE entre les régimes simulés et observés et le coefficient de Kolmogorov-Smirnov entre les distributions observées et simulées des maxima annuels de débit.

3.3. Analyses complémentaires concernant la calibration

En fonction des données disponibles, nous avons donc envisagé différentes approches de calibration. En raison de ce contexte de données, il n'est pas toujours facile d'évaluer la pertinence de la calibration. Pour les sous-bassins où des données météorologiques et de débit « naturel » concomitantes sont disponibles sur une période suffisamment longue, cette évaluation peut être réalisée à l'aide d'un « split-sample test » classique. Les « split-sample tests » effectués par SCHAEFLI et al. [2005] pour trois sous-bassins du Rhône amont montrent que la calibration classique est efficace et robuste.

Pour les sous-bassins dont le comportement hydrologique est modifié de manière significative par les barrages, un « split-sample test » n'est pas possible car les données de l'ensemble de la période doivent être prises en compte pour la calibration basée sur les signatures. Les analyses décrites ci-dessous suggèrent néanmoins que la calibration basée sur les signatures reste efficace et robuste dans notre contexte.

Pour évaluer cela, nous avons recalibré les paramètres des 4 sous-bassins du Rhône amont présentant un régime hydrologique naturel (ou au moins non modifié de manière significative) en utilisant uniquement les signatures hydrologiques. Dans une première analyse, les signatures ont été estimées en utilisant les mêmes données (période P0) que celles considérées pour la calibration classique (Fig. III.9). Les séries temporelles simulées restent en accord avec les séries observées. Les coefficients NSE sont logiquement inférieurs à ceux obtenus avec l'approche de calibration classique mais les différences sont assez faibles (Fig. III.10).

Dans une seconde analyse, nous avons effectué un test similaire au « split-sample test » pour la calibration basée sur les signatures. Pour ce faire, nous avons divisé la période en deux sous-périodes (P1 et P2), nous avons recalibré les paramètres en utilisant uniquement les signatures hydrologiques de la période P1 avec les données météorologiques de P1 et, avec cet ensemble de paramètres, nous avons simulé sur la période P2 la série temporelle du débit à partir des données météorologiques de P2. Les séries temporelles simulées restent en accord avec celles observées. Elles sont également en accord avec celles obtenues avec une calibration basée sur les signatures lorsque les signatures sont issues de l'ensemble de la période P0. Les coefficients NSE sont logiquement plus faibles mais les différences sont assez faibles (Fig. III.11).

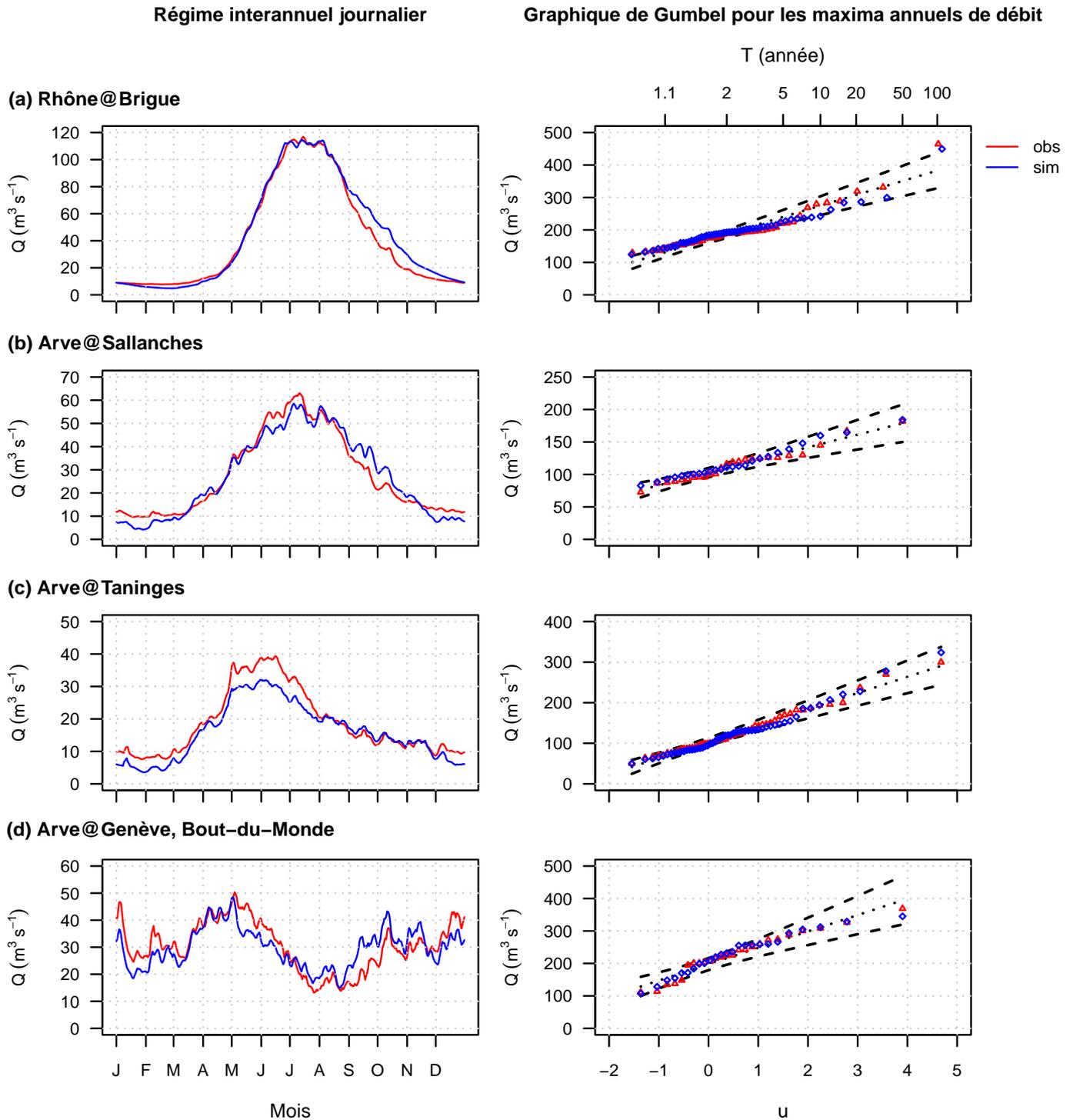


FIGURE III.9 – Calibration basée sur les signatures des sous-bassins présentant un régime hydrologique naturel (ou au moins non modifié de manière significative). (a) Rhône@Brigue (1965-2015). (b) Arve@Sallanches (1965-2015). (c) Arve@Taninges (1961-2015). (d) Arve@Genève, Bout-du-Monde (1965-2015). (gauche) Régime interannuel journalier. (droite) Graphique de Gumbel pour les maxima annuels de débit. L'axe des x est la variable réduite de Gumbel u pour la période de retour T donnée, i.e. $u = -\ln(-\ln(1 - 1/T))$. Les lignes en pointillé correspondent aux limites de l'intervalle de confiance à 90 % de la distribution de Gumbel estimée sur les données observées. Les critères de calibration sont le coefficient NSE entre les régimes simulés et observés et le coefficient de Kolmogorov-Smirnov entre les distributions observées et simulées des maxima annuels de débit.

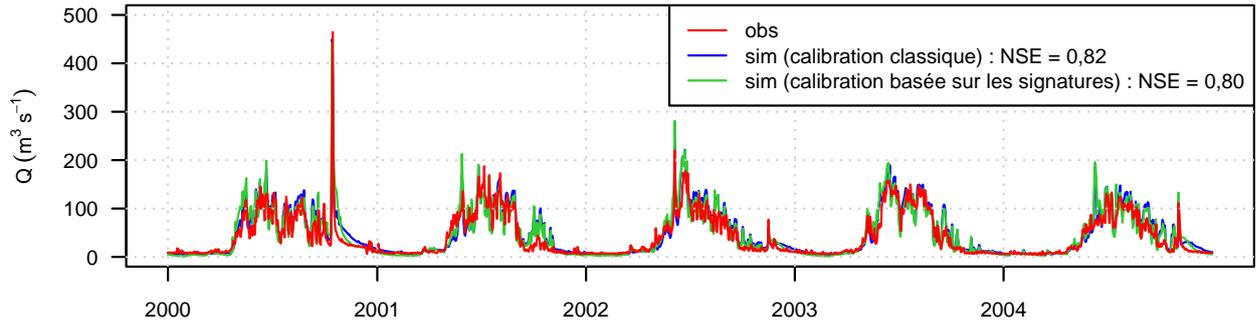
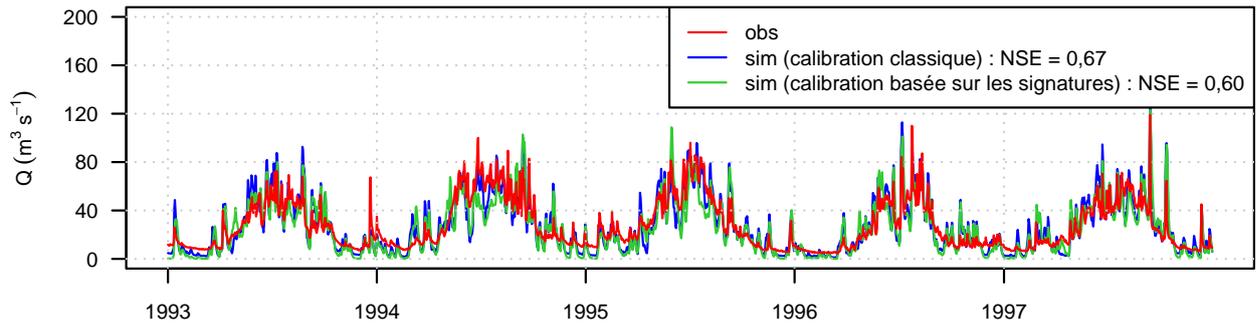
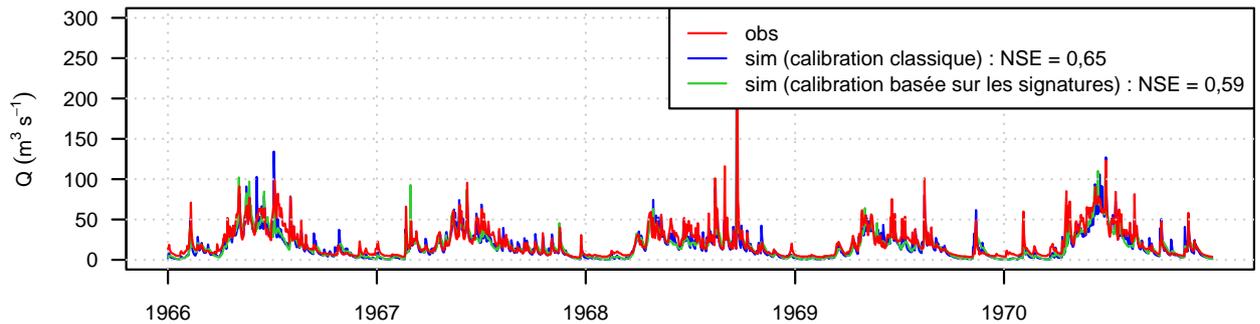
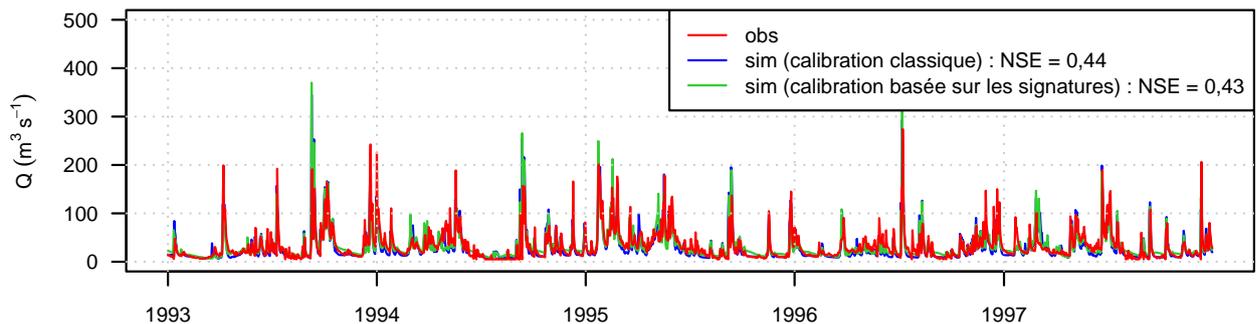
(a) Rhône@Brigue**(b) Arve@Sallanches****(c) Arve@Taninges****(d) Arve@Genève, Bout-du-Monde**

FIGURE III.10 – Comparaison des deux types de calibration pour les sous-bassins présentant un régime hydrologique naturel (ou au moins non modifié de manière significative). Les coefficients NSE ont été calculés en utilisant les données de débit de la même période pour les deux types de calibration : calibration classique et calibration basée sur les signatures. **(a)** Rhône@Brigue (1965-2015). **(b)** Arve@Sallanches (1965-2015). **(c)** Arve@Taninges (1961-2015). **(d)** Arve@Genève, Bout-du-Monde (1965-2015).

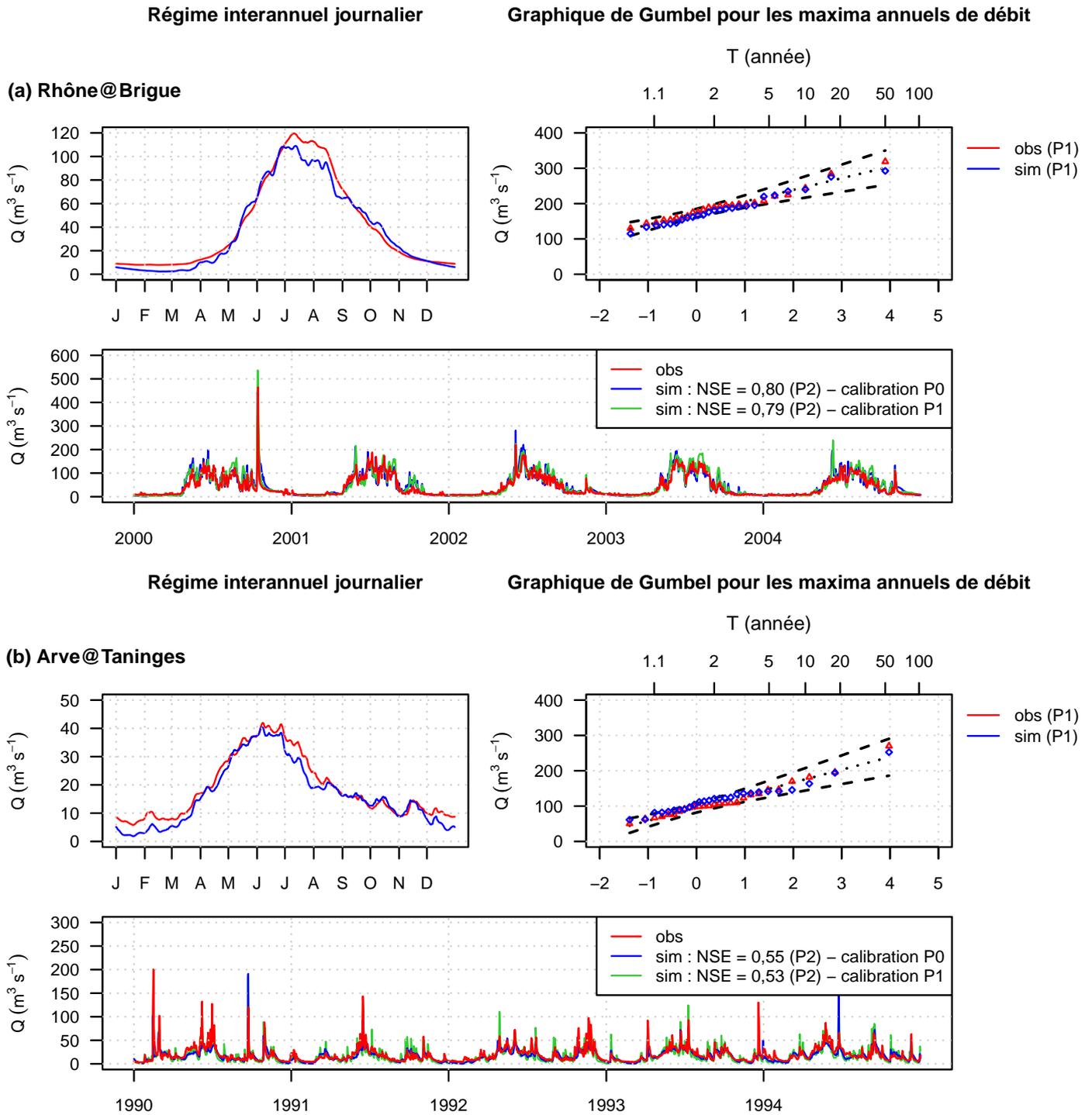


FIGURE III.11 – Procédure de calibration-validation appliquée à deux sous-bassins présentant un régime hydrologique naturel (ou au moins non modifié de manière significative). La calibration basée sur les signatures a été appliquée aux signatures de la période P1 avec les données météorologiques de P1. Les signatures hydrologiques sont le régime interannuel journalier et la distribution statistique des maxima annuels de débit. Les séries temporelles de débit obtenues avec cette calibration basée sur les signatures sont montrées avec celles observées et celles obtenues pour la calibration basée sur les signatures lorsque les signatures sont issues de l'ensemble de la période P0. Les coefficients NSE ont été calculés à partir des séries temporelles observées et simulées du débit sur la période P2 à partir des données météorologiques de P2. **(a)** Rhône@Brigue : P0 = 1965-2015, P1 = 1965-1989, P2 = 1991-2015. **(b)** Arve@Taninges : P0 = 1961-2015, P1 = 1961-1987, P2 = 1989-2015.

Synthèse

Le modèle hydrologique utilisé est le modèle GSM-SOCONT, un modèle spécialement conçu pour la simulation hydrologique en zone de montagne. Il s'agit d'un modèle conceptuel à réservoirs qui représente la dynamique des processus rapides, moyens et lents que l'on retrouve sur un bassin versant : ruissellement, infiltration et percolation, évapotranspiration, dynamique des nappes, accumulation et fonte/regel de la neige et fonte glaciaire.

Le modèle GSM-SOCONT est semi-distribué : le bassin versant est divisé en 18 sous-bassins, chaque sous-bassin est divisé en partie glaciaire et non glaciaire et chacune de ces entités est subdivisée en bandes d'altitude de 500 m. Le modèle utilise en entrée les caractéristiques géographiques de chaque sous-bassin ainsi que des chroniques de précipitations, de températures moyennes et d'évapotranspiration potentielle au pas de temps journalier pour chaque unité hydrologique.

Les échanges entre les différents réservoirs, l'atmosphère et la rivière sont régis par des relations mathématiques simples. Ces relations dépendent de 10 paramètres par sous-bassin. Les valeurs des paramètres peuvent varier d'un sous-bassin à un autre mais les mêmes paramètres s'appliquent à toutes les bandes d'altitude d'un même sous-bassin.

Le débit simulé à l'exutoire de chaque sous-bassin est la somme des différentes composantes du débit produites sur les différentes bandes d'altitude des zones glaciaires et non glaciaires du sous-bassin. Les débits simulés pour les sous-bassins sont additionnés pour produire ceux à chaque station hydrométrique et à l'exutoire du bassin versant.

Le fonctionnement du Léman nécessite une modélisation particulière. Nous proposons une modélisation simplifiée de son fonctionnement par un réservoir linéaire de constante de vidange K qui définit en première approximation le décalage entre les crues entrantes et les crues sortantes du Léman, suivi d'un ensemble de règles de régulation définies par le Règlement de 1997.

Le régime hydrologique du Rhône ayant été modifié de manière significative par la construction de barrages dans les années 1950, il n'existe pas toujours d'observations météorologiques et de débit « naturel » concomitantes pour certains sous-bassins. Pour ces sous-bassins, une calibration basée sur des signatures hydrologiques (le régime interannuel journalier et la distribution statistique des maxima annuels de débit) a été envisagée. Pour les sous-bassins au régime hydrologique naturel, une calibration classique en chronologie a été réalisée.

Des fonctions objectifs ont été optimisées grâce à l'algorithme de calibration automatique DDS, ce qui a permis de déterminer des jeux de paramètres optimaux pour chaque sous-bassin. Des analyses complémentaires ont également permis de conclure que la calibration classique et la calibration basée sur les signatures sont efficaces et robustes dans ce contexte.

CHAPITRE *IV*

Modèles de descente d'échelle et de correction de biais

Dans ce chapitre, nous présentons les modèles de descente d'échelle statistique SCAMP et dynamique MAR utilisés séparément pour produire des séries temporelles de précipitation et de température moyenne au pas de temps journalier à partir de l'information atmosphérique de grande échelle. Comme les scénarios météorologiques produits par ces modèles présentent des biais, nous avons envisagé leur correction. Le modèle de correction de biais de type quantile-quantile considéré dans cette thèse est présenté en fin de chapitre.

1. Le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP

Le modèle SCAMP (« Sequential Constructive atmospheric Analogues for Multivariate weather Predictions » ; RAYNAUD et al., 2020) est un modèle de descente d'échelle statistique qui permet de générer des ensembles de scénarios météorologiques à partir de sorties de réanalyses atmosphériques ou de modèles climatiques. Un scénario est défini ici comme une réalisation possible du système climatique. Le modèle SCAMP sera appliqué au pas de temps journalier aux sorties de la réanalyse atmosphérique ERA-20C [POLI et al., 2016] sur la période 1902-2009 dans le Chapitre V et aux sorties du modèle climatique CESM-LME [OTTO-BLIESNER et al., 2016] sur la période 850-2004 dans le Chapitre VI. Les différentes composantes du modèle SCAMP (Fig. IV.1) sont décrites dans cette section.

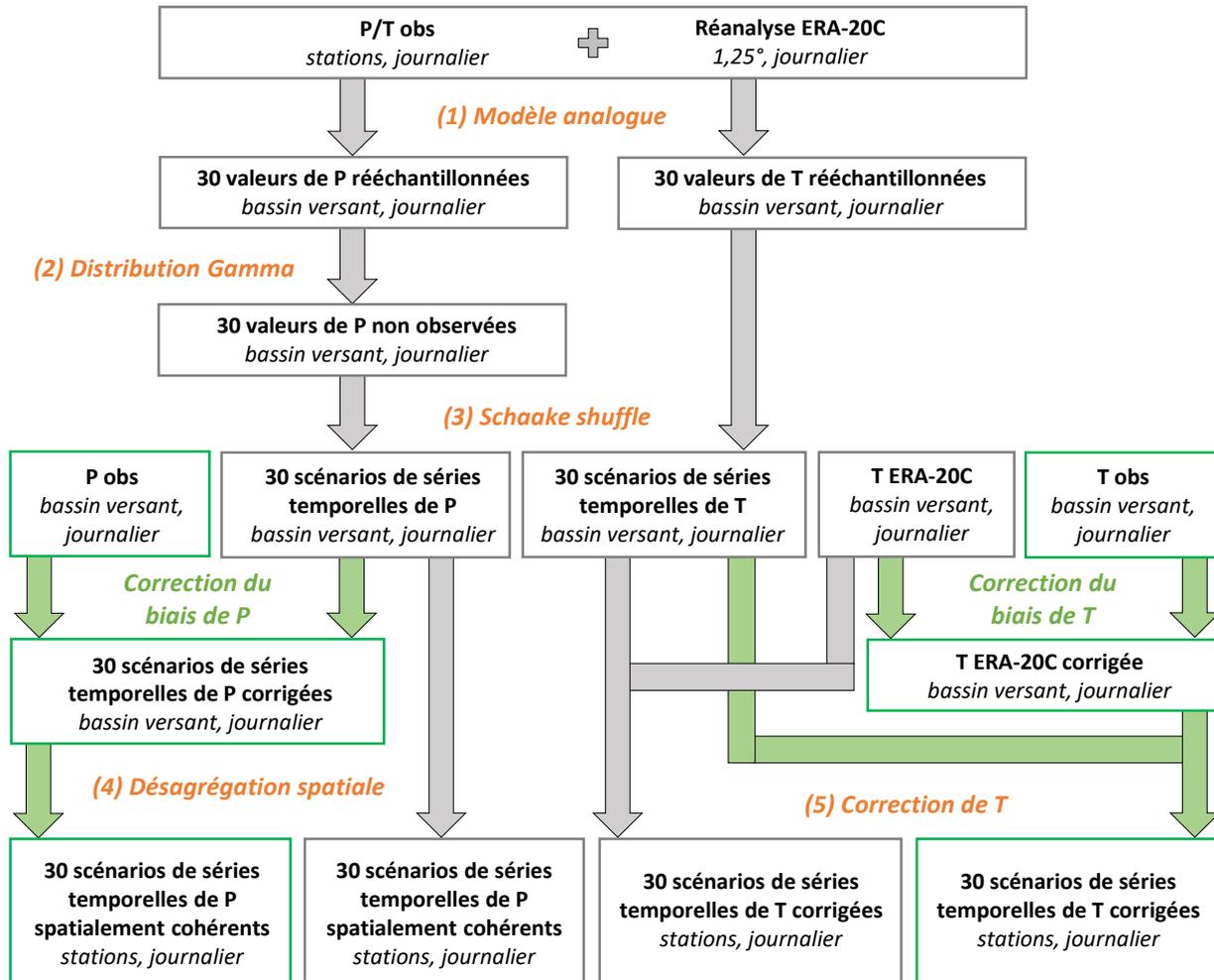


FIGURE IV.1 – Schéma du modèle de descente d'échelle statistique SCAMP. (orange) Composantes utilisées dans la simulation SCAMP. (vert) Composantes supplémentaires utilisées dans la simulation SCAMP avec correction de biais. Les sorties obtenues après chaque étape et les résolutions spatiale et temporelle sont indiquées en gras et en italiques respectivement. P : Précipitations. T : Températures moyennes.

1.1. Caractéristiques du modèle analogue

Le modèle SCAMP est basé sur un modèle analogue classique [e.g. OBLED et al., 2002 ; BONTRON, 2004 ; CHARDON et al., 2014]. Il repose sur l'hypothèse que deux situations atmosphériques similaires à grande échelle conduisent à des situations météorologiques locales similaires [LORENZ, 1969]. Pour chaque jour cible caractérisé par un ensemble de variables atmosphériques de grande échelle (appelées prédicteurs), des dates analogues sont identifiées à partir de dates candidates extraites d'une période d'archive suivant un critère d'analogie appliqué à cet ensemble de prédicteurs. La période d'archive (1961-2009) est la période pour laquelle les prédicteurs et les variables météorologiques locales (appelées prédictants) sont disponibles. Afin de tenir compte de l'éventuelle saisonnalité dans la relation petite échelle / grande échelle, les dates candidates sont toutes les dates de la période d'archive situées à l'intérieur d'une fenêtre calendaire de 61 jours centrée sur la date du jour cible. Les prédictands observés pour les situations analogues les plus proches sont ensuite utilisés pour construire des scénarios météorologiques probabilistes pour le jour cible (Fig. IV.2.).

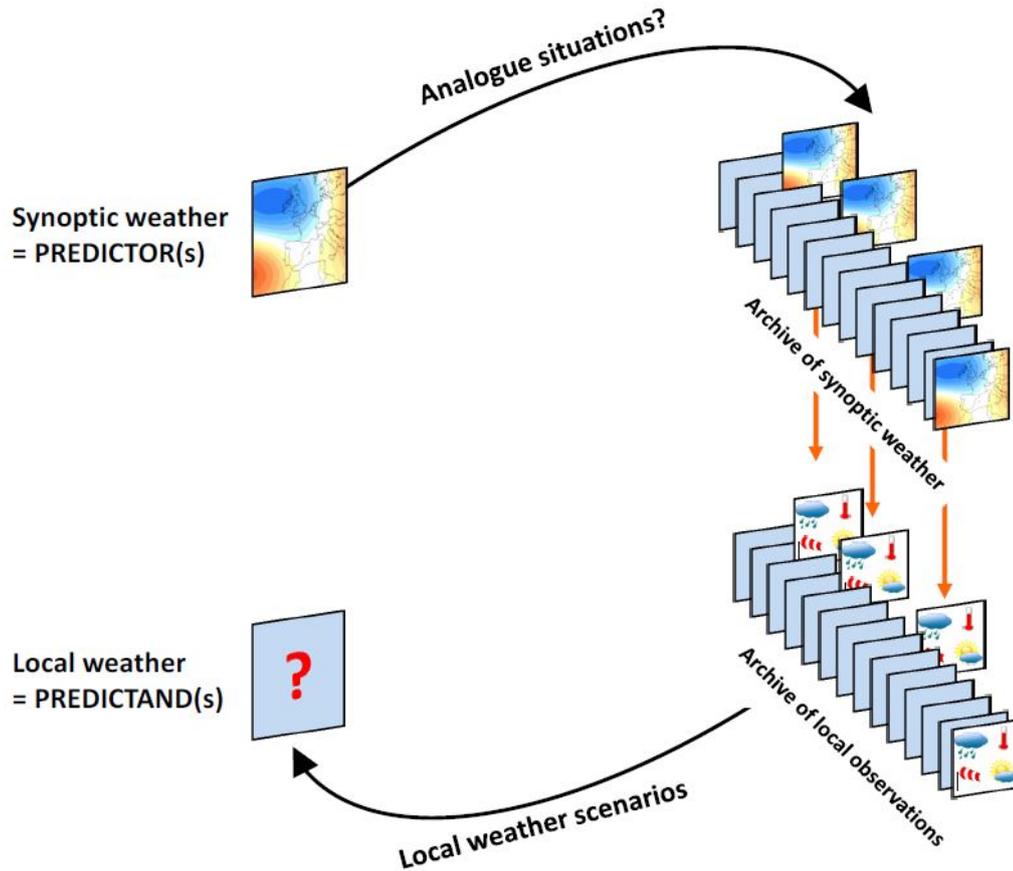


FIGURE IV.2 – Schéma de principe d'un modèle analogue. À partir des conditions météorologiques synoptiques du jour cible, des jours analogues sont identifiés parmi les archives climatiques disponibles. Les conditions météorologiques locales de ces jours analogues sont ensuite utilisées comme scénarios météorologiques pour le jour cible. Figure extraite et adaptée de RAYNAUD [2016].

Nous avons utilisé les caractéristiques (prédicteurs, fenêtres d'analogie, critères d'analogie) du modèle analogue optimisé par RAYNAUD et al. [2020] pour un bassin versant similaire et proche du bassin versant du Rhône amont, à savoir le bassin versant de l'Aare, situé en Suisse. Les fenêtres d'analogie de RAYNAUD et al. [2020] ont simplement été recentrées sur le bassin versant du Rhône amont (Fig. IV.3). Les paramètres d'analogie ont été optimisés pour la prévision probabiliste des précipitations journalières. Ces paramètres peuvent être sous-optimaux pour la prévision de la température moyenne journalière. Le modèle analogue retenu est composé de deux niveaux d'analogie :

- Le premier niveau d'analogie utilise les hauteurs des géopotentiels à 1000 hPa (HGT1000) et 500 hPa (HGT500) comme prédicteurs. Le critère d'analogie utilisé pour la sélection des dates analogues est le TWS (« Teweles-Wobus Score » ; TEWELES & WOBUS, 1954). Il quantifie la similitude entre deux champs de géopotentiel en comparant leurs formes, ce qui permet de connaître l'origine des masses d'air. De Septembre à Mai, l'analogie est basée sur les hauteurs des géopotentiels du jour J et du jour suivant J+1 à 12h00. En été, seules les hauteurs des géopotentiels du jour J sont utilisées. Pour le premier niveau d'analogie, 100 dates analogues sont sélectionnées pour chaque jour de la période de simulation.

- Le deuxième niveau d'analogie fait une sous-sélection de 30 dates analogues parmi les 100 dates analogues retenues lors du premier niveau d'analogie. Le score d'analogie utilisé est l'erreur quadratique moyenne (« Root-Mean-Square Error » ou RMSE). De Septembre à Mai, les prédictors sont la vitesse verticale du vent à 600 hPa (VV600) et la température moyenne à 2 m (T). En été, les précipitations de grande échelle (P) sont utilisées comme prédictor.

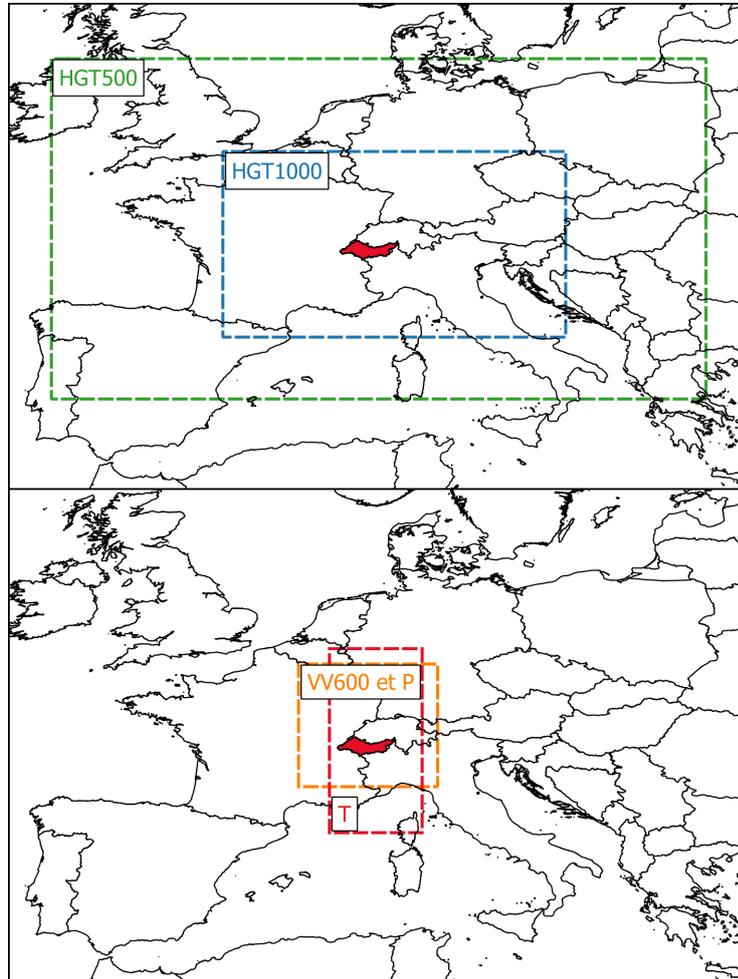


FIGURE IV.3 – Fenêtres d’analogie des prédictors retenus pour les deux niveaux. Pour le premier niveau d’analogie, les prédictors sont les hauteurs des géopotentiels à 1000 hPa (HGT1000) et 500 hPa (HGT500). Pour le deuxième niveau d’analogie, les prédictors sont la vitesse verticale du vent à 600 hPa (VV600) et la température moyenne à 2 m (T) de Septembre à Mai et les précipitations de grande échelle (P) en été.

Le choix des prédictors et de leur fenêtre d’analogie est justifié dans RAYNAUD et al., 2017, 2020. Dans l’ensemble, ces jeux de prédictors garantissent à la fois la cohérence physique entre les variables de précipitation et de température moyenne et possèdent de bonnes capacités de prédiction selon le critère d’évaluation probabiliste CRPSS (« Continuous Ranked Probability Skill Score » ; CHARDON et al., 2014). Alors que de nombreuses applications de modèles analogues produisent des scénarios à des stations météorologiques spécifiques, CHARDON et al. [2016] ont montré que, pour la France, la qualité de la prévision est considérablement améliorée lorsqu’elle est produite pour des variables régionales moyennes, i.e. lorsque la prévision s’applique à la moyenne spatiale de la variable considérée, la performance étant d’autant plus grande que la surface considérée pour la moyenne est grande. Nous avons donc utilisé le modèle analogue pour générer des scénarios météorologiques à l’échelle

de l'ensemble du bassin versant du Rhône amont. Pour chaque jour de la période de simulation, 30 scénarios de précipitations et de températures moyennes de bassin ont ainsi été produits.

1.2. Génération de nouvelles valeurs de précipitations de bassin

Comme les scénarios météorologiques sont obtenus en rééchantillonnant les observations des jours analogues, il n'est pas possible de générer des scénarios avec des valeurs supérieures à celles observées dans la période d'archive. Le modèle SCAMP corrige cette limitation en ajoutant un processus de génération aléatoire à la méthode des analogues. En pratique, une distribution Gamma est ajustée pour chaque jour de la simulation (ou presque) aux 30 valeurs de précipitations de bassin associées aux dates analogues identifiées pour ce jour [CHARDON et al., 2018 ; RAYNAUD et al., 2020]. La distribution Gamma est ensuite utilisée pour générer un nouvel échantillon de 30 valeurs de précipitations de bassin, non observées et potentiellement plus élevées que celles observées (Fig. IV.4).

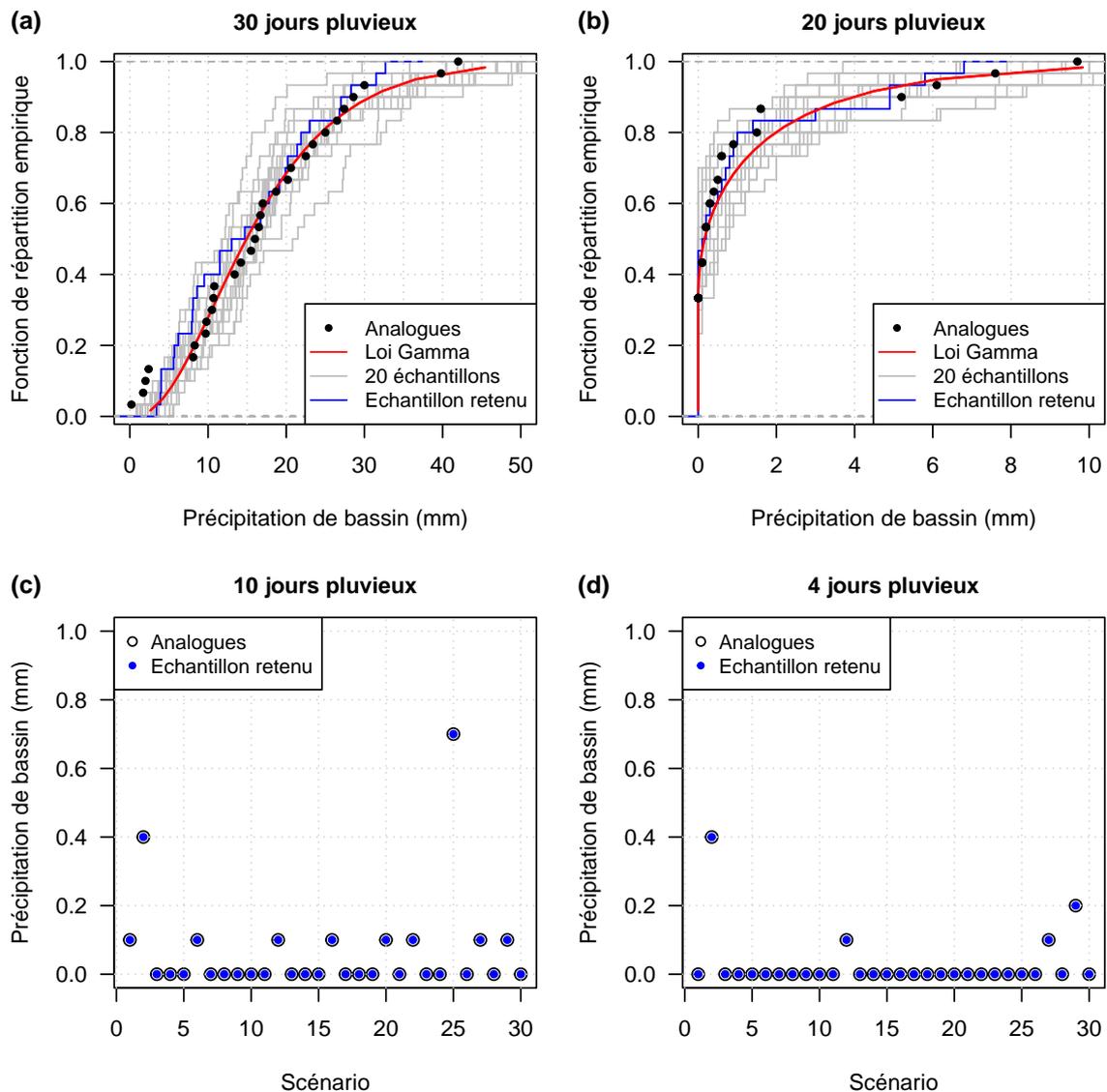


FIGURE IV.4 – Échantillon de précipitations de bassin retenu en fonction du nombre de jours pluvieux associés au 30 dates analogues pour un jour de simulation donné. Les courbes grises indiquent la dispersion de 20 échantillons tirés au hasard dans la loi Gamma. Dans les configurations (a) et (b), l'échantillon retenu au hasard est indiqué en bleu.

L'ajustement d'une distribution Gamma aux 30 valeurs de précipitations de bassin associées aux dates analogues n'est réalisé que s'il y a au moins 10 jours pluvieux et au moins 5 valeurs de précipitations de bassin différentes parmi les 30 (Fig. IV.4 a,b). S'il y a au moins 10 jours pluvieux et moins de 5 valeurs de précipitations de bassin différentes (Fig. IV.4 c) ou s'il y a moins de 10 jours pluvieux parmi les 30 (Fig. IV.4 d), les valeurs des précipitations de bassin retenues sont simplement celles correspondant aux dates analogues. Dans ces deux derniers cas, les jours analogues correspondent à des jours « secs » avec des précipitations nulles ou inférieures à 1 mm.

1.3. Génération de séries temporelles par Schaake shuffle

Les scénarios météorologiques requis pour les simulations hydrologiques sont des chroniques. Ces chroniques doivent être construites à partir des scénarios journaliers générés pour chaque jour de la période considérée. La construction d'une chronique nécessite de choisir, pour chaque jour, un des 30 scénarios journaliers produits pour ce jour. Plusieurs méthodes sont possibles pour cette construction. La méthode la plus simple consiste, pour chaque jour de la période considérée, à choisir au hasard (avec ou sans remise) un des 30 scénarios disponibles pour ce jour. Les chroniques générées ainsi ne fournissent pas nécessairement des scénarios météorologiques pertinents, permettant, par exemple, de reproduire les propriétés de persistance ou d'intermittence des précipitations.

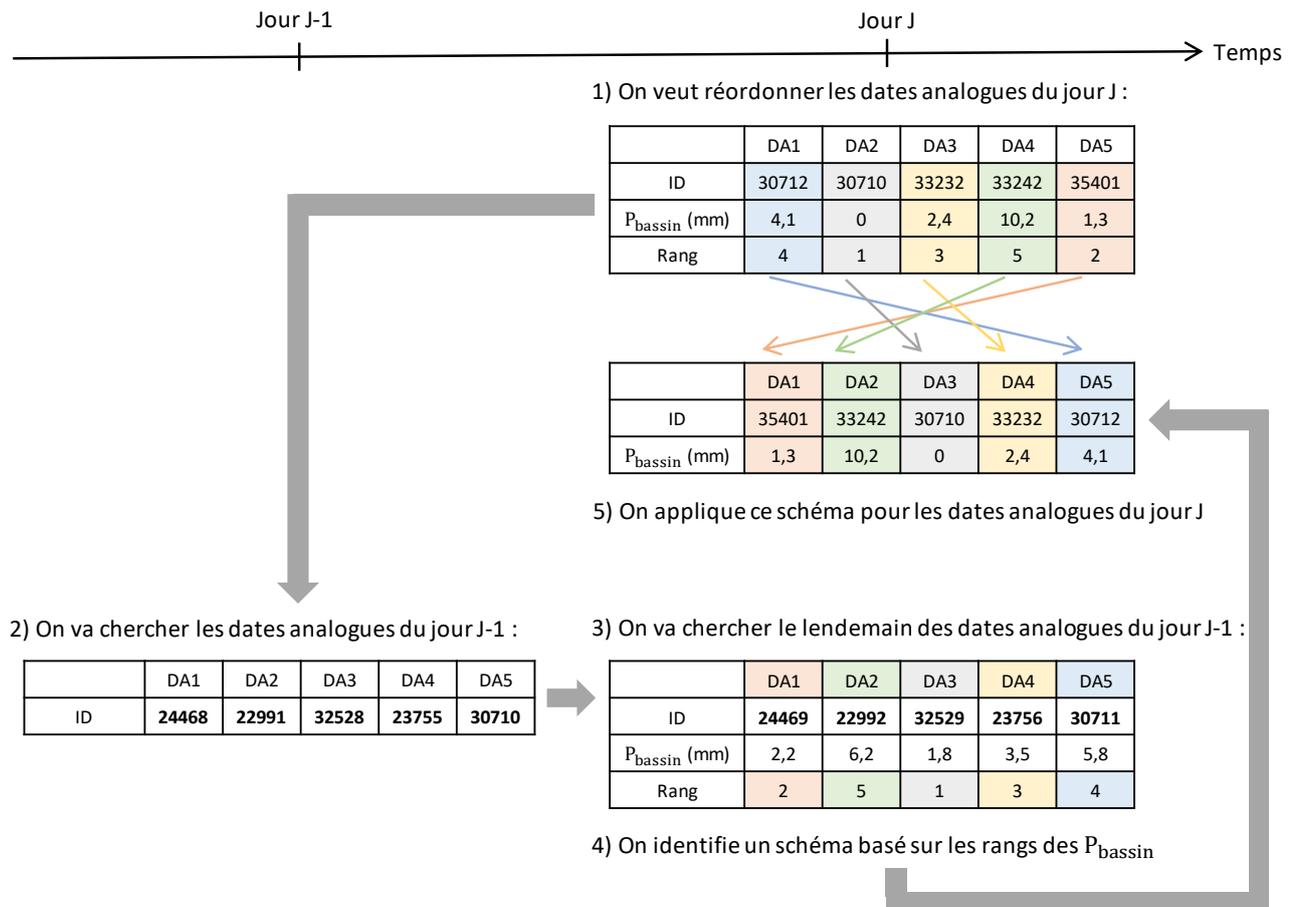


FIGURE IV.5 – Exemple du Schaake shuffle avec 5 dates analogues. DA : Date Analogue. ID : Identifiant de la date analogue (ID = 1 correspond au 1^{er} Janvier 1900).

Dans ce travail, pour améliorer la cohérence temporelle entre deux jours consécutifs et ainsi favoriser la succession de jours pluvieux dans chaque série temporelle, les 30 scénarios de précipitations de bassin obtenus pour un jour donné sont appariés à ceux du jour précédent. Pour cela, une méthode de réarrangement temporel des dates analogues basée sur une méthode de corrélation de rang adaptée de l'algorithme du Schaake shuffle a été utilisée [CLARK et al., 2004]. Quelques applications de cette méthode peuvent être trouvées dans les travaux de SCHEFZIK [2016] et BELLIER et al. [2017]. Dans cette thèse, le Schaake shuffle a consisté à modifier les séquences des valeurs de précipitations de bassin en conservant l'association des rangs et en réorganisant les séquences entre les jours J et J-1 [RAYNAUD et al., 2020]. Le lendemain des dates analogues du jour J-1 a alors été utilisé comme proxy du jour J (Fig. IV.5).

Les séquences des précipitations de bassin après réarrangement temporel ont alors des appariements de rang similaires à ceux observés. Cette étape permet d'améliorer la reproduction de la persistance des fortes précipitations. Ceci est illustré avec la reproduction des maxima annuels des cumuls de précipitations de bassin observés sur 3 et 5 jours (Fig. IV.6).

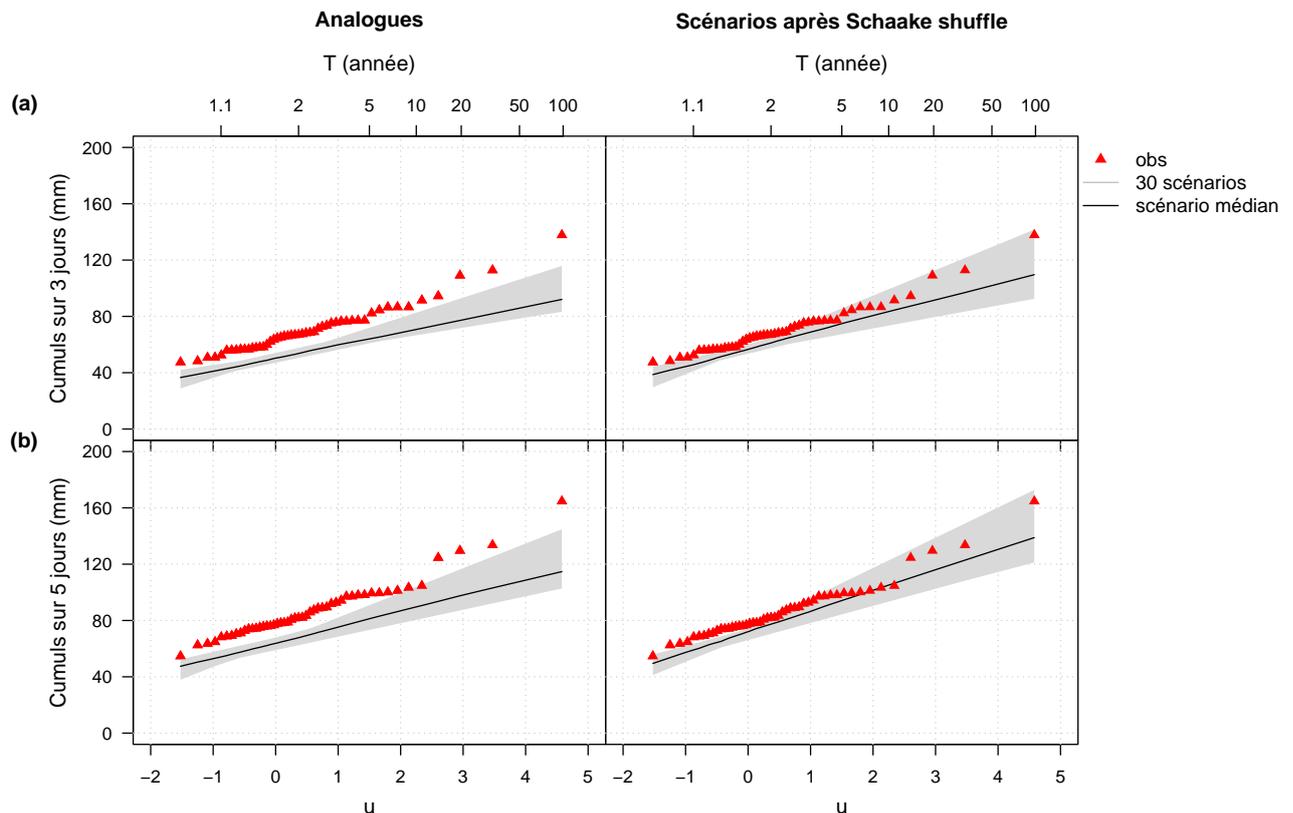


FIGURE IV.6 – Maxima annuels des cumuls de précipitations de bassin sur (a) 3 jours et (b) 5 jours. Un ajustement de Gumbel a été réalisé sur les 30 scénarios issus (gauche) directement des analogues et (droite) après ajustement des lois Gamma et du Schaake shuffle. L'axe des x est la variable réduite de Gumbel u pour la période de retour T donnée, i.e. $u = -\ln(-\ln(1 - 1/T))$.

Nous avons donné la priorité à la cohérence temporelle des précipitations. La génération des scénarios doit aussi idéalement produire des scénarios inter-variables cohérents. La cohérence température/précipitations a été traitée dans un second temps. Les scénarios de températures moyennes de bassin ont été réarrangés temporellement en suivant le schéma des dates analogues réarrangées temporellement sur la base des précipitations de bassin.

1.4. Désagrégation spatiale des précipitations de bassin

Conformément à MEZGHANI & HINGRAY [2009] et VIVIROLI et al. [2022], les séries temporelles de précipitations de bassin ont été désagrégées avec une méthode non paramétrique de fragmentation pour produire des scénarios locaux de précipitations pour le bassin versant du Rhône amont. Cette approche permet de produire des scénarios dont la structure spatiale est cohérente pour chaque jour de la période considérée car elle utilise les structures spatiales observées, i.e. les structures spatiales des analogues identifiés dans la période d'archive.

Pour chaque jour de la période de simulation et chaque scénario de précipitations de bassin $P_{\text{bassin}_{\text{SCE}}}$, le principe de cette approche de désagrégation est le suivant. $P_{\text{bassin}_{\text{ANA}}}$, la précipitation de bassin analogue la plus proche de $P_{\text{bassin}_{\text{SCE}}}$, est identifiée parmi les 30 jours analogues. La structure spatiale des précipitations pour ce jour analogue est utilisée pour la désagrégation du scénario de précipitations de bassin. Les valeurs locales du jour analogue le plus proche sont ensuite mises à l'échelle à l'aide du coefficient $\frac{P_{\text{bassin}_{\text{SCE}}}}{P_{\text{bassin}_{\text{ANA}}}}$ puis utilisées comme scénarios locaux. Cette configuration correspond à 99,9 % des jours de simulation.

Pour les autres configurations (les 0,1 % restants), cette approche conduit à appliquer des facteurs d'échelle trop importants et, par suite, à générer des valeurs de précipitations locales irréalistes. Un ensemble de précipitations de bassin issues d'un modèle de secours a alors été appliqué. Ce modèle de secours est décrit en Annexe E.

1.5. Correction des séries temporelles de température moyenne

Les caractéristiques atmosphériques de grande échelle prises en compte pour l'identification des dates analogues (forme des champs de géopotential en particulier) ne sont pas aussi informatives pour les températures. La méthode de correction additive des températures de KUENTZ et al. [2015] a été utilisée pour rendre chaque jour les scénarios de températures moyennes de bassin cohérents avec la température moyenne de grande échelle (i.e. la température moyenne de la réanalyse atmosphérique ERA-20C ou du modèle climatique CESM-LME).

Pour chaque jour de la période de simulation et chaque scénario, le facteur de correction est la différence entre la température moyenne de grande échelle et la température moyenne de bassin du scénario. Ce facteur de correction journalier a ensuite été appliqué pour corriger la température journalière moyenne de chaque station thermométrique pour ce scénario. Par exemple, si pour un jour donné, la température moyenne de bassin d'un scénario est plus chaude de 2 °C que la température moyenne de la réanalyse atmosphérique ERA-20C, alors toutes les températures moyennes locales du scénario sont abaissées de 2 °C.

La correction des températures moyennes peut affecter la corrélation entre les scénarios de précipitations et de températures moyennes. Cependant, l'utilisation des mêmes dates analogues pour les deux variables météorologiques garantit la cohérence spatiale et physique des scénarios météorologiques générés.

2. Le modèle de descente d'échelle dynamique MAR

2.1. Description du modèle

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR ; GALLÉE, 1995 ; GALLÉE & SCHAYES, 1994 ; GALLÉE et al., 1996), développé à l'Université de Liège (ULiège) en Belgique et à l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) en France, est un modèle de descente d'échelle dynamique utilisé pour réaliser des simulations à l'échelle régionale.

Le modèle MAR est un modèle hydrostatique à équations primitives dont les coordonnées verticales sont définies en coordonnées sigma. Le transfert radiatif à travers l'atmosphère utilise le schéma radiatif de la réanalyse de l'ECMWF (« European Centre for Medium-Range Weather Forecasts » ; MORCRETTE, 2002). Le modèle MAR comprend un schéma détaillé de la microphysique des nuages avec six équations pronostiques pour l'humidité spécifique, la concentration des gouttelettes dans les nuages, les cristaux de glace dans les nuages (concentration et nombre), la concentration des particules de neige et les gouttes de pluie.

La convection est paramétrée selon BECHTOLD et al. [2001]. Le modèle MAR est couplé au schéma unidimensionnel de surface terrestre SISVAT (« Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer » ; DE RIDDER & SCHAYES, 1997 ; GALLÉE et al., 2001) qui inclut un schéma multicouche de neige [BRUN et al., 1992 ; GALLÉE & DUYNKERKE, 1997], des équations pronostiques pour la température, la masse, le contenu en eau et les propriétés de la neige (dendricité, sphéricité et taille) ainsi qu'un module de glace [LEFEBRE et al., 2003].

La physique du modèle MAR peut être ajustée à la région d'intérêt et peut être utilisée avec des résolutions relativement élevées (40 à 7 km). Des résolutions plus fines ne seraient pas possibles en utilisant la configuration hydrostatique.

2.2. Exemples d'application du modèle

Le modèle MAR a d'abord été conçu pour les régions polaires, en particulier l'Antarctique [GALLÉE et al., 1996 ; NAITHANI et al., 2002 ; GALLÉE et al., 2013 ; AMORY et al., 2015 ; AGOSTA et al., 2019] et le Groenland [FETTWEIS et al., 2017]. Le modèle MAR a ensuite été utilisé, entre autres, pour simuler le climat aux latitudes moyennes [WYARD et al., 2017] et pour étudier l'évolution des précipitations en Europe [DOUTRELOUP et al., 2019]. Il a également été appliqué à l'Afrique de l'Ouest [CHAGNAUD et al., 2020] et à diverses régions de montagne, comme l'Himalaya [MÉNÉGOZ et al., 2013], le Svalbard [LANG et al., 2015] et l'archipel des Kerguelen [FAVIER et al., 2016 ; VERFAILLIE et al., 2019].

Récemment, le modèle MAR a été forcé par les données de la réanalyse atmosphérique ERA-20C afin d'étudier les tendances des précipitations sur les Alpes européennes [MÉNÉGOZ et al., 2020] et les changements de la température de l'air et de la couverture neigeuse dans les Alpes françaises [BEAUMET et al., 2021].

2.3. Configuration du modèle pour le bassin versant du Rhône amont

Pour cette thèse, nous avons utilisé les sorties de la simulation MAR réalisée par MÉNÉGOZ et al. [2020] et BEAUMET et al. [2021] sur la période 1902-2009 (Chap. V). Le modèle MAR a été forcé latéralement par les données de la réanalyse atmosphérique ERA-20C au pas de temps 6 h et ses schémas dynamiques et physiques ont été appliqués avec un pas de temps de 60 s. La configuration du modèle MAR est basée sur une résolution horizontale de 7 km, 24 niveaux pour l'atmosphère, 7 niveaux pour le sol et une couverture neigeuse décrite avec un nombre de couches variant de 1 à 20. Le bassin versant du Rhône amont est couvert par 281 mailles (Fig. IV.7).

Les sorties au pas de temps journalier de la simulation MAR incluent les précipitations (P) et les températures moyennes (T) pour l'ensemble du bassin versant du Rhône amont mais aussi la pression atmosphérique de surface (p_{surf}), la vitesse du vent à 10 m ($U_{10\text{m}}$) et l'humidité spécifique à 10 m ($HS_{10\text{m}}$) pour les 23 mailles couvrant le Léman (Fig. IV.7). Ces variables additionnelles sont utilisées pour calculer l'évaporation du Léman (voir Annexe B).

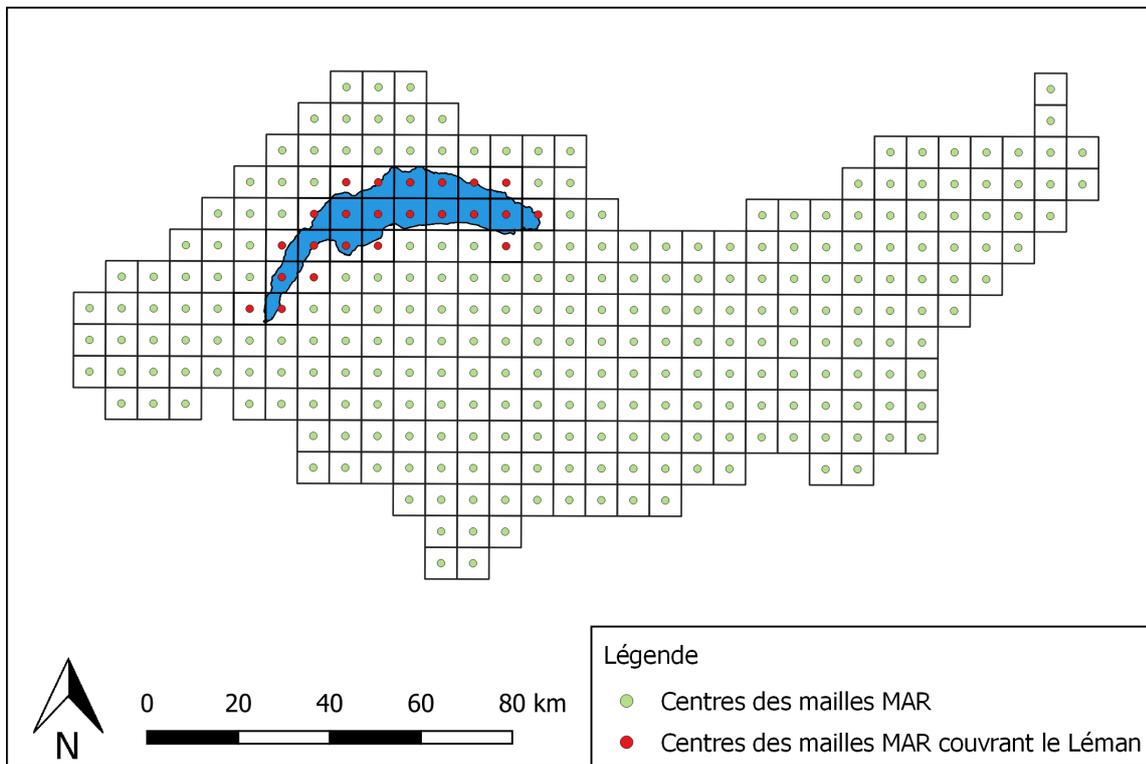


FIGURE IV.7 – Carte des mailles MAR couvrant le bassin versant du Rhône amont.

3. Modèle de correction de biais

3.1. Principe de la correction de biais de type quantile-quantile

Comme nous le verrons dans le Chapitre V, les scénarios météorologiques produits par les modèles MAR et SCAMP peuvent être très différents de ceux observés. Ceci est vrai pour chaque jour de la période de simulation et en moyenne climatologique. Les caractéristiques statistiques des variables considérées dans les scénarios simulés et les observations peuvent aussi différer de manière significative. Nous avons donc construit, pour les deux modèles de descente d'échelle, des scénarios corrigés de précipitations et de températures moyennes.

Une correction de biais de type quantile-quantile, aussi appelée « Quantile-Mapping », a été utilisée pour les deux variables [DÉQUÉ, 2007]. En pratique, la fonction de répartition empirique d'une simulation est corrigée pour correspondre à la fonction de répartition empirique des observations sur une période de contrôle (1961-2009) générant ainsi une fonction de correction empirique dépendant du quantile. Les différentes séries temporelles de précipitations et de températures moyennes de bassin ont été corrigées en utilisant celles observées comme références. Comme cela se fait généralement, la correction est additive pour les températures et multiplicative pour les précipitations. Une fonction de correction a été estimée pour chaque mois. Pour les deux modèles, une fonction de correction analytique a été utilisée pour faciliter les interpolations des facteurs de correction estimés entre les percentiles empiriques. Pour cela, un polynôme de degré 4 a été ajusté aux facteurs de correction empiriques.

Une difficulté réside dans la correction à appliquer pour les quantiles élevés, pour lesquels la fonction de correction ne peut pas être estimée par manque d'observations. Pour pouvoir appliquer la méthode de correction de biais aux valeurs extrêmes, il est nécessaire de faire une hypothèse sur le comportement asymptotique de la fonction de correction. Une hypothèse courante consiste à considérer que la correction devient constante et égale à la correction estimée pour le quantile le plus fort où elle peut être déterminée. Cette hypothèse est forte et il est difficile d'en estimer la pertinence. Elle peut potentiellement conduire à des extrêmes irréalistes.

Dans ce travail, afin d'éviter des extrapolations non pertinentes des facteurs de correction pour des valeurs de précipitations extrêmes non observées dans la période de contrôle, la valeur de correction a été limitée. Pour les percentiles de précipitations les plus élevés (percentiles 95 à 100), la valeur de correction a été limitée à leur valeur moyenne de correction empirique. Pour les températures, les corrections pour les percentiles les plus faibles (0 à 5) et les plus élevés (95 à 100) ont été fixées de la même manière à leurs valeurs moyennes de correction empirique.

Pour SCAMP, les corrections de précipitations et de températures moyennes n'ont pu être effectuées qu'à l'échelle du bassin versant entier. Afin de conserver la variabilité de petite échelle entre les différents scénarios produits par SCAMP, une seule fonction de correction a été considérée pour les 30 séries temporelles. Pour MAR, des corrections spécifiques ont été appliquées pour chacun des 5 principaux sous-bassins du système (Fig. IV.8). Des exemples de fonctions de correction de biais sont présentés pour les précipitations de bassin sur la Figure IV.9 pour les deux modèles.

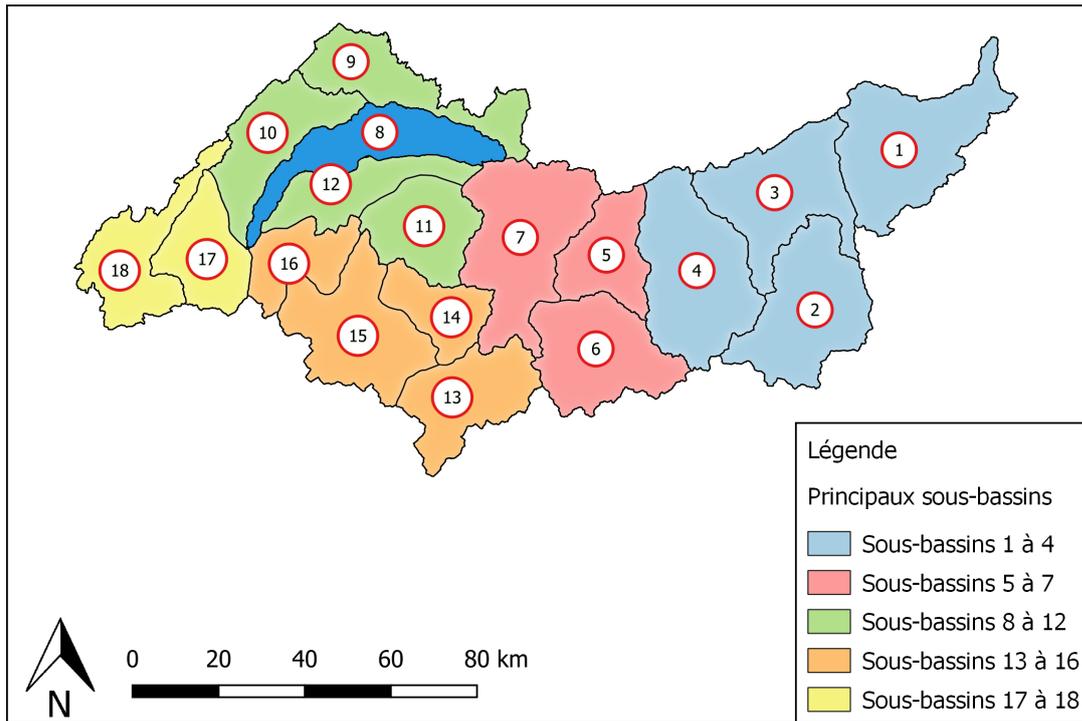


FIGURE IV.8 – Carte des 5 principaux sous-bassins du système.

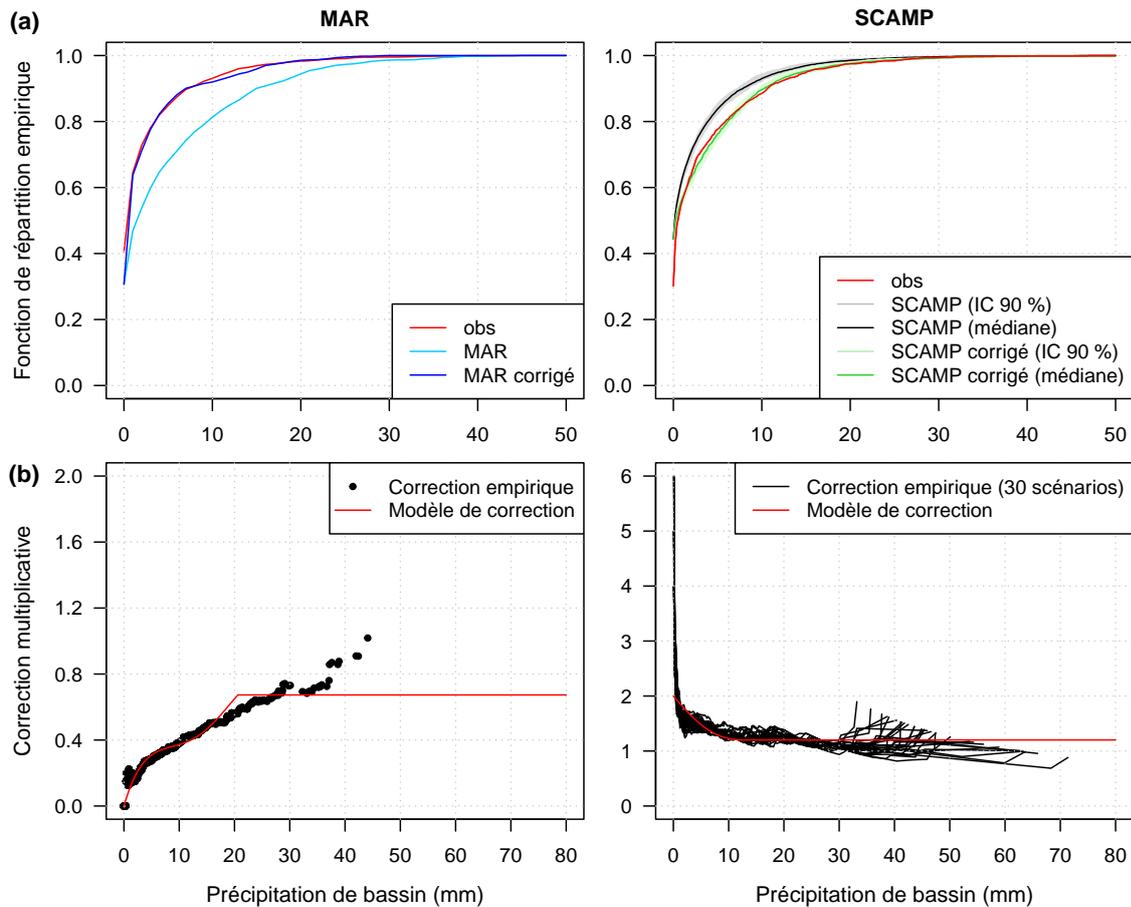


FIGURE IV.9 – Exemples de correction de biais pour les précipitations de bassin. MAR : Sous-bassins 1 à 4, Janvier. SCAMP : Bassin versant entier, Août. Période de contrôle : 1961-2009. (a) Fonctions de répartition empiriques. (b) Fonctions de correction. Pour SCAMP, les bandes grises et vertes représentent les intervalles de confiance à 90 %. Les scénarios médians sont indiqués par les lignes noires et vertes.

3.2. Correction des gradients altimétriques de température de MAR

Pour les simulations MAR, une correction des gradients altimétriques journaliers de température s'est aussi avérée nécessaire. Pour les simulations hydrologiques, des estimations de température sont requises pour chaque bande d'altitude. Dans ce travail, elles sont obtenues par interpolation à partir des valeurs de température disponibles aux localisations voisines et en utilisant une relation température-altitude régionale. Cette relation a été supposée linéaire et sa pente, appelée « gradient altimétrique de température », a été estimée pour chaque jour à partir des températures simulées au niveau de toutes les mailles MAR couvrant le bassin versant du Rhône amont.

Comme illustré par sa distribution statistique sur la Figure IV.10 b, le gradient altimétrique de température estimé à partir des simulations MAR varie d'un jour à l'autre, tout comme le gradient altimétrique de température estimé à partir des observations. Cependant, il est en moyenne plus élevé que celui des observations, comme illustré également sur la Figure IV.10 a avec les relations température-altitude moyennes estimées à partir des deux jeux de données. Le biais dans le gradient altimétrique de température, qui résulte probablement d'un biais chaud dans les basses couches atmosphériques du modèle, est assez important, de l'ordre de $0,3 \text{ °C}/100 \text{ m}$ (Fig. IV.10 b).

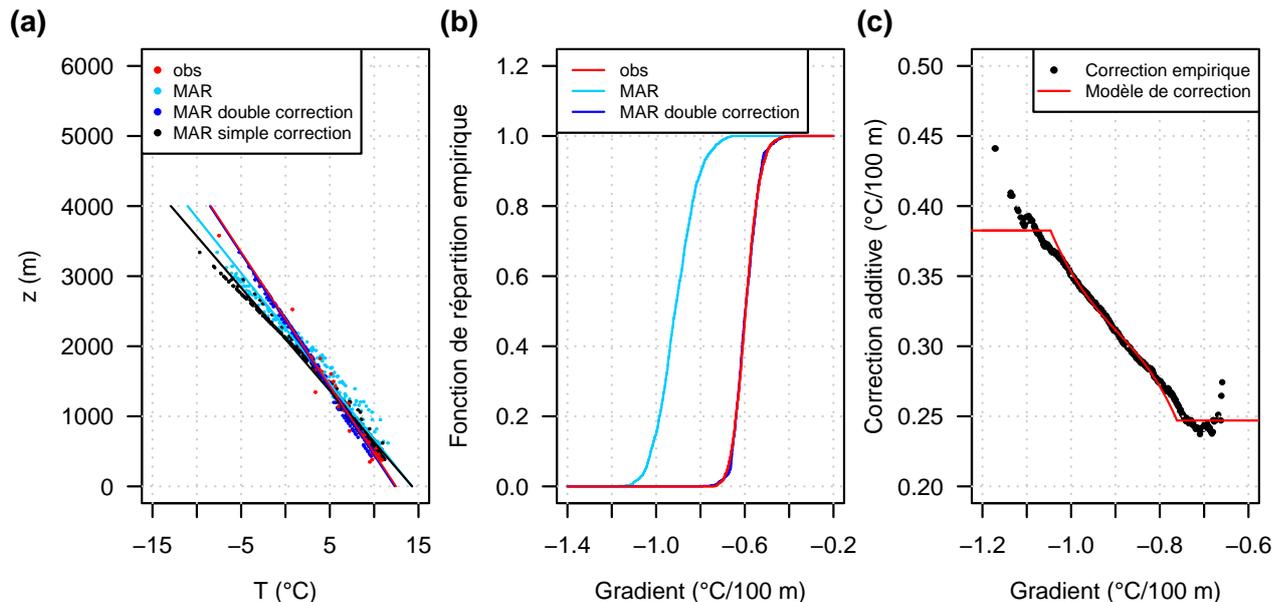


FIGURE IV.10 – Illustration du biais dans la relation température-altitude dans les simulations du modèle dynamique de descente d'échelle MAR. (a) Relation température-altitude interannuelle moyenne (et régressions linéaires correspondantes) à l'échelle du bassin versant à partir des températures moyennes observées (obs, rouge), des simulations MAR brutes (MAR, cyan), des simulations MAR corrigées pour la température moyenne de bassin à une altitude de référence et pour le gradient altimétrique de température (MAR double correction, bleu) et des simulations MAR corrigées pour la température moyenne de bassin à une altitude de référence uniquement (MAR simple correction, noir). (b) et (c) Exemples de fonction de répartition empirique et de modèle de correction pour le gradient altimétrique de température (sous-bassins 1 à 4, Juillet). Il est à noter que les courbes bleue et rouge se superposent sur les figures (a) et (b).

Le biais dans les températures simulées par les RCMs est connu et corrigé depuis longtemps. Le biais dans les gradients altimétriques de température a aussi été discuté dans plusieurs publications mentionnant des biais froids à haute altitude et des biais chauds à basse altitude [KOTLARSKI et al., 2015; BEAUMET et al., 2021; NAPOLI et al., 2023]. Une approche courante pour utiliser les températures d'un de ces modèles pour des simulations hydrologiques consiste à identifier une fonction de correction de biais pour une altitude de référence donnée et à utiliser cette fonction pour corriger les températures du modèle à toutes les autres altitudes. Cependant, dans ce processus, les gradients altimétriques de température du modèle restent inchangés et la température de bassin corrigée peut encore présenter des biais résiduels pour toutes les altitudes autres que celle de référence. Pour le contexte montagneux considéré ici, comme discuté dans le Chapitre V Section 3.2, cela a des conséquences importantes sur l'hydrologie simulée.

Nous avons donc développé une méthode de correction de type quantile-quantile des températures de MAR en deux parties qui tient compte des deux biais, celui de la valeur de la température de bassin simulée à une altitude de référence et celui du gradient altimétrique de température. La valeur corrigée de la température de bassin à une altitude donnée z au pas de temps t , notée $T_{\text{bassin MAR-BC}}(z, t)$ [°C], est obtenue comme suit :

$$T_{\text{bassin MAR-BC}}(z, t) = T_{\text{bassin MAR-BC}}(z_{\text{réf}}, t) + \frac{\nabla_{T_{\text{MAR-BC}}}(t)}{100} \times (z - z_{\text{réf}}) \quad (\text{IV.1})$$

où :

- $T_{\text{bassin MAR-BC}}(z_{\text{réf}}, t)$ [°C] est la valeur corrigée de la température de bassin à l'altitude de référence $z_{\text{réf}}$ et au pas de temps t . La correction dépend du quantile de la température de bassin à l'altitude de référence $z_{\text{réf}}$ et au pas de temps t .
- $\nabla_{T_{\text{MAR-BC}}}(t)$ [°C (100 m)⁻¹] est la valeur corrigée du gradient altimétrique de température au pas de temps t . La correction dépend du quantile du gradient altimétrique de température estimé à partir des températures de MAR au pas de temps t .

En pratique, nous avons choisi l'altitude moyenne du bassin versant du Rhône amont (i.e. 1525 m) comme altitude de référence. Les corrections des températures moyennes journalières de bassin et des gradients altimétriques journaliers de température ont été effectuées de manière indépendante, à l'échelle mensuelle et pour les 5 principaux sous-bassins du système (Fig. IV.8). Les résultats présentés dans le Chapitre V pour les simulations MAR ont été obtenus avec cette correction de biais en deux parties.

Notons que pour les simulations SCAMP, une correction des gradients altimétriques de température n'est pas nécessaire. Dans les simulations SCAMP, la relation température-altitude régionale est estimée chaque jour à partir des températures SCAMP aux stations. Pour chaque jour de simulation, comme ces températures sont dérivées d'un jour analogue, la relation du scénario correspond toujours à une relation observée. La relation température-altitude et ses variations dans le temps sont donc cohérentes avec les observations.

Synthèse

Deux modèles de descente d'échelle, l'un statistique (SCAMP), l'autre dynamique (MAR), sont utilisés séparément pour produire des scénarios météorologiques locaux à partir de l'information atmosphérique de grande échelle. Des séries temporelles de précipitations et de températures moyennes au pas de temps journalier sont ainsi produites sur le passé permettant la simulation de scénarios hydrologiques à partir du modèle hydrologique GSM-SOCONT.

Le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP est une amélioration d'un modèle analogue classique et permet de générer des ensembles de 30 scénarios météorologiques au pas de temps journalier à partir de prédicteurs atmosphériques issus de réanalyses atmosphériques ou de modèles climatiques. Le modèle SCAMP sera appliqué aux sorties de la réanalyse atmosphérique ERA-20C sur la période 1902-2009 et aux sorties du modèle climatique CESM-LME sur la période 850-2004.

Le modèle de descente d'échelle dynamique MAR a été largement utilisé à travers le monde pour réaliser des simulations à l'échelle régionale. Nous utiliserons les sorties d'une simulation MAR réalisée au niveau des Alpes Européennes sur la période 1902-2009. Le modèle MAR a été forcé latéralement par les données de la réanalyse atmosphérique ERA-20C. Les sorties de la simulation MAR sont disponibles au pas de temps journalier à une résolution de 7 km.

Comme nous le verrons dans le prochain chapitre, les scénarios météorologiques produits par les deux modèles de descente d'échelle présentent des biais à la fois pour les précipitations et les températures moyennes. Une correction de biais de type quantile-quantile a été appliquée pour les deux variables et les deux modèles. Pour le modèle MAR, une correction des gradients altimétriques de température s'est aussi avérée nécessaire. Les scénarios météorologiques bruts et corrigés seront considérés par la suite lors des simulations hydrologiques.

Simulations hydro-météorologiques sur le dernier siècle (1902-2009)

Les résultats de ce chapitre font l'objet d'une publication intitulée « Assessing downscaling methods to simulate hydrologically relevant weather scenarios from a global atmospheric reanalysis : case study of the Upper Rhône River (1902-2009) » actuellement en révision dans la revue « Hydrology and Earth System Sciences » (HESS) : <https://doi.org/10.5194/hess-2023-92>.

1. Description des simulations réalisées

Dans ce chapitre, 4 chaînes de modélisation hydro-météorologique sont évaluées sur le dernier siècle (1902-2009) et résumées sur la Figure V.1. Les scénarios météorologiques ont été produits, soit avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR, soit avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP, à partir de l'information atmosphérique de grande échelle, i.e. à partir des données de la réanalyse atmosphérique ERA-20C. Les séries temporelles de précipitation et de température moyenne ainsi produites au pas de temps journalier sont utilisées en entrée du modèle hydrologique GSM-SOCONT pour générer des scénarios hydrologiques. Les scénarios météorologiques sont d'abord utilisés avec leurs valeurs brutes puis avec leurs valeurs corrigées. Par la suite, les simulations correspondant aux scénarios météorologiques bruts sont appelées « MAR » et « SCAMP » tandis que les simulations correspondant aux scénarios météorologiques corrigés sont appelées « MAR-BC » et « SCAMP-BC » (BC pour « Bias-Correction »). Les scénarios météorologiques et hydrologiques peuvent être comparés à leurs références observées ou simulées comme expliqué ci-dessous. Entre autres choses, nous comparerons la capacité de chaque chaîne de modélisation hydro-météorologique à reproduire les variations temporelles des variables météorologiques et des débits (Tableau V.1).

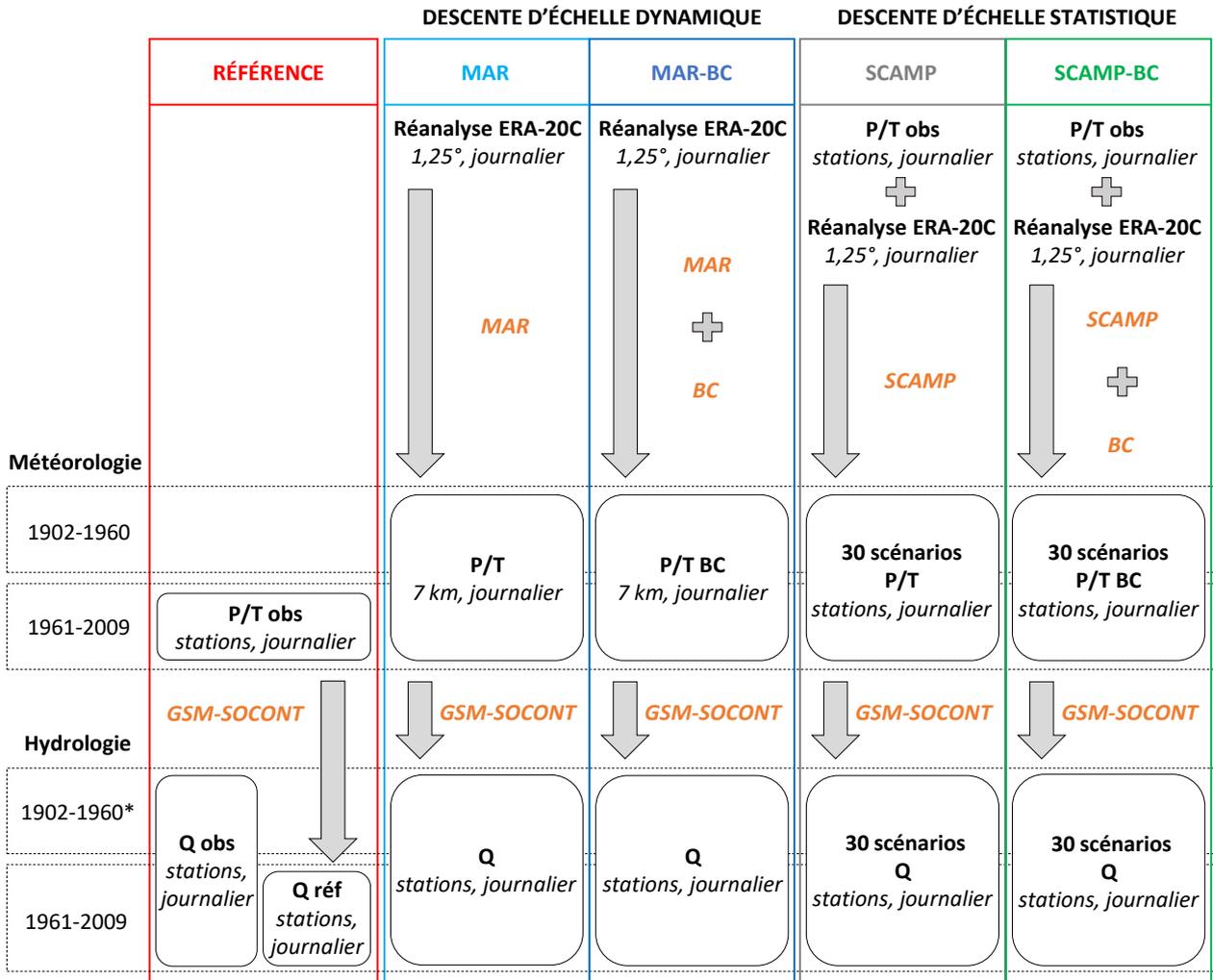


FIGURE V.1 – Résumé des différentes chaînes de modélisation hydro-météorologique évaluées sur le dernier siècle (1902-2009). (orange) Modèles utilisés : MAR (modèle de descente d'échelle dynamique), SCAMP (modèle de descente d'échelle statistique), BC (modèle de correction de biais), GSM-SOCONT (modèle hydrologique). Les sorties obtenues après chaque étape et les résolutions spatiale et temporelle sont indiquées en gras et en italiques respectivement. (*) Période dépendant de la station hydrométrique considérée. P/T obs : précipitations/températures moyennes observées. P/T : précipitations/températures moyennes simulées. P/T BC : précipitations/températures moyennes simulées corrigées. Q obs : débits observés. Q réf : débits simulés à partir des données météorologiques observées. Q : débits simulés.

Comme de nombreux sous-bassins ont des régimes hydrologiques perturbés, la « référence hydrologique » utilisée pour la comparaison est la série temporelle des débits obtenue par simulation hydrologique à partir des données météorologiques observées. Pour certains sous-bassins, comme le sous-bassin de Brigue en tête de bassin ou les sous-bassins de l'Arve, dont le comportement hydrologique peut être considéré comme naturel (ou très peu perturbé), l'évaluation hydrologique pourrait également être réalisée à partir des débits observés. Nous avons toutefois choisi d'utiliser la référence simulée. Cela permet (i) de rendre l'évaluation homogène pour tous les sous-bassins du Rhône amont et (ii) de se concentrer uniquement sur la capacité des modèles de descente d'échelle à produire des scénarios météorologiques pertinents d'un point de vue hydrologique. En d'autres termes, cela permet de ne pas fausser l'évaluation par des erreurs intrinsèques introduites par le modèle hydrologique.

TABLEAU V.1 – Résumé des différentes variables hydro-météorologiques simulées et évaluées dans cette étude.
 P_{bassin} : Précipitations de bassin. T_{bassin} : Températures moyennes de bassin.

Objectif d'évaluation	Variable	Résolution spatiale	Période
Variations annuelles des variables météorologiques	Série temporelle des P_{bassin} annuelles	2 principaux sous-bassins	1902-2009
	Série temporelle des T_{bassin} annuelles	2 principaux sous-bassins	1902-2009
Saisonnalité des variables météorologiques	Cycle saisonnier des P_{bassin} mensuelles	2 principaux sous-bassins	1961-2009
	Cycle saisonnier des T_{bassin} mensuelles	2 principaux sous-bassins	1961-2009
Variations multi-échelles des débits	Série temporelle des débits journaliers	4 stations hydrométriques	1981-1983 à titre d'exemple
	Série temporelle des débits mensuels moyens	4 stations hydrométriques	1961-2009
	Série temporelle des débits annuels moyens	Bassin versant entier	1902-2009
Extrêmes hydrologiques	Étiage	4 stations hydrométriques	1961-2009
	Débit maximum annuel journalier	4 stations hydrométriques	1961-2009
	Activité d'étiage	Bassin versant entier	3 sous-périodes de 30 ans
	Activité de crue	Bassin versant entier	3 sous-périodes de 30 ans

Une évaluation multi-échelle des simulations a été réalisée. Nous présenterons les évaluations météorologiques réalisées à l'échelle de 2 des 5 principaux sous-bassins du système (Chap. IV, Fig. IV.8) et les évaluations hydrologiques aux 4 principales stations hydrométriques. La station de Porte-du-Scex (5 390 km²) est l'exutoire du bassin versant du Rhône Supérieur jusqu'au Léman. La station de Genève, Halle-de-l'Île (7 945 km²) correspond à l'exutoire du Léman. La station de Genève, Bout-du-Monde (1 990 km²) est située sur l'Arve juste avant sa confluence avec le Rhône et la station de Bognes (10 900 km²) correspond à l'exutoire du bassin versant du Rhône amont.

2. Résultats

2.1. Météorologie

Les variables météorologiques simulées sont comparées aux observations pour les deux modèles de descente d'échelle. La Figure V.2 montre les variations annuelles observées et simulées des précipitations et des températures de bassin et la Figure V.3 les cycles saisonniers des précipitations et des températures de bassin mensuelles. Les résultats sont présentés pour les sous-bassins de la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont (sous-bassins 1 à 4) et pour les sous-bassins autour du Léman (sous-bassins 8 à 12). Pour le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP, les deux figures présentent la dispersion entre les 30 valeurs de précipitations de bassin obtenues à partir des 30 scénarios de séries temporelles (bandes grises et vertes). Il est à noter que la dispersion est assez importante pour les précipitations (jusqu'à 600 mm pour les précipitations de bassin annuelles ; Fig. V.2), ce qui illustre l'incertitude importante de la relation grande échelle / petite échelle pour cette variable dans cette région.

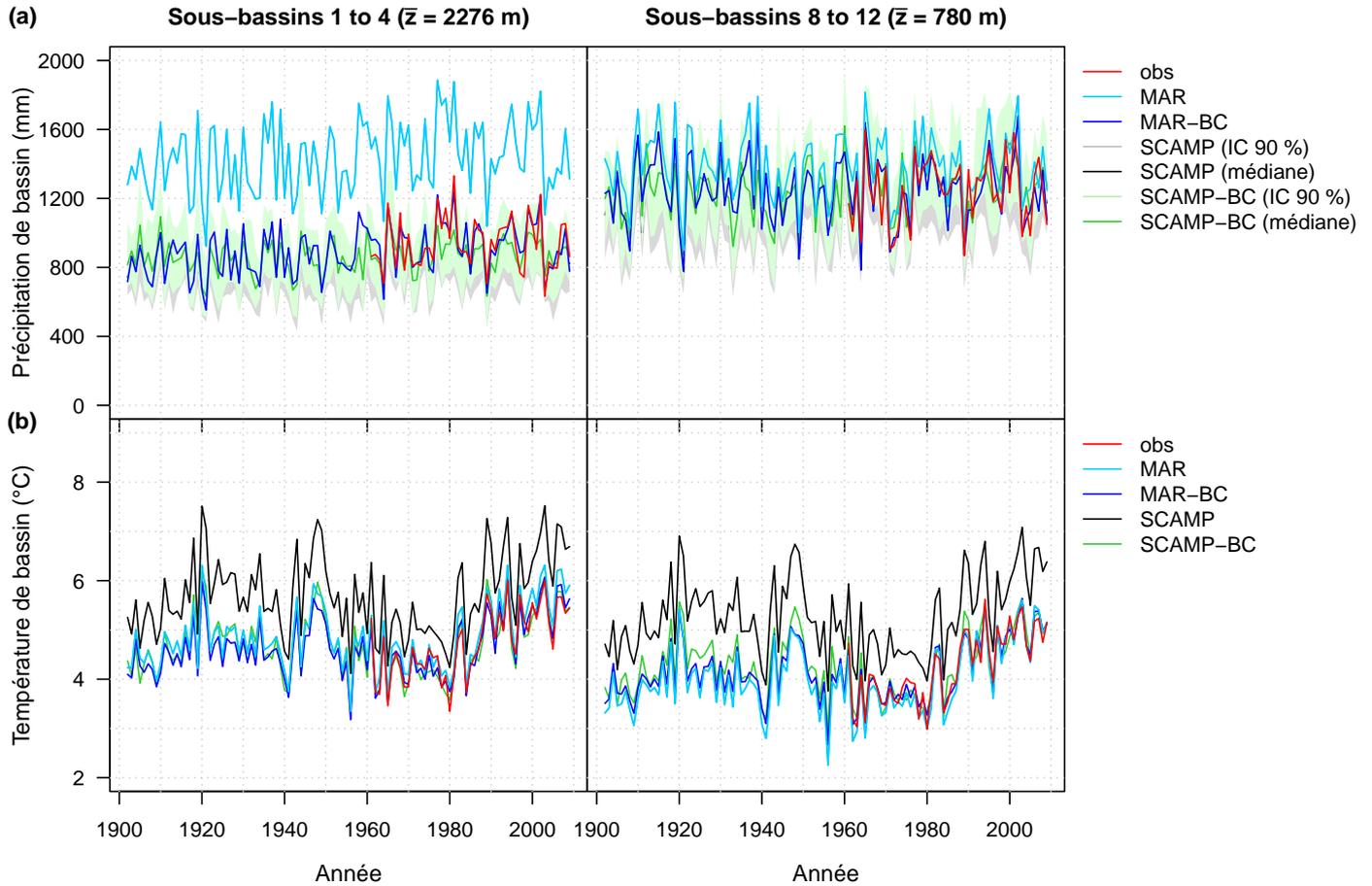


FIGURE V.2 – Séries temporelles annuelles des (a) Précipitations de bassin et (b) Températures de bassin pour deux principaux sous-bassins (1902-2009). L'altitude moyenne de chaque sous-bassin principal est indiquée entre parenthèses. Pour les précipitations de bassin, les bandes grises et vertes représentent les intervalles de confiance à 90 %. Les scénarios médians sont indiqués par les lignes noires et vertes. Pour les températures de bassin, les 30 scénarios SCAMP sont identiques et correspondent à la série temporelle annuelle brute ou corrigée de la réanalyse ERA-20C. obs : météorologie observée. MAR/MAR-BC : scénario météorologique brut/corrigé produit avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP/SCAMP-BC : scénarios météorologiques bruts/corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP.

Pour les deux modèles de descente d'échelle, les variations annuelles simulées des précipitations et des températures de bassin sont en adéquation avec celles observées quelle que soit la zone considérée (Fig. V.2). La tendance à la hausse de la température à partir de 1980, résultant de la combinaison du réchauffement global lié aux gaz à effet de serre anthropiques et du refroidissement des aérosols anthropiques [REID et al., 2016] particulièrement prononcé sur l'Europe [NABAT et al., 2014], est également reproduite de manière adéquate.

Cependant, les variables simulées peuvent être assez différentes de celles observées. Pour le modèle de descente d'échelle dynamique MAR par exemple (lignes en cyan), les précipitations de bassin annuelles simulées sont 12 % plus élevées que celles observées autour du Léman et 58 % plus élevées pour les sous-bassins de la partie supérieure du Rhône amont. Pour le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP (bandes grises), les différences, bien que beaucoup plus faibles, restent significatives : en fonction du scénario SCAMP, les précipitations de bassin annuelles simulées sont 2 à 8 % plus faibles que celles observées autour du Léman et 10 à 15 % plus faibles pour la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont.

Des différences sont également obtenues pour les températures de bassin annuelles. Elles sont faibles pour MAR (0,1 °C autour du Léman et 0,3 °C pour la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont). Pour SCAMP, les simulations sont plus chaudes d'environ 1 °C pour l'ensemble du bassin versant (lignes noires).

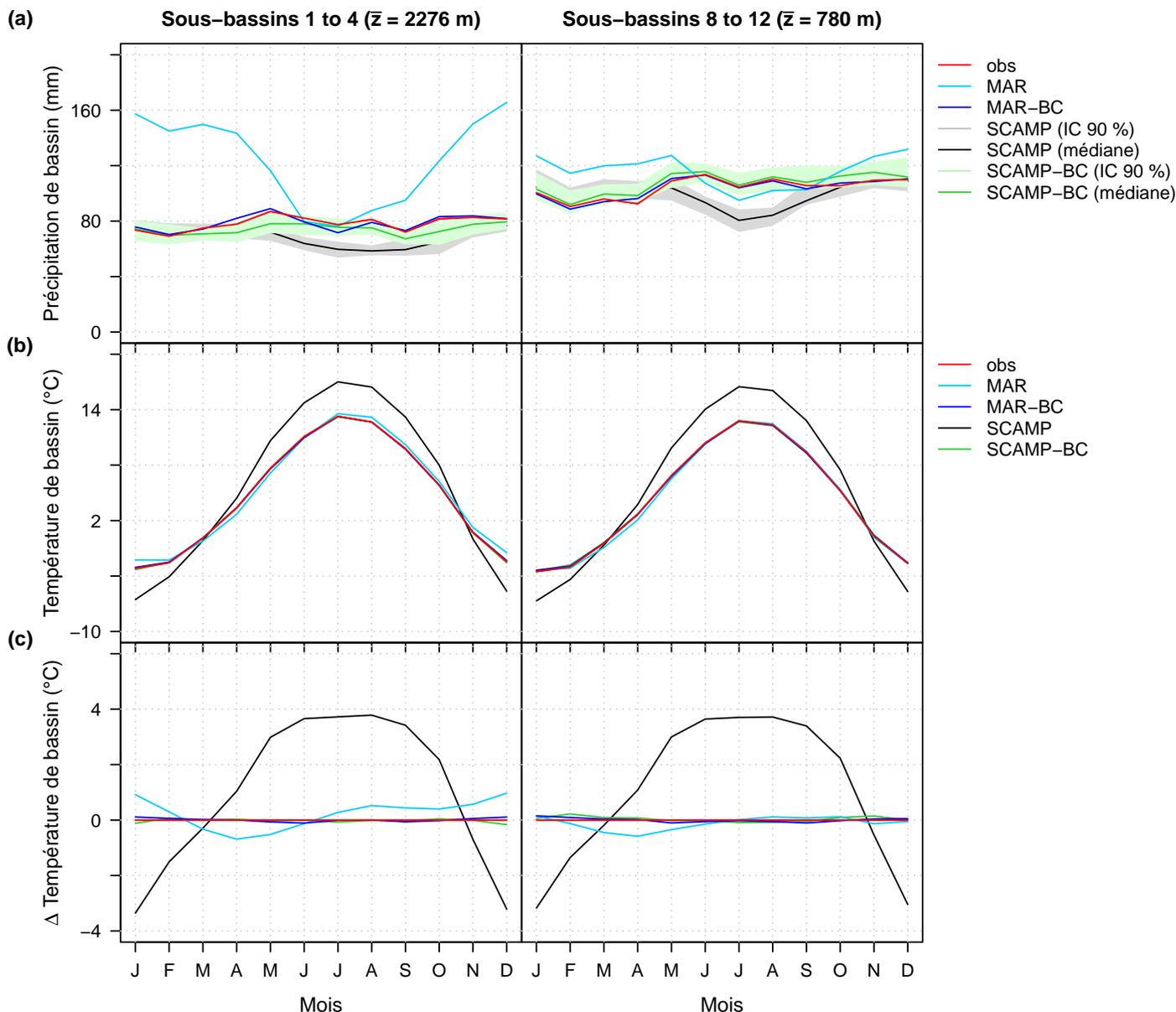


FIGURE V.3 – Cycles saisonniers des (a) Précipitations de bassin et (b, c) Températures de bassin pour deux principaux sous-bassins (1961-2009). L'altitude moyenne de chaque sous-bassin principal est indiquée entre parenthèses. Pour les précipitations de bassin, les bandes grises et vertes représentent les intervalles de confiance à 90 %. Les scénarios médians sont indiqués par les lignes noires et vertes. Pour les températures de bassin, les 30 scénarios SCAMP sont identiques et correspondent au cycle saisonnier brut ou corrigé de la réanalyse ERA-20C. obs : météorologie observée. MAR/MAR-BC : scénario météorologique brut/corrigé produit avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP/SCAMP-BC : scénarios météorologiques bruts/corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP.

Comme illustré sur la Figure V.3, les écarts par rapport aux observations peuvent varier considérablement d'une saison à l'autre. Pour la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont, les précipitations de bassin simulées avec MAR sont similaires aux observations en été mais sont beaucoup plus importantes en automne et au printemps (+56 % et +71 % respectivement) et sont encore plus importantes en hiver (+110 %). Autour du Léman, les précipitations de bassin simulées sont presque similaires aux observations en automne (+8 %) et en été (-7 %) mais sont à nouveau plus importantes en hiver et au printemps (+24 %). Pour les scénarios SCAMP, les différences sont presque exclusivement constatées en été avec des précipitations de bassin simulées 15 à 30 % plus faibles par rapport à celles observées pour l'ensemble du bassin versant. Une saisonnalité significative des écarts est également constatée pour les températures de bassin. Pour MAR, la différence est de -0,7 °C au printemps et de +1,1 °C en hiver. Pour SCAMP, la saisonnalité des écarts est encore plus importante : les simulations sont jusqu'à 3,7 °C plus chaudes que les observations en été et jusqu'à 2,7 °C plus froides en hiver.

Pour les deux modèles de descente d'échelle, les différences mentionnées ci-dessus sont significativement réduites et parfois disparaissent complètement après correction des biais (lignes bleues pour MAR-BC et bandes/lignes vertes pour SCAMP-BC). Cela est valable pour les variables annuelles (Fig. V.2) mais aussi pour les variables mensuelles (Fig. V.3) car la fonction de correction est estimée pour chaque mois. Pour SCAMP, comme la correction de biais est réalisée à l'échelle du bassin versant entier, certains biais peuvent subsister à l'échelle des sous-bassins. Pour les précipitations de bassin annuelles par exemple, les simulations sont encore plus faibles de 3 à 9 % par rapport aux observations pour la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont et plus élevées de 0 à 6 % autour du Léman en fonction du scénario (Fig. V.2).

2.2. Saisonnalité et variations des débits

Pour rappel, les débits obtenus par simulation hydrologique à partir des scénarios météorologiques sont comparés à leurs références, i.e. aux débits obtenus par simulation hydrologique à partir des données météorologiques observées. La comparaison a été appliquée aux séries temporelles de débit aux résolutions journalières, mensuelles et annuelles, et à des variables de débit caractéristiques (i.e. le débit mensuel minimum observé chaque année et le débit maximum annuel journalier). Il convient de noter que pour les simulations SCAMP et SCAMP-BC, pour lesquelles 30 scénarios de séries temporelles sont simulés, la valeur du débit de référence considérée est comparée aux 30 valeurs obtenues à partir des 30 scénarios respectivement.

Au pas de temps journalier, les séries temporelles de débit des simulations MAR-BC et SCAMP-BC sont en adéquation avec celles de référence, comme le montrent les résultats obtenus pour les 4 principales stations hydrométriques (Fig. V.4). L'accord est encore plus important pour les séries temporelles des débits mensuels moyens (Fig. V.6, gauche). La forte saisonnalité des débits mais aussi leurs variations journalières et mensuelles sont bien reproduites, en particulier pour le Rhône en amont du Léman. Ces résultats sont obtenus pour la quasi-totalité des stations hydrométriques, même pour les stations en aval du Léman malgré l'influence significative de la régulation du lac sur les débits et le modèle de régulation simplifié utilisé pour sa représentation (Fig. V.4 e).

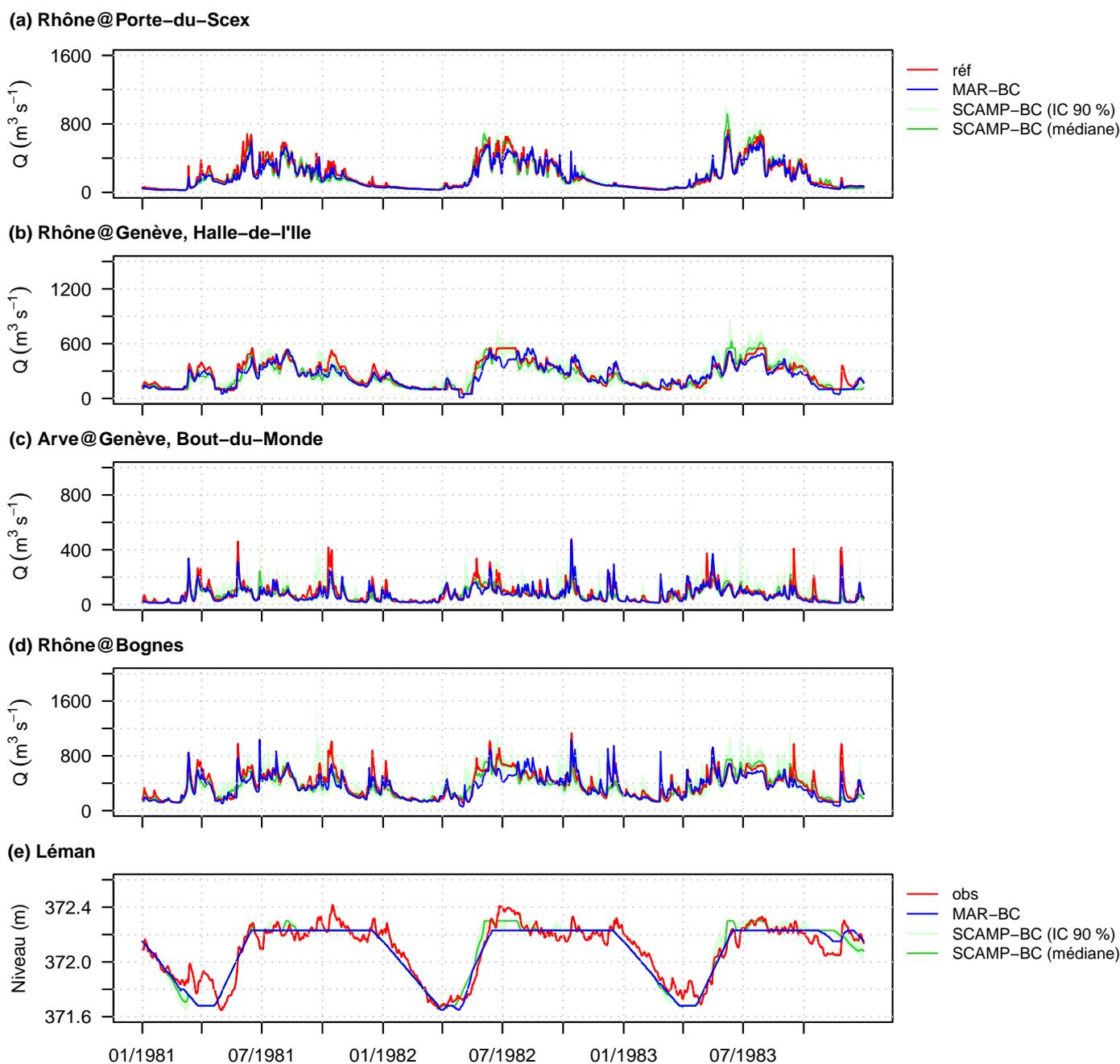


FIGURE V.4 – Séries temporelles des débits journaliers aux stations de (a) Porte-du-Scex, (b) Genève, Halle-de-l'Ile, (c) Genève, Bout-du-Monde et (d) Bognes pour la période 1981-1983. (e) Série temporelle du niveau journalier du Léman pour la même période. Les bandes vertes représentent les intervalles de confiance à 90 %. Les scénarios médians sont indiqués par les lignes vertes. réf : débit simulé à partir des données météorologiques observées. MAR-BC : débit simulé à partir des variables météorologiques corrigées produites avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP-BC : débit simulé à partir des scénarios météorologiques corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP. obs : niveau observé du Léman.

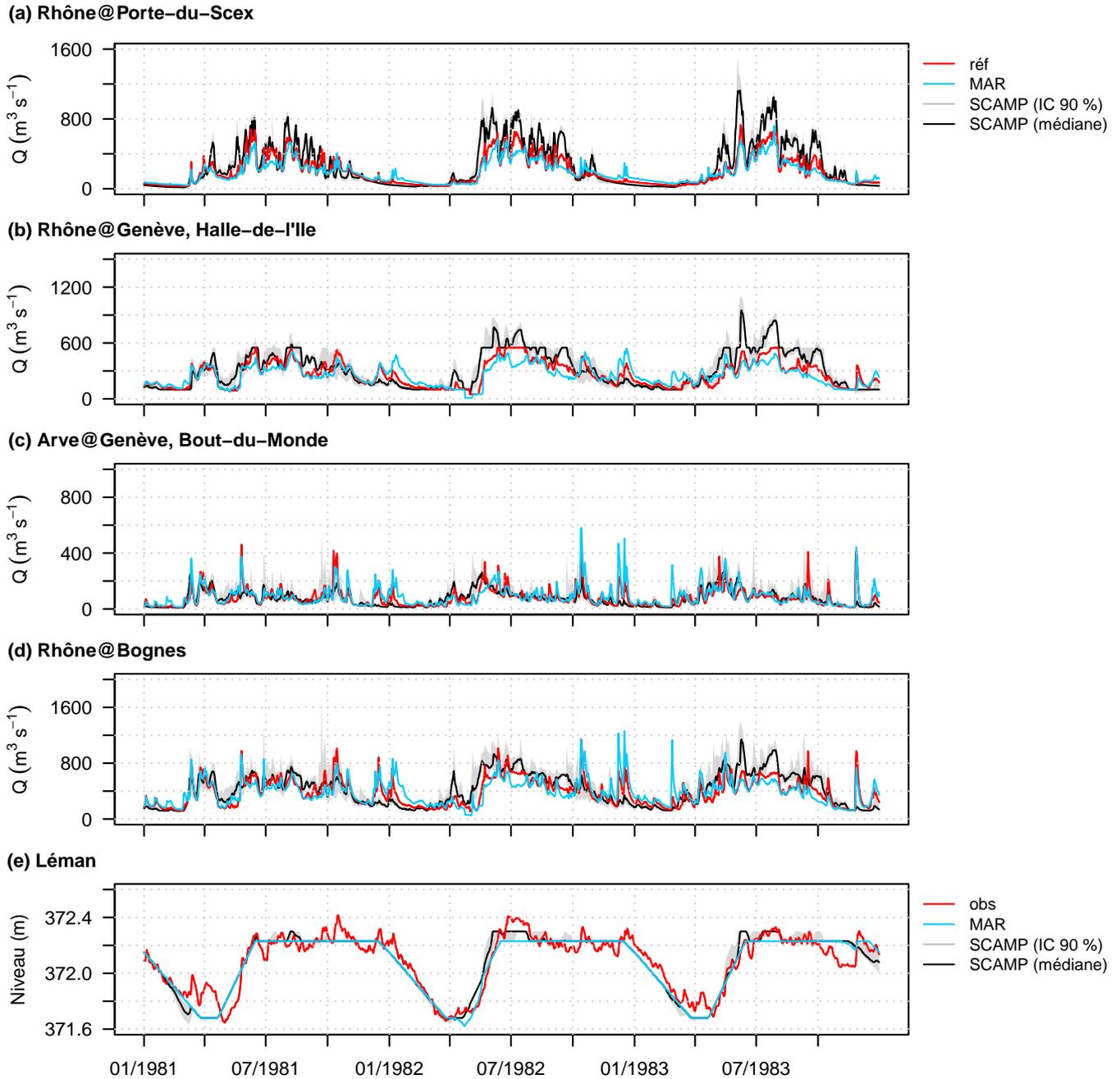


FIGURE V.5 – Séries temporelles des débits journaliers aux stations de (a) Porte-du-Scex, (b) Genève, Halle-de-l'Ile, (c) Genève, Bout-du-Monde et (d) Bognes pour la période 1981-1983. (e) Série temporelle du niveau journalier du Léman pour la même période. Les bandes grises représentent les intervalles de confiance à 90 %. Les scénarios médians sont indiqués par les lignes noires. réf : débit simulé à partir des données météorologiques observées. MAR : débit simulé à partir des variables météorologiques brutes produites avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP : débit simulé à partir des scénarios météorologiques bruts produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP. obs : niveau observé du Léman.

Pour les deux modèles de descente d'échelle, la correction des biais des scénarios météorologiques améliore significativement les simulations (Fig. V.4 versus Fig. V.5, Tableau V.2). La correction des biais est nécessaire à la fois pour les variables de précipitation et de température moyenne. Ceci est particulièrement visible sur les résultats obtenus pour la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont. À la station de Porte-du-Scex (Fig. V.5 a), les variations de débit sont plutôt bien reproduites avec les scénarios météorologiques bruts mais les débits sont surestimés avec SCAMP et sous-estimés avec MAR pendant le printemps et l'été. Ces écarts peuvent être surprenants car les précipitations brutes simulées par SCAMP et MAR sont biaisées avec des précipitations estivales insuffisantes dans SCAMP et inversement des précipitations hivernales, printanières et automnales beaucoup plus importantes dans MAR (Fig. V.3). Ces écarts dérivent des scénarios de température moyenne qui sont trop chauds dans SCAMP en été et pas assez chauds dans MAR. Ce point sera discuté dans la Section 3.2 de ce chapitre.

TABLEAU V.2 – Évaluation de la performance des chaînes de modélisation pour la période 1961-2009. Pour le modèle de descente d'échelle dynamique (MAR/MAR-BC), le coefficient NSE est calculé à partir des séries temporelles de débit de référence et simulé à chaque station. Pour le modèle de descente d'échelle statistique (SCAMP/SCAMP-BC), l'indice statistique CRPSS (« Continuous Ranked Probability Skill Score » ; CHARDON et al., 2014) est utilisé pour l'évaluation. Pour chaque station, le CRPSS compare les prévisions probabilistes de débit obtenues pour chaque jour de simulation à partir (i) de la distribution climatologique et (ii) des 30 scénarios de séries temporelles simulées. Pour un modèle parfait : $NSE = 1$ et $CRPSS = 1$. Pour un modèle moins bon que la climatologie : $NSE < 0$ et $CRPSS < 0$.

	MAR	MAR-BC	SCAMP	SCAMP-BC
Rhône@Porte-du-Scex	0,84	0,90	0,10	0,68
Rhône@Genève, Halle-de-l'Ile	0,71	0,83	0,11	0,63
Arve@Genève, Bout-du-Monde	0,33	0,55	0,23	0,43
Rhône@Bognes	0,60	0,74	0,14	0,55

2.3. Séquences d'étiage et événements de crue

La pertinence hydrologique des scénarios météorologiques produits par les deux méthodes de descente d'échelle est également évaluée à partir des simulations des séquences d'étiage et des événements de crue. Il est important de noter que les maxima annuels de débit journalier sont utilisés ici comme indicateurs des événements de crue. La Figure V.6 (milieu, droite) présente les nuages de points des valeurs simulées et de référence des débits mensuels minimum observés chaque année et des maxima annuels de débit journalier obtenus pour les 49 années de la période 1961-2009. Les résultats correspondant à la première moitié du siècle sont présentés sur la Figure V.7 (milieu, droite). Pour les séquences d'étiage, le mois présentant le débit mensuel le plus faible dans la série temporelle de référence est identifié pour chaque année de la période. Les 49 débits mensuels les plus faibles de référence sont comparés à leurs équivalents simulés pour les mêmes mois. Pour les maxima annuels de débit journalier, une comparaison similaire est effectuée : pour chaque année, le jour avec le débit journalier de référence le plus élevé est identifié et le débit correspondant est comparé aux débits maximum journaliers obtenus autour de ce jour dans les simulations. Le débit maximum journalier considéré pour la comparaison dans chaque simulation est identifié à partir d'une fenêtre de 7 jours centrée sur le jour de référence.

Pour toutes les stations hydrométriques, la simulation MAR-BC conduit à des résultats très satisfaisants pour les séquences d'étiage. En revanche, les maxima annuels de débit journalier ont tendance à être sous-estimés (à Porte-du-Scex, Genève, Halle-de-l'Île et Bognes) ou mal simulés (à Genève, Bout-du Monde). Pour les simulations SCAMP-BC, les séquences d'étiage et les maxima annuels de débit journalier sont caractérisés par une très grande variabilité inter-scénario, ce qui rend l'interprétation de ces résultats plus difficile. Pour les séquences d'étiage, les médianes des scénarios simulés sont proches de celles de référence pour toutes les stations. Pour les maxima annuels de débit journalier, les médianes sont également proches de celles de référence à Porte-du-Scex. Elles sont par contre décentrées vers le bas pour les trois autres stations. Les maxima annuels de débit journalier les moins bien reproduits sont ceux du bassin de l'Arve et ceux de la station de Bognes. Contrairement à la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont, les maxima annuels de débit journalier se produisent principalement à la fin de l'été et en automne (Fig. V.8). Les simulations MAR-BC et SCAMP-BC pourraient donc ne pas réussir à reproduire les grandes quantités de précipitations de cette saison, en particulier les événements convectifs, connus pour générer les plus grandes crues automnales dans la région.

Pour les maxima annuels de débit journalier et les séquences d'étiage, la valeur ajoutée d'une correction de biais des scénarios météorologiques est à nouveau importante (Fig. V.6 et V.7). Selon la variable hydrologique considérée, la valeur ajoutée d'une correction de biais des températures n'est pas nécessairement équivalente à celle des précipitations. Dans la partie supérieure du bassin versant du Rhône amont par exemple, les étiages se produisent principalement en hiver en raison des basses températures de cette saison. La qualité des étiages simulés dépend donc en grande partie de la qualité des scénarios de température et beaucoup moins de la qualité des scénarios de précipitations. À l'inverse de la correction des précipitations, la correction des températures conduit donc à une amélioration significative des simulations des étiages. Ceci est illustré par les analyses complémentaires présentées dans la Section 3.2 de ce chapitre.

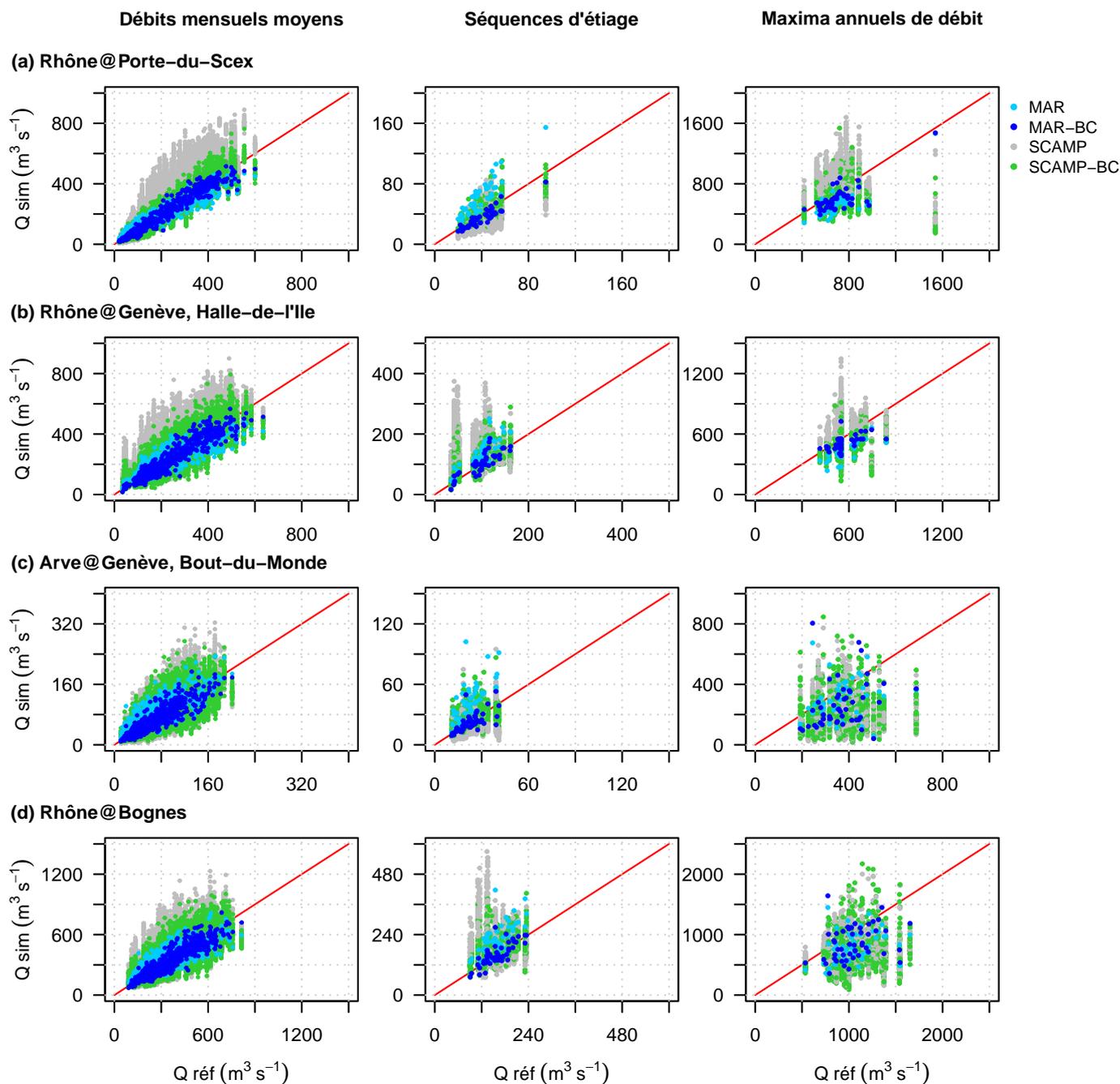


FIGURE V.6 – Nuages de points des débits mensuels moyens, des séquences d'étiage et des maxima annuels de débit journalier aux stations de (a) Porte-du-Scex, (b) Genève, Halle-de-l'Ile, (c) Genève, Bout-du-Monde et (d) Bognes pour la période 1961-2009. Q réf : débit simulé à partir des données météorologiques observées. MAR/MAR-BC : débit simulé à partir des variables météorologiques brutes/corrigées produites avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP/SCAMP-BC : débit simulé à partir des scénarios météorologiques bruts/corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP.

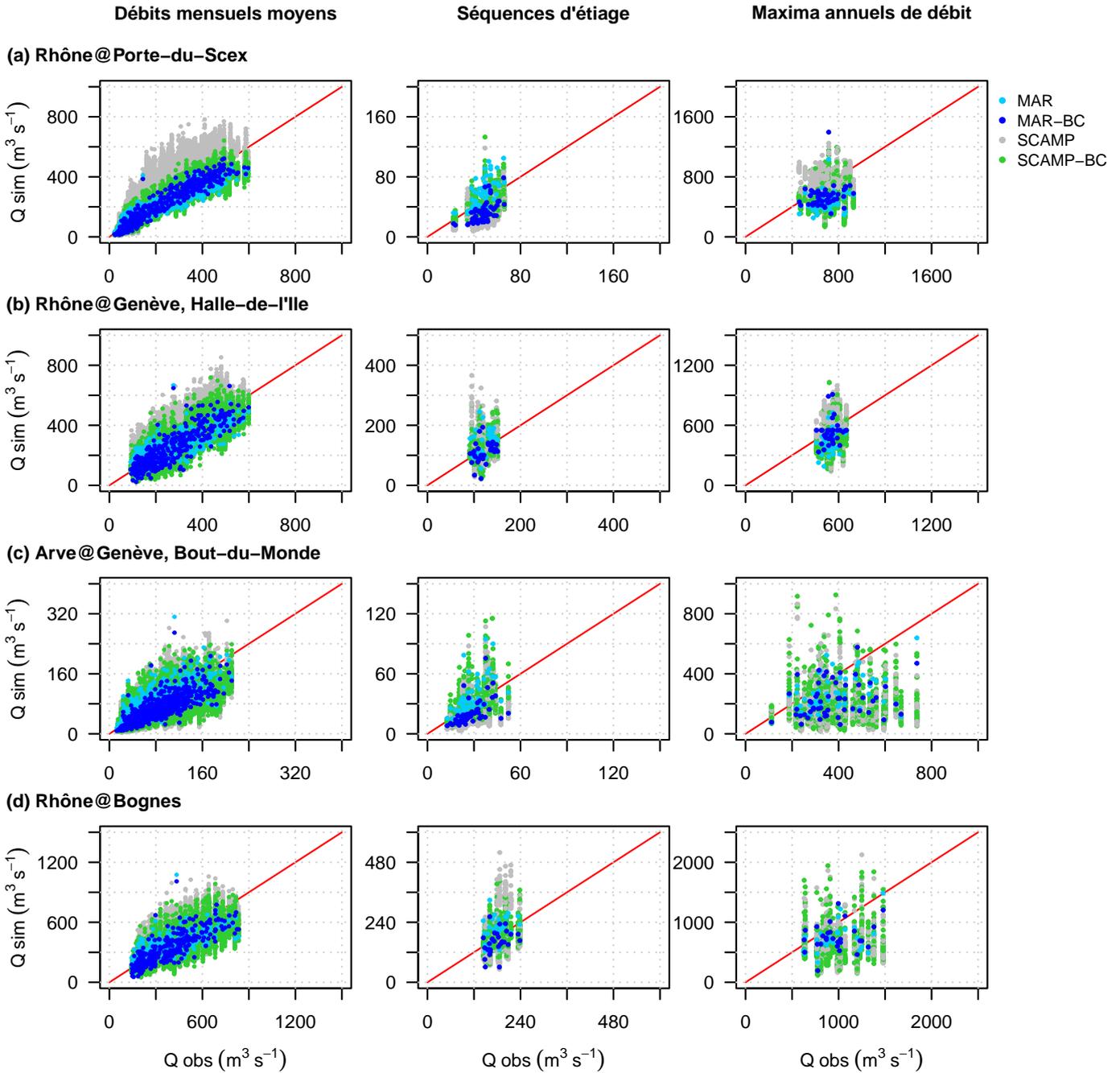


FIGURE V.7 – Nuages de points des débits mensuels moyens, des séquences d'étiage et des maxima annuels de débit journalier aux stations de (a) Porte-du-Scex (1905-1956), (b) Genève, Halle-de-l'Île (1923-1956), (c) Genève, Bout-du-Monde (1904-1960) et (d) Bognes (1920-1947). Q obs : débit observé. MAR/MAR-BC : débit simulé à partir des variables météorologiques brutes/corrigées produites avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP/SCAMP-BC : débit simulé à partir des scénarios météorologiques bruts/corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP.

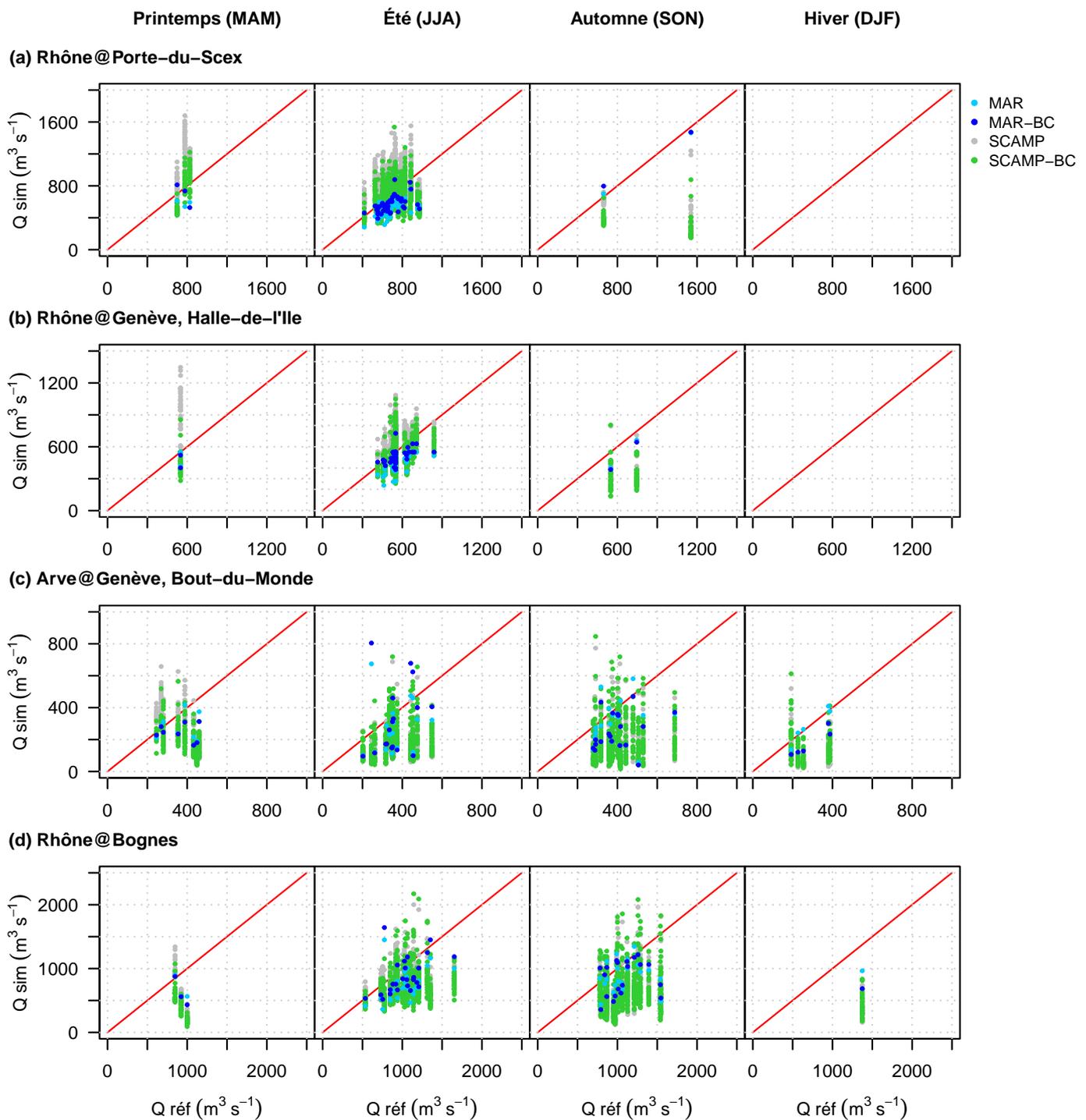


FIGURE V.8 – Nuages de points des maxima annuels de débit journalier par saison aux stations de (a) Porte-du-Scex, (b) Genève, Halle-de-l'Ile, (c) Genève, Bout-du-Monde et (d) Bognes pour la période 1961-2009. MAM : Mars-Avril-Mai. JJA : Juin-Juillet-Août. SON : Septembre-Octobre-Novembre. DJF : Décembre-Janvier-Février. Q réf : débit simulé à partir des données météorologiques observées. MAR/MAR-BC : débit simulé à partir des variables météorologiques brutes/corrigées produites avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP/SCAMP-BC : débit simulé à partir des scénarios météorologiques bruts/corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP.

2.4. Activités de crue et d'étiage et débits annuels moyens

Les chaînes de modélisation considérées précédemment sont généralement utilisées pour réaliser des projections hydro-climatiques en utilisant les sorties grande échelle des GCMs comme variables de forçage. L'impact potentiel du changement climatique sur l'hydrologie est souvent évalué en considérant des changements dans les caractéristiques statistiques des régimes hydrologiques, comme des changements dans la saisonnalité et la variabilité annuelle, des changements dans les activités de crue et d'étiage, etc. Nous évaluons donc dans ce qui suit la capacité des chaînes de modélisation considérées à reproduire les variations de référence de différentes caractéristiques du régime hydrologique du Rhône amont au cours du dernier siècle (1920-2009). Dans cette section, étant donné qu'aucune autre série temporelle de référence n'est disponible, les « références » sont les débits observés pour la période 1920-1960 et les débits simulés à partir des données météorologiques observées pour la période 1961-2009. Les résultats doivent donc être interprétés avec précaution.

Les variations simulées des débits annuels moyens sont d'abord comparées à celles de « référence » pour la période 1920-2009 (Fig. V.9 c, d). En raison de la grande variabilité interannuelle des débits, il est assez difficile d'évaluer la capacité des chaînes de modélisation à capter d'éventuelles tendances à long terme pour cette variable. Toutefois, les variations interannuelles sont bien reproduites, à la fois en temps et en amplitude, en particulier pour la seconde moitié du siècle. Rappelons que le modèle hydrologique ne fausse pas la comparaison au cours de cette sous-période puisque les deux types de séries temporelles comparées, celles simulées et celles de référence, sont obtenues par simulation hydrologique.

Nous considérons ensuite les variations des activités de crue et d'étiage du bassin versant du Rhône amont. L'activité de crue est définie ici comme le nombre de crues par année dépassant un certain seuil en moyenne par période de 30 ans. L'activité d'étiage est définie de manière similaire comme le nombre de mois par année pendant lesquels le débit mensuel moyen est inférieur à un certain seuil en moyenne par période de 30 ans. Les seuils retenus sont les valeurs de débit de référence dépassées en moyenne une fois par année sur l'ensemble de la période de simulation 1920-2009. Pour l'activité de crue, le seuil a été calculé en considérant les 90 débits journaliers les plus élevés sur la période de 90 ans. Si le seuil est dépassé plusieurs fois pendant cinq jours consécutifs, seule la date du débit maximal a été retenue. Pour l'activité d'étiage, le seuil correspond au 10^{ème} percentile, i.e. aux 90 valeurs de débits mensuels moyens de référence les plus faibles sur la période de 90 ans. À la station de Bognes, les seuils sont respectivement de $962 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les crues et de $167 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les étiages. Les activités de crue et d'étiage, estimées pour chacune des trois sous-périodes de 30 ans : 1920-1949, 1950-1979 et 1980-2009, sont présentées sur la Figure V.9 (a, b).

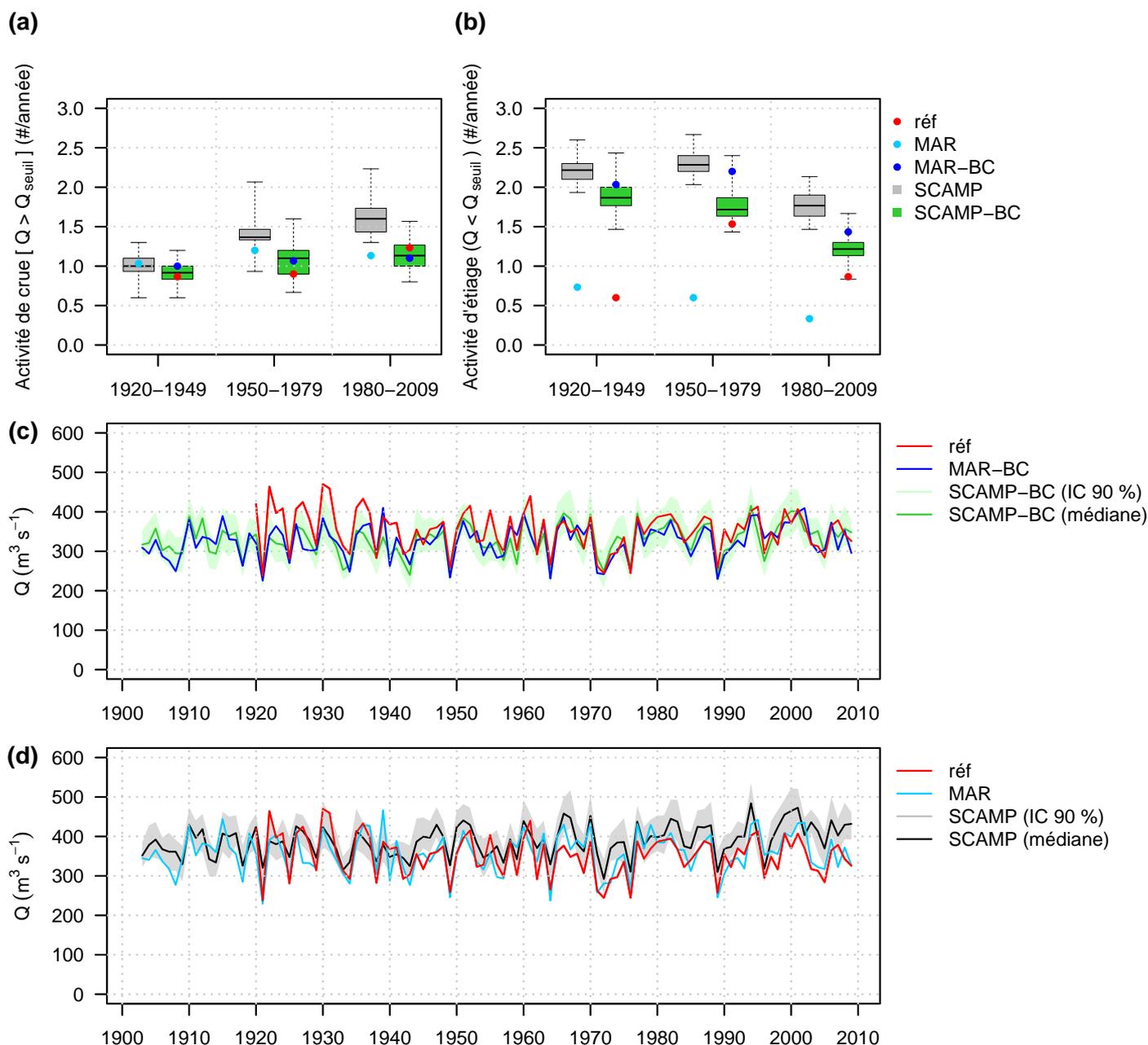


FIGURE V.9 – (a) Activité de crue et (b) Activité d'étiage à la station de Bognes pour trois sous-périodes de 30 ans : 1920-1949, 1950-1979 et 1980-2009. (c) Séries temporelles des débits annuels moyens à la station de Bognes pour la période 1902-2009 simulées avec MAR-BC et SCAMP-BC. (d) Idem pour les simulations MAR et SCAMP. Les bandes grises et vertes représentent les intervalles de confiance à 90 %. Les scénarios médians sont indiqués par les lignes noires et vertes. Étant donné qu'aucune autre série temporelle de référence n'est disponible, les « références » sont les débits observés pour la période 1920-1960 et les débits simulés à partir des données météorologiques observées pour la période 1961-2009. MAR/MAR-BC : débit simulé à partir des variables météorologiques brutes/corrigées produites avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. SCAMP/SCAMP-BC : débit simulé à partir des scénarios météorologiques bruts/corrigés produits avec le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP.

Le nombre d'événements de crue dépassant le seuil dans les simulations MAR-BC et SCAMP-BC ainsi que les variations de l'activité de crue d'une sous-période à une autre sont en accord avec ceux de référence. L'augmentation observée de l'activité de crue est assez bien reproduite (Fig. V.9 a). Les résultats concernant l'activité d'étiage sont moins satisfaisants (Fig. V.9 b). D'une part, le nombre de débits moyens mensuels inférieurs au seuil est, quelle que soit la sous-période, nettement supérieur à celui de la référence. Il est plus de trois fois plus élevé pour la sous-période 1920-1949. Cette surestimation est principalement due à des durées d'étiage hivernal plus longues. D'autre part, les variations de l'activité d'étiage d'une sous-période à une autre ne sont que partiellement reproduites. Alors que la légère diminution observée entre les deux dernières sous-périodes est plutôt bien reproduite, la forte augmentation entre les deux premières sous-périodes n'est pas correctement simulée. Les raisons restent indéterminées. Les grandes différences obtenues avec les simulations de descente d'échelle brutes et corrigées suggèrent que certaines limitations subsistent dans les scénarios météorologiques corrigés (e.g. des températures hivernales simulées trop basses). Les grandes différences dans l'activité d'étiage de référence obtenues entre les sous-périodes suggèrent également un problème avec l'hypothèse de stationnarité (e.g. sur les signatures hydrologiques) et/ou avec la faible homogénéité temporelle de l'ensemble de données considéré ici (e.g. la série temporelle de débit de référence construite à partir des débits observés/simulés pour le début/la fin de la période).

3. Discussion

Dans l'ensemble, et comme cela a déjà été illustré dans certains travaux antérieurs [e.g. BOÉ et al., 2007; KUENTZ et al., 2015; BONNET et al., 2017; CAILLOUET et al., 2017; WEBER et al., 2021], des scénarios météorologiques (ou des reconstructions) pertinents d'un point de vue hydrologique peuvent être obtenus avec des modèles de descente d'échelle statistiques ou dynamiques à partir de l'information atmosphérique de grande échelle uniquement. Comme illustré ici également, cela peut nécessiter un travail préliminaire de correction des biais présents dans les scénarios météorologiques produits par ces modèles. La nécessité de ces corrections peut être attribuée à certaines limitations de ces modèles. Elle peut être aussi attribuée à la qualité des « observations » disponibles. Dans cette section, nous aborderons les questions liées aux données de réanalyse ERA-20C et aux gradients altimétriques journaliers de température et de précipitation.

3.1. Données de la réanalyse ERA-20C

La réanalyse ERA-20C considérée dans cette étude est utilisée comme pseudo-observation de l'état et de la dynamique de l'atmosphère sur une large zone spatiale couvrant l'Europe. Comme elle est produite en assimilant uniquement des observations de pression au niveau de la mer et de vent marin de surface, les données ERA-20C peuvent présenter des limitations. La qualité de la hauteur du géopotential à 500 hPa et des autres variables (comme la vitesse verticale du vent à 600 hPa, la température moyenne à 2 m, les précipitations de grande échelle, etc) pourrait donc être assez faible et avoir un impact sur la performance des deux modèles de descente d'échelle.

C'est par exemple le cas pour les séries temporelles de température de bassin utilisées pour forcer les scénarios SCAMP. Le biais important dans la température de bassin des scénarios SCAMP mis en évidence sur les Figures V.2 et V.3 dérive directement du biais de la température de bassin de la réanalyse ERA-20C sur le domaine considéré. Des limitations similaires ont été relevées par BONNET et al. [2017] qui a dû corriger les biais d'une version descendue en échelle de la réanalyse ERA-20C pour simuler des débits fluviaux moyens réalistes en France.

Comme l'ont montré HORTON & BRÖNNIMANN [2019], l'utilisation d'une réanalyse assimilant davantage de données, comme la récente réanalyse ERA5 [HERSBACH et al., 2020], pourrait conduire à des scénarios météorologiques plus pertinents. De telles réanalyses n'ont pas été utilisées dans notre étude car elles couvrent généralement une période plus courte (environ 60 ans) empêchant la simulation et l'évaluation de scénarios hydro-météorologiques sur un siècle.

3.2. Gradient altimétrique de température

Comme illustré dans le Chapitre IV, Figure IV.10 a, les gradients altimétriques de température estimés à partir des simulations MAR sont en moyenne plus élevés que ceux estimés à partir des observations. Pour le contexte montagneux considéré ici, ce biais a des implications importantes sur l'hydrologie simulée. Un gradient altimétrique de température plus élevé conduit à des températures plus basses que celles observées pour les bandes de haute altitude (où peu d'observations sont disponibles) et vice versa pour les bandes de basse altitude. Cela rend logiquement la dynamique du manteau neigeux simulé significativement différente de celle observée.

Des températures plus basses donnent lieu à des précipitations solides plus fréquentes, à une accumulation de neige plus importante, à une fonte nivale moins importante au printemps, à une couverture neigeuse plus longue et sur de plus grandes surfaces, etc. Pour les bandes d'altitude les plus élevées, des températures plus basses peuvent même conduire à une simulation d'un manteau neigeux pérenne, empêchant toute simulation de la fonte des glaciers (qui ne peut se produire dans le modèle que pour les bandes d'altitude où le glacier est dépourvu de neige).

Tout cela se traduit par des régimes hydrologiques mal simulés. Comme suggéré dans la Section 2.4 de ce chapitre, un gradient altimétrique de température biaisé devrait, par exemple, conduire à une mauvaise simulation des caractéristiques des étiages en hiver. Un gradient altimétrique de température plus élevé devrait également conduire à des crues retardées par la fonte nivale et à des étiages à la fin de l'été qui ne sont pas soutenus comme ils devraient l'être par la fonte des glaciers.

Si cela semble moins évident, un gradient altimétrique de température biaisé peut également conduire à une mauvaise simulation des régimes de crue. En ce qui concerne le bassin versant du Rhône amont, les crues les plus importantes se produisent généralement en automne en raison des fortes précipitations. En automne, les températures peuvent être suffisamment basses pour que les précipitations tombent sous forme de neige dans les zones de haute altitude. De telles situations conduisent à des « crues réduites » par rapport aux crues qui auraient pu se produire si toutes les précipitations étaient tombées sous forme de pluie. Cette situation a été observée, par exemple, lors de la crue du 15 Octobre 2000, où les dégâts causés par la crue dans la région ont été beaucoup moins importants que prévu [HINGRAY et al., 2010].

Le gradient altimétrique de température est donc déterminant car il définit l'altitude de la séparation pluie/neige et donc la « zone de production effective » du bassin versant pour ces événements. Le gradient altimétrique de température surestimé dans le modèle MAR, qui se traduit par des températures trop basses dans les zones de haute altitude, devrait donc conduire à des crues de moindre intensité en automne. Ceci est illustré par les différences entre les deux expériences de correction de biais (Fig. V.10). Lorsque MAR n'est pas corrigé pour le gradient altimétrique de température, l'intensité des crues en automne est significativement plus faible que lorsqu'il l'est.

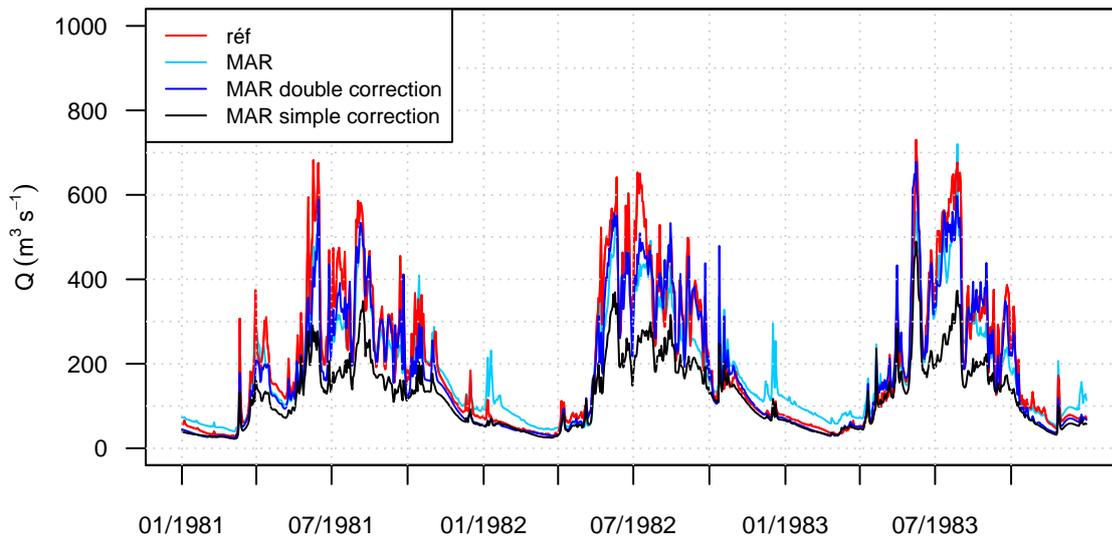


FIGURE V.10 – Influence sur l'hydrologie simulée du biais du gradient altimétrique de température pour le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. Illustration avec la série temporelle des débits journaliers à la station de Porte-du-Scex pour la période 1981-1983. réf : débit simulé à partir des données météorologiques observées. MAR : débit simulé à partir des variables météorologiques brutes. MAR double correction : débit simulé à partir des variables météorologiques corrigées en tenant compte à la fois de la correction du biais de la température moyenne de bassin à une altitude de référence et de la correction du biais du gradient altimétrique de température. MAR simple correction : débit simulé à partir des variables météorologiques corrigées en tenant compte uniquement de la correction du biais de la température moyenne de bassin à une altitude de référence.

La valeur ajoutée de la correction du gradient altimétrique de température pour les simulations hydrologiques est donc clairement significative en raison des effets directs de la température sur la dynamique de la neige (répartition pluie/neige, évolution du manteau neigeux). À notre connaissance, la problématique du gradient altimétrique de température n'a pas reçu beaucoup d'attention dans le passé mais elle devrait probablement en recevoir davantage, au moins dans les régions couvrant de larges gammes d'altitude et où des comportements hautement non-linéaires par rapport à la température doivent être simulés. Ces résultats devraient également inciter les scientifiques à intégrer cette question lors de l'évaluation des modèles de descente d'échelle dynamiques et à envisager des approches appropriées de correction de biais avant d'utiliser les sorties des modèles pour forcer les modèles d'impact.

3.3. Renforcement orographique des précipitations

Un problème similaire mais différent se pose pour les précipitations. Comme mentionné dans la Section 2.1 de ce chapitre, des différences significatives sont obtenues entre les précipitations de bassin simulées à partir des modèles de descente d'échelle et celles observées. Cela se traduit directement par des différences significatives dans l'hydrologie simulée. Cependant, le développement d'estimations de précipitations pertinentes est toujours un défi en hydro-météorologie, en particulier dans les régions montagneuses [e.g. RUELLAND, 2020].

Dans notre étude, les précipitations de bassin estimées pour la simulation hydrologique de référence ont été obtenues à partir des observations aux stations voisines en utilisant la méthode d'interpolation de Thiessen. Pour les raisons mentionnées ci-dessous, aucune relation entre les précipitations et l'altitude n'a été prise en compte dans cette estimation. Toutefois, les précipitations annuelles augmentent généralement avec l'altitude dans la région. Cette dépendance est assez claire d'après les observations. Elle se retrouve également dans les simulations MAR même si les gradients altimétriques de précipitation simulés peuvent surestimer les gradients réels [MÉNÉGOZ et al., 2020].

L'hypothèse d'un gradient altimétrique de précipitation nul retenue pour nos simulations n'est donc pas vraiment valable. Pour illustrer l'influence de cette hypothèse, nous avons effectué des simulations auxiliaires de référence en utilisant un facteur d'ajustement des précipitations constant mais dépendant de l'altitude [e.g. VIVIROLI et al., 2022]. En pratique, toutes les données de précipitations d'une station donnée sont multipliées par une valeur constante dépendant de la différence entre l'altitude de la station et celle de l'unité hydrologique cible avant application de l'interpolation de Thiessen. Deux expériences de référence avec des gradients altimétriques journaliers de précipitation non nuls ont été réalisées. Les facteurs d'ajustement ont été obtenus avec une hypothèse d'augmentation linéaire des précipitations de 5 et 10 % respectivement par 100 m d'altitude.

Comme illustré sur la Figure V.11, la prise en compte d'un gradient altimétrique de précipitation a des effets contrastés selon la région considérée. Elle augmente de manière significative les estimations annuelles de précipitations de bassin pour les sous-bassins de haute altitude (Fig. V.11 a, gauche) mais n'a pratiquement aucune influence sur les estimations des précipitations de bassin pour les sous-bassins de basse altitude (Fig. V.11 a, droite). Cela reflète la sous-représentation des stations de haute altitude dans la région. Dans l'ensemble, la prise en compte d'un gradient altimétrique de précipitation réduit de manière significative les différences entre les cumuls annuels de précipitations observés et simulés dans MAR.

Pour les simulations hydrologiques, la dépendance entre les précipitations et l'altitude n'est pas facile à prendre en compte. Comme l'a montré RUELLAND [2020], le renforcement orographique peut clairement être identifié à partir des moyennes annuelles et saisonnières mais difficilement à l'échelle de l'événement. Quel que soit l'événement considéré, la répartition spatiale des précipitations dépend généralement de l'endroit où l'événement de précipitations se produit principalement. C'est probablement la raison pour laquelle le gradient altimétrique de précipitation est nettement plus faible en été qu'en hiver dans la région (Fig. V.11 b), en raison d'événements convectifs beaucoup plus fréquents [e.g. MÉNÉGOZ et al., 2020].

Selon BÁRDOSSY & PEGRAM [2013], à l'échelle journalière, les effets orographiques contribuent généralement peu aux variations des précipitations. Dans de nombreux cas, le renforcement orographique obtenu pour de longues durées d'accumulation est souvent lié à des précipitations plus fréquentes en altitude plutôt qu'à des précipitations plus intenses. Bien que cela ne soit pas vérifiable à partir des observations disponibles, c'est probablement aussi le cas dans la région.

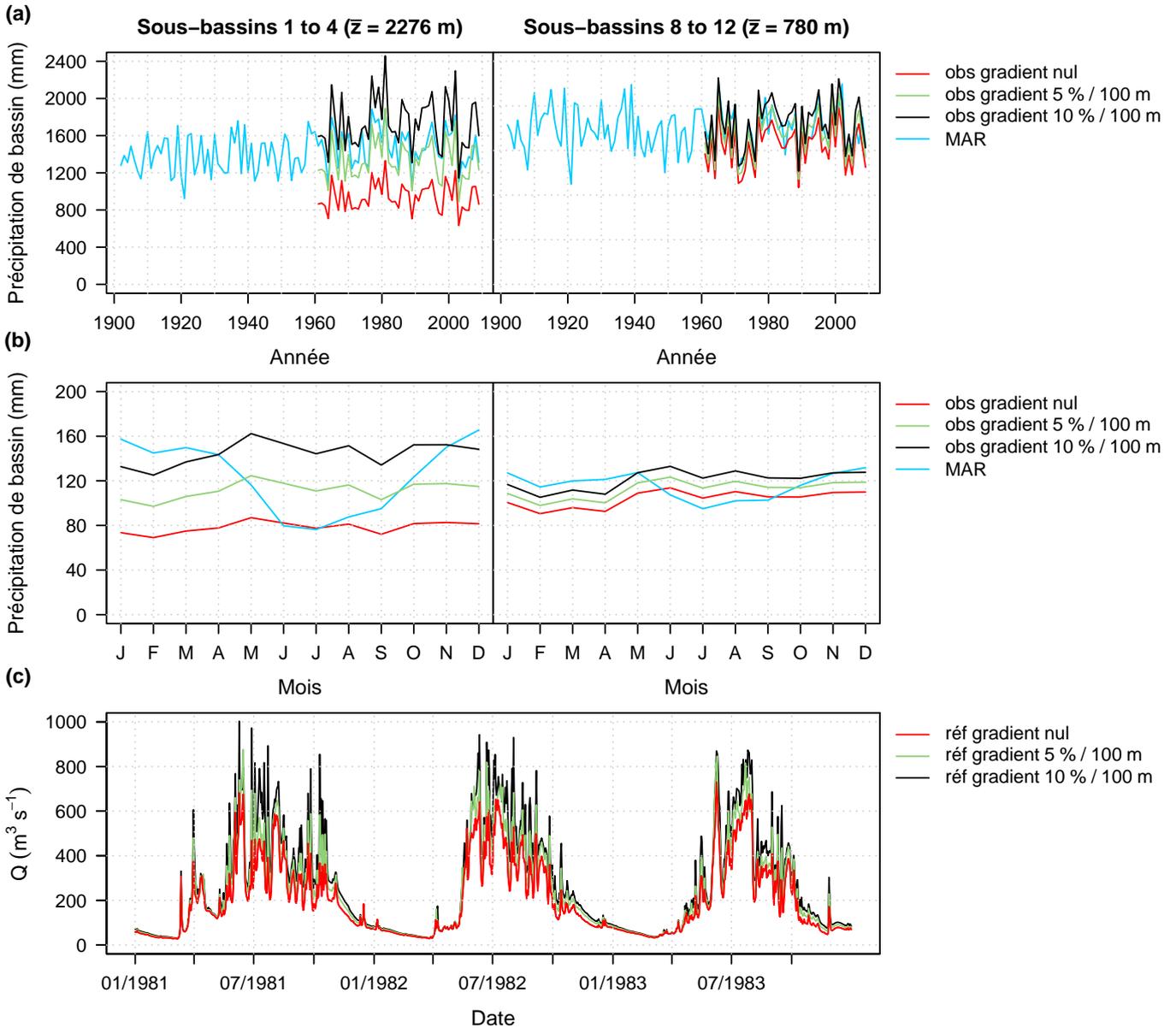


FIGURE V.11 – Influence du gradient altimétrique de précipitation. (a) Séries temporelles des précipitations de bassin annuelles (1902-2009) et (b) Cycles saisonniers des précipitations de bassin (1961-2009) pour deux principaux sous-bassins. L'altitude moyenne de chaque sous-bassin principal est indiquée entre parenthèses. obs : précipitations de bassin observées en considérant différents gradients altimétriques de précipitation. MAR : scénario brut de précipitations de bassin produit avec le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. (c) Séries temporelles des débits journaliers à la station de Porte-du-Scex pour la période 1981-1983. réf : débit simulé à partir des données météorologiques observées en considérant différents gradients altimétriques de précipitation.

Bien que souvent déterminants, les effets orographiques ne peuvent pas être pris en compte par un simple facteur d'ajustement constant mais pour des raisons pratiques et en l'absence de meilleures connaissances, il s'agit d'une pratique couramment utilisée en modélisation hydrologique. L'utilisation d'un facteur d'ajustement constant pour tous les pas de temps d'une période donnée est cependant susceptible d'avoir des implications importantes sur les simulations hydrologiques. Cela risque en particulier d'amplifier de manière irréaliste les événements de précipitations les plus importants, entraînant à leur tour des crues irréalistes [HINGRAY et al., 2010].

Pour le bassin versant du Rhône amont, les simulations hydrologiques avec un gradient altimétrique de précipitation produisent des crues beaucoup plus importantes (Fig. V.11 c). Avec un gradient altimétrique de précipitation de 5 %/100 m, les maxima annuels de débit journalier de la période 1961-2009 sont augmentés de 3 à 106 % (+25 % en moyenne). Avec un gradient altimétrique de précipitation de 10 %/100 m, l'augmentation est encore plus importante (+56 % en moyenne). Elle atteint même 200 % pour la plus grande crue jamais observée dans la région (15 Octobre 2000).

La dépendance entre les précipitations et l'altitude n'a donc pas été prise en compte dans notre étude afin d'éviter de telles simulations irréalistes. Cela n'est pas vraiment satisfaisant, en particulier en ce qui concerne le bilan hydrologique annuel des sous-bassins. Ce dernier sera mal représenté en raison du biais négatif global des précipitations. Sans une meilleure connaissance de la manière dont les précipitations dépendent de l'altitude à l'échelle de l'événement, ne pas tenir compte de la dépendance avec l'altitude est probablement le meilleur compromis à faire si des événements de crue réalistes doivent être simulés.

Notons que dans nos simulations, le biais négatif des précipitations est probablement compensé lors de l'optimisation des paramètres hydrologiques. L'optimisation des paramètres a généralement pour effet de forcer le modèle à fermer le bilan hydrologique. Les modèles conceptuels basés sur des réservoirs, comme celui utilisé ici, peuvent donc compenser les précipitations manquantes en réduisant les pertes par évapotranspiration. Ce problème est bien connu mais rarement abordé. Les travaux de MINVILLE et al. [2014] en sont un exemple.

Synthèse

Nous avons évalué la capacité de deux chaînes de modélisation à reproduire, au cours du dernier siècle (1902-2009) et à partir de l'information atmosphérique de grande échelle uniquement, les variations temporelles des débits, des séquences d'étiage et des maxima annuels de débit journalier de référence en différents endroits du bassin versant du Rhône amont.

Les deux chaînes de modélisation sont composées d'un modèle de descente d'échelle, soit statistique (SCAMP), soit dynamique (MAR) et du modèle hydrologique GSM-SOCONT. Les deux modèles de descente d'échelle, forcés par des données atmosphériques de la réanalyse ERA-20C, ont fourni des scénarios de séries temporelles journalières de précipitations et de températures moyennes utilisés comme données d'entrée dans le modèle hydrologique. La référence hydrologique utilisée pour la comparaison est la série temporelle des débits obtenue par simulation hydrologique à partir des données météorologiques observées.

Pour les deux chaînes de modélisation, étant donné le contexte de modélisation difficile du bassin versant du Rhône amont (e.g. effets des grands barrages en amont, régulation du Léman, rareté des observations pour la calibration du modèle hydrologique) et le fait que les scénarios météorologiques ne sont produits qu'à partir de l'information atmosphérique de grande échelle, les débits simulés sont globalement en accord avec les débits de référence, à condition que les biais des scénarios météorologiques soient corrigés.

Pour la période 1961-2009, les variations multi-échelles des débits de référence (journalières, saisonnières et interannuelles) et les situations hydrologiques de basse fréquence (séquences d'étiage et maxima annuels de débit journalier) sont reproduites de manière raisonnable. Pour la première moitié du siècle, l'accord avec les débits observés est plus faible mais encore raisonnable, probablement en raison de la moindre qualité des données (données ERA-20C et de débits) et/ou de certaines hypothèses et choix de modélisation (e.g. calibration basée sur des signatures hydrologiques, hypothèse de stationnarité). Néanmoins, les deux chaînes de modélisation sont capables de reproduire de manière convenable les variations de l'activité de crue au cours des 100 dernières années. Les résultats concernant l'activité d'étiage sont moins satisfaisants.

La correction des biais dans les scénarios de température moyenne est cruciale pour les deux modèles de descente d'échelle. Pour MAR, la correction du gradient altimétrique de température est également déterminante afin d'éviter des simulations non pertinentes de la dynamique du manteau neigeux à haute altitude et, par conséquent, de l'hydrologie. Des différences significatives ont aussi été constatées entre les précipitations observées et les précipitations simulées, en particulier par MAR en hiver. Une correction de biais des précipitations a donc été appliquée. La référence hydrologique a été obtenue sans tenir compte de la relation significative entre les précipitations et l'altitude dans la région afin d'éviter la simulation d'événements de crue non réalistes.

Simulations hydro-météorologiques sur le dernier millénaire (850-2004)

1. Description des simulations réalisées

Les résultats sur le dernier siècle ont montré que les deux chaînes de modélisation semblent appropriées pour la génération de scénarios météorologiques à partir de sorties de GCMs pour différents contextes climatiques. Pour les simulations réalisées sur le dernier millénaire, nous allons utiliser le modèle de descente d'échelle statistique SCAMP pour la génération des scénarios météorologiques requis. Le modèle SCAMP présente les avantages suivants :

- Le modèle SCAMP a un coût de calcul très faible contrairement au modèle MAR. Il permet de descendre en échelle de grands ensembles de simulations climatiques, incluant, par exemple, plusieurs membres d'un même modèle climatique. Il permet aussi de générer des scénarios couvrant de longues périodes de temps et, par suite, d'explorer les variabilités basses fréquences dans les scénarios, dont celles liées à la variabilité interne du climat.
- La nature statistique de SCAMP permet de tenir compte de l'incertitude dans la relation de descente d'échelle. L'ensemble des scénarios météorologiques générés par SCAMP pour tout scénario de grande échelle permet de simuler et de prendre en compte la variabilité interne de petite échelle. L'utilisation de SCAMP par rapport à MAR permet ainsi une évaluation plus robuste des changements possibles à basse fréquence dans les variables hydro-météorologiques [e.g. LAFAYSSE et al., 2014].

Dans ce chapitre, nous allons forcer la chaîne de modélisation composée de SCAMP avec les données du modèle climatique CESM-LME [OTTO-BLIESNER et al., 2016] afin d'évaluer les variations des variables hydro-météorologiques du bassin versant du Rhône amont au cours du dernier millénaire (850-2004). Nous allons également confronter les variations simulées de l'activité de crue avec celles obtenues dans des travaux antérieurs à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget [JENNY et al., 2014; EVIN et al., 2019; WILHELM et al., 2022], en particulier pour les périodes climatiques caractéristiques relativement froides du Petit Âge Glaciaire (1450-1850) et chaudes de l'Optimum Climatique Médiéval (950-1250). Les simulations seront réalisées au pas de temps journalier avec la couverture glaciaire actuelle et sans tenir compte des règles de régulation du Léman.

2. Adaptation du modèle SCAMP

Comme décrit dans le Chapitre IV Section 1.1, les caractéristiques du modèle analogue (prédicteurs, fenêtres d'analogie, critères d'analogie) ont été optimisées par RAYNAUD et al. [2020] pour la région à partir des données de la réanalyse atmosphérique ERA-20C. Les prédicteurs retenus étaient les hauteurs des géopotentiels à 1000 hPa (HGT1000) et 500 hPa (HGT500) pour le premier niveau d'analogie et la vitesse verticale du vent à 600 hPa (VV600), la température moyenne à 2 m (T) et les précipitations de grande échelle (P) pour le deuxième niveau d'analogie.

Toutes ces variables ne sont pas disponibles au pas de temps journalier pour le modèle CESM-LME. Nous avons donc cherché à déterminer le meilleur jeu de prédicteurs à partir des variables disponibles sur le dernier millénaire. Les prédicteurs testés sont la pression au niveau de la mer (PSL) qui peut être considérée comme équivalente à la hauteur du géopotential à 1000 hPa (HGT1000), la hauteur du géopotential à 500 hPa (HGT500), l'humidité spécifique à 850 hPa (HS850), la température à 850 hPa (T850) et la température moyenne à 2 m (T).

Nous avons testé la capacité de prédiction de plusieurs modèles analogues, chaque modèle analogue se différenciant uniquement par son jeu de prédicteurs. Quel que soit le modèle analogue considéré, la simulation conduit, pour chaque jour de la période de simulation, à un ensemble de 30 dates analogues et de prédicteurs associés. Le critère utilisé pour évaluer et comparer les différents modèles analogues est de ce fait un score probabiliste. La capacité de prédiction pour les prédicteurs considérés (précipitations et températures moyennes de bassin) a été évaluée à partir du CRPSS (« Continuous Ranked Probability Skill Score »). Le CRPSS est basé sur le CRPS (« Continuous Ranked Probability Score » ; BROWN, 1974 ; MATHESON & WINKLER, 1976) calculé au pas de temps journalier :

$$\text{CRPSS} = 1 - \frac{\overline{\text{CRPS}}_{\text{analogue}}}{\overline{\text{CRPS}}_{\text{clim}}} \quad (\text{VI.1})$$

où :

- $\overline{\text{CRPS}}_{\text{analogue}}$ est le CRPS moyen obtenu avec un modèle analogue.
- $\overline{\text{CRPS}}_{\text{clim}}$ est le CRPS moyen obtenu avec un modèle de référence.

Le modèle de référence fournit, pour chaque jour cible, une prédiction définie par la climatologie. Cette climatologie est constituée de l'ensemble des valeurs des prédictands observées pour tous les jours situés dans une fenêtre calendaire de 61 jours centrée sur le jour cible. Par conséquent, le CRPSS est normalisé, ce qui permet de comparer la capacité de prédiction obtenue avec différents modèles analogues utilisant différents jeux de prédictands. La valeur optimale du CRPSS est égale à 1. Une valeur nulle du CRPSS indique que le modèle analogue n'apporte aucune plus-value comparée au modèle climatologique et une valeur négative du CRPSS indique que le modèle analogue a une capacité de prédiction inférieure à celle de la climatologie.

Nous avons utilisé les variables de la réanalyse atmosphérique ERA-20C sur la période d'observations (1961-2009) pour le calcul des CRPSS pour différents modèles analogues (Tableau VI.1). La première ligne de ce tableau correspond au modèle analogue de référence utilisé pour les simulations SCAMP sur le dernier siècle (Chap. V).

TABLEAU VI.1 – Valeurs des CRPSS obtenues pour la prédiction des précipitations et des températures moyennes de bassin pour différents jeux de prédicteurs de la réanalyse atmosphérique ERA-20C sur la période d'observations (1961-2009). HGT1000 : Hauteur du géopotential à 1000 hPa. HGT500 : Hauteur du géopotential à 500 hPa. VV600 : Vitesse verticale du vent à 600 hPa. T : Température moyenne à 2 m. P : Précipitations de grande échelle. HS850 : Humidité spécifique à 850 hPa. T850 : Température à 850 hPa.

	Prédicteurs niveau 1	Prédicteurs niveau 2	CRPSS P_{bassin}	CRPSS T_{bassin}
Modèle analogue de référence	HGT1000 + HGT500	VV600 + T + P	0,35	0,59
Modèle analogue 1	HGT1000 + HGT500	-	0,38	0,37
Modèle analogue 2	HGT1000 + HGT500	HS850	0,38	0,51
Modèle analogue 3	HGT1000 + HGT500	T850	0,35	0,62
Modèle analogue 4	HGT1000 + HGT500	HS850 + T850	0,35	0,62
Modèle analogue 5	HGT1000 + HGT500	T	0,34	0,65

Nous avons retenu le modèle analogue 5 qui possède des capacités de prédiction similaires au modèle analogue de référence. Le modèle analogue retenu pour les simulations millénaires est donc composé de 2 niveaux d'analogie. Le premier niveau d'analogie est composé de la pression au niveau de la mer (PSL) et de la hauteur du géopotential à 500 hPa (HGT500) et le deuxième niveau d'analogie est composé de la température moyenne à 2 m (T) comme prédicteurs. Nous avons considéré une fenêtre d'analogie de 6° de longitude/latitude centrée sur le bassin versant du Rhône amont pour le deuxième niveau d'analogie selon les recommandations de RAYNAUD et al. [2017]. Les fenêtres d'analogie du premier niveau restent, quant à elles, inchangées (Chap. IV, Fig. IV.3).

Nous utiliserons les mêmes composantes du modèle SCAMP (Chap. IV, Fig. IV.1) que pour les simulations sur le dernier siècle à la différence près que les scénarios de températures moyennes de bassin seront corrigées non pas à partir de la température moyenne de bassin de la réanalyse atmosphérique ERA-20C mais à partir de la température moyenne de grande échelle de chaque membre du modèle climatique CESM-LME. Étant donné la résolution grossière du modèle CESM-LME, le bassin versant du Rhône amont est couvert par une seule maille du modèle. La température de cette maille, une fois corrigée à partir de la température de bassin observée, sera imposée aux 30 scénarios SCAMP à l'échelle du bassin au pas de temps journalier.

3. Pré-traitement des données du modèle CESM-LME

Le modèle climatique CESM-LME est composé de 12 membres couvrant le dernier millénaire (850-1849) et la période historique (1850-2005). Les seules différences entre les membres de l'ensemble sont dues à des perturbations des conditions atmosphériques initiales. Les simulations du modèle CESM-LME sont influencées par les forçages naturels (orbitaux, solaires, volcaniques) et anthropiques (gaz à effet de serre, ozone, aérosols, utilisation des sols). La résolution horizontale du modèle est d'environ 2° pour l'atmosphère et la surface terrestre et 1° pour l'océan et la glace de mer.

Les données de pression au niveau de la mer (PSL), de hauteur du géopotential à 500 hPa (HGT500) et de température moyenne à 2 m (T) ont été téléchargées sur le site de données climatiques du NCAR (« National Center for Atmospheric Research »)¹ au pas de temps journalier pour les 12 membres et pour les périodes du dernier millénaire (850-1849) et historiques (1850-2005) séparément. Les fichiers de données téléchargés sont sous forme de fichiers NetCDF. Il a fallu les pré-traiter pour pouvoir les utiliser dans le modèle SCAMP. Nous avons utilisé pour cela l'outil CDO (« Climate Data Operator »). Nous détaillons par la suite les étapes de pré-traitement des fichiers NetCDF qui ont pris un temps non négligeable :

- Les fichiers NetCDF, bien que téléchargés variable par variable (e.g. un fichier pour la pression au niveau de la mer (PSL) sur la période historique), possédaient tout un ensemble de variables additionnelles telles que les rapports de mélange en volume du CH₄ (ch4vmr), du CO₂ (co2vmr), du N₂O (n2ovmr), la pression de référence (P0), le rayonnement solaire total (sol_tsi), la latitude (lat), la longitude (lon), la date du jour (date), etc. Seules les variables d'intérêt (i.e. PSL, HGT500, T) ont été extraites de chaque fichier NetCDF.
- Les fichiers NetCDF téléchargés possédaient une grille gaussienne pour la latitude donc une grille non régulière. Nous sommes passés à une résolution horizontale régulière de 2° de latitude en réalisant des interpolations bilinéaires pour chaque variable. La grille de la longitude était, quant à elle, déjà régulière avec une résolution horizontale de 2,5°.
- Les mailles des différentes fenêtres d'analogie ont ensuite été extraites pour les trois variables pour réduire la taille des fichiers NetCDF. Il aurait été plus rapide de faire cette étape en premier mais dans ce cas, les deux étapes précédentes n'étaient pas faisables avec CDO.
- Les fichiers NetCDF correspondant aux périodes millénaires et historiques ont été concaténés pour chaque variable et pour chacun des 12 membres du modèle CESM-LME.
- Les fichiers NetCDF téléchargés ne tenaient pas compte des années bissextiles et chaque année possédait simplement 365 jours. Or, la recherche des dates analogues dans SCAMP se fait à l'aide d'un identifiant à partir d'une date de référence (ID = 1 correspond au 1^{er} Janvier 850) et le calendrier considéré dans SCAMP est le calendrier grégorien. Nous avons donc ajouté la valeur du 29 Février pour chaque année bissextile en considérant la moyenne du 28 Février et du 1^{er} Mars pour chaque variable.

1. <https://www.earthsystemgrid.org>

Nous avons fait le choix d'utiliser le calendrier grégorien pour toute la durée des simulations (850-2004) mais historiquement, le calendrier grégorien n'était pas celui utilisé à l'époque. Comme nous avons mis du temps à comprendre les incohérences entre les différents calendriers et la durée de nos simulations, nous détaillons cette anecdote par la suite.

Le calendrier julien a prévalu dans le monde chrétien pendant le premier millénaire de notre ère et une partie du deuxième millénaire mais il dépassait de 11 min et 14 s l'année tropique (le temps que met le Soleil pour revenir à la même position, vu de la Terre). Le résultat était que le calendrier dérivait d'environ un jour tous les 314 ans. L'un des problèmes les plus urgents causés par cette erreur était la difficulté croissante de calculer la date de Pâques, qui, selon le concile de Nicée en 325, devait tomber le premier dimanche suivant la première pleine lune après l'équinoxe de printemps, qui tombait à l'époque le 21 Mars. L'écart croissant entre la date fixée par le concile et la date réelle de l'équinoxe de printemps a été constaté au VIII^{ème} siècle de notre ère, voire plus tôt, et un certain nombre de propositions de réforme ont été présentées aux papes au Moyen-Âge. Aucune mesure n'a cependant été prise et le calendrier julien, aussi imparfait soit-il, est resté le calendrier officiel de l'Église chrétienne.

Finalement, le calendrier grégorien a été introduit en Octobre 1582 avec comme fait marquant la suppression de 10 jours du calendrier pour ramener l'équinoxe de printemps du 11 Mars au 21 Mars. L'Église avait choisi le mois d'Octobre pour éviter de supprimer les principales fêtes chrétiennes.

En considérant les calendriers historiques (julien puis grégorien), une simulation du 1^{er} Janvier 850 au 31 Décembre 2004 dure 421 851 jours, soit 4 jours de moins que si le calendrier grégorien est considéré pour toute la durée de la simulation. En effet, le calendrier julien considère les années 900, 1000, 1100, 1300, 1400 et 1500 comme bissextiles contrairement au calendrier grégorien (+6 jours) et le mois d'Octobre 1582 ne contient que 21 jours (-10 jours).

Par commodité, nous avons considéré le calendrier grégorien pour toute la durée des simulations. Chaque simulation du 1^{er} Janvier 850 au 31 Décembre 2004 dure donc 421 855 jours.

4. Intérêt du débiaisage des prédicteurs

Contrairement à la réanalyse atmosphérique ERA-20C, aucune observation de la pression au niveau de la mer n'est assimilée dans le modèle climatique CESM-LME, ce qui rend la circulation atmosphérique simulée potentiellement biaisée. Nous avons donc comparé pour chaque mois les champs moyens de pression au niveau de la mer (PSL) et de hauteur de géopotential à 500 hPa (HGT500) du modèle CESM-LME (moyenne des 12 membres) et de la réanalyse ERA-20C sur la même période (1900-2005) et sur leurs fenêtres d'analogie respectives. Pour les deux variables, les patterns du modèle CESM-LME et de la réanalyse ERA-20C sont globalement en accord mais présentent quelques différences (Fig. VI.1 et VI.2). Les différences sont les plus importantes en hiver mais restent faibles : entre -6 hPa et +4 hPa, soit environ 0,5 % pour le champ moyen de PSL et entre -80 à +80 m, soit environ 1,5 % pour le champ moyen de HGT500.

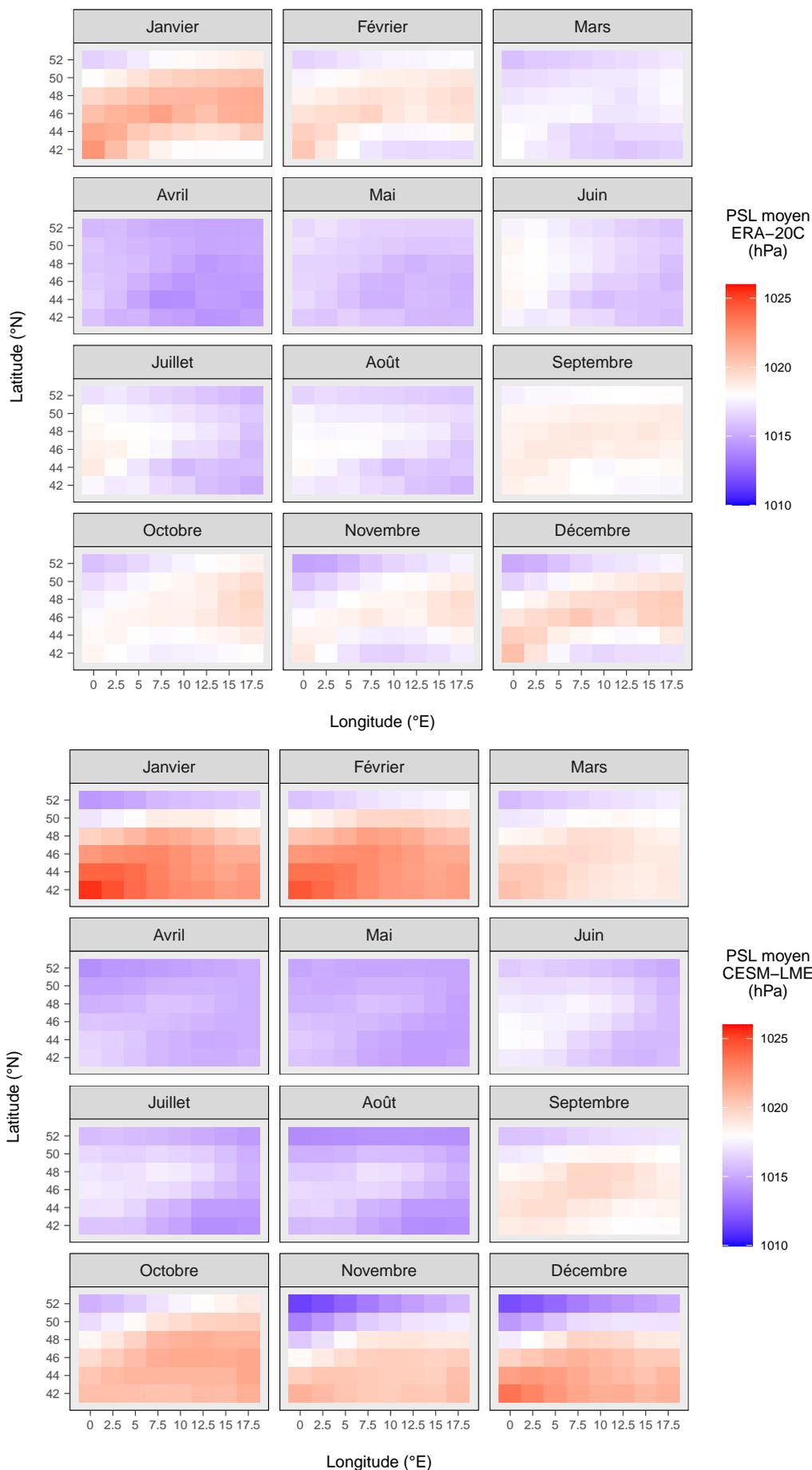


FIGURE VI.1 – Champ moyen de la pression au niveau de la mer (PSL) par mois pour la réanalyse ERA-20C et le modèle CSM-LME (moyenne des 12 membres) sur la période 1900-2005.

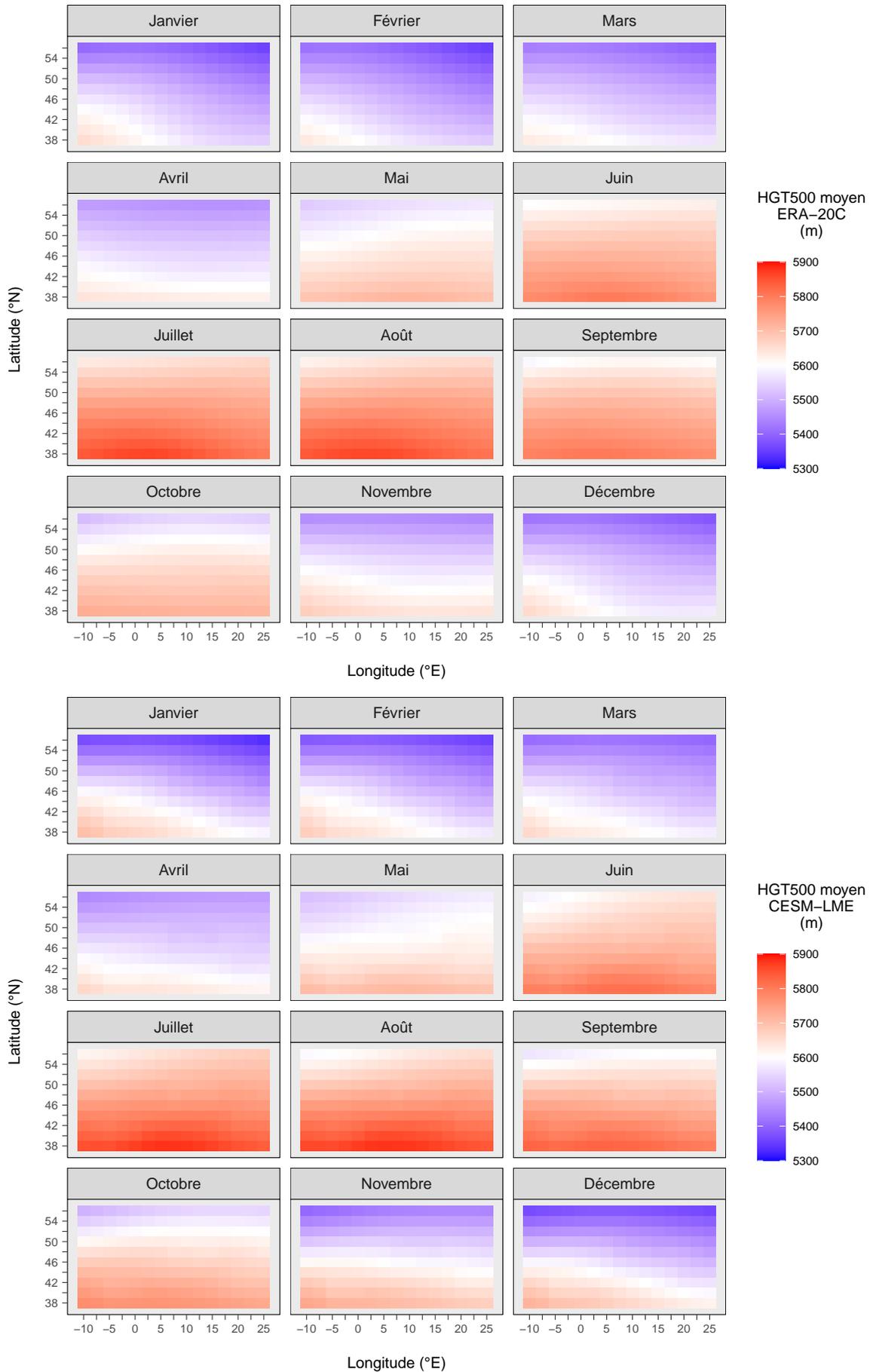


FIGURE VI.2 – Champ moyen de la hauteur du géopotential à 500 hPa (HGT500) par mois pour la réanalyse ERA-20C et le modèle CESM-LME (moyenne des 12 membres) sur la période 1900-2005.

De telles différences pourraient être de nature à modifier les dates analogues sélectionnées par SCAMP et à produire des régimes pluviométriques sur la région différents de ceux qui sont obtenus en forçant SCAMP avec la réanalyse ERA-20C. Nous avons donc cherché à déterminer si le fait de retirer le biais moyen des champs de PSL et de HGT500 modifiait considérablement les dates analogues sélectionnées lors du premier niveau d'analogie. Nous avons considéré la période 1900-2005. 3 des 12 membres du modèle CESM-LME ont été testés. Pour ces 3 membres, 87 % des dates analogues sélectionnées sont communes que les prédicteurs soient débiaisés ou non. Les résultats sont très similaires pour les 3 membres. Notons que pour le deuxième niveau d'analogie, le critère de sélection des dates analogues est le RMSE et que le fait de considérer la température moyenne à 2 m (T) avec ou sans son biais moyen conduit nécessairement à la sélection des mêmes dates analogues.

Nous concluons que retirer le biais moyen des prédicteurs de chaque membre ne présente que peu d'intérêt dans le cadre de notre étude et décidons d'effectuer les simulations millénaires à partir des prédicteurs bruts du modèle climatique CESM-LME. En d'autres termes, nous ne corrigerons pas les biais des prédicteurs avant d'appliquer SCAMP sur le dernier millénaire.

5. Résultats

5.1. Variations des variables météorologiques

En général, les variations des variables météorologiques sont évaluées en considérant des moyennes sur 30 ans. Pour les variables météorologiques considérées par la suite (températures moyennes et précipitations annuelles de bassin), la période 850-1990 a été découpée en périodes de 30 ans, ce qui donne 38 sous-périodes pour chaque membre/scénario. Les caractéristiques des températures moyennes et des précipitations de bassin issues de SCAMP ont été calculées pour chacune de ces sous-périodes. Pour rappel, nous disposons de 12 membres CESM-LME composés chacun de 30 scénarios SCAMP.

5.1.1. Températures annuelles de bassin

Pour chaque membre CESM-LME, les 30 scénarios SCAMP de température annuelle de bassin sont, par construction, identiques puisque la température annuelle de grande échelle (corrigée) de chaque membre CESM-LME est imposée. Les variations des températures annuelles de bassin simulées par les 12 membres CESM-LME sont représentées sur la Figure VI.3. Nous observons une tendance à la baisse de la température annuelle de bassin sur le dernier millénaire avec une variabilité temporelle importante pour chaque membre. Les fluctuations sont rarement synchrones entre les différents membres. La variabilité entre les 12 membres est de l'ordre de 0,4 °C.

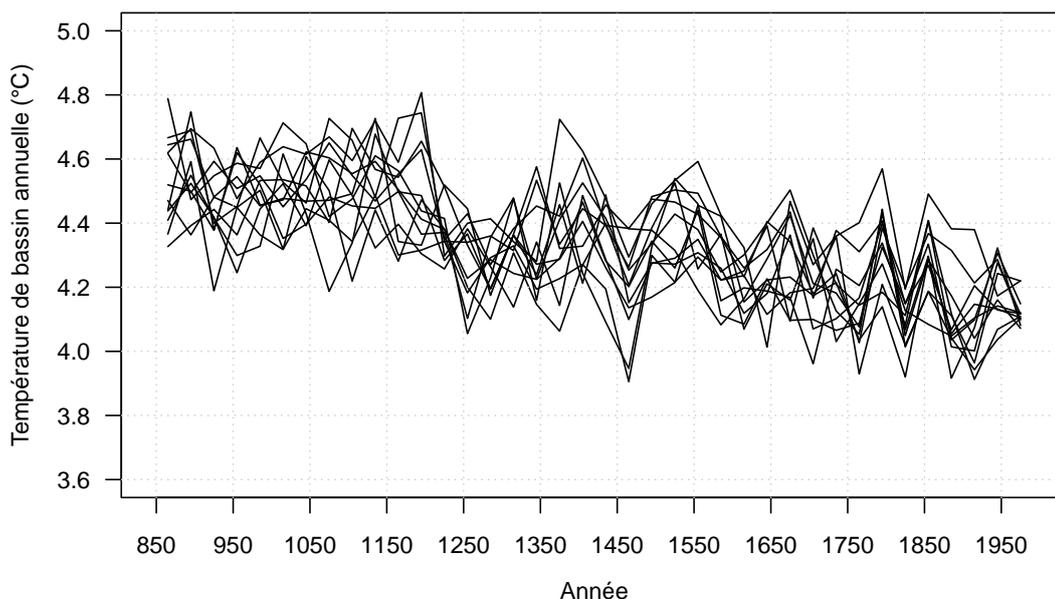


FIGURE VI.3 – Variations des températures de bassin annuelles simulées sur la période 850-1990. Les 12 membres CESH-LME sont représentés. Pour chaque membre CESH-LME, les 30 scénarios SCAMP sont identiques et correspondent à la température annuelle de grande échelle (corrigée) de chaque membre CESH-LME.

Comme attendu, la température moyenne de bassin annuelle est plus chaude lors de l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) que lors du Petit Âge glaciaire (PAG) (Fig. VI.4). La différence de température entre ces deux périodes climatiques varie suivant les 12 membres CESH-LME. Le refroidissement médian est de $0,26\text{ °C}$ et semble faible comparé à celui estimé à partir d'archives et de proxies climatiques qui indiquent que l'OCM était de 1 °C ($\pm 0,4\text{ °C}$) plus chaud que le PAG (Tableau VI.2).

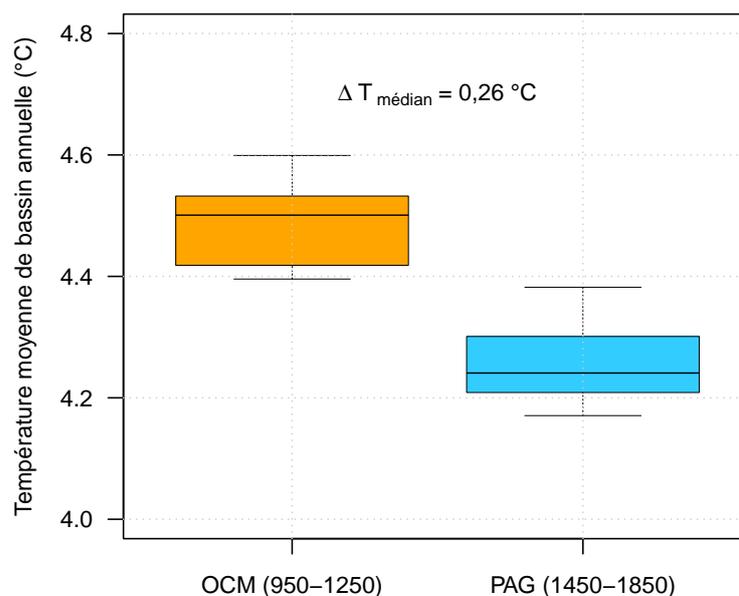


FIGURE VI.4 – Températures moyennes de bassin annuelles simulées pour l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le Petit Âge Glaciaire (PAG). Chaque boxplot représente la variabilité des 12 membres CESH-LME, les 30 membres SCAMP étant identiques pour chaque membre CESH-LME. De bas en haut, les boxplots sont représentés par le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum.

TABLEAU VI.2 – Différences de température entre l’Optimum Climatique Médiéval (OCM) / « Medieval Climate Anomaly » (MCA) et le Petit Âge Glaciaire (PAG) / « Little Ice Age » (LIA) obtenues à partir d’archives et de proxies climatiques. Tableau extrait et adapté de WILHELM et al. [2022].

Site	T (°C)		Diff. (°C)	Ref.
	LIA	MCA		
From multi sites, Alps, Switzerland	-1.6	-0.8	0.8	BÜNTGEN et al. [2006]
From multi sites, Alps, Austria	-0.8	-0.3	0.5	BÜNTGEN et al. [2011]
From multi sites, Alps, France, Switzerland and Italy	-1.2	-0.2	1.0	CORONA et al. [2010]
Egelsee, Alps, Switzerland	-0.4	1.1	1.5	LAROCQUE-TOBLER et al. [2010]
Seebergsee, Alps, Switzerland	0.2	1.3	1.1	LAROCQUE-TOBLER et al. [2012]
Spannagelcave, Alps, Austria	0.9	1.9	1.0	MANGINI et al. [2005]
From multi sites, Alps, Switzerland and Austria	-0.5	-0.2	0.3	TRACHSEL et al. [2012]
Median (\pm 95 % Conf. Int.)			+1 (\pm 0.4)	

Nous avons cherché à savoir si ce faible écart de température simulé entre les deux périodes climatiques était dû au modèle de descente d’échelle SCAMP ou au modèle climatique CESM-LME lui-même. La différence de température pour les deux périodes climatiques a été calculée pour la maille du modèle CESM-LME couvrant le bassin versant du Rhône amont et le même écart de température a été retrouvé (0,26 °C). Nous concluons que la différence de température assez faible entre les deux périodes climatiques est intrinsèque au modèle climatique CESM-LME.

5.1.2. Précipitations annuelles de bassin

Nous analysons d’abord les variations des précipitations annuelles de bassin simulées pour un membre CESM-LME donné, les 30 scénarios SCAMP étant différents (Fig. VI.5). Nous analysons ensuite les variations obtenues pour les 12 membres CESM-LME pour les périodes du Petit Âge Glaciaire (PAG) et de l’Optimum Climatique Médiéval (OCM), la variabilité des scénarios SCAMP étant alors représentée sous forme de boxplots (Fig. VI.6).

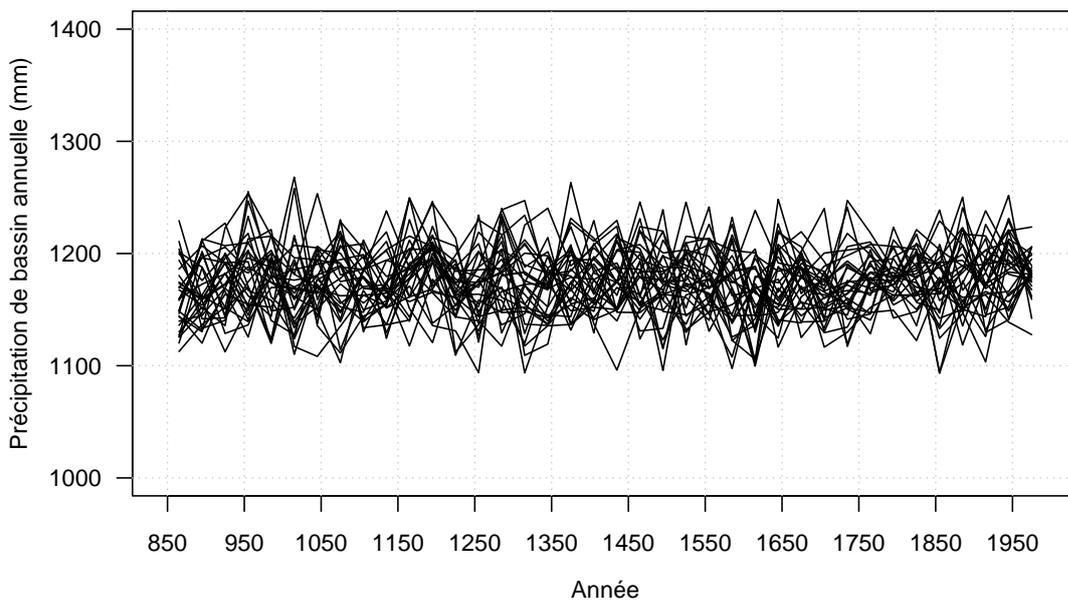


FIGURE VI.5 – Exemple de variations de précipitation de bassin annuelle simulées sur la période 850-1990. Les 30 scénarios SCAMP du premier membre CESM-LME sont représentés.

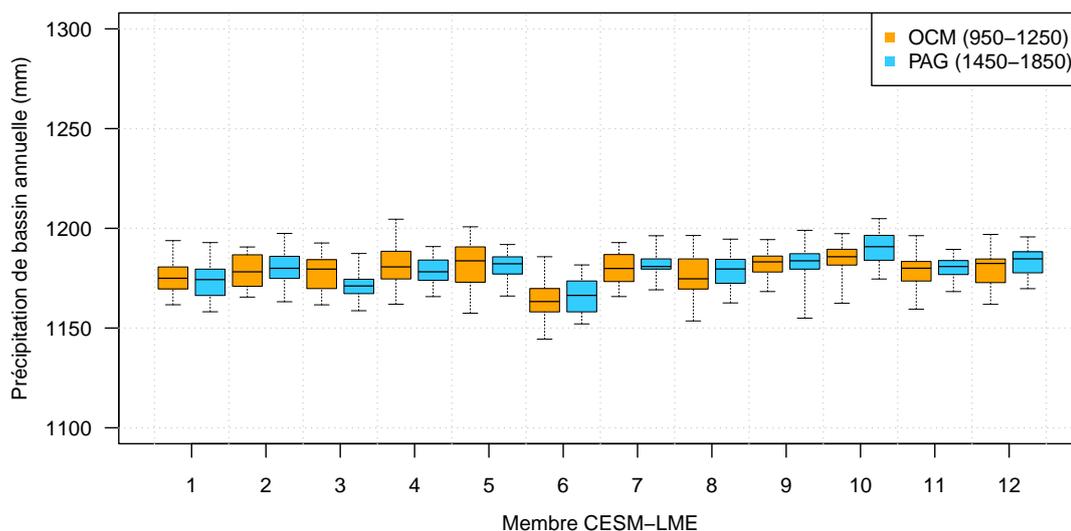


FIGURE VI.6 – Précipitations de bassin annuelles simulées pour l’Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le Petit Âge Glaciaire (PAG) pour chacun des 12 membres CISM-LME. Chaque boxplot représente la variabilité des 30 membres SCAMP obtenus à partir de chaque membre CISM-LME. De bas en haut, les boxplots sont représentés par le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum.

Pour un membre CISM-LME donné, la variabilité inter-scénario est de l’ordre de 100 mm (soit environ 8,5 %) et est constante sur toute la période 850-1990 (Fig. VI.5). Notre chaîne de modélisation ne permet donc pas de simuler des variations de précipitations de bassin annuelles sur cette période. Les mêmes conclusions s’appliquent pour chacun des 12 membres CISM-LME. De même, aucune différence significative dans les précipitations de bassin annuelles n’est simulée entre l’OCM et le PAG pour tous les membres CISM-LME (Fig. VI.6). L’évolution des précipitations de bassin annuelles entre les deux périodes est même variable d’un membre à l’autre.

5.1.3. Discussion

L’inexistence de variations claires dans les précipitations de bassin annuelles sur la période 850-1990 est sans doute pour partie due à la variabilité interne de petite échelle (variabilité inter-scénarios) mais aussi de grande échelle importante (variabilité entre les membres) qui bruite beaucoup les possibles changements de signal tout au long de la période.

La variabilité interne de petite échelle (variabilité inter-scénarios) pourrait résulter d’une limitation du modèle de descente d’échelle dont le pouvoir explicatif est insuffisant mais toutefois non nul car nous avons vu que le modèle SCAMP était capable de simuler correctement les variations inter-annuelles de précipitations de bassin observées sur le dernier siècle même si la variabilité inter-scénario était importante (Chap. V, Fig. V.2 a).

Le faible rapport signal/bruit pourrait aussi résulter du fait que les prédictors issus du modèle climatique CISM-LME utilisés dans SCAMP ne varient pas beaucoup sur la période et/ou que les régimes de circulation et les conditions atmosphériques des différents membres CISM-LME ne présentent pas de fluctuations propres à modifier les régimes de précipitation. Si c’est effectivement le cas, quelle que soit la méthode de régionalisation du climat utilisée, les scénarios générés ne peuvent pas conduire à des fluctuations significatives des régimes de précipitation sur la période.

5.2. Variations de l'activité de crue

5.2.1. Activité de crue reconstituée

Pour rappel, les variations de l'activité de crue du bassin du Rhône amont ont pu être estimées sur la période 800-2000 sur la base des crues reconstituées à partir des sédiments du lac du Bourget (Fig. VI.7, courbe rouge). Pour chaque crue reconstituée, il a été possible d'associer une incertitude sur la date d'occurrence de la crue. Par exemple, l'incertitude sur la date d'occurrence de la crue reconstituée en 1829 est de 30 ans, celle sur la crue reconstituée en 1186 est de 70 ans, etc. Plus la crue reconstituée est lointaine, plus l'incertitude sur sa datation augmente.

Pour réduire le risque de mauvaise interprétation d'une comparaison « observations » / modèles, nous avons estimé, pour l'ensemble de la période considérée, l'incertitude de l'activité de crue reconstituée. Pour ce faire, nous avons considéré que la datation de chacune des crues reconstituées était incertaine et que d'autres datations auraient été possibles au regard de l'incertitude de la méthode de datation. Nous avons considéré en première approximation que la date d'occurrence d'une crue était une variable aléatoire suivant une loi normale dont la moyenne est la datation estimée et l'écart-type est la moitié de l'incertitude de datation pour cette date.

Par exemple, pour la crue reconstituée en 1186 et d'incertitude 70 ans, une loi normale de moyenne 1186 et d'écart-type 35 a été considérée et 1000 tirages aléatoires de nouvelles dates d'occurrence ont été réalisés dans cette loi normale. La même opération a été réalisée pour chaque crue reconstituée. Pour chacune des 1000 réalisations, le nombre de crues a été déterminé pour chaque année permettant d'estimer l'activité de crue puis une moyenne mobile sur 31 ans a été appliquée sur la période 800-2000. L'incertitude sur les années d'occurrence des crues correspond aux bandes grises de la Figure VI.7. Nous constatons que l'incertitude sur les années d'occurrence des crues est forte. L'activité de crue reconstituée (en rouge) ne pourrait donc être qu'une réalisation possible parmi tant d'autres.

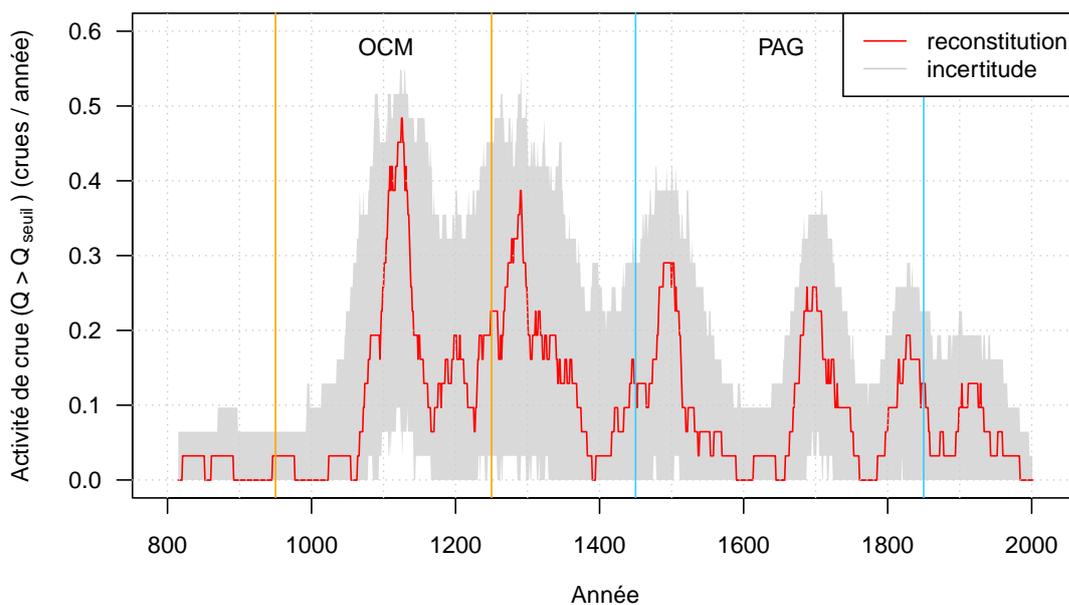


FIGURE VI.7 – Activité de crue reconstituée sur la période 800-2000. Les bandes grises représentent l'incertitude sur les années d'occurrence des crues. Des moyennes mobiles sur 31 ans ont été considérées. OCM : Optimum Climatique Médiéval (950-1250). PAG : Petit Âge Glaciaire (1450-1850).

La Figure VI.8 représente l'activité de crue reconstituée (en rouge) associée à son incertitude (boxplot) pour l'OCM et le PAG. Nous constatons que l'activité de crue reconstituée est plus faible pendant le PAG (0,10 crues par année en moyenne pour le PAG contre 0,13 crues par année en moyenne pour l'OCM). La prise en compte de l'incertitude sur les années d'occurrence des crues aboutit à la même conclusion. Ce résultat est en contradiction avec les conclusions générales de WILHELM et al. [2022] obtenues à partir de la synthèse d'enregistrements de crues provenant d'un ensemble de lacs alpins, à savoir que l'activité de crue était plus importante lors du PAG (Chap. I, Fig. I.5). L'activité de crue du Rhône amont obtenue à partir des crues reconstituées du lac du Bourget constitue une exception, qui, en réalité, était déjà visible dans leur étude (Fig. VI.9).

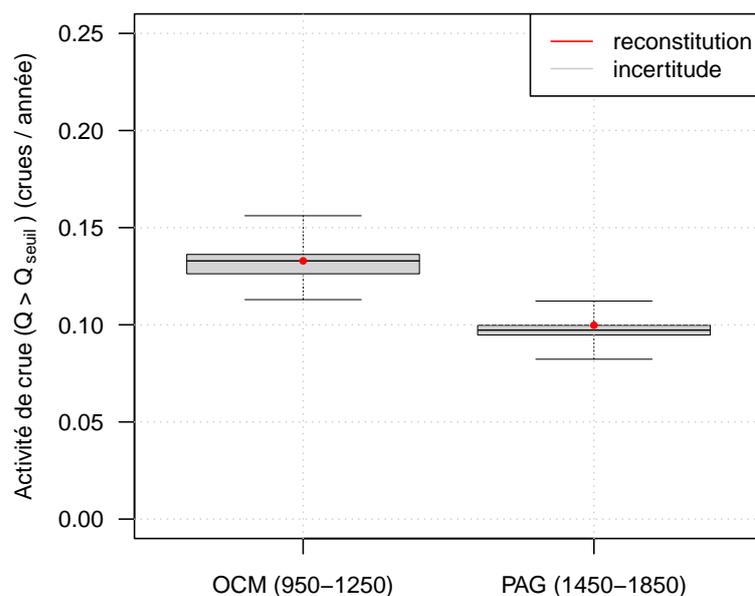


FIGURE VI.8 – Activité de crue reconstituée pour l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le Petit Âge Glaciaire (PAG). Chaque boxplot représente l'incertitude sur les années d'occurrence des crues. De bas en haut, les boxplots sont représentés par le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum.

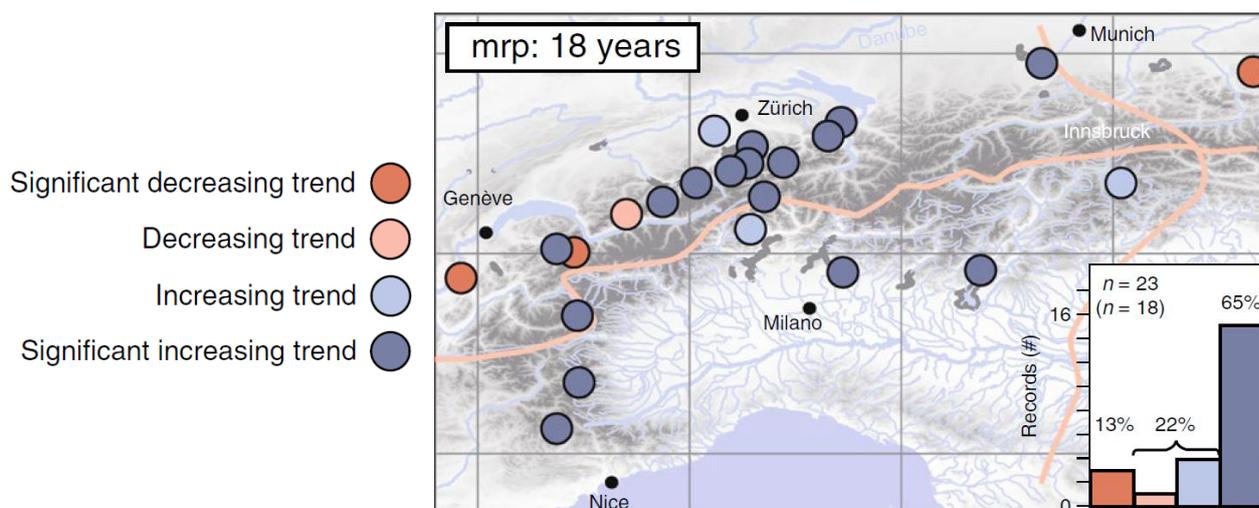


FIGURE VI.9 – Tendances dans l'occurrence des crues du dernier millénaire. mrp : mean return period / période de retour moyenne (nombre de crues enregistrées divisé par la durée considérée). n : nombre d'enregistrements considérés dans l'analyse des tendances. (n) : nombre d'enregistrements avec une tendance significative. Figure extraite et adaptée de WILHELM et al. [2022].

5.2.2. Activité de crue simulée

Pour chaque membre CESM-LME et chaque scénario SCAMP, nous n'avons conservé que les crues simulées dépassant un certain seuil, i.e. $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, qui correspond au seuil au-delà duquel les crues ont pu être reconstituées à partir des sédiments du lac du Bourget [JENNY et al., 2014]. Si ce seuil était dépassé pendant plusieurs jours consécutifs (jusqu'à 5 jours), une seule crue a été considérée et seule la date du débit maximum a été retenue. La Figure VI.10 représente l'activité de crue simulée sur la période 850-1990 pour un membre CESM-LME. La variabilité des 30 scénarios SCAMP est très forte et ne permet pas de conclure sur d'éventuelles variations de l'activité de crue sur cette période. La moyenne d'ensemble ainsi que les quantiles 10 % et 90 % de l'ensemble n'apportent pas d'information supplémentaire.

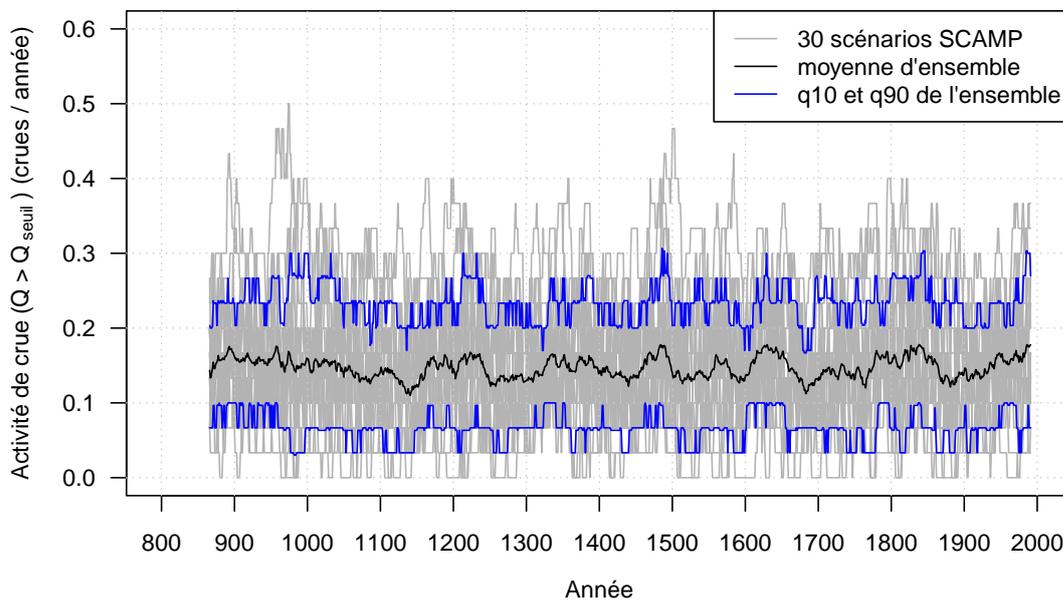


FIGURE VI.10 – Exemple d'activité de crue simulée sur la période 850-1990 en considérant un seuil de $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les 30 scénarios SCAMP du premier membre CESM-LME, la moyenne d'ensemble ainsi que les quantiles 10 % et 90 % de l'ensemble sont représentés. Des moyennes mobiles sur 31 ans ont été considérées.

Les variations temporelles de l'activité de crue simulée varient énormément d'un scénario SCAMP à l'autre et d'un membre CESM-LME à l'autre. Pour illustration, nous nous focalisons seulement sur certains scénarios SCAMP de certains membres CESM-LME. La Figure VI.11 représente les activités de crue reconstituées et simulées sur la période 800-2000 pour des membres CESM-LME et des scénarios SCAMP pris au hasard. Les activités de crues reconstituées et simulées ne sont pas en adéquation la plupart du temps et les périodes pour lesquelles un accord est constaté semble davantage relever du hasard que d'une réelle capacité de notre chaîne de modélisation à reproduire l'activité de crue reconstituée et ce même en tenant compte de son incertitude.

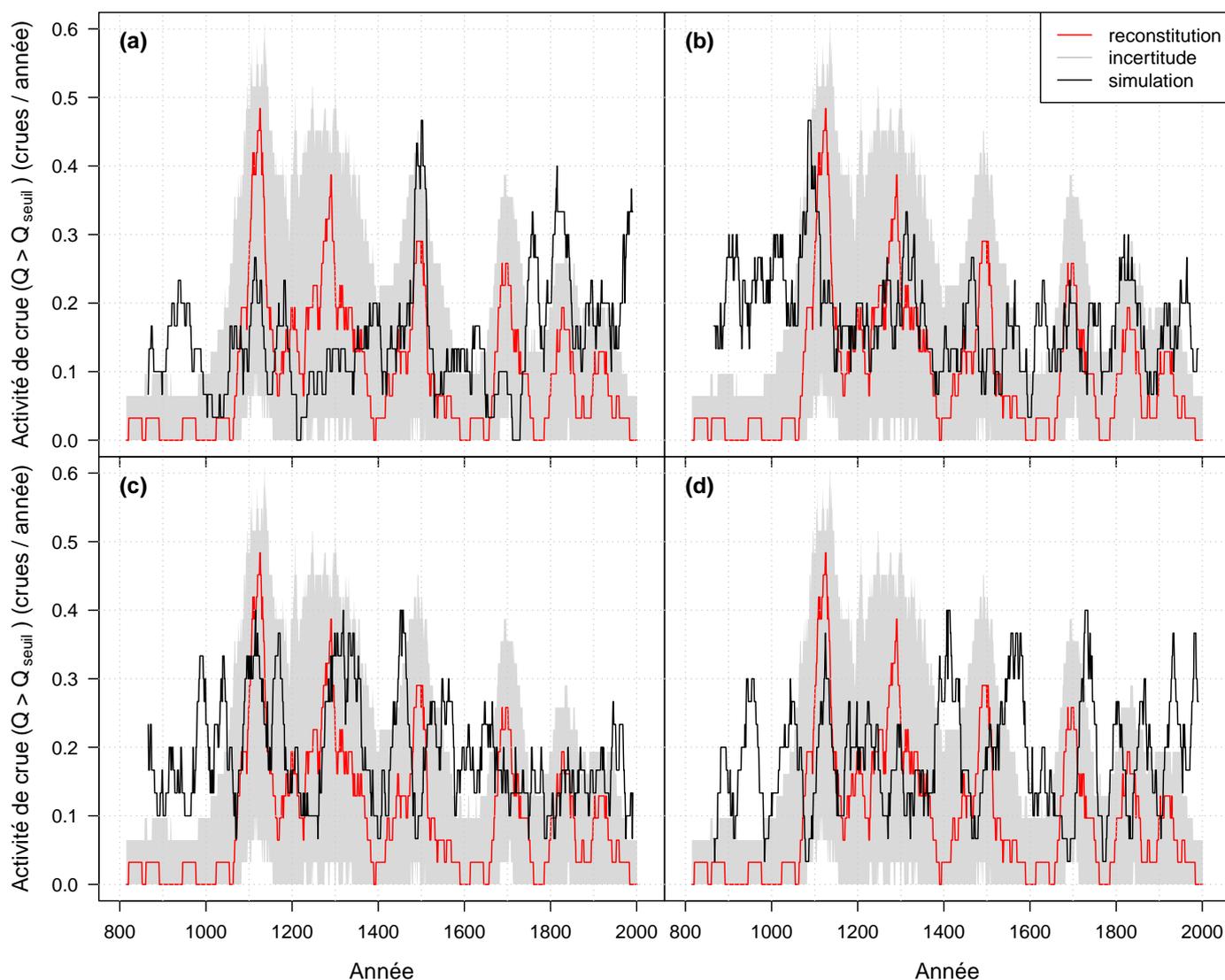


FIGURE VI.11 – Exemples d’activité de crue simulée sur la période 800-2000 en considérant un seuil de $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Chaque courbe simulée en noir correspond à un scénario SCAMP d’un membre CESM-LME donné. Des moyennes mobiles sur 31 ans ont été considérées. (a) Membre CESM-LME 1 et scénario SCAMP 24. (b) Membre CESM-LME 4 et scénario SCAMP 6. (c) Membre CESM-LME 5 et scénario SCAMP 30. (d) Membre CESM-LME 10 et scénario SCAMP 6.

Concernant les deux périodes climatiques de l’OCM et du PAG, l’activité de crue simulée pour les 12 membres CESM-LME est légèrement supérieure à celle reconstituée (Fig. VI.12). La différence d’activité de crue entre le PAG et l’OCM a été calculée pour chaque scénario SCAMP de chaque membre CESM-LME. Pour chacun des 12 membres CESM-LME, la médiane des scénarios SCAMP est globalement centrée sur 0 (Fig. VI.13). Certains scénarios SCAMP simulent une hausse de l’activité de crue, certains simulent une baisse, et ce quel que soit le membre CESM-LME. Les simulations ne révèlent donc aucun changement significatif de l’activité de crue entre les deux périodes climatiques. Elles ne sont donc pas en accord avec les reconstitutions qui suggéreraient une activité de crue plus forte pendant l’OCM pour le bassin versant du Rhône amont.

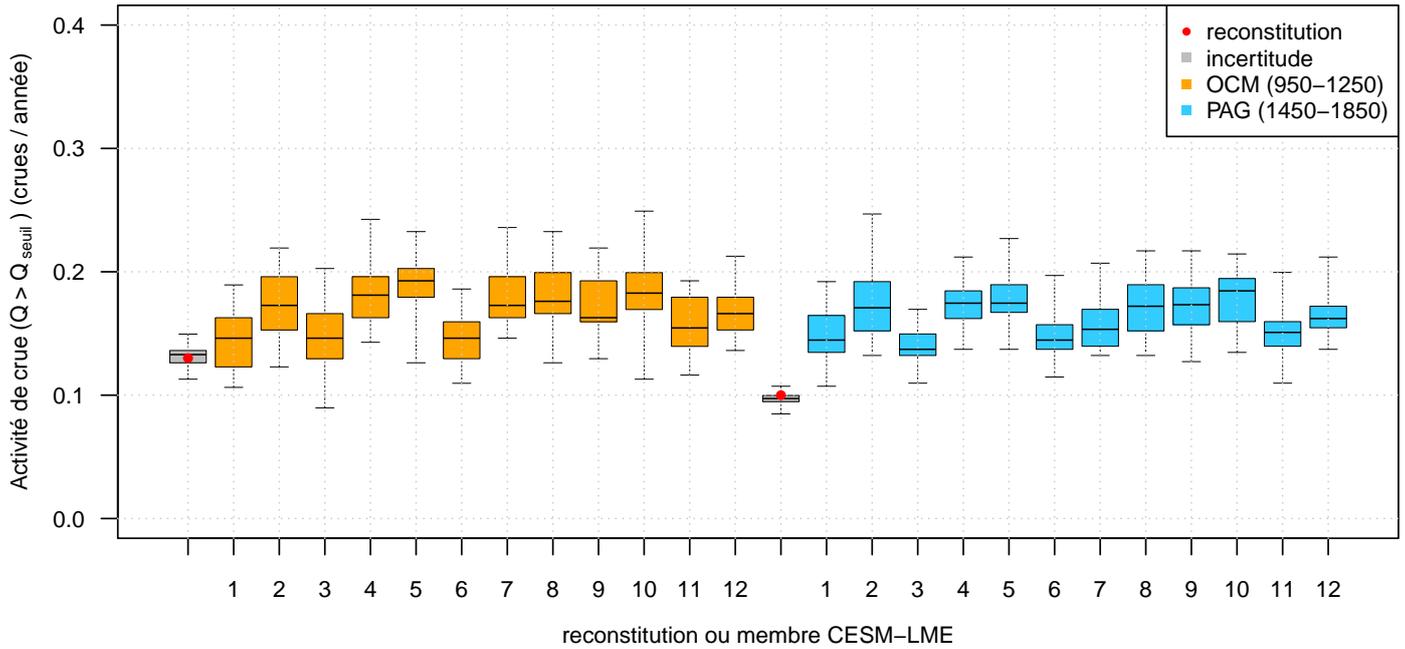


FIGURE VI.12 – Activité de crue reconstituée et simulée pour les 12 membres CESM-LME pour l’Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le Petit Âge Glaciaire (PAG) en considérant un seuil de $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Chaque boxplot représente soit l’incertitude sur les années d’occurrence des crues reconstituées, soit la variabilité des 30 membres SCAMP obtenus à partir de chaque membre CESM-LME. De bas en haut, les boxplots sont représentés par le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum.

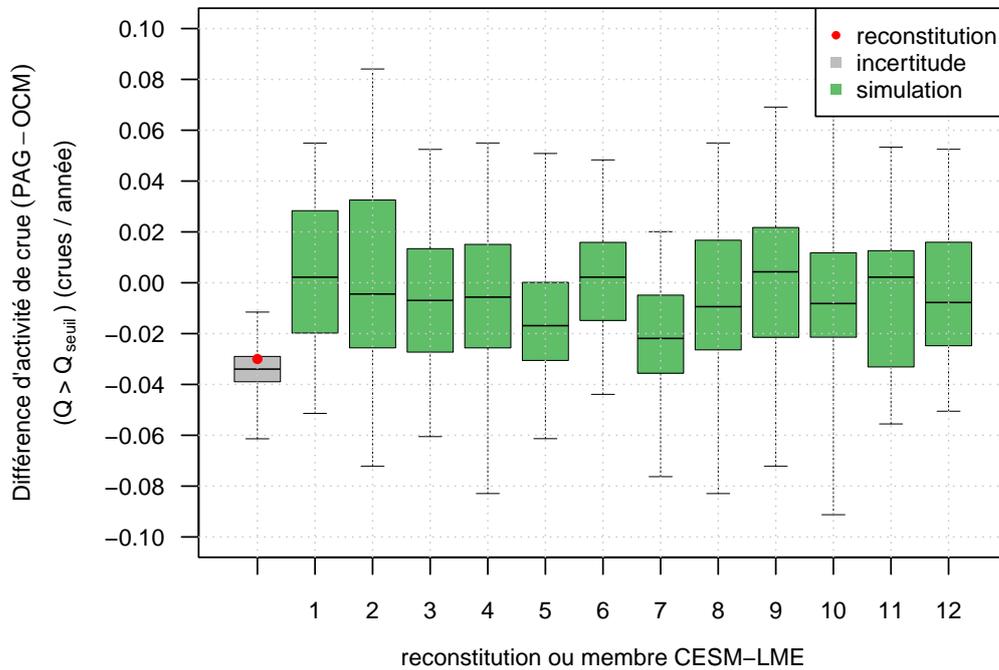


FIGURE VI.13 – Différence d’activité de crue entre le Petit Âge Glaciaire (PAG) et l’Optimum Climatique Médiéval (OCM) reconstituée et simulée pour les 12 membres CESM-LME en considérant un seuil de $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Chaque boxplot représente soit la différence d’incertitude sur les années d’occurrence des crues reconstituées, soit la différence entre les 30 membres SCAMP obtenus à partir de chaque membre CESM-LME entre les deux périodes. De bas en haut, les boxplots sont représentés par le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum.

Synthèse

Nous avons appliqué la chaîne de modélisation composée de SCAMP à partir des données du modèle climatique CESM-LME, composé de 12 membres, afin d'évaluer les variations des variables hydro-météorologiques du bassin versant du Rhône amont au cours du dernier millénaire (850-2004). Les simulations ont été réalisées au pas de temps journalier avec la couverture glaciaire actuelle et sans tenir compte des règles de régulation du Léman.

L'intérêt du débiaisage des prédictors atmosphériques de grande échelle (pression au niveau de la mer, hauteur du géopotential à 500 hPa, température moyenne à 2 m) a été évalué. Comme la soustraction des biais moyens des prédictors ne conduisait pas à une sélection significativement différente des dates analogues, les simulations millénaires ont été réalisées à partir des prédictors bruts du modèle climatique CESM-LME.

Les variations des variables météorologiques ont été évaluées en considérant des moyennes sur 30 ans sur la période 850-1990. Les différences de températures moyennes et de précipitations de bassin annuelles entre les périodes climatiques relativement chaudes de l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et froides du Petit Âge Glaciaire (PAG) ont aussi été étudiées.

Les simulations indiquent que l'OCM était globalement 0,26 °C plus chaud que le PAG, ce qui est faible au regard des différences obtenues à partir d'archives et de proxies climatiques. Cette faible différence entre les deux périodes climatiques est intrinsèque au modèle CESM-LME.

Pour les précipitations de bassin annuelles, aucune différence significative n'est simulée entre les deux périodes climatiques, sans doute en raison de la variabilité interne de petite échelle (variabilité inter-scénarios) mais aussi de grande échelle importante (variabilité entre les membres) qui bruite beaucoup les possibles changements de signal tout au long de la période.

Nous avons comparé les variations simulées de l'activité de crue avec celles obtenues dans des travaux antérieurs à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget.

- D'une part, l'activité de crue reconstituée pour le bassin versant du Rhône amont est plus faible pendant le PAG et constitue une exception par rapport aux conclusions générales de WILHELM et al. [2022] obtenues à l'échelle des Alpes. D'autre part, la prise en compte de l'incertitude sur les années d'occurrence des crues reconstituées suggère que l'activité de crue reconstituée ne pourrait être qu'une réalisation possible parmi tant d'autres.
- La très forte variabilité des scénarios SCAMP simulée pour les 12 membres du modèle climatique CESM-LME ne permet pas de reproduire l'activité de crue reconstituée, même en considérant son incertitude, ni de conclure sur une activité de crue simulée plus forte pour l'une des deux périodes climatiques.

CHAPITRE *VII*

Conclusion

1. Rappel de la problématique et des objectifs de thèse

Pour permettre une évaluation pertinente de l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues dans le cadre du changement climatique, les scénarios météorologiques utilisés dans les simulations hydrologiques pour différents scénarios climatiques futurs doivent respecter certaines contraintes imposées par la forte non-linéarité et la grande variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques. Ces scénarios météorologiques sont généralement produits avec des modèles de descente d'échelle dynamiques ou statistiques à partir de conditions atmosphériques de grande échelle simulées par des modèles climatiques. La possibilité de produire, avec ce type de modèles, des scénarios météorologiques pertinents d'un point de vue hydrologique est supposée acquise mais est rarement évaluée.

La principale question que nous nous sommes posée dans cette thèse était de savoir si une chaîne de modélisation classique, accompagnée de toutes ses incertitudes, était pertinente, suffisante et informative pour estimer les évolutions possibles de la fréquence et de l'intensité des crues qui résulteront des modifications des climats régionaux projetées. Afin de renforcer la confiance accordée aux modèles utilisés pour réaliser des projections climatiques, une évaluation de ces modèles ainsi qu'une meilleure compréhension des évolutions passées de la variabilité des crues sont indispensables. Une condition à remplir est que la chaîne de modélisation soit capable de reproduire les variations multi-échelles observées de différentes variables hydro-météorologiques qui résultent des trajectoires atmosphériques de grande échelle sur la période considérée [e.g. LAFAYSSE et al., 2014].

Dans une étude préliminaire, nous avons donc évalué et comparé la capacité de deux chaînes de modélisation classiques à reproduire, au cours du dernier siècle (1902-2009) et à partir de l'information atmosphérique de grande échelle uniquement, les variations temporelles observées des débits et des événements de crue du bassin versant du Rhône amont (10 900 km²). Les deux chaînes de modélisation étaient composées de (i) la réanalyse atmosphérique ERA-20C [POLI et al., 2016], (ii) soit du modèle de descente d'échelle statistique SCAMP [RAYNAUD et al., 2020], soit du modèle de descente d'échelle dynamique MAR [GALLÉE & SCHAYES, 1994] et (iii) du modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT [SCHAEFLI et al., 2005]. Nous avons également évalué la nécessité et la valeur ajoutée d'une correction des biais dans l'élaboration des scénarios météorologiques.

Nous avons ensuite réalisé un exercice inédit de simulation des variations des variables hydro-météorologiques et de l'activité de crue du bassin versant du Rhône amont sur le dernier millénaire en utilisant les sorties d'un modèle climatique rendues disponibles par les projets CMIP5-PMIP3 et CMIP6-PMIP4 [JUNGCLAUS et al., 2017; KAGEYAMA et al., 2018]. Les sorties du modèle climatique CESM-LME [OTTO-BLIESNER et al., 2016], composé de 12 membres, ont été statistiquement descendues en échelle au pas de temps journalier sur la période 850-2004 avec le modèle SCAMP et utilisées comme forçages dans le modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT. Les simulations ont été réalisées avec la couverture glaciaire actuelle et sans tenir compte des règles de régulation du Léman. Enfin, nous avons confronté les variations de l'activité de crue simulées avec celles obtenues dans des travaux antérieurs à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget [JENNY et al., 2014; EVIN et al., 2019; WILHELM et al., 2022], en particulier pour les périodes climatiques caractéristiques relativement chaudes de l'Optimum Climatique Médiéval (950-1250) et froides du Petit Âge Glaciaire (1450-1850).

2. Synthèse des principaux résultats

2.1. Sur le dernier siècle (1902-2009)

Pour les deux chaînes de modélisation, étant donné le contexte de modélisation difficile du bassin versant du Rhône amont (effets inconnus des grands barrages à l'amont du bassin versant et de la régulation du Léman, rareté des observations pour la calibration du modèle hydrologique) et le fait que les scénarios météorologiques n'ont été produits qu'à partir de l'information atmosphérique de grande échelle, les débits simulés sont globalement en accord avec les débits de référence, à condition que les biais des scénarios météorologiques soient corrigés. Nous avons choisi d'utiliser comme débits de référence les débits simulés à partir des données météorologiques observées pour tous les sous-bassins que leur régime hydrologique soit considéré comme naturel ou perturbé par les grands barrages à l'amont du bassin versant. Cela a rendu l'évaluation homogène pour tous les sous-bassins et a permis de se concentrer uniquement sur la capacité des modèles de descente d'échelle à simuler des scénarios météorologiques pertinents d'un point de vue hydrologique.

Pour la période 1961-2009, les variations multi-échelles des débits de référence (journalières, saisonnières et interannuelles) ainsi que les maxima annuels de débit journalier, utilisés dans cette thèse comme indicateurs des événements de crue, sont reproduits de manière raisonnable. Pour la première moitié du siècle, l'accord avec les débits observés est plus faible mais encore raisonnable, probablement en raison de la qualité inférieure des données (données ERA-20C et de débits) et/ou de certaines hypothèses et choix de modélisation (e.g. calibration basée sur les signatures hydrologiques, hypothèse de stationnarité). Néanmoins, les deux chaînes de modélisation sont capables de reproduire de manière convenable les variations de l'activité de crue au cours du dernier siècle.

Le comportement hydrologique du Rhône amont peut donc être simulé à partir de l'information atmosphérique de grande échelle uniquement, à condition que les biais des scénarios météorologiques soient corrigés. La correction des biais a été nécessaire pour les précipitations, mais aussi pour les températures, en raison de la sensibilité thermique hautement non-linéaire des variables de la neige. Pour le bassin versant du Rhône amont, la correction des biais a également été nécessaire pour le gradient altimétrique de température simulé par le modèle de descente d'échelle dynamique MAR. La correction du gradient altimétrique de température était essentielle pour éviter des simulations non pertinentes de la dynamique du manteau neigeux à haute altitude et, par conséquent, de l'hydrologie.

Dans l'ensemble, nous avons vu que les deux chaînes de modélisation conduisaient à des résultats de qualité similaire pour le bassin versant du Rhône amont et étaient susceptibles d'être appropriées pour la génération de scénarios météorologiques pertinents pour différents contextes climatiques à partir de sorties de modèles climatiques. Cependant, en raison de son coût de calcul plus faible, le modèle SCAMP est à privilégier lorsque de grands ensembles de simulations climatiques doivent être descendus en échelle. Le modèle SCAMP permet également de générer des scénarios couvrant de longues périodes de temps et, par suite, d'explorer les variabilités basses fréquences dans les scénarios, dont celles liées à la variabilité interne du climat.

2.2. Sur le dernier millénaire (850-2004)

Les variations des variables météorologiques (températures moyennes et précipitations de bassin annuelles) ont été évaluées en considérant des moyennes sur 30 ans sur la période 850-1990 pour chaque membre CESM-LME et chaque scénario SCAMP. Les simulations indiquent que l'Optimum Climatique Médiéval (950-1250) était globalement 0,26 °C plus chaud que le Petit Âge Glaciaire (1450-1850), ce qui est faible au regard des différences obtenues à partir d'archives et de proxies climatiques. Cette faible différence entre les deux périodes climatiques est intrinsèque au modèle CESM-LME. Pour les précipitations de bassin annuelles, aucune différence significative n'est simulée entre les deux périodes climatiques, sans doute en raison de la variabilité interne de petite échelle (variabilité inter-scénarios) mais aussi de grande échelle importante (variabilité entre les membres) qui bruite beaucoup les possibles changements de signal tout au long de la période.

Nous avons comparé les variations simulées de l'activité de crue avec celles obtenues dans des travaux antérieurs à partir d'archives sédimentaires du lac du Bourget. La très forte variabilité des scénarios SCAMP simulée pour les 12 membres du modèle climatique CESM-LME ne permet pas de reproduire l'activité de crue reconstituée, même en considérant son incertitude, ni de conclure sur une activité de crue simulée plus forte pour l'une des deux périodes climatiques. Par ailleurs, l'activité de crue reconstituée pour le bassin versant du Rhône amont est plus faible pendant le Petit Âge Glaciaire et constitue une exception par rapport aux conclusions générales de WILHELM et al. [2022] obtenues à l'échelle des Alpes. D'autre part, la prise en compte de l'incertitude sur les années d'occurrence des crues reconstituées suggère que l'activité de crue reconstituée ne pourrait être qu'une réalisation possible parmi tant d'autres. Finalement, les résultats obtenus suggèrent que les variations de l'activité de crue reconstituées sur le dernier millénaire pourraient être liées à la variabilité interne du climat et non pas à un quelconque forçage atmosphérique de grande échelle.

3. Limites des chaînes de modélisation

Les chaînes de modélisation présentent différentes limitations, décrites en partie ci-dessous.

3.1. Limitations de la descente d'échelle statistique

Tous les modèles de descente d'échelle statistique tirent parti de la forte relation entre les conditions atmosphériques de grande échelle et les conditions météorologiques locales. Dans ce qui suit, nous revenons sur les 3 grandes hypothèses sur lesquelles reposent ces modèles.

- Les prédicteurs sont des variables appropriées pour le problème étudié (climat régional/local) et sont simulés de manière réaliste par les GCMs ou les réanalyses atmosphériques.

La qualité des données d'entrée de la méthode de descente d'échelle statistique doit être assurée. Si un GCM ou une réanalyse atmosphérique n'est pas en mesure de simuler correctement les prédicteurs sélectionnés (distributions statistiques, variabilité spatio-temporelle à plusieurs échelles, co-variations entre les variables), on ne peut pas s'attendre à ce que les scénarios météorologiques descendus en échelle soient pertinents. Cette idée fait référence au concept « Garbage-In, Garbage-Out » (GIGO), issu du domaine des sciences informatiques mais transférable à de nombreuses autres applications, en particulier à l'hydro-météorologie.

Pour les simulations sur le dernier millénaire, le premier niveau d'analogie est composé de la pression au niveau de la mer (PSL) et de la hauteur du géopotential à 500 hPa (HGT500) et le deuxième niveau d'analogie est composé de la température moyenne à 2 m (T) comme prédicteurs. Dans notre cas, une bonne performance du modèle climatique CESM-LME est attendue pour les formes des champs de géopotential en premier niveau d'analogie mais pas nécessairement pour la température en deuxième niveau d'analogie. L'utilisation de prédicteurs thermodynamiques, que ce soit à la surface ou à des niveaux de géopotentials donnés, devraient améliorer la performance du modèle de descente d'échelle statistique.

- Le modèle statistique établi et validé en climat présent reste valable dans un climat passé ou futur, perturbé par les forçages naturels et anthropiques (hypothèse de stationnarité).

Dans le modèle SCAMP, les conditions météorologiques locales d'un jour cible donné sont d'abord générées à partir des valeurs observées des prédicteurs associés aux jours analogues sélectionnés dans une période d'archive (d'environ 50 ans). Par conséquent, les valeurs sélectionnées pour générer les scénarios sont limitées par les valeurs observées en climat présent. L'ajustement d'une distribution statistique Gamma pour certains jours de la simulation aux 30 valeurs de précipitations de bassin associées aux dates analogues et la génération aléatoire d'un échantillon de 30 nouvelles valeurs, potentiellement plus élevées que celles observées, permet de dépasser cette limitation. Toutefois, de fortes modifications du système climatique pourraient entraîner une modification ou une simple rupture de la relation prédicteur-prédicteur et un autre ensemble de prédicteurs pourrait être alors plus pertinent dans un climat beaucoup plus chaud ou plus froid.

- Les prédicteurs sélectionnés contiennent le signal du changement climatique et rassemblent suffisamment d'informations pour décrire ses effets sur les prédicteurs.

Le changement climatique, et par extension des conditions climatiques passées très différentes, devraient avoir un impact non seulement sur les phénomènes météorologiques locaux, mais aussi sur les caractéristiques synoptiques. L'ensemble des prédicteurs optimaux qui a été identifié dans SCAMP à partir des observations a une forte capacité de prédiction pour les précipitations en climat présent. Cependant, les informations que les prédicteurs apportent peuvent ne pas être suffisantes pour évaluer l'impact de conditions climatiques très différentes sur cette variable. Aucune méthode d'évaluation ne permet de confirmer de manière satisfaisante que les changements simulés dans le jeu de prédicteurs suffisent à saisir les changements de précipitations qui se sont produits sur le dernier millénaire ou qui se produiront à l'avenir.

3.2. Limitations du modèle de correction de biais

Le modèle de correction de biais mis en place dans cette thèse présente un certain nombre de limitations. Néanmoins, nous avons vu que l'utilisation de scénarios météorologiques bruts comme forçages du modèle glacio-hydrologique GSM-SOCONT était encore moins pertinente, en particulier lorsque le système étudié est non-linéaire, ce qui est le cas dans notre étude.

- Tout d'abord, la durée de l'échantillon utilisé pour établir les fonctions de correction est limitée par la disponibilité des observations (environ 50 ans). Or, les valeurs de températures moyennes et de précipitations de bassin en climat passé peuvent dépasser les plus faibles et les plus fortes valeurs existant dans la table de correction. Il est donc nécessaire d'extrapoler d'une manière ou d'une autre la fonction de correction. Nous avons choisi de limiter les valeurs de correction des percentiles de précipitations de bassins les plus élevés (95 à 100) à leur valeur moyenne de correction empirique. Pour les températures moyennes de bassin et les gradients altimétriques de température du modèle de descente d'échelle dynamique MAR, nous avons limité les valeurs de correction des percentiles les plus faibles (0 à 5) et les plus élevés (95 à 100) à leur valeur moyenne de correction empirique.

On pourrait en théorie ajuster les queues des distributions observées et simulées par une loi statistique et utiliser cet ajustement pour extrapoler la fonction de correction. Dans notre cas, l'échantillon est trop court pour que cette approche puisse être valable. Il faut souligner que toutes les méthodes de correction souffrent de limitations en ce qui concerne les extrêmes [e.g. MARAUN, 2016]. Dans tous les cas, la variable simulée est corrigée à partir des observations, donc dans les bornes du climat observé. De plus, les propriétés temporelles des variables simulées ne sont pas corrigées : l'autocorrélation temporelle, la durée des séquences sèches ou humides des modèles sont implicitement considérées comme non biaisées.

- Ensuite, les corrections des températures moyennes et des précipitations de bassin réalisées de manière indépendantes conduisent à une cohérence physique inter-variable dégradée. Par exemple, elles ne tiennent pas compte du changement d'humidité spécifique. En effet, l'augmentation de la température de l'air accroît la capacité de rétention d'eau de l'air.

Une solution consisterait à construire des fonctions de correction qui dépendent de toutes les variables utilisées (en plus des quantiles). La taille limitée de l'échantillon disponible rend cette solution totalement irréaliste en pratique. Un autre problème, lié au précédent, existe. Le biais d'une variable n'est pas forcément indépendant de la valeur d'une ou plusieurs autres variables. Il peut en résulter que la fonction de correction établie pour le climat présent perde une partie de sa validité dans d'autres contextes climatiques. Par exemple, on pourrait imaginer que le biais de précipitation soit fonction de la température.

3.3. Limitations de la modélisation hydrologique

La modélisation hydrologique considérée dans cette étude présente certaines limitations et repose sur certaines hypothèses, potentiellement fortes.

- Nous supposons que les caractéristiques des sous-bassins n'ont pas changé au cours du dernier siècle. Pour la couverture glaciaire, cette hypothèse n'est pas vraiment valable. Selon HUSS [2011] cependant, la contribution de la fonte des glaciers dans la région a été relativement stable au cours du XX^{ème} siècle avec une contribution des glaciers similaire au cours des périodes 1961-1990 et 1908-2008. Le recul des glaciers s'est renforcé au cours de la période 1988-2008 mais l'augmentation correspondante de la contribution glaciaire aux débits du Rhône s'est avérée plutôt limitée (13 % en août). L'hypothèse d'une couverture glaciaire constante n'est donc pas pleinement satisfaisante pour les deux dernières décennies mais reste acceptable pour l'ensemble de la période. Pour la période du Petit Âge Glaciaire, cette hypothèse n'est évidemment pas valable et une couverture glaciaire plus étendue devrait idéalement être considérée dans les simulations.

- La calibration du modèle hydrologique basée sur les signatures, utilisée pour les sous-bassins au régime hydrologique perturbé par les grands barrages à l'amont du bassin versant, n'est pas non plus optimale. Les paramètres ont été calibrés de sorte que les signatures simulées reproduisent au mieux les signatures observées mais les signatures observées et simulées proviennent de périodes différentes. Nous supposons donc implicitement que les régimes météorologiques et que le comportement hydrologique naturel des sous-bassins n'ont pas changé de manière significative au cours du dernier siècle. Ces deux hypothèses semblent raisonnables en première approximation. En effet, au cours du dernier siècle, aucune tendance significative sur l'évolution des précipitations n'a été observée dans la région [MASSON & FREI, 2016] et les régimes hydrologiques des sous-bassins versants non perturbés n'ont pratiquement pas changé (Fig. VII.1). Par ailleurs, nous ne disposons pas de données pour vérifier ces deux hypothèses sur le dernier millénaire.

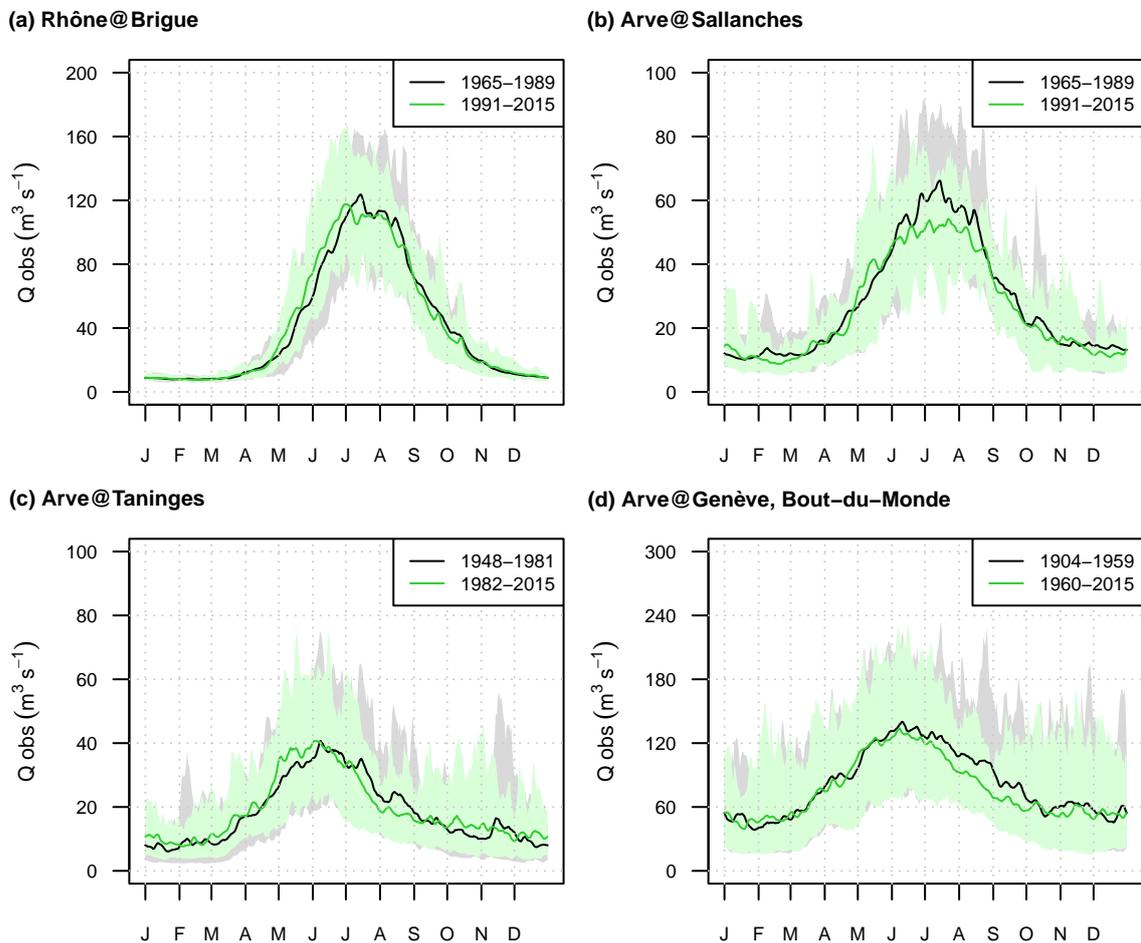


FIGURE VII.1 – Évaluation de l'hypothèse de stationnarité du comportement hydrologique naturel du bassin versant du Rhône amont sur le dernier siècle. Pour les sous-bassins au régime hydrologique naturel (ou très peu perturbé), nous avons divisé la période de données disponibles de débits observés en deux sous-périodes. Les moyennes interannuelles journalières de débit sont indiquées par les lignes noires et vertes. Les bandes grises et vertes représentent les intervalles de confiance à 90 %. (a) Rhône@Brigue. (b) Arve@Sallanches. (c) Arve@Taninges. (d) Arve@Genève, Bout-du-Monde.

4. Conclusion générale

Au vu des résultats de notre étude et des différents types de limitations des chaînes de modélisation décrites ci-dessus, il nous semble nécessaire de considérer avec précaution les projections hydrologiques obtenues avec des chaînes de modélisation classiques telles que celles considérées ici. Les scénarios météorologiques obtenus avec les méthodes de descente d'échelle ne sont pas nécessairement pertinents pour les études d'impact hydrologique. Les scénarios météorologiques produits sont souvent biaisés, ce qui est une limitation importante pour les systèmes hydrologiques, hautement non-linéaires. Par ailleurs, la variabilité interne dans ces scénarios est potentiellement très importante, masquant les potentielles évolutions long terme liées aux forçages climatiques externes.

5. Perspectives

5.1. Calibration du modèle hydrologique à partir des données MAR

Nous avons vu qu'il existe des différences significatives entre les précipitations observées et les précipitations descendues en échelle, en particulier pour le modèle de descente d'échelle dynamique MAR en hiver. La correction du biais des précipitations a donc été appliquée de sorte que la distribution statistique des scénarios de précipitations corresponde à celle de la référence mais la qualité de la référence est discutable. Elle a en effet été élaborée sans tenir compte de la relation significative entre les précipitations et l'altitude dans la région.

L'utilisation d'un gradient altimétrique de précipitation constant pour tous les pas de temps d'une période donnée est susceptible d'avoir des conséquences néfastes sur les simulations hydrologiques et d'amplifier de manière irréaliste les événements de précipitations les plus importants, ayant pour conséquence la simulation d'événements de crue irréalistes. Les quantités de précipitations beaucoup plus importantes simulées par le modèle MAR pour les sous-bassins de haute altitude ne sont donc pas nécessairement non pertinentes, compte tenu des problèmes de sous-captation des chutes de neige [KOCHENDORFER et al., 2017].

Une perspective intéressante de ce travail serait de recalibrer le modèle hydrologique en utilisant les données MAR qui fournissent ces quantités de précipitations plus importantes à haute altitude afin d'étudier leur réalisme physique. Dans l'ensemble, une meilleure compréhension de la relation entre les précipitations et l'altitude dans les zones de montagne, en particulier de ses variations probables dans le temps et de sa dépendance à l'égard des types d'événements, permettrait de rendre les simulations hydro-météorologiques plus pertinentes.

5.2. Simulations à partir d'autres modèles climatiques

Les scénarios climatiques globaux basse résolution à la base de toute étude d'impact du changement climatique constituent une des sources majeures des incertitudes que l'on retrouve dans les variables hydro-climatiques simulées. Il est donc indispensable de considérer un ensemble de scénarios climatiques issus de différents modèles pour une étude de ce type. Une hypothèse sous-jacente à cela est que la réponse moyenne de plusieurs modèles à un forçage externe donne une estimation plus robuste du signal climatique forcé que la réponse d'un seul modèle en raison de la réduction de l'incertitude associée au modèle.

Nous avons choisi d'utiliser dans ce travail le modèle climatique CESM-LME car celui-ci comporte 12 membres. Il existe d'autres modèles climatiques issus des projets CMIP5-PMIP3 et CMIP6-PMIP4 fournissant des variables au pas de temps journalier sur le dernier millénaire mais chaque modèle ne comporte qu'un seul membre (Tableau VII.1). Les données peuvent être téléchargées sur le site de l'ESGF¹ (« Earth System Grid Federation »). Il serait tout de même intéressant de forcer la chaîne de modélisation composée de SCAMP avec les données de ces différents modèles climatiques afin de confirmer ou d'infirmer les résultats obtenus dans cette thèse.

TABLEAU VII.1 – Autres modèles climatiques issus des projets CMIP5-PMIP3 et CMIP6-PMIP4 fournissant des données au pas de temps journalier sur le dernier millénaire.

Model	Country	Institute
MPI-ESM-P	Germany	Max Planck Institute for Meteorology
CSIRO-Mk3L-1-2	Australia	University of New South Wales
IPSL-CM5A-LR	France	Institute Pierre-Simon Laplace
MRI-ESM2-0	Japan	Meteorological Research Institute
MIROC-ESM	Japan	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

5.3. Application à d'autres bassins versants

Une dernière perspective de ce travail consisterait à transférer la méthode développée sur le bassin versant du Rhône amont à d'autres bassins versants afin de simuler les variations passées de l'activité de crue et de conclure sur un éventuel signal à l'échelle des Alpes, comme celui trouvé dans l'étude de WILHELM et al. [2022]. Un point essentiel pour réaliser ce type d'étude serait de disposer d'observations et de reconstitutions longues et réparties de la façon la plus homogène possible.

1. <https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip5-ipsl/>
<https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip6-ipsl/>

Bibliographie

- AGOSTA, C., AMORY, C., KITTEL, C., ORSI, A., FAVIER, V., GALLÉE, H., VAN DEN BROEKE, M. R., LENAERTS, J. T. M., VAN WESSEM, J. M., VAN DE BERG, W. J. & FETTWEIS, X. [2019]. Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes. *The Cryosphere*. 13. 281–296. DOI : 10.5194/tc-13-281-2019.
- ALFIERI, L., BUREK, P., FEYEN, L. & FORZIERI, G. [2015]. Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*. 19. 2247–2260. DOI : 10.5194/hess-19-2247-2015.
- AMORY, C., TROUVILLIEZ, A., GALLÉE, H., FAVIER, V., NAAIM-BOUVET, F., GENTHON, C., AGOSTA, C., PIARD, L. & BELLOT, H. [2015]. Comparison between observed and simulated aeolian snow mass fluxes in Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*. 9. 1373–1383. DOI : 10.5194/tc-9-1373-2015.
- ARNELL, N. W., HUDSON, D. A. & JONES, R. G. [2003]. Climate change scenarios from a regional climate model : Estimating change in runoff in southern Africa. *Journal of Geophysical Research*. 108. 4519. DOI : 10.1029/2002JD002782.
- AUDET, C. & DENNIS, J. E. [2006]. Mesh Adaptive Direct Search Algorithms for Constrained Optimization. *SIAM Journal on Optimization*. 17. 188–217. DOI : 10.1137/040603371.
- 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. & NIEPLOVA, E. [2007]. HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*. 27. 17–46. DOI : 10.1002/joc.1377.
- BEAUMET, J., MÉNÉGOZ, M., MORIN, S., GALLÉE, H., FETTWEIS, X., SIX, D., VINCENT, C., WILHELM, B. & ANQUETIN, S. [2021]. Twentieth century temperature and snow cover changes in the French Alps. *Regional Environmental Change*. 21. 114. DOI : 10.1007/s10113-021-01830-x.

- BECHTOLD, P., BAZILE, E., GUICHARD, F., MASCART, P. & RICHARD, E. [2001]. A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 127. 869–886. DOI : 10.1002/qj.49712757309.
- BELLIER, J., BONTRON, G. & ZIN, I. [2017]. Using Meteorological Analogues for Reordering Postprocessed Precipitation Ensembles in Hydrological Forecasting. *Water Resources Research*. 53. 10085–10107. DOI : 10.1002/2017WR021245.
- BEN DAOUD, A., SAUQUET, E., BONTRON, G., OBLED, C. & LANG, M. [2016]. Daily quantitative precipitation forecasts based on the analogue method : Improvements and application to a French large river basin. *Atmospheric Research*. 169. 147–159. DOI : 10.1016/j.atmosres.2015.09.015.
- BENISTON, M. [2006]. Mountain Weather and Climate : A General Overview and a Focus on Climatic Change in the Alps. *Hydrobiologia*. 562. 3–16. DOI : 10.1007/s10750-005-1802-0.
- BERGHUIJS, W. R., AALBERS, E. E., LARSEN, J. R., TRANCOSO, R. & WOODS, R. A. [2017]. Recent changes in extreme floods across multiple continents. *Environmental Research Letters*. 12. 114035. DOI : 10.1088/1748-9326/aa8847.
- BEVEN, K. [2006]. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology*. 320. 18–36. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2005.07.007.
- BEVEN, K. & BINLEY, A. [1992]. The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*. 6. 279–298. DOI : 10.1002/hyp.3360060305.
- BLAAUW, M. [2010]. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*. 5. 512–518. DOI : 10.1016/j.quageo.2010.01.002.
- BLÖSCHL, G., HALL, J., PARAJKA, J., PERDIGÃO, R. A. P., MERZ, B., ARHEIMER, B., ARONICA, G. T., BILIBASHI, A., BONACCI, O., BORGA, M., ČANJEVAC, I., CASTELLARIN, A., CHIRICO, G. B., CLAPS, P., FIALA, K., FROLOVA, N., GORBACHOVA, L., GÜL, A., HANNAFORD, J., HARRIGAN, S., KIREEVA, M., KISS, A., KJELDSSEN, T. R., KOHNOVÁ, S., KOSKELA, J. J., LEDVINKA, O., MACDONALD, N., MAVROVA-GUIRGUINOVA, M., MEDIERO, L., MERZ, R., MOLNAR, P., MONTANARI, A., MURPHY, C., OSUCH, M., OVCHARUK, V., RADEVSKI, I., ROGGER, M., SALINAS, J. L., SAUQUET, E., ŠRAJ, M., SZOLGAY, J., VIGLIONE, A., VOLPI, E., WILSON, D., ZAIMI, K. & ŽIVKOVIĆ, N. [2017]. Changing climate shifts timing of European floods. *Science*. 357. 588–590. DOI : 10.1126/science.aan2506.
- BLÖSCHL, G., HALL, J., VIGLIONE, A., PERDIGÃO, R. A. P., PARAJKA, J., MERZ, B., LUN, D., ARHEIMER, B., ARONICA, G. T., BILIBASHI, A., BOHÁČ, M., BONACCI, O., BORGA, M., ČANJEVAC, I., CASTELLARIN, A., CHIRICO, G. B., CLAPS, P., FROLOVA, N., GANORA, D., GORBACHOVA, L., GÜL, A., HANNAFORD, J., HARRIGAN, S., KIREEVA, M., KISS, A., KJELDSSEN, T. R., KOHNOVÁ, S., KOSKELA, J. J., LEDVINKA, O., MACDONALD, N., MAVROVA-GUIRGUINOVA, M., MEDIERO, L., MERZ, R., MOLNAR, P., MONTANARI, A., MURPHY, C., OSUCH, M., OVCHARUK, V., RADEVSKI, I., SALINAS, J. L., SAUQUET, E., ŠRAJ, M., SZOLGAY, J., VOLPI, E., WILSON, D., ZAIMI, K. & ŽIVKOVIĆ, N. [2019]. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*. 573. 108–111. DOI : 10.1038/s41586-019-1495-6.
- BLÖSCHL, G., KISS, A., VIGLIONE, A., BARRIENDOS, M., BÖHM, O., BRÁZDIL, R., COEUR, D., DEMARÉE, G., LLASAT, M. C., MACDONALD, N., RETSÖ, D., ROALD, L., SCHMOCKER-FACKEL, P., AMORIM, I., BĚLÍNOVÁ, M., BENITO, G., BERTOLIN, C., CAMUFFO, D., CORNEL, D., DOKTOR, R., ELLEDER, L., ENZI, S., GARCIA, J. C., GLASER, R., HALL, J., HASLINGER, K., HOFSTÄTTER, M., KOMMA, J., LIMANÓWKA, D., LUN, D., PANIN, A., PARAJKA, J., PETRIĆ, H., RODRIGO, F. S., ACHBERGER, C., SCHÖNBEIN, J., SCHULTE, L., SILVA, L. P., TOONEN, W. H. J., VALENT, P., WASER, J. & WETTER, O. [2020]. Current European

- flood-rich period exceptional compared with past 500 years. *Nature*. 583. 560–566. DOI : 10.1038/s41586-020-2478-3.
- BONNET, R., BOÉ, J., DAYON, G. & MARTIN, E. [2017]. Twentieth-Century Hydrometeorological Reconstructions to Study the Multidecadal Variations of the Water Cycle Over France. *Water Resources Research*. 53. 8366–8382. DOI : 10.1002/2017WR020596.
- BONNET, R., BOÉ, J. & HABETS, F. [2020]. Influence of multidecadal variability on high and low flows : the case of the Seine basin. *Hydrology and Earth System Sciences*. 24. 1611–1631. DOI : 10.5194/hess-24-1611-2020.
- BONTRON, G. [2004]. Prédiction quantitative des précipitations : adaptation probabiliste par recherche d’analogues. Utilisation des Réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du Sud-Est de la France. Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble.
- BOÉ, J. [2007]. Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. Thèse de doctorat. Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- BOÉ, J., TERRAY, L., HABETS, F. & MARTIN, E. [2007]. Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*. 27. 1643–1655. DOI : 10.1002/joc.1602.
- BROWN, T. A. [1974]. Admissible scoring systems for continuous distributions. The Rand Corporation. P-5235. 24 pp.
- BRUEL, R. & SABATIER, P. [2020]. serac : an R package for ShortlivEd RAdionuclide chronology of recent sediment cores. *Journal of Environmental Radioactivity*. 225. 106449. DOI : 10.1016/j.jenvrad.2020.106449.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. & BRUNOT, G. [1992]. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*. 38. 13–22. DOI : 10.3189/S0022143000009552.
- BRÖNNIMANN, S., FRIGERIO, L., SCHWANDER, M., ROHRER, M., STUCKI, P. & FRANKE, J. [2019]. Causes of increased flood frequency in central Europe in the 19th century. *Climate of the Past*. 15. 1395–1409. DOI : 10.5194/cp-15-1395-2019.
- BRÖNNIMANN, S., STUCKI, P., FRANKE, J., VALLER, V., BRUGNARA, Y., HAND, R., SLIVINSKI, L. C., COMPO, G. P., SARDESHMUKH, P. D., LANG, M. & SCHAEFLI, B. [2022]. Influence of warming and atmospheric circulation changes on multidecadal European flood variability. *Climate of the Past*. 18. 919–933. DOI : 10.5194/cp-18-919-2022.
- BUTTLE, J. M., ALLEN, D. M., CAISSIE, D., DAVISON, B., HAYASHI, M., PETERS, D. L., POMEROY, J. W., SIMONOVIC, S., ST-HILAIRE, A. & WHITFIELD, P. H. [2016]. Flood processes in Canada : Regional and special aspects. *Canadian Water Resources Journal*. 41. 7–30. DOI : 10.1080/07011784.2015.1131629.
- BÁRDOSSY, A. [2007]. Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*. 11. 703–710. DOI : 10.5194/hess-11-703-2007.
- BÁRDOSSY, A. & PEGRAM, G. [2013]. Interpolation of precipitation under topographic influence at different time scales : Interpolation of Precipitation. *Water Resources Research*. 49. 4545–4565. DOI : 10.1002/wrcr.20307.
- BÜNTGEN, U., FRANK, D. C., NIEVERGELT, D. & ESPER, J. [2006]. Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755-2004. *Journal of Climate*. 19. 5606–5623. DOI : 10.1175/JCLI3917.1.

- BÜNTGEN, U., TEGEL, W., NICOLUSSI, K., MCCORMICK, M., FRANK, D., TROUET, V., KAPLAN, J. O., HERZIG, F., HEUSSNER, K.-U., WANNER, H., LUTERBACHER, J. & ESPER, J. [2011]. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science*. 331. 578–582. DOI : 10.1126/science.1197175.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E. & GRAFF, B. [2016]. Probabilistic precipitation and temperature downscaling of the Twentieth Century Reanalysis over France. *Climate of the Past*. 12. 635–662. DOI : 10.5194/cp-12-635-2016.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., DEVERS, A. & GRAFF, B. [2017]. Ensemble reconstruction of spatio-temporal extreme low-flow events in France since 1871. *Hydrology and Earth System Sciences*. 21. 2923–2951. DOI : 10.5194/hess-21-2923-2017.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., GRAFF, B. & SOUBEYROUX, J.-M. [2019]. SCOPE Climate : a 142-year daily high-resolution ensemble meteorological reconstruction dataset over France. *Earth System Science Data*. 11. 241–260. DOI : 10.5194/essd-11-241-2019.
- CASSOU, C., KUSHNIR, Y., HAWKINS, E., PIRANI, A., KUCHARSKI, F., KANG, I.-S. & CALTABIANO, N. [2018]. Decadal Climate Variability and Predictability : Challenges and Opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 99. 479–490. DOI : 10.1175/BAMS-D-16-0286.1.
- CERCG [1997]. Règlement sur la manœuvre de l'ouvrage de régularisation du niveau du lac Léman à Genève. Arrêté du 17 septembre 1997. Genève. Suisse.
- CHAGNAUD, G., GALLÉE, H., LEBEL, T., PANTHOU, G. & VISCHÉL, T. [2020]. A Boundary Forcing Sensitivity Analysis of the West African Monsoon Simulated by the Modèle Atmosphérique Régional. *Atmosphere*. 11. 191. DOI : 10.3390/atmos11020191.
- CHARDON, J., HINGRAY, B., FAVRE, A.-C., AUTIN, P., GAILHARD, J., ZIN, I. & OBLÉD, C. [2014]. Spatial Similarity and Transferability of Analog Dates for Precipitation Downscaling over France. *Journal of Climate*. 27. 5056–5074. DOI : 10.1175/JCLI-D-13-00464.1.
- CHARDON, J., FAVRE, A.-C. & HINGRAY, B. [2016]. Effects of Spatial Aggregation on the Accuracy of Statistically Downscaled Precipitation Predictions. *Journal of Hydrometeorology*. 17. 1561–1578. DOI : 10.1175/JHM-D-15-0031.1.
- CHARDON, J., HINGRAY, B. & FAVRE, A.-C. [2018]. An adaptive two-stage analog/regression model for probabilistic prediction of small-scale precipitation in France. *Hydrology and Earth System Sciences*. 22. 265–286. DOI : 10.5194/hess-22-265-2018.
- CLARK, M., GANGOPADHYAY, S., HAY, L., RAJAGOPALAN, B. & WILBY, R. [2004]. The Schaake Shuffle : A Method for Reconstructing Space-Time Variability in Forecasted Precipitation and Temperature Fields. *Journal of Hydrometeorology*. 5. 243–262. DOI : 10.1175/1525-7541(2004)005<0243:TSSAMF>2.0.CO;2.
- CORONA, C., GUIOT, J., EDOUARD, J. L., CHALIÉ, F., BÜNTGEN, U., NOLA, P. & URBINATI, C. [2010]. Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past*. 6. 379–400. DOI : 10.5194/cp-6-379-2010.
- CRED [2015]. The human cost of natural disasters : A global perspective. 55 pp.
- DAYON, G., BOE, J. & MARTIN, E. [2015]. Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. 120. 1023–1043. DOI : 10.1002/2014JD022236.
- DE RIDDER, K. & SCHAYES, G. [1997]. The IAGL Land Surface Model. *Journal of Applied Meteorology*. 36. 167–182. DOI : 10.1175/1520-0450(1997)036<0167:TILSM>2.0.CO;2.

- DESER, C., ALEXANDER, M. A., XIE, S.-P. & PHILLIPS, A. S. [2010]. Sea Surface Temperature Variability : Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science*. 2. 115–143. DOI : 10.1146/annurev-marine-120408-151453.
- DESER, C., PHILLIPS, A., BOURDETTE, V. & TENG, H. [2012]. Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Climate Dynamics*. 38. 527–546. DOI : 10.1007/s00382-010-0977-x.
- DESER, C., LEHNER, F., RODGERS, K. B., AULT, T., DELWORTH, T. L., DiNEZIO, P. N., FIORE, A., FRANKIGNOUL, C., FYFE, J. C., HORTON, D. E., KAY, J. E., KNUTTI, R., LOVENDUSKI, N. S., MAROTZKE, J., MCKINNON, K. A., MINOBE, S., RANDERSON, J., SCREEN, J. A., SIMPSON, I. R. & TING, M. [2020]. Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. *Nature Climate Change*. 10. 277–286. DOI : 10.1038/s41558-020-0731-2.
- DEVERS, A., VIDAL, J.-P., LAUVERNET, C., GRAFF, B. & VANNIER, O. [2020]. A framework for high-resolution meteorological surface reanalysis through offline data assimilation in an ensemble of downscaled reconstructions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 146. 153–173. DOI : 10.1002/qj.3663.
- DEVERS, A., VIDAL, J.-P., LAUVERNET, C. & VANNIER, O. [2021]. FYRE Climate : A high-resolution reanalysis of daily precipitation and temperature in France from 1871 to 2012. *Climate of the Past*. 17. 1857–1879. DOI : 10.5194/cp-17-1857-2021.
- DEVI, G. K., GANASRI, B. P. & DWARAKISH, G. S. [2015]. A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*. 4. 1001–1007. DOI : 10.1016/j.aqpro.2015.02.126.
- DI SANTE, F., COPPOLA, E. & GIORGI, F. [2021]. Projections of river floods in Europe using EURO-CORDEX, CMIP5 and CMIP6 simulations. *International Journal of Climatology*. 41. 3203–3221. DOI : 10.1002/joc.7014.
- DOTTORI, F., SZEWCZYK, W., CISCAR, J.-C., ZHAO, F., ALFIERI, L., HIRABAYASHI, Y., BIANCHI, A., MONGELLI, I., FRIELER, K., BETTS, R. A. & FEYEN, L. [2018]. Increased human and economic losses from river flooding with anthropogenic warming. *Nature Climate Change*. 8. 781–786. DOI : 10.1038/s41558-018-0257-z.
- DOUTRELOUP, S., WYARD, C., AMORY, C., KITTEL, C., ERPICUM, M. & FETTWEIS, X. [2019]. Sensitivity to Convective Schemes on Precipitation Simulated by the Regional Climate Model MAR over Belgium (1987–2017). *Atmosphere*. 10. 34. DOI : 10.3390/atmos10010034.
- DUAN, Q. Y., GUPTA, V. K. & SOROOSHIAN, S. [1993]. Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*. 76. 501–521. DOI : 10.1007/BF00939380.
- DÉQUÉ, M. [2007]. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*. 57. 16–26. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2006.11.030.
- EVIN, G., WILHELM, B. & JENNY, J.-P. [2019]. Flood hazard assessment of the Rhône River revisited with reconstructed discharges from lake sediments. *Global and Planetary Change*. 172. 114–123. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2018.09.010.
- EYRING, V., BONY, S., MEEHL, G. A., SENIOR, C. A., STEVENS, B., STOUFFER, R. J. & TAYLOR, K. E. [2016]. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*. 9. 1937–1958. DOI : 10.5194/gmd-9-1937-2016.
- FAVIER, V., VERFAILLIE, D., BERTHIER, E., MENEGOS, M., JOMELLI, V., KAY, J. E., DUCRET, L., MALBÉTEAU, Y., BRUNSTEIN, D., GALLÉE, H., PARK, Y.-H. & RINTERKNECHT, V. [2016]. Atmospheric drying

- as the main driver of dramatic glacier wastage in the southern Indian Ocean. *Scientific Reports*. 6. 32396. DOI : 10.1038/srep32396.
- FETTWEIS, X., BOX, J. E., AGOSTA, C., AMORY, C., KITTEL, C., LANG, C., VAN AS, D., MACHGUTH, H. & GALLÉE, H. [2017]. Reconstructions of the 1900–2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model. *The Cryosphere*. 11. 1015–1033. DOI : 10.5194/tc-11-1015-2017.
- FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S. & TEBALDI, C. [2007]. Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*. 27. 1547–1578. DOI : 10.1002/joc.1556.
- FOWLER, H. J., LENDERINK, G., PREIN, A. F., WESTRA, S., ALLAN, R. P., BAN, N., BARBERO, R., BERG, P., BLENKINSOP, S., DO, H. X., GUERREIRO, S., HAERTER, J. O., KENDON, E. J., LEWIS, E., SCHAEER, C., SHARMA, A., VILLARINI, G., WASKO, C. & ZHANG, X. [2021]. Anthropogenic intensification of short-duration rainfall extremes. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2. 107–122. DOI : 10.1038/s43017-020-00128-6.
- FROIDEVAUX, P., SCHWANBECK, J., WEINGARTNER, R., CHEVALIER, C. & MARTIUS, O. [2015]. Flood triggering in Switzerland : the role of daily to monthly preceding precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*. 19. 3903–3924. DOI : 10.5194/hess-19-3903-2015.
- FROIDUROT, S., ZIN, I., HINGRAY, B. & GAUTHERON, A. [2014]. Sensitivity of Precipitation Phase over the Swiss Alps to Different Meteorological Variables. *Journal of Hydrometeorology*. 15. 685–696. DOI : 10.1175/JHM-D-13-073.1.
- GALLÉE, H. [1995]. Simulation of the Mesocyclonic Activity in the Ross Sea, Antarctica. *Monthly Weather Review*. 123. 2051–2069. DOI : 10.1175/1520-0493(1995)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2.
- GALLÉE, H. & DUYNKERKE, P. G. [1997]. Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. 102. 13813–13824. DOI : 10.1029/96JD03358.
- GALLÉE, H. & SCHAYES, G. [1994]. Development of a 3-Dimensional Meso-Gamma Primitive Equation Model - Katabatic Winds Simulation in the Area of Terra-Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review*. 122. 671–685. DOI : 10.1175/1520-0493(1994)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2.
- GALLÉE, H., PETTRÉ, P. & SCHAYES, G. [1996]. Sudden Cessation of Katabatic Winds in Adélie Land, Antarctica. *Journal of Applied Meteorology*. 35. 1142–1152. DOI : 10.1175/1520-0450(1996)035<1142:SCOKWI>2.0.CO;2.
- GALLÉE, H., GUYOMARC'H, G. & BRUN, E. [2001]. Impact Of Snow Drift On The Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance : Possible Sensitivity To Snow-Surface Properties. *Boundary-Layer Meteorology*. 99. 1–19. DOI : 10.1023/A:1018776422809.
- GALLÉE, H., TROUVILLIEZ, A., AGOSTA, C., GENTHON, C., FAVIER, V. & NAAIM-BOUVET, F. [2013]. Transport of Snow by the Wind : A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR. *Boundary-Layer Meteorology*. 146. 133–147. DOI : 10.1007/s10546-012-9764-z.
- GANGOPADHYAY, S., CLARK, M. & RAJAGOPALAN, B. [2005]. Statistical downscaling using K-nearest neighbors. *Water Resources Research*. 41. W02024. DOI : 10.1029/2004WR003444.
- GIORGI, F. & MEARN, L. O. [1991]. Approaches to the simulation of regional climate change : A review. *Reviews of Geophysics*. 29. 191–216. DOI : 10.1029/90RG02636.

- GIORGI, F., TORMA, C., COPPOLA, E., BAN, N., SCHÄR, C. & SOMOT, S. [2016]. Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming. *Nature Geoscience*. 9. 584–589. DOI : 10.1038/ngeo2761.
- GLASER, R., RIEMANN, D., SCHÖNBEIN, J., BARRIENDOS, M., BRÁZDIL, R., BERTOLIN, C., CAMUFFO, D., DEUTSCH, M., DOBROVOLNÝ, P., VAN ENGELEN, A., ENZI, S., HALÍČKOVÁ, M., KOENIG, S. J., KOTYZA, O., LIMANÓWKA, D., MACKOVÁ, J., SGHEDONI, M., MARTIN, B. & HIMMELSBACH, I. [2010]. The variability of European floods since AD 1500. *Climatic Change*. 101. 235–256. DOI : 10.1007/s10584-010-9816-7.
- GLIMS [2015]. Glacier Database. National Snow and Ice Data Center. DOI : 10.7265/N5V98602.
- GLUR, L., WIRTH, S. B., BÜNTGEN, U., GILLI, A., HAUG, G. H., SCHÄR, C., BEER, J. & ANSELMETTI, F. S. [2013]. Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. *Scientific Reports*. 3. 2770. DOI : 10.1038/srep02770.
- GRANDJEAN, P. [1990]. La régularisation du lac Léman. Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements ; the Water Cycle. Proceedings of two Lausanne Symposia. IAHS. 193. 769–776.
- HALL, J., ARHEIMER, B., BORGA, M., BRÁZDIL, R., CLAPS, P., KISS, A., KJELDSSEN, T. R., KRIAUCIŪNIENĖ, J., KUNDZEWICZ, Z. W., LANG, M., LLASAT, M. C., MACDONALD, N., MCINTYRE, N., MEDIERO, L., MERZ, B., MERZ, R., MOLNAR, P., MONTANARI, A., NEUHOLD, C., PARAJKA, J., PERDIGÃO, R. A. P., PLAVCOVÁ, L., ROGGER, M., SALINAS, J. L., SAUQUET, E., SCHÄR, C., SZOLGAY, J., VIGLIONE, A. & BLÖSCHL, G. [2014]. Understanding flood regime changes in Europe : a state-of-the-art assessment. *Hydrology and Earth System Sciences*. 18. 2735–2772. DOI : 10.5194/hess-18-2735-2014.
- HALL, J., ARHEIMER, B., ARONICA, G. T., BILIBASHI, A., BOHÁČ, M., BONACCI, O., BORGA, M., BURLANDO, P., CASTELLARIN, A., CHIRICO, G. B., CLAPS, P., FIALA, K., GAÁL, L., GORBACHOVA, L., GÜL, A., HANNAFORD, J., KISS, A., KJELDSSEN, T., KOHNOVÁ, S., KOSKELA, J. J., MACDONALD, N., MAVROVA-GUIRGUINOVA, M., LEDVINKA, O., MEDIERO, L., MERZ, B., MERZ, R., MOLNAR, P., MONTANARI, A., OSUCH, M., PARAJKA, J., PERDIGÃO, R. A. P., RADEVSKI, I., RENARD, B., ROGGER, M., SALINAS, J. L., SAUQUET, E., ŠRAJ, M., SZOLGAY, J., VIGLIONE, A., VOLPI, E., WILSON, D., ZAIMI, K. & BLÖSCHL, G. [2015]. A European Flood Database : facilitating comprehensive flood research beyond administrative boundaries. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 370. 89–95. DOI : 10.5194/piahs-370-89-2015.
- HAMDI, Y., HINGRAY, B. & MUSY, A. [2005]. Un modèle de prévision hydro-météorologique pour les crues du Rhône supérieur en Suisse. *Wasser, Energie and Luft*. 11-12. 325–332.
- HANSSEN-BAUER, I., ACHBERGER, C., BENESTAD, R. E., CHEN, D. & FØRLAND, E. J. [2005]. Statistical downscaling of climate scenarios over Scandinavia. *Climate Research*. 29. 255–268. DOI : 10.3354/cr029255.
- HARRIS, I., JONES, P. D., OSBORN, T. J. & LISTER, D. H. [2014]. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*. 34. 623–642. DOI : 10.1002/joc.3711.
- HAWKINS, E. & SUTTON, R. [2009]. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 90. 1095–1108. DOI : 10.1175/2009BAMS2607.1.
- HAYWOOD, A. M., DOWSETT, H. J., DOLAN, A. M., ROWLEY, D., ABE-OUCHI, A., OTTO-BLIESNER, B., CHANDLER, M. A., HUNTER, S. J., LUNT, D. J., POUND, M. & SALZMANN, U. [2016]. The Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP) Phase 2 : scientific objectives and experimental design. *Climate of the Past*. 12. 663–675. DOI : 10.5194/cp-12-663-2016.

- HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., HIRAHARA, S., HORÁNYI, A., MUÑOZ-SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., ABDALLA, S., ABELLAN, X., BALSAMO, G., BECHTOLD, P., BIAVATI, G., BIDLOT, J., BONAVITA, M., CHIARA, G., DAHLGREN, P., DEE, D., DIAMANTAKIS, M., DRAGANI, R., FLEMMING, J., FORBES, R., FUENTES, M., GEER, A., HAIMBERGER, L., HEALY, S., HOGAN, R. J., HÓLM, E., JANISKOVÁ, M., KEELEY, S., LALOYLAUX, P., LOPEZ, P., LUPU, C., RADNOTI, G., ROSNAY, P., ROZUM, I., VAMBORG, F., VILLAUME, S. & THÉPAUT, J.-N. [2020]. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 146. 1999–2049. DOI : 10.1002/qj.3803.
- HINGRAY, B. & SAÏD, M. [2014]. Partitioning Internal Variability and Model Uncertainty Components in a Multimember Multimodel Ensemble of Climate Projections. *Journal of Climate*. 27. 6779–6798. DOI : 10.1175/JCLI-D-13-00629.1.
- HINGRAY, B., SCHAEFLI, B., MEZGHANI, A. & HAMDI, Y. [2010]. Signature-based model calibration for hydrological prediction in mesoscale Alpine catchments. *Hydrological Sciences Journal*. 55. 1002–1016. DOI : 10.1080/02626667.2010.505572.
- HINGRAY, B., PICOUET, C. & MUSY, A. [2014]. *Hydrology A Science for Engineers*. CRC Press. 592 pp. ISBN 9781466590595.
- HINGRAY, B., BLANCHET, J., EVIN, G. & VIDAL, J.-P. [2019]. Uncertainty component estimates in transient climate projections : Precision of estimators in a single time or time series approach. *Climate Dynamics*. 53. 2501–2516. DOI : 10.1007/s00382-019-04635-1.
- HODGKINS, G. A., WHITFIELD, P. H., BURN, D. H., HANNAFORD, J., RENARD, B., STAHL, K., FLEIG, A. K., MADSEN, H., MEDIERO, L., KORHONEN, J., MURPHY, C. & WILSON, D. [2017]. Climate-driven variability in the occurrence of major floods across North America and Europe. *Journal of Hydrology*. 552. 704–717. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2017.07.027.
- HORNER, I. [2020]. Design and evaluation of hydrological signatures for the diagnosis and improvement of a process-based distributed hydrological model. Thèse de doctorat. Université Grenoble Alpes.
- HORTON, P. & BRÖNNIMANN, S. [2019]. Impact of global atmospheric reanalyses on statistical precipitation downscaling. *Climate Dynamics*. 52. 5189–5211. DOI : 10.1007/s00382-018-4442-6.
- HORTON, P., SCHAEFLI, B., MEZGHANI, A., HINGRAY, B. & MUSY, A. [2006]. Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes*. 20. 2091–2109. DOI : 10.1002/hyp.6197.
- HORTON, P., SCHAEFLI, B. & KAUZLARIC, M. [2022]. Why do we have so many different hydrological models? A review based on the case of Switzerland. *WIREs Water*. 9. e1574. DOI : 10.1002/wat2.1574.
- HURRELL, J. W. & VAN LOON, H. [1997]. Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*. 36. 301–326. DOI : 10.1023/A:1005314315270.
- HURRELL, J. W., HOLLAND, M. M., GENT, P. R., GHAN, S., KAY, J. E., KUSHNER, P. J., LAMARQUE, J.-F., LARGE, W. G., LAWRENCE, D., LINDSAY, K., LIPSCOMB, W. H., LONG, M. C., MAHOWALD, N., MARSH, D. R., NEALE, R. B., RASCH, P., VAVRUS, S., VERTENSTEIN, M., BADER, D., COLLINS, W. D., HACK, J. J., KIEHL, J. & MARSHALL, S. [2013]. The Community Earth System Model : A Framework for Collaborative Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 94. 1339–1360. DOI : 10.1175/BAMS-D-12-00121.1.
- HUSS, M. [2011]. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resources Research*. 47. W07511. DOI : 10.1029/2010WR010299.

- IPCC [2023]. Climate Change 2023 : Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.). Geneva. Switzerland. 184 pp. DOI : 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.
- JENNY, J.-P., WILHELM, B., ARNAUD, F., SABATIER, P., GIGUET COVEX, C., MÉLO, A., FANGET, B., MALET, E., PLOYON, E. & PERGA, M. E. [2014]. A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps). *Journal of Paleolimnology*. 51. 469–483. DOI : 10.1007/s10933-014-9768-4.
- JUNGCLAUS, J. H., BARD, E., BARONI, M., BRACONNOT, P., CAO, J., CHINI, L. P., EGOROVA, T., EVANS, M., GONZÁLEZ-ROUCO, J. F., GOOSSE, H., HURTT, G. C., JOOS, F., KAPLAN, J. O., KHODRI, M., KLEIN GOLDEWIJK, K., KRIVOVA, N., LEGRANDE, A. N., LORENZ, S. J., LUTERBACHER, J., MAN, W., MAYCOCK, A. C., MEINSHAUSEN, M., MOBERG, A., MUSCHELER, R., NEHRBASS-AHLES, C., OTTO-BLIESNER, B. I., PHIPPS, S. J., PONGRATZ, J., ROZANOV, E., SCHMIDT, G. A., SCHMIDT, H., SCHMUTZ, W., SCHURER, A., SHAPIRO, A. I., SIGL, M., SMERDON, J. E., SOLANKI, S. K., TIMMRECK, C., TOOHEY, M., USOSKIN, I. G., WAGNER, S., WU, C.-J., YEO, K. L., ZANCHETTIN, D., ZHANG, Q. & ZORITA, E. [2017]. The PMIP4 contribution to CMIP6 - Part 3 : The last millennium, scientific objective, and experimental design for the PMIP4 past1000 simulations. *Geoscientific Model Development*. 10. 4005–4033. DOI : 10.5194/gmd-10-4005-2017.
- KAGEYAMA, M., ALBANI, S., BRACONNOT, P., HARRISON, S. P., HOPCROFT, P. O., IVANOVIC, R. F., LAMBERT, F., MARTI, O., PELTIER, W. R., PETERSCHMITT, J.-Y., ROCHE, D. M., TARASOV, L., ZHANG, X., BRADY, E. C., HAYWOOD, A. M., LEGRANDE, A. N., LUNT, D. J., MAHOWALD, N. M., MIKOLAJEWICZ, U., NISANCIOGLU, K. H., OTTO-BLIESNER, B. L., RENNSSEN, H., TOMAS, R. A., ZHANG, Q., ABE-OUCHI, A., BARTLEIN, P. J., CAO, J., LI, Q., LOHMANN, G., OHGAITO, R., SHI, X., VOLODIN, E., YOSHIDA, K., ZHANG, X. & ZHENG, W. [2017]. The PMIP4 contribution to CMIP6 - Part 4 : Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. *Geoscientific Model Development*. 10. 4035–4055. DOI : 10.5194/gmd-10-4035-2017.
- KAGEYAMA, M., BRACONNOT, P., HARRISON, S. P., HAYWOOD, A. M., JUNGCLAUS, J. H., OTTO-BLIESNER, B. L., PETERSCHMITT, J.-Y., ABE-OUCHI, A., ALBANI, S., BARTLEIN, P. J., BRIERLEY, C., CRUCIFIX, M., DOLAN, A., FERNANDEZ-DONADO, L., FISCHER, H., HOPCROFT, P. O., IVANOVIC, R. F., LAMBERT, F., LUNT, D. J., MAHOWALD, N. M., PELTIER, W. R., PHIPPS, S. J., ROCHE, D. M., SCHMIDT, G. A., TARASOV, L., VALDES, P. J., ZHANG, Q. & ZHOU, T. [2018]. The PMIP4 contribution to CMIP6 - Part 1 : Overview and over-arching analysis plan. *Geoscientific Model Development*. 11. 1033–1057. DOI : 10.5194/gmd-11-1033-2018.
- KERR, R. A. [2000]. A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. *Science*. 288. 1984–1985. DOI : 10.1126/science.288.5473.1984.
- KOCHENDORFER, J., RASMUSSEN, R., WOLFF, M., BAKER, B., HALL, M. E., MEYERS, T., LANDOLT, S., JACHCIK, A., ISAKSEN, K., BRÆKKAN, R. & LEEPER, R. [2017]. The quantification and correction of wind-induced precipitation measurement errors. *Hydrology and Earth System Sciences*. 21. 1973–1989. DOI : 10.5194/hess-21-1973-2017.
- KOTLARSKI, S., LÜTHI, D. & SCHÄR, C. [2015]. The elevation dependency of 21st century European climate change : an RCM ensemble perspective. *International Journal of Climatology*. 35. 3902–3920. DOI : 10.1002/joc.4254.
- KUCHMENT, L. S. & GELFAN, A. N. [1996]. The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation. *Journal of Hydrology*. 179. 23–36. DOI : 10.1016/0022-1694(95)02878-1.

- KUENTZ, A., MATHEVET, T., GAILHARD, J. & 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. 2717–2736. DOI : 10.5194/hess-19-2717-2015.
- KUNDZEWICZ, Z. W., KANAE, S., SENEVIRATNE, S. I., HANDMER, J., NICHOLLS, N., PEDUZZI, P., MECHLER, R., BOUWER, L. M., ARNELL, N., MACH, K., MUIR-WOOD, R., BRAKENRIDGE, G. R., KRON, W., BENITO, G., HONDA, Y., TAKAHASHI, K. & SHERSTYUKOV, B. [2014]. Flood risk and climate change : global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*. 59. 1–28. DOI : 10.1080/02626667.2013.857411.
- KUNDZEWICZ, Z. W., KRYSANOVA, V., DANKERS, R., HIRABAYASHI, Y., KANAE, S., HATTERMANN, F. F., HUANG, S., MILLY, P. C. D., STOFFEL, M., DRIESSEN, P. P. J., MATCZAK, P., QUEVAUVILLER, P. & SCHELLNHUBER, H.-J. [2016]. Differences in flood hazard projections in Europe - their causes and consequences for decision making. *Hydrological Sciences Journal*. 62. 1–14. DOI : 10.1080/02626667.2016.1241398.
- LAFAYSSE, M., HINGRAY, B., MEZGHANI, A., GAILHARD, J. & TERRAY, L. [2014]. Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The Alpine Durance basin. *Water Resources Research*. 50. 3317–3341. DOI : 10.1002/2013WR014897.
- LANDRUM, L., OTTO-BLIESNER, B. L., WAHL, E. R., CONLEY, A., LAWRENCE, P. J., ROSENBLUM, N. & TENG, H. [2013]. Last Millennium Climate and Its Variability in CCSM4. *Journal of Climate*. 26. 1085–1111. DOI : 10.1175/JCLI-D-11-00326.1.
- LANG, C., FETTWEIS, X. & ERPICUM, M. [2015]. Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario : a study with the regional climate model MAR forced by MIROC5. *The Cryosphere*. 9. 945–956. DOI : 10.5194/tc-9-945-2015.
- LAROCQUE-TOBLER, I., HEIRI, O. & WEHRLI, M. [2010]. Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology*. 43. 649–666. DOI : 10.1007/s10933-009-9358-z.
- LAROCQUE-TOBLER, I., STEWART, M. M., QUINLAN, R., TRACHSEL, M., KAMENIK, C. & GROSJEAN, M. [2012]. A last millennium temperature reconstruction using chironomids preserved in sediments of anoxic Seebensee (Switzerland) : consensus at local, regional and Central European scales. *Quaternary Science Reviews*. 41. 49–56. DOI : 10.1016/j.quascirev.2012.03.010.
- LEANDER, R., BUIHAND, T. A., VAN DEN HURK, B. J. J. M. & DE WIT, M. J. M. [2008]. Estimated changes in flood quantiles of the river Meuse from resampling of regional climate model output. *Journal of Hydrology*. 351. 331–343. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2007.12.020.
- LEFEBRE, F., GALLÉE, H., VAN YPERSELE, J.-P. & GREUILL, W. [2003]. Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland) : A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. 108. 4231. DOI : 10.1029/2001JD001160.
- LEUNG, L. R. & QIAN, Y. [2009]. Atmospheric rivers induced heavy precipitation and flooding in the western US simulated by the WRF regional climate model. *Geophysical Research Letters*. 36. L03820. DOI : 10.1029/2008GL036445.
- LORENZ, E. N. [1969]. Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 26. 636–646. DOI : 10.1175/1520-0469(1969)26<636:APARBN>2.0.CO;2.
- LORENZ, E. N. [1979]. Forced and free variations of weather and climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 36. 1367–1376. DOI : 10.1175/1520-0469(1979)036<1367:FAFVOW>2.0.CO;2.

- MANGINI, A., SPÖTL, C. & VERDES, P. [2005]. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*. 235. 741–751. DOI : 10.1016/j.epsl.2005.05.010.
- MANGINI, W., VIGLIONE, A., HALL, J., HUNDECHA, Y., CEOLA, S., MONTANARI, A., ROGGER, M., SALINAS, J. L., BORZÌ, I. & PARAJKA, J. [2018]. Detection of trends in magnitude and frequency of flood peaks across Europe. *Hydrological Sciences Journal*. 63. 493–512. DOI : 10.1080/02626667.2018.1444766.
- MARAUN, D. [2016]. Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review. *Current Climate Change Reports*. 2. 211–220. DOI : 10.1007/s40641-016-0050-x.
- MARAUN, D., WETTERHALL, F., IRESON, A. M., CHANDLER, R. E., KENDON, E. J., WIDMANN, M., BRIENEN, S., RUST, H. W., SAUTER, T., THEMESSEL, M., VENEMA, V. K. C., CHUN, K. P., GOODESS, C. M., JONES, R. G., ONOF, C., VRAC, M. & THIELE-EICH, I. [2010]. Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*. 48. RG3003. DOI : 10.1029/2009RG000314.
- MARTY, R., ZIN, I., OBLED, C., BONTRON, G. & DJERBOUA, A. [2012]. Toward Real-Time Daily PQPF by an Analog Sorting Approach : Application to Flash-Flood Catchments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 51. 505–520. DOI : 10.1175/JAMC-D-11-011.1.
- MARTY, R., ZIN, I. & OBLED, C. [2013]. Sensitivity of hydrological ensemble forecasts to different sources and temporal resolutions of probabilistic quantitative precipitation forecasts : flash flood case studies in the Cévennes-Vivarais region (Southern France). *Hydrological Processes*. 27. 33–44. DOI : 10.1002/hyp.9543.
- MASSON, D. & FREI, C. [2016]. Long-term variations and trends of mesoscale precipitation in the Alps : recalculation and update for 1901-2008. *International Journal of Climatology*. 36. 492–500. DOI : 10.1002/joc.4343.
- MATHESON, J. E. & WINKLER, R. L. [1976]. Scoring Rules for Continuous Probability Distributions. *Management science*. 22. 1087–1096. DOI : 10.1287/mnsc.22.10.1087.
- MERZ, B., AERTS, J., ARNBJERG-NIELSEN, K., BALDI, M., BECKER, A., BICHET, A., BLÖSCHL, G., BOWER, L. M., BRAUER, A., CIOFFI, F., DELGADO, J. M., GOCHT, M., GUZZETTI, F., HARRIGAN, S., HIRSCHBOECK, K., KILSBY, C., KRON, W., KWON, H.-H., LALL, U., MERZ, R., NISSEN, K., SALVATTI, P., SWIERCZYNSKI, T., ULBRICH, U., VIGLIONE, A., WARD, P. J., WEILER, M., WILHELM, B. & NIED, M. [2014]. Floods and climate : emerging perspectives for flood risk assessment and management. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 14. 1921–1942. DOI : 10.5194/nhess-14-1921-2014.
- MERZ, B., VOROGUSHYN, S., LALL, U., VIGLIONE, A. & BLÖSCHL, G. [2015]. Charting unknown waters - On the role of surprise in flood risk assessment and management. *Water Resources Research*. 51. 6399–6416. DOI : 10.1002/2015WR017464.
- MERZ, R. & BLÖSCHL, G. [2003]. A process typology of regional floods. *Water Resources Research*. 39. 1340. DOI : 10.1029/2002WR001952.
- METZGER, A. [2023]. Retour d'est - La géochronique du temps qu'il fait. *La Géographie*. 1588. 64–65. DOI : 10.3917/geo.1588.0064.
- MEZGHANI, A. & HINGRAY, B. [2009]. A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain : Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin. *Journal of Hydrology*. 377. 245–260. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2009.08.033.

- MINVILLE, M., CARTIER, D., GUAY, C., LECLAIRE, L.-A., AUDET, C., LE DIGABEL, S. & MERLEAU, J. [2014]. Improving process representation in conceptual hydrological model calibration using climate simulations. *Water Resources Research*. 50. 5044–5073. DOI : 10.1002/2013WR013857.
- MORCRETTE, J.-J. [2002]. Assessment of the ECMWF Model Cloudiness and Surface Radiation Fields at the ARM SGP Site. *Monthly Weather Review*. 130. 257–277. DOI : 10.1175/1520-0493(2002)130<0257:AOTEMC>2.0.CO;2.
- MÉNÉGOZ, M., GALLÉE, H. & JACOBI, H. W. [2013]. Precipitation and snow cover in the Himalaya : from reanalysis to regional climate simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*. 17. 3921–3936. DOI : 10.5194/hess-17-3921-2013.
- MÉNÉGOZ, M., VALLA, E., JOURDAIN, N. C., BLANCHET, J., BEAUMET, J., WILHELM, B., GALLÉE, H., FETTWEIS, X., MORIN, S. & ANQUETIN, S. [2020]. Contrasting seasonal changes in total and intense precipitation in the European Alps from 1903 to 2010. *Hydrology and Earth System Sciences*. 24. 5355–5377. DOI : 10.5194/hess-24-5355-2020.
- NABAT, P., SOMOT, S., MALLET, M., SANCHEZ-LORENZO, A. & WILD, M. [2014]. Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980. *Geophysical Research Letters*. 41. 5605–5611. DOI : 10.1002/2014GL060798.
- NAITHANI, J., GALLÉE, H. & SCHAYES, G. [2002]. Marine air intrusion into the Adelie Land sector of East Antarctica : A study using the regional climate model (MAR). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. 107. 4124. DOI : 10.1029/2000JD000274.
- NAPOLI, A., PARODI, A., VON HARDENBERG, J. & PASQUERO, C. [2023]. Altitudinal dependence of projected changes in occurrence of extreme events in the Great Alpine Region. *International Journal of Climatology*. 43. 5813–5829. DOI : 10.1002/joc.8222.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V. [1970]. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10. 282–290. DOI : 10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- OBLÉD, C., BONTRON, G. & GARÇON, R. [2002]. Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*. 63. 303–324. DOI : 10.1016/S0169-8095(02)00038-8.
- OBLÉD, C., ZIN, I. & HINGRAY, B. [2009]. Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations partielles en hydrologie des crues. *La Houille Blanche*. 95. 81–87. DOI : 10.1051/1hb/2009059.
- OFEG [2002]. Les crues 2000 - Analyse des événements/cas exemplaires. *Série Eaux 2*. Office Fédéral des Eaux et de la Géologie. Berne. Suisse.
- OTTO-BLIESNER, B. L., BRADY, E. C., FASULLO, J., JAHN, A., LANDRUM, L., STEVENSON, S., ROSENBLOOM, N., MAI, A. & STRAND, G. [2016]. Climate Variability and Change since 850 CE : An Ensemble Approach with the Community Earth System Model. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 97. 735–754. DOI : 10.1175/BAMS-D-14-00233.1.
- OTTO-BLIESNER, B. L., BRACONNOT, P., HARRISON, S. P., LUNT, D. J., ABE-OUCHI, A., ALBANI, S., BARTELEIN, P. J., CAPRON, E., CARLSON, A. E., DUTTON, A., FISCHER, H., GOELZER, H., GOVIN, A., HAYWOOD, A., JOOS, F., LEGRANDE, A. N., LIPSCOMB, W. H., LOHMANN, G., MAHOWALD, N., NEHRBASS-AHLES, C., PAUSATA, F. S. R., PETERSCHMITT, J.-Y., PHIPPS, S. J., RENSSSEN, H. & ZHANG, Q. [2017]. The PMIP4 contribution to CMIP6 - Part 2 : Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations. *Geoscientific Model Development*. 10. 3979–4003. DOI : 10.5194/gmd-10-3979-2017.

- PARAJKA, J., KOHNOVÁ, S., BÁLINT, G., BARBUC, M., BORGA, M., CLAPS, P., CHEVAL, S., DUMITRESCU, A., GAUME, E., HLAVČOVÁ, K., MERZ, R., PFAUNDLER, M., STANCALIE, G., SZOLGAY, J. & BLÖSCHL, G. [2010]. Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range. *Journal of Hydrology*. 394. 78–89. DOI : 10.1016/j.jhydro.2010.05.015.
- PECHLIVANIDIS, I. G., JACKSON, B. M., MCINTYRE, N. R. & WHEATER, H. S. [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. 193–214. DOI : 10.30955/gnj.000778.
- PEPIN, N., BRADLEY, R. S., DIAZ, H. F., BARAER, M., CACERES, E. B., FORSYTHE, N., FOWLER, H., GREENWOOD, G., HASHMI, M. Z., LIU, X. D., MILLER, J. R., NING, L., OHMURA, A., PALAZZI, E., RANGWALA, I., SCHÖNER, W., SEVERSKIY, I., SHAHGEDANOVA, M., WANG, M. B., WILLIAMSON, S. N. & YANG, D. Q. [2015]. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*. 5. 424–430. DOI : 10.1038/nclimate2563.
- POLI, P., HERBACH, H., DEE, D. P., BERRISFORD, P., SIMMONS, A. J., VITART, F., LALOYAU, P., TAN, D. G. H., PEUBEY, C., THÉPAUT, J.-N., TRÉMOLET, Y., HÓLM, E. V., BONAVIDA, M., ISAKSEN, L. & FISHER, M. [2016]. ERA-20C : An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate*. 29. 4083–4097. DOI : 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.
- RAYMOND, F., WILHELM, B. & ANQUETIN, S. [2019]. Is Precipitation the Main Trigger of Medium-Magnitude Floods in Large Alpine Catchments?. *Water*. 11. 2507. DOI : 10.3390/w11122507.
- RAYNAUD, D. [2016]. Hydroclimatic variability and the integration of renewable energy in Europe. Multiscale evaluation of the supply-demand balance for various energy sources and mixes. Thèse de doctorat. Université Grenoble Alpes.
- RAYNAUD, D., HINGRAY, B., ZIN, I., ANQUETIN, S., DEBIONNE, S. & VAUTARD, R. [2017]. Atmospheric analogues for physically consistent scenarios of surface weather in Europe and Maghreb. *International Journal of Climatology*. 37. 2160–2176. DOI : 10.1002/joc.4844.
- RAYNAUD, D., HINGRAY, B., EVIN, G., FAVRE, A.-C. & CHARDON, J. [2020]. Assessment of meteorological extremes using a synoptic weather generator and a downscaling model based on analogues. *Hydrology and Earth System Sciences*. 24. 4339–4352. DOI : 10.5194/hess-24-4339-2020.
- REID, P. C., HARI, R. E., BEAUGRAND, G., LIVINGSTONE, D. M., MARTY, C., STRAILE, D., BARICHIVICH, J., GOBERVILLE, E., ADRIAN, R., AONO, Y., BROWN, R., FOSTER, J., GROISMAN, P., HÉLAOUËT, P., HSU, H.-H., KIRBY, R., KNIGHT, J., KRABERG, A., LI, J., LO, T.-T., MYNENI, R. B., NORTH, R. P., POUNDS, J. A., SPARKS, T., STÜBI, R., TIAN, Y., WILTSHIRE, K. H., XIAO, D. & ZHU, Z. [2016]. Global impacts of the 1980s regime shift. *Global Change Biology*. 22. 682–703. DOI : 10.1111/gcb.13106.
- ROHWER, C. [1931]. Evaporation from free water surfaces. United States Department of Agriculture. Technical Bulletin 271. DOI : DOI:10.22004/ag.econ.163103.
- ROUDIER, P., ANDERSSON, J. C. M., DONNELLY, C., FEYEN, L., GREUELL, W. & LUDWIG, F. [2016]. Projections of future floods and hydrological droughts in Europe under a +2°C global warming. *Climatic Change*. 135. 341–355. DOI : 10.1007/s10584-015-1570-4.
- ROWELL, D. P. [2006]. A Demonstration of the Uncertainty in Projections of UK Climate Change Resulting from Regional Model Formulation. *Climatic Change*. 79. 243–257. DOI : 10.1007/s10584-006-9100-z.

- RUELLAND, D. [2020]. Should altitudinal gradients of temperature and precipitation inputs be inferred from key parameters in snow-hydrological models?. *Hydrology and Earth System Sciences*. 24. 2609–2632. DOI : 10.5194/hess-24-2609-2020.
- SABATIER, P., MOERNAUT, J., BERTRAND, S., DAELE, M. V., KREMER, K., CHAUMILLON, E. & ARNAUD, F. [2022]. A Review of Event Deposits in Lake Sediments. *Quaternary*. 5. 34. DOI : 10.3390/quat5030034.
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B., NIGGLI, M. & MUSY, A. [2005]. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*. 9. 95–109. DOI : 10.5194/hess-9-95-2005.
- SCHEFZIK, R. [2016]. A Similarity-Based Implementation of the Schaaake Shuffle. *Monthly Weather Review*. 144. 1909–1921. DOI : 10.1175/MWR-D-15-0227.1.
- SCHLESINGER, M. E. & RAMANKUTTY, N. [1994]. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*. 367. 723–726. DOI : 10.1038/367723a0.
- SCHMIDT, G. A., JUNGCLAUS, J. H., AMMANN, C. M., BARD, E., BRACONNOT, P., CROWLEY, T. J., DELAYGUE, G., JOOS, F., KRIVOVA, N. A., MUSCHELER, R., OTTO-BLIESNER, B. L., PONGRATZ, J., SHINDELL, D. T., SOLANKI, S. K., STEINHILBER, F. & VIEIRA, L. E. A. [2011]. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). *Geoscientific Model Development*. 4. 33–45. DOI : 10.5194/gmd-4-33-2011.
- SCHMIDT, G. A., JUNGCLAUS, J. H., AMMANN, C. M., BARD, E., BRACONNOT, P., CROWLEY, T. J., DELAYGUE, G., JOOS, F., KRIVOVA, N. A., MUSCHELER, R., OTTO-BLIESNER, B. L., PONGRATZ, J., SHINDELL, D. T., SOLANKI, S. K., STEINHILBER, F. & VIEIRA, L. E. A. [2012]. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1). *Geoscientific Model Development*. 5. 185–191. DOI : 10.5194/gmd-5-185-2012.
- SCHMOCKER-FACKEL, P. & NAEF, F. [2010]. Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences*. 14. 1581–1594. DOI : 10.5194/hess-14-1581-2010.
- SINGH, V. P. & WOOLHISER, D. A. [2002]. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*. 7. 270–292. DOI : 10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270).
- SIVAPALAN, M., BLÖSCHL, G., ZHANG, L. & VERTESSY, R. [2003]. Downward approach to hydrological prediction. *Hydrological Processes*. 17. 2101–2111. DOI : 10.1002/hyp.1425.
- SIVAPALAN, M., BLÖSCHL, G., MERZ, R. & GUTKNECHT, D. [2005]. Linking flood frequency to long-term water balance : Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research*. 41. W06012. DOI : 10.1029/2004WR003439.
- SUTTON, R. T. & DONG, B. [2012]. Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*. 5. 788–792. DOI : 10.1038/ngeo1595.
- TAPIADOR, F. J., NAVARRO, A., MORENO, R., SÁNCHEZ, J. L. & GARCÍA-ORTEGA, E. [2020]. Regional climate models : 30 years of dynamical downscaling. *Atmospheric Research*. 235. 104785. DOI : 10.1016/j.atmosres.2019.104785.
- TARASOVA, L., MERZ, R., KISS, A., BASSO, S., BLÖSCHL, G., MERZ, B., VIGLIONE, A., PLÖTNER, S., GUSE, B., SCHUMANN, A., FISCHER, S., AHRENS, B., ANWAR, F., BÁRDOSSY, A., BÜHLER, P., HABERLANDT, U., KREIBICH, H., KRUG, A., LUN, D., MÜLLER-THOMY, H., PIDOTO, R., PRIMO, C., SEIDEL, J., VOROGUSHYN, S. & WIETZKE, L. [2019]. Causative classification of river flood events. *WIREs Water*. 6. e1353. DOI : 10.1002/wat2.1353.

- TEBALDI, C. & KNUTTI, R. [2007]. The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 365. 2053–2075. DOI : 10.1098/rsta.2007.2076.
- TEUTSCHBEIN, C. & SEIBERT, J. [2012]. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies : Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*. 456–457. 12–29. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2012.05.052.
- TEWELES, S. & WOBUS, H. B. [1954]. Verification of Prognostic Charts. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 35. 455–463. DOI : 10.1175/1520-0477-35.10.455.
- THOBER, S., KUMAR, R., WANDERS, N., MARX, A., PAN, M., RAKOVEC, O., SAMANIEGO, L., SHEFFIELD, J., WOOD, E. F. & ZINK, M. [2018]. Multi-model ensemble projections of European river floods and high flows at 1.5, 2, and 3 degrees global warming. *Environmental Research Letters*. 13. 014003. DOI : 10.1088/1748-9326/aa9e35.
- TOLSON, B. A. & SHOEMAKER, C. A. [2007]. Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*. 43. W01413. DOI : 10.1029/2005WR004723.
- TRACHSEL, M., KAMENIK, C., GROSJEAN, M., MCCARROLL, D., MOBERG, A., BRÁZDIL, R., BÜNTGEN, U., DOBROVOLNÝ, P., ESPER, J., FRANK, D. C., FRIEDRICH, M., GLASER, R., LAROCQUE-TOBLER, I., NICOLUSSI, K. & RIEMANN, D. [2012]. Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053–1996. *Quaternary Science Reviews*. 46. 66–79. DOI : 10.1016/j.quascirev.2012.04.021.
- TRIGO, R. M., OSBORN, T. J. & CORTE-REAL, J. M. [2002]. The North Atlantic Oscillation influence on Europe : climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*. 20. 9–17. DOI : 10.3354/cr020009.
- UNDRR [2019]. *Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction*. Geneva. Switzerland. 425 pp. ISBN 978-92-1-004180-5.
- VERFAILLIE, D., FAVIER, V., GALLÉE, H., FETTWEIS, X., AGOSTA, C. & JOMELLI, V. [2019]. Regional modeling of surface mass balance on the Cook Ice Cap, Kerguelen Islands (49°S, 69°E). *Climate Dynamics*. 53. 5909–5925. DOI : 10.1007/s00382-019-04904-z.
- VIVIROLI, D., MITTELBACH, H., GURTZ, J. & WEINGARTNER, R. [2009]. Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland - Part II : Parameter regionalisation and flood estimation results. *Journal of Hydrology*. 377. 208–225. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2009.08.022.
- VIVIROLI, D., SIKORSKA-SENONER, A. E., EVIN, G., STAUDINGER, M., KAUZLARIC, M., CHARDON, J., FAVRE, A.-C., HINGRAY, B., NICOLET, G., RAYNAUD, D., SEIBERT, J., WEINGARTNER, R. & WHEALTON, C. [2022]. Comprehensive space-time hydrometeorological simulations for estimating very rare floods at multiple sites in a large river basin. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 22. 2891–2920. DOI : 10.5194/nhess-22-2891-2022.
- VON STORCH, H., ZORITA, E. & CUBASCH, U. [1993]. Downscaling of Global Climate-Change Estimates to Regional Scales - an Application to Iberian Rainfall in Wintertime. *Journal of Climate*. 6. 1161–1171. DOI : 10.1175/1520-0442(1993)006<1161:DOGCCE>2.0.CO;2.
- WAGNER, P. D., FIENER, P., WILKEN, F., KUMAR, S. & SCHNEIDER, K. [2012]. Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions. *Journal of Hydrology*. 464–465. 388–400. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2012.07.026.
- WEBER, M., KOCH, F., BERNHARDT, M. & SCHULZ, K. [2021]. The evaluation of the potential of global data products for snow hydrological modelling in ungauged high-alpine catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*. 25. 2869–2894. DOI : 10.5194/hess-25-2869-2021.

- WILBY, R. L. & QUINN, N. W. [2013]. Reconstructing multi-decadal variations in fluvial flood risk using atmospheric circulation patterns. *Journal of Hydrology*. 487. 109–121. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2013.02.038.
- WILBY, R. L., HAY, L. E. & LEAVESLEY, G. H. [1999]. A comparison of downscaled and raw GCM output : implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. *Journal of Hydrology*. 225. 67–91. DOI : 10.1016/S0022-1694(99)00136-5.
- WILBY, R. L., CHARLES, S. P., ZORITA, E., TIMBAL, B., WHETTON, P. & MEARN, L. O. [2004]. Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods.
- WILBY, R. L., WHITEHEAD, P. G., WADE, A. J., BUTTERFIELD, D., DAVIS, R. J. & WATTS, G. [2006]. Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment : River Kennet, UK. *Journal of Hydrology*. 330. 204–220. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2006.04.033.
- WILHELM, B., BALLESTEROS CÁNOVAS, J. A., MACDONALD, N., TOONEN, W. H. J., BAKER, V., BARRIENDOS, M., BENITO, G., BRAUER, A., CORELLA, J. P., DENNISTON, R., GLASER, R., IONITA, M., KAHLE, M., LIU, T., LUETSCHER, M., MACKLIN, M., MUDELSEE, M., MUNOZ, S., SCHULTE, L., ST. GEORGE, S., STOFFEL, M. & WETTER, O. [2019]. Interpreting historical, botanical, and geological evidence to aid preparations for future floods. *WIREs Water*. 6. e1318. DOI : 10.1002/wat2.1318.
- WILHELM, B., RAPUC, W., AMANN, B., ANSELMETTI, F. S., ARNAUD, F., BLANCHET, J., BRAUER, A., CZYMZYK, M., GIGUET-COVEX, C., GILLI, A., GLUR, L., GROSJEAN, M., IRMLER, R., NICOLLE, M., SABATIER, P., SWIERCZYNSKI, T. & WIRTH, S. B. [2022]. Impact of warmer climate periods on flood hazard in the European Alps. *Nature Geoscience*. 15. 118–123. DOI : 10.1038/s41561-021-00878-y.
- WINSEMIUS, H. C., SCHAEFLI, B., MONTANARI, A. & SAVENIJE, H. H. G. [2009]. On the calibration of hydrological models in ungauged basins : A framework for integrating hard and soft hydrological information. *Water Resources Research*. 45. W12422. DOI : 10.1029/2009WR007706.
- WINSEMIUS, H. C., AERTS, J. C. J. H., VAN BEEK, L. P. H., BIERKENS, M. F. P., BOUWMAN, A., JONGMAN, B., KWADIJK, J. C. J., LIGTVOET, W., LUCAS, P. L., VAN VUUREN, D. P. & WARD, P. J. [2016]. Global drivers of future river flood risk. *Nature Climate Change*. 6. 381–385. DOI : 10.1038/nclimate2893.
- WYARD, C., SCHOLZEN, C., FETTWEIS, X., VAN CAMPENHOUT, J. & FRANÇOIS, L. [2017]. Decrease in climatic conditions favouring floods in the south-east of Belgium over 1959-2010 using the regional climate model MAR. *International Journal of Climatology*. 37. 2782–2796. DOI : 10.1002/joc.4879.

Annexes

Équations du modèle hydrologique GSM-SOCONT

1. Spatialisation des forçages météorologiques

1.1. Températures moyennes

Pour un sous-bassin donné, la température moyenne supposée représentative de la bande d'altitude j est estimée à partir d'une moyenne pondérée des températures moyennes observées aux N_{st_T} stations thermométriques les plus proches et d'un gradient altimétrique journalier de température ∇_T :

$$T_j(t) = \sum_{k=1}^{N_{st_T}} W_{T_{k,j}} \times \left(T_k(t) + \frac{\nabla_T}{100} \times (z_j - z_k) \right) \quad (A.1)$$

où :

- $T_j(t)$ [°C] est la température journalière moyenne de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $T_k(t)$ [°C] est la température journalière moyenne observée à la $k^{\text{ème}}$ station thermométrique au pas de temps t .
- $W_{T_{k,j}}$ [-] est le poids de Thiessen de la bande d'altitude j associé à la $k^{\text{ème}}$ station thermométrique.
- z_j [m] est l'altitude moyenne de la bande d'altitude j .
- z_k [m] est l'altitude de la $k^{\text{ème}}$ station thermométrique.
- ∇_T [°C (100 m)⁻¹] est le gradient altimétrique journalier de température.

1.2. Précipitations

Pour un sous-bassin donné, les précipitations supposées représentatives de la bande d'altitude j sont estimées à partir d'une moyenne pondérée des précipitations observées aux N_{stP} stations pluviométriques les plus proches et d'un gradient altimétrique journalier de précipitation ∇_P :

$$P_j(t) = \sum_{k=1}^{N_{stP}} W_{P_{k,j}} \times \left(1 + \frac{\nabla_P}{100 \times 100} \times (z_j - z_k) \right) \times P_k(t) \quad (A.2)$$

où :

- $P_j(t)$ [mm] est la précipitation journalière de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $P_k(t)$ [mm] est la précipitation journalière observée à la $k^{\text{ème}}$ station pluviométrique au pas de temps t .
- $W_{P_{k,j}}$ [-] est le poids de Thiessen de la bande d'altitude j associé à la $k^{\text{ème}}$ station pluviométrique.
- z_j [m] est l'altitude moyenne de la bande d'altitude j .
- z_k [m] est l'altitude de la $k^{\text{ème}}$ station pluviométrique.
- ∇_P [% (100 m) $^{-1}$] est le gradient altimétrique journalier de précipitation.

2. Modules neige et glace

2.1. Modèle de séparation pluie/neige

Pour estimer la nature des précipitations tombant sur chaque bande d'altitude j d'un sous-bassin donné, un modèle linéaire de séparation pluie/neige est utilisé (Fig. A.1). Cette estimation est faite à partir de la température moyenne pour l'altitude moyenne de l'unité hydrologique considérée. La fonction de répartition utilisée pour estimer la proportion des précipitations totales tombant sous formes liquide et solide est la suivante :

$$N_j(t) = \begin{cases} P_{tot,j}(t) & \text{si } T_j(t) < T_a \\ \frac{(T_j(t) - T_b)}{(T_a - T_b)} \times P_{tot,j}(t) & \text{si } T_a < T_j(t) < T_b \\ 0 & \text{si } T_j(t) > T_b \end{cases} \quad (A.3)$$

$$Pl_j(t) = P_{tot,j}(t) - N_j(t) \quad (A.4)$$

où :

- $P_{tot,j}(t)$ [mm éq. eau j^{-1}] est la quantité de précipitations totales (liquide et solide) tombant sur la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $N_j(t)$ [mm éq. eau j^{-1}] est la quantité de neige tombant sur la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $Pl_j(t)$ [mm j^{-1}] est la quantité de pluie tombant sur la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $T_j(t)$ [°C] est la température journalière moyenne de la bande d'altitude j au pas de temps t .

- T_a [°C] est la température seuil en-dessous de laquelle toute les précipitations tombent sous forme de neige.
- T_b [°C] est la température seuil au-dessus de laquelle toutes les précipitations tombent sous forme de pluie.

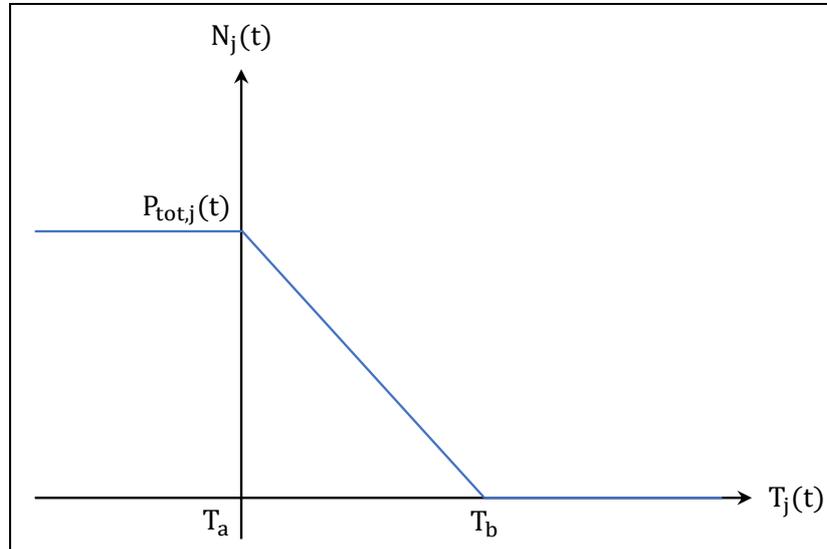


FIGURE A.1 – Modèle de séparation pluie/neige. Les précipitations tombent sous forme de neige si la température moyenne est inférieure à T_a , sous forme de pluie si la température moyenne est supérieure à T_b et sous forme de neige et de pluie si la température moyenne est comprise entre T_a et T_b .

2.2. Modèle d'évolution temporelle du manteau neigeux

L'évolution temporelle de la hauteur du manteau neigeux de la bande d'altitude j d'un sous-bassin donné est calculée de la manière suivante :

$$\frac{H_{n,j}(t)}{dt} = N_j(t) - M_{n,j}(t) \quad (\text{A.5})$$

où :

- $H_{n,j}(t)$ [mm eq. eau] est la hauteur du manteau neigeux de la bande d'altitude j au début du pas de temps t .
- $N_j(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la quantité de neige tombant sur la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $M_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la fonte de neige (si $M_{n,j}(t)$ est positif) ou le regel de l'eau de fonte nivale (si $M_{n,j}(t)$ est négatif) de la bande d'altitude j au pas de temps t .

2.3. Modèle de fonte nivale

Contrairement à un modèle physique qui chercherait à représenter explicitement les différentes strates de neige et ses échanges thermiques, le modèle GSM-SOCONT s'appuie sur une paramétrisation de type degré-jour pour estimer la fonte de neige à un pas de temps donné. Les méthodes de type degré-jour ne tiennent compte que de la température locale et estiment la lame d'eau de fonte en fonction du nombre de degrés au-dessus d'une certaine température seuil pendant un jour.

Lorsque la température journalière moyenne de la bande d'altitude j est supérieure à la température seuil de fonte, une partie du manteau neigeux fond. La fonte à un pas de temps donné est limitée par le stock de neige disponible. La fonte de neige $M_{n,j}(t)$ de la bande d'altitude j est la suivante :

$$\text{Si } T_j(t) \geq T_f \text{ alors } M_{n,j}(t) = \begin{cases} a_n \times (T_j(t) - T_f) & \text{si } a_n \times (T_j(t) - T_f) \leq H_{n,j}(t) \\ H_{n,j}(t) & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{A.6})$$

où :

- $T_j(t)$ [°C] est la température journalière moyenne de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- T_f [°C] est la température seuil de fonte de la neige.
- $M_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la fonte de neige (cas où $M_{n,j}(t)$ est positif) de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $H_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la hauteur du manteau neigeux de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- a_n [mm °C $^{-1}$ j^{-1}] est le facteur degré-jour de fonte de la neige.

2.4. Modèle de regel

Lorsque la température journalière moyenne de la bande d'altitude j est inférieure à la température seuil de fonte, une partie de l'eau de fonte nivale regèle. Le regel à un pas de temps donné est limité par la quantité d'eau liquide disponible au sein du manteau neigeux. Dans ce cas, le regel de l'eau de fonte nivale $M_{n,j}(t)$ de la bande d'altitude j est la suivante :

$$\text{Si } T_j(t) < T_f \text{ alors } M_{n,j}(t) = \begin{cases} a_r \times (T_j(t) - T_f) & \text{si } |a_r \times (T_j(t) - T_f)| \leq W_{n,j}(t) \\ -W_{n,j}(t) & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{A.7})$$

où :

- $T_j(t)$ [°C] est la température journalière moyenne de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- T_f [°C] est la température seuil de fonte de la neige.
- $M_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est le regel de l'eau de fonte nivale (cas où $M_{n,j}(t)$ est négatif) de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $W_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est le stock d'eau liquide au sein du manteau neigeux de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $a_r = \text{ARAN} \times a_n$ [mm °C $^{-1}$ j^{-1}] est le facteur degré-jour de regel de l'eau de fonte nivale, ARAN [-] étant le rapport des facteurs degré-jour de regel de l'eau de fonte nivale et de fonte de la neige.

2.5. Modèle de fonte glaciaire

Pour les bandes d'altitude j couvertes de glacier, le stock de glace est supposé infini. La transformation de la neige en névé et en glace n'est pas simulée. La fonte glaciaire n'est possible que lorsque le glacier n'est pas couvert de neige. Dans le modèle, le stock de glace est soumis à une fonte superficielle lorsque le stock de neige simulé est nul et que la température journalière moyenne de la

bande d'altitude j dépasse la température seuil de fonte. La même approche de type degré-jour est utilisée pour calculer la fonte de glace $M_{g,j}(t)$ de la bande d'altitude glaciaire j :

$$M_{g,j}(t) = \begin{cases} a_g \times (T_j(t) - T_f) & \text{si } T_j(t) \geq T_f \text{ et } H_{n,j}(t) = 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{A.8})$$

où :

- $T_j(t)$ [°C] est la température journalière moyenne de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- T_f [°C] est la température seuil de fonte de la glace.
- $M_{g,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la fonte de glace de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $H_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la hauteur du manteau neigeux de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- a_g [mm °C $^{-1}$ j^{-1}] est le facteur degré-jour de fonte de la glace.

3. Module de production de débit

3.1. Partie non glaciaire

3.1.1. Pluie équivalente

Nous supposons que le manteau neigeux possède une certaine capacité de rétention lui permettant de stocker l'eau liquide provenant soit de sa fonte, soit des précipitations liquides. La capacité de rétention est supposée proportionnelle à l'équivalent en eau du manteau neigeux selon KUCHMENT & GELFAN [1996]. L'évolution du stock d'eau liquide disponible au sein du manteau neigeux $W_{n,j}(t)$ de la bande d'altitude non glaciaire j est ainsi calculée comme suit :

$$\frac{W_{n,j}(t)}{dt} = Pl_j(t) + M_{n,j}(t) \quad (\text{A.9})$$

où :

- $W_{n,j}(t)$ [mm eq. eau] est le stock d'eau liquide au sein du manteau neigeux de la bande d'altitude j au début du pas de temps t .
- $Pl_j(t)$ [mm j^{-1}] est la quantité de pluie tombant sur la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $M_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la fonte de neige (cas où $M_{n,j}(t)$ est positif) de la bande d'altitude j au pas de temps t .

La partie liquide du manteau neigeux évolue différemment selon que le manteau neigeux est saturé en eau ou non. Nous supposons qu'un débit de ruissellement est produit par le manteau neigeux lorsque sa teneur en eau liquide dépasse sa capacité de rétention d'eau maximale. La vidange d'une partie de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux produit alors une pluie équivalente $P_{eq,j}(t)$ issue de la bande d'altitude non glaciaire j considérée :

$$P_{\text{eq},j}(t) = \begin{cases} \frac{1}{K_F} \times (\theta_{n,j}(t) - C_R) \times H_{n,j}(t) & \text{si } \theta_{n,j}(t) \geq C_R \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{A.10})$$

où :

- $P_{\text{eq},j}(t)$ [mm j⁻¹] est la pluie équivalente produite sur la bande d'altitude j au pas de temps t.
- $\theta_{n,j}(t) = \frac{W_{n,j}(t)}{H_{n,j}(t)}$ [-] est la teneur en eau liquide du manteau neigeux de la bande d'altitude j au pas de temps t.
- $W_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j⁻¹] est le stock d'eau liquide au sein du manteau neigeux de la bande d'altitude j au pas de temps t.
- $H_{n,j}(t)$ [mm eq. eau j⁻¹] est la hauteur du manteau neigeux de la bande d'altitude j au pas de temps t.
- C_R [-] est la capacité de rétention d'eau maximale du manteau neigeux.
- K_F [-] est un paramètre qui doit être supérieur ou égal à 1, sous peine d'entraîner une non-conservation du volume d'eau.

3.1.2. Pluie nette et infiltration

La pluie équivalente $P_{\text{eq},j}(t)$ de la bande d'altitude non glaciaire j est ensuite transformée en débit à l'aide de deux réservoirs linéaires : le réservoir rapide R et le réservoir superficiel U. Le remplissage du réservoir superficiel $S_{u,j}(t)$ varie entre 0 et une capacité de stockage maximale A. La pluie équivalente $P_{\text{eq},j}(t)$ de la bande d'altitude non glaciaire j est alors divisée en pluie nette alimentant le réservoir rapide R et en infiltration alimentant le réservoir superficiel U :

$$P_{\text{net},j}(t) = P_{\text{eq},j}(t) \times \left(\frac{S_{u,j}(t)}{A} \right)^2 \quad (\text{A.11})$$

$$P_{\text{inf},j}(t) = P_{\text{eq},j}(t) - P_{\text{net},j}(t) \quad (\text{A.12})$$

où :

- $P_{\text{net},j}(t)$ [mm j⁻¹] est la pluie nette produite sur la bande d'altitude j au pas de temps t.
- $P_{\text{eq},j}(t)$ [mm j⁻¹] est la pluie équivalente produite sur la bande d'altitude j au pas de temps t.
- $S_{u,j}(t)$ [mm j⁻¹] est le stockage du réservoir superficiel U au pas de temps t.
- A [mm] est la capacité de stockage maximale du réservoir superficiel U.
- $\frac{S_{u,j}(t)}{A}$ [-] est le degré de remplissage du réservoir superficiel U.
- $P_{\text{inf},j}(t)$ [mm j⁻¹] est l'infiltration produite sur la bande d'altitude j au pas de temps t.

3.1.3. Réservoir rapide R

Le réservoir rapide R étant linéaire, la composante rapide du débit $q_{r,j}(t)$ de la bande d'altitude j non glaciaire s'exprime ainsi (pour $t_2 > t_1$) :

$$q_{r,j}(t_2) = q_{r,j}(t_1) \times e^{-\frac{(t_2-t_1)}{k_r}} + P_{\text{net},j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{(t_2-t_1)}{k_r}} \right) \quad (\text{A.13})$$

où :

- $q_{r,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir rapide R au pas de temps t .
- $P_{\text{net},j}(t)$ [mm j^{-1}] est la pluie nette produite sur la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $k_r [j]$ est la constante de vidange du réservoir rapide R .

3.1.4. Réservoir superficiel U

Le réservoir superficiel U possède deux sorties pour chaque bande d'altitude j non glacière : le débit superficiel $q_{u,j}(t)$ qui dépend linéairement du stockage du réservoir superficiel U et l'évapotranspiration réelle $ETR_j(t)$ qui est fonction de l'évapotranspiration potentielle :

$$q_{u,j}(t) = k_u \times S_{u,j}(t) \quad (\text{A.14})$$

$$ETR_j(t) = ETP_j(t) \times \left(\frac{S_{u,j}(t)}{A} \right)^{0,5} \quad (\text{A.15})$$

où :

- $q_{u,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir superficiel U au pas de temps t .
- $k_u [j]$ est la constante de vidange du réservoir superficiel U .
- $S_{u,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le stockage du réservoir superficiel U au pas de temps t .
- A [mm] est la capacité de stockage maximale du réservoir superficiel U .
- $\frac{S_{u,j}(t)}{A}$ [-] est le degré de remplissage du réservoir superficiel U .
- $ETR_j(t)$ [mm j^{-1}] est l'évapotranspiration réelle de la bande d'altitude j au pas de temps t .
- $ETP_j(t)$ [mm j^{-1}] est l'évapotranspiration potentielle de la bande d'altitude j au pas de temps t .

3.1.5. Partage du débit superficiel

L'écoulement vidangé par le réservoir superficiel U peut soit générer un écoulement retardé vers la rivière, soit alimenter les nappes de vallées par percolation profonde. La répartition entre ces deux flux se fait par l'intermédiaire d'un paramètre XX . Ce paramètre varie entre 0 et 1.

Lorsque XX tend vers 1, l'écoulement est essentiellement redirigé vers la rivière. Cela correspond aux petits bassins de montagne dont les débits sont plutôt générés par les écoulements de surface et les écoulements retardés, sans contribution importante des nappes profondes. A l'inverse, lorsque XX tend vers 0, l'écoulement est essentiellement dirigé vers les nappes souterraines. Cette configuration correspond plutôt aux grands bassins de plaine dont le débit de base est important.

Par conséquent, une partie du débit superficiel : $XX \times q_{u,j}(t)$ alimente deux réservoirs linéaires sous-superficiels $L1$ et $L2$ en série tandis que l'autre partie : $(1 - XX) \times q_{u,j}(t)$ alimente deux réservoirs linéaires souterrains profonds $P1$ et $P2$ en série. Par rapport à un réservoir linéaire de constante de vidange k , la succession de deux réservoirs linéaires en série et ayant la même constante de vidange $k/2$ permet de diminuer la réactivité simulée du bassin versant.

3.1.6. Réservoirs sous-superficiels L1 et L2

Les débits sous-superficiels $q_{l1,j}(t)$ et $q_{l2,j}(t)$ de la bande d'altitude non glaciaire j issus des réservoirs linéaires superficiels L1 et L2 sont simulés avec les relations suivantes (pour $t_2 > t_1$) :

$$q_{l1,j}(t_2) = q_{l1,j}(t_1) \times e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_1}} + XX \times q_{u,j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_1}}\right) \quad (\text{A.16})$$

$$q_{l2,j}(t_2) = q_{l2,j}(t_1) \times e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_1}} + q_{l1,j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_1}}\right) \quad (\text{A.17})$$

où :

- $q_{l1,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir sous-superficiel L1 au pas de temps t .
- $q_{l2,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir sous-superficiel L2 au pas de temps t .
- $XX \times q_{u,j}(t)$ [mm j^{-1}] est la partie du débit superficiel de la bande d'altitude j qui alimente le réservoir sous-superficiel L1 au pas de temps t .
- $k_1/2$ [j] est la constante de vidange de chaque réservoir sous-superficiel.

3.1.7. Réservoirs souterrains profonds P1 et P2

Les débits de base $q_{p1,j}(t)$ et $q_{p2,j}(t)$ de la bande d'altitude non glaciaire j issus des réservoirs souterrains profonds linéaires P1 et P2 sont simulés avec les relations suivantes (pour $t_2 > t_1$) :

$$q_{p1,j}(t_2) = q_{p1,j}(t_1) \times e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_p}} + (1 - XX) \times q_{u,j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_p}}\right) \quad (\text{A.18})$$

$$q_{p2,j}(t_2) = q_{p2,j}(t_1) \times e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_p}} + q_{p1,j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{2(t_2-t_1)}{k_p}}\right) \quad (\text{A.19})$$

où :

- $q_{p1,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir souterrain profond P1 au pas de temps t .
- $q_{p2,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir souterrain profond P2 au pas de temps t .
- $(1 - XX) \times q_{u,j}(t)$ [mm j^{-1}] est la partie du débit superficiel de la bande d'altitude j qui alimente le réservoir souterrain profond P1 au pas de temps t .
- $k_p/2$ [j] est la constante de vidange de chaque réservoir souterrain profond.

3.1.8. Débit total d'une bande d'altitude non glaciaire

Le débit total d'une bande d'altitude non glaciaire est la somme des débits issus des réservoirs rapide R, sous-superficiel L2 et souterrain profond P2 et s'écrit :

$$Q_{j,j \in \text{NG}}(t) = c_u \times A_j \times \left(q_{r,j}(t) + q_{l2,j}(t) + q_{p2,j}(t)\right) \quad \forall j \in \text{NG} \quad (\text{A.20})$$

où :

- $Q_{j,j \in \text{NG}}(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total de la bande d'altitude non glaciaire j au pas de temps t .
- c_u [-] est un coefficient de changement d'unités.
- A_j [km^2] est la surface de la bande d'altitude non glaciaire j .
- $q_{r,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir rapide R au pas de temps t .
- $q_{l2,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir sous-superficiel L2 au pas de temps t .
- $q_{p2,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir souterrain profond P2 au pas de temps t .

3.2. Partie glaciaire

3.2.1. Pluie équivalente

Le calcul de la pluie équivalente pour la partie glaciaire est réalisé de manière similaire à celui de la pluie équivalente pour la partie non glaciaire (Éq. A.9 et A.10).

3.2.2. Réservoir neige N

La pluie équivalente $P_{\text{eq},j}(t)$ de la bande glaciaire j alimente un réservoir neige N linéaire et produit la composante nivale du débit comme suit (pour $t_2 > t_1$) :

$$q_{n,j}(t_2) = q_{n,j}(t_1) \times e^{-\frac{(t_2-t_1)}{k_n}} + P_{\text{eq},j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{(t_2-t_1)}{k_n}}\right) \quad (\text{A.21})$$

où :

- $q_{n,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir neige N au pas de temps t .
- k_n [j] est la constante de vidange du réservoir neige N.
- $P_{\text{eq},j}(t)$ [mm j^{-1}] est la pluie équivalente produite sur la bande d'altitude j au pas de temps t .

3.2.3. Réservoir glace G

L'eau de fonte glaciaire $M_{g,j}(t)$ de la bande glaciaire j alimente un réservoir glace G linéaire et produit la composante glaciaire du débit comme suit (pour $t_2 > t_1$) :

$$q_{g,j}(t_2) = q_{g,j}(t_1) \times e^{-\frac{(t_2-t_1)}{k_g}} + M_{g,j}(t_2) \times \left(1 - e^{-\frac{(t_2-t_1)}{k_g}}\right) \quad (\text{A.22})$$

où :

- $q_{g,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir glace G au pas de temps t .
- k_g [j] est la constante de vidange du réservoir glace G.
- $M_{g,j}(t)$ [mm eq. eau j^{-1}] est la fonte de glace de la bande d'altitude j au pas de temps t .

3.2.4. Débit total d'une bande d'altitude glaciaire

Le débit total d'une bande d'altitude glaciaire est la somme des débits issus des réservoirs neige N et glace G et s'écrit :

$$Q_{j,j \in G}(t) = c_u \times A_j \times (q_{n,j}(t) + q_{g,j}(t)) \quad \forall j \in G \quad (\text{A.23})$$

où :

- $Q_{j,j \in G}(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total de la bande d'altitude glaciaire j au pas de temps t.
- c_u [-] est un coefficient de changement d'unités.
- A_j [km^2] est la surface de la bande d'altitude glaciaire j.
- $q_{n,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir neige N au pas de temps t.
- $q_{g,j}(t)$ [mm j^{-1}] est le débit de la bande d'altitude j issu du réservoir glace G au pas de temps t.

3.3. Débit total d'un sous-bassin

Pour un sous-bassin donné, le débit total de chaque bande d'altitude j est obtenu en sommant les contributions glaciaire et non glaciaire :

$$Q_j(t) = Q_{j,j \in G}(t) + Q_{j,j \in NG}(t) \quad (\text{A.24})$$

où :

- $Q_j(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total de la bande d'altitude j au pas de temps t.
- $Q_{j,j \in G}(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total de la bande d'altitude glaciaire j au pas de temps t.
- $Q_{j,j \in NG}(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total de la bande d'altitude non glaciaire j au pas de temps t.

Le débit total du sous-bassin considéré est ensuite obtenu en sommant les contributions des n bandes d'altitude le constituant :

$$Q(t) = \sum_{j=1}^n Q_j(t) \quad (\text{A.25})$$

où :

- $Q(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total d'un sous-bassin au pas de temps t.
- $Q_j(t)$ [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] est le débit total de la bande d'altitude j au pas de temps t.

4. Module de transfert de débit

Les différentes contributions du débit de chaque sous-bassin sont propagées vers leur exutoire de manière indépendante. Les débits simulés pour les sous-bassins sont additionnés pour produire ceux à chaque station hydrométrique et à l'exutoire du bassin versant. Le pas de temps journalier utilisé dans les simulations et la taille relativement petite du bassin versant permettent de ne pas tenir compte de l'acheminement des débits à travers le réseau hydrographique.

Estimation de l'évaporation du Léman

L'évaporation E du Léman est estimée au pas de temps journalier à partir de l'équation de Rohwer [ROHWER, 1931] :

$$E(t) = 0,77 \times (1,465 - 0,0186 \times p_{10m}(t)) \times (0,44 + 0,118 \times U_{10m}(t)) \times (e_{s_{surf}}(t) - e_{a_{10m}}(t)) \quad (B.1)$$

où :

- $E(t)$ [in j^{-1}] est l'évaporation du Léman au pas de temps t .
- $p_{10m}(t)$ [inHg] est la pression atmosphérique à 10 m au pas de temps t . Elle est obtenue à partir de la pression atmosphérique à la surface du lac $p_{surf}(t)$ au pas de temps t :

$$p_{10m}(t) = p_{surf}(t) - 1,2 \quad (B.2)$$

avec $p_{10m}(t)$ et $p_{surf}(t)$ en hPa.

- $U_{10m}(t)$ [mph] est la vitesse du vent à 10 m au pas de temps t .
- $e_{s_{surf}}(t)$ [inHg] est la pression de vapeur de l'air saturé à la température de surface du lac $T_{surf}(t)$ au pas de temps t . Elle est calculée à partir de la formule de Tetens :

$$e_{s_{surf}}(t) = 6,1078 \times \exp\left(\frac{17,27 \times T_{surf}(t)}{T_{surf}(t) + 237,3}\right) \quad (B.3)$$

avec $e_{s_{surf}}(t)$ en hPa et $T_{surf}(t)$ en °C.

- $e_{a_{10m}}(t)$ [inHg] est la pression actuelle de la vapeur dans l'air à 10 m au pas de temps t . Elle est calculée à partir de la pression atmosphérique à 10 m $p_{10m}(t)$ au pas de temps t et de l'humidité spécifique à 10 m $HS_{10m}(t)$ au pas de temps t :

$$e_{a_{10m}}(t) = \frac{p_{10m}(t) \times HS_{10m}(t)}{0,622} \quad (\text{B.4})$$

avec $e_{a_{10m}}(t)$ et $p_{10m}(t)$ en hPa et $HS_{10m}(t)$ en $\text{kg}_{\text{eau}} \text{kg}_{\text{air humide}}^{-1}$.

Nous avons effectué les conversions d'unités en utilisant les formules suivantes :

- $1 \text{ hPa} = 0,02953 \text{ inHg}$
- $1 \text{ m s}^{-1} = 2,237 \text{ mph}$
- $1 \text{ in} = 25,4 \text{ mm}$

Quatre variables sont donc nécessaires pour calculer l'évaporation $E(t)$ du Léman à chaque pas de temps t : la température de surface du lac $T_{\text{surf}}(t)$, la pression atmosphérique à la surface du lac $p_{\text{surf}}(t)$, la vitesse du vent à 10 m $U_{10m}(t)$ et l'humidité spécifique à 10 m $HS_{10m}(t)$.

La température de surface du lac $T_{\text{surf}}(t)$ est extraite du modèle hydrologique GSM-SOCONT à chaque pas de temps t . Les trois autres variables sont extraites de la simulation MAR forcée par les données de la réanalyse atmosphérique ERA-20C au pas de temps journalier sur la période 1902-2009 et utilisées pour réaliser les simulations sur le dernier siècle (Chap. V).

Pour les simulations sur le dernier millénaire (Chap. VI), aucune donnée de pression atmosphérique à la surface du lac $p_{\text{surf}}(t)$, de vitesse du vent à 10 m $U_{10m}(t)$ et d'humidité spécifique à 10 m $HS_{10m}(t)$ n'est disponible. Un modèle d'évaporation $E(t)$ qui ne dépend que de la température à la surface du lac $T_{\text{surf}}(t)$ au premier ordre a été construit pour chaque mois de l'année :

$$E(t) = a \times T_{\text{surf}}(t) + b \quad (\text{B.5})$$

Les valeurs de $E(t)$ et $T_{\text{surf}}(t)$ utilisées pour construire le modèle linéaire de chaque mois ont été obtenues à partir d'une simulation réalisée sur la période 1961-2015 à partir des données météorologiques observées. Une chronique d'évaporation journalière $E(t)$ a ensuite été calculée pour chaque simulation millénaire à partir de ce modèle.

Algorithme de régulation du Léman

1. Première estimation du débit en sortie du lac

Pour chaque jour de la simulation :

- Une variation de niveau cible [m] est calculée au pas de temps (t+1) à partir d'un niveau cible du Léman à atteindre au pas de temps (t+1) et du niveau final du Léman au pas de temps t :

$$\Delta N_{\text{cible}}(t+1) = N_{\text{cible}}(t+1) - N_{\text{final}}(t) \quad (\text{C.1})$$

Le niveau final du lac au début de la simulation est égal à 372,15 m, ce qui correspond au niveau moyen du lac lors d'un 1^{er} janvier (Fig. C.1).

- Une variation de volume cible [m³ s⁻¹] au pas de temps (t+1) est déduite de la variation de niveau cible au pas de temps (t+1) et de la surface du Léman (S = 580 km²) :

$$\Delta V_{\text{cible}}(t+1) = \frac{\Delta N_{\text{cible}}(t+1) \times 580 \times 1000}{24 \times 3,6} \quad (\text{C.2})$$

- Une variation possible du volume du lac [m³ s⁻¹] au pas de temps (t+1) est obtenue en considérant le minimum de la variation du volume cible au pas de temps (t+1) et du débit en sortie du réservoir au pas de temps (t+1) :

$$\Delta V_{\text{possible}}(t+1) = \min \left(\Delta V_{\text{cible}}(t+1), Q_{\text{réservoir}}(t+1) \right) \quad (\text{C.3})$$

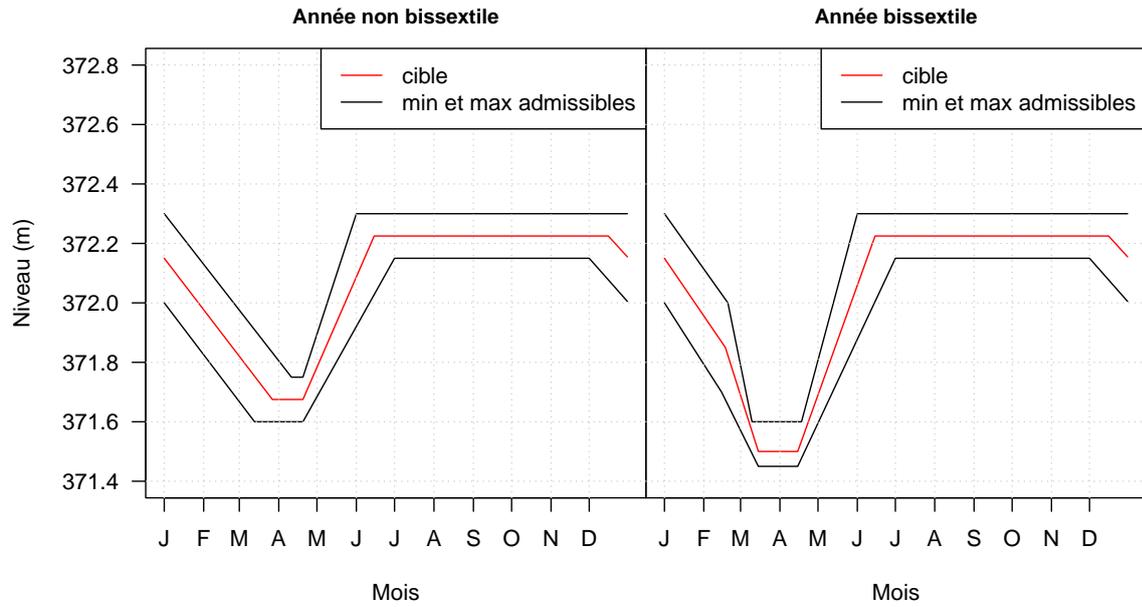


FIGURE C.1 – Niveaux cibles et minimum/maximum admissibles utilisés pour la régulation du Léman.

- Une estimation du débit en sortie du lac [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] au pas de temps $(t+1)$ est par suite calculée à partir du débit en sortie du réservoir au pas de temps $(t+1)$ et de la variation possible du volume du lac au pas de temps $(t+1)$:

$$Q_{\text{estimé}}(t+1) = Q_{\text{réservoir}}(t+1) - \Delta V_{\text{possible}}(t+1) \quad (\text{C.4})$$

2. Respect du débit réservé et du niveau minimum admissible

Si le débit en sortie du lac estimé au pas de temps $(t+1)$ est inférieur au débit réservé, alors le débit final en sortie du lac au pas de temps $(t+1)$ est imposé (à $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ entre le 1^{er} Mai et le 30 Septembre ou à $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ entre le 1^{er} Octobre et le 30 Avril) et le niveau final du lac au pas de temps $(t+1)$ est recalculé :

$$\begin{cases} \Delta V_{\text{final}}(t+1) = Q_{\text{réservoir}}(t+1) - Q_{\text{final}}(t+1) \\ \Delta N_{\text{final}}(t+1) = \frac{\Delta V_{\text{final}}(t+1) \times 24 \times 3,6}{580 \times 1000} \\ N_{\text{final}}(t+1) = N_{\text{final}}(t) + \Delta N_{\text{final}}(t+1) \end{cases} \quad (\text{C.5})$$

Les contraintes de débit réservé et de niveau minimal admissible peuvent ne pas être vérifiées en même temps, i.e. dans le cas où le débit réservé au pas de temps $(t+1)$ est respecté mais que le niveau final du lac au pas de temps $(t+1)$ est inférieur au niveau minimal admissible au pas de temps $(t+1)$.

Nous considérons que le respect du niveau minimal admissible prime sur le respect du débit réservé. Dans ce cas, le niveau final du lac au pas de temps (t+1) est imposé au niveau minimal admissible au pas de temps (t+1) et le débit final en sortie du lac au pas de temps (t+1) est recalculé :

$$\begin{cases} \Delta N_{\text{final}}(t+1) &= N_{\text{final}}(t+1) - N_{\text{final}}(t) \\ \Delta V_{\text{final}}(t+1) &= \frac{\Delta N_{\text{final}}(t+1) \times 580 \times 1000}{24 \times 3,6} \\ Q_{S_{\text{final}}}(t+1) &= Q_{S_{\text{réservoir}}}(t+1) - \Delta V_{\text{final}}(t+1) \end{cases} \quad (\text{C.6})$$

Il peut arriver que le débit en sortie du lac au pas de temps (t+1) calculé soit négatif. Dans ce cas, nous fixons arbitrairement un débit final en sortie du lac de $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au pas de temps (t+1) et nous recalculons le niveau final du lac au pas de temps (t+1) à partir du système d'Éq. C.5.

3. Respect du débit maximum autorisé et du niveau maximum admissible

Si le débit en sortie du lac estimé au pas de temps (t+1) dépasse le débit maximum autorisé, alors le débit de sortie final du lac au pas de temps (t+1) est imposé à $550 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et le niveau final du lac au pas de temps (t+1) est recalculé à partir du système d'Éq. C.5.

Les contraintes de débit maximum autorisé et de niveau maximal admissible peuvent ne pas être vérifiées en même temps, i.e. dans le cas où le débit maximum autorisé au pas de temps (t+1) est respecté mais que le niveau final du lac au pas de temps (t+1) est supérieur au niveau maximal admissible au pas de temps (t+1).

Nous considérons que le respect du niveau maximal admissible prime sur le respect du débit maximum autorisé. Dans ce cas, le niveau final du lac au pas de temps (t+1) est imposé au niveau maximal admissible au pas de temps (t+1) et le débit final en sortie du lac au pas de temps (t+1) est recalculé à partir du système d'Éq. C.6.

Ainsi, en cas de fortes crues, une partie du volume d'eau est stocké dans le Léman jusqu'à atteindre le niveau maximum admissible et le reste du volume d'eau est évacué en sortie du lac par l'ouvrage du Seujet. Le débit de sortie du lac peut alors dépasser $550 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Cette exception correspond à la période de « hautes eaux du lac » mentionnée dans le Règlement de 1997 [CERCG, 1997].

Choix et structure de l'algorithme de calibration automatique DDS

1. Choix de l'algorithme

L'ajustement des paramètres d'un modèle hydrologique est crucial pour l'utilisateur puisqu'il détermine le niveau de confiance qu'il peut avoir envers l'outil de simulation. L'ajustement manuel des paramètres est toujours intéressant car il permet au modélisateur de comprendre le fonctionnement de son modèle et quels signaux hydrologiques sont sensibles à quels paramètres. L'ajustement manuel peut cependant devenir vite complexe et difficile à réaliser lorsque le nombre de paramètres est élevé. Le recours à des algorithmes d'optimisation automatique est donc très souvent la méthode envisagée.

Un algorithme couramment utilisé pour le calage des paramètres d'un modèle hydrologique est l'algorithme SCEUA (« Shuffled Complex Evolution University of Arizona » ; DUAN et al., 1993). Par sa forte popularité tant dans le domaine de la recherche que dans le milieu opérationnel, l'algorithme SCEUA apporte un standard au niveau de la performance des méthodes d'optimisation.

On peut également trouver dans la littérature des algorithmes plus récents :

- L'algorithme MADS (« Mesh Adaptive Direct Search » ; AUDET & DENNIS, 2006) qui se retrouve au sein d'un logiciel d'optimisation qui offre diverses fonctionnalités permettant à l'utilisateur d'adapter la méthode d'optimisation au contexte du problème de calage.
- L'algorithme DDS (« Dynamically Dimensionned Search » ; TOLSON & SHOEMAKER, 2007) qui parvient à cibler très rapidement des jeux de paramètres ayant une valeur de fonction objectif située très près des optima de l'espace paramétrique.

L'algorithme DDS a été choisi pour le calage des paramètres de chaque sous-bassin du Rhône amont. Parmi les nombreux atouts de l'algorithme DDS, nous pouvons citer :

- Sa stratégie de recherche adaptée au nombre maximal d'évaluations du modèle hydrologique fourni par l'utilisateur.
- Sa capacité à explorer globalement l'espace des paramètres et à trouver les zones d'optima de bonne qualité.
- Sa capacité à fournir rapidement une valeur de fonction objectif de bonne qualité.
- Sa grande simplicité de mise en œuvre.

2. Structure de l'algorithme

2.1. Initialisation

2.1.1. Principe de l'initialisation

Pour lancer l'algorithme, l'utilisateur doit fournir des valeurs pour les paramètres suivants :

- r : le pas de perturbation des paramètres.
- m : le nombre maximal d'itérations.

de même que pour les vecteurs associés aux paramètres du modèle hydrologique à caler :

- X_{\min} : le vecteur constitué des valeurs minimales que peuvent prendre les paramètres.
- X_{\max} : le vecteur constitué des valeurs maximales que peuvent prendre les paramètres.
- X_0 : le vecteur constitué du jeu de paramètres initial (optionnel).

2.1.2. Valeurs initiales choisies

Pour le pas de perturbation des paramètres r , nous utilisons la valeur 0,2 recommandée par TOLSON & SHOEMAKER [2007]. La valeur de r doit être suffisamment élevée pour pouvoir sortir des zones d'optima locaux de mauvaise qualité mais assez faible pour envisager l'exploration des zones au voisinage des optima locaux. Toutefois, si le jeu de paramètres initial est déjà de bonne qualité, il est recommandé d'utiliser un pas de perturbation des paramètres r plus faible afin de concentrer la recherche autour de ce point (r de 0,1).

Le nombre maximal d'itérations m est fixé à 1000. Ce nombre d'itérations est suffisant pour faire converger l'algorithme vers un jeu de paramètres de bonne qualité et correspond à un temps de calcul raisonnable dans notre configuration.

Pour les valeurs maximales et minimales admissibles des paramètres, nous laissons la liberté à l'algorithme d'explorer de vastes zones de l'espace paramétrique en choisissant de larges intervalles (Tableau D.1). Le choix du jeu de paramètre initial a peu d'importance puisque nous effectuons le calage sur de grandes périodes.

TABLEAU D.1 – Valeurs minimales/maximales admissibles et valeurs initiales des paramètres du modèle hydrologique GSM-SOCONT pour l'algorithme d'optimisation automatique DDS.

Paramètre	Notation	Unité	X_{\min}	X_{\max}	X_0
Facteur degré-jour de fonte de la neige	a_n	mm °C ⁻¹ j ⁻¹	1	10	2
Facteur degré-jour de fonte de la glace	a_g	mm °C ⁻¹ j ⁻¹	2	15	3
Constante de vidange du réservoir neige	k_n	h	1	100	10
Constante de vidange du réservoir glace	k_g	h	1	100	10
Constante de vidange du réservoir rapide	k_r	h	1	100	10
Constante de vidange du réservoir superficiel	k_u	h	10	1000	200
Capacité de stockage maximale du réservoir superficiel	A	mm	30	300	200
Coefficient de répartition du débit superficiel	XX	-	0	1	0,5
Constante de vidange des deux réservoirs sous-superficiels	k_l	h	20	2000	200
Constante de vidange des deux réservoirs souterrains profonds	k_p	h	100	4000	400

2.2. Évaluation initiale

L'algorithme DDS travaille avec un seul jeu de paramètres qu'il perturbera par la suite. Il calcule d'abord la valeur de la fonction objectif $F(X_0)$ pour un jeu de paramètres initial X_0 . Ce dernier peut être fourni par l'utilisateur ou généré aléatoirement par l'algorithme. Puisqu'aucune perturbation n'a encore été effectuée, la meilleure valeur de la fonction objectif trouvée F_{best} est égale à la valeur de la fonction objectif initiale $F(X_0)$. Le meilleur jeu de paramètres trouvé X_{best} est égal au jeu de paramètres initial X_0 et le nombre d'itérations i du modèle est égal à 1.

2.3. Sélection des paramètres perturbés

L'algorithme DDS réalise une expérience de Bernoulli pour chaque paramètre du vecteur X_{best} avec une probabilité de succès P définie de la manière suivante :

$$P(i) = 1 - \frac{\ln(i)}{\ln(m)} \quad (\text{D.1})$$

où :

- i est le nombre d'itérations ($i = 1, \dots, m$).
- m est le nombre d'itérations maximal.

Si l'expérience de Bernoulli est un succès, le paramètre en question est sélectionné pour être perturbé.

Selon l'Éq. D.1, plus le nombre d'itérations i augmente, plus la probabilité de succès $P(i)$ pour qu'un paramètre soit sélectionné devient faible. Si aucun paramètre n'est choisi en raison d'une probabilité de succès $P(i)$ trop faible, l'algorithme sélectionnera un seul paramètre de façon aléatoire parmi le meilleur jeu de paramètres X_{best} .

2.4. Perturbation des paramètres

Chaque paramètre sélectionné pour subir une perturbation X_{best}^j est modifié comme suit :

$$X_{\text{new}}^j = X_{\text{best}}^j + r \times (X_{\text{max}}^j - X_{\text{min}}^j) \times N(0, 1) \quad (\text{D.2})$$

où :

- X_{new}^j est la valeur du paramètre après perturbation.
- $N(0, 1)$ est une valeur aléatoire issue de la loi normale centrée réduite.

Selon l'Éq. D.2, il est possible que la valeur du paramètre après perturbation X_{new}^j dépasse les valeurs admissibles X_{max}^j ou X_{min}^j fixées lors de l'étape d'initialisation. Dans ce cas, la valeur du paramètre après perturbation X_{new}^j est modifiée :

- Si la valeur du paramètre après perturbation X_{new}^j est plus grande que la valeur maximale admissible X_{max}^j , alors X_{new}^j est modifié comme suit :

$$X_{\text{new}}^j = X_{\text{max}}^j - (X_{\text{new}}^j - X_{\text{max}}^j) \quad (\text{D.3})$$

La modification ne doit toutefois pas entraîner un dépassement de la valeur minimale admissible X_{min}^j . Si tel est le cas, X_{new}^j est repositionné sur la valeur maximale X_{max}^j .

- Si la valeur du paramètre après perturbation X_{new}^j est plus petite que la valeur minimale admissible X_{min}^j , alors X_{new}^j est modifié comme suit :

$$X_{\text{new}}^j = X_{\text{min}}^j + (X_{\text{min}}^j - X_{\text{new}}^j) \quad (\text{D.4})$$

La modification ne doit toutefois pas entraîner un dépassement de la valeur maximale admissible X_{max}^j . Si tel est le cas, X_{new}^j est repositionné sur la valeur minimale X_{min}^j .

2.5. Évaluation après perturbation

Une fois les perturbations et les éventuelles modifications effectuées, l'algorithme évalue la valeur de la fonction objectif $F(X_{\text{new}})$ du nouveau jeu de paramètres X_{new} . Comme nous cherchons à minimiser la valeur de la fonction objectif, si $F(X_{\text{new}})$ est plus faible que la meilleure valeur de la fonction objectif F_{best} , alors le meilleur jeu de paramètres X_{best} devient égal au nouveau jeu de paramètres X_{new} . Sinon, le nouveau jeu de paramètres X_{new} est rejeté et le meilleur jeu de paramètres trouvé à ce stade de l'optimisation X_{best} est conservé.

2.6. Vérification du critère d'arrêt

Une vérification est faite quant au nombre d'itérations i effectuées jusqu'alors en le comparant avec le nombre d'itérations maximal m . Si le nombre m est atteint, la recherche de l'algorithme est terminée. Sinon, l'algorithme recommence le processus de sélection et de perturbation de certains paramètres du meilleur jeu de paramètres X_{best} .

Modèle de secours du module de désagrégation spatiale du modèle SCAMP

1. Principe du modèle de secours

Pour chaque jour de la période de simulation et chaque scénario de précipitation de bassin $P_{\text{bassin_SCE}}$, lorsque le rapport $\frac{P_{\text{bassin_SCE}}}{P_{\text{bassin_ANA}}}$ de l'ensemble des 30 jours analogues est supérieur à un seuil donné, une précipitation de bassin issue d'un modèle de secours $P_{\text{bassin_secours}}$ est appliquée à la place de la précipitation de bassin de l'analogue le plus proche $P_{\text{bassin_ANA}}$ afin d'éviter la génération de précipitations locales irréalistes. Cette configuration correspond à 0,1 % des jours de simulation.

2. Composition du modèle de secours

Le modèle de secours est composé d'observations de la période d'archive (1961-2009). Un ensemble de 100 valeurs de précipitation de bassin et locales a été retenu pour chaque mois :

- Dans le cas d'une précipitation non extrême, 15 classes de précipitation de bassin : $P_{\text{bassin_classes}} \in [0; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,8; 1; 1,5; 2; 3; 5; 10; 15; 20]$ ont été définies et les jours tels que : $\frac{P_{\text{bassin_classes}}}{1,5} \leq P_{\text{bassin}} \leq P_{\text{bassin_classes}} \times 1,5$ ont été repérés. Si moins de 100 valeurs de précipitation de bassin ont été sélectionnées, certaines valeurs ont été retenues plusieurs fois au hasard. Si plus de 100 valeurs de précipitation de bassin ont été sélectionnées, seulement 100 valeurs ont été conservées au hasard. Les précipitations aux stations associées à ces jours ont ensuite été extraites.

- Dans le cas d'une précipitation extrême, une 16^{ème} classe a été constituée. Les jours avec les 50 valeurs de précipitation de bassin les plus fortes ont été sélectionnés et chaque valeur a été utilisée 2 fois. Les précipitations aux stations associées à ces jours ont ensuite été extraites.

Pour savoir si on est dans le cas d'une précipitation extrême pour un jour de simulation et un scénario donnés, une fenêtre glissante de 3 mois centrée sur le mois du jour de simulation est considérée. Les 100 valeurs du modèle de secours pour ces 3 mois et pour la classe des extrêmes sont sélectionnées. Le maximum de ces 100×3 valeurs de précipitation de bassin est ensuite identifié. Si $P_{\text{bassin SCE}}$ est supérieur à ce maximum, alors on est dans le cas d'une précipitation extrême.

3. Application du modèle de secours

Dans le cas d'une précipitation non extrême, la structure spatiale des précipitations du jour analogue le plus proche est utilisée pour la désagrégation du scénario de précipitation de bassin $P_{\text{bassin SCE}}$. La valeur de $P_{\text{bassin secours}}$ sélectionnée est celle conduisant au minimum de RMSE entre les précipitations aux stations du modèle de secours et les précipitations aux stations de l'analogue le plus proche. Les valeurs locales du jour analogue le plus proche sont ensuite mises à l'échelle à l'aide du coefficient $\frac{P_{\text{bassin SCE}}}{P_{\text{bassin secours}}}$ puis utilisées comme scénarios locaux.

Dans le cas d'une précipitation extrême, la structure spatiale des précipitations du jour analogue ayant la valeur maximale de précipitation de bassin est utilisée pour la désagrégation du scénario de précipitation de bassin $P_{\text{bassin SCE}}$. La valeur de $P_{\text{bassin secours}}$ sélectionnée est celle pour la classe des extrêmes conduisant au minimum de RMSE entre les précipitations aux stations du modèle de secours et les précipitations aux stations de l'analogue ayant la valeur maximale de précipitation de bassin. Les valeurs locales du jour analogue ayant la valeur maximale de précipitation de bassin sont ensuite mises à l'échelle à l'aide du coefficient $\frac{P_{\text{bassin SCE}}}{P_{\text{bassin secours}}}$ puis utilisées comme scénarios locaux.