



**HAL**  
open science

# Grenoble Alpes Métropole et son adaptation au changement climatique - Caractérisation et évolution des scénarios atmosphériques générateurs de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

Antoine Blanc

► **To cite this version:**

Antoine Blanc. Grenoble Alpes Métropole et son adaptation au changement climatique - Caractérisation et évolution des scénarios atmosphériques générateurs de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Météorologie. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2022. Français. NNT : 2022GRALU014 . tel-04012628

**HAL Id: tel-04012628**

**<https://theses.hal.science/tel-04012628v1>**

Submitted on 3 Mar 2023

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

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



## THÈSE

Pour obtenir le grade de

## DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

**Antoine BLANC**

Thèse dirigée par **Juliette BLANCHET**

préparée au sein de l'**Institut des Géosciences de l'Environnement**  
dans l'**École Doctorale Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes**

**Grenoble Alpes Métropole et son adaptation au changement climatique - Caractérisation et évolution des scénarios atmosphériques générateurs de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises**

**Grenoble Alpes Metropole and its adaptation to climate change - Characterization and evolution of atmospheric scenarios driving extreme precipitation in the Northern French Alps**

Thèse soutenue publiquement le **12 mai 2022**,  
devant le jury composé de :

**Anne-Catherine FAVRE**

Professeure, Université Grenoble Alpes, Présidente du jury

**Pascal YIOU**

Chercheur sénior, CEA, Rapporteur

**Julien BOE**

Directeur de recherche, CNRS, Rapporteur

**Marco BORGHA**

Professeur, University of Padova, Examineur

**Bruno MANEVAL**

Grenoble Alpes Métropole, Invité

**Juliette BLANCHET**

Chargée de recherche, CNRS, Directrice de thèse





## Remerciements

Je remercie chaleureusement Juliette Blanchet, ma directrice de thèse. On m'avait dit que l'encadrement importait autant que le sujet dans un travail de thèse, et j'en prends maintenant toute la mesure! J'ai énormément appris au cours de ces trois années, autant sur le plan scientifique que sur la méthode de travail. La pertinence, la réactivité et l'efficacité de Juliette sont d'une aide remarquable pour un doctorant. Juliette a aussi été à l'origine d'une véritable dynamique autour de nos sujets de recherche au sein du laboratoire (la Team Blanchet!). Ces groupes de travail ont été source de beaucoup d'échanges, et m'ont permis d'acquérir une vision plus globale de mon objet d'étude. Enfin, travailler avec une personne si brillante et présente a été très motivant. Merci!

Je remercie Jean-Dominique Creutin qui a largement contribué au lancement et au suivi de cette thèse. Jean-Dominique apporte un recul indispensable sur nos travaux et notre projet de recherche. Il est toujours plaisant de rentrer dans les pensées de Jean-Dominique à chaque fois que ses gestes accompagnent son discours!

Je remercie les membres du projet Climat-Métro et en particulier Mohammed Kharbouche, mon jumeau de thèse, travaillant sur l'adaptation de la Métropole grenobloise au risque d'inondation. Nos échanges interdisciplinaires m'ont apporté une ouverture d'esprit sur notre objet d'étude. Merci pour ta volonté d'échanger régulièrement et pour ton implication dans nos projets communs. Notre co-réalisation de la BD Sciences en Bulle apparaît comme un bel accomplissement de ces interactions!

Je remercie la Métropole de Grenoble, et en particulier Bruno Maneval. C'est notamment l'accroche territoriale du projet Climat-Métro qui m'a motivée à me lancer dans cette thèse. Les différentes interactions entre chercheurs et acteurs du territoire ont été nombreuses, et l'intérêt montré par ces derniers pour nos sujets de recherche sont source de motivation. Bruno s'est montré présent dans le suivi de ma thèse, et ce jusqu'à la soutenance, malgré un emploi du temps des plus remplis. Merci!

Je remercie Jules Boulard et Léa D'Oliveira, stagiaires que j'ai eu la chance d'encadrer, qui ont fourni un travail de qualité m'ayant beaucoup aidé dans ma thèse! Je remercie aussi Alix Reverdy et Loïc Orillard pour avoir partagé une année de recherche à nos côtés sur la problématique du risque hydrométéorologique dans les Alpes. Je crois que nos échanges ont été de qualité, qu'ils soient pro ou perso!

Merci à Martin Menegoz, Benoit Hingray, Emmanuel Paquet et Rémy Garçon, membres de mon comité de thèse, pour avoir pris le temps de lire et écouter mes travaux. Vos retours constructifs m'ont permis de prendre du recul et ont bien évidemment orienté cette thèse!

Je remercie l'équipe HMCIS pour la dynamique et les échanges scientifiques, et en particulier Brice Boudevillain, co-responsable de l'équipe. Le dévouement de Brice pour les non-permanents dans les tâches du quotidien est remarquable. Je suis convaincu que la recherche menée au sein de l'équipe perdrait de sa qualité sans cette aide précieuses dans ces tâches invisibles mais indispensables ! J'en profite pour remercier les services du laboratoire qui permettent de travailler dans de bonnes conditions, notamment les services informatiques et administratifs.

Merci à mes anciens tuteurs de stage et enseignants pour m'avoir beaucoup appris et donné le goût de la science. Je pense à David Penot, Federico Garavaglia, Emmanuel Thibert et Isabelle Gouttevin. Je remercie Anne-Catherine Favre, enseignante à l'ENSE3, de m'avoir chaleureusement recommandé à Juliette pour ce sujet de thèse. Je n'en serais probablement pas là sans l'aide d'Anne-Catherine, merci !

L'envie de venir travailler au laboratoire n'est que plus grande quand les collègues donnent le sourire. Je pourrais citer beaucoup de doctorants/ingénieurs/stagiaires, mais je crois qu'on a formé une sacrée équipe avec Théo, Eva, Hanna, Mohammed, Alix, avant l'arrivée des artistes Alex et Léo. Théo, mon acolyte et co-bureau de A à Z, responsable logistique et bonne humeur. Eva, fournisseuse quotidienne de nourriture pour tout le bureau. Hanna, responsable pause café qu'on entend arriver de l'autre bout du bâtiment. Tous : des discussions sur tous les sujets et de l'entraide, tout le temps. On aura fait du super boulot !

De manière plus personnelle, je remercie mes parents qui ont su me pousser quand il le fallait, et m'accompagner peu importe mes choix de parcours. Merci pour votre vision toujours optimiste, votre simplicité et votre soutien sans faille ! Je remercie aussi mes sœurs, et en particulier Anaïs pour sa relecture attentive de ce manuscrit.

Enfin, merci à ma paupau qui m'accompagne au quotidien. D'abord pour l'écoute, mais aussi pour le regard rassurant et bienveillant porté lors des moments de doutes. Tu as été un soutien indispensable, et je ne serais pas ce que je suis sans toi !

## Résumé

La Métropole de Grenoble, située dans les Alpes du Nord françaises, est traversée par deux grandes rivières : l'Isère et le Drac. Malgré l'absence de crue majeure depuis plus d'un siècle, l'incertitude sur l'évolution future des crues est importante. La présente thèse se propose de contribuer à cette question en étudiant les précipitations extrêmes sur les bassins versants de l'Isère (5800 km<sup>2</sup>) et du Drac (3600 km<sup>2</sup>) à Grenoble, dont les évolutions sont elles aussi incertaines.

Nous nous intéressons plus précisément aux circulations atmosphériques de grande échelle à l'origine de précipitations extrêmes sur ces bassins versants. Pour ce faire, nous utilisons des descripteurs qui caractérisent la circulation atmosphérique, représentée par les champs journaliers d'altitude du géopotentiel 500 hPa sur l'Europe et le proche Atlantique. Ces descripteurs sont pour la plupart basés sur l'analogie, c'est-à-dire sur la comparaison des circulations atmosphériques entre elles. Ils caractérisent le caractère stationnaire de la direction du flux d'air, mais aussi le caractère reproductible de la direction du flux dans la climatologie. Ils sont associés à un dernier descripteur – non basé sur l'analogie – donnant une information sur la force du flux. Ces descripteurs atmosphériques sont couplés à une classification existante des circulations atmosphériques permettant la prise en compte de la double influence atmosphérique – Atlantique et Méditerranéenne – à l'origine de précipitations extrêmes sur la région.

Nous montrons que les circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises partagent des caractéristiques communes et rares dans la climatologie. Ces circulations sont caractérisées par des flux d'air parmi les plus forts, dont les directions sont plutôt stationnaires et reproduites de manière proche dans la climatologie. De telles caractéristiques sont à la fois observées pour les circulations Atlantiques impactant l'Isère et le Drac, et pour les circulations Méditerranéennes impactant préférentiellement le bassin du Drac. A l'échelle interannuelle, nous montrons que les saisons associées à des circulations fortes et peu singulières sont associées à de forts cumuls de précipitations, de l'automne au printemps.

L'évolution des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest avant 1950 semble différer selon la réanalyse atmosphérique utilisée. En revanche, les réanalyses s'accordent sur la période 1950-2017. Sur cette période, la diminution observée des précipitations extrêmes journalières d'hiver sur le bassin de l'Isère ne semble pas être directement expliquée par un changement de caractéristique des circulations atmosphériques, au sens des descripteurs utilisés. Par contre, l'augmentation des précipitations extrêmes d'automne sur le bassin du Drac est associée à une augmentation de la fréquence des circulations Méditerranéennes génératrices d'extrêmes.

Enfin, l'évolution future des circulations atmosphériques est abordée par une preuve de concept méthodologique appliquée au modèle CNRM-CM6-1 sur la période 2015-2100. Le modèle suggère une augmentation d'environ 30 % de l'occurrence des circulations atmosphériques susceptibles de générer des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises à l'horizon de la fin de siècle selon le scénario le plus pessimiste. L'application de la méthode à un ensemble de modèles permettrait le passage d'une preuve de concept à une véritable projection.

En résumé, cette thèse apporte un regard sur les circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble, sur leur évolution passée, et sur le lien avec les tendances de précipitations extrêmes. Bien que le nexus circulation atmosphérique-précipitation extrême constitue le corps de ce travail, les tendances de pluie extrême sont aussi étudiées et la pertinence de la présente approche pour les crues est discutée.

**Mots clés :** Précipitations extrêmes, Circulations atmosphériques, Alpes françaises, Analogues, Changement climatique.

## Abstract

The Grenoble conurbation, located in the Northern French Alps, is crossed by two major rivers : the Isère River and the Drac River. Despite the absence of major floods for more than a century, the uncertainty on the future evolution of floods is important. The present thesis addresses this issue by studying extreme precipitation in the Isère (5800 km<sup>2</sup>) and Drac (3600 km<sup>2</sup>) River catchments in Grenoble, whose evolution is also uncertain.

We are more specifically interested in atmospheric circulations driving extreme precipitation in these catchments. To do this, we consider four atmospheric descriptors that characterize the atmospheric circulation, represented by the 500 hPa geopotential height field over Europe and the near Atlantic. These descriptors are mostly based on analogy, by comparing daily geopotential height fields to each other. They characterize the stationarity of the flow direction, but also the way the flow direction is reproduced in the climatology. They are associated with a fourth descriptor – which is not based on analogy – giving information on the strength of the flow. These atmospheric descriptors are coupled to an existing classification of atmospheric circulations in order to account for the double atmospheric influence – Atlantic and Mediterranean – driving extreme precipitation in the region.

We show that the atmospheric circulations driving extreme precipitation over 3 days in the Isère and Drac River catchments share common characteristics that are rare in the climatology. These circulations are characterized by air flows being among the strongest, whose directions are pretty stationary and closely reproduced in the climatology. Such characteristics stand for both Atlantic circulations impacting the two catchments and Mediterranean circulations impacting preferentially the Drac catchment. At the interannual scale, we show that seasons associated with strong and nonsingular circulations are associated with large precipitation accumulation, from autumn to spring.

On the one hand, the evolution of atmospheric circulations over Western Europe before 1950 seems to differ depending on the considered atmospheric reanalysis. On the other hand, the reanalyses agree on the period 1950-2017. Over this period, the observed decrease in daily winter extreme precipitation in the Isère catchment does not seem to be directly explained by a change in circulation characteristics according to the descriptors used. However, the strong increase in autumn extreme precipitation over the Drac catchment is associated with an increase in the frequency of the driving Mediterranean circulation.

Finally, the future evolution of atmospheric circulations is addressed by a methodological proof of concept applied to the global climate model CNRM-CM6-1 over the period 2015-2100. The model suggests an increase of about 30 % in the occurrence of the atmospheric circulations that are likely to drive extreme precipitation in the northern French Alps by the end of the century according to the most pessimistic scenario. The application of the method to an ensemble of models is nevertheless essential to account for climate projection uncertainties.

In summary, this thesis provides an insight into the large-scale circulation driving extreme precipitation in the Isère and Drac River catchments at Grenoble, their evolution, and the link with extreme precipitation trends. Although the atmospheric circulation–extreme precipitation nexus forms the main body of this work, extreme rainfall trends are also studied and the relevance of the present approach for floods is discussed.

**Keywords :** Extreme precipitation, Large-scale circulation, French Alps, Analogues, Climate change.

## Table des matières

<b>I</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
I.1	Le projet Climat-Méto . . . . .	1
I.1.1	La Métropole de Grenoble : un risque hydrométéorologique à différentes échelles . . . . .	1
I.1.2	D'une question opérationnelle à une question de recherche . . . . .	3
I.1.3	Une démarche fondamentalement interdisciplinaire . . . . .	5
I.2	Une région au carrefour de différentes influences climatiques . . . . .	7
I.2.1	Particularités géographiques et climatiques . . . . .	7
I.2.2	Evolutions climatiques passées . . . . .	10
I.2.3	Évolutions climatiques futures : une zone de divergence des modèles . . . . .	14
I.3	Des crues de rivière à l'atmosphère . . . . .	18
I.3.1	Évolution des crues de rivière : entre incertitude globale et calme apparent local . . . . .	18
I.3.2	Les précipitations extrêmes : une composante essentielle à la génération de crues . . . . .	25
I.3.3	Les circulations atmosphériques de grande échelle : une variable pertinente pour l'étude des précipitations alpines . . . . .	30
I.4	Problématique de recherche . . . . .	34
I.4.1	L'étude des précipitations extrêmes . . . . .	34
I.4.2	L'étude des circulations atmosphériques . . . . .	34
I.4.3	Les questions de recherche . . . . .	35
<b>II</b>	<b>Données et Méthode</b>	<b>36</b>
II.1	Données . . . . .	36
II.1.1	Les précipitations SPAZM . . . . .	36
II.1.2	Les réanalyses atmosphériques . . . . .	39
II.2	Méthode . . . . .	41
II.2.1	Les descripteurs atmosphériques basés sur l'analogie . . . . .	41
II.2.2	La Différence Maximale de Pression (MPD) . . . . .	48
II.2.3	Les principales influences atmosphériques . . . . .	50
<b>III</b>	<b>Circulations atmosphériques et précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises</b>	<b>54</b>



III.1	Caractérisation des circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises . . . . .	54
III.1.1	Spécificités méthodologiques . . . . .	54
III.1.2	Introduction . . . . .	58
III.1.3	Data . . . . .	60
III.1.4	Method . . . . .	62
III.1.5	Results and discussion . . . . .	66
III.1.6	Conclusion . . . . .	75
III.2	Discussions - Pertinence de l'approche utilisée pour les crues de l'Isère et du Drac . . . . .	76
III.2.1	Saisonnalité des précipitations extrêmes et des crues . . . . .	76
III.2.2	Circulations atmosphériques et crues de l'Isère et du Drac . . . . .	79
III.3	Résumé du chapitre III et discussions . . . . .	82
<b>IV</b>	<b>Circulations atmosphériques et variabilité des précipitations dans les Alpes du Nord françaises</b>	<b>84</b>
IV.1	Caractéristiques des circulations atmosphériques et variabilité des précipitations dans les Alpes du Nord françaises . . . . .	84
IV.1.1	Spécificités méthodologiques . . . . .	84
IV.1.2	Introduction . . . . .	86
IV.1.3	Data and Method . . . . .	87
IV.1.4	Results . . . . .	90
IV.1.5	Conclusions . . . . .	95
IV.2	Résumé du chapitre IV et discussions . . . . .	96
<b>V</b>	<b>Évolution passée des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises</b>	<b>97</b>
V.1	Évolution des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises : des contrastes spatiaux et saisonniers importants . . . . .	97
V.2	Discussions - Évolution des pluies extrêmes et potentielles implications pour les crues . . . . .	100
V.3	Résumé du chapitre V et discussions . . . . .	106
<b>VI</b>	<b>Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?</b>	<b>107</b>
VI.1	Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et lien avec les tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. . . . .	107
VI.1.1	Spécificités méthodologiques . . . . .	107
VI.1.2	Introduction . . . . .	109
VI.1.3	Data . . . . .	111
VI.1.4	Method . . . . .	112
VI.1.5	Results and discussion . . . . .	117
VI.1.6	Conclusions . . . . .	134
VI.2	Discussions - Autres potentiels processus atmosphériques à l'origine des tendances de précipitations extrêmes . . . . .	136
VI.2.1	Diminution des précipitations extrêmes hivernales . . . . .	136
VI.2.2	Augmentation des précipitations extrêmes automnales . . . . .	138
VI.3	Résumé du chapitre VI et discussions . . . . .	142

VI.3.1	Évolution des circulations atmosphériques . . . . .	142
VI.3.2	Implications pour les précipitations dans les Alpes du Nord françaises . . . . .	143
<b>VII</b>	<b>Évolution future des circulations atmosphériques : preuve de concept appliquée au modèle CNRM-CM6-1</b>	<b>144</b>
VII.1	Les circulations atmosphériques futures vont-elles ressembler aux circulations passées ? Implications pour les circulations à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises . . . . .	144
VII.1.1	Spécificités méthodologiques . . . . .	144
VII.1.2	Introduction . . . . .	146
VII.1.3	Data and method . . . . .	147
VII.1.4	Results . . . . .	151
VII.1.5	Conclusion . . . . .	155
VII.2	Résumé du chapitre VII et discussions . . . . .	156
<b>VIII</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>157</b>
VIII.1	Conclusions . . . . .	157
VIII.1.1	Des crues de rivières aux circulations atmosphériques : une forte dépendance des extrêmes en hiver et en automne . . . . .	157
VIII.1.2	Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : incertitudes avant 1950 et évolutions marquées des circulations Méditerranéennes . . . . .	159
VIII.1.3	Évolution passée des précipitations extrêmes : entre diminution hivernale et augmentation automnale . . . . .	159
VIII.1.4	Plus de crues de l'automne au printemps et moins de crues estivales ? . . . . .	160
VIII.1.5	Les apports de l'approche par descripteurs atmosphériques . . . . .	160
VIII.2	Perspectives . . . . .	161
VIII.2.1	Circulations atmosphériques et autres processus : quelles contributions aux tendances observées ? . . . . .	161
VIII.2.2	Tendances observées : réponse au changement climatique ou variabilité naturelle ? . . . . .	162
VIII.2.3	Vers une discrimination des pluies extrêmes ? . . . . .	162
VIII.2.4	Prise en compte des incertitudes : vers des projections multi-modèle . . . . .	163
VIII.2.5	Communication des résultats . . . . .	163
	<b>Bibliographie</b>	<b>164</b>
	<b>Annexes</b>	<b>177</b>





## Introduction

La présente thèse s'intéresse à l'évolution du risque hydrométéorologique dans les Alpes du Nord françaises, et plus particulièrement dans la région de la Métropole grenobloise. Ce chapitre introduit le projet de recherche dans lequel s'inscrit ce travail, ainsi que l'état des connaissances des évolutions climatiques et hydrologiques dans la région. Il détaille aussi le cheminement ayant amené les questions de recherche abordées dans cette thèse.

### I.1 Le projet Climat-Métro

#### I.1.1 La Métropole de Grenoble : un risque hydrométéorologique à différentes échelles

La Métropole de Grenoble se situe dans le quart sud-est de la France, au sein des Alpes du Nord françaises. Autrement appelée *Grenoble Alpes Métropole*, la Métropole de Grenoble est une collectivité territoriale regroupant 49 communes de l'agglomération Grenobloise (Figure I.1). Elle compte près de 450 000 habitants en 2018<sup>1</sup> faisant d'elle la Métropole la plus peuplée du massif Alpin et lui valant le surnom de *Capitale des Alpes*.

La topographie de la Métropole Grenobloise est quelque peu singulière. La Métropole s'étend principalement sur les plaines du *Y Grenoblois* – selon les directions de Gap vers le sud, de Lyon/Valence vers l'ouest, et de Chambéry vers l'est – mais aussi sur les pentes des trois massifs montagneux alentours – le Vercors à l'ouest, la Chartreuse au nord, et Belledonne à l'est (Figure I.1). La Métropole montre ainsi deux visages contrastés : d'un côté des activités économiques très développées sur la plaine, à 200 m d'altitude ; de l'autre de fortes pentes boisées et des falaises, avec des sommets culminant à près de 2000 m d'altitude (Vercors, Chartreuse) et 3000 m d'altitude (Belledonne). Une vue aérienne de la ville illustre bien cette diversité, et notamment la proximité du centre ville Grenoblois au massif de la Chartreuse (Figure I.2).

Au-delà d'un accès à la nature facilité, cette topographie marquée implique la présence de nombreux torrents sur le territoire Métropolitain. Les entités spatiales utilisées par les services du RTM<sup>2</sup> pour suivre les événements torrentiels sont illustrées en rouge sur la carte de la Figure I.3. Elles sont au nombre de 139 sur l'agglomération grenobloise, réparties sur les contreforts des massifs du Vercors, de la Chartreuse et de Belledonne avec des surfaces allant de 0.16 à 172km<sup>2</sup>. Le risque torrentiel, incluant non seulement les crues des torrents mais aussi les laves torrentielles, les coulées de boue et les glissements de terrain sont autant d'aléas présents sur le territoire de la Métropole.

1. <https://www.insee.fr/fr/statistiques/1405599?geo=EPCI-200040715>

2. service Restauration des Terrains de Montagne de l'Office National des Forêts (ONF)

## Introduction

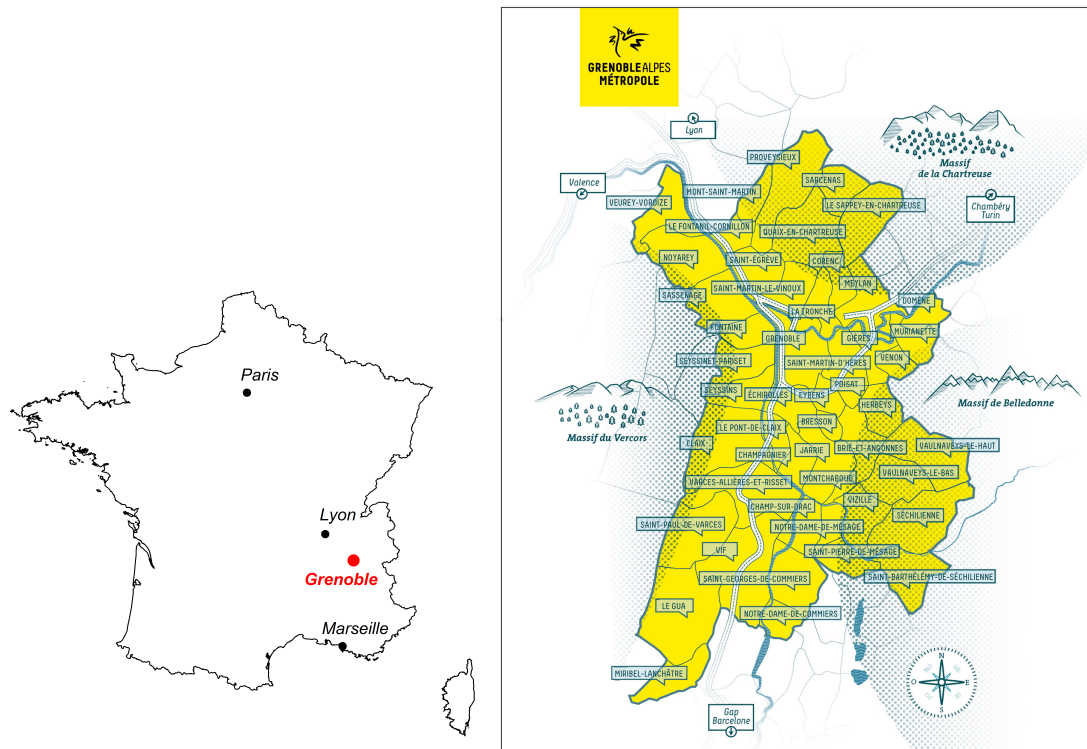


FIGURE I.1 – Localisation de Grenoble en France, et carte des 49 communes de Grenoble Alpes Métropole. Source : <https://www.grenoblealpesmetropole.fr/11-49-communes.htm>.

Par ailleurs, une vision globale des Alpes du Nord françaises permet de mieux appréhender la position de la Métropole de Grenoble au sein du massif alpin français (Figure I.3). La Métropole Grenobloise se situe sur le flanc ouest des Alpes du Nord françaises, entre les massifs dits des Pré-Alpes (Vercors, Chartreuse) et les massifs internes. La branche gauche du Y Grenoblois (cluse de Voreppe entre Grenoble et Voiron) étant la porte de sortie vers la vallée du Rhône, le territoire Métropolitain draine nombre de massifs internes constituant une large région des Alpes du Nord françaises. La Métropole Grenobloise est ainsi traversée par deux grandes rivières – l’Isère et le Drac – dont les bassins versants sont représentés en Figure I.3. Le bassin versant de l’Isère à Grenoble représente une surface de 5720 km<sup>2</sup>. L’Isère à Grenoble draine notamment le massif de la Vanoise culminant à plus de 3800 m d’altitude, le massif du Beaufortain, la vallée de la Maurienne ou encore le massif de Belledonne. Les principaux affluents de l’Isère sont l’Arc et l’Arly. L’Isère prend sa source sur les hauteurs de Val d’Isère en Haute-Tarentaise, avant de rejoindre le Rhône en amont de la ville de Valence. Son module s’élève à 180 m<sup>3</sup>/s à Grenoble sur la période 1960-2021, avec un régime nival associé à un maximum de débit au mois de juin<sup>3</sup>. De son côté, le bassin versant du Drac à Grenoble représente une surface de 3600 km<sup>2</sup>. Le Drac à Grenoble draine une large partie du massif des Ecrins culminant à plus de 4100 m d’altitude, ainsi que les massifs de l’Oisans, du Taillefer et du Devoluy. Le principal affluent du Drac est la Romanche, dont la confluence avec le Drac se situe dans la partie sud du territoire Métropolitain. Le Drac prend sa source sur les hauteurs d’Orcières dans le Champsaur, avant de se jeter dans l’Isère au niveau de la Presqu’île scientifique de Grenoble. Son module s’élève à 100 m<sup>3</sup>/s à Grenoble sur la période 1984-2017, avec un régime à large dominante nivale (maximum de débit en juin), mais possédant une légère composante pluviale (second pic en automne).

3. Source : Banque Hydro (<http://hydro.eaufrance.fr/>)



FIGURE I.2 – Photo aérienne de la ville de Grenoble, vue du sud-est. L’Isère serpente au nord de la ville, quand le Drac délimite d’un trait de digue sa bordure ouest. La confluence de l’Isère et du Drac est visible sur la Presqu’île de Grenoble, en direction de la vallée du Rhône (arrière plan). Le massifs de la Chartreuse se situe en rive droite de l’Isère et le massif du Vercors en rive gauche du Drac. Source : <https://www.grenoblealpesmetropole.fr/11-49-communes.htm>.

Bien qu’ils possèdent des dynamiques propres, l’Isère, le Drac, la Romanche et les torrents de la Métropole ne réagissent pas nécessairement de manière indépendante (Creutin et al., 2022). Au cours des 150 dernières années, on observe ainsi que plus de la moitié des événements torrentiels ont concerné plus de deux torrents. Un tiers des crues de rivières ont concerné à la fois l’Isère et le Drac, quand plus d’un tiers des crues de rivières ont touché à la fois rivière et torrent. Penser le risque hydrométéorologique sur la Métropole de Grenoble implique donc la considération (a) de plusieurs échelles spatio-temporelles, et (b) du croisement entre ces échelles.

### **I.1.2 D’une question opérationnelle à une question de recherche**

La présente thèse s’inscrit dans le cadre du projet Climat-Métro lancé en 2017 entre la Métropole de Grenoble et l’Université Grenoble Alpes. Une valeur fondatrice du projet Climat-Métro réside dans la co-construction d’une question de recherche avec les acteurs du territoire pour produire des connaissances utiles à l’action. Dans cette optique, une phase de diagnostic a d’abord été initiée entre décembre 2017 et septembre 2018 par une série de 22 entretiens semi-directifs réalisés auprès de techniciens de la Métropole concernés par la question du changement climatique.

Le changement climatique sur la Métropole grenobloise semble ne pas être appréhendé de la même manière sous tous ses aspects par les acteurs du territoire. Si les signaux d’augmentation de la température sont clairement perçus par les acteurs de la Métropole, l’évolution des précipitations reste quand à elle une question ouverte. Cette incertitude, couplée à la diversité des échelles spatio-temporelles à considérer (partie I.1.1) met en exergue la difficulté de la gestion du risque hydrométéorologique dans un contexte de climat changeant pour l’acteur métropolitain, qui s’est vu attribuer la compétence GEMAPI<sup>4</sup> en 2018.

4. Gestion des Milieux Aquatiques et Prévention des Inondations



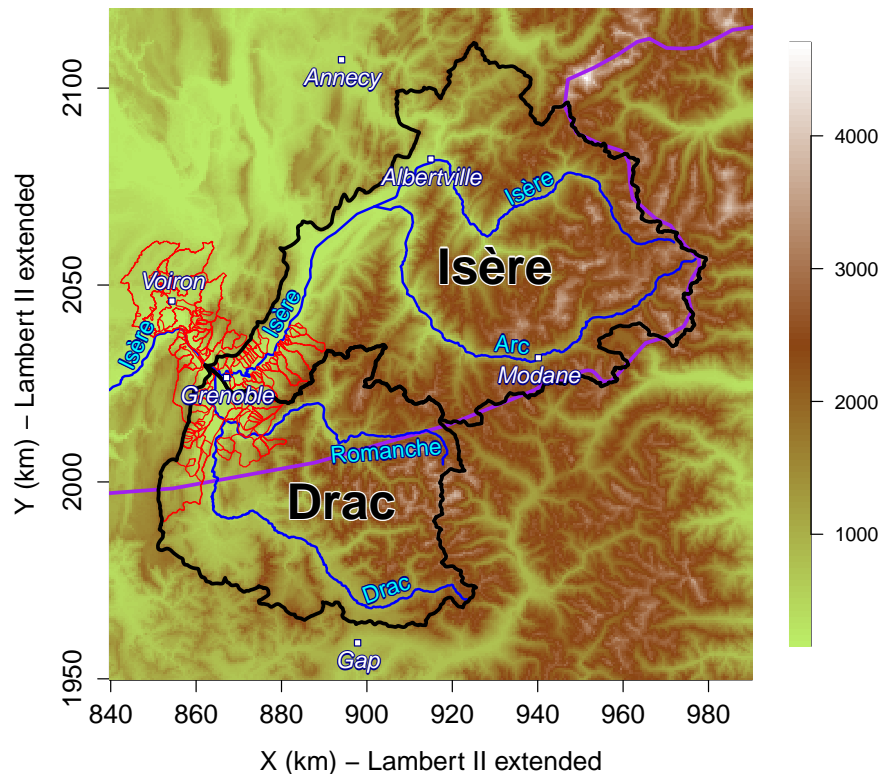


FIGURE I.3 – Carte topographique des Alpes du Nord françaises, avec les principales villes et rivières. La couleur des pixels représente l’altitude (en mètres), selon la légende à droite de la carte. Les entités RTM utilisées pour suivre l’aléa torrentiel sur le territoire de l’agglomération grenobloise sont représentées en rouge (source : projet HYDRODEMO). Les bassins versants de l’Isère et du Drac à Grenoble sont représentés en noir. La frontière climatique de Auer et al. (2007) est représentée en violet. Les coordonnées géographiques sont en Lambert II étendu.

La problématique centrale soulevée par le service *Eau et Assainissement* de la Métropole concerne l’évolution du risque de crues concomitantes<sup>5</sup> à différentes échelles de temps et d’espace sur le territoire de la Métropole dans le contexte du changement climatique. Plus précisément, la concomitance de crues sur les torrents métropolitains et sur les grandes rivières (Isère et Drac) est particulièrement redoutée. La Métropole compte actuellement de nombreux systèmes curatifs – buses et stations de pompage – permettant l’évacuation des eaux torrentielles et des eaux pluviales. Les crues de l’Isère ont une influence hydraulique sur l’écoulement des torrents en amont de leur confluence avec l’Isère, sur les chantournes<sup>6</sup>, et ainsi sur le réseau d’assainissement pluvial empêchant l’évacuation des eaux des versants et de la plaine vers la rivière. Une telle configuration peut mener à des inondations des points bas du territoire, parfois concernés par des activités tertiaires et de logement. Au vu des dépendances hydrauliques entre ces systèmes relativement anciens et dans le contexte du changement climatique, la Métropole se questionne sur l’évolution de ce risque de crues concomitantes à différentes échelles, ainsi que sur les stratégies d’adaptation à mettre en œuvre.

5. simultanées

6. Canaux d’irrigation/fossés longeant l’Isère et permettant le drainage de la plaine, des torrents mineurs situés sur les versants, et des eaux pluviales des zones urbanisées situées en pied de versant

Cette problématique prend racine dans le décalage perceptible entre le rythme du changement climatique et les incertitudes associées, le rythme des aménagements et le rythme des mandats électoraux, complexifiant l’adaptation de la Métropole au changement climatique<sup>7</sup>. Certains aménagements hydrauliques – notamment les systèmes curatifs – ont une durée de vie de plus de 100 ans. Comment adapter le dimensionnement de ces ouvrages au changement climatique, dont les effets liés à l’eau sont encore incertains dans la région ? Comment permettre une adaptation au changement climatique efficace alors que ces systèmes ont tenu plus d’un siècle ? Comment permettre une adaptation continue et durable lorsque le mandat d’élu local n’est que de 6 ans ? Au croisement d’échelles temporelles s’ajoute la considération de différentes échelles spatiales – la digue de rivière constitue par exemple un obstacle à l’évacuation du torrent – et la considération du maillage socio-économique du territoire pour permettre une adaptation proportionnée (Hall et al., 2012). Par ailleurs, la dépendance des décisions futures aux choix d’aménagement passés – dépendance au tout curatif ici – ainsi que les directives de mise en conformité réduisent nécessairement le spectre des possibles. L’attribution récente de la gestion de ces questions complexes à la Métropole vient aussi complexifier le tableau, avec le passage d’une gestion communale à une gouvernance métropolitaine du risque d’inondation.

D’une question opérationnelle ancrée sur la question du dimensionnement d’ouvrages hydrauliques dans le contexte du changement climatique a ainsi émergé la question de recherche suivante, englobant les questionnements des acteurs de la Métropole :

**Quelle est la sensibilité climatique de la Métropole de Grenoble face au risque hydrométéorologique et quelles stratégies d’adaptation pour y faire face ?**

### 1.1.3 Une démarche fondamentalement interdisciplinaire

Le projet Climat-Métro peut être qualifié de transdisciplinaire<sup>8</sup> dans le sens où il fait le lien entre le monde académique et les acteurs de la société. Par ailleurs, la présence des termes *risques hydrométéorologiques* et *stratégies d’adaptation* dans la question de recherche pointe naturellement vers des travaux interdisciplinaires alliant géosciences, sciences sociales et sciences économiques. A compter de l’automne 2018, la seconde phase du projet Climat-Métro a ainsi vu le lancement de deux dynamiques parallèles permettant d’aborder la question de recherche soulevée.

D’un côté, la dynamique géosciences s’intéresse au risque hydrométéorologique sur les grandes rivières de la Métropole de Grenoble : l’Isère et le Drac. Plus particulièrement, les évolutions des périodes de retour des précipitations extrêmes sur les bassins versants de l’Isère et du Drac sont étudiées. Une étude des caractéristiques et des évolutions des circulations atmosphériques à l’origine des précipitations extrêmes est mise en place. Cette dynamique a donné naissance à la présente thèse, dont la problématique propre sera détaillée dans la suite de ce chapitre. Les problématiques torrentielles et de concomitances de crues – parties intégrantes de la question de recherche – ne sont pas laissées de côté puisqu’elles sont abordées dans le cadre du projet HYDRODEMO dont les thématiques/acteurs sont très proches du projet Climat-Métro. Le projet HYDRODEMO traite du risque de crue torrentielle dans les Alpes du Nord françaises<sup>9</sup>. Dans ce cadre, Alix Reverdy (Ingénieur de recherche) a travaillé une année sur les scénarios atmosphériques à l’origine de crues torrentielles sur la Métropole de Grenoble (entités hydrologiques illustrées en Figure I.3, Reverdy et al., 2022). De son côté, Loïc Orillard (Ingénieur de recherche) a travaillé une année sur les concomitances de crues à différentes échelles sur les bassins versants de l’Isère et du Drac, en utilisant la modélisation hydrologique spatialisée (Orillard et al., 2022). L’année 2020/2021 a ainsi vu la constitution d’un groupe de travail sur la problématique du risque hydrométéorologique à différentes échelles dans les Alpes du Nord françaises et sur le territoire de la Métropole grenobloise<sup>10</sup>.

7. Rapport diagnostic du projet Climat-Métro : <https://climatmetro.wordpress.com/a-telecharger/>

8. On entend ici la production de connaissances associant des approches académiques et non académiques.

9. <https://risknat.org/science-decision-action/hydrodemo/>

10. <https://risknat.org/6-12-21-seminaire-final-projet-hydrodemo/>



## Introduction

---

Parallèlement, la dynamique sciences économiques s'intéresse aux stratégies d'adaptation de la Métropole de Grenoble face au risque d'inondation. Cette dynamique a donné naissance à la thèse de Mohammed Kharbouche<sup>11</sup>, débutée en mars 2020 pour une durée de 3 ans. Mohammed s'intéresse plus particulièrement à l'adaptation des industriels de la Métropole face au risque d'inondation. Par l'étude de plusieurs micro-scènes "critiques" au sein de la Métropole et par des entretiens avec les acteurs de la Métropole (développement économique, aménagement) et les industriels, Mohammed essaie de comprendre les liens entre acteurs et les freins à l'adaptation. Il tend à mettre en avant les interdépendances entre acteurs du territoire et la nécessité d'une adaptation collective, proportionnée et viable. Son travail se base notamment sur la notion de contrat hydro-social développé dans le cadre du projet Climat-Métro, pouvant être perçue comme une manière collective de penser le risque entre les différents acteurs. Un tel contrat peut être représenté comme un équilibre entre les risques liés à l'eau dans un climat changeant et le développement du territoire, introduisant ainsi la notion de risque acceptable. Cet équilibre se manifeste concrètement par une adaptation trouvant son équilibre entre investissements de prévention/protection et mécanismes de financement des dommages. L'évolution de l'intensité et de la récurrence des précipitations extrêmes et des crues viennent perturber cet équilibre.

Ce sont donc deux thèses jumelles – la thèse de Mohammed Kharbouche et la présente thèse – qui ont été lancées en parallèle pour aborder la question de recherche dans le cadre du projet Climat-Métro. Les deux thèses sont par définition complémentaires : produire des connaissances climatiques sans lien avec les réalités socio-économiques du territoire ne permettrait pas de faire "atterrir" ces informations pour qu'elles orientent des actions concrètes. Réciproquement, étudier des stratégies d'adaptation sans informations sur l'évolution climatique de l'aléa pose problème. Des liens fréquents sont établis avec Mohammed pour comprendre le langage, les problématiques et les avancées de chacun. Plusieurs travaux communs sont d'ailleurs nés de ces interactions, avec notamment des présentations de projet à deux voies ou encore la participation au projet Sciences en Bulles de la fête de la Science 2022. Par ailleurs, les deux thèses se veulent aussi indépendantes dans le sens où l'avancement de l'un n'est pas bloquant pour l'avancement de l'autre.

En plus de produire des connaissances dans les champs disciplinaires respectifs, l'objectif final de ces travaux parallèles est d'aboutir à un concept/outils permettant de relier les deux sphères. La notion de période de retour des événements hydrométéorologiques semble être un élément clé dans ce rapprochement, puisqu'elle caractérise la rareté d'un événement hydrométéorologique (géosciences) et influence l'équilibre du contrat hydro-social (sciences économiques). Des discussions régulières au sein du projet Climat-Métro abordent cette problématique, notamment via des lectures scientifiques interdisciplinaires. La Figure I.4 résume schématiquement les activités des deux dynamiques du projet et leurs interactions.

D'une question de recherche construite avec les acteurs du territoire, le projet Climat-Métro a ainsi vu le lancement d'une dynamique géosciences et d'une dynamique sciences économiques. Si les liens entre les deux champs disciplinaires sont fréquents, les liens avec les acteurs du territoire ne s'arrêtent pas à la construction de la question de recherche. Des liens réguliers sont établis avec la Métropole, comme peut en témoigner la présentation de nos résultats de recherche à plus d'une centaine d'élus et de techniciens de la Métropole grenobloise le 1er octobre 2021<sup>12</sup>.

La présent manuscrit traite évidemment de la dynamique géosciences du projet Climat-Métro. Nous nous intéressons ici au risque hydrométéorologique à l'échelle des bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble, représentant une large région des Alpes du Nord françaises. Il convient ainsi, dans un premier temps, de dresser une image du climat de la région.

---

11. <http://www.theses.fr/s237057>

12. <https://risknat.org/seminaire-risques-naturels-et-changement-climatique-apports-des-projets-de-recherche-action-pour-les-demarches-en-cours-sur-le-territoire-de-grenoble-alpes-metropole-vendredi-1er-octobre/>

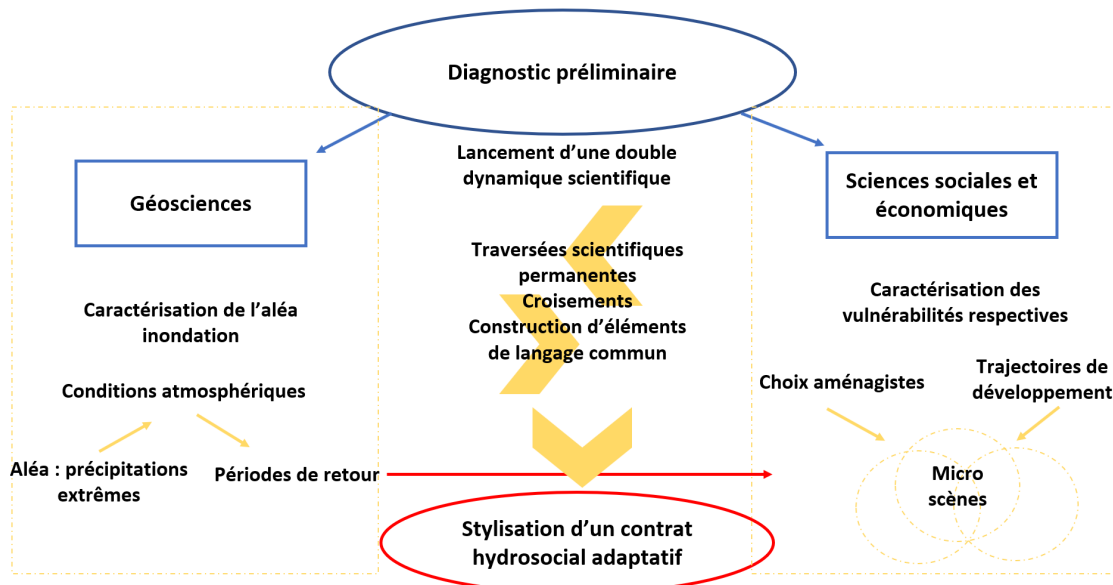


FIGURE I.4 – Représentation schématique des deux dynamiques lancées dans le cadre du projet Climat-Métro, et de leurs interactions. La dynamique géosciences s’intéresse aux conditions atmosphériques défavorables à l’origine de précipitations extrêmes à l’échelle des bassins versants de l’Isère et du Drac. L’évolution des périodes de retour des précipitations extrêmes est étudiée, dans le but d’alimenter les réflexions sur l’évolution du risque d’inondation. La dynamique sciences économiques caractérise les vulnérabilités des industriels de la Métropole, notamment à l’échelle de plusieurs micro-scènes critiques sur le territoire. Des discussions entre les deux disciplines permettent une vision plus systémique du problème. La notion de période de retour apparaît comme un élément clé du rapprochement des deux dynamiques puisqu’elle module le contrat hydrosocial – contrat implicite partagé par les différents acteurs pour définir un risque acceptable. Source : présentation du projet Climat-Métro avec Mohammed Kharbouche le 08/07/2021 au colloque *Les Territoires de Montagne face aux risques et aux changements climatiques : Enjeux, approches et perspectives*.

## I.2 Une région au carrefour de différentes influences climatiques

### I.2.1 Particularités géographiques et climatiques

Dans sa globalité, le massif Alpin occupe une place centrale en Europe. Cette position, ainsi que les forts reliefs qui lui sont associés lui confèrent un véritable rôle de frontière climatique. Les contours de ces frontières ont notamment été étudiés par [Auer et al. \(2007\)](#) en utilisant plusieurs variables météorologiques – incluant la pression et la température de l’air, les précipitations, l’ensoleillement et la couverture nuageuse – afin de définir 4 régions alpines climatiquement homogènes (Figure I.5).

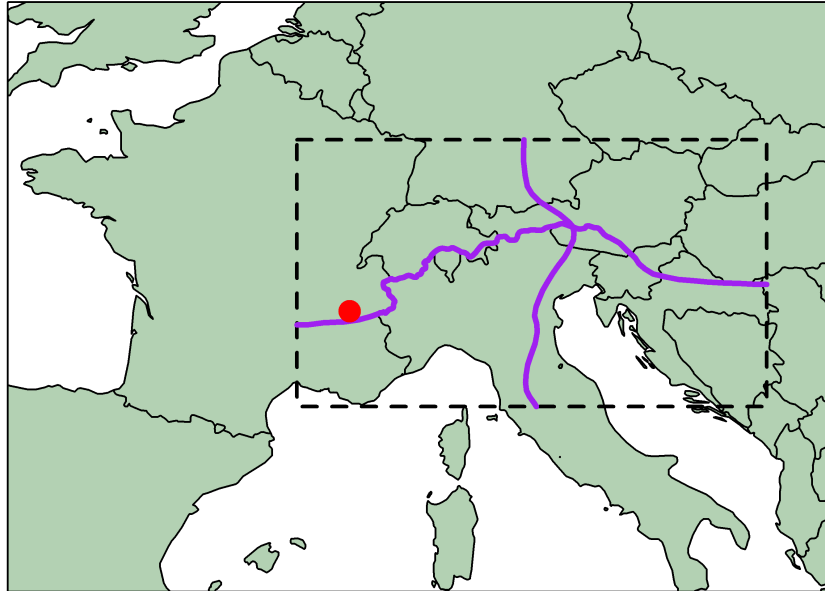


FIGURE I.5 – Carte de l'Europe. Le rectangle pointillé représente une région étendue des Alpes européennes sur laquelle ont été délimitées 4 régions climatiques, en violet (Auer et al., 2007). Grenoble est représenté par le point rouge.

Les Alpes françaises se situent à l'extrémité Ouest des Alpes européennes, la ville de Grenoble étant proche de la frontière climatique entre la région "nord-ouest" et la région "sud-ouest" des Alpes. Cette frontière climatique suit les lignes de crêtes principales du massif Alpin de la Suisse à la frontière franco-italienne, avant de séparer les Alpes françaises en deux (Figure I.5). Plus précisément, cette frontière suit la ligne de crête méridionale de la vallée de la Maurienne (au sud de Modane) avant de rejoindre la vallée amont de la Romanche, au nord du massif des Écrins (Figure I.3). Cette frontière est cohérente avec le rôle majeur joué par le massif des Ecrins en tant que barrière climatique entre les Alpes du Nord et les Alpes du Sud françaises. La position centrale du massif, son étendue et ses sommets culminant à plus de 4000 m d'altitude sont autant de caractéristiques expliquant ce rôle.

Ainsi, le bassin versant de l'Isère à Grenoble est assez largement soumis au climat des Alpes du Nord françaises quand le bassin versant du Drac à Grenoble est soumis à la fois au climat des Alpes du Nord et des Alpes du Sud. Au-delà du climat montagnard qui leur est propre, le climat des Alpes du Sud françaises peut être qualifié de méditerranéen tandis que le climat des Alpes du Nord françaises peut être qualifié d'océanique au regard des précipitations et de semi-continentale au regard des températures. En comparaison aux Alpes du Nord, le climat des Alpes du Sud est ainsi caractérisé par un ensoleillement plus important, des températures plus douces, un temps plus sec mais des extrêmes secs et humides plus marqués. Les Alpes du Sud françaises sont souvent asséchées par effet de foehn lorsqu'un flux de nord-ouest arrose les Alpes du Nord, tandis que l'inverse est observé par flux de sud.

Cette frontière climatique entre Alpes du Nord et Alpes du Sud est bien corroborée par l'origine de l'humidité précipitant sur les Alpes européennes (Sodemann and Zubler, 2010). Une telle analyse est rendue possible par l'analyse lagrangienne des trajectoires des particules d'air à l'origine de précipitations dans les Alpes, en considérant les apports d'humidité spécifique à la particule dans la couche limite comme source d'évaporation (Sodemann et al., 2008). Ainsi, les précipitations des Alpes du Nord françaises prennent majoritairement leur origine dans la moitié est du bassin Atlantique, à des latitudes similaires (Figure 9 de Sodemann et al., 2008). Les précipitations des Alpes du Sud françaises ont une origine plus locale, avec des sources évaporatives situées plus à l'est et plus au sud, en direction du bassin Méditerranéen. Il est à noter que la frontière entre ces différentes sources d'humidité – tout comme les frontières climatiques de Auer et al. (2007) – ne sont pas fixes dans l'année, l'influence de l'océan Atlantique sur les précipitations étant notamment plus étendue en hiver.

Les différentes sources évaporatives à l'origine des précipitations alpines sont assez bien expliquées par les principaux processus météorologiques à l'origine des précipitations. Les précipitations dans les Alpes du Nord françaises sont majoritairement associées à des fronts froids (Rüdisühli et al., 2020). La mobilité d'ouest en est des dépressions Atlantiques et des fronts associés explique l'origine relativement lointaine de l'humidité précipitant dans les Alpes du Nord. Les précipitations des Alpes du Sud françaises sont quant à elles plus largement associées à des cœurs dépressionnaires, particulièrement au printemps et en automne. La proximité des cyclones Méditerranéens avec les Alpes du Sud françaises explique la proximité de l'humidité précipitant dans la région. En été, une part importante des précipitations alpines est associée à des hautes pressions avec des précipitations convectives puisant leur humidité localement (Rüdisühli et al., 2020; Sodemann and Zubler, 2010).

#### En résumé

Le bassin versant de l'Isère à Grenoble est largement sous influence climatique de l'océan Atlantique, au même titre que la totalité des Alpes du Nord françaises situées au Nord du massif des Écrins. Le bassin versant du Drac à Grenoble, lui, est à la fois sous influence climatique Atlantique et Méditerranéenne, à la frontière des Alpes du Nord et des Alpes du Sud françaises. Du fait de leur localisation et leur principale influence, nous nous référerons aux bassins de l'Isère et du Drac à Grenoble comme des bassins versants des Alpes du Nord françaises. Par ailleurs, il est important d'avoir en tête que la frontière climatique évoquée n'est pas rigide, dans le sens où elle évolue au cours des saisons. De plus, elle n'est pas étanche dans le sens où le sud du bassin du Drac connaît aussi des précipitations d'origine Atlantique. À l'inverse, le bassin versant de l'Isère peut lui aussi connaître des précipitations d'origine Méditerranéenne, notamment via des retours d'est impactant principalement la Haute-Maurienne.

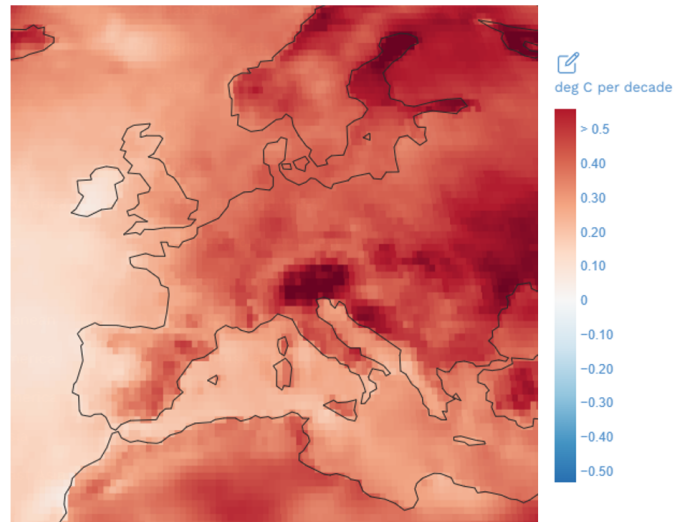


FIGURE I.6 – Évolution de la température moyenne sur la période 1980-2015 selon la réanalyse ERA5 (Hersbach et al., 2020). Source : <https://interactive-atlas.ipcc.ch/> (IPCC, 2021).

## I.2.2 Evolutions climatiques passées

### I.2.2.a Températures

Le 6<sup>e</sup> rapport d'évaluation du GIEC<sup>13</sup> sur le changement climatique montre que le réchauffement global de l'air à la surface de la Terre atteint actuellement 1.1°C par rapport à la période pré-industrielle 1850-1900 (IPCC, 2021). Ce réchauffement – imputable à 100 % aux activités humaines – est cependant plus élevé sur les continents, puisque l'inertie thermique des surfaces continentales est plus faible que celle des océans. En Europe, le réchauffement est ainsi estimé entre 1.7°C et 1.9°C par rapport à l'ère pré-industrielle<sup>14</sup>. Les différences spatiales de réchauffement se traduisent par un réchauffement plus important en Europe Centrale et Europe de l'Est que sur les côtes Atlantiques, comme observé sur période 1980-2015 (Figure I.6). Un réchauffement plus important est aussi observé au niveau des Alpes centrales et des régions de hautes latitudes. Dans les Alpes européennes au sens large, le réchauffement au cours du XX<sup>e</sup> siècle est estimé être deux fois supérieur au réchauffement observé dans l'hémisphère Nord (Figure 13 de Auer et al., 2007).

De par sa position occidentale en Europe, le réchauffement en France se situe dans la fourchette basse du réchauffement européen, avec une augmentation des températures moyennes de 1.7°C entre 1900 et 2020<sup>15</sup>. Les Alpes du Nord françaises se situent sur la façade continentale du pays, avec un réchauffement estimé à 2°C à haute altitude dans le massif du Mont-Blanc entre 1900 et 2004, en cohérence avec les évolutions des températures mesurées à Lyon depuis 1907 ou à Chamonix depuis 1934 (Gilbert and Vincent, 2013).

13. Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

14. European Environment Agency. Source : <https://www.eea.europa.eu/ims/global-and-european-temperatures>

15. Météo France. Source : <https://meteofrance.com/changement-climatique/observer/le-changement-climatique-en-france>

La figure 5 de [Beaumet et al. \(2021\)](#) illustre les variations saisonnières et altitudinales du réchauffement des Alpes françaises, en utilisant un modèle de climat régional forcé par la réanalyse ERA20C (Figure I.7). Un réchauffement plus marqué semble être observé au printemps – particulièrement aux altitudes moyennes (entre 1500 et 1800 m) – et en été – particulièrement aux altitudes élevées (>2000 m) –, en accord avec les stations météorologiques et avec [Durand et al. \(2009\)](#) pour la saison printanière. La boucle de rétroaction de l'albédo associée à la diminution de la surface enneigée à ces altitudes/saisons est l'hypothèse privilégiée pour expliquer cette amplification du réchauffement. L'automne est la saison expérimentant le réchauffement le plus faible et le moins variable avec l'altitude, en cohérence avec les stations météorologiques. En hiver, le réchauffement semble plus marqué à basse altitude selon le modèle, en désaccord avec les stations météorologiques et avec d'autres jeux de données. Par ailleurs, l'utilisation couplée du modèle régional MAR à la réanalyse ERA20C semble indiquer un réchauffement plus faible des Alpes françaises que dans les Alpes européennes au cours du XX<sup>e</sup> siècle, avec une influence très probable de la réanalyse. Ce n'est pas le cas des reconstitutions de température effectuées à partir des glaces du massif du Mont-Blanc situées à plus de 4000 m d'altitude, montrant une cohérence avec le réchauffement estimé par [Auer et al. \(2007\)](#) sur les Alpes européennes au cours du XX<sup>e</sup> siècle, et un réchauffement uniforme entre la très haute altitude (supérieure à l'isotherme 0°C) et la basse altitude à l'échelle annuelle (Figure 3 de [Gilbert and Vincent, 2013](#) ; Figure 9 de [Vincent et al., 2020](#)). Enfin, il est à noter que l'observation météorologique est très difficile en altitude, rendant impossible la validation des évolutions des températures – et ainsi la dépendance du réchauffement à l'altitude et aux saisons – obtenues grâce à la modélisation régionale ou à l'aide de proxys.

*"Les Alpes se réchauffent deux fois plus vite que la température globale"* est une expression souvent employée pour qualifier le réchauffement de la région. Bien que véridique, une telle expression omet le réchauffement plus marqué sur l'ensemble des continents de la planète, expliquant grandement le réchauffement plus rapide dans les Alpes que sur l'ensemble du globe. Par ailleurs, une telle expression peut assez facilement être déformée : *"Les Alpes se réchauffent deux fois plus vite qu'ailleurs"*. Dans l'imaginaire collectif, cela implique qu'un passage de Lyon à Grenoble serait associé à un changement climatique deux fois plus marqué. Ce n'est évidemment pas le cas, comme évoqué ci-dessus. En revanche, le changement climatique est bel et bien plus visible dans les Alpes par notamment la réduction de la couverture neigeuse ([Beaumet et al., 2021](#)), la fonte des glaciers ([Vincent et al., 2017](#)), ou encore la dégradation du permafrost ([Duvillard et al., 2019](#)) ayant des impacts socio-économiques importants ([Beniston, 2012](#)).

### **I.2.2.b Précipitations**

Au cours du XX<sup>e</sup> siècle, [Auer et al. \(2007\)](#) note une augmentation de 24% des précipitations hivernales dans la région nord-ouest des Alpes européennes ainsi qu'un assèchement du sud et de l'est des Alpes européennes. Ce résultat est cohérent avec [Masson and Frei \(2016\)](#) et avec l'augmentation de 10 à 30% des précipitations hivernales modélisée par le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) forcé par la réanalyse ERA20C dans le nord-ouest des Alpes européennes sur cette même période ([Ménégoz et al., 2020](#)). L'augmentation des précipitations hivernales semble cependant concerner uniquement la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle puisqu'une diminution significative est mise en avant sur la période 1958-2010 sur l'ensemble des Alpes de l'ouest (Figure I.8), en cohérence avec les observations dans les Alpes suisses (Figure 2 de [Scherrer et al., 2016b](#)). Sur la période 1958-2010, les tendances de précipitations du printemps à l'automne semblent cependant peu significatives sur les Alpes françaises, même si l'on peut noter une légère augmentation sur les reliefs au printemps, une légère diminution en été sur la bordure Méditerranéenne des Alpes ainsi qu'une légère augmentation en automne (Figure 4 de [Ménégoz et al., 2020](#)). Ces résultats sont en phase avec les tendances non significatives de cumuls annuels de précipitations obtenus par [Durand et al. \(2009\)](#) sur les différents massifs Alpains français sur la période 1958-2002.



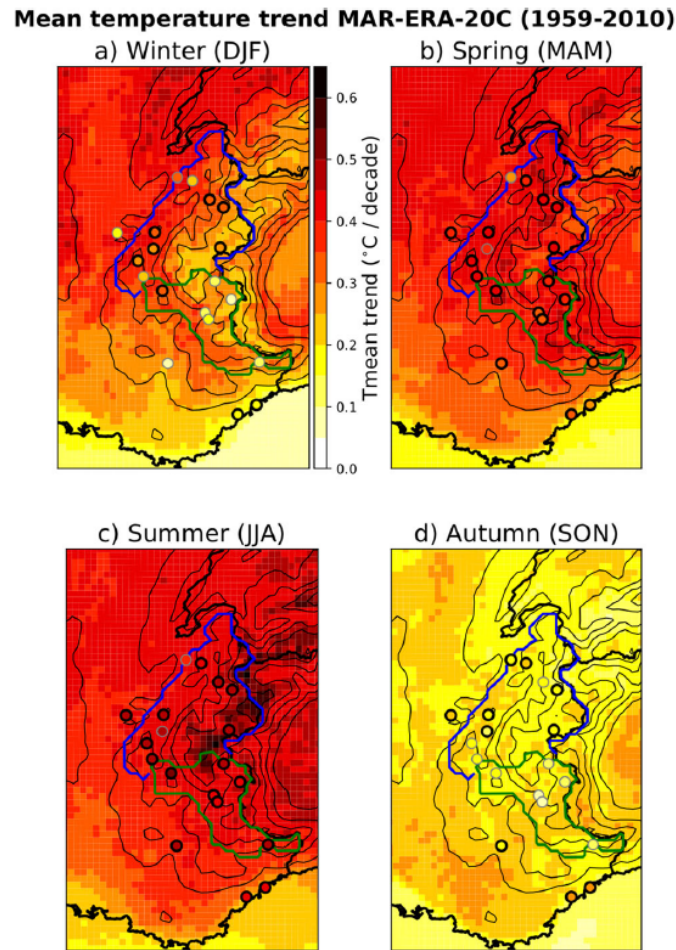


FIGURE I.7 – Figure 5 de [Beaumet et al. \(2021\)](#). Évolution de la température de surface (en °C/décennie) du modèle climatique régional MAR (résolution 7km) forcé par la réanalyse ERA20C sur la période 1959-2010. Les cercles représentent les stations météorologiques de Météo-France (contour noir si tendance significative). Les Alpes du Nord françaises sont délimitées en bleu; les Alpes du Sud en vert.

Les précipitations extrêmes semblent cependant montrer des signaux plus clairs. Le seuil marquant la frontière entre les précipitations courantes et les précipitations extrêmes est quelque peu subjectif. Par extension de langage dans la bibliographie, nous utiliserons le terme extrême pour des précipitations faisant partie des 1% des plus fortes précipitations ([Giannakaki and Martius, 2016](#); [Mastrantonas et al., 2021](#); [Ménégoz et al., 2020](#); [Pasquier et al., 2019](#)). Les 1% des plus fortes précipitations correspondent à trois événements par an en moyenne, pouvant ainsi aussi être caractérisées d'extrêmes modérés ([Brönnimann et al., 2018](#)) ou de précipitations intenses ([Scherrer et al., 2016a](#)). Sur la chaîne alpine, [Ménégoz et al. \(2020\)](#) note une augmentation des maxima saisonniers de l'ordre de 10% en hiver et au printemps, de 6% en été et de 13% en automne au cours du XX<sup>e</sup> – une augmentation plus marquée que sur les plaines alentours. Certaines de ces tendances restent significatives en considérant uniquement la période postérieure à 1960, suggérant une intensification récente des précipitations extrêmes. Ces résultats semblent cohérents avec l'augmentation des précipitations extrêmes observée en Suisse à toutes les saisons au cours du XX<sup>e</sup> siècle et particulièrement après les années 1970, bien que ces tendances semblent être moins significatives sur la partie alpine du pays ([Scherrer et al., 2016a](#)). Ils sont aussi cohérents avec l'augmentation des précipitations extrêmes observés dans le Nord des Alpes italiennes sur cette même période ([Brugnara and Maugeri, 2019](#)). De tels résultats sont en ligne avec l'augmentation observée des précipitations extrêmes à l'échelle des régions alpines avec un fort niveau de confiance ([IPCC, 2021](#)). Par ailleurs, les observations météorologiques des Alpes françaises n'ont pas été considérées dans les études pré-citées puisqu'elles couvrent généralement des périodes plus courtes que les séries suisses notamment.

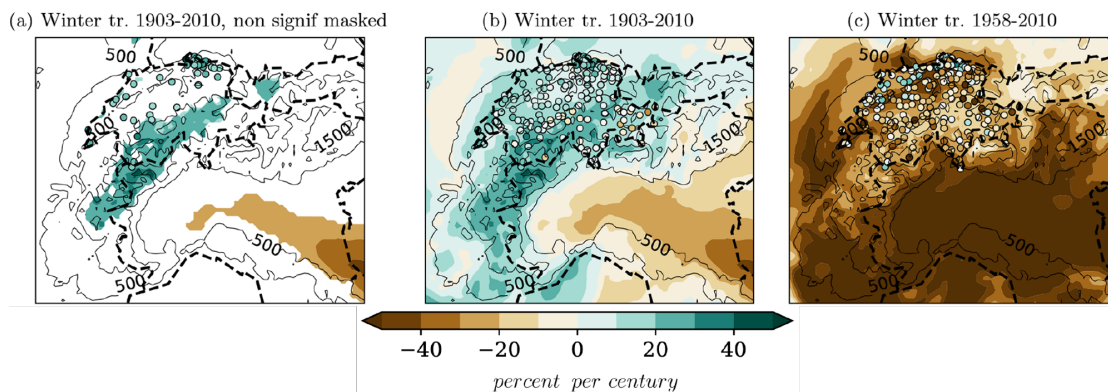


FIGURE I.8 – Extrait de la Figure 4 de [Ménégoz et al. \(2020\)](#). Tendance linéaire des cumuls hivernaux de précipitations simulés par le modèle climatique régional MAR forcé par la réanalyse ERA20C sur les Alpes. (a) Tendances significatives uniquement, période 1903-2010, (b) toutes tendances, période 1903-2010, et (c) toutes tendances, période 1958-2010.

#### En résumé

Les Alpes du Nord françaises se réchauffent nettement mais la dépendance du réchauffement à l'altitude et les signaux de précipitations sont moins clairs. Peu de tendances sont observées sur les cumuls saisonniers de précipitations, hormis une augmentation des précipitations hivernales sur le nord-ouest des Alpes au cours de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle. L'étude des précipitations extrêmes passées montrent une tendance générale à la hausse dans les Alpes de l'ouest. Il est cependant à noter que les observations des Alpes françaises n'ont pas été considérées.



### I.2.3 Évolutions climatiques futures : une zone de divergence des modèles

Nous illustrons désormais les projections climatiques futures dans les Alpes du Nord françaises. Nous utilisons les projections climatiques DRIAS-2020<sup>16</sup> réalisées par les organismes français de modélisation du climat (Météo France, CNRM, IPSL, CERFACS), constituant les projections régionales les plus récentes pour la France. La construction des projections se base sur 12 combinaisons de modèles climatiques globaux (GCM) et régionaux (RCM)<sup>17</sup>. Ces modèles ont été sélectionnés selon plusieurs critères, incluant leur capacité à modéliser de manière réaliste le climat européen et français, la prise en compte d'une diversité de RCM ou encore la cohérence dans la physique des GCM et RCM. Les sorties des modèles régionaux sont ensuite débiaisées en utilisant la méthode ADAMONT développée à Météo France (?). Le jeu de données DRIAS-2020 fournit ainsi des projections climatiques régionales pour la France à la résolution 8 km pour différentes variables (température, précipitation, vent, humidité), différents horizons temporels jusqu'à 2100, et selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Nous illustrons ici les projections climatiques futures de température, de précipitation et de précipitation extrême à l'horizon de la fin de siècle (période 2071-2100) par rapport à la période de référence 1976-2005 selon le scénario RCP8.5<sup>18</sup>. Ce scénario est utilisé dans le cadre de l'expérience CMIP5<sup>19</sup> (Taylor et al., 2012) ; il est associé à une augmentation continue des émissions de gaz à effet de serre au cours du XXI<sup>e</sup> siècle, sans mise en place de politique climatique (Vuuren et al., 2011). Bien qu'il constitue un scénario plus pessimiste que le *business as usual* – et qu'il apparaisse de moins en moins probable depuis sa création<sup>20</sup> –, le scénario RCP8.5 permet ici une visualisation du changement climatique régional simulé par les modèles en réponse à un réchauffement global marqué (4°C de réchauffement global médian en 2100 par rapport à la période 1986-2005 ; IPCC, 2013). Nous considérons l'ensemble des 12 simulations DRIAS-2020 en illustrant les quartiles 25 % et 75 % de l'ensemble afin de discuter de la dispersion des différentes chaînes de modélisation.

#### I.2.3.a Températures

Les modèles s'accordent évidemment sur un réchauffement des Alpes françaises en fin de siècle selon le scénario RCP8.5 (Figure I.9). Au-delà d'un réchauffement plus élevé pour certains modèles, une différence notable réside dans l'amplification du réchauffement en zone de montagne. La fourchette basse de l'ensemble (quartile 25%) simule un réchauffement presque homogène sur le quart sud-est de la France, avec une amplification du réchauffement de l'ordre de 0.5°C à 1°C dans les Alpes par rapport à la vallée du Rhône. La fourchette haute (quartile 75%) modélise cependant un réchauffement largement accentué sur tous les reliefs de la région, et particulièrement sur les Alpes avec un réchauffement atteignant localement 6°C et une amplification de 1.5°C à 2°C par rapport à la vallée du Rhône. Si la dépendance du réchauffement à l'altitude semble être associée à des incertitudes dans le passé, elle semble aussi constituer une source d'incertitude majeure au sein des modèles de climat pour projeter le réchauffement futur de la région alpine. Les modèles globaux issus de l'expérience CMIP6 semblent par ailleurs simuler un réchauffement futur de la chaîne Alpine 15% supérieur au réchauffement des surfaces continentales de l'hémisphère Nord situées en dessous du 60°N (méthodologie similaire à Lalande et al., 2021, appliquée aux Alpes européennes ; discussions personnelles).

---

16. <http://www.drias-climat.fr/>

17. <http://www.drias-climat.fr/document/rapport-DRIAS-2020-red3-2.pdf>

18. Radiative Concentration Pathway - 8.5W/m<sup>2</sup>

19. Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5

20. <https://www.carbonbrief.org/explainer-the-high-emissions-rcp8-5-global-warming-scenario>

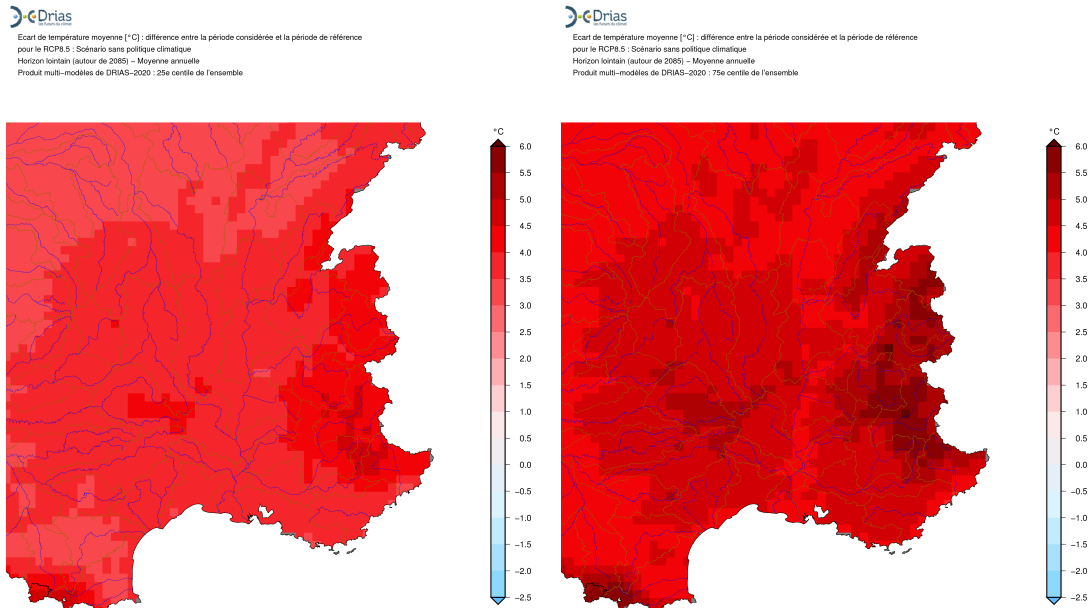


FIGURE I.9 – Différence de température (en °C) entre la période 2071-2100 et la période de référence 1976-2005 selon le scénario RCP8.5 pour le quartile 25% (gauche) et 75% (droite) de l'ensemble des 12 simulations DRIAS-2020. Source : <http://www.drias-climat.fr/decouverte>.

### I.2.3.b Précipitations

Le désaccord entre les différentes chaînes de modélisation est beaucoup plus marqué au regard de l'évolution future des cumuls annuels de précipitations dans les Alpes du Nord françaises (Figure I.10). La fourchette basse de l'ensemble modélise une diminution marquée des précipitations annuelles sur la totalité des Alpes françaises. Pour référence, le cumul annuel de précipitations sur les massifs des Pré-Alpes les plus arrosés est de l'ordre de 2000 mm<sup>21</sup> (massifs de la Chartreuse et de Belledonne). Une diminution de 1mm/jour (donc 365mm/an) correspond ainsi à une diminution de plus de 15% du cumul annuel en un siècle. En revanche, la fourchette haute de l'ensemble modélise une légère augmentation des cumuls annuels sur le nord et l'ouest des Alpes françaises tandis que les Alpes du Sud sont associées à une légère diminution. Cette zone de transition entre faible augmentation et faible diminution des précipitations suit remarquablement la frontière climatique de Auer et al. (2007)(Figure I.5).

Bien que les diminutions de précipitations modélisées par l'ensemble soient plus marquées que les augmentations, cette dispersion des modèles climatiques pointe la grande incertitude existant sur le signe même des tendances de précipitations dans les Alpes du Nord françaises. Cette incertitude est bien illustrée à plus grande échelle (Figure I.11), entre augmentation des précipitations au nord de l'Europe et diminution des précipitations au sud de l'Europe. Cette frontière évolue au cours de l'année, l'humidification gagnant du terrain en hiver et l'assèchement gagnant du terrain en été.

21. [http://www.auvergne-rhone-alpes.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/Climat\\_actuel\\_en\\_Rhone-Alpes\\_septembre\\_2010\\_c1e0b2cd1.pdf](http://www.auvergne-rhone-alpes.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/Climat_actuel_en_Rhone-Alpes_septembre_2010_c1e0b2cd1.pdf)

## Introduction

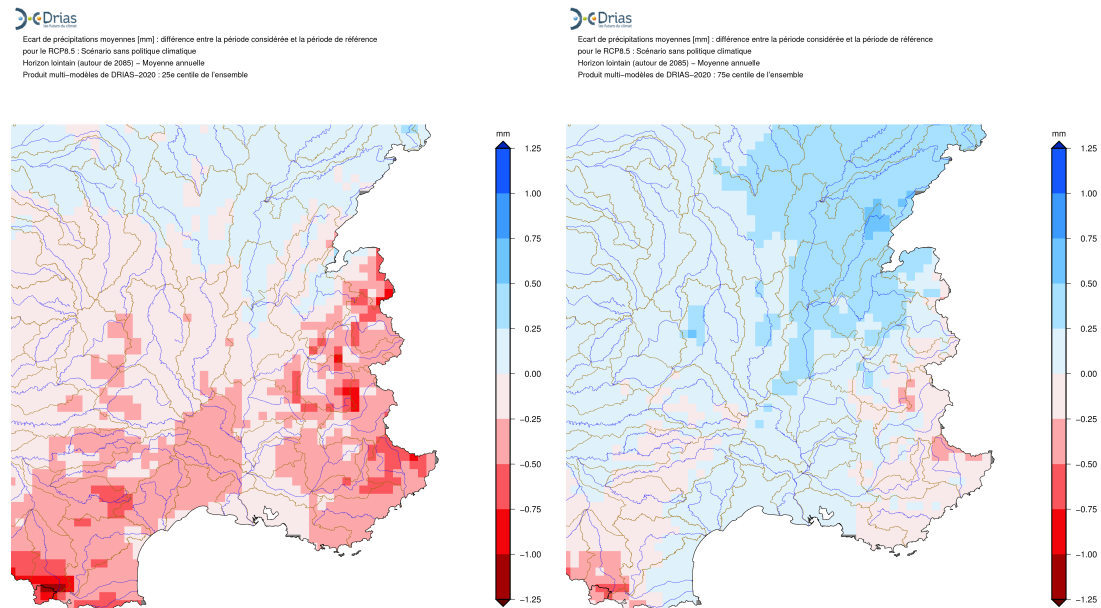


FIGURE I.10 – Différence de cumul annuel de précipitations (en mm/jour) entre la période 2071-2100 et la période de référence 1976-2005 selon le scénario RCP8.5 pour le quartile 25% (gauche) et 75% (droite) de l'ensemble des 12 simulations DRIAS-2020. Source : <http://www.drias-climat.fr/decouverte>.

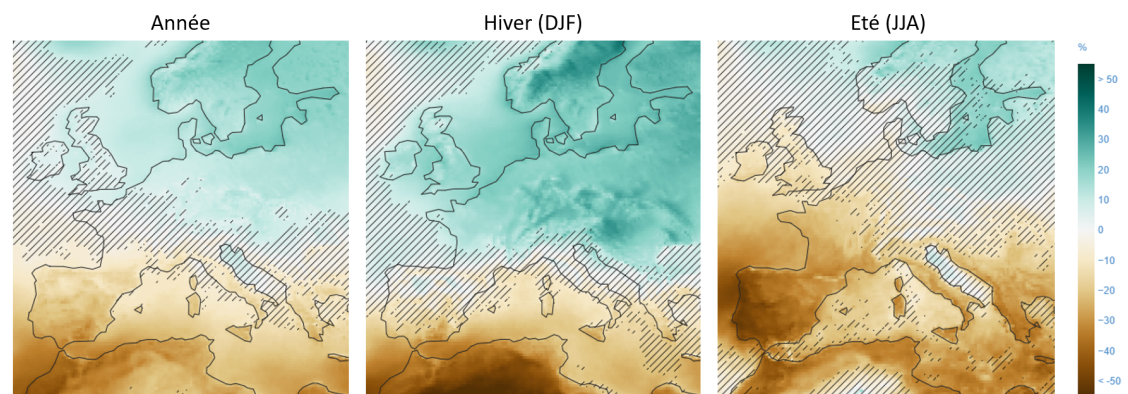


FIGURE I.11 – Changement de cumul de précipitations (en %) entre la période 2081-2100 et la période de référence 1986-2005 selon le scénario RCP8.5. Simulations EURO-CORDEX (50 modèles) sur l'Europe pour l'année (gauche), l'hiver (centre) et l'été (droite). Les lignes hachurées représentent les régions pour lesquelles moins de 80% des modèles s'accordent sur le signe du changement. Source : <https://interactive-atlas.ipcc.ch/> (IPCC, 2021).

L'évolution projetée des précipitations extrêmes à l'échelle globale pointe une intensification moyenne de l'ordre de 7 %/°C (IPCC, 2021), en lien avec la relation de Clausius-Clapeyron qui établit qu'un air plus chaud peut contenir plus d'humidité (Coumou and Rahmstorf, 2012). En revanche, les déclinaisons régionales de cette tendance globale semblent être modulées par des changements de dynamique dont les incertitudes associées sont grandes (IPCC, 2021). L'évolution simulée des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises est représentée en Figure I.12, au sens de l'évolution du niveau des 1% de précipitations journalières les plus fortes. Un dégradé nord/sud similaire aux tendances futures de précipitations annuelles est observé, avec cependant une tendance générale à l'augmentation des précipitations extrêmes de l'ordre de 0 à 20% dans les Alpes du Nord françaises.

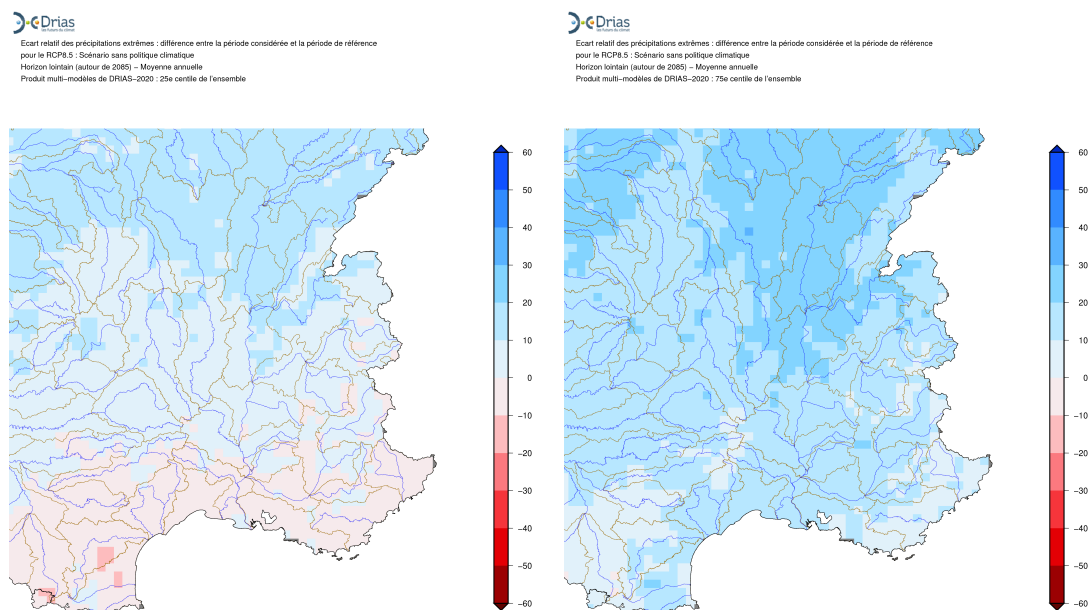


FIGURE I.12 – Différence (en %) du niveau des 1% des précipitations journalières les plus fortes entre la période 2071-2100 et la période de référence 1976-2005 selon le scénario RCP8.5 pour le quartile 25% (gauche) et 75% (droite) de l'ensemble des 12 simulations DRIAS-2020. Source : <http://www.drias-climat.fr/decouverte>.

L'évolution de la part des fortes précipitations (10% les plus fortes) dans le cumul annuel permet en quelques sortes de coupler les évolutions simulées des cumuls annuels et des fortes précipitations (Figure I.13). Si une augmentation généralisée de la part des fortes précipitations est observée, les augmentations les plus marquées se cantonnent au sud de la frontière climatique de Auer et al. (2007) pour certains modèles tandis qu'elles concernent la totalité des Alpes françaises pour d'autres. Les incertitudes associées aux évolutions futures des précipitations sur les Alpes du Nord françaises semblent une fois de plus inhérentes à la pluralité des influences climatiques impactant la région.

#### En résumé

Les projections futures de température montrent un réchauffement des Alpes du Nord françaises, avec cependant des incertitudes sur la dépendance du réchauffement à l'altitude. La position centrale des Alpes du Nord françaises en Europe de l'Ouest – à la frontière climatique des influences continentales, Atlantiques, et Méditerranéennes – semble être à l'origine d'incertitudes majeures au regard de l'évolution future des précipitations dans la région – la représentation des différentes influences climatiques et leur évolution semblant diverger au sein des modèles de climat. Dans ce contexte, mieux comprendre les caractéristiques propres de ces différentes influences climatiques ainsi que leurs évolutions semble être un pré-requis essentiel à l'étude de l'évolution climatique des Alpes du Nord françaises.



Ecart de pourcentage des intenses : différence entre la période considérée et la période de référence pour le RCP8.5 ; Scénario sans politique climatique  
Horizon lointain (autour de 2095) ; Moyenne annuelle  
Produit multi-modèles de DRIAS-2020 ; 25e centile de l'ensemble



Ecart de pourcentage des intenses : différence entre la période considérée et la période de référence pour le RCP8.5 ; Scénario sans politique climatique  
Horizon lointain (autour de 2095) ; Moyenne annuelle  
Produit multi-modèles de DRIAS-2020 ; 75e centile de l'ensemble

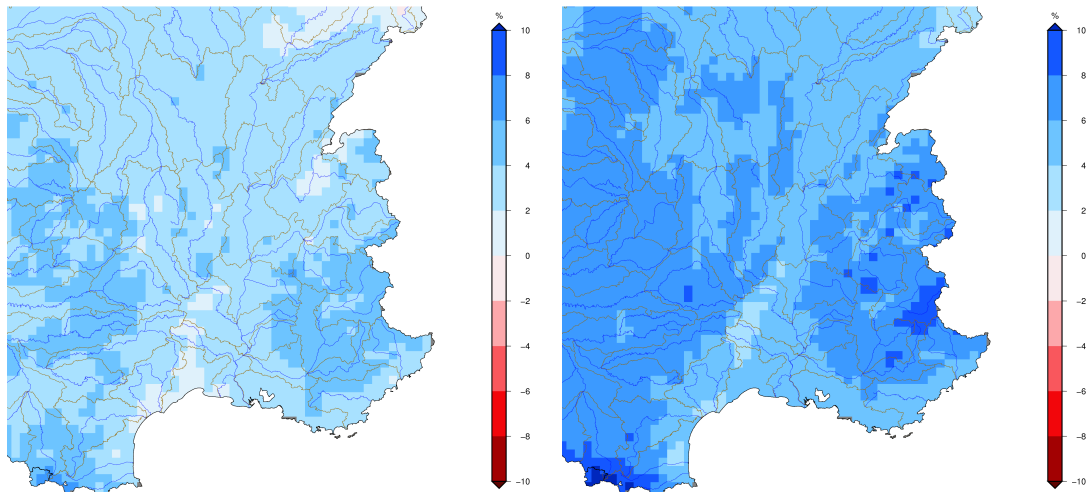


FIGURE I.13 – Écart de la part des fortes précipitations : écart (en %) de la part des précipitations annuelles associées à des précipitations journalières fortes (10% les plus fortes) entre la période 2071-2100 et la période de référence 1976-2005 selon le scénario RCP8.5 pour le quartile 25% (gauche) et 75% (droite) de l'ensemble des 12 simulations DRIAS-2020. Source : <http://www.drias-climat.fr/decouverte>.

## I.3 Des crues de rivière à l'atmosphère

### I.3.1 Évolution des crues de rivière : entre incertitude globale et calme apparent local

#### I.3.1.a Évolution passée

La mesure de débit en rivière est éminemment plus complexe que les mesures atmosphériques, notamment pour les forts débits. Cela s'explique notamment par la nécessaire prise en compte de la morphologie de la rivière, qui évolue au gré des épisodes de crues. À cela s'ajoute la modification des bassins versants par l'Homme (urbanisation) et des rivières (endiguement, aménagements hydro-électriques) venant ajouter une composante anthropique à l'hydrologie. Ces caractéristiques rendent ainsi l'étude de l'évolution climatique passée des crues de rivière difficile. A l'échelle globale, les études des crues de rivières passées ne permettent pas de conclusions quant à leur tendance (IPCC, 2021).



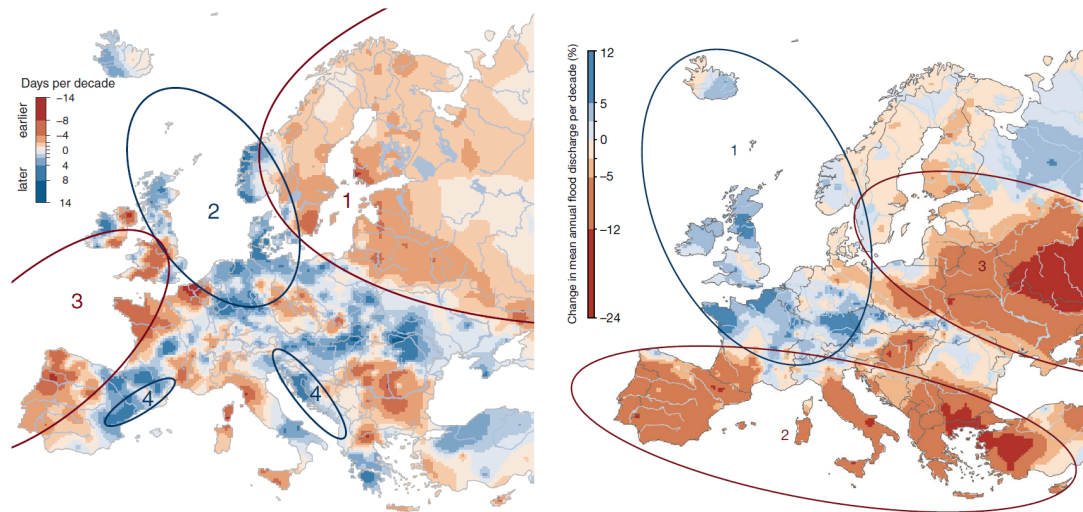


FIGURE I.14 – Figure 1 de [Blöschl et al. \(2017\)](#) (gauche) et Figure 1 de [Blöschl et al. \(2019\)](#) (droite), représentant respectivement les tendances de la temporalité et de l'intensité des maxima annuels de débit sur l'Europe, sur la période 1960-2010.

Néanmoins, plusieurs études tentent de détecter des tendances de crues de rivière dans les séries de débit à l'échelle régionale. C'est le cas de [Blöschl et al. \(2017, 2019\)](#) à l'échelle de l'Europe, sur la période 1960-2010. En utilisant près de 4000 stations hydrométriques, les auteurs mettent en évidence certaines régions expérimentant une évolution de la temporalité et de l'intensité des crues de rivière (Figure I.14). Aucun motif spatial cohérent n'est observé pour la région alpine, même si l'on peut noter une légère tendance à des crues de rivière plus tardives et moins intenses dans les Alpes du Nord françaises. Les crues considérées dans ce travail représentent le maximum annuel de débit, c'est-à-dire des crues de fonte arrivant principalement en mai et juin pour les Alpes du Nord françaises (Figure 3 de [Blöschl et al., 2017](#)). Les auteurs précisent aussi que ces évolutions ne sont pas nécessairement associées à une tendance climatique, dans le sens où elles pourraient être expliquées par la variabilité naturelle du climat, telle que les phases plus positives de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) observées depuis les années 1970.

## Introduction

---

Dans les Alpes, le rapport spécial Océan et Cryosphère du GIEC pointe à la fois vers une augmentation et une diminution passée des crues en haute montagne, avec un faible niveau de confiance dans l'attribution de ces changements à des changements de cryosphère (IPCC, 2019). Bard et al. (2012) montrent que l'onde de fonte des rivières alpines devient plus précoce et plus longue sur la période 1961-2005. En revanche, peu de tendances sur l'intensité des crues nivales sont détectées. Dans les Alpes centrales, les crues estivales des grandes rivières semblent néanmoins avoir été plus fréquentes au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle et moins fréquentes au milieu du XX<sup>e</sup> siècle (Brönnimann et al., 2019). Sur des échelle de temps plus longues, l'étude des sédiments lacustres et des données historiques permettent d'étudier les grandes tendances de crues de rivières et de torrents grâce à l'échelle événementielle. De telles études indiquent que les périodes de crues plus fréquentes dans les Alpes sont associées à des périodes froides, de l'holocène à l'ère industrielle (Wilhelm et al., 2022; Glur et al., 2013; Wirth et al., 2013). Sur cette période, des réchauffements de 0.5-1.2°C ont conduit à une diminution de la fréquence des grandes crues de 25 à 50% (Wilhelm et al., 2022). Les crues torrentielles extrêmes (centennales ou plus, principalement estivales) sur de petits bassins versants d'altitude semblent en revanche être associées à des périodes chaudes dans les Alpes françaises (Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2013, 2016, 2022). De tels résultats semblent en accord avec l'augmentation depuis 1980 du nombre de laves torrentielles en Savoie (Einhorn et al., 2015) et du nombre de crues torrentielles sur l'agglomération grenobloise (Creutin et al., 2022), bien que la stationnarité des modes de recensement peut être mise en question. Ils seraient aussi cohérents avec l'intensification des précipitations convectives estivales modélisée à haute altitude dans les Alpes (Giorgi et al., 2016).

En résumé, les incertitudes sur l'évolution récente des crues des rivières alpines sont grandes. En revanche, les études paléo-hydrologiques offrent une vision intéressante, suggérant (a) une corrélation négative entre fréquence de crues de rivière/crués torrentielles alpines et température et (b) une corrélation positive pour les crues torrentielles estivales les plus fortes dans les Alpes du Nord.

### I.3.1.b Projections futures

A l'échelle globale, les projections future de crues pluviales – ruissellement de surface et crues éclairs – sont amenées à augmenter en réponse à l'augmentation des précipitations extrêmes (fort niveau de confiance IPCC, 2021). Cependant, les projections indiquent avec un niveau de confiance moyen que davantage de régions seront concernées par une augmentation des crues de rivière que par une diminution (IPCC, 2021). À l'échelle régionale, il existe plus d'incertitudes sur l'évolution future des crues de rivière que sur l'évolution future des précipitations puisque des processus hydrologiques complexes, la gestion de l'eau par l'Homme et l'urbanisation entrent en jeu. De plus, les projections de crues de rivière futures possèdent des biais puisqu'elles héritent d'incertitudes en cascade, des modèles climatiques aux modèles hydrologiques.

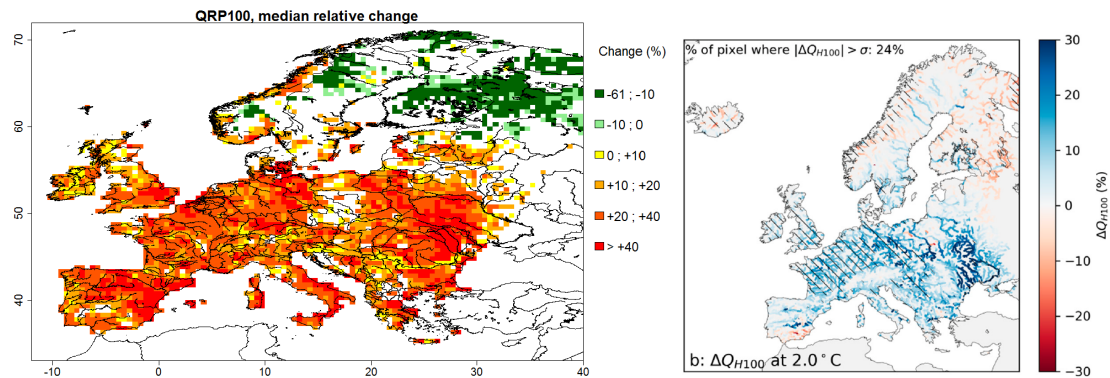


FIGURE I.15 – Différence (en %) de débit centennal de rivière pour un réchauffement global de 2°C selon Roudier et al., 2016 (gauche, période de référence 1971-2000) et Mentaschi et al., 2020 (droite, période de référence 1981-2010).

Certaines études utilisent des modèles hydrologiques en sortie de modèles climatiques afin d'obtenir des projections de crues de rivière selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. C'est le cas de Thober et al. (2018) qui utilisent un ensemble de 5 modèles climatiques globaux en entrée de 3 modèles hydrologiques pour projeter l'évolution des crues de rivière en Europe selon trois niveaux de réchauffement. Les auteurs montrent une augmentation des 10 % des débits journaliers les plus forts au nord de l'Europe et une diminution au sud de l'Europe, en lien avec les évolutions projetées de cumuls annuels de précipitations. Une diminution des maxima annuels de débit de rivière est projetée sur les Alpes du Nord françaises selon tous les niveaux de réchauffement, avec cependant un faible rapport signal sur bruit pointant la grande incertitude dans l'ensemble utilisé. La modélisation climatique régionale peut aussi être utilisée pour forcer des modèles hydrologiques. C'est le cas des travaux de Roudier et al. (2016), qui utilisent 11 chaînes de modélisations climatiques régionales (EURO-CORDEX, CMIP5) ainsi que 3 modèles hydrologiques pour projeter l'évolution des crues de rivière et des étiages à l'échelle de l'Europe. Dans un monde un +2°C, les auteurs observent une augmentation des débits de crue sur l'ouest, le sud, et le centre de l'Europe de l'ordre de 10 à 20% pour les débits décennaux et de 20 à 40% pour les débits centennaux (Figure I.15, gauche). Ces résultats sont en accord avec les évolutions de débits centennaux obtenus à l'aide d'un ensemble différent d'EURO-CORDEX (Mentaschi et al., 2020), bien que les augmentations projetées sur la chaîne alpine semblent plus faibles (Figure I.15, droite). Cette image des évolutions futures des crues de rivière centennales – avec une augmentation sur une majeure partie de l'Europe, une diminution en Europe du Nord associée à une diminution de la contribution nivale, et un signal moins marqué sur les Alpes – est partagé par Alfieri et al. (2015) selon une méthodologie similaire.

En résumé, de grandes incertitudes existent sur l'évolution future des crues de rivières à l'échelle régionale (IPCC, 2021). Davantage de surfaces continentales observeront une intensification des crues de rivières qu'une diminution (niveau de confiance moyen). C'est le cas du continent européen, avec une augmentation projetée des plus fortes crues de rivière sur une large région de l'Europe de l'Ouest et de l'Europe Centrale. A l'échelle des Alpes, les projections de crues de rivières sont parfois contradictoires (Einhorn et al., 2015). De telles projections héritent naturellement des incertitudes associées aux évolutions de précipitations extrêmes et ne permettent pas de conclusions pour les Alpes du Nord françaises.





Ce travail de recherche des événements de crues marquants à Grenoble a été poursuivi par [Creutin et al. \(2022\)](#) sur la période 1850-2019, en élargissant le spectre aux événements ayant touché les torrents de l'agglomération grenobloise. Les auteurs recensent plus de 100 événements hydrométéorologiques dont 53 concernent les torrents, 34 concernent les rivières, et 17 concernent les concomitances entre torrents et rivières. Cette base de donnée est largement construite à partir des observations des services du RTM<sup>22</sup> – observateur historique des risques en zone de montagne –, et des travaux de recherche de crues historiques (dont les travaux de [Cœur, 2003](#)). Les événements considérés dans cette base sont des événements remarquables, dans le sens où ils ont créé suffisamment de désordres pour être relatés. Nous nous intéressons ici aux crues de l'Isère et du Drac à Grenoble, ainsi qu'aux crues concomitantes entre l'Isère et le Drac, en aval de Grenoble. Sur 49 événements recensés sur la période 1850-2019, 20 correspondent à une concomitance entre Isère et Drac ; 22 concernent l'Isère à Grenoble et 7 concernent le Drac à Grenoble. Il est cependant important d'avoir en tête que de tels événements sont associés à des crues de moindre ampleur que celles observées avant 1859.

L'évolution de l'occurrence de crues de rivières recensées par les travaux de recherche historiques montrent un nombre d'événement relativement constant sur toute la période couverte par ces travaux, c'est-à-dire jusqu'à 1970 (en jaune et orange pointillé en Figure I.17). Hormis la crue de l'Isère du 20 juin 1948, ces événements sont cependant associés à de faibles intensités, comme observé en Figure I.16 de 1850 à 1950. L'évolution de l'occurrence des crues de rivière recensées par les services du RTM sur la période 1850-2019 (Figure I.17) est marquée par la quasi absence d'événement après 1950, que ce soit pour l'Isère (courbe jaune continue) ou pour le Drac (courbe orange continue). Cette diminution de l'occurrence des crues est concomitante à la construction des barrages et ainsi à l'augmentation de la capacité de stockage. Elle est aussi concomitante aux trois grands programmes de protection contre le risque inondation se traduisant par la construction où le renforcement des digues. Ces observations posent ainsi la question de l'influence des aménagements humains sur l'absence de crues remarquables à partir du milieu du XX<sup>e</sup> siècle.

Les travaux de [Vivian and Pupier \(1996\)](#) s'intéressant à l'influence des barrages sur les crues de l'Isère et du Drac sont à ce titre éclairants. Comme beaucoup de bassins versants Alpains, les bassins de l'Isère et du Drac ont vu la construction de nombreux aménagements hydro-électriques au milieu du XX<sup>e</sup> siècle. Pour l'Isère, l'amont du bassin versant est principalement concerné avec des retenues situées en Haute-Tarentaise (barrage de Tignes, 1952), en Haute-Maurienne (barrage du Mont-Cenis et du Bissorte, respectivement 1968 et 1935) ou dans le Beaufortain (barrages de la Gittaz, de la Girotte, de Saint-Guérin et surtout de Roselend, de 1958 à 1963). Le remplissage des retenues s'effectue principalement par le captage de torrents et adduction dans les réserves. Les eaux sont ensuite turbinées en contrebas dans la vallée. Pour le Drac, quatre lacs réservoirs ont vu le jour sur le cours principal de la rivière, avec principalement le barrage du Sautet (1935) et le barrage du Monteynard (1962). Nous pouvons aussi citer le barrage du Chambon sur la Romanche (affluent du Drac) et le barrage de Grand-Maison sur l'Eau d'Olle (affluent de la Romanche). Ces différents aménagements portent la capacité de stockage à 850 hm<sup>3</sup> pour l'Isère et 489 hm<sup>3</sup> pour le Drac ([Vivian and Pupier, 1996](#)), posant la question d'un éventuel écrêtement des crues observées à Grenoble par la gestion de ces ouvrages. S'il apparaît que les débits mensuels et journaliers de l'Isère ont été affectés par les aménagements hydro-électriques ([Vivian, 1994](#)), les débits de pointe auraient été peu modifiés ([Vivian and Pupier, 1996](#)). En cause notamment la position amont des aménagements sur le bassin de l'Isère et un rôle d'écrêtement complexifié par la gestion des multiples conduites de dérivation. Ce n'est pas le cas pour le Drac, pour lequel l'écrêtement des crues par les aménagements paraît facilité par la position aval des barrages sur la rivière elle-même. Ainsi, l'étude de [Vivian and Pupier \(1996\)](#) suggère que la construction de la retenue du Monteynard en 1962 aurait eu un impact sur les crues biennales à décennales avec un écrêtement de l'ordre de 100 à 200 m<sup>3</sup>/s du débit de pointe. Les auteurs notent cependant que l'impact des barrages du Drac semble plus faible pour les plus grosses crues.

---

22. Restauration des Terrains de Montagne, Office National des Forêts

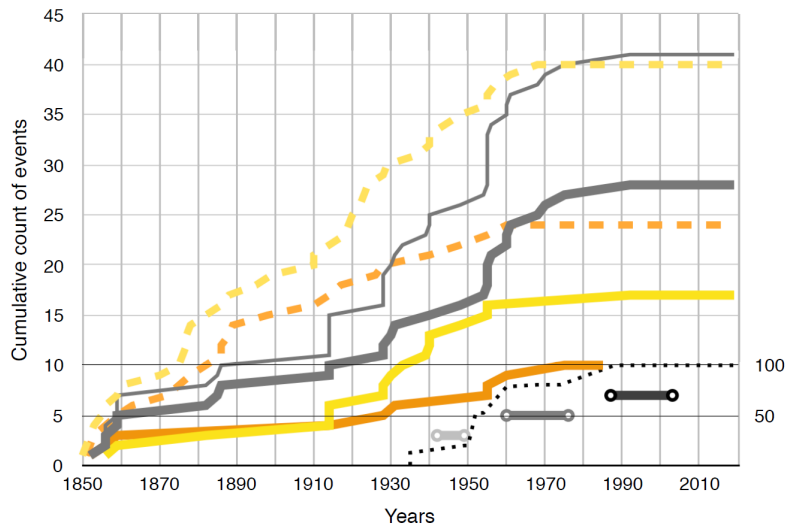


FIGURE I.17 – Figure 6 de [Creutin et al. \(2022\)](#) représentant notamment le nombre cumulé de crues de rivière sur la période 1850-2019 selon la base de données RTM pour l’Isère (jaune continu) et le Drac (orange continu), ainsi que selon les travaux historiques pour l’Isère (jaune pointillé) et le Drac (orange pointillé). Il est à noter que les travaux historiques ne couvrent ici que la période 1850-1970. Les pontillés noir en bas du graphique représentent l’augmentation de la capacité de stockage des barrages sur les bassins de l’Isère et du Drac. Les droites horizontales grises et noires représentent les trois grands programmes de travaux pour la protection des inondations (digues).

L’absence de crue majeure après 1948 n’est cependant pas synonyme d’absence de crues de plus faible intensité. Ainsi, on note une récurrence relativement importante de crues de l’Isère frôlant la décennale à Grenoble depuis les années 2000 : mars 2001 (950 m<sup>3</sup>/s), mai 2008 (850 m<sup>3</sup>/s), mai 2010 (840 m<sup>3</sup>/s), et mai 2015 (966 m<sup>3</sup>/s)<sup>23</sup>. La dernière crue en date de l’Isère date du 5 janvier 2018, qui bien que plus faible que les précédentes (810 m<sup>3</sup>/s) se distingue par sa saisonnalité.

23. <https://symbhi.fr/pour-sinformer/memoire-du-risque/crue-de-janvier-2018/>

En résumé

A l'échelle de la chaîne alpine, les évolutions récentes et futures des crues de rivière sont très incertaines. Si les projections futures montrent une tendance générale à l'augmentation de l'intensité des plus fortes crues de rivière sur l'Europe de l'Ouest, les études paléo-hydrologiques suggèrent des crues alpines plus fréquentes en période froide mais des crues torrentielles plus intenses en période chaude dans les Alpes du Nord.

La variabilité passée des crues de l'Isère et du Drac à Grenoble est en revanche bien documentée. L'Isère et le Drac ont historiquement connu des événements de crue majeurs, ayant fortement impacté le développement du territoire. Ces événements se regroupent au sein de trois grandes périodes marquées par une grande récurrence de fortes inondations entre 1630 et 1860. Après 1860, l'Isère et le Drac n'ont pas connu de crues majeures d'une ampleur similaire aux crues historiques, marquant une longue période de calme apparent. Malgré une récurrence récente de crues de l'Isère proches de la décennale à Grenoble, les fortes crues de l'Isère et du Drac semblent presque absentes après 1948, suggérant un potentiel impact des aménagements anthropiques sur l'occurrence d'inondations. Si l'influence des ouvrages hydro-électriques sur les crues de l'Isère semble limitée, les lacs réservoirs du Drac ainsi que les ouvrages de protection sur les deux bassins pourraient avoir joué un rôle non négligeable.

### I.3.2 Les précipitations extrêmes : une composante essentielle à la génération de crues

#### I.3.2.a L'importance des précipitations liée à l'intensité de la crue

Le débit d'une rivière à un instant donné est dépendant de multiples variables incluant notamment les précipitations et leur structure spatiale, les températures, l'humidité des sols, l'évapotranspiration ou encore la fonte nivale. Un pan de la littérature récente étudie l'importance de ces divers processus lors des crues. C'est le cas de [Berghuijs et al. \(2019\)](#), qui montrent que l'humidité des sols et la fonte nivale sont plus explicatifs des crues que les précipitations extrêmes à l'échelle de l'Europe. Pour notre région de montagne ayant une composante nivale importante, les précipitations extrêmes et la fonte nivale sont les processus les plus explicatifs des crues, ayant lieu en moyenne au mois de juin ([Berghuijs et al., 2019](#)). Une diversité de processus hydrologiques et météorologiques est aussi évoquée pour tenter d'expliquer la dichotomie entre augmentation des précipitations extrêmes et non observation d'une augmentation des crues – avec notamment des changements de conditions antécédentes d'humidité, de couverture neigeuse ou de caractéristiques des tempêtes ([Sharma et al., 2018](#)). Cependant, ces résultats semblent s'appliquer ici au maximum annuel de débit ([Berghuijs et al., 2019](#)) ou aux trois maxima annuels (Figure 1 de [Sharma et al., 2018](#)), pouvant difficilement être considérés comme de fortes crues.

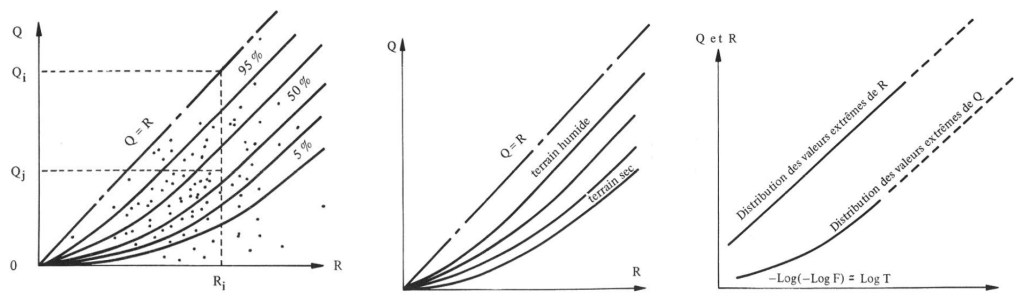


FIGURE I.18 – Croquis de [Guillot and Duband \(1967\)](#). Gauche : débit  $Q$  en fonction des précipitations  $R$ . La bissectrice représente la droite  $Q = R$ . Le débit  $Q$  est exprimé en mm, en divisant le débit journalier par la surface du bassin. Les courbes représentent les quantiles 5 % à 95 % des valeurs de débits en fonction des cumuls de pluie. Les courbes avec des pourcentages élevés correspondent à une faible capacité de rétention  $R - Q$  du bassin, et donc à un bassin humide comme indiqué dans le croquis central. Au contraire, les pourcentages faibles correspondent à une forte capacité de rétention  $R - Q$  du bassin, et donc à un bassin sec. Dans le cas d'un bassin sec, les courbes quantiliques deviennent parallèles à la bissectrice  $Q = R$  pour des niveaux plus forts de précipitations. Cela traduit le fait qu'une partie des précipitations sert à humidifier le bassin jusqu'à saturation, niveau à partir duquel l'accroissement du débit sera égal à l'accroissement des précipitations. Droite : distribution des précipitations extrêmes  $R$  et des débits extrêmes  $Q$  dans le graphique de Gumbel. La distribution des débits extrêmes devient parallèle à la distribution des précipitations extrêmes à partir d'un certain niveau de précipitations.

Pour les débits plus extrêmes, le rôle joué par les précipitations semble cependant prendre le pas sur les autres processus hydrologiques (Figure 5 de [Hundecha et al., 2020](#), pour les crues alpines supérieures au niveau de retour 5 ans). Ce constat a amené EDF<sup>24</sup> – gestionnaire historique des aménagements hydro-électriques français – à mettre en place la méthode dite du *Gradex* pour l'estimation des débits extrêmes ([Guillot and Duband, 1967](#)). Cette méthode se base sur le comportement aux limites du bassin versant, qui, exposé à un cumul extrême de précipitations, finit par transformer tout supplément de précipitation en débit. Autrement dit, les conditions antécédentes d'humidité du bassin ou la fonte nivale deviennent négligeables pour le calcul du débit au-delà d'un certain cumul de précipitations, dans le sens où le bassin atteint un niveau de saturation tel que toute augmentation de précipitations  $dR$  va se traduire par un accroissement du débit  $dQ$ . La décroissance exponentielle de la fréquence des précipitations étant validée empiriquement, la distribution des forts débits peut ainsi être représentée par une droite sur le graphique de Gumbel, parallèle à la distribution des précipitations et dont la pente est le gradex – la distance entre ces droites étant dépendante des conditions antécédentes d'humidité (Figure I.18). A partir d'applications de la méthode à plusieurs bassins versants français, les auteurs affirment qu'il est raisonnable de considérer l'estimation des débits selon le Gradex à partir de la crue décennale, ce qui revient à considérer la capacité de rétention du bassin au cumul décennal de précipitations. Bien que remplacée par une méthode plus sophistiquée – la méthode Schadex ([Paquet et al., 2013](#)), prenant en compte des distributions de précipitations dépendantes de la circulation atmosphérique et se basant sur la modélisation hydrologique –, la méthode du Gradex a été utilisée pendant plus de 40 ans à EDF et montre des résultats cohérents avec Schadex en moyenne pour l'estimation des débits extrêmes ([Paquet et al., 2006, 2012](#)).

24. Électricité de France

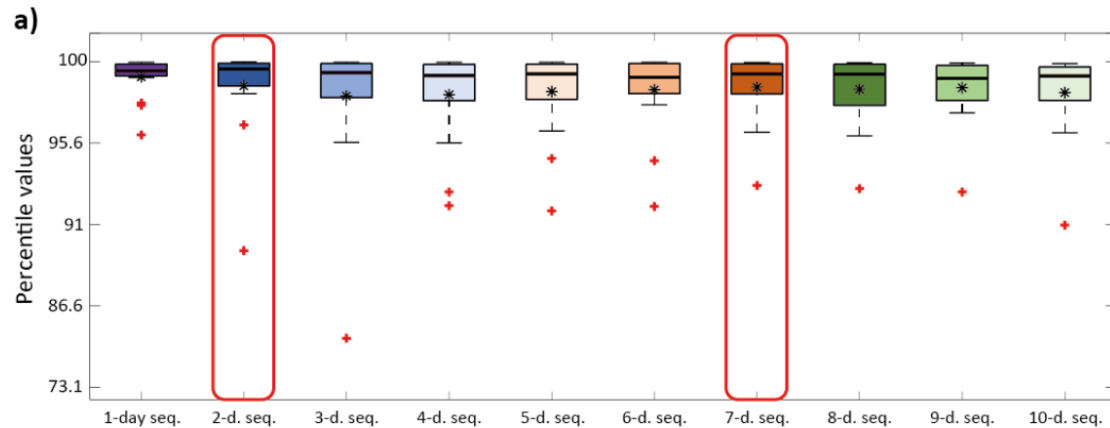


FIGURE I.19 – Figure 3a de [Raymond et al. \(2019\)](#), représentant les percentiles de précipitations pour 10 séquences se terminant la veille de crue, pour les 16 crues couvertes par les observations de précipitations (1950-2010).

Le lien entre précipitations et crues a été investigué de manière approfondie sur le bassin versant du Rhône amont à Bognes ([Raymond et al., 2019](#)). Ce bassin versant de 10900 km<sup>2</sup> à forte composante nivale est situé en bordure nord du bassin versant de l'Isère et compte des reliefs supérieurs à 4000 m d'altitude. Il constitue ainsi une bonne analogie au bassin versant de l'Isère en aval de Grenoble (Isère et Drac), représentant une surface de 9500 km<sup>2</sup>. Dans cette étude, les auteurs s'intéressent aux crues d'intensité moyenne, définies comme les crues de période de retour supérieures à 3 ans. Elles sont au nombre de 28 sur la période 1923-2010 et de 16 sur la période 1950-2010, période pour laquelle les observations pluviométriques sont disponibles. Les valeurs de précipitations uniquement sur la partie française du bassin versant sont étudiées aux dates de crues du Rhône à Bognes, puisque la partie Suisse paraît peu contributrice du fait du rôle tampon joué par le lac Léman. L'étude s'intéresse à l'intensité des précipitations ayant précédé les différentes crues. La Figure I.19 est très parlante, puisqu'elle indique que les cumuls de précipitations précédant 14 des 16 crues de la période 1950-2010 font systématiquement partie des 2% des précipitations les plus fortes aussi bien sur 1 jour que sur 2 jours, pointant le lien fort entre fortes précipitations et crues. La partition des 28 crues en 4 catégories sur la période 1923-2010 met ensuite en avant le rôle important joué par les précipitations sur 2 jours pour les crues d'automne et d'hiver, étant les plus fortes sur la période d'étude. Les crues d'été à forte composante nivale sont quand à elles moins dépendantes des précipitations, mais aussi plus rares depuis 1960. Les auteurs concluent ainsi que les plus fortes crues peuvent être appréhendées par l'étude des processus atmosphériques générateurs de fortes précipitations sur 2 jours. Dans la même optique, les séquences de précipitations de 1 à 3 jours sont mises en évidence par [Froidevaux et al. \(2015\)](#) comme pertinentes pour étudier les crues de rivières suisses drainant des surfaces supérieures à 1000 km<sup>2</sup>.

### I.3.2.b Le cas de l'Isère en aval de Grenoble

L'absence de fortes crues récentes de l'Isère ou du Drac rend difficile l'étude des processus hydrologiques à leur origine sur un nombre suffisant d'événements. Nous nous intéressons donc aux précipitations associées aux forts débits uniquement. Nous étudions plus particulièrement les précipitations sur le bassin versant de l'Isère en aval de Grenoble (Isère et Drac) au cours des 3 jours ayant précédé le maximum annuel de débit sur l'Isère à Saint-Gervais de 1969 à 2017 (9910km<sup>2</sup>, données de débit :<http://hydro.eaufrance.fr/>). Les données de précipitations sont issues d'une agrégation à l'échelle du bassin versant du produit SPAZM (Gottardi et al., 2012) disponible à la maille 1 km<sup>2</sup>. Sur 46 maxima annuels étudiés, nous observons que plus de deux tiers sont associés à des précipitations de bassin étant parmi les 10% les plus fortes, plus d'un tiers étant associés aux 2% des précipitations les plus fortes (Figure I.20). Les maxima annuels de débit arrivent majoritairement aux mois de mai et juin, en lien avec le pic annuel de fonte nivale. Il est ainsi notable de voir qu'une partie non négligeable de ces maxima est associée à un fort cumul de précipitations. C'est notamment le cas de la crue du 2 mai 2015 avec un débit de 1354 m<sup>3</sup>/s à Saint-Gervais<sup>25</sup> (966 m<sup>3</sup>/s sur l'Isère à Grenoble, un peu au-dessus de la crue décennale) et des précipitations faisant partie des 0.4% les plus fortes. C'est aussi le cas pour la crue du 30 mai 2008 avec un débit de 1210 m<sup>3</sup>/s à Saint-Gervais (860 m<sup>3</sup>/s sur l'Isère à Grenoble, un peu en-dessous de la crue décennale) et des précipitations faisant partie des 1.7% les plus fortes. Les maxima d'automne ou d'hiver sont quant à eux systématiquement associés à des précipitations parmi les plus fortes. Il est par ailleurs important de rappeler que les maxima annuels de débit ne constituent pas nécessairement des crues. On imagine ainsi assez facilement que des crues plus extrêmes seraient associées à des cumuls de précipitations plus importants. Par ailleurs, il faut avoir à l'esprit que l'interpolation des précipitations en zone de montagne est associée à une grande incertitude, pouvant probablement mener à des sous-estimations des précipitations extrêmes compte tenu de leur forte variabilité spatiale.

La reconstitution des conditions atmosphériques et hydrologiques ayant prévalu lors de la dernière crue majeure de l'Isère à Grenoble du 2 novembre 1859 est instructive (Auffray et al., 2011). Les auteurs utilisent toutes les données météorologiques disponibles afin de reconstituer le scénario le plus probable à l'origine d'une telle crue (1600 m<sup>3</sup>/s de débit journalier estimé à Grenoble le 2 novembre). Le scénario final retenu pour modéliser la crue combine différents facteurs : i) une humidification antécédente du bassin versant du 6 au 20 octobre (environ 100 mm), ii) des précipitations toujours marquées du 21 au 30 octobre (environ 110 mm) avec des températures plus froides permettant la constitution d'un stock neigeux à partir de 1600 m d'altitude, et iii) des pluies intenses les 31 octobre et 1<sup>er</sup> novembre (environ 120 mm) avec des températures très douces. Le caractère extrême des précipitations sur les deux jours précédant la crue – de l'ordre du cumul décennal – aurait ainsi été couplé à un bassin fortement humidifié et à une fonte nivale importante pour expliquer une crue qualifiée de bicentennale. Comme mentionné par les auteurs, il est cependant important de rappeler qu'un tel scénario reste un des scénarios probables, et que d'autres variantes permettraient une reconstitution du pic de crue.

---

25. <https://symbhi.fr/pour-sinformer/memoire-du-risque/crue-de-mai-2008-2010-et-2015/>

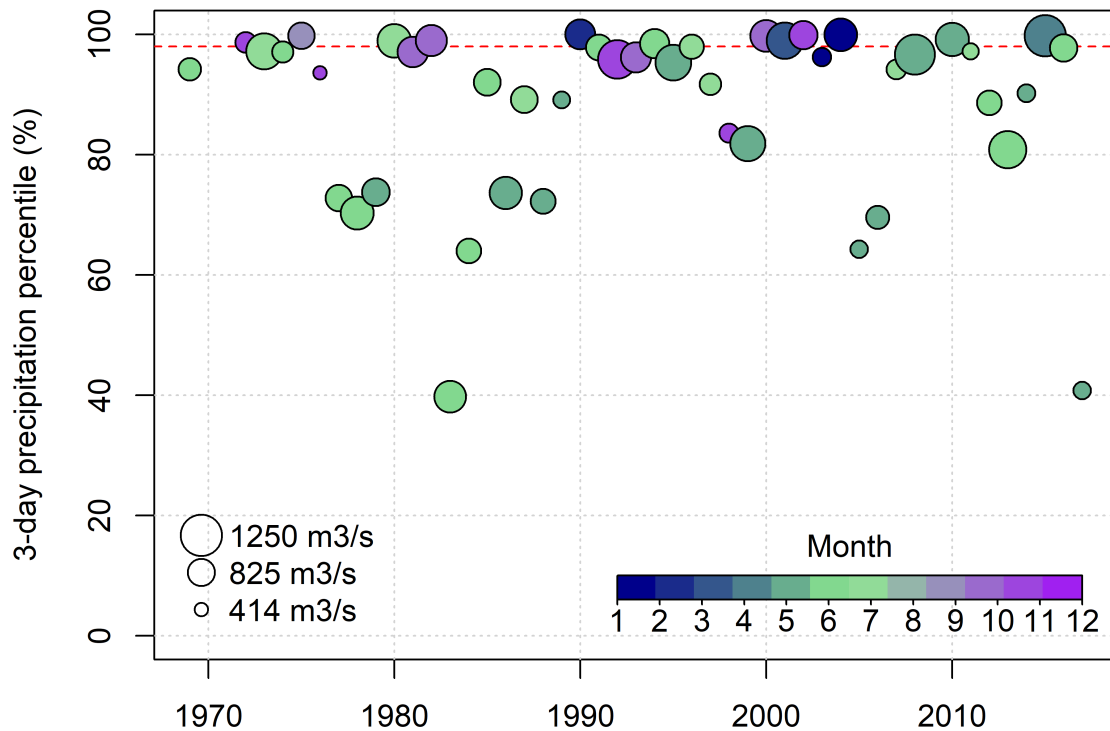


FIGURE I.20 – Percentile des précipitations de bassin sur les 3 jours précédant le maximum annuel de débit sur l'Isère à Saint-Gervais (9910 km<sup>2</sup>). La taille des points est proportionnelle au débit (échelle en bas à gauche du graphique). La couleur des points représente leur mois d'occurrence (échelle en bas à droite du graphique). La ligne rouge pointillée marque la valeur des 2% des plus fortes précipitations (quantile 0.98).

#### En résumé

Le débit d'une rivière est dépendant des précipitations et leur structure spatiale, des températures, de l'humidité du bassin versant, de la fonte nivale. Néanmoins, les précipitations semblent prendre le pas sur les autres processus hydrologiques pour expliquer les débits les plus forts. Un tel comportement est observé pour les crues d'intensité moyenne d'un bassin versant alpin voisin, et pour la plupart des maxima annuels de débit de l'Isère en aval de Grenoble. On imagine donc assez facilement que les crues majeures de l'Isère et du Drac ayant eu lieu avant 1860 était associées à des cumuls de précipitations plus extrêmes. Par ailleurs, les incertitudes sur les données de précipitations en montagne sont importantes, et la forte variabilité spatiale des précipitations les plus fortes pourrait mener à une sous-estimation des valeurs affichées.



### I.3.3 Les circulations atmosphériques de grande échelle : une variable pertinente pour l'étude des précipitations alpines

#### I.3.3.a Contexte général

Les circulations atmosphériques de grande échelle peuvent être vues comme les circulations d'air en altitude et sur de grandes régions. Ces circulations sont déterminées par la position et l'intensité des zones de hautes et basses pressions, autrement appelés centres d'action. En Europe, la retombée des cellules de Hadley autour de 30° N est synonyme de hautes pressions au sud quand la remontée des cellules de Ferrel/cellules polaires autour de 60° N est synonyme de basses pressions au nord.

Les régions de moyenne latitude se situent à la rencontre de l'air chaud en provenance des tropiques et de l'air froid polaire. Selon l'équilibre hydrostatique, ce gradient de température se traduit par un gradient de pression du sud au nord. L'équilibre géostrophique entre le gradient de pression et la force de Coriolis – déviant les vents vers la droite dans l'hémisphère Nord – implique un vent d'ouest en est, d'autant plus fort que le gradient de température sera fort : c'est la relation du vent thermique. En altitude, ce vent fort (de l'ordre de 100 à 300km/h) situé en moyenne à 60°N est appelé courant-jet. Cette circulation zonale d'ouest en est explique notamment le climat plus tempéré de l'Europe en comparaison au climat continental observé sur la côte est Américaine, aux mêmes latitudes.

En Europe et dans le secteur Nord-Atlantique, ce schéma global est de plus associé à des centres d'action semi-permanents tels que l'Anticyclone des Açores ou la dépression d'Islande. En hiver, ces différents centres d'action se voient décalés vers le sud et le courant-jet est fort. En effet, la rencontre de l'air chaud tropical et de l'air froid polaire se situe plus au sud, et le gradient de température atteint son paroxysme. L'Europe de l'Ouest connaît ainsi une circulation zonale plus fréquente et plus marquée. En été, par opposition, les centres d'action se voient décalés vers le Nord et il est courant que l'Anticyclone des Açores étende son influence sur la France. Le printemps et l'automne sont des saisons intermédiaires au cours desquelles les méandres du jet sont plus couramment permis, autorisant par exemple la présence de dépressions à des latitudes plus faibles.

Les circulations atmosphériques de grande échelle sont couramment représentées par l'altitude du géopotentiel, traduisant le potentiel gravitationnel d'une particule d'air autour de la Terre. L'altitude du géopotentiel indique ainsi l'altitude d'un même potentiel de gravité, en mètres géopotentiel. Le potentiel gravitationnel variant seulement légèrement en fonction de la latitude, l'altitude du géopotentiel pour un niveau de pression donné est ainsi proche de l'altitude (en mètres) à laquelle ce niveau de pression est atteint. La pression de l'air diminuant avec l'altitude, une faible altitude du géopotentiel sera associée à une zone de basse pression quand une haute altitude sera associée à une zone de haute pression. Pour exemple, nous illustrons la circulation atmosphérique de grande échelle observée le 14 février 1990 sur l'Europe (Figure I.21). Nous représentons ici l'altitude du géopotentiel 500 hPa. Ce géopotentiel se situe à une altitude moyenne de 5500 m et oscille entre 4800 et 6100 m d'altitude. Il donne ainsi une bonne indication de la circulation de l'air à grande échelle au milieu de la troposphère. Pour mieux interpréter les liens entre l'altitude du géopotentiel et la direction du flux d'air, les vents à 500 hPa ont été ajoutés. Le 14 février 1990 est marqué par un fort flux d'ouest à nord-ouest sur la France. Ce flux d'air est guidé par une zone de haute pression sur la péninsule Ibérique et par de basses pressions sur le nord et l'est de l'Europe. Il est à noter qu'à cette altitude, le vent réel est proche du vent géostrophique, résultant de l'équilibre entre le gradient de pression et la force de Coriolis. Il est ainsi parallèle aux isobares sur une carte de champs de pression ou aux isohypses sur une carte d'altitude du géopotentiel.

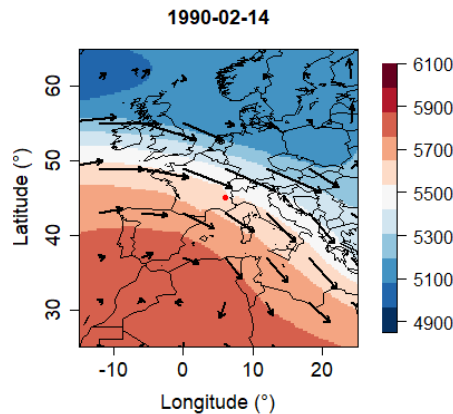


FIGURE I.21 – Altitude du géopotential 500 hPa sur l'Europe le 14 février 1990, selon la réanalyse ERA5 (Hersbach et al., 2020). Les flèches indiquent le vent à 500 hPa. Grenoble est représenté par le point rouge.

Les circulations atmosphériques de grande échelle conditionnent ainsi la direction et la force des vents à l'échelle régionale. En ce sens, elles conditionnent grandement la météorologie associée. La journée du 14 février 1990 n'a pas été choisie au hasard, puisqu'elle est associée à de fortes précipitations sur les Alpes françaises. 180 mm de précipitations ont été observés sur le bassin de l'Isère en aval de Grenoble entre le 13 et le 15 février sous ce flux d'air Atlantique marqué. L'Isère à Grenoble a atteint un débit de  $607 \text{ m}^3/\text{s}$ <sup>26</sup> le 15 février, soit un débit supérieur au débit seuil nécessitant la fermeture des voies sur berges ( $500 \text{ m}^3/\text{s}$ ). La journée du 14 février 1990 a aussi vu la réaction de 2 torrents (la Gresse et le Manival) sur la Métropole de Grenoble.

### I.3.3.b Circulations atmosphériques, précipitations extrêmes et crues

Les circulations atmosphériques de grande échelle conditionnent largement la variabilité climatique observée à l'échelle régionale. C'est le cas des circulations atmosphériques de l'Atlantique Nord pour l'Europe. L'Oscillation Nord Atlantique (NAO, Barnston and Livezey, 1987) est le premier mode de variabilité de la circulation atmosphérique de l'Atlantique Nord. Cette oscillation est mesurée par la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Une phase positive de la NAO (NAO+) est associée à des centres d'action marqués et à un flux zonal fort sur l'Europe du Nord, quand une phase négative (NAO-) voit un affaiblissement conséquent de cette composante zonale. En phase positive, on observe ainsi des anomalies positives de précipitations en Europe du Nord, négative sur l'Europe du sud et des températures douces (Hurrell, 1995). Les phases négatives sont au contraire associées à des anomalies positives de précipitations en Europe du sud et à un temps plutôt froid. D'autres modes de variabilité de la circulation atmosphérique Euro-Atlantique expliquent par ailleurs la variabilité climatique à l'échelle régionale. C'est le cas par exemple de la téléconnexion de l'Atlantique Est/Russie Occidentale (East Atlantic/Western Russia, EA/WR) dont la phase négative est associée à une anomalie de basse pression sur l'Europe de l'Ouest, se traduisant par des anomalies positives de précipitations de l'Europe de l'Ouest à la chaîne alpine (Bartolini et al., 2009).

26. Source : Banque Hydro (<http://hydro.eaufrance.fr/>)

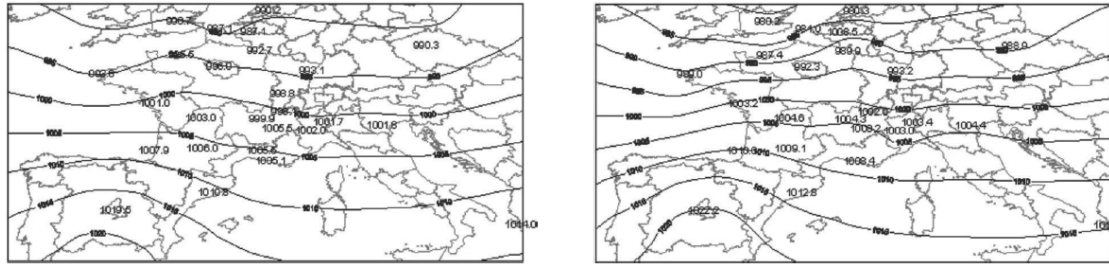


FIGURE I.22 – Figure 2 de [Auffray et al. \(2011\)](#), représentant la pression au niveau de la mer les journées du 31 octobre (gauche) et 1<sup>er</sup> novembre (droite) 1859.

Les circulations atmosphériques apparaissent aussi pertinentes pour expliquer les extrêmes météorologiques. C'est le cas pour les extrêmes chauds de température, largement associés à des blocages anticycloniques persistants ([Brunner et al., 2017](#); [Pfahl and Wernli, 2012](#)). C'est aussi le cas pour les précipitations extrêmes, les circulations atmosphériques guidant le transport d'humidité vers une région donnée. Ainsi, la probabilité de précipitations extrêmes en Europe semble être augmentée au sud-ouest et sud-est d'un blocage anticyclonique ([Lenggenhager and Martius, 2019](#)). Les précipitations extrêmes sur la façade Nord des Alpes et sur les Alpes centrales sont associées à des circulations zonales ou de dorsale Atlantique ([Giannakaki and Martius, 2016](#); [Horton et al., 2012](#)) quand les précipitations extrêmes sur la façade sud de la chaîne et l'ouest Méditerranéen sont associées à des circulations de sud-ouest à sud alimentées par des dépressions proches de la Péninsule Ibérique ([Mastrantonas et al., 2021](#); [Horton et al., 2012](#)).

Sur la région des Alpes françaises, la double influence climatique est portée par une double influence atmosphérique Atlantique et Méditerranéenne (plus de détails en partie [II.2.3](#)). Ainsi, les précipitations extrêmes dans les Alpes du Sud françaises sont provoquées par des circulations de sud-ouest à sud – la force des flux de sud étant un élément remarqué pour les précipitations extrêmes ([Grazzini, 2007](#); [Plaut et al., 2001](#)). D'un autre côté, les précipitations extrêmes en Savoie et dans le Massif du Mont Blanc sont associées à des flux de nord-ouest, particulièrement en automne et en hiver ([Plaut et al., 2001](#)). Il est d'ailleurs intéressant d'observer que la crue historique de l'Isère de novembre 1859 est associée à une circulation d'ouest marquée sur les Alpes du Nord françaises (Figure [I.22](#), [Auffray et al., 2011](#)).

Les évolutions récentes des circulations atmosphériques sur l'Europe expliquent certains changements observés de précipitations. Sur la période 1948-2007, [Vautard and Yiou \(2009\)](#) montrent que l'augmentation (la diminution) de la fréquence des précipitations sur la moitié nord (sud) de l'Europe en hiver est bien expliquée par des changements de circulations atmosphériques – résultat en adéquation avec les phases plus positives de NAO en seconde moitié de période. A l'échelle régionale, [Boé and Terray \(2008\)](#) montrent que la diminution de l'occurrence de flux de sud-ouest à sud-est sur le sud de la France en automne et en hiver est responsable de la diminution des précipitations observée sur la région sur la période 1951-2000.

L'évolution de la fréquence des crues, notamment sur le temps long, semble aussi être associée à des changements de circulations atmosphériques. [Glur et al. \(2013\)](#) et [Wirth et al. \(2013\)](#) émettent notamment l'hypothèse d'un décalage vers le sud de l'anticyclone des Açores et des circulations d'ouest au cours des périodes froides de l'Holocène pour expliquer les crues plus fréquentes dans les Alpes. [Wilhelm et al. \(2012\)](#) suggère des fréquences différentes de circulations de sud-ouest et de sud-est sur le sud de la France pour expliquer l'opposition de phase entre les crues des Alpes du Sud et des Cévennes du XVII<sup>e</sup> au XX<sup>e</sup> siècle. Plus récemment, le XIX<sup>e</sup> siècle – caractérisé par des crues plus fréquentes en Europe centrale – semble être associé à des circulations dont la composante zonale est marquée et décalée vers le sud ([Brönnimann et al., 2019](#)).

En résumé

Les circulations atmosphériques définissent la direction et la force du flux d'air arrivant sur une région. La variabilité des circulations atmosphériques sur l'Europe et l'Atlantique Nord influence largement la variabilité des précipitations et des températures en Europe et sur la chaîne Alpine. Les précipitations extrêmes dans les Alpes sont associées à des circulations atmosphériques spécifiques, largement dépendantes de la position de la région d'intérêt par rapport à la barrière alpine. En ce sens, les précipitations extrêmes sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble peuvent être issues de différentes circulations atmosphériques, allant principalement des circulations de nord-ouest aux circulations de sud-ouest. Des changements de telles circulations atmosphériques peuvent ainsi affecter les précipitations extrêmes et les crues de l'Isère et du Drac.

### I.4 Problématique de recherche

L'état des connaissances sur la climatologie et l'hydrologie des Alpes du Nord françaises et leurs évolutions étant énoncées, nous évoquons maintenant l'angle d'attaque de la présente thèse.

#### I.4.1 L'étude des précipitations extrêmes

Dans ce travail de thèse, nous appréhendons la problématique des crues par l'étude des précipitations extrêmes sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble. Nous rappelons ici les différents constats ayant motivé ce choix :

- Les débits extrêmes semblent indissociables des précipitations extrêmes. Ce constat semble s'appliquer aux crues les plus fortes d'un bassin versant Alpin voisin. La plupart des maxima annuels de débit de l'Isère et du Drac – n'étant pas nécessairement des crues – sont associés à de fortes précipitations. On imagine que des valeurs de précipitations plus élevées seraient observées pour des crues plus fortes ;
- Les projections hydrologiques héritent naturellement des incertitudes associées aux projections de précipitations extrêmes, ces dernières étant grandes pour les Alpes du Nord françaises. Réduire les incertitudes quand aux évolutions de précipitations extrêmes sur la région semble être un pré-requis indispensable à l'étude de l'évolution des crues ;
- L'absence de crues majeures depuis 1859, et surtout l'absence de crue majeure depuis 1948 – période pour laquelle les données de précipitations et autres variables atmosphériques sont disponibles à bonne résolution – rend difficile l'étude des conditions atmosphériques défavorables à l'origine de crues. De plus, l'influence des aménagements anthropiques sur les valeurs des débits de pointe ne peut être négligée après 1950. Étudier les précipitations extrêmes permet de s'affranchir de cette limite en s'intéressant aux tendances climatiques.

Nous n'avons pas pour objectif de dériver directement les périodes de retour des crues à partir des périodes de retour des précipitations dans cette thèse. Nous pensons cependant qu'apporter un éclairage sur les tendances climatiques de la principale variable atmosphérique à l'origine de crues permettra d'apporter des éléments de réflexion clés à cette problématique.

#### I.4.2 L'étude des circulations atmosphériques

Les évolutions projetées de précipitations et de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises semblent dépendantes des principales influences atmosphériques à leur origine. Il convient ainsi de comprendre les configurations atmosphériques spécifiques à l'origine des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises afin d'étudier leur évolution. Dans ce travail de thèse, nous appréhendons ainsi la problématique des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises par l'étude des circulations atmosphériques sur l'Europe de l'Ouest à leur origine. Nous listons ici les différents constats ayant motivé ce choix :

- Les précipitations extrêmes sont associées à des circulations atmosphériques spécifiques, notamment pour les précipitations dites stratiformes touchant de grandes régions. C'est d'autant plus vrai pour les bassins versants montagneux de l'Isère et du Drac à Grenoble représentant plusieurs milliers de kilomètres carré ;
- Les bassins de l'Isère et du Drac se situent à la frontière des influences atmosphériques Atlantiques et Méditerranéennes. Étudier les tendances de précipitations extrêmes en tenant compte de cette spécificité paraît ainsi pertinent ;

- Les précipitations peuvent être vues comme la combinaison entre une circulation atmosphérique (dynamique) et une quantité d'humidité (thermodynamique). Si l'augmentation de l'humidité dans un air plus chaud fait consensus, les incertitudes quant aux évolutions des circulations atmosphériques régionales restent importantes (IPCC, 2021). "A warmer climate will intensify very wet and very dry weather and climate events and seasons, with implications for flooding or drought (high confidence), but the location and frequency of these events depend on projected changes in regional atmospheric circulation", Summary for Policymakers, IPCC (2021).

Dans ce travail, nous étudions ainsi les circulations atmosphériques de l'Europe de l'Ouest porteuses de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Si les études des circulations atmosphériques à l'échelle de l'ensemble de l'Atlantique Nord sont courantes, nous nous plaçons ici à un niveau d'analyse faisant le lien entre cette grande échelle et l'échelle régionale des Alpes du Nord françaises.

### **I.4.3 Les questions de recherche**

Les différents constats sur (a) la climatologie de la région, singulière par les différentes influences atmosphériques l'impactant, (b) les incertitudes sur les tendances de crues, mais aussi sur les tendances de précipitations extrêmes en lien avec l'évolution des principales influences atmosphériques nous amènent à aborder les questions de recherche suivantes :

- **Quelles sont les circulations atmosphériques génératrices de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?**
- **Quelle est l'évolution passée des circulations atmosphériques de l'Europe de l'Ouest, et quel lien avec l'évolution observée des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?**
- **Quelle est l'évolution projetée des circulations atmosphériques sur l'Europe de l'Ouest, et quel impact potentiel sur l'évolution future des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?**

L'étude des circulations atmosphériques et des précipitations extrêmes constitue ainsi le socle thématique principal de cette thèse, avec comme fil conducteur la dimension temporelle : compréhension des circulations atmosphériques d'intérêt sur la période récente, étude des évolutions passées, puis étude des évolutions futures. Des discussions abordant plus spécifiquement les crues, les pluies extrêmes ou encore des processus atmosphériques différents des circulations sont néanmoins permises au sein des différents chapitres. Les questions de recherche sont abordées à partir d'un socle méthodologique commun que nous présentons dans le chapitre suivant.

# II

## Données et Méthode

Bien que les différents travaux effectués dans cette thèse possèdent une méthodologie propre, ils partagent assez largement un socle méthodologique et des jeux de données communs. L'objet du présent chapitre est d'introduire ce socle méthodologique ainsi que les principaux jeux de données utilisés. Les spécificités méthodologiques propres aux différents travaux seront ensuite détaillées dans les chapitres associés.

### II.1 Données

Les principales données utilisées constituent des données d'observation ou des produits considérés comme des observations. Il s'agit d'abord de séries de précipitations à l'échelle des bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble, mais aussi de champs d'altitude du géopotential 500 hPa d'Europe de l'Ouest.

#### II.1.1 Les précipitations SPAZM

Obtenir des séries de précipitations réalistes en région de montagne est un exercice difficile. En plus de la difficulté de mesure sur des terrains escarpés et aux conditions météorologiques extrêmes (vent, neige, froid), la variabilité spatiale des précipitations y est rendue plus importante qu'en plaine par les interactions entre les masses d'air et le relief (Houze, 2012). C'est particulièrement le cas pour les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble caractérisés par des pentes et des variations d'altitude marquées, entre 200 m et plus de 4000 m d'altitude.

Un tel exercice a été réalisé à EDF afin de produire des données de précipitations (et de température) au pas de temps journalier et à la maille 1 km<sup>2</sup> sur une très large moitié sud et est de la France. Ce jeu de données, intitulé SPAZM (SPATialisation en Zones de Montagne, Gottardi et al., 2012), a pour objectif d'alimenter la modélisation hydrologique à EDF utilisée à la fois pour la quantification du productible hydraulique et pour l'estimation des débits extrêmes. Nous détaillons ici les grandes lignes de la construction de ce produit.

La construction des précipitations SPAZM se base sur plus de 1800 pluviomètres issus d'EDF, de Météo France, et d'organismes suisses, italiens et espagnols (Figure II.1). Les pluviomètres EDF sont particulièrement pertinents en zone de montagne puisqu'ils sont situés à plus haute altitude que ceux de Météo France – les missions de ces deux organismes n'étant pas les mêmes. Le nombre de pluviomètre EDF diminue néanmoins de manière logique avec l'altitude, avec une absence de pluviomètre au dessus de 2500m (Figure II.1). Au-delà de cette altitude, 216 totalisateurs sont utilisés afin de mesurer les cumuls de précipitations à l'échelle mensuelle et saisonnière.

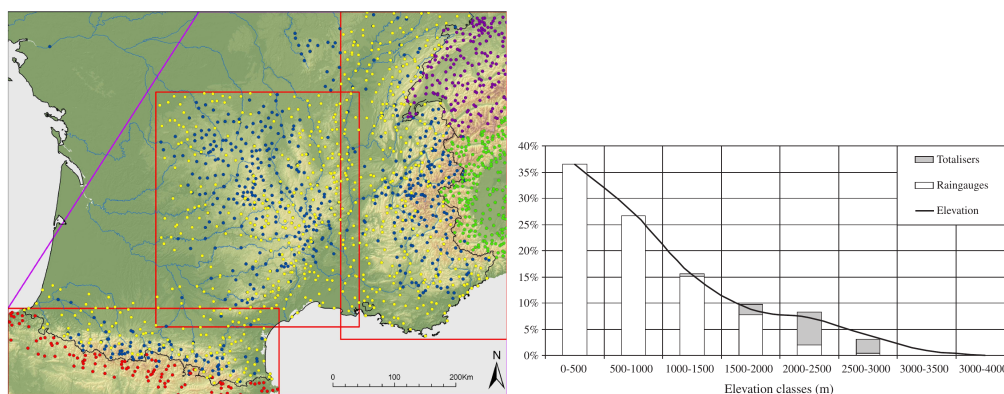


FIGURE II.1 – Figure 4a et Figure 3 de [Gottardi et al. \(2012\)](#). Gauche : Pluviomètres utilisés dans la constitution de SPAZM, fournissant des séries de précipitations journalières sur la période 1953-2005. Bleu : 603 stations EDF ; jaune : 555 stations Météo France ; violet : 213 stations Météo Suisse ; vert : 383 stations italiennes ; rouge : 131 stations espagnoles. Droite : Hypsométrie des pluviomètres et des totalisateurs EDF.

La particularité de SPAZM est de prendre en compte l'effet orographique de manière conditionnelle au type de circulation atmosphérique – l'augmentation des précipitations avec l'altitude n'étant pas la même pour les massifs au vent (fort gradient altitudinal de précipitations) et les massifs sous le vent (généralement asséchés par effet de foehn). Cela consiste à représenter la précipitation en un point de grille comme fonction linéaire de l'altitude, les coefficients de cette fonction étant conditionnels au type de circulations de [Garavaglia et al. \(2010\)](#) (une description détaillée de cette classification sera effectuée en partie II.2). Ces coefficients sont estimés en chaque point grâce aux pluviomètres voisins, sélectionnés et pondérés à partir d'une distance de franchissement pour limiter le recours à des pluviomètres situés de l'autre côté de la montagne. Une fois ces paramètres estimés, une ébauche par type de temps est obtenue – une ébauche représentant un cumul moyen de précipitations à la maille  $1 \text{ km}^2$  pour chaque type de circulation. Par construction, cette ébauche prend en compte les effets orographiques différents associés aux différents types de circulations atmosphériques. Il est à noter que les données des totalisateurs sont aussi utilisées dans la construction des ébauches. Étant mesurées à haute altitude, ces données constituent des informations précieuses (bien qu'incertaines) pour l'estimation des gradients altitudinaux de précipitations. Enfin, afin d'obtenir une réanalyse journalière de précipitations, l'ébauche de chaque journée est déformée en chaque point selon une relation linéaire entre l'ébauche et les précipitations effectivement observées aux stations voisines. Un krigeage des résidus est finalement effectué pour obtenir des précipitations SPAZM en accord avec les observations au droit des stations.



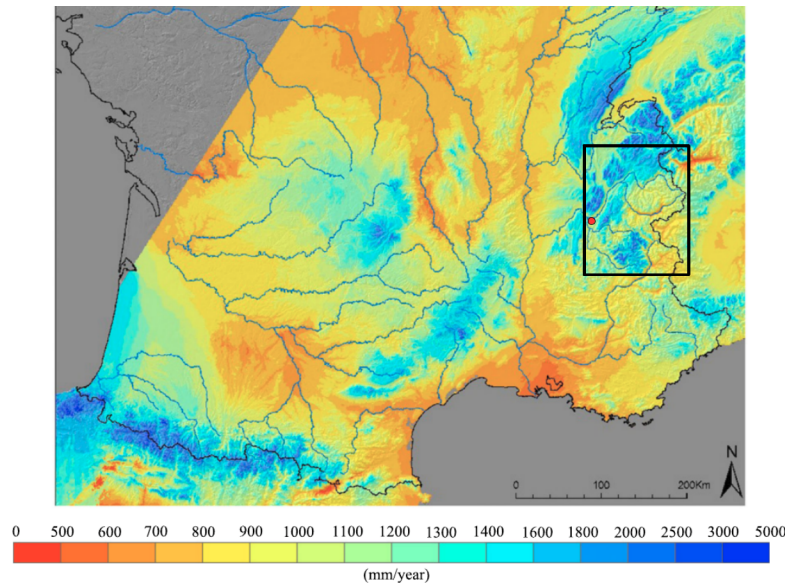


FIGURE II.2 – Figure 12 de [Gottardi et al. \(2012\)](#). Cumul annuel moyen de précipitations SPAZM sur une large moitié sud et est de la France, pour la période 1971-2000. La région des Alpes du Nord françaises considérée dans la présente thèse ainsi que la ville de Grenoble sont respectivement représentés par le rectangle noir et le point rouge.

La réanalyse SPAZM fournit ainsi des séries de précipitations journalières à la maille  $1 \text{ km}^2$  sur la période 1948-2017. Les cumuls annuels moyens de précipitations SPAZM sont représentés en Figure II.2 pour la période 1971-2000. En règle générale, on note des précipitations plus importantes sur les différents reliefs français, que ce soit dans les Alpes, les Pyrénées, le Jura ou le Massif Central. Les motifs spatiaux précis de précipitations reflètent assez fidèlement ceux des reliefs, étant donné la méthode de construction de la réanalyse. Dans les Alpes du Nord françaises, des contrastes spatiaux importants de précipitations sont observés. On note des cumuls très importants sur une large bande ouest de la région (massifs de la Chartreuse, de Belledonne, des Bauges, du Beaufortain) ainsi que sur le sud de la région (massif des Écrins) avec des cumuls annuels supérieurs à  $2000 \text{ mm}$ . Les Alpes du Nord intérieures (massif de la Vanoise, vallée de la Maurienne) sont quant à elles beaucoup moins arrosées. Ces contrastes pluviométriques s'expliquent assez facilement par les principales influences atmosphériques porteuses de précipitations dans les Alpes du Nord, avec des circulations Atlantiques (de nord-ouest à ouest) et des circulations Méditerranéennes (de sud-ouest à sud) arrosant de manière privilégiée les massifs situés en bordure ouest et sud de la région. De tels contrastes pluviométriques – entre forts cumuls sur les Pré-Alpes et plus faibles cumuls dans les massifs internes – se retrouvent aussi à l'échelle de la chaîne alpine (Figure 10 de [Frei and Schär, 1998](#)).

Nous considérons SPAZM comme le produit de précipitations journalière le plus abouti pour la représentation des précipitations journalières dans les Alpes du Nord françaises depuis 1950. La réanalyse SPAZM a de plus été éprouvée par EDF à des fins hydrologiques dans les Alpes. Dans cette thèse, nous considérons ainsi les précipitations SPAZM sur les bassins de l'Isère et du Drac à Grenoble. Les cumuls annuels moyens SPAZM s'élèvent à  $1370 \text{ mm}$  sur le bassin de l'Isère à Grenoble et à  $1308 \text{ mm}$  sur le bassin du Drac à Grenoble sur la période 1950-2017.

## II.1.2 Les réanalyses atmosphériques

Les données d'altitude du géopotentiel 500 hPa – représentant la circulation atmosphérique de grande échelle – sont issues de différentes réanalyses atmosphériques. Les réanalyses atmosphériques sont basées sur des modèles météorologiques forcés à échéance régulière par des observations, par assimilation de données. Elles fournissent ainsi un état de l'atmosphère à pas de temps et d'espace régulier, se rapprochant au mieux de l'état de l'atmosphère effectivement observé. Les réanalyses sont assez largement considérées comme des observations, bien qu'elles combinent en réalité observations et modélisation. Les différents produits de réanalyses disponibles diffèrent par les modèles utilisés, les variables assimilées, la couverture temporelle ou encore la résolution spatiale. Nous présentons ici les trois réanalyses utilisées dans cette thèse.

### II.1.2.a The Twentieth Century Reanalysis version 2c (20CRv2c)

20CRv2c (Compo et al., 2011) est une réanalyse produite aux États-Unis par le *National Oceanic and Atmospheric Administration* et le *Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences* (NOAA-CIRES). La version expérimentale de 2008 du modèle GFS (Global Forecast System) est utilisée, issue du *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Les distributions de température de surface de la mer et la concentration de glace de mer sont utilisées comme conditions aux limites du modèle. 20CRv2c assimile uniquement des observations de pression atmosphérique de surface en utilisant un filtre de Kalman d'ensemble. La réanalyse est composée de 56 membres individuels équiprobables, ainsi que d'un membre moyen. Le filtre de Kalman d'ensemble permet de prendre en compte l'incertitude temporelle des observations. 20CRv2c couvre la période 1851-2014 au pas de temps 6h avec une résolution horizontale de 2° (environ 220 km en latitude et 160 km en longitude à 45°N). Dans la présente thèse, deux membres individuels – arbitrairement les membres 1 et 2 – ainsi que le membre moyen sont utilisés, afin de déterminer si des différences significatives sont observées entre différents membres de la réanalyse.

### II.1.2.b ECMWF twentieth century reanalysis (ERA20C)

ERA20C (Poli et al., 2016) est une réanalyse produite par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT, ECMWF en anglais). La version CY38R1 du modèle IFS (Integrated Forecast System) du CEPMMT est utilisée. Les forçages prescrits sont la température de surface de la mer, la concentration de glace de mer, le rayonnement solaire, les aérosols troposphériques et stratosphériques, l'ozone et les gaz à effet de serre. ERA20C assimile des observations de pression atmosphérique de surface et de vent marin de surface avec une méthode d'assimilation 4D-Var. ERA20C comporte un seul membre. Elle couvre la période 1900-2010 au pas de temps 3h avec une résolution spatiale de 1.125° (environ 140 km en latitude et 100 km en longitude à 45°N).

### II.1.2.c ECMWF ERA5 reanalysis

ERA5 (Hersbach et al., 2020) est aussi une réanalyse produite par le CEPMMT. Elle constitue le produit de réanalyse le plus récent du Centre Européen, remplaçant la réanalyse ERA-Interim. La version Cy41r2 du modèle IFS (Integrated Forecast System) du CEPMMT est utilisée. La température de surface de la mer et la concentration de glace de mer sont utilisées comme conditions aux limites du modèle. Les forçages prescrits sont les forçages radiatifs issus de CMIP5 incluant le rayonnement solaire, l'ozone, les gaz à effet de serre et certains aérosols dont les aérosols de sulfate stratosphériques. ERA5 assimile des observations de surface, des observations dans les hautes couches de l'atmosphère ainsi que des observations satellitaires (réanalyse "full-input") avec une méthode d'assimilation 4D-Var. ERA5 comporte un seul membre. Elle couvre la période 1950-J-5 (5 jours avant la date actuelle) au pas de temps horaire avec une résolution spatiale de 0.25° (environ 30 km en latitude et 20 km en longitude à 45°N).

Nom	Institution	Période	Résolution horizontale	Modèle	Données assimilées
20CRv2c	NOAA-CIRES	1851-2014	2° × 2°	GFS-2008ex	surface-input (pression de surface)
ERA20C	CEPMMT	1900-2010	1.125° × 1.125°	IFS-Cy38r1	surface-input (pression de surface, vent marin)
ERA5	CEPMMT	1950-J-5	0.25° × 0.25°	IFS-Cy41r2	full-input

TABLE II.1 – Principales propriétés des réanalyses utilisées.

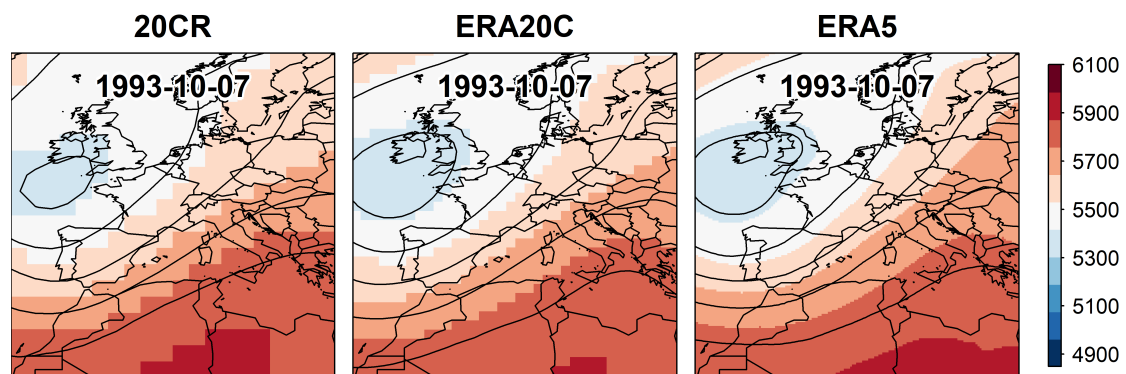


FIGURE II.3 – Altitude du géopotential 500 hPa (en mètres) sur l'Europe le 7 octobre 1993, selon la réanalyse 20CR (gauche), ERA20C (centre), et ERA5 (droite). Les courbes noires représentent les isohypses (courbes d'iso-altitude du géopotential).

#### II.1.2.d Choix de la réanalyse

Les principales propriétés des trois réanalyses sont reportées dans le Tableau II.1. En résumé, la réanalyse 20CRv2c possède la plus grande profondeur temporelle mais assimile uniquement des données de pression de surface et possède une faible résolution spatiale. ERA20C couvre uniquement le 20<sup>e</sup> siècle mais propose une résolution spatiale plus fine que 20CRv2c et assimile les vents marins de surface en plus de la pression de surface. ERA5 est la réanalyse la plus récente, assimilant un nombre d'observations beaucoup plus important que 20CRv2c et ERA20C et issues de différentes sources (sol, altitude, satellites). Elle propose une résolution horizontale beaucoup plus fine mais ne couvre pas la période antérieure à 1950. Il est cependant à noter que ERA5 couvre une période plus longue que son prédécesseur ERA-Interim (1979-2019). Les différentes périodes considérées dans les travaux de la présente thèse vont ainsi déterminer la réanalyse utilisée : la réanalyse ERA5 sera utilisée pour les études postérieures à 1950, quand une comparaison des trois réanalyses sera effectuée pour les études considérant de plus longues périodes de temps.

Nous téléchargeons les champs d'altitude du géopotential 500 hPa sur l'Europe au pas de temps 6h pour chaque réanalyse, que nous agrégeons au pas de temps journalier en moyennant les champs de 0h, 6h, 12h et 18h. Nous illustrons les cartes d'altitude du géopotential 500 hPa sur l'Europe le 7 octobre 1993 selon les trois réanalyses (Figure II.3). Ces cartes mettent en évidence l'accord des différentes réanalyses sur cette journée mais aussi les différentes résolutions spatiales. Cette journée est associée à un fort flux de sud-ouest sur les Alpes ayant occasionné plus de 53 mm de précipitations à l'échelle du bassin versant du Drac et ayant précédé une crue du Drac avec un débit naturel reconstitué de 633 m<sup>3</sup>/s.

## II.2 Méthode

Nous nous intéressons aux circulations atmosphériques génératrices de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises et à leur évolution. L'étude des circulations atmosphériques peut être menée par différents angles. Nous introduisons ici les deux principaux outils méthodologiques utilisés : les descripteurs atmosphériques et les principales influences atmosphériques.

### II.2.1 Les descripteurs atmosphériques basés sur l'analogie

Les descripteurs atmosphériques caractérisent la circulation atmosphérique. Nous utilisons quatre descripteurs atmosphériques dans cette thèse, dont trois sont basés sur l'analogie en forme des champs d'altitude du géopotentiel 500 hPa d'Europe de l'Ouest. Ces trois descripteurs ont été récemment introduits dans la littérature par [Blanchet et al. \(2018\)](#) et [Blanchet and Creutin \(2020\)](#). Avant de présenter ces trois descripteurs, il convient d'introduire le terme *analogie* et de justifier les différents choix effectués dans leur construction.

#### II.2.1.a L'analogie

Le terme *analogues* a été introduit par [Lorenz \(1969\)](#) comme définissant deux états proches de l'atmosphère. En introduisant ce terme, [Lorenz \(1969\)](#) est le premier à considérer une comparaison entre différents états de l'atmosphère plutôt que leur position absolue dans l'espace décrivant la physique de l'atmosphère. En comparant différents états de l'atmosphère entre eux, il illustre le caractère chaotique de l'atmosphère mis en avant quelques années plus tôt ([Lorenz, 1963](#)) : deux états relativement proches peuvent évoluer assez rapidement vers des états très différents. Cette sensibilité de l'évolution de l'atmosphère aux conditions initiales a amené Lorenz à formuler la question suivante lors d'une conférence américaine en 1972 : *Predictability : Does the Flap of a Butterfly's Wings in Brazil Set off a Tornado in Texas ?* Ce titre est à l'origine de l'expression de *l'effet papillon*, désormais bien connue. L'effet papillon traduit l'impossibilité d'une prévision météorologique à échéance infinie, le caractère chaotique de l'atmosphère impliquant le besoin d'une connaissance exacte des conditions initiales en tout point de l'atmosphère.

De l'introduction du terme *analogie* a ensuite été développée la *méthode des analogues*. Cette méthode repose sur l'hypothèse centrale suivante : des situations synoptiques similaires (des analogues) engendrent des effets locaux similaires. L'analogie entre états de l'atmosphère est alors utilisée par [Duband \(1981\)](#) afin de générer des prévisions probabilistes de précipitations journalières sur un grand quart sud-est de la France. La méthode des analogues consiste à considérer une variable grande échelle pertinente (par exemple l'altitude d'un géopotentiel) pour une variable locale (par exemple les précipitations). L'utilisation des dates analogues d'une journée au sens de la variable grande échelle permet de reconstituer la variable locale pour cette journée. La méthode des analogues est avant tout une méthode de descente d'échelle statistique : elle permet d'obtenir la distribution statistique d'une variable locale à la résolution spatiale des observations à partir d'une variable grande échelle. La méthode permet aussi d'estimer une variable locale sur des périodes pour lesquelles elle n'est pas observée, que ce soit dans le passé ([Yiou et al., 2014](#)), dans le futur ([Dayon et al., 2015](#)), ou pour la prévision météorologique ([Bontron and Obled, 2005](#); [Yiou and Déandréis, 2019](#); [Zhou and Zhai, 2016](#)). Ces estimations sont effectuées en considérant l'hypothèse de stationnarité du lien entre la variable grande échelle et la variable locale.

Depuis l'introduction de la méthode par [Duband \(1981\)](#), la méthode des analogues a prouvé sa valeur ([Zorita and von Storch, 1999](#)) et connu de nombreux développements ([Yiou, 2014](#); [Raynaud et al., 2020](#)). [Guilbaud and Obled \(1998\)](#) ont notamment montré la pertinence du score Teweles Wobus ([Teweles and Wobus, 1954](#)) pour remplacer la distance euclidienne dans le calcul de l'analogie. [Bontron \(2004\)](#) a ensuite mis en évidence la pertinence des champs d'altitude du géopotential 1000 hPa et 500 hPa comme variable de grande échelle pour la prévision quantitative des précipitations sur le sud-est de la France. Différentes variables atmosphériques sont ensuite venues compléter les champs de géopotential dans la sélection des analogues. C'est le cas de l'humidité ([Marty et al., 2012](#); [Daoud et al., 2016](#)) de la température de l'air ([Chardon et al., 2018](#)), ou des vitesses verticales ([Raynaud et al., 2020](#)).

Dans la présente thèse, notre usage du terme *analogie* renvoie à la comparaison des circulations atmosphériques entre elles pour la construction des descripteurs atmosphériques.

### II.2.1.b L'altitude du géopotential 500 hPa sur l'Europe de l'Ouest

Nous utilisons l'altitude du géopotential 500 hPa pour représenter les circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest. Comme évoqué précédemment, l'altitude du géopotential 500 hPa oscille entre 4800 et 6100 mètres d'altitude, donnant ainsi une bonne indication de la circulation au milieu de la troposphère. L'altitude du géopotential 500 hPa apparaît pertinente pour l'étude des précipitations, et a largement été utilisé dans la méthode des analogues de manière combinée avec l'altitude du géopotential 1000 hPa ([Bontron, 2004](#); [Marty et al., 2012](#); [Daoud et al., 2016](#)). Les caractéristiques des circulations atmosphériques à 500 hPa se sont cependant révélées plus pertinentes que les caractéristiques des circulations à 1000 hPa pour expliquer les précipitations sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises ([Blanchet and Creutin, 2020](#)). Cela justifie l'utilisation du géopotential 500 hPa dans la présente thèse.

Le domaine à considérer pour calculer l'analogie entre champs d'altitude du géopotential 500 hPa est à déterminer. Pour ce faire, nous nous basons sur différents travaux ayant traité de l'optimisation du domaine d'analogie. Dans les Alpes Suisses, [Horton et al. \(2012\)](#) utilisent la méthode des analogues pour établir la relation spatiale entre la circulation de grande échelle et les précipitations mesurées à deux stations soumises à des influences atmosphériques différentes. La comparaison des performances de la méthode pour différents domaines d'analogie permet de générer des "cartes de pertinence" (relevance maps). Il apparaît ainsi que la fenêtre optimale doit être localisée, pour les géopotentials 500 hPa et 1000 hPa utilisés, sur la région pour laquelle la circulation atmosphérique est dominante au cours des événements de fortes précipitations. Dans une même optique, [Radanovics et al. \(2013\)](#) mettent en place un algorithme d'optimisation du domaine d'analogie pour reconstituer les précipitations sur 608 points de grille en France. Si de bons résultats sont obtenus avec une diversité de fenêtres, les auteurs confirment l'importance du positionnement de la fenêtre adaptée aux influences atmosphériques génératrices de précipitations en chaque point. Avec une approche différente, [Chardon et al. \(2014\)](#) étudient la transférabilité spatiale des dates analogues, appliquée aux précipitations journalières sur la France. Les résultats montrent une bonne transférabilité des dates analogues, c'est-à-dire une bonne prédictibilité des précipitations journalières pour un domaine d'analogie non centrée sur la région d'étude. Cependant, il apparaît que les massifs montagneux (ici le Massif Central) agissent comme de véritables barrières climatiques, avec des dates analogues beaucoup moins transférables de part et d'autre d'une chaîne de montagne. Enfin, les travaux d'optimisation de la méthode des analogues de [Raynaud et al. \(2017\)](#) pour reconstituer différentes variables météorologiques en Europe et au Maghreb mettent en évidence la pertinence d'un domaine d'analogie centré sur la région d'étude, de plus petite taille pour le géopotential 1000 hPa que pour le géopotential 500 hPa. En résumé, les travaux réalisés suggèrent des domaines d'analogie relativement centrés sur la région d'intérêt, prenant en compte les influences atmosphériques génératrices de précipitations sur la région, et de taille plus importante pour le géopotential 500 hPa que pour le géopotential 1000 hPa.



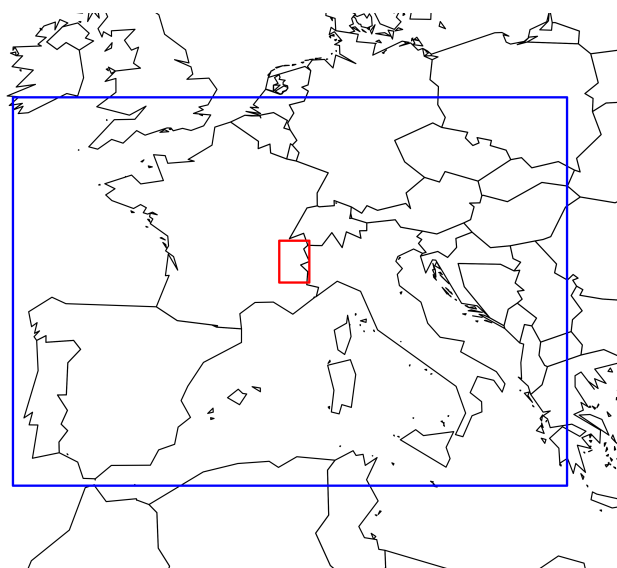


FIGURE II.4 – Carte de l’Europe de l’Ouest avec la région des Alpes du Nord françaises (rouge) et le domaine considéré pour l’analogie sur les champs d’altitude du géopotential 500 hPa (bleu).

Les Alpes du Nord françaises sont soumises à la double influence atmosphérique Atlantique et Méditerranéenne, au niveau de la frontière climatique de [Auer et al. \(2007\)](#) (Figure I.5). La région nord-ouest des Alpes (au sens des régions climatiques de [Auer et al., 2007](#)) observent des précipitations extrêmes associées à des dépressions sur les îles Britanniques, à des flux zonaux ou à des dorsales sur l’est de l’Atlantique générant des flux de sud-ouest à nord-ouest ([Horton et al., 2012](#); [Giannakaki and Martius, 2016](#)). La région sud-ouest des Alpes observe quand à elle des précipitations extrêmes associées à des dépressions situées sur le proche Atlantique ou sur la Péninsule Ibérique générant des flux de sud-ouest à sud en provenance de la Méditerranée ([Horton et al., 2012](#); [Mastrantonas et al., 2021](#)). Plus précisément pour les Alpes françaises, les précipitations extrêmes sur les massifs de Haute-Savoie et du Beaufortain sont associées à des flux d’ouest/nord-ouest quand les précipitations extrêmes sur le sud des Écrins et le Queyras sont associées à des flux de sud-ouest/sud ([Plaut et al., 2001](#)).

La prise en compte de la localisation de notre région d’étude et des principales influences atmosphériques porteuses de précipitations nous amènent à considérer un domaine d’analogie de  $32^\circ \times 16^\circ$  sur l’Europe de l’Ouest (Figure II.4). Ce domaine est relativement centré sur la région des Alpes du Nord françaises et inclut le proche Atlantique ainsi que l’ouest du bassin Méditerranéen. Nous nous référerons aux circulations atmosphériques sur ce domaine comme les circulations atmosphériques de l’Europe de l’Ouest. Bien que non optimisé à proprement parler, ce domaine apparaît cohérent par rapport aux principaux requis. Par ailleurs, les champs d’altitude du géopotential 500 hPa étant relativement lisses, il apparaît peu probable qu’un décalage de quelques degrés du domaine bouleverse les résultats illustrés dans la présente thèse. La Figure 5 de [Radanovics et al. \(2013\)](#) est en ce sens rassurante (Figure II.5). Elle met en évidence que (a) les gains apportés par une reconstitution des précipitations par analogie sont plus forts dans les Alpes du Nord françaises que dans le reste du pays, et que (b) la considération d’un domaine d’analogie optimisé pour toute la France et non spécifique aux Alpes du Nord n’entraîne pas une perte importante de performance. L’importance des flux zonaux en provenance de l’Atlantique pour les précipitations françaises – encore plus marquée pour les Alpes du Nord françaises – semble expliquer de tels résultats.

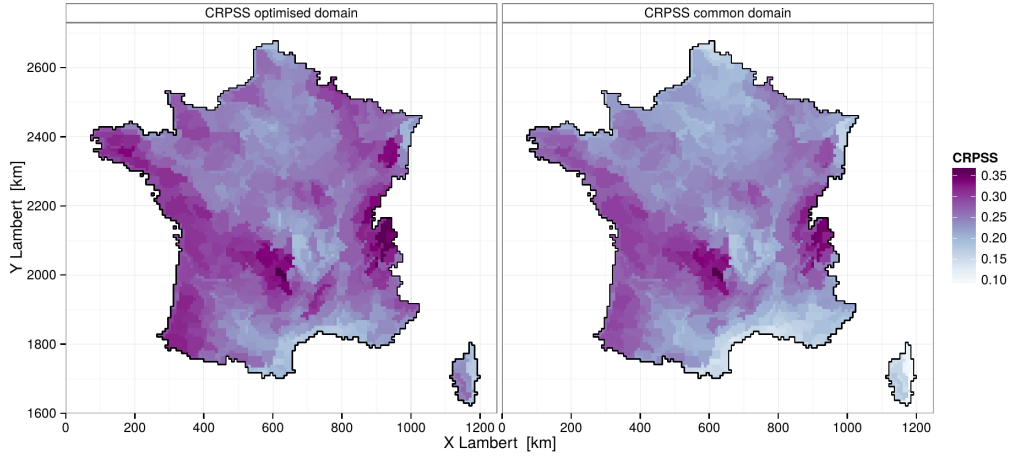


FIGURE II.5 – Figure 5 de [Radanovics et al. \(2013\)](#). Gauche : CRPSS obtenus lors de la reconstitution des précipitations journalières par analogie avec des domaines d’analogie optimisés pour chacune des 608 régions considérées. Droite : CRPSS obtenus lors de la reconstitution des précipitations par analogie avec un domaine optimisé pour les précipitations moyennes sur la France. La couleur violet foncé correspond aux scores les plus forts, c’est-à-dire aux meilleures performances de la méthode des analogues par rapport à la climatologie. Il est à noter que [Radanovics et al. \(2013\)](#) utilisent la température à 600 hPa, l’altitude du géopotential 500 hPa et 1000 hPa, les vitesses verticales à 850 hPa ainsi que le produit de l’humidité relative à 850 hPa avec le contenu en eau de la colonne atmosphérique dans la sélection des dates analogues.

### II.2.1.c Le score Teweles-Wobus (TWS)

La variable atmosphérique et le domaine d’analogie choisis, il convient de déterminer par quel critère de ressemblance les champs de géopotentiels seront comparés entre eux.

Nous utilisons le score Teweles-Wobus (TWS, [Teweles and Wobus, 1954](#)). Ce score mesure la ressemblance en forme des champs d’altitude du géopotential, sans prendre en considération l’altitude absolue du géopotential ni son amplitude sur le domaine considéré. La forme du champs d’altitude du géopotential 500 hPa détermine la direction du flux d’air, l’équilibre géostrophique étant respecté à haute altitude. La direction du flux d’air est déterminante pour les précipitations à l’échelle locale. De ce fait, le score TWS – aussi appelé score S1 dans la littérature – est largement utilisé pour reconstituer des précipitations à partir de l’altitude du géopotential ([Bontron, 2004](#); [Daoud et al., 2016](#); [Marty et al., 2012](#); [Wetterhall et al., 2005](#)). La direction du flux d’air est d’autant plus importante en zones de montagne, où les interactions entre le flux d’air et le relief modulent l’intensité et la répartition spatiale des précipitations.

Pour une altitude  $z$  du géopotential 500 hPa à un point de grille  $j$ , le TWS entre deux journées  $k$  et  $k'$  est donné par :

$$TWS_{k,k'} = \frac{\sum_{(j,j') \in Adj} |(z_{jk} - z_{j'k}) - (z_{jk'} - z_{j'k'})|}{2 \sum_{(j,j') \in Adj} \max(|z_{jk} - z_{j'k}|, |z_{jk'} - z_{j'k'}|)}, \quad (\text{II.1})$$

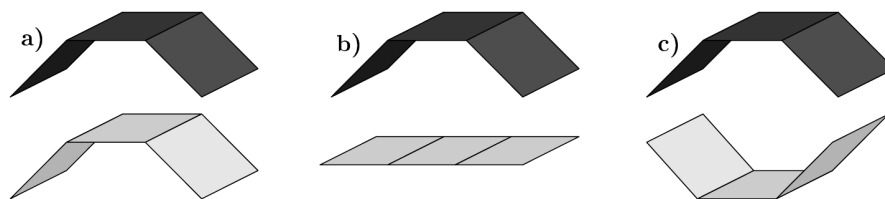


FIGURE II.6 – Illustration schématique du TWS entre deux formes de champs : a)  $TWS = 0$ , b)  $TWS = 0.5$ , c)  $TWS = 1$  (Bontron, 2004).

où  $Adj$  parcourt les points de grille du domaine dans les directions zonales et méridionales.  $TWS_{k,k'}$  est en fait une somme normalisée des différences de gradients zonaux et méridionaux de l'altitude du géopotential 500 hPa en chaque point de grille du domaine entre les journées  $k$  et  $k'$ . La présence du chiffre 2 au dénominateur permet au TWS de prendre ses valeurs entre 0 et 1. Un  $TWS_{k,k'}$  de 0 signifie que les journées  $k$  et  $k'$  possèdent des formes de géopotential strictement identiques. Un  $TWS_{k,k'}$  de 1 signifie que les journées  $k$  et  $k'$  possèdent des formes de géopotential strictement opposées. Le schéma illustré dans la thèse de Bontron (2004) illustre bien la signification du score pour différentes formes de géopotential (Figure II.6). En pratique, les valeurs de TWS obtenues s'étalent de 0.04 à 0.88.

Du fait de la normalisation appliquée dans le calcul du score, le TWS peut produire des scores importants – signifiant des différences importantes de formes de géopotential – pour des champs de géopotentials relativement plats, reflétant ainsi de faibles différences absolues de direction de flux. Les cartes des 2 et 3 juillet 1961 (Figure II.7) illustrent bien cette limite, avec un TWS de 0.34 (quantile 0.92 de TWS entre deux journées consécutives) pour un champ de géopotential plat et ainsi de faibles différences absolues de direction de flux. Cela rend l'usage du TWS moins pertinent pour les géopotentials plats pour lesquels la circulation atmosphérique n'est pas définie. En revanche, un géopotential relativement plat n'implique pas forcément un TWS plus élevé qu'un géopotential marqué. Les journées du 10 et 11 août 1986 sont par exemple associées à une circulation de sud-ouest faible mais stationnaire, avec un TWS de 0.17 (quantile 0.1 de TWS entre deux journées consécutives). Les journées du 26 et 27 janvier 2013 sont elles associées à un changement de direction de flux important (TWS de 0.33 soit quantile 0.9 de TWS entre deux journées consécutives) passant de nord à ouest sur les Alpes françaises, avec une forme de géopotential marquée.

### II.2.1.d Les descripteurs

Nous présentons désormais les trois descripteurs atmosphériques basés sur l'analogie en forme des champs d'altitude du géopotential 500 hPa d'Europe de l'Ouest. La figure II.8 ainsi que sa légende introduisent schématiquement les trois descripteurs basés sur l'analogie. Le premier descripteur est la **célérité**. La célérité est définie comme le score TWS entre deux journées consécutives. Elle est définie pour une journée  $k$  comme :

$$cel_k = TWS_{k-1,k}. \quad (II.2)$$

La célérité traduit la vitesse de déformation du champ de géopotential 500 hPa d'une journée à l'autre. Elle reflète ainsi le caractère stationnaire de la direction du flux : plus la célérité est faible, plus la direction du flux est stationnaire.

Le second descripteur est la **singularité**. La singularité est définie comme la moyenne des scores TWS entre une journée et ses journées analogues. Elle est définie pour une journée  $k$  comme :

$$sing_k = \frac{1}{Q} \sum_{q=1}^Q TWS_{k,q} \quad (II.3)$$



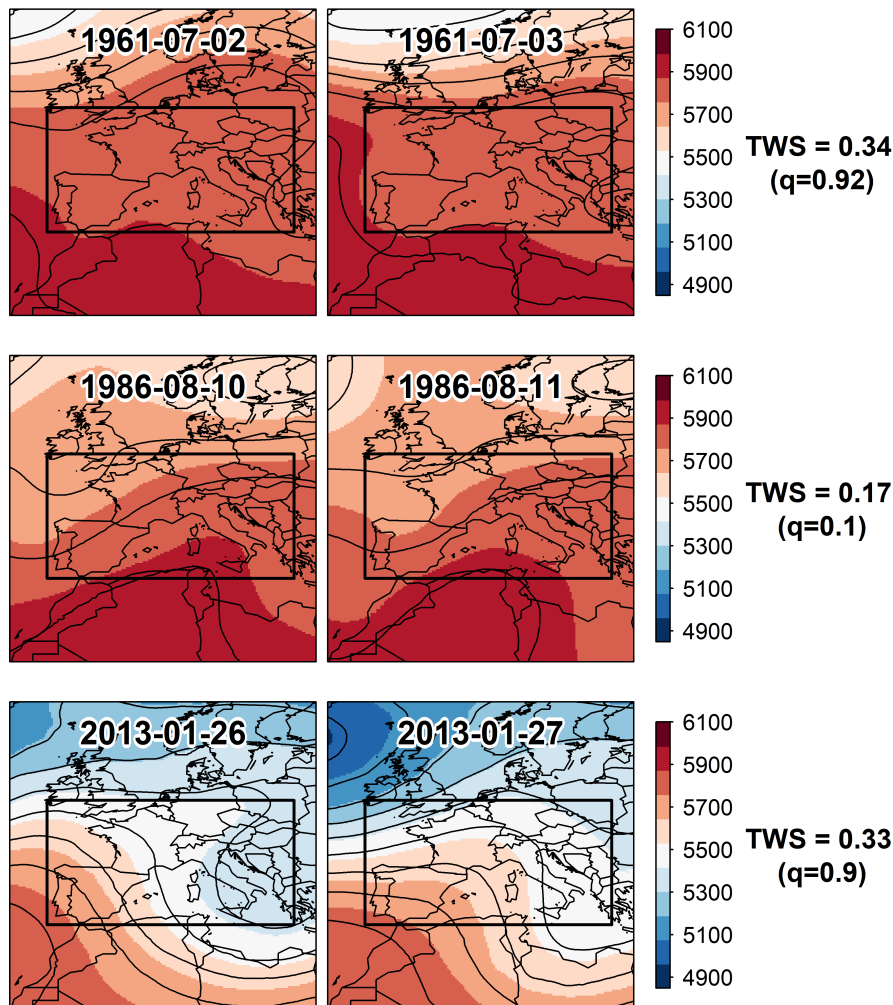


FIGURE II.7 – Altitude du géopotential 500 hPa (en mètres) sur l'Europe pour trois séquences de deux jours selon la réanalyse ERA5. A droite des cartes sont représentés les TWS associés à chaque séquence, ainsi que le quantile de TWS pour deux journées consécutives. Les courbes noires représentent les isohypses. Le rectangle noir indique le domaine sur lequel est calculé le TWS.

où  $Q$  représente le nombre de journées considérées comme analogues. La singularité mesure le caractère reproductible d'une forme de géopotential, en la comparant à ses formes les plus proches dans la climatologie. Une faible singularité reflète une circulation reproduite de manière proche dans la climatologie. Il est cependant à noter que la singularité ne reflète pas la récurrence d'une circulation, aucune circulation n'étant parfaitement reproduite ( $TWS > 0$ ). Les plus faibles singularités se révèlent même relativement rares dans la climatologie (Blanchet et al., 2018; Blanchet and Creutin, 2020), ce qui signifie que l'atmosphère passe plus de temps à explorer des états relativement singuliers plutôt que de revenir de manière très proche vers un état déjà observé.

Le troisième descripteur est la **singularité relative**. La singularité relative est définie comme la singularité normalisée par le score TWS avec la dernière journée considérée comme analogue

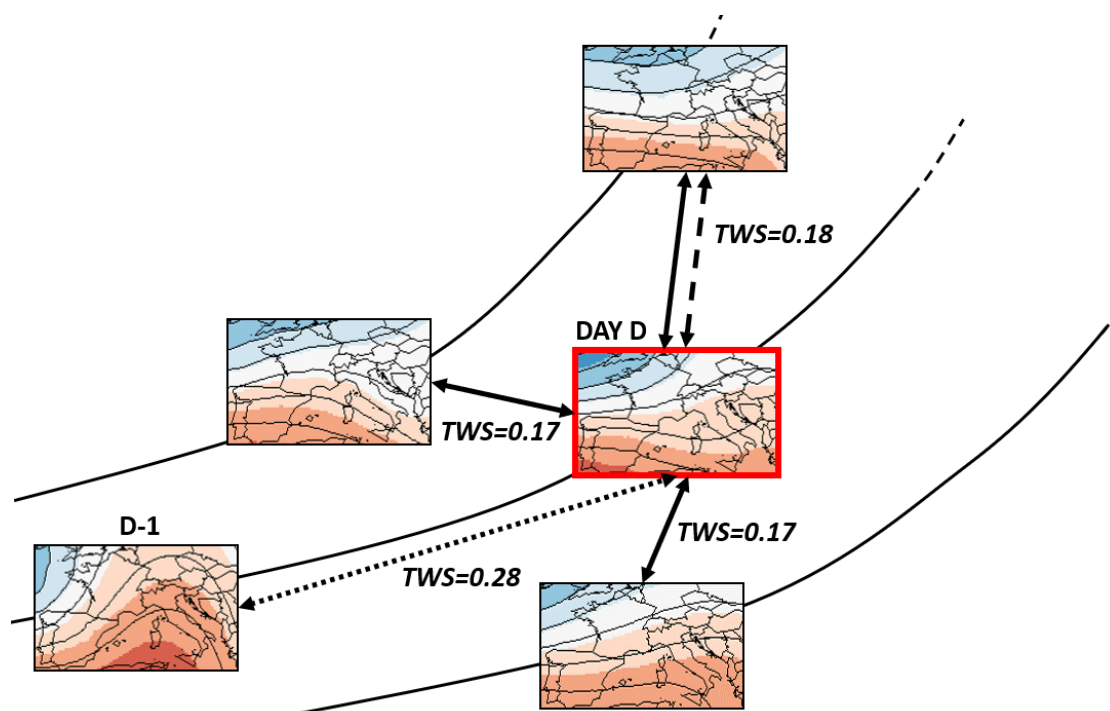


FIGURE II.8 – Représentation schématique des descripteurs basés sur l’analogie. Les cartes représentent l’altitude du géopotential 500 hPa de différentes journées sur l’Europe de l’Ouest, avec les isohypses (source : ERA5). Les journées sont placées sur différentes trajectoires dans l’espace des phases, qui ne constituent en fait qu’une seule trajectoire historique. Les scores TWS sont représentés pour indication. La célérité est définie comme le score TWS entre le jour D et le jour D-1 (flèche pointillée, célérité de 0.28 ici). La singularité est définie comme la moyenne des scores TWS entre le jour D et ses 0.5% plus proches analogues (flèches pleines, 3 analogues uniquement dans ce schéma). La singularité relative est définie comme la singularité normalisée par le score au dernier analogue (flèche tiretée). Le jour D considéré ici correspond au 12 décembre 1978.

au sens du TWS. Elle est définie pour une journée  $k$  comme :

$$rsing_k = \frac{sing_k}{TWS_{k,Q}}. \quad (\text{II.4})$$

La singularité relative mesure la ressemblance en forme d’une circulation à ses plus proches analogues par rapport à son analogue le plus éloigné. Elle mesure en quelques sortes le degré de regroupement des formes de géopotential autour d’une forme donnée dans l’espace de grande dimension dans lequel évoluent les formes de géopotential. La singularité relative est très proche de la *local dimension* de Faranda et al. (2017a), bien qu’une distance euclidienne soit utilisée à la place du TWS. Une journée possédant une faible singularité et une faible singularité relative possède une forme de géopotential – et donc une direction de flux – reproduite de manière presque similaire dans la climatologie : elle possède des formes de géopotential proches (singularité), dont les formes les plus proches sont encore plus proches qu’à l’habitude (faible singularité relative).

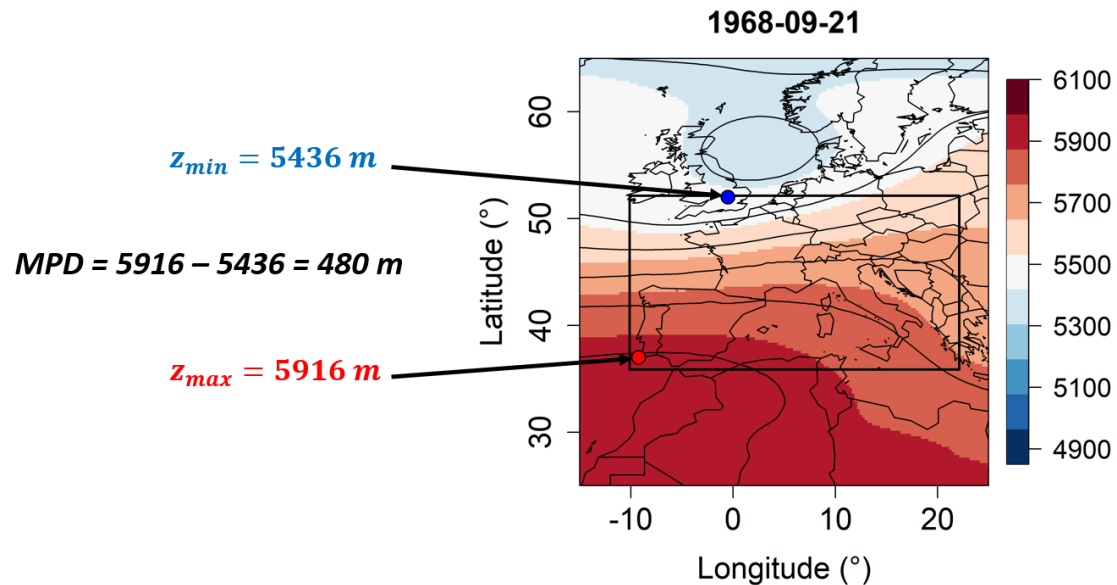


FIGURE II.9 – Altitude du géopotential 500 hPa (en mètres) sur l'Europe le 21 septembre 1968, selon la réanalyse ERA5. Les courbes noires représentent les isohypses. Le rectangle noir indique le domaine sur lequel est calculé le MPD. Le point bleu correspond à l'altitude minimale du géopotential 500 hPa dans le domaine. Le point rouge correspond à l'altitude maximale.

Le nombre de journées analogues  $Q$  retenu dans le calcul de la singularité et de la singularité relative est fixé à 0.5% du nombre de jours considéré dans l'archive de recherche des analogues. Ce pourcentage est issu des travaux de [Blanchet and Creutin \(2020\)](#), qui montrent qu'un tel pourcentage est pertinent pour expliquer les cumuls de précipitations sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises à l'aide des présents descripteurs. Il est néanmoins à noter que le pourcentage exact d'analogues sélectionné semble avoir un faible impact sur les résultats.

## II.2.2 La Différence Maximale de Pression (MPD)

### II.2.2.a Le descripteur

La célérité, la singularité, et la singularité relative caractérisent la forme du géopotential 500 hPa – et ainsi la direction du flux – de chaque journée. En revanche, en raison de la normalisation appliquée dans le calcul du score TWS, ces descripteurs ne considèrent pas l'amplitude de la forme du géopotential qui traduit en quelques sortes la force du flux. Pour pallier cela, nous introduisons un quatrième descripteur mesurant l'amplitude du champs de géopotential 500 hPa sur le même domaine pour chaque journée. Le MPD (pour *Maximum Pressure Difference*) est défini pour une journée  $k$  et pour un point de grille  $j$  comme :

$$MPD_k = \max_j(z_{jk}) - \min_j(z_{jk}). \quad (\text{II.5})$$

Le MPD traduit l'intensité des centres d'action que sont les zones de hautes et basses pressions à 500 hPa. Plus le MPD est élevé, plus les centres d'action sont marqués sur l'Europe de l'Ouest. La figure II.9 illustre le calcul du MPD pour la journée du 21 septembre 1968. Cette journée est associée à un flux d'ouest ayant généré 64 mm de précipitations à l'échelle du bassin versant de l'Isère à Grenoble. Elle précède une crue de l'Isère avec un débit de 1000 m<sup>3</sup>/s à Grenoble.

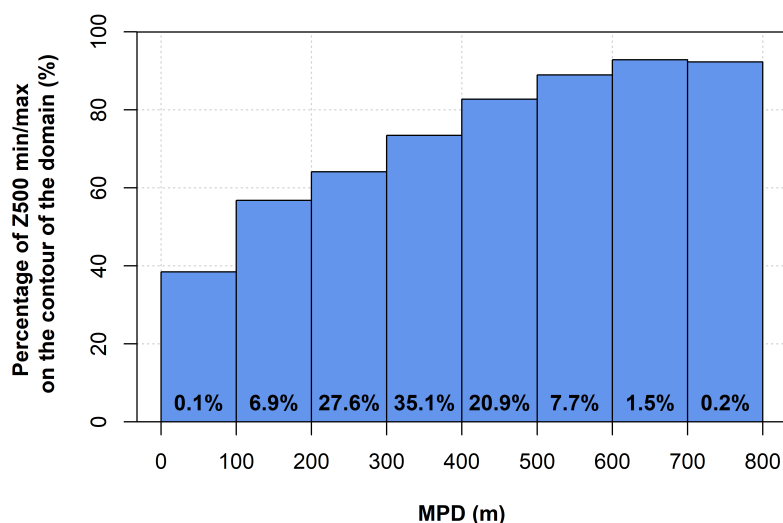


FIGURE II.10 – Pourcentage de journées pour lesquelles le minimum et le maximum d’altitude du géopotential 500 hPa se situent sur le contour du domaine considéré sur l’Europe de l’Ouest, pour différentes classes de MPD. Les pourcentages en bas du graphique indiquent la part des journées associées aux différentes classes de MPD.

### II.2.2.b MPD et force du flux

Le MPD semble pertinent pour compléter les trois descripteurs basés sur l’analogie en forme du géopotential 500 hPa, dans le sens où il représente directement l’amplitude des formes de géopotential considérées dans les autres descripteurs. Les plus faibles valeurs de MPD traduisent directement la platitude du champs de géopotential, d’importance lorsque l’on connaît les limites du TWS – et ainsi des descripteurs basés sur l’analogie – pour des champs de géopotential plats.

S’agissant d’une différence d’altitude du géopotential sur un domaine donné, le MPD traduit au sens strict l’intensité des centres d’action. Pour permettre une meilleure interprétation physique des différentes valeurs de MPD, nous nous intéressons ici au lien entre le MPD et la force du flux d’air. Au sens strict, la force du flux d’air serait obtenue en normalisant le MPD par la distance séparant les centres d’action.

La Figure II.10 représente le pourcentage de journées pour lesquelles les minima et maxima d’altitude du géopotential 500 hPa se situent sur le contour du domaine considéré, pour différentes classes de MPD. Un minimum et maximum d’altitude du géopotential 500 hPa sur les contours du domaine traduit des centres de hautes et basses pressions situés à l’extérieur du domaine. Une telle configuration semble très fréquente, et d’autant plus fréquente que le MPD est fort. Pour des MPD supérieurs à 300 m (quantile 0.35), plus de 70% des journées sont concernées. Cela traduit le fait que des circulations relativement définies sont associées à des centres d’action situés à l’extérieur du domaine. La relative petite taille du domaine considéré par rapport à la taille des centres d’action (que sont les zones de hautes et basses pressions sur l’Europe) joue en quelque sorte le rôle de normalisation de la différence d’altitude du géopotential par la distance les séparant. Pour les flux d’air définis (MPD > 300 m), la différence d’altitude du géopotential – prise plus de trois quart du temps sur les contours du domaine – est alors directement proportionnelle à la force du flux d’air. Cette relation ne s’applique pas pour les circulations peu définies, pour lesquelles les minima et maxima d’altitude du géopotential 500 hPa peuvent être situés à l’intérieur du domaine.

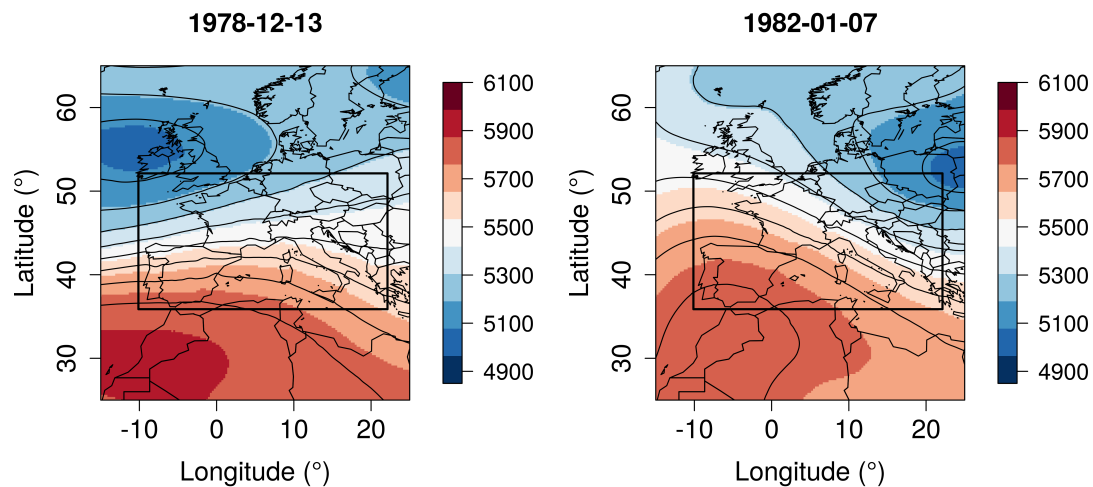


FIGURE II.11 – Altitude du géopotential 500 hPa sur l'Europe le 13 décembre 1978 ( $MPD = 737$  m) et le 7 janvier 1982 ( $MPD = 775$  m) selon la réanalyse ERA5. Les isohypses sont représentés par les courbe noires. Le rectangle noir représente le domaine utilisé pour le calcul des descripteurs atmosphériques.

La normalisation de la différence d'altitude du géopotential par la taille du domaine peut cependant être associée à sa hauteur ( $16^\circ$ ) ou à sa diagonale ( $35.8^\circ$ ), impliquant des forces de flux différentes pour un même MPD. Nous illustrons les circulations de deux journées caractéristiques de cette différence, possédant un MPD proche et parmi les plus forts (Figure II.11). La journée du 13 décembre 1978 est caractérisée par un fort flux d'ouest sur l'Europe, quand la journée du 7 janvier 1982 est caractérisée par un fort flux de nord-ouest. La distance entre les centres d'action étant plus faible en pur flux d'ouest qu'en flux de nord-ouest, la force du flux est plus importante dans le premier cas (isohypses plus rapprochées). Si l'on peut raisonnablement interpréter le MPD comme une force du flux pour les circulations définies, il faut cependant avoir en tête qu'une telle interprétation est dépendante de la direction du flux de la journée considérée : la journée du 13 décembre 1978 est associée à un flux d'ouest parmi les plus forts ; la journée du 7 janvier 1982 est associée à un flux de nord-ouest parmi les plus forts ; en revanche, la journée du 13 décembre 1978 est associée à un flux d'air plus fort que la journée du 7 janvier 1982.

En résumé, le MPD reflète au sens strict l'intensité des centres d'action associée à une journée. Les faibles valeurs de MPD traduisent la platitude d'un champs de géopotential. Les fortes valeurs de MPD associées à une direction de circulation peuvent raisonnablement être interprétées comme la force du flux d'air.

### II.2.3 Les principales influences atmosphériques

Nous basons aussi notre analyse des circulations atmosphériques sur les principales influences atmosphériques impactant la France. Ces influences atmosphériques sont issues de l'agrégation des types de circulations de [Garavaglia et al. \(2010\)](#).

#### II.2.3.a Les 8 types de circulation de [Garavaglia et al. \(2010\)](#)

Nous donnons ici un aperçu de la construction de la classification en types de circulations de [Garavaglia et al. \(2010\)](#), disponible au pas de temps journalier sur la période 1950-2019.

La classification de [Garavaglia et al. \(2010\)](#) a été conçue afin de discriminer les différentes circulations à l'origine de précipitations en France. La particularité de cette classification est alors de considérer des champs de précipitations sur la France en amont de la considération des circulations atmosphériques. Les auteurs sélectionnent dans un premier temps les journées pluvieuses sur la France, définies comme étant associées à un cumul moyen de précipitations supérieur à 5mm à partir de 54 pluviomètres répartis sur le pays. Une classification hiérarchique ascendante est effectuée sur les champs de précipitations de ces journées, permettant d'obtenir 7 classes de jours pluvieux. Le centroïde de ces 7 classes dans l'espace des géopotentiels 700 hPa et 1000 hPa ainsi que celui des jours secs permettent ensuite d'attribuer chacune des journées de la climatologie à une classe, pour enfin recalculer les nouveaux centroïdes. La classification ainsi obtenue comporte 8 classes de circulations, construites à l'origine à partir des champs de précipitations sur la France.

Les cartes d'altitude moyenne du géopotentiel 1000 hPa et les cartes d'anomalie de précipitation associées aux 8 types de circulations sont représentés en Figure II.12 (Figure 3 de [Garavaglia et al., 2010](#)). Les circulations arrosant de manière importante les Alpes du Nord françaises sont les ondes Atlantiques (ou dorsales Atlantiques, Weather Pattern 1), les flux Atlantiques stationnaires (WP2), les dépressions centrales (WP7) et dans une moindre mesure les retours d'est (WP6). Les circulations de sud-ouest (WP3), de sud (WP4), de nord-est (WP5) et les circulations anticycloniques (WP8) sont moins porteuses de précipitations.

### II.2.3.b Agrégation en influences atmosphériques

Nous agrégeons ces 8 types de circulations en 4 influences atmosphériques principales afin de faciliter le traitement et les interprétations des résultats de cette thèse. Pour ce faire, nous nous basons sur la direction des flux associés aux différentes classes mais surtout sur l'origine de l'air qu'elles transportent jusqu'aux Alpes du Nord françaises. Les ondes Atlantiques, les flux Atlantiques stationnaires et les flux de sud-ouest (WP1, WP2, WP3) constituent des circulations de sud-ouest à nord-ouest transportant de l'air en provenance de l'Atlantique. Nous les agrégeons pour constituer les **circulations Atlantiques**. Les dépressions centrales, les flux de sud et les retour d'est (WP7, WP4, WP6) constituent des circulations de sud-ouest à est, soit une plus large diversité de direction de flux. En revanche, elles transportent de l'air en provenance de la Méditerranée vers les Alpes : nous les agrégeons donc pour constituer les **circulations Méditerranéennes**. Les circulations de **nord-est** (WP5) transportent de l'air continental et les conditions **anticycloniques** (WP8) sont synonyme d'absence de flux. Nous conservons donc ces deux classes de manière distincte.

Les champs composites et les anomalies d'altitude du géopotentiel 500 hPa associés aux quatre influences atmosphériques sont représentés en Figure II.13. Les circulations Atlantiques correspondent à des anomalies de basse pression sur le nord-ouest de l'Europe, augmentant la composante zonale du flux. Les circulations Méditerranéennes correspondent à des anomalies de pression négatives sur le proche Atlantique au niveau de la Péninsule Ibérique, augmentant la composante méridionale du flux sur le sud-est de la France. Les circulations de nord-est correspondent à des anomalies de pression négatives peu marquées sur l'Europe de l'Ouest, augmentant la composante continentale du flux. Enfin, les conditions anticycloniques correspondent à une anomalie de haute pression centrée sur les îles Britanniques, traduisant un flux plus faible sur la France. Les circulations Atlantiques sont les plus fréquentes dans la climatologie (37%), suivies des conditions anticycloniques (29%), et des circulations Méditerranéennes (25%, Table II.2). Les circulations de nord-est sont beaucoup moins fréquentes (9%). Les circulations Atlantiques sont plus fréquentes en hiver ; les circulations Méditerranéennes sont plus fréquentes aux intersaisons et les conditions anticycloniques sont plus fréquentes en été et moins fréquentes en hiver.

Ces principales influences atmosphériques sont utilisées de manière couplée aux descripteurs atmosphériques dans le chapitre suivant, dans le but de caractériser les circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.



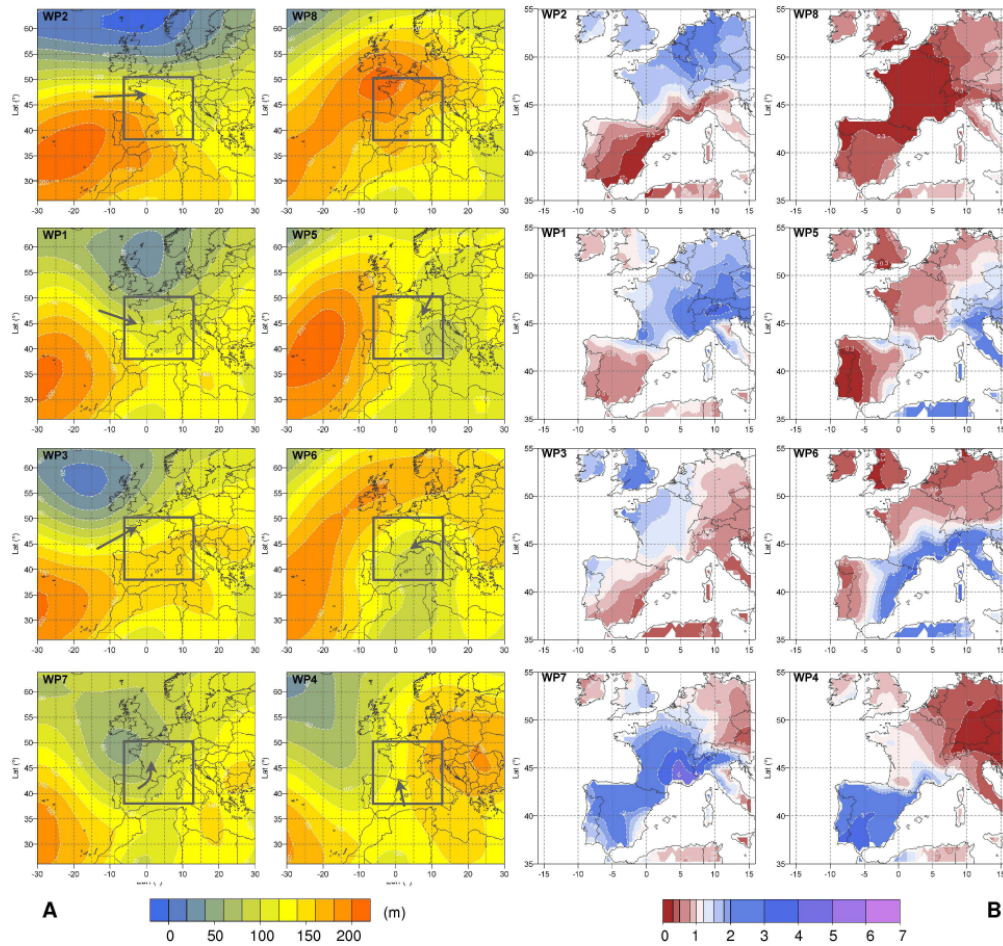


FIGURE II.12 – Figure 3 de [Garavaglia et al. \(2010\)](#). (A) Altitude moyenne du géopotentiel 1000 hPa des 8 classes de circulations. Les flèches indiquent la direction du flux en basses couches. (B) Ratio des précipitations de chaque classe par rapport aux précipitations moyennes. La période 1953-2005 est considérée.

	Atlantique	Méditerranéen	Nord-est	Anticyclonique
Année	37	25	9	29
Hiver	46	23	8	23
Printemps	33	30	10	26
Été	35	18	10	38
Automne	36	29	7	28

TABLE II.2 – Occurrence (en %) des quatre influences atmosphériques sur la période 1950-2019, pour la saison d’hiver (DJF), de printemps (MAM), d’été (JJA), et d’automne (SON).

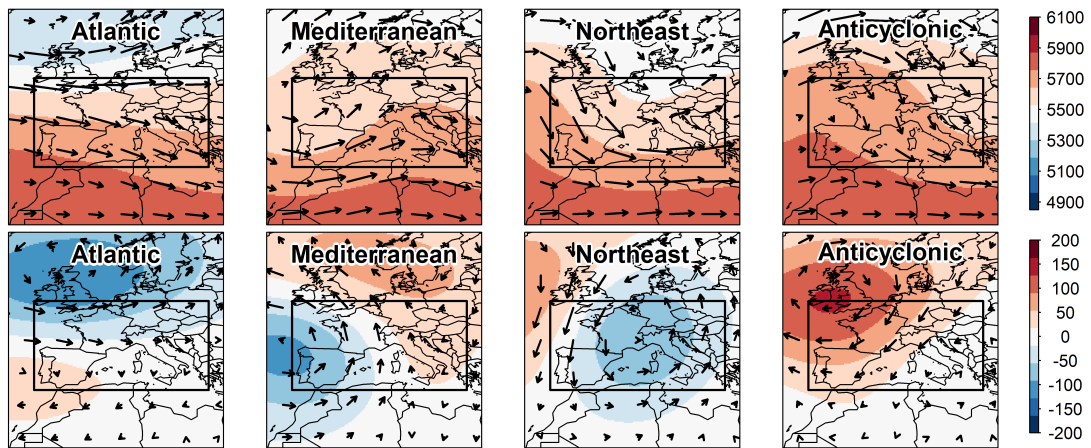


FIGURE II.13 – Champs composites (haut) et anomalies (bas) de l'altitude du géopotential 500 hPa sur l'Europe pour les 4 principales influences atmosphériques, sur la période 1950-2019 selon la réanalyse ERA5. Les flèches indiquent le vent à 500 hPa, pour indication. Le rectangle noir représente le domaine considéré pour le calcul des descripteurs atmosphériques.



# III

## Circulations atmosphériques et précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

Dans ce chapitre, nous cherchons dans un premier temps à comprendre quelles sont les caractéristiques des circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble. Nous utilisons pour ce faire les descripteurs atmosphériques et les principales influences atmosphériques précédemment introduits. Nous présentons les spécificités méthodologiques propres à ce chapitre afin d'introduire l'article scientifique publié dans *International Journal of Climatology* (Blanc et al., 2022b). Enfin, nous discutons de la pertinence de l'approche utilisée pour les crues de l'Isère et du Drac.

### III.1 Caractérisation des circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

#### III.1.1 Spécificités méthodologiques

##### III.1.1.a Les précipitations extrêmes sur 3 jours

La question du pas de temps d'étude à considérer pour l'étude des précipitations extrêmes se pose. Pour ce faire, nous nous intéressons au caractère extrême des précipitations journalières appartenant aux séquences de plus forts cumuls de précipitation sur 2 jours, 3 jours et 4 jours (Table III.1). Les séquences de précipitations sur 2 jours sur le bassin de l'Isère donnant des cumuls parmi les 1% les plus forts sont associées 92% du temps à deux précipitations journalières étant parmi les 10% les plus fortes. C'est aussi le cas pour 82% des séquences de plus fortes précipitations sur 2 jours sur le bassin du Drac. Autrement dit, considérer des séquences de forts cumuls sur 2 jours permet de considérer des précipitations journalières fortes tout au long de la séquence. De telles conclusions restent relativement vraies pour des séquences de 3 jours. 57% des séquences de plus forts cumuls de précipitation sur 3 jours sur le bassin de l'Isère sont composées de précipitations journalières parmi les 10% les plus fortes. Ce pourcentage descend à 41% pour le bassin du Drac. En revanche, considérer des séquences de précipitations extrêmes sur 4 jours implique la considération d'une journée de plus faible précipitation au sein de la séquence, dans 73% des cas pour l'Isère et dans 84% des cas pour le Drac.

	2 jours	3 jours	4 jours
<i>Isère</i>	92	57	27
<i>Drac</i>	82	41	16

TABLE III.1 – Proportion (en %) des séquences de cumul supérieur au quantile 0.99 de précipitation sur 2 jours, 3 jours, et 4 jours pour lesquelles les précipitations journalières sont toutes supérieures au quantile 0.9 de précipitation journalière. Les données de précipitations SPAZM sont considérées sur la période 1950-2017.

La persistance de précipitations journalières fortes au sein d'une séquence est dépendante des systèmes précipitants impactant une grande surface du bassin versant. Elle est ainsi dépendante de la taille du bassin et de la persistance des situations atmosphériques à l'origine de forts cumuls journaliers. Le bassin versant du Drac à Grenoble est plus petit que le bassin de l'Isère, et situé plus au sud. Il est ainsi plus largement influencé par les circulations Méditerranéennes dont la persistance moyenne (3 jours) est plus faible que celle des circulations Atlantiques (4 jours). En ce sens, il paraît logique d'obtenir des temps caractéristiques légèrement plus faibles pour le bassin du Drac que pour le bassin de l'Isère. Comme compromis entre les deux bassins, nous conservons le pas de temps 3 jours pour étudier les précipitation extrêmes. Ce pas temps permet aussi d'englober les temps de concentration des bassins versants, de l'ordre de 2 à 3 jours pour l'Isère et de l'ordre de 1 à 2 jours pour le Drac. Le pas de temps 3 jours est aussi mis en avant par [Froidevaux et al. \(2015\)](#) pour l'étude des crues Alpines. En étudiant le caractère extrême des précipitations antécédentes aux crues pour de nombreux pas de temps et de nombreux bassins versants suisses, les auteurs montrent l'importance des précipitations 2 à 3 jours avant la crue pour les bassins versants supérieurs à 1000 km<sup>2</sup>, en particulier pour les plus fortes crues (Figure 8a de [Froidevaux et al., 2015](#)).

Dans ce chapitre, nous nous intéressons donc aux 1% des plus forts cumuls de précipitations sur 3 jours sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble, correspondant à trois événements par an en moyenne. Comme évoqué en introduction (chapitre I), nous caractérisons ces séquences de précipitations extrêmes.

### III.1.1.b Les descripteurs atmosphériques moyennés sur les analogues

Une étape supplémentaire est effectuée avant l'utilisation des descripteurs atmosphériques basés sur l'analogie. Nous définissons le descripteur d'une journée donnée comme la moyenne de ce descripteur sur ses journées analogues. Par exemple, la célérité d'une journée donnée est définie comme la célérité moyenne de ses journées analogues. La célérité, singularité et singularité relative dénommées *cel*, *sing* et *rsing* sont ainsi nommées *celnei*, *singnei*, et *rsingnei* (-nei pour neighbours). Ces nouveaux descripteurs traduisent plus les caractéristiques d'un type de circulation (les analogues d'une journée) plutôt que les caractéristiques de cette journée en particulier. Ces descripteurs moyennés sur les analogues montrent de meilleures performances pour reconstituer les précipitations sur 3 jours sur le bassin de l'Isère en aval de Grenoble (Isère+Drac) en utilisant la méthodologie de [Blanchet and Creutin \(2020\)](#). Ces résultats sont illustrés en Figure III.1, avec des valeurs de CRPSS<sup>1</sup> systématiquement plus élevées pour les couples de descripteurs moyennés sur les analogues que pour les descripteurs bruts, que ce soit pour la reconstruction de toutes les précipitations ou des précipitations extrêmes sur 3 jours. La considération de ces caractéristiques "moyennes" associées aux différents types de circulation permet ainsi une meilleure reconstitution des précipitations, et justifie leur usage dans le présent chapitre. Par ailleurs, il est à noter que les interprétations effectuées dans ce chapitre sur les caractéristiques des circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes tiennent aussi pour les descripteurs bruts (non moyennés sur les analogues, tels que définis dans le chapitre II).

---

1. Continuous Ranked Probability Skill Score

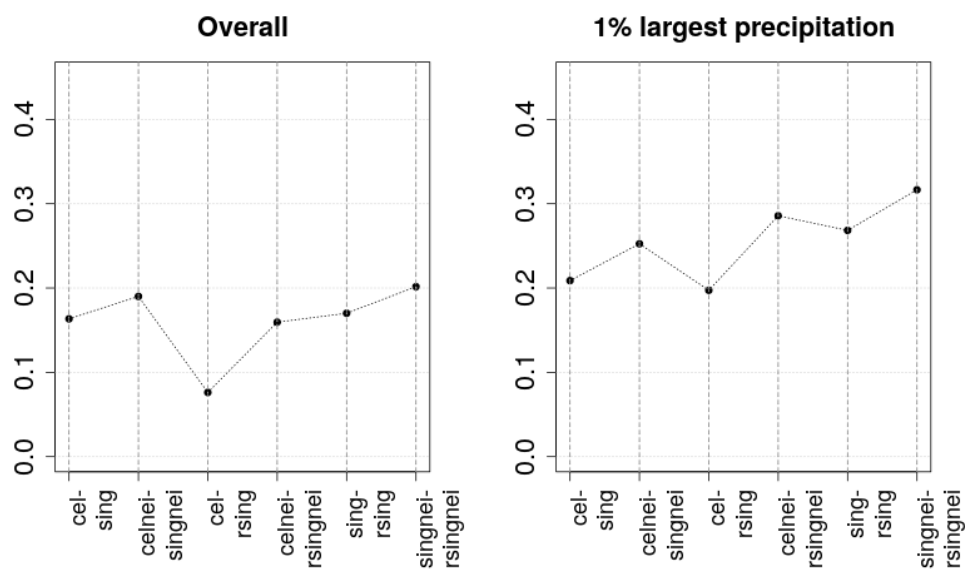


FIGURE III.1 – CRPSS obtenus lors de la reconstitution des précipitations sur 3 jours sur le bassin versant de l’Isère en aval de Grenoble par analogie sur les descripteurs atmosphériques pour toutes les précipitations (gauche) et pour les 1% des précipitations les plus fortes. La reconstitution des précipitations est effectuée à partir de l’analogie par couple de descripteurs. Une valeur de CRPSS élevé indique une amélioration importante de la reconstitution par analogie par rapport à une reconstitution considérant l’ensemble de la climatologie. Des figures similaires peuvent être trouvées en Figure 4 et 7 de [Blanchet and Creutin \(2020\)](#).

Blanc, A., Blanchet, J., and Creutin, J.-D. (2022b). Characterizing large-scale circulations driving extreme precipitation in the Northern French Alps. *International Journal of Climatology*, 42(1):465–480. <https://doi.org/10.1002/joc.7254>

**Résumé :** Les précipitations extrêmes dans les Alpes françaises du Nord sont principalement associées à des circulations à grande échelle apportant de l'air humide en provenance de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée – deux influences atmosphériques très fréquentes dans la climatologie. Dans ce travail, nous étudions les caractéristiques des circulations Atlantiques/Méditerranéennes à l'origine des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises du Nord françaises, par rapport aux autres circulations Atlantiques/Méditerranéennes. Nous nous intéressons aux précipitations extrêmes sur des séquences de 3 jours sur deux bassins versants voisins de taille moyenne, de 1950 à 2017. Les circulations Atlantiques et Méditerranéennes sont identifiées à l'aide d'une classification existante pour le sud de la France. Nous caractérisons chaque circulation à l'aide de trois descripteurs atmosphériques ayant été introduits dans de précédents travaux, basés sur l'analogie des formes de géopotential 500 hPa d'Europe de l'Ouest. Il s'agit (a) de la célérité, caractérisant le caractère stationnaire d'une forme de géopotential, et (b) de la singularité et singularité relative, caractérisant la ressemblance d'une forme de géopotential avec ses analogues, en d'autres termes la façon dont cette forme est reproduite dans la climatologie. Nous ajoutons à ces descripteurs basés sur l'analogie un nouveau descripteur (non basé sur l'analogie) traduisant la force des centres de basse et haute pression. Nous montrons que les circulations Atlantiques/Méditerranéennes à l'origine des précipitations extrêmes sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises sont les circulations Atlantiques/Méditerranéennes présentant les centres d'action les plus forts ainsi que les formes de géopotential les plus stationnaires et les plus reproductibles – des caractéristiques rares pour les deux influences atmosphériques. Dans le cas des circulations Atlantiques, ces caractéristiques semblent être encore plus prononcées et rares en comparaison de l'ensemble de la climatologie, ce qui suggère que la circulation joue un rôle déterminant dans la génération de précipitations extrêmes. Dans le cas des circulations Méditerranéennes, de telles caractéristiques semblent moins extrêmes par rapport à l'ensemble de la climatologie, ce qui suggère une contribution plus équilibrée entre circulations atmosphériques spécifiques et humidité atmosphérique dans la génération de précipitations extrêmes.

**Abstract :** Extreme precipitation in the Northern French Alps are mainly associated with large-scale circulations (LSCs) bringing moist air from the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea—two atmospheric influences that are very frequent in the climatology. In this work, we investigate what characterizes the Atlantic/Mediterranean circulations driving extreme precipitation in the Northern French Alps in comparison to 'random' Atlantic/Mediterranean circulations. We focus on extreme 3-day precipitation over two medium size neighbouring catchments from 1950 to 2017. Atlantic and Mediterranean circulations are identified using an existing weather pattern classification established for Southern France. Every single LSC is characterized using three atmospheric descriptors based on analogy in geopotential shapes at 500hPa over Western Europe that were introduced in previous works. They are (a) the celerity, characterizing the stationary nature of a geopotential shape, and (b) the singularity and relative singularity, characterizing the resemblance of a geopotential shape to its analogs, in other words the way this geopotential shape is closely reproduced in the climatology. We add to these analogy-based descriptors a new (non-analogy) descriptor accounting for the strength of the low and high-pressure systems. We show that Atlantic/Mediterranean circulations driving extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps are the Atlantic/Mediterranean circulations featuring the strongest centres of action as well as the most stationary and the most reproducible geopotential shapes—characteristics that are rare for both atmospheric influences. In the Atlantic case, these characteristics appear to be even more pronounced and rare with regard to the whole climatology, pointing LSC as an important driver of extreme precipitation. In the Mediterranean case, these characteristics appear to be more random with regard to the whole climatology, pointing a more balanced contribution between specific LSC and humidity in driving extreme precipitation.

### III.1.2 Introduction

Surface weather over Western Europe is influenced by large-scale circulation (LSC) over the North Atlantic and Europe. Therefore, precipitation variability in Europe is often linked to different modes of large-scale circulation variability. The North Atlantic Oscillation (NAO) is the first mode of LSC variability over the North Atlantic and the only one remaining the entire year (Barnston and Livezey, 1987). In winter, positive NAO phases are associated with increasing westerlies in a southwest-to-northeast direction, explaining positive precipitation anomalies over Northern Europe and negative precipitation anomalies over Southern Europe (Hurrell, 1995). The influence of NAO on precipitation variability in the Alpine region is, however, far less obvious (Schmidli et al., 2002; Bartolini et al., 2009; Durand et al., 2009). The Alpine region acts as a 'climatic crossroad' between Oceanic, Mediterranean, Continental, Polar and Saharan influences (Beniston, 2005). The East Atlantic/Western Russia index (EA/WR) appears to better explain winter precipitation variability in the Alps than NAO. The negative phase of the index corresponds to positive pressure anomalies over the East Atlantic and Western Russia and negative pressure anomalies over Europe (Barnston and Livezey, 1987), leading to a northwesterly flow and positive winter precipitation anomalies over Western Europe and the Alpine range (Bartolini et al., 2009; Lim, 2015).

At finer temporal and spatial scales, the location, the size and the configuration of the Alpine range lead to a wide range of atmospheric influences impacting the different Alpine sub-regions. Horton et al. (2012) point out different atmospheric influences on precipitation variability in the Swiss Alps at two locations 100 km apart. Extreme precipitation in the southern slopes of the French and Italian Alps appears to be mainly impacted by LSC associated with southwesterlies and strong southerly flows (Plaut et al., 2001; Grazzini, 2007; Blanchet et al., 2021b), while the Savoy Mont-Blanc region (Northern French Alps) is mainly impacted by pressure anomalies associated with northwesterlies, especially for autumn and winter extreme precipitation (Plaut et al., 2001; Blanchet et al., 2021b).

The relation between LSC and regional precipitation can be investigated using weather pattern classifications (Plaut and Simonnet, 2001; Boé and Terray, 2008; Garavaglia et al., 2010). Classifications give useful insights on the influence of different weather patterns on precipitation anomalies and extremes. In the Northern French Alps, the Atlantic and the Mediterranean influences are pointed out as the main weather patterns associated with extreme precipitation through respectively zonal and meridional flows (Garavaglia et al., 2010; Blanchet et al., 2021b). However, the discrete nature of classifications leads to a loss of information, since LSC variability within each class is not considered. By somehow considering as much weather patterns as LSCs, the analog method addresses this issue. The method relies on the hypothesis that similar LSCs provide similar local effects. The 'analog' term was introduced by Lorenz (1969), who first investigated the relative position of LSCs in relation to each other. The method was applied for the first time by Duband (1981) to produce probabilistic forecast of daily precipitation over South-Eastern France. Since then the method has been widely applied and has been subject to various improvements (Obled et al., 2002; Matulla et al., 2008; Marty et al., 2012; Radanovics et al., 2013; Daoud et al., 2016; Raynaud et al., 2017; Chardon et al., 2018). Unlike weather pattern classifications, the analog method manages to link LSC to regional precipitation in a continuous way, since the link between specific LSCs and the associated precipitation is preserved. However, it does not provide information on the atmospheric influences driving precipitation, unlike classification methods.

The present work combines a weather pattern classification and an analog framework to investigate the characteristics of Atlantic and Mediterranean circulations driving extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps, in comparison to 'random' Atlantic/Mediterranean circulations. The weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010) is used to identify Atlantic and Mediterranean circulations. Atmospheric descriptors based on analogy are then used to characterize every single LSC within those two atmospheric influences. Those descriptors were recently introduced and studied in the literature by Faranda et al. (2017a,b); Messori et al. (2017); Rodrigues et al. (2018) over large regions of the Northern Hemisphere, as well as by Blanchet et al. (2018) and Blanchet and Creutin (2020) for the same region as this article. Here, the celerity, the singularity and the relative singularity of Blanchet and Creutin (2020) are used, considering the 500hPa geopotential height fields over Western Europe. The celerity gives insights into the stationary nature of a specific geopotential shape, while the singularity and relative singularity indicate the way a geopotential shape is closely reproduced in the climatology. We complement the three atmospheric descriptors based on analogy with a new atmospheric descriptor—which is not based on analogy—that accounts for the intensity of low and high pressure systems. The Isère River catchment downstream Grenoble used in Blanchet and Creutin (2020) is separated into two sub-catchments featuring a different sensibility to large-scale flow, namely the Isère and the Drac River catchments at Grenoble. We first give an overview of the atmospheric descriptors. We then characterize every Atlantic and Mediterranean circulations, before focusing on the specific Atlantic and Mediterranean circulations associated with extreme 3-day precipitation in each catchment. Finally, the role of LSC in producing extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps is discussed by studying the atmospheric humidity associated with extreme 3-day precipitation.

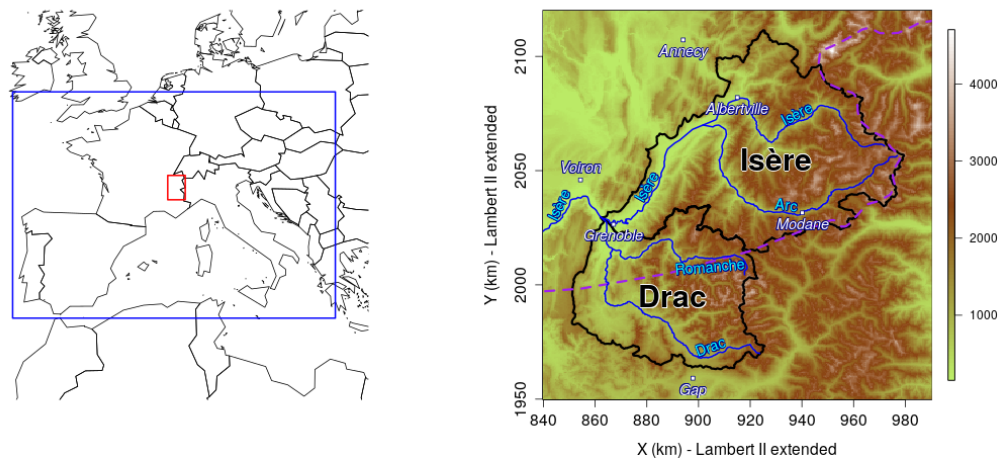


FIGURE III.2 – Left : Map of Western Europe with the analogy window considered for the 500hPa geopotential height in blue. The region of study and the domain considered for the total column water are represented in red. Right : Altitudinal map of the region (in meters), with the Isère and the Drac River catchments at Grenoble, the main cities and rivers. The purple dotted line represents the border of the climatological border of Auer et al. (2007). Coordinates projection is according the Lambert II extended system.

### III.1.3 Data

We use the SPAZM precipitation data set to represent catchment precipitation over the period 1950-2017. SPAZM is a  $1 \times 1$  km<sup>2</sup> gridded interpolation of daily rainfall accumulations measured by more than 1,800 daily rain gauges over the French Alps, the Pyrenees, the Massif Central, Switzerland, Spain and Italy (figure 4 of Gottardi et al., 2012). As many other interpolators, SPAZM decomposes the rainfall field into a guess field incorporating orography and residuals to this field. A distinctive feature of SPAZM is that the guess field is conditional on the weather pattern of the target day, using the weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010). This allows adjusting the altitudinal gradients according to the interaction between air flow and mountainous areas. However, considering catchment precipitation based on station data interpolated with a thin plate spline function does not change the conclusions of this study. We consider the averaged catchment precipitation for two neighbouring catchments of the Northern French Alps, namely the Isère and the Drac River catchments at Grenoble (Figure III.2). The Isère River catchment at Grenoble sizes 5,800 km<sup>2</sup>, with altitude ranging from 200 m in Grenoble to more than 3,800 m in the Vanoise National Park. The interannual catchment precipitation reaches  $1,370 \pm 200$  mm.year<sup>-1</sup>. No clear precipitation seasonality is observed (Figure III.3). The Drac River catchment at Grenoble sizes 3,600 km<sup>2</sup>, with altitude ranging from 200 m in Grenoble to 4,100 m in the Ecrins national Park, which is known to be a climatological barrier between the Northern and the Southern French Alps, as shown by the climatological subregions of Auer et al. (2007) (purple dotted line of Figure III.2) and by the different moisture sources leading to precipitation in the Alpine region (figure 9 of Sodemann and Zubler, 2010). The interannual precipitation in the Drac catchment reaches  $1,308 \pm 213$  mm.year<sup>-1</sup> with more precipitation falling in autumn (Figure III.3).



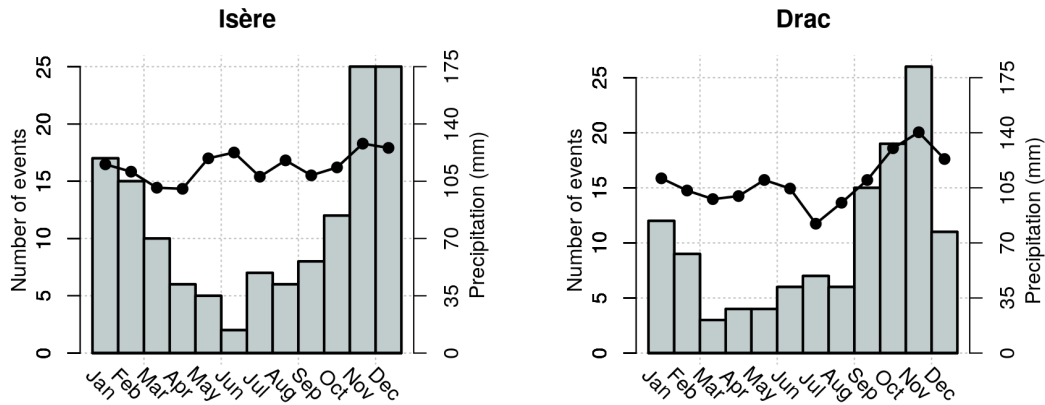


FIGURE III.3 – Monthly occurrence of extreme precipitation sequences (EPS) for the Isère and Drac River catchments for the period 1950-2017 (barplot, left axis). The black lines represent monthly precipitation (right axis).

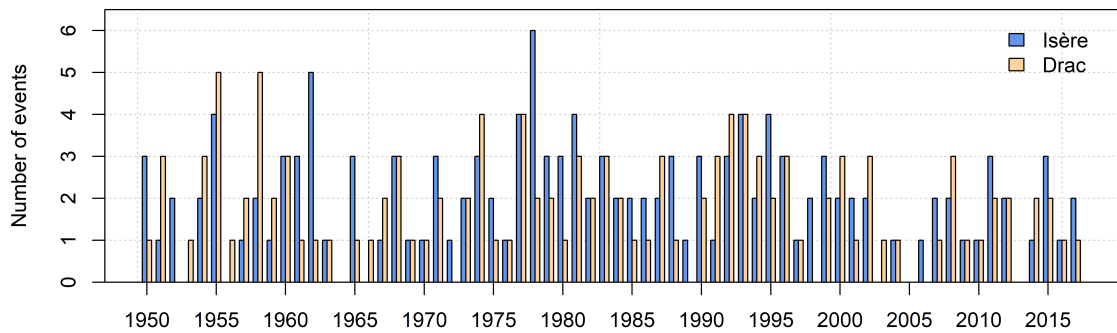


FIGURE III.4 – Annual occurrence of EPS for the period 1950-2017 for the Isère River catchment and the Drac River catchment.

We consider a 3-day time step, which is close to the concentration-time of the catchments and is relevant for flood risk analysis. In order to focus on extreme precipitation, we consider the 1% largest values of 3-day precipitation for each catchment. We keep among them the independent sequences by performing a temporal declustering : whenever several extreme precipitation sequences (EPS) overlap, we keep only the sequence yielding the largest 3-day accumulation. We end up with 138 independent extreme precipitation sequences (EPS) for the Isère River catchment and 122 independent EPS for the Drac River catchment over the period 1950-2017. The two neighbouring catchments share 54 common EPS. The average EPS precipitation reaches  $84 \pm 49$  mm.3 day<sup>-1</sup> for the Isère River catchment and  $99 \pm 64$  mm.3 day<sup>-1</sup> for the Drac River catchment, corresponding in both cases to about 7% of the annual catchment precipitation. EPS mostly occurred in winter for the Isère River catchment and in autumn for the Drac River catchment (Figure III.3). Furthermore, EPS are quite homogeneously distributed over the period of study for both catchments (Figure III.4).

We use the 500 hPa geopotential height fields over a  $32^\circ \times 16^\circ$  window covering Western Europe to represent LSC (Figure III.2). Geopotential height fields are extracted from the ERA5 reanalysis for the period 1950-2017 (Hersbach et al., 2020), which is the most recent reanalysis. It provides hourly fields of atmospheric variables with  $0.25^\circ$  horizontal resolution. The 500 hPa geopotential height ranges from 4,800 m to 6,100 m, giving information about LSC in the middle of the troposphere. This pressure level appears relevant to explain precipitation variability in France and in the Alpine region, especially when combined with the 1,000 hPa geopotential height field (Horton et al., 2012; Marty et al., 2012; Daoud et al., 2016). It was shown to provide better skills than the 1,000 hPa geopotential height field in predicting precipitation accumulation in the Northern French Alps using the same atmospheric descriptors as this study (Blanchet and Creutin, 2020). The size of the geopotential window has not been optimized for this study but it is chosen according to previous optimization works (Raynaud et al., 2017). Absolute geopotential heights values are considered at daily time step, by averaging the 0 a.m., 6 a.m., 12 a.m., and 6 p.m. height fields. Averaging tends to smooth out the resulting field but it has actually little impact on the results of this study (not shown). The choice of the reanalysis has also little impact since using the 500 hPa geopotential height fields from either the ERA20C reanalysis (Poli et al., 2016) or from the first member of the 20CR V2c reanalysis (Compo et al., 2011) led to similar results (not shown).

Finally, the daily total column water (TCW) is also extracted from ERA5 from 1950 to 2017. TCW represents the total available water in an atmospheric column, including water vapour, liquid water, cloud ice, rain and snow. The daily TCW fields are averaged over three consecutive days over a  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  domain covering the region of study (Figure III.2), to account for the available atmospheric humidity during EPS.

### III.1.4 Method

#### III.1.4.a Atlantic and Mediterranean circulations

We consider the weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010) to identify Atlantic and Mediterranean circulations. This classification into eight weather patterns was established to link daily rainfall field shapes over Southern France with synoptic situations. To focus on the main influences, we aggregate the eight weather patterns into four atmospheric influences according to the origin of the air flow reaching the French Alps (see the arrows in Figure 3 of Garavaglia et al., 2010) : the Atlantic influence (*aggregation of Atlantic Wave, Steady Oceanic, Southwest Circulation*), the Mediterranean influence (*aggregation of South Circulation, East Return, Central Depression*), the Northeast circulations and Anticyclonic conditions. As the weather patterns of Garavaglia et al. (2010) are established at daily time-step, we define the 3-day atmospheric influences as follows : the 3-day sequences featuring at least two identical atmospheric influences are classified in the dominant atmospheric influence (72%); the 3-day sequences featuring three different atmospheric influences are either classified in the atmospheric influence of the wettest day of the sequence (21%), or in the atmospheric influence of the central day of the sequence for the dry sequences (7%). The Atlantic–the Mediterranean–the Northeast–the Anticyclonic influences respectively account for 44%–26%–8%–22% of 3-day sequences over the period 1950-2017. In this paper, we only focus on the Atlantic and the Mediterranean influences, as they are associated with more than 97% of extreme 3-day precipitation in the region (see also Blanchet et al., 2021b). Atlantic circulations are associated with pressure anomalies enhancing the zonality of the flow (Figure III.5). Mediterranean circulations are associated with low pressure anomalies over the East Atlantic inducing a trough over the European west coasts, enhancing the meridional component of the flow over France (Figure III.5). Atlantic and Mediterranean circulations share some similarity respectively with the Zonal pattern of Vautard (1990) and the NAO- pattern of Faranda et al. (2017a), although the influences used here are computed on a much smaller region (Garavaglia et al., 2010).

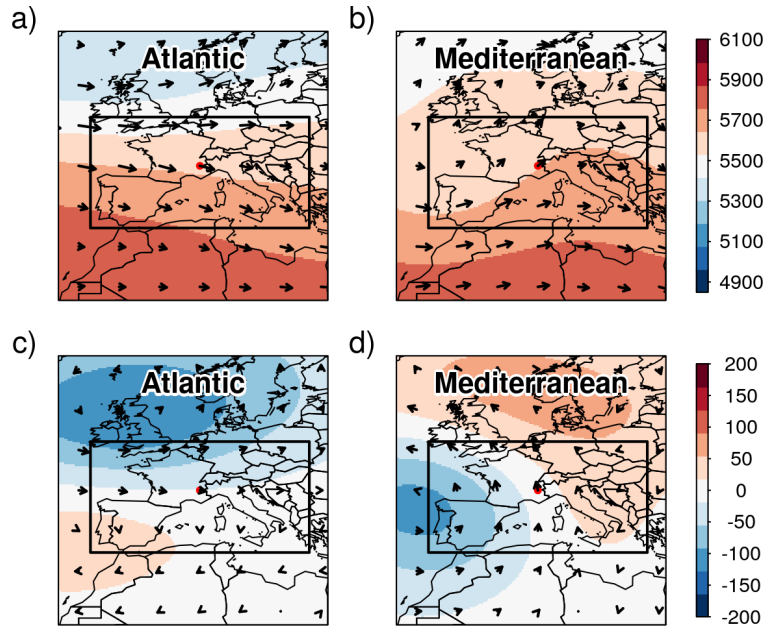


FIGURE III.5 – Composite 500 hPa geopotential height fields (a,b) and anomalies (c,d) of Atlantic circulations (a,c) and Mediterranean circulations (b,d) for the period 1950-2017. The arrows represent the wind field at 500hPa. It is not used in this study but it helps relating geopotential shapes to wind direction and strength. The analogy window is represented by the black rectangle. The red point indicates the location of the Isère and the Drac River catchments.

### III.1.4.b Atmospheric descriptors

We define an atmospheric state as a daily 500 hPa geopotential height field and the atmospheric space as the high-dimensional space mapping the atmospheric states. The number of dimension of the atmospheric space is as high as the number of points representing the geopotential height fields, namely 8,385 here. The atmospheric descriptors aim at transforming this high-dimensional space into a much lower dimensional space characterizing each atmospheric state in a continuous way, which differs from classification methods that make classes. Four atmospheric descriptors are used, among which three are based on analogy, that is, they account for the relative position of the atmospheric states with respect to each others in the atmospheric space. Their definition follows previous developments of [Blanchet et al. \(2018\)](#), [Blanchet and Creutin \(2020\)](#), [Faranda et al. \(2017a,b\)](#) and [Messori et al. \(2017\)](#). They proved to be skillful for predicting precipitation in the region in [Blanchet and Creutin \(2020\)](#). A fourth non analogy descriptor is added.

#### Atmospheric descriptors based on analogy

The analogy in LSC is computed at daily time step using the 500 hPa geopotential height fields over Western Europe (Figure III.2). We consider analogy in geopotential shapes using the Teweles-Wobus score ([Teweles and Wobus, 1954](#)). The Teweles-Wobus score measures the similarity in shape between geopotential height fields, based on North-South and West-East gradients. Let  $z_{jk}$  denotes the 500 hPa height of grid point  $s_j$  at observation time  $t_k$ . The

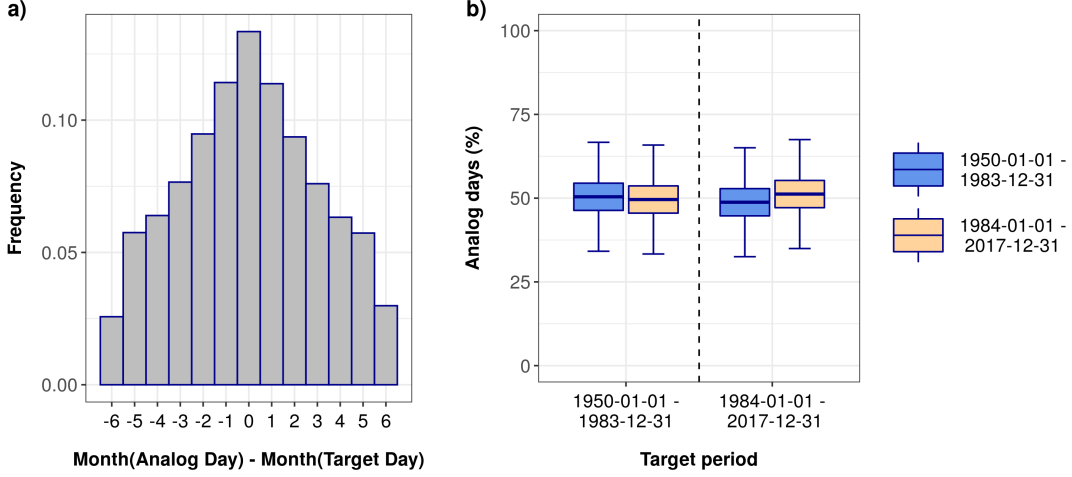


FIGURE III.6 – a) Histogram of the difference in months between analog days (124 closest days) and target days. b) Percentage of analog days in each 34-year subperiod (y-axis) versus the sub-period of the target day (x-axis).

Teweles-Wobus score for days  $t_k$  and  $t_{k'}$  is given by :

$$\Delta_{k,k'} = \frac{\sum_{(j,j') \in Adj} |(z_{jk} - z_{j'k}) - (z_{jk'} - z_{j'k'})|}{2 \sum_{(j,j') \in Adj} \max(|z_{jk} - z_{j'k}|, |z_{jk'} - z_{j'k'}|)}, \quad (\text{III.1})$$

where  $Adj$  ranges the set of adjacent grid points in horizontal and vertical directions in the analogy window of geopotential heights. As defined,  $\Delta_{k,k'}$  ranges between 0 and 1. The smaller  $\Delta_{k,k'}$ , the more similar the shapes of geopotential height fields of days  $t_k$  and  $t_{k'}$ . The term 'geopotential shape'—which is widely used in the article—refer to the shapes of geopotential height fields. The analog days of a given day are defined as the 0.5% closest days according to the Teweles-Wobus score computed over all the other days of 1950-2017 (i.e., 124 analog days). The 0.5 percentage appears as a reasonable choice to construct the atmospheric descriptors based on analogy (see below) in order to have a sufficient number of good analogs. However, the precise number of selected analogs does not appear to strongly affect their relevance for precipitation prediction (Figure 4 of Blanchet and Creutin, 2020). The season is not taken into account in the search for analogs because we aim at characterizing LSCs with respect to each others rather than predicting precipitation, so the best analogs are necessary. However, 55% of analog days are selected within a  $\pm 2$ -month window around the target day (Figure III.6a), so the seasonal selection naturally applies without constraining the search. Furthermore, the selection of analog days is only slightly affected by climate instability over the period since analogs of days of the first and second sub-periods (1950-1983 and 1984-2017) are almost equally distributed among the two sub-periods (Figure III.6b).

Three atmospheric descriptors based on analogy are used in this study : the celerity, the singularity and the relative singularity. They summarize the way the sequences of pressure fields resemble their neighbours (singularity and relative singularity) and how fast they evolve in time (celerity). Blanchet and Creutin (2020) showed their skillfulness for predicting extreme precipitation in the region. The celerity characterizes how fast a given atmospheric state moves in the atmospheric space from one day to another. It is defined for day  $t_k$  as the Teweles-Wobus score between day  $t_k$  and day  $t_{k-1}$  :

$$cel_k = \Delta_{k-1,k}. \quad (\text{III.2})$$

The celerity, therefore, represents the change in geopotential shape between two consecutive days. The lower the celerity, the more stationary in shape the geopotential height field.

The singularity and the relative singularity characterize how the atmospheric states cluster in the atmospheric space with their  $Q$  closest states ( $Q = 124$ ). First, the singularity measures the density of atmospheric states around a given atmospheric state. It is defined as the mean Teweles-Wobus score between day  $t_k$  and its  $Q$  closest analog days :

$$sing_k = \frac{1}{Q} \sum_{q \in \mathcal{A}_k} \Delta_{k,q}, \quad (\text{III.3})$$

where  $\mathcal{A}_k$  range the  $Q$  analogs of day  $t_k$ . The lower the singularity, the more the target resemble its neighbours (high degree of clustering in the atmospheric space), and so the more closely reproducible it is. The concept of singularity is also used in [Jézéquel et al. \(2017\)](#) and [Faranda et al. \(2020\)](#) to study the temporal evolution of the reproducibility of atmospheric states (using a different metric from the Teweles-Wobus score). Second, the relative singularity is defined as the singularity divided by the Teweles-Wobus score with the  $Q$ th closest analog day of day  $t_k$  :

$$rsing_k = \frac{sing_k}{\Delta_{k,(Q)}}. \quad (\text{III.4})$$

Interpreting the relative singularity is less direct but taking an example helps : for two target days at equal distance to their furthest analog (same denominator in Equation (III.4)), that with the lowest relative singularity features a lower singularity (numerator in Equation (III.4)) and hence more analogs are located at close distance to the target day. In brief, the lower the relative singularity, the more the target resemble its close analogs relatively to its farther analogs. The relative singularity is closely related to the local dimension of [Faranda et al. \(2017a,b\)](#) and [Messori et al. \(2017\)](#), although the construction of the local dimension includes further steps (log transformation and Extreme Value Theory). Geometrically speaking, a day with low relative singularity can be seen as a typical point of the 'attractor' in the atmospheric space, that is, as featuring a high degree of clustering. Since the singularity and the relative singularity bring complementary information, they will be interpreted jointly. A geopotential shape featuring both a low singularity and a low relative singularity is closely reproduced in the climatology by its analogs (low singularity) but its closest analogs tend to be even more resembling than usual (low relative singularity). Therefore we will say that this geopotential shape is 'almost similarly reproduced' in the climatology, or in short that it is 'reproducible'.

Two final steps are carried out in the construction of these descriptors. First, since 3-day rather than daily sequences are of interest, the descriptor of sequence  $\mathcal{S}_k$  ranging from  $t_{k-1}$  to  $t_{k+1}$  is defined as the average descriptor over the 3 days. Second, in order to get a more robust characterization of geopotential shapes, we consider the average descriptor over its  $Q$  closest geopotential shapes, therefore characterizing a "region" of the atmospheric space rather than a point. The new descriptors, hereafter called *celnei*, *singnei* and *rsingnei* (-nei for neighbours), proved to give more robust results when modelling precipitation accumulation over the region (gain of around 0.05 points in CRPSS, not shown). Summing up, the new descriptor *descrnei<sub>k</sub>* for sequence  $\mathcal{S}_k$  (*descr* = *cel*, *sing*, *rsing*) is defined as :

$$descrnei_k = \frac{1}{3Q} \sum_{t=-1}^1 \sum_{q \in \mathcal{A}_{k+t}} descr_q. \quad (\text{III.5})$$

### Maximum Pressure Difference

The analogy-based descriptors previously introduced are based on the Teweles-Wobus score, which considers normalized pressure gradient differences. These descriptors characterize the resemblance and the stationary nature of the geopotential height field shapes, somehow omitting

the shape in itself. Yet we know that extreme precipitation systems stem from marked low and high-pressure systems, or in other words from strong centres of action. Thus we complement the above descriptors by a fourth descriptor which is not based on analogy and that characterizes the curvature of a given geopotential height field. We consider the Maximum Pressure Difference (MPD), defined for day  $t_k$  as the range of geopotential heights (in meters) within the same  $32^\circ \times 16^\circ$  window (Figure III.2) :

$$MPD_k = \max_j(z_{jk}) - \min_j(z_{jk}). \quad (\text{III.6})$$

The higher  $MPD_k$ , the larger the pressure difference between low- and high-pressure systems at day  $t_k$ , that is, the more pronounced the centres of action over Western Europe for this day. Note that NAO, although it is also a pressure difference, is actually barely correlated to MPD and it revealed less performing for our region in particular because positive NAO phases can be associated to different storm-track latitudes standing either over Western Europe or being shifted northward. Finally, the MPD for sequence  $\mathcal{S}_k$  is defined as the average over the three consecutive days.

### III.1.5 Results and discussion

#### III.1.5.a The atmospheric descriptors

##### Overview

The 500 hPa geopotential height fields of the 3-day sequences featuring the minimum and maximum celerity, singularity, relative singularity and MPD over the period 1950-2017 are shown in Figure III.7. The 60 sequences featuring the largest and the lowest descriptor values have also been mapped and they show similar features to Figure III.7 (not shown). The 3-day sequence of minimum celerity features high pressure from Northern Africa to Eastern Mediterranean Sea and a trough over the Britannic Islands, inducing a west-to-southwest flow over Western Europe. The position of the low and high-pressure systems is almost stationary, inducing a steady flow direction for 3 days. The 3-day sequence of maximum celerity features on the first day two low pressure systems in the Eastern Atlantic and Western Mediterranean Sea. These merge with a trough over the Britannic Islands on the second day, which develops into a cold drop over the Mediterranean Sea on the third day. The geopotential shapes and hence the wind direction changes much throughout the sequence in the Western part of the domain, giving high celerity.

Both the 500 hPa geopotential height fields featuring the minimum singularity and the minimum relative singularity show a quite classical flow direction for Western Europe (Figure III.7c and III.7e). For the minimum singularity, high and low pressure systems are respectively located in Northern Africa and in the North Sea with a gradual decrease of pressure at increasing latitude, inducing westerlies over Western Europe (Figure III.7c). For the relative singularity, a ridge over the East Atlantic and a pronounced low-pressure system over Scandinavia generate a strong northwest flow over Western Europe (Figure III.7e). For both sequences, both the singularity and the relative singularity are among the lowest (the relative singularity associated to the minimum singularity is the 6% lowest; the singularity associated to the minimum relative singularity is the 3% lowest). This means these two geopotential shapes are almost similarly reproduced in the climatology. On the opposite, the 3-day sequence of maximum singularity features a quite flat geopotential shape (small range of geopotential heights) inducing a weak circulation. The 3-day sequence showing the maximum relative singularity features a barometric swamp over Europe. Such shapes are hardly reproducible, making these LSCs singular. This statement does not mean that quite flat geopotentials are rare, but rather that very similar geopotential shapes are not found in the climatology. We deal here with the reproducibility of a specific geopotential shape, not with the frequency of occurrence of a class.



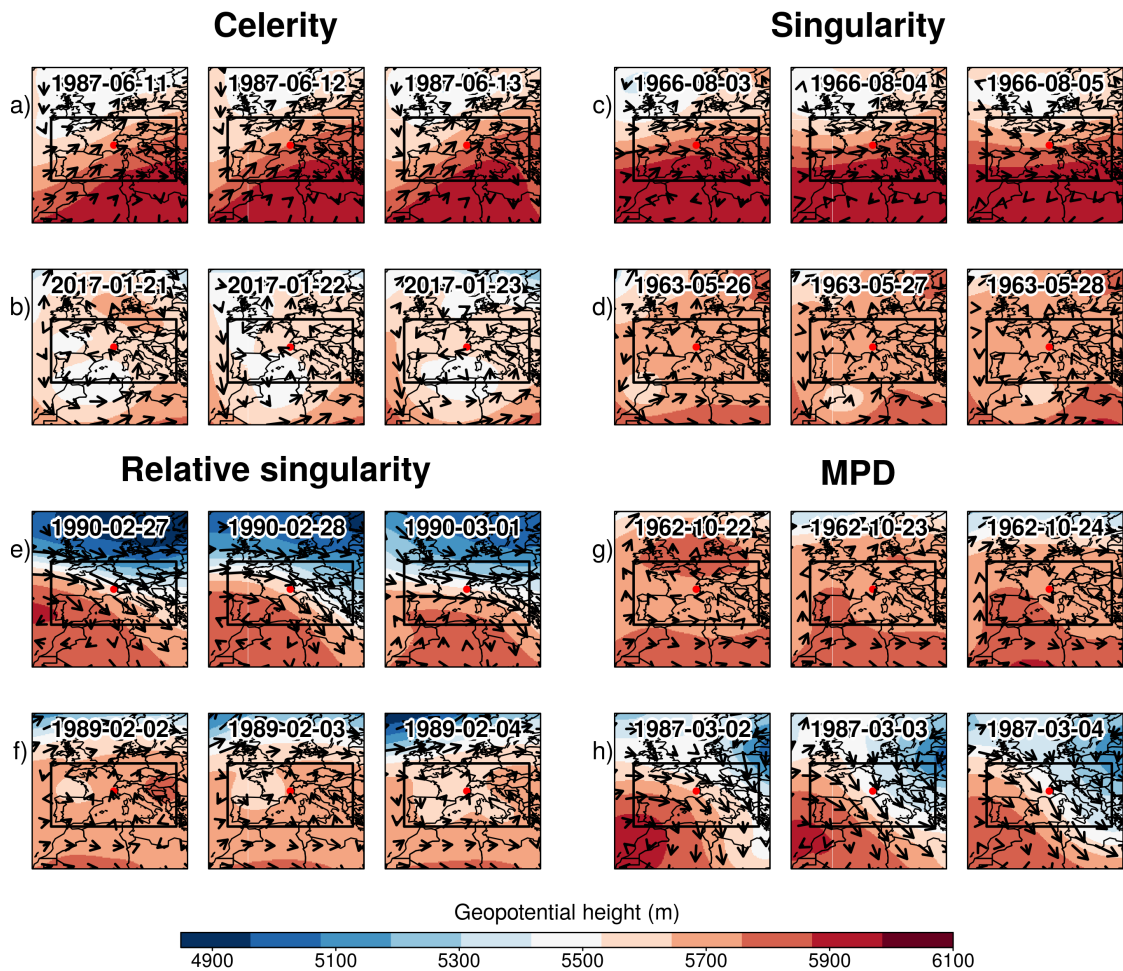


FIGURE III.7 – 500 hPa geopotential height fields (in meters) of the 3-day sequences showing the minimum (a,c,e,g) and maximum (b,d,f,h) celerity (a,b), singularity (c,d), relative singularity (e,f), and MPD (g,h). The arrows represent the wind field at 500hPa. The analogy window is represented by the black rectangle. The red point indicates the location of the Isère and the Drac River catchments.



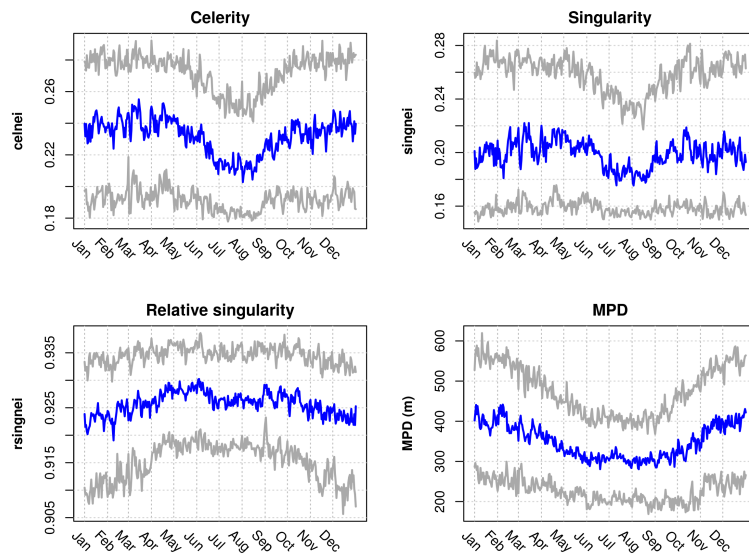


FIGURE III.8 – Interannual median (blue), 0.1 and 0.9 quantiles (grey) of the celerity, singularity, relative singularity, and MPD for the period 1950-2017.

The 500 hPa geopotential height field featuring the minimum MPD feature a flat geopotential with almost no circulation (Figure III.7g). The geopotential height field featuring the maximum MPD feature a pronounced ridge over the East Atlantic and a pronounced low pressure system over Northeastern Europe producing a strong northwest flow over the Northern French Alps.

### Climatology

As for the seasonality of the descriptors, Figure III.8 shows that Western Europe geopotential shapes tend to be more stationary (lower median celerity) and, to a lesser extent, more closely reproducible (lower median singularity) in summer. However, the most stationary shapes and the most closely reproducible shapes show almost no seasonality (see the 0.1 quantile in Figure III.8). The relative singularity reaches a minimum in winter and a maximum in June, which is hard to interpret because it does not follow the seasonality of the singularity. However, one can anticipate from the seasonality of the relative singularity that considering different number of analogs depending on the season, and in particular less analogs in winter, might be an option to consider. The strongest centres of action (largest MPD) tend to occur in winter while the weakest centres of action tend to occur in summer. This was expected since winter is associated with a southward shift of the storm track over Western Europe.

The celerity, singularity and relative singularity of 3-day sequences are plotted against the Maximum Pressure Difference (MPD) in percentile scale in Figure III.9. It is important to remind here that the Teweles-Wobus score on which the analogy descriptors are based considers relative– and not absolute–pressure gradient differences. Therefore, it reflects the similarity in geopotential shape regardless the pressure gradient over the region. We anticipate here the benefit of using the MPD together with the analogy descriptors in order to interpret pressure differences associated with geopotential shape characteristics. The points of Figure III.9 are coloured with respect to the density of points in the scatterplots, defined as the number of points in the scatterplot at a distance less than half the standard deviation. Note that if the descriptors were uncorrelated, the density of points would be uniform. Figure III.9a shows that the celerity descriptor is weakly negatively correlated with the MPD (Spearman rank correlation of  $-0.45$ ). However, the most stationary geopotential shapes (lowest celerities) tend to be associated with pronounced centres of action (high MPD). Indeed it makes sense that geopotential shapes associated with mild atmospheric circulations (for instance barometric swamp) tend to change more easily than a marked circulation (high MPD) featuring pronounced centres of action (for instance a pronounced westerly). The singularity and especially the relative singularity are more negatively correlated with the MPD, with Spearman rank correlation respectively equal to  $-0.65$  and  $-0.73$ . The geopotential shapes that are the most reproducible (the lowest singularities and lowest relative singularities) tend to be associated with pronounced centres of action (high MPD).

### III.1.5.b Characterizing Atlantic and Mediterranean circulations

We use the atmospheric descriptors to characterize the two main atmospheric influences associated with extreme precipitation in the Northern French Alps, namely the Atlantic and the Mediterranean influences. These two atmospheric influences are stratified by the MPD combined with either analogy descriptor, however to a lesser extent for the celerity (Figure III.9). Notably, the stratification of the Atlantic and Mediterranean circulations is mirrored. On the one hand, Atlantic circulations tend to feature pronounced and stationary centres of actions (high MPD and low celerity), with geopotential shapes that are almost similarly reproduced in the climatology (low singularity and relative singularity). On the other hand, the Mediterranean circulations tend to feature flatter and non-stationary geopotential shapes (low MPD and high celerity) that are hardly reproducible (high singularity and relative singularity). Thus the degree of zonality of the flow (i.e., whether the circulation is more Atlantic-like or Mediterranean-like) is strongly related to both the singularity and the relative singularity, while the strength of the flow is more strongly related to the relative singularity due to its large correlation with MPD (Figure III.9g). Yet, the singularity was shown to explain usual rainfalls and intermittence in the Northern French Alps in Blanchet and Creutin (2020), while the relative singularity was shown to explain the largest precipitation accumulation in the Northern French Alps in Blanchet and Creutin (2020) and to be related to historical storms over Europe in Faranda et al. (2017a). This suggests that the degree of zonality of the flow influences usual rainfalls and intermittence in the Northern French Alps, while both the degree of zonality and the strength of the flow influence extreme precipitation accumulation.

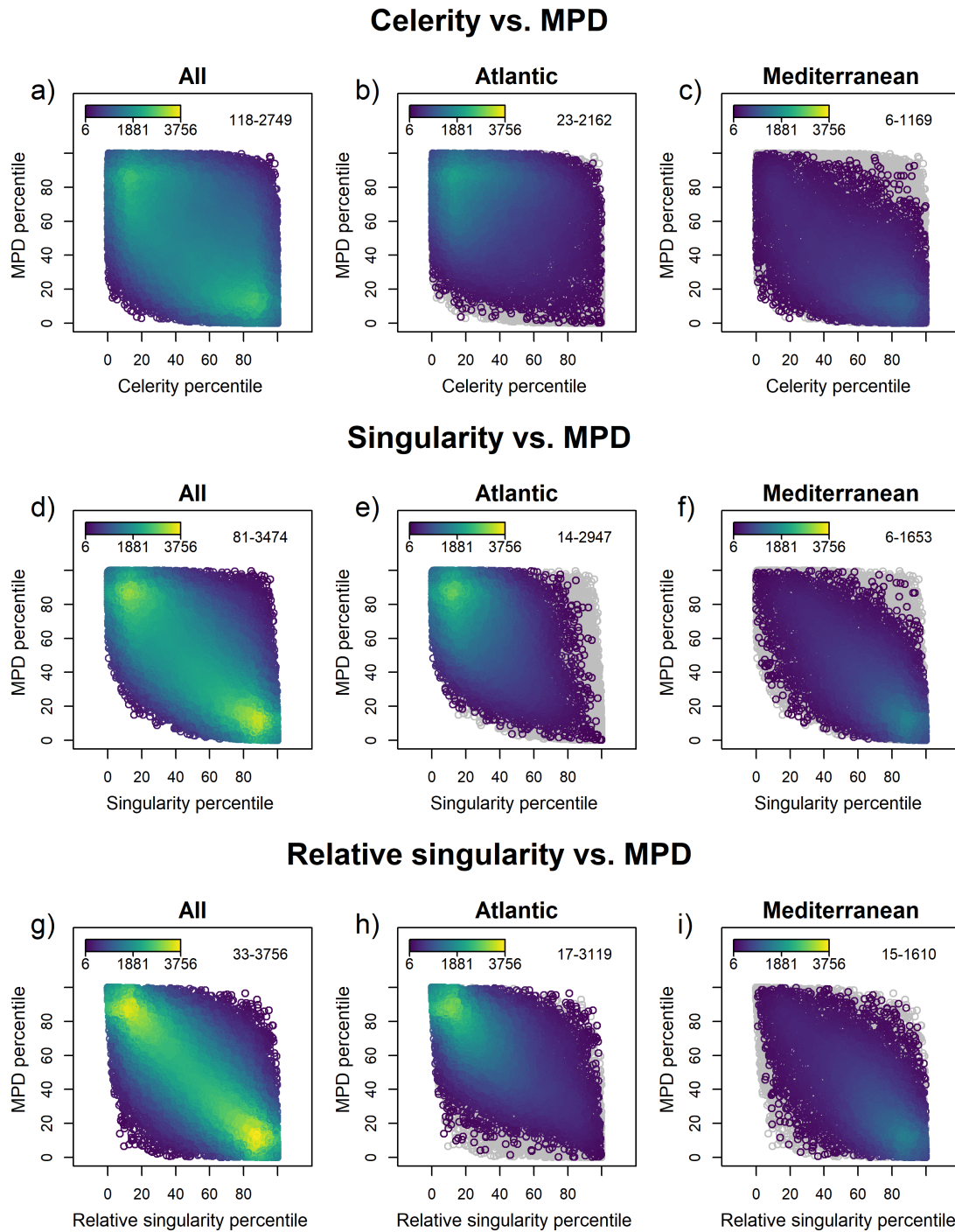


FIGURE III.9 – Scatterplot of every 3-day sequence of the period 1950-2017 for MPD against either the celerity (a,b,c), the singularity (d,e,f) or the relative singularity (g,h,i), all being expressed in percentiles. The points are colored with respect to the density of points in the scatterplot, defined as the number of points at a distance less than half the standard deviation. Densities are either computed on every 3-day sequences (a,d,g), on 3-day sequences belonging to the Atlantic influence (b,e,h), or on 3-day sequences belonging to the Mediterranean influence (c,f,i). The grey points in the background show all the other sequences. The top-right numbers indicate the range of values actually taken in the corresponding panel.

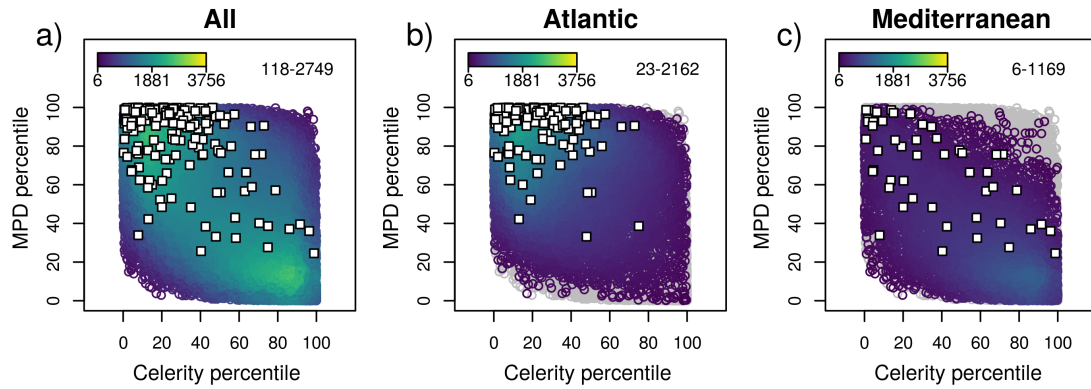
### III.1.5.c Characterizing the Atlantic and Mediterranean circulations driving extreme precipitation

We now characterize the specific Atlantic and Mediterranean circulations driving EPS (Figure III.10). Overall, most of EPS are clustered in the top-left corner of the scatterplots (Figure III.10a, III.10d, III.10g), meaning that the associated geopotential shapes share specific characteristics. EPS appear to be associated with quite stationary geopotential shapes (low celerity), which was expected since large accumulations over 3 days are related to long-lasting precipitation. This is also consistent with other studies linking quasi-stationary conditions at upper-levels with extreme precipitation for different Alpine regions. For instance, spring and autumn extreme precipitation over the Po and the Rhone basins appear to be associated with a persistent strong southerly flow during several days (Grazzini, 2007). In Northern Alps, the stationarity of weather systems also appear as a recurring feature associated with historical floods in Switzerland (Stucki et al., 2012). Furthermore, most of EPS are associated with geopotential shapes that are reproducible (low singularity and relative singularity) and that feature pronounced centres of action (high MPD).

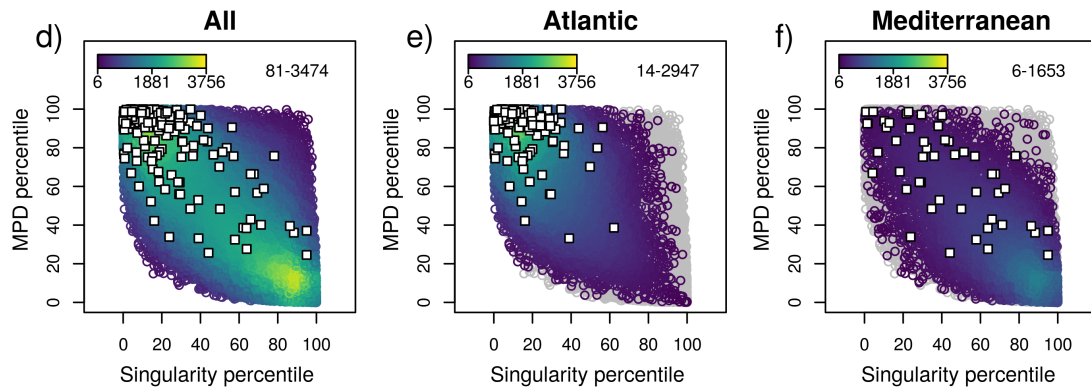
We distinguish between EPS associated with Atlantic and Mediterranean circulations. Among 138 EPS in the Isère River catchment, respectively 113 and 21 were associated with Atlantic and Mediterranean circulations, pointing out the Atlantic influence as the main influence driving EPS in the Isère River catchment, as also shown for extreme daily precipitation in Figure 2 of Blanchet et al. (2021b). Among 122 EPS in the Drac River catchment, respectively 78 and 42 were associated with Atlantic and Mediterranean circulations, pointing out a more balanced contribution of either influence in producing EPS in the Drac River catchment, again in coherence with Figure 2 of Blanchet et al. (2021b). Due to concomitance in EPS, there are 142 distinct EPS associated with Atlantic circulations and 49 distinct EPS associated with Mediterranean circulations (Figure III.10). Percentiles of descriptor values associated with EPS are reported in Figure III.11 for either influence. The rareness of LSC characteristics is also investigated by comparing in Figure III.11 the density of points around the EPS to the density of points around the other sequences in the scatterplots of Figure III.10, considering absolute descriptor values.

Most of Atlantic circulations driving extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps feature among the most stationary, reproducible and marked geopotential shapes—the stationary feature being less pronounced than the other characteristics. This applies when compared to the other Atlantic circulations (Figure III.11a), as well as when compared to all 3-day sequences (clustering in Figure III.10, Figure III.11c). Those combinations of LSC characteristics are rare in both cases (Figure III.11b and III.11d). Mediterranean circulations driving extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps also feature among the most stationary, reproducible and marked geopotential shape when compared to the other Mediterranean circulations (Figure III.10, Figure III.11a) - characteristics that are rare among Mediterranean circulations (Figure III.11b). However, they feature a broader spectrum of characteristics overall (no clustering in Figure III.10, Figure III.11c) - characteristics that are not so rare with regard to the whole climatology (Figure III.11d).

### Celerity vs. MPD



### Singularity vs. MPD



### Relative singularity vs. MPD

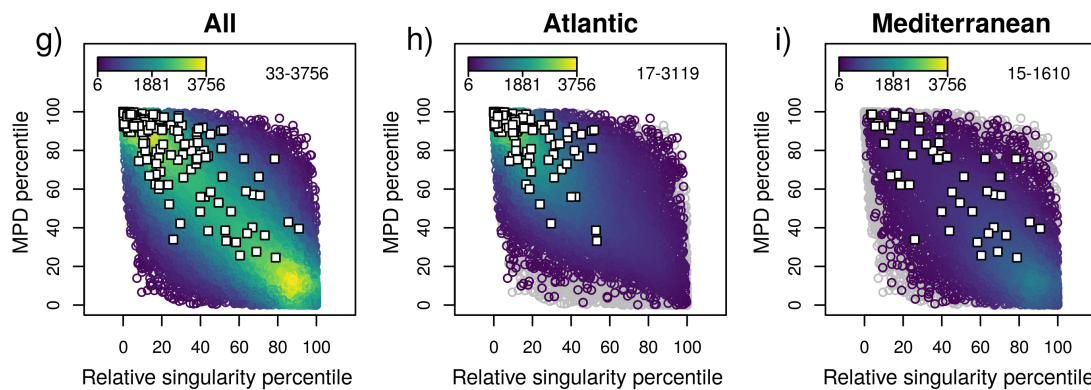


FIGURE III.10 – Same as Figure III.9, with the white squares representing EPS associated with either both Atlantic and Mediterranean circulations (191 sequences in a,d,g), or with the Atlantic influence only (142 sequences in b,e,h), or with the Mediterranean influence only (49 sequences in c,f,i).

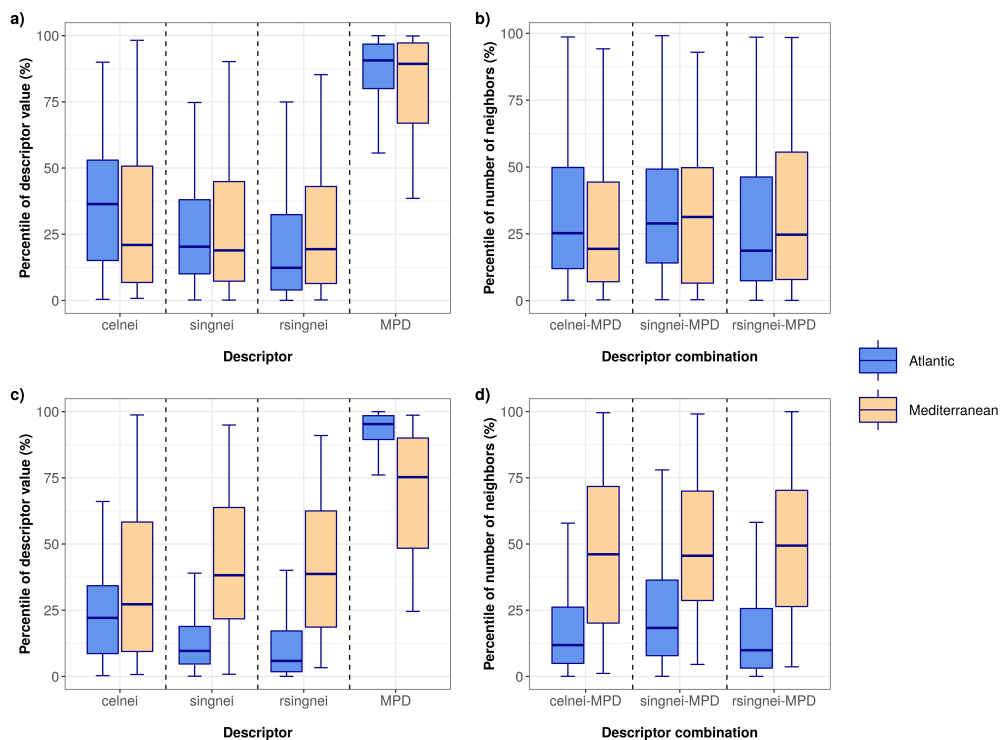


FIGURE III.11 – (a and c) Percentile of the celerity, singularity, relative singularity and MPD of EPS associated with Atlantic circulations (142 sequences, blue boxes) and Mediterranean circulations (49 sequences, beige boxes). (b and d) : Percentile of the number of neighbours (density) around the EPS when considering absolute descriptor values rather than percentiles. Percentiles in (a and b) are computed with respect to the 3-day sequences associated to the given atmospheric influence over the period 1950-2017. Percentiles in (c and d) are computed with respect to all 3-day sequences over the period 1950-2017.



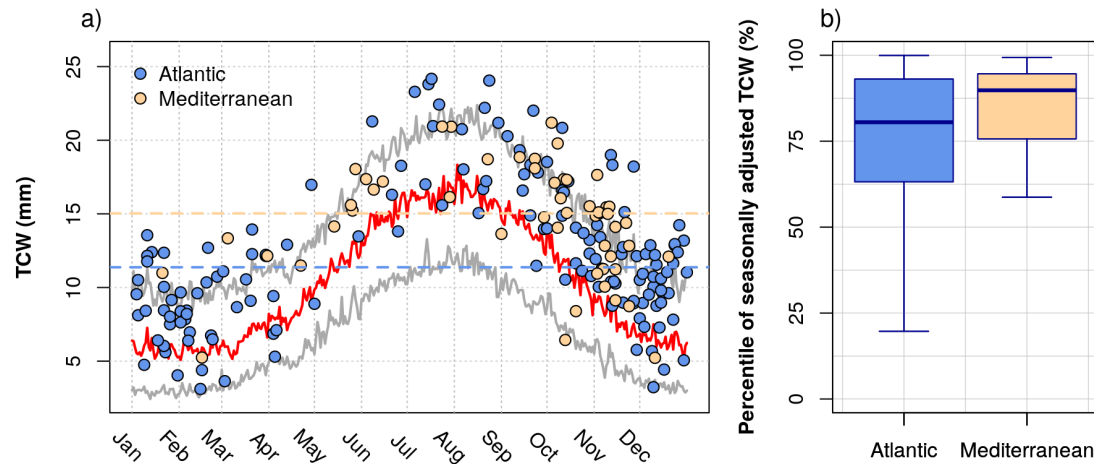


FIGURE III.12 – (a) Seasonality of TCW over the Northern French Alps for the period 1950-2017. The red line represents the interannual median ; the grey lines represent the interannual 0.1 and 0.9 quantiles. The TCW of EPS associated with Atlantic and Mediterranean circulations are respectively represented by blue points (142 sequences) and beige points (49 sequences). The dotted lines represent the median TCW of EPS associated with both influences. (b) Percentile of seasonally adjusted TCW for EPS associated with Atlantic and Mediterranean circulations. The seasonally adjusted TCW is computed by subtracting the interannual mean to original TCW values for each calendar day.

#### III.1.5.d Atmospheric humidity during extreme precipitation sequences

Precipitation results from three-dimensional motions of the atmosphere. Those motions can be seen as a combination of LSC, reflecting air advection in two dimensions, and large-scale convection, reflecting vertical motions. On the one hand, the fact that EPS associated with Atlantic circulations feature among the most stationary, reproducible and marked geopotential shapes with regard to the whole climatology—characteristics that are rare (Figure III.11c and III.11d)—suggests that large-scale circulation plays a leading role in producing EPS in the Northern French Alps through Atlantic circulations. On the other hand, the fact that Mediterranean circulations associated with EPS feature a broader range of LSC characteristics (Figure III.11c)—in particular less pronounced and stationary centers of action, reflecting a weaker air advection over a given region—possibly points out the strong role played by convection in producing EPS in the Northern French Alps through Mediterranean circulations.

To investigate this, we consider the atmospheric humidity through the TCW over the Northern French Alps. The seasonal cycle of TCW clearly follows the seasonal cycle of air temperature (Figure III.12a), and thus of large-scale convection. Although most of EPS associated with Atlantic circulations feature large TCW for their season of occurrence (Figure III.12b), they mostly occur between December and March when atmospheric humidity reaches its lowest values (Figure III.12a). This confirms that LSC plays a leading role in producing EPS in the Northern French Alps through Atlantic circulations in winter. EPS associated with Mediterranean circulations clearly feature the largest TCW for their season of occurrence (Figure III.12b), and mostly occur in autumn when atmospheric humidity remains large after the hot season (Figure III.12a). This points out the important role played by the atmospheric humidity in producing EPS under Mediterranean circulations in the Northern French Alps. These EPS probably result from the concomitance of pronounced and stationary Mediterranean circulations combined with a significant convection over the warm Mediterranean Sea.



### III.1.6 Conclusion

This article investigated the characteristics of Atlantic and Mediterranean circulations driving extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps, in comparison to 'random' Atlantic/Mediterranean circulations. We used an existing weather pattern classification to identify Atlantic and Mediterranean circulations. We then characterized every single LSC using three atmospheric descriptors based on analogy in 500 hPa geopotential shapes over Western Europe, combined with a (non analogy) descriptor accounting for the intensity of high and low-pressure systems.

We showed that the atmospheric descriptors stratify Atlantic and Mediterranean circulations. Atlantic circulations (i.e., zonal flows) feature more stationary, more reproducible and more marked geopotential shapes than Mediterranean circulations (i.e., meridional flows).

Atlantic circulations driving extreme 3-day precipitation in both the Isère and the Drac River catchments are the Atlantic circulations featuring among the most stationary, reproducible and marked geopotential shapes, corresponding to the strongest and the most stationary westerlies over 3 days—LSC characteristics that are rare. Those LSC characteristics are even more pronounced and rare in comparison to the whole climatology, pointing LSC as a leading driver of extreme precipitation in the Northern French Alps through Atlantic circulations.

Mediterranean circulations driving extreme 3-day precipitation mainly in the Drac River catchment also feature among the most stationary, reproducible and marked geopotential shapes compared to the other Mediterranean circulations—LSC characteristics that are also rare. However, they feature a broader spectrum of characteristics that are not so rare in comparison to the whole climatology. Extreme 3-day precipitation associated with Mediterranean circulations mostly occur in autumn and they are associated with large atmospheric humidity, pointing out a more balanced contribution between LSC and atmospheric humidity brought from the warm Mediterranean Sea.

This work gave insights on the characteristics of extreme precipitation LSC and discussed the role of LSC in producing extreme precipitation in the Northern French Alps through different atmospheric influences. This view opens the door to future studies on the occurrence of such 'critical' LSC characteristics in a climate change context—whether they will become more or less frequent—an interesting perspective for climate change studies.

## III.2 Discussions - Pertinence de l'approche utilisée pour les crues de l'Isère et du Drac

Bien que la présente thèse se concentre sur les précipitations extrêmes, ils paraît intéressant d'étudier la pertinence de l'approche méthodologique utilisée pour les crues de l'Isère et du Drac – problématique intégrée aux questionnements des acteurs de la Métropole de Grenoble. Comme évoqué en introduction (chapitre I), l'absence de crues majeures de l'Isère et du Drac depuis 1859 rend difficile l'étude des situations atmosphériques critiques à leur origine. Néanmoins, la base de données de crues de [Creutin et al. \(2022\)](#) permet de s'intéresser aux crues postérieures à 1850, d'intensité modérée à faible pour la plupart. Nous mettons dans un premier temps en regard la saisonnalité des précipitations extrêmes mises en avant en partie [III.1](#) à la saisonnalité des crues de [Creutin et al. \(2022\)](#) et [Cœur \(2003\)](#). Dans un second temps, nous nous intéressons aux circulations atmosphériques à l'origine des crues de [Creutin et al. \(2022\)](#).

### III.2.1 Saisonnalité des précipitations extrêmes et des crues

Les précipitations extrêmes sur 3 jours mises en avant en partie [III.1](#) concernent principalement la fin de l'automne et le début de l'hiver pour le bassin versant de l'Isère, et l'automne pour le bassin versant du Drac (Figure [III.13](#), haut). Cette saisonnalité est confirmée pour les précipitations extrêmes les plus fortes (Figure [III.13](#), bas).

Concernant les crues, la fin du printemps, l'été et l'automne apparaissent comme les saisons les plus concernées par les crues concomitantes de l'Isère et du Drac dans la base de données de [Creutin et al. \(2022\)](#) sur la période 1850-2019 (Figure [III.14](#)). Les crues de l'Isère seule sont principalement observées de mai à juillet, mais aussi de novembre à janvier. Les crues du Drac seul sont quand à elles uniquement observées en automne. La saisonnalité des crues historiques de l'Isère et du Drac selon [Cœur \(2003\)](#) est relativement semblable (Figure [III.15](#)). Pour l'Isère, une plus forte fréquence de crues historiques est observée en fin de printemps/début d'été. Il est cependant intéressant de noter que les crues exceptionnelles de l'Isère (catégorie 3) ont majoritairement eu lieu en automne et en hiver. Pour le Drac, l'automne apparaît comme la saison la plus critique à l'égard des crues.

Les crues plus fréquentes de l'Isère et du Drac en fin d'automne/début d'hiver sont ainsi en accord avec l'occurrence de précipitations extrêmes à ces saisons. Néanmoins, les crues de l'Isère (et dans une moindre mesure du Drac) semblent aussi relativement fréquentes en fin de printemps/début d'été, saisons pour lesquelles l'occurrence de précipitations extrêmes semble moins importante.

Pour interpréter plus facilement des différences de saisonnalité entre précipitations extrêmes et crues, nous nous intéressons à la saisonnalité des pluies extrêmes. Les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble couvrent une large gamme d'altitude – de 200 m à 4000 m – avec respectivement 60 % et 50 % du bassin au-dessus de 1500 m. La limite pluie-neige – et ainsi la phase des précipitations – est donc déterminante pour le débit, dans le sens où elle établit la part du bassin versant stockant les précipitations sous forme neigeuse ou contribuant directement à l'alimentation du réseau hydrographique via la pluie. Pour ce faire, nous générons des séries journalières de pluie à l'échelle des deux bassins versants sur la période 1950-2017. Nous considérons la précipitation journalière SPAZM en un pixel donné (un pixel : 1 km<sup>2</sup>) comme de la pluie si la température journalière de ce pixel ( $(T_{min} + T_{max})/2$ ) est supérieure à 1°C lors de cette journée. Nous agrégeons ensuite ces données de pluie par pixel à l'échelle des bassins de l'Isère et du Drac à Grenoble.

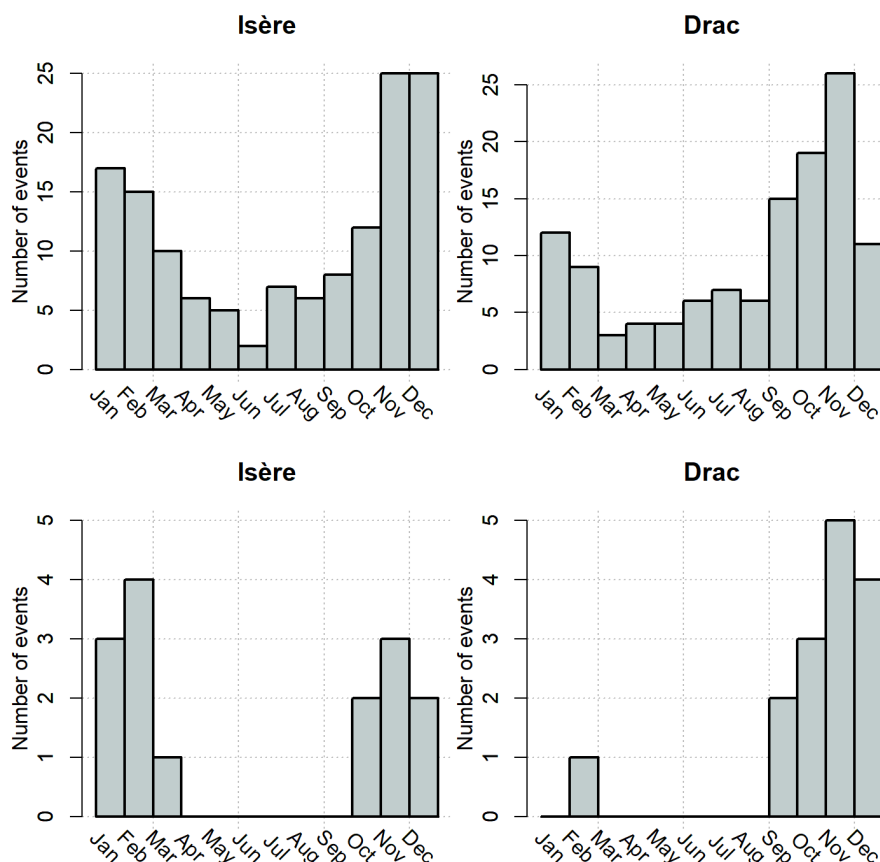


FIGURE III.13 – Saisonnalité des séquences de précipitations extrêmes sur 3 jours faisant partie des 1 % les plus fortes (haut) et des 0.1% les plus fortes (bas) sur la période 1950-2017, pour le bassin versant de l'Isère à Grenoble (gauche) et du Drac à Grenoble (droite).

La Figure III.16 représente la saisonnalité des séquences de pluies extrêmes sur 3 jours faisant partie des 1 % et des 0.1 % les plus fortes. Les pluies extrêmes (1 % les plus fortes) sur le bassin de l'Isère ont principalement lieu en été et en automne, suggérant que les précipitations extrêmes hivernales les plus fortes tombent principalement sous forme de neige. Les pluies extrêmes les plus fortes (0.1 % les plus fortes) arrivent principalement en automne et dans une moindre mesure en fin de printemps/début d'été. La saisonnalité des pluies extrêmes sur le bassin du Drac est quand à elle en accord avec la saisonnalité des précipitations extrêmes, montrant une forte occurrence en automne.

## Circulations atmosphériques et précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

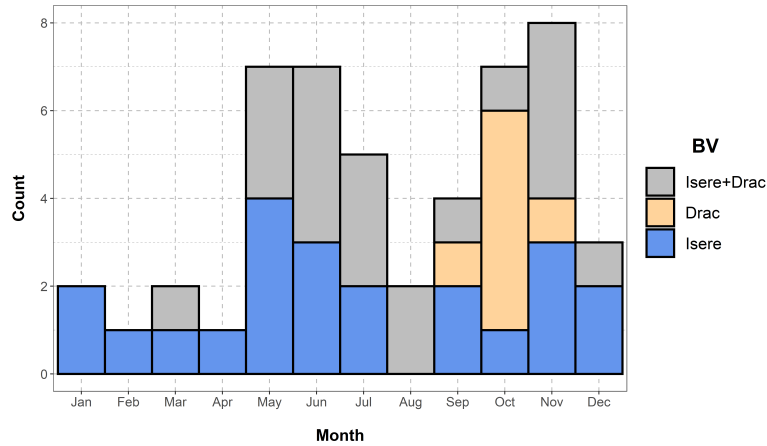


FIGURE III.14 – Saisonnalité des crues de l’Isère et du Drac selon la base de données de [Creutin et al. \(2022\)](#) sur la période 1850-2019 pour l’Isère et le Drac en aval de Grenoble (gris, 20 événements), l’Isère seule à Grenoble (bleu, 22 événements), et le Drac seul à Grenoble (beige, 7 événements).

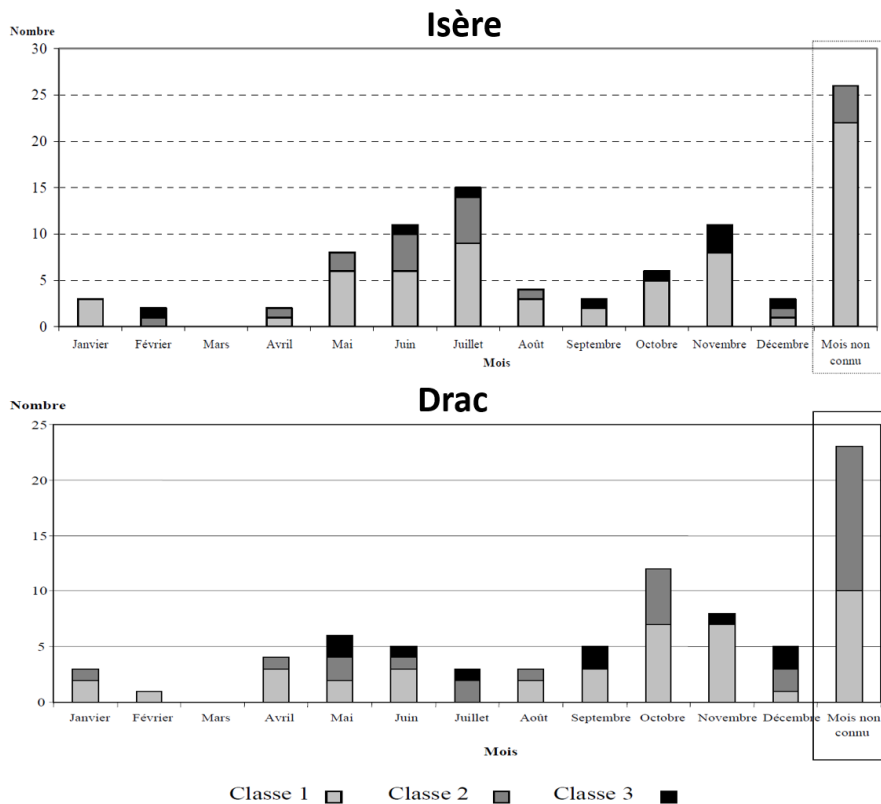


FIGURE III.15 – Figure 6 et Figure 9 de [Cœur \(2003\)](#). Saisonnalité des principales crues de l’Isère (haut) et du Drac (bas) sur la période 1600-1900. La couleur représente les trois classes d’intensité. Classe 1 : événements faibles ou moyens ; classe 2 : événements forts ; classe 3 : événements exceptionnels.

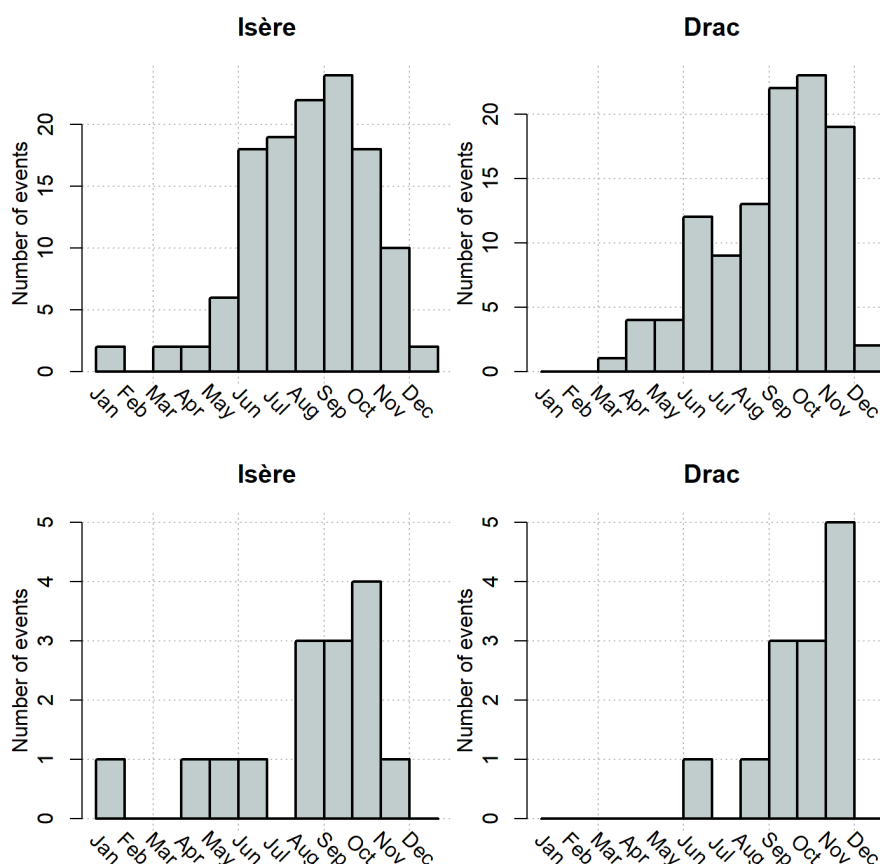


FIGURE III.16 – Saisonnalité des séquences de pluies extrêmes sur 3 jours faisant partie des 1 % les plus fortes (haut) et des 0.1% les plus fortes (bas) sur la période 1950-2017, pour le bassin versant de l'Isère à Grenoble (gauche) et du Drac à Grenoble (droite).

Ainsi, bien que la saisonnalité des précipitations extrêmes et des crues aient été illustrées sur des périodes différentes, cette courte étude permet de mettre en avant certains constats intéressants. L'occurrence de crues de l'Isère et du Drac en automne et en début d'hiver – incluant la plupart des crues exceptionnelles de l'Isère – est en cohérence avec l'occurrence de précipitations extrêmes et de pluies extrêmes à ces saisons. L'occurrence de pluies extrêmes en fin de printemps/début d'été apparaît comme le facteur le plus explicatif de l'occurrence de crues de l'Isère à ces saisons. Néanmoins, le manteau neigeux pourrait aussi jouer un rôle à ces saisons avec un débit de base plus élevé, un bassin humidifié et des épisodes de pluie sur neige plus fréquents. Ces résultats correspondent bien aux différentes catégories de crues avancées par [Vivian and Pupier \(1996\)](#), avec des crues pluviales d'automne ou pluvio-nivales d'hiver pour l'Isère, des crues pluviales Méditerranéennes d'automne pour le Drac et des crues en partie nivale en fin de printemps pour l'Isère et le Drac.

### III.2.2 Circulations atmosphériques et crues de l'Isère et du Drac

Nous regardons maintenant si les circulations atmosphériques à l'origine des crues de [Creutin et al. \(2022\)](#) sont similaires aux circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes mises en avant en partie [III.1](#).

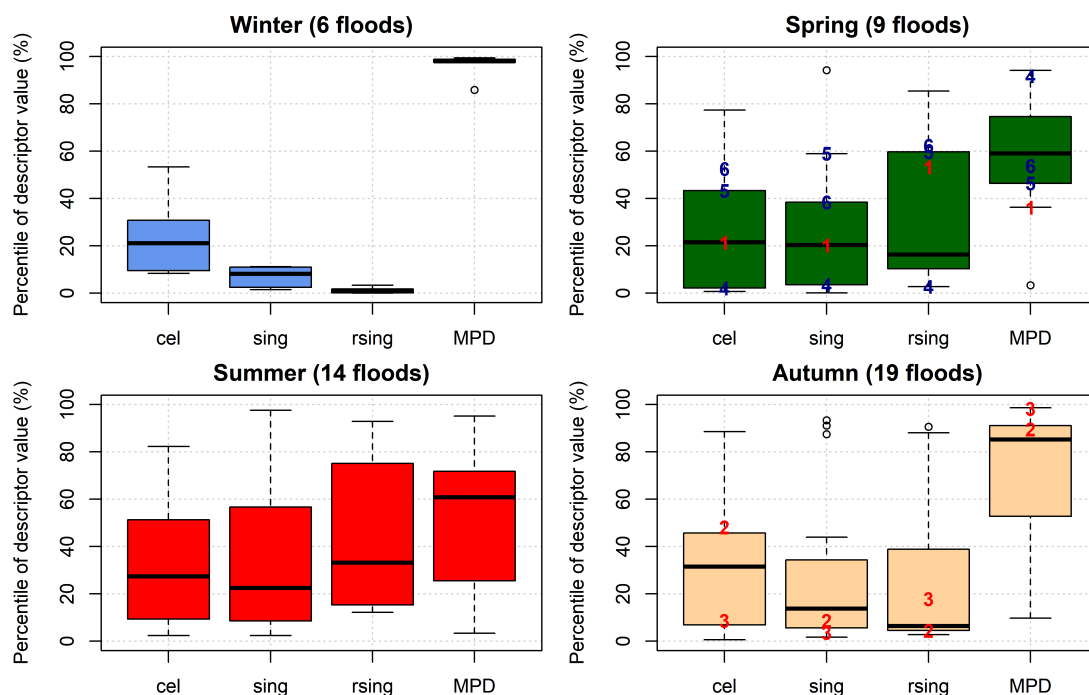


FIGURE III.17 – Percentile des descripteurs atmosphériques sur les séquences de 3 jours se terminant aux dates des crues de l’Isère ou du Drac de 1851 à 2010, selon la base de données de crues de [Creutin et al. \(2022\)](#). Les champs d’altitude du géopotential 500 hPa du membre 1 de la réanalyse 20CRv2c sont utilisés pour le calcul des descripteurs. 6 crues sont mises en avant par un chiffre, dans l’ordre chronologique. Les crues représentées en rouge correspondent aux crues de plus forte intensité sur l’Isère et le Drac selon [Cœur \(2003\)](#) sur la période 1851-1950 : 1) mai 1856 ; 2) novembre 1859 ; 3) octobre 1928. Les crues représentées en bleu correspondent aux crues récentes de plus faible intensité, proches de la crue décennale de l’Isère à Grenoble ([Creutin et al., 2022](#)) : 4) mars 2001 ; 5) mai 2008 ; 6) mai 2010.

La Figure III.17 représente le percentile des descripteurs atmosphériques sur les séquences de 3 jours se terminant aux dates de crues de l’Isère et du Drac sur la période 1851-2010. Le membre 1 de la réanalyse 20CRv2c est utilisé, mais les interprétations qui suivent restent valables avec le second membre de la réanalyse. La discrimination des situations atmosphériques à l’origine de crues semble varier considérablement selon la saison. En hiver, les descripteurs atmosphériques se révèlent très discriminants, les circulations atmosphériques à l’origine de crues étant plutôt stationnaires (célérité), reproduites de manière très proche dans la climatologie (singularité, singularité relative) et possédant de très forts centres d’action (MPD). En automne, la discrimination des situations à l’origine de crue est moins marquée mais toujours très forte. C’est notamment le cas pour la singularité et la singularité relative avec 50% des crues étant respectivement en-dessous des percentiles 15% et 10%. C’est aussi le cas pour le MPD avec 50% des crues au-dessus du percentile 85%. Parmi les crues d’automne se distinguent des événements de plus forte intensité. C’est bien sûr le cas de la dernière crue majeure de l’Isère en novembre 1859 (chiffre 2 sur la Figure III.17). C’est aussi le cas de la crue d’octobre 1928 (3). Les circulations atmosphériques à l’origine de ces deux crues historiques partagent des caractéristiques proches, dignes des circulations atmosphériques critiques à l’origine de précipitations extrêmes.

*Discussions - Pertinence de l'approche utilisée pour les crues de l'Isère et du Drac*

		Hiver	Printemps	Été	Automne
<i>Isère</i>	Crués	*	**	***	***
	Crués exceptionnelles	***	*	**	***
	Précipitations extrêmes	***	*	*	***
	Pluies extrêmes	**	**	***	***
<i>Drac</i>	Crués	*	**	**	***
	Crués exceptionnelles	**	**	**	***
	Précipitations extrêmes	**	*	*	***
	Pluies extrêmes	**	**	***	***
Pertinence des descripteurs pour les crues		***	*	*	**

TABLE III.2 – Résumé qualitatif des différentes saisonnalités mises en avant dans les discussions, et de la pertinence des descripteurs atmosphériques pour les crues. Pour la saisonnalité, nous distinguons les occurrences fortes (\*\*\*), moyennes (\*\*), et faibles (\*). Pour la pertinence des descripteurs pour les crues, nous distinguons les très bonnes discriminations des circulations atmosphériques à l'origine de crues (\*\*\*), les bonnes discriminations (\*\*), et les discriminations moyennes (\*). Hiver : DJF ; printemps : MAM ; été : JJA ; automn : SON.

Au printemps et en été, les descripteurs (et notamment le MPD) se révèlent moins pertinents, avec des circulations atmosphériques à l'origine de crues possédant une plus large gamme de caractéristiques. La crue de forte intensité de mai 1856 (1) est peu discriminée par les descripteurs. C'est aussi le cas pour les crues de l'Isère proches de la décennale à Grenoble de mai 2008 (5) et mai 2010 (6), tandis que la crue décennale de l'Isère de mars 2001 est remarquablement bien discriminée (4). Ainsi, la moins bonne discrimination des situations à l'origine de crues par les descripteurs au printemps et en été met en avant l'importance d'autres variables atmosphériques – telle que l'humidité atmosphérique, plus forte en fin de printemps/début d'été (Figure 11 de [Blanc et al., 2022b](#)) – en complément des circulations atmosphériques pour expliquer les précipitations à l'origine de crues. À ces saisons, des circulations plus singulières et moins marquées peuvent ainsi générer de forts cumuls de précipitations. C'est notamment le cas de la crue de l'Isère de mai 2008 qui prend son origine dans une crue de l'Arc, provoquée par un flux de sud-est humide impactant la Haute-Maurienne<sup>2</sup>. La considération de processus hydrologiques impliquant le manteau neigeux pourrait aussi être pertinente pour les crues de faible intensité observées à ces saisons.

La Table III.2 résume de manière qualitative les présentes discussions. Elle met en avant l'importance de la saison automnale pour les crues, saison à laquelle les descripteurs utilisés dans cette thèse sont pertinents. L'hiver est associé à peu de crues mais à certaines crues exceptionnelles, et est une saison pour laquelle les descripteurs sont très pertinents. Le début de l'été – et dans une moindre mesure le printemps – sont associés à des crues, y compris des crues exceptionnelles. Les descripteurs se révèlent cependant moins pertinents à ces saisons.

2. <https://symbhi.fr/pour-sinformer/memoire-du-risque/crue-de-mai-2008-2010-et-2015/>



### III.3 Résumé du chapitre III et discussions

Dans ce chapitre, nous nous sommes attachés à caractériser les circulations atmosphériques génératrices de précipitations extrêmes sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises. Pour ce faire, nous avons utilisé des descripteurs de la circulations atmosphérique de manière couplée à une classification des principales influences atmosphériques.

Dans un premier temps, nous avons donné un aperçu de la climatologie des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest via les descripteurs atmosphériques. Nous montrons que les circulations d'Europe de l'Ouest sont plus stationnaires en été (célérité). La saison estivale observe moins de circulations très singulières, suggérant une exploration plus limitée de "nouveaux" états de l'atmosphère (singularité). Les circulations possédant un très fort degré de regroupement avec leur analogues sont observées en hiver (singularité relative). Les centres d'action d'Europe de l'Ouest sont plus marqués en hiver qu'en été, en lien avec le décalage vers le sud de la zone barocline en hiver (MPD).

Dans un second temps, nous avons étudié les caractéristiques des deux principales influences atmosphériques porteuses de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Nous montrons que les circulations Atlantiques possèdent des centres d'action plus marqués que les circulations Méditerranéennes. Ce résultat traduit des basses pressions plus creusées lorsque situées au nord de l'Europe, et des hautes pressions plus marquées lorsque situées au sud-ouest de l'Europe (anticyclone des Açores). Les circulations Atlantiques sont aussi plus stationnaires que les circulations Méditerranéennes, et possèdent des formes de géopotential reproduites de manière plus proches dans la climatologie. Ces résultats traduisent le comportement de l'atmosphère, revenant de manière proche vers son état moyen pendant plusieurs jours – caractérisé par une circulation zonale (Atlantique) – et explorant des états relativement nouveaux sur de plus courtes périodes de temps lors d'oscillations marquées de la circulation ou lors de la formation de gouttes froides (circulations Méditerranéennes). La singularité de la circulation atmosphérique semble ainsi être associée à la zonalité du flux pour l'Europe de l'Ouest – les circulations reproduites de manière proche dans la climatologie étant des circulations zonales.

Nous nous sommes ensuite intéressés de manière plus spécifique aux circulations atmosphériques génératrices de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Nous montrons que ces circulations possèdent des caractéristiques communes : elles sont associées à des centres d'action marqués, avec une direction de flux plutôt stationnaire et reproduite de manière proche dans la climatologie. De telles caractéristiques sont observées pour les circulations Atlantiques impactant les bassins de l'Isère et du Drac, et pour les circulations Méditerranéennes impactant préférentiellement le bassin du Drac en automne. Ces caractéristiques se révèlent être rares dans la climatologie, pointant le lien entre rareté des précipitations et rareté de la circulation atmosphérique.

Les circulations Atlantiques génératrices de précipitations extrêmes correspondent aux flux les plus forts, les plus stationnaires et les moins singuliers dans la climatologie. Ce résultat pointe l'importance de la circulation atmosphérique dans la génération de précipitations extrêmes sous influence Atlantique dans les Alpes du Nord françaises. Par ailleurs, de telles caractéristiques sont en accord avec la climatologie de la région : les flux zonaux les plus forts et les plus stationnaires sont les flux impactant les hauts massifs des Alpes du Nord françaises sur plusieurs jours, avec un effet orographique marqué. Cela permet l'arrosage conséquent d'une large surface des bassins versants de l'Isère et du Drac.

Les circulations Méditerranéennes génératrices de précipitations extrêmes correspondent aux circulations Méditerranéennes les plus fortes, les plus stationnaires et les moins singulières. De telles circulations correspondent typiquement aux circulations de sud-ouest marquées à 500 hPa, la singularité de la circulation étant associée à son caractère zonal. En revanche, de telles circulations sont associées à des centres d'action moins marqués et moins stationnaires que les circulations Atlantiques. Leur occurrence automnale ainsi que l'advection d'air en provenance de la Méditerranée implique cependant une plus grande quantité d'humidité transportée vers les Alpes.

Étant donné le contexte dans lequel s'inscrit la présente thèse, nous avons ensuite discuté de la pertinence de la présente approche pour les crues de l'Isère et du Drac. Nous avons montré que les crues de l'Isère et du Drac d'automne et d'hiver sont associées à des circulations atmosphériques spécifiques partageant des caractéristiques communes, similaires aux circulations à l'origine de précipitations extrêmes. Cela pointe l'importance des circulations atmosphériques dans la génération de crues à ces saisons et met en avant une certaine continuité des extrêmes entre débit, précipitation, et circulations atmosphériques. Bien que ce type de circulation atmosphérique soit mis en avant pour certaines crues de printemps et d'été, une plus large diversité de circulations atmosphériques semble être à l'origine de crues à ces saisons. La génération de crues par des circulations plus singulières et moins marquées pointe l'importance d'autres variables atmosphériques (telles que l'humidité) pour expliquer des pluies extrêmes à l'origine de crues à ces saisons. De plus, le couvert neigeux pourrait aussi jouer un rôle dans l'occurrence de crues de faible intensité à ces saisons, nécessitant ainsi des forçages atmosphériques moins extrêmes.

Ce premier travail permet ainsi une meilleure compréhension des circulations atmosphériques critiques pour la génération de précipitations extrêmes sur 3 jours sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble – pertinentes pour les crues de l'Isère et du Drac en automne et en hiver. Il ouvre la porte à une seconde étude s'intéressant à la pertinence des descripteurs atmosphériques pour expliquer la variabilité des précipitations dans les Alpes du Nord françaises sur des séquences supérieures à 3 jours.

# IV

## **Circulations atmosphériques et variabilité des précipitations dans les Alpes du Nord françaises**

Les descripteurs atmosphériques se sont révélés pertinents pour caractériser les circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises. Dans le présent chapitre, nous étudions la pertinence des descripteurs pour expliquer de forts cumuls de précipitations sur des périodes plus longues, par exemple à l'échelle d'une saison. Nous présentons les spécificités méthodologiques propres à ce chapitre afin d'introduire la lettre publiée dans *Geophysical Research Letters* (Blanc et al., 2021).

### **IV.1 Caractéristiques des circulations atmosphériques et variabilité des précipitations dans les Alpes du Nord françaises**

#### **IV.1.1 Spécificités méthodologiques**

##### **IV.1.1.a Le bassin versant de l'Isère en aval de Grenoble**

L'objectif du présent chapitre est d'étudier le lien entre les caractéristiques des circulations atmosphériques et les cumuls de précipitations dans les Alpes du Nord françaises, à l'échelle d'une saison par exemple. Si la considération des bassins de l'Isère et du Drac à Grenoble de manière distincte est pertinente pour mettre en évidence les différentes influences atmosphériques porteuses de précipitations extrêmes, elle ne se révèle pas indispensable pour répondre à l'objectif du présent chapitre. Dans un souci de simplification de l'analyse, nous considérons ainsi uniquement le bassin versant de l'Isère en aval de Grenoble (Isère+Drac). Un commentaire sur les résultats obtenus pour les bassins de l'Isère et du Drac séparés sera cependant fourni dans le résumé de ce chapitre.

#### **IV.1.1.b Les descripteurs atmosphériques bruts**

Les descripteurs atmosphériques moyennés sur les analogues ont été considérés dans le précédent chapitre, puisqu'ils permettaient une meilleure modélisation des cumuls de précipitation sur 3 jours par rapport aux descripteurs bruts (tels que définis dans le chapitre II). En revanche, les conclusions du précédent chapitre tiennent aussi pour les descripteurs bruts, que nous utilisons ici afin de mettre en avant leur simplicité de construction. Seuls la singularité et le MPD sont utilisés, puisqu'ils se sont révélés plus performants que les autres descripteurs pour la présente étude.

Blanc, A., Blanchet, J., and Creutin, J.-D. (2021). Linking Large-Scale Circulation Descriptors to Precipitation Variability in the Northern French Alps. *Geophysical Research Letters*, 48(15):e2021GL093649. <https://doi.org/10.1029/2021GL093649>

**Résumé :** Dans cet article, nous étudions le lien entre la circulation atmosphérique d'Europe de l'Ouest et la variabilité des précipitations dans les Alpes françaises du Nord françaises de 1950 à 2017. Nous considérons des descripteurs simples caractérisant les champs journaliers d'altitude du géopotential 500 hPa. Le premier descripteur est la différence maximale de pression (MPD), représentant l'amplitude d'un champs d'altitude du géopotential sur l'Europe de l'Ouest. Le second descripteur est la singularité, représentant la distance moyenne entre une forme de géopotential et ses analogues les plus proches, c'est-à-dire la façon dont cette forme est reproduite dans la climatologie. Nous montrons qu'une simple différence d'altitude du géopotential et qu'une singularité de la forme du géopotential expliquent une part significative de la variabilité des précipitations sur le bassin versant de l'Isère en aval de Grenoble (9500 km<sup>2</sup>) de 10 jours à 10 ans, de manière relativement marquée en hiver (corrélations de 0.7). Ces descripteurs simples et faciles à mettre en œuvre fournissent autant d'informations qu'une classification des circulations atmosphériques et sont plus performants que l'oscillation de l'Atlantique Nord pour expliquer la variabilité des précipitations sur un bassin versant montagneux de taille moyenne.

**Abstract :** This work analyses the link between Western Europe large-scale circulation and precipitation variability in the Northern French Alps from 1950 to 2017. We consider simple descriptors characterizing the daily 500hPa geopotential height fields. They are the maximum pressure difference (MPD)–representing the range of geopotential heights over Western Europe, and the singularity–representing the mean distance between a geopotential shape and its closest analogs, that is, the way this geopotential shape is reproduced in the climatology. We show that the MPD and the singularity of geopotential shapes explain a significant part of precipitation variability in the Isère River catchment (9500 km<sup>2</sup>) from 10 days to 10 years, especially in winter (correlations of 0.7). These simple descriptors–that are easy to implement–provide as much information as weather pattern classification and much better performance than North Atlantic Oscillation to explain precipitation variability over a medium size mountainous catchment.

## IV.1.2 Introduction

Precipitation variability is a key concern in many respects for society. In Alpine valleys, precipitation variability governs both liquid and solid water resources that are essential for touristic activities, hydroelectricity production, and agriculture. Understanding the mechanisms governing precipitation variability is, therefore, an important issue, especially in a climate change context.

In Europe, precipitation variability is often linked to different modes of large-scale circulation variability, in particular to the North Atlantic Oscillation (NAO) which is the first mode of variability over the North Atlantic and the only one that can be defined throughout the entire year (Barnston and Livezey, 1987). In winter, positive NAO phases are associated with increasing westerlies in a southwest-to-northeast direction, explaining positive precipitation anomalies over Northern Europe and negative precipitation anomalies over Southern Europe (Hurrell, 1995). The influence of NAO on precipitation variability in the Alpine region is however far less obvious (Bartolini et al., 2009; Durand et al., 2009; Schmidli et al., 2002), as the Alpine region acts as a "climatic crossroad" between Oceanic, Mediterranean, Continental, Polar and Saharan influences (Beniston, 2005).

Linking precipitation variability to large-scale circulation, analog frameworks and weather-type classifications also provide interesting insights into the atmospheric patterns governing precipitation variability in the Alpine region. The relevance maps of Radanovics et al. (2013) and Horton et al. (2012) point out westerlies as the dominant influence producing precipitation in the Northwestern Alps, as confirmed by different weather-patterns classification established for France and the Alpine region (Boé and Terray, 2008; Garavaglia et al., 2010; Plaut and Simonnet, 2001). Focusing on the Northern French Alps, Figure 3 of Garavaglia et al. (2010) well shows that precipitations are mainly governed by zonal flows corresponding to the Atlantic influence, and to a lesser extent by meridional flows corresponding to the Mediterranean influence. This view also stands for extreme precipitation in the region (Blanchet et al., 2021b; Plaut et al., 2001), and is confirmed by the seasonal Lagrangian diagnosis of the moisture transport from oceanic basins and lands to the Alps (Sodemann and Zubler, 2010). With high recycling ratios linked to local convection, the summer source of Alpine precipitation is also partly continental and associated with high pressure systems (Rüdisühli et al., 2020; Sodemann and Zubler, 2010).

This work investigates the link between large-scale circulation and precipitation variability in a new way. We study whether simple characteristics of large-scale circulations—that are not associated with a circulation pattern by construction—are able to explain precipitation variability in the Northern French Alps. These "atmospheric descriptors" are quite easy to implement and rely on a limited number of choices, in comparison to weather-pattern classifications for example (choice of the classification method, number of classes). These descriptors are the maximum pressure difference (MPD)—representing the range of geopotential heights over Western Europe, and the singularity—representing the mean distance between a geopotential shape and its closest analogs, that is, the way this geopotential shape is reproduced in the climatology. The MPD and the singularity of geopotential shapes were recently introduced and proved their relevance to characterize large-scale circulation producing extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps (Blanc et al., 2022b; Blanchet and Creutin, 2020; Blanchet et al., 2018). Here, we extend the analysis to longer time-scales to investigate whether these descriptors remain relevant to explain precipitation variability, in comparison to a weather-type classification and NAO.

### IV.1.3 Data and Method

We use the SPAZM precipitation data set, which is a  $1 \times 1 \text{ km}^2$  gridded interpolation of daily rainfall accumulations measured by more than 1,800 daily rain gauges over the French Alps, the Pyrenees, the Massif Central, Switzerland, Spain and Italy (Figure 4 of Gottardi et al., 2012). Like many other interpolators, SPAZM decomposes the rainfall field into a guess field incorporating orography and residuals to this field. A distinctive feature of SPAZM is that the guess field is conditional on the weather pattern of the target day, using the weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010). This allows adjusting the altitudinal gradients according to the interaction between air flow and mountainous areas. We consider the areal precipitation over the Isère River catchment downstream its confluence with the Drac River near Grenoble, from 1950 to 2017 (Figure IV.1). The catchment size is  $9500 \text{ km}^2$ , with altitudes ranging from 200 m in Grenoble to 4,100 m in the Ecrins National Park.

The descriptors used, namely the Maximum Pressure Difference (MPD) and the singularity of geopotential shapes, are based on daily 500 hPa geopotential height fields over Western Europe ( $32^\circ \times 16^\circ$  window of Figure IV.1) extracted from the ERA5 reanalysis from 1950 to 2017 (Hersbach et al., 2020). First, MPD represents the range of geopotential heights (in meters) over Western Europe. Let  $z_{jk}$  denotes the 500 hPa height of grid point  $s_j$  and day  $t_k$ .  $MPD_k$  is defined as :

$$MPD_k = \max_j(z_{jk}) - \min_j(z_{jk}). \quad (\text{IV.1})$$

$MPD_k$  represents the MPD between weather systems over Western Europe at day  $t_k$ . It is therefore sensitive to the broad limits of the considered geographical domain (Figure IV.1) however not to its precise limits since geopotential height fields are quite smooth. MPD is strongly related

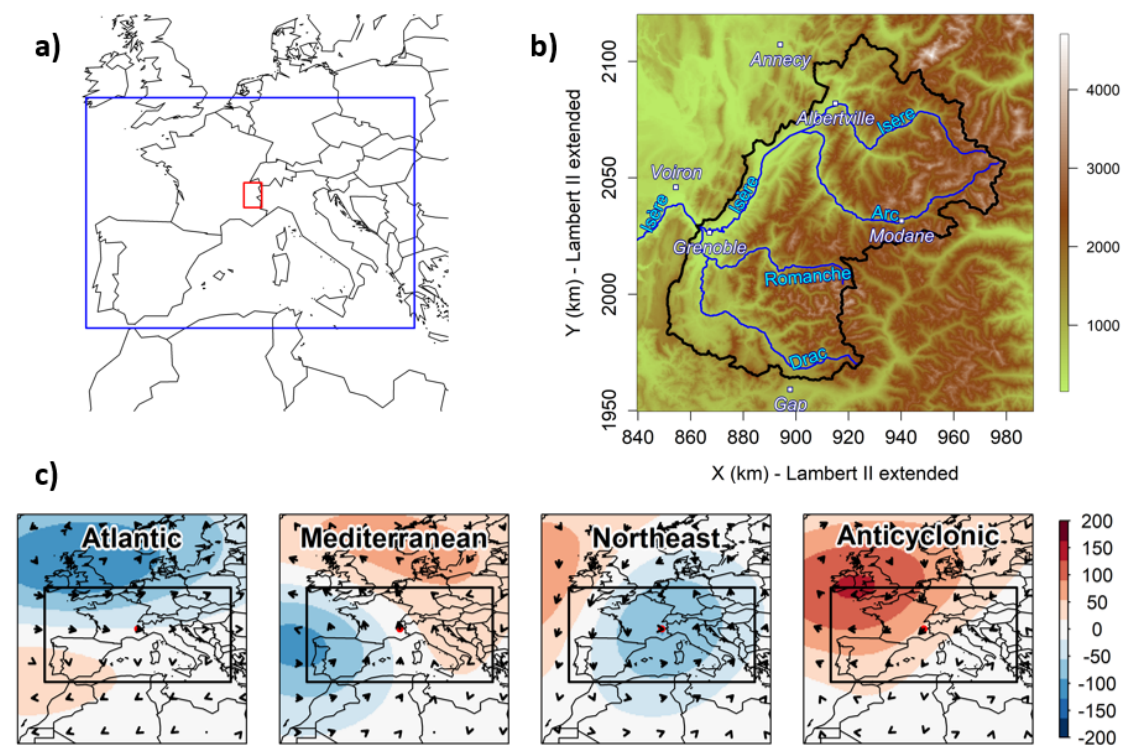


FIGURE IV.1 – (a) Map of Western Europe with the window considered for computing the maximum pressure difference (MPD) and the singularity of geopotential shapes at 500 hPa (blue), and the region of study (red). (b) Altitudinal map of the Isère River catchment downstream Grenoble (in meters), with the main cities and rivers. Coordinates projection is according to the Lambert II extended system. (c) Composite 500 hPa geopotential height anomalies (in meters) of the four atmospheric influences for the period 1950-2017. The arrows represent the wind anomalies at 500 hPa. The window considered for computing the MPD and the singularity is represented by the black rectangle. The red point indicates the location of the Isère River catchment.



to the spatial variance of the 500 hPa geopotential height field, but it differs from the temporal variance employed in several studies to analyze the Northern Hemisphere circulation (Blackmon et al., 1977; Sawyer, 1970). Second, the singularity measures the way a geopotential shape is reproduced in the climatology. It is based on analogy using the Teweles-Wobus score (Teweles and Wobus, 1954). The Teweles-Wobus score between days  $t_k$  and  $t_{k'}$  is given by :

$$TWS_{k,k'} = \frac{\sum_{(j,j') \in Adj} |(z_{jk} - z_{j'k}) - (z_{jk'} - z_{j'k'})|}{2 \sum_{(j,j') \in Adj} \max(|z_{jk} - z_{j'k}|, |z_{jk'} - z_{j'k'}|)}, \quad (IV.2)$$

where  $Adj$  ranges the set of adjacent grid points in horizontal and vertical directions in the analogy window of geopotential heights.  $TWS_{k,k'}$  measures the normalized difference between North-South and West-East gradients of days  $t_k$  and  $t_{k'}$ . It measures the similarity in shape of geopotential height fields, that is, the similarity in flow direction independently of the strength of the flow. TWS gives the same chance to a marked geopotential shape (marked westerly for instance) and to a quite flat geopotential shape (barometric swamp for instance) to find similar shapes. It has been widely used in analog frameworks to predict precipitation using geopotential height fields (Daoud et al., 2016; Horton et al., 2012; Marty et al., 2012; Wetterhall et al., 2005). As defined,  $TWS_{k,k'}$  ranges between 0 and 1. The smaller  $TWS_{k,k'}$ , the more similar the geopotential shapes/the flow directions of days  $t_k$  and  $t_{k'}$ . The singularity of day  $t_k$  is defined as the mean Teweles-Wobus score between day  $t_k$  and its  $Q$  closest analog days :

$$sing_k = \frac{1}{Q} \sum_{q \in A_k} TWS_{k,q}, \quad (IV.3)$$

where  $A_k$  ranges the  $Q$  closest analogs of day  $t_k$ . Following previous optimization works,  $Q$  is set to 0.5% (Blanchet and Creutin, 2020), which represents 124 days for the period 1950-2017. The lower the singularity of a given day, the more closely reproduced its geopotential shape/its flow direction in the 1950-2017 climatology. Note that the singularity cannot be directly related to the frequency of occurrence of a given geopotential shape since a geopotential shape is never perfectly reproduced ( $TWS_{k,k'} > 0$  even for two consecutive days). Having a very low singularity means that similar patterns are almost repeated in the climatology. However, this pattern is not necessarily frequent in the climatology, since very low singularities are rare in the climatology (Blanc et al., 2022b; Blanchet and Creutin, 2020). Note also that the singularity is less direct to implement in comparison to MPD, but it still relies on a limited number of choice in comparison to a weather pattern classification.

The above atmospheric descriptors are compared to the occurrence of different atmospheric influences for explaining precipitation variability, using the weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010). This classification into eight weather patterns was established to link daily rainfall field shapes over Southern France with synoptic situations. In order to focus on the main influences, we aggregate the eight weather patterns into four atmospheric influences according to the origin of the air flow reaching the French Alps (see the arrows in Figure 3 of Garavaglia et al., 2010; see also Blanchet et al., 2021b). We end up with four atmospheric influences : the Atlantic influence (*aggregation of Atlantic Wave, Steady Oceanic, Southwest Circulation*), the Mediterranean influence (*aggregation of South Circulation, East Return, Central Depression*), the Northeast circulations, and Anticyclonic conditions (Figure IV.1). The Atlantic, Mediterranean, Northeast, and Anticyclonic influences, respectively, account for 37%, 25%, 9%, and 29% of days between 1950 and 2017.

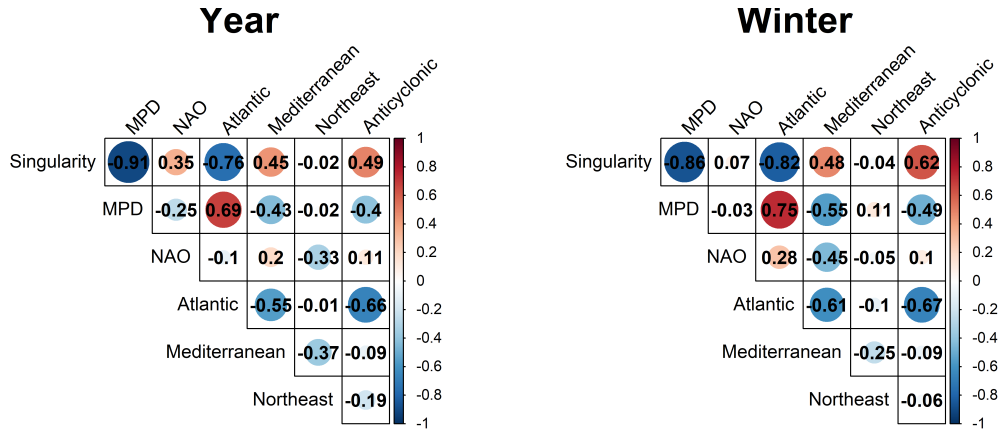


FIGURE IV.2 – Interannual correlation between the different atmospheric indices for the period 1950-2017, for the whole year (left), and for the winter season (right). For the atmospheric influences (Atlantic, Mediterranean, Northeast, Anticyclonic), the mean occurrence over the year/season is considered. The color and the size of the disk indicate the amplitude of the correlation. The color also informs about its sign.

Finally, the North Atlantic Oscillation (NAO) is also considered. The NAO index used here is computed by the National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Prediction Center (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>). It is the first mode of variability obtained by applying a Rotated Principal Component Analysis (RPCA) to monthly standardized 500 hPa geopotential height anomalies in the region between 20°N and 90°N, and interpolating to the day using a Least Square Regression. The RPCA is applied to each of the 12 calendar months (over a 3-month period centered on each month) to account for the annual cycle of the structure and the amplitude of NAO.

We hereafter refer to the atmospheric descriptors (MPD, singularity), the atmospheric influences (Atlantic, Mediterranean, Northeast, and Anticyclonic) and NAO as the "atmospheric indices". The correlations given in this work are based on the Pearson correlation coefficient. The four seasons are defined as December-January-February (winter), March-April-May (spring), June-July-August (summer), and September-October-November (autumn).

#### IV.1.4 Results

We first investigate the relation between the different atmospheric indices used in this study, at the interannual time-scale (Figure IV.2). By construction, the occurrence of the different atmospheric influences (Atlantic, Mediterranean, Northeast, Anticyclonic) is negatively correlated to each others. Furthermore, the interannual singularity, MPD, and the occurrence of Atlantic circulations appear to be strongly related to each others. This result is all the more interesting that the MPD and the singularity are not associated with an atmospheric influence by construction. The Atlantic influence is thus the influence providing the larger pressure differences over Western Europe and the most closely reproduced geopotential shapes/flow directions in the climatology (Blanc et al., 2022b). Note that NAO exhibits a low correlation with the other atmospheric indices, even with MPD in winter (Figure IV.2). Positive winter NAO phases are associated with large pressure differences between Northern and Southern Europe and pronounced westerlies (Hurrell, 1995). However they can be both associated with low and large MPDs as illustrated by the correlation of  $-0.03$  in winter, meaning that NAO does not drive the MPD in a domain spreading from the Iberic Peninsula to Southern Great Britain.

We now focus on the link between the atmospheric indices and seasonal precipitation accumulations over the Isère River catchment (Figure IV.3). We address this point from the least performing atmospheric indices to the best ones. Overall, correlation values are lower in summer than in the other seasons, as a part of summer Alpine precipitation is related to local convection with local moisture sources (Rüdisühli et al., 2020; Sodemann and Zubler, 2010). The occurrence of Northeast and Mediterranean circulations does not explain precipitation variability in the study area. Northeast circulations are rare and mainly carry dry continental air to the Northern French Alps, therefore weakly contributing to annual precipitation accumulation in the Isère River catchment. Mediterranean circulations are more frequent but they only represent 26% of the total precipitation over the Isère River catchment. In fact, Mediterranean circulations mainly produce precipitation in the Southern part of the catchment near the Ecrins range, which acts as a climatological barrier between the Northern and Southern Alps (Auer et al., 2007; Blanchet et al., 2021b).

NAO poorly explains the interannual variability of precipitation in the Northern French Alps, in accordance with Bartolini et al. (2009), Durand et al. (2009), and Schmidli et al. (2002). As previously said, NAO does not drive the MPD in a domain spreading from the Iberic Peninsula to Southern Great Britain. This means that the pronounced westerlies associated with positive NAO phases can be associated with different storm-track latitudes, standing over Western Europe (large MPDs) or being shifted northward (low MPDs). In this way, the central position of the Northern French Alps in Europe combined with the diversity of storm-track latitudes associated with positive NAO phases could explain the low correlation between NAO and seasonal precipitation in the Northern French Alps.

The MPD, the singularity of geopotential shapes, the occurrence of Atlantic circulations and Anticyclonic conditions are the most performing atmospheric indices. Correlation values exceed 0.6 in winter and autumn and are close to 0.6 in spring, except for Anticyclonic conditions which less performs in winter (Figure IV.3). These values are consistent with the largest correlation values obtained when linking large-scale circulation patterns to precipitation variability in France and in the Alpine region (Figure 4 of Boé and Terray, 2008; Table 4 of Quadrelli et al., 2001; Figure 9 of Scherrer et al., 2016b). The occurrence of Anticyclonic conditions is negatively correlated to precipitation accumulation in the Northern French Alps, especially in spring and autumn. A large occurrence of Anticyclonic conditions in autumn and spring tends to generate low seasonal precipitation accumulation. Anticyclonic conditions are much less associated with dry days in summer due to local convection (Rüdisühli et al., 2020) and they feature a lower occurrence in winter (Blanchet et al., 2021b), which could explain why the correlation of precipitation with Anticyclonic conditions is lower in winter and summer.

It makes sense that the MPD, the singularity of geopotential shapes, and the occurrence of Atlantic circulations provide similar performances knowing their link at the interannual timescale (Figure IV.2), although it can be noted that the singularity and MPD slightly outperform the occurrence of Atlantic circulations in winter. Seasons featuring a large occurrence of Atlantic circulations are associated with large precipitation accumulation in the Northern French Alps. This result appears to be consistent since the precipitation in the Northern French Alps is mostly related to westerlies bringing moist air from the Atlantic (Garavaglia et al., 2010; Horton et al., 2012; Radanovics et al., 2013; Sodemann and Zubler, 2010). Large seasonal pressure differences over Western Europe (large MPDs) are associated with large seasonal precipitation in the Northern French Alps. Western Europe experiences larger pressure differences during the winter (Figure IV.4), in accordance with the southward shift of the baroclinic zone during the winter months. We note here the benefit of using a pressure difference over a smaller region than NAO—without prescribing the location of the centers of action—to reflect the presence and the intensity of the baroclinic zone—and therefore of the storm-track—over Western Europe. Finally, seasons featuring a low singularity of geopotential shapes also feature large seasonal precipitation in the Northern French Alps (Figure IV.4). In other words, seasons featuring geopotential shapes/flow directions that are closely reproduced in the climatology tend to produce large precipitation accumulations, while seasons featuring singular geopotential shapes tend to produce low precipitation accumulations.

We can note that the wettest winter (winter 1955, blue point in Figure IV.4) is not well explained by the atmospheric descriptors. Winter 1955 features a larger seasonal accumulation than expected with its mean MPD and singularity. Further researches reveal that this discrepancy comes mainly from one specific precipitation event. More than 150 mm fell between January 11 and 14, 1955 with not-as-extreme MPD and singularity values. Among different possible explanations, the extreme stationarity in the flow direction (as measured by the celerity descriptor in Blanchet et al., 2018) could have played a role in explaining such a precipitation accumulation. This points out that (a) extreme precipitation over few days can have a large impact in building the link between atmospheric descriptors and seasonal precipitation and (b) other atmospheric characteristics or atmospheric variables come into play to explain precipitation accumulation. It is also important to remind that the best performing atmospheric indices used in this study individually explain around 50% of the explained variance of precipitation.

We now extend our analysis to other time scales, from 1 day to 10 years (Figure IV.5). At the daily time-scale, nor the MPD, the singularity of geopotential shapes or the occurrence of Atlantic circulations (0 or 1 in this case) explains precipitation variability in the Northern French Alps. However, most of the gain in correlation from 1 day to 1 year is obtained after 10 days (logarithmic scale in Figure IV.5) with correlation values remaining almost stable from 10 days to 10 years. The mean persistence of the Atlantic, Mediterranean, Northeast, and Anticyclonic influences are respectively of 4 days, 3 days, 1 day, and 3 days. The gain in correlation from 1 to 10 days could be explained by the fact that the atmosphere starts exploring different influences, making the occurrence of Atlantic circulation, the mean singularity, and the mean MPD over several days more relevant to explain precipitation accumulation. Furthermore, the atmospheric indices that poorly explain precipitation variability at the interannual time-scale are also little explicative at shorter and longer time-scales, although we can note that the occurrence of the four atmospheric influences become relevant to explain decadal precipitation variability in summer.

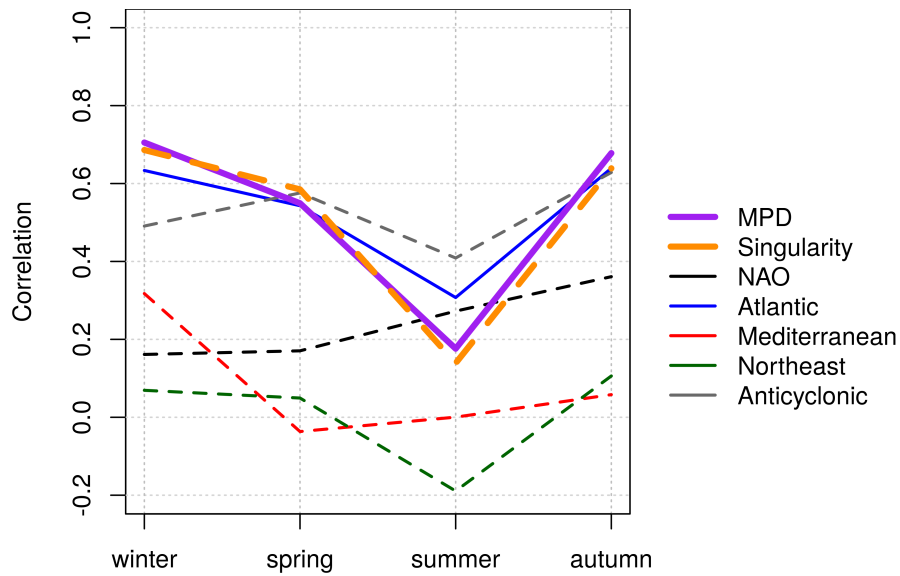


FIGURE IV.3 – Interannual correlation between the atmospheric indices and seasonal precipitation accumulation over the Isère River catchment. The dotted lines represent negative correlation values.

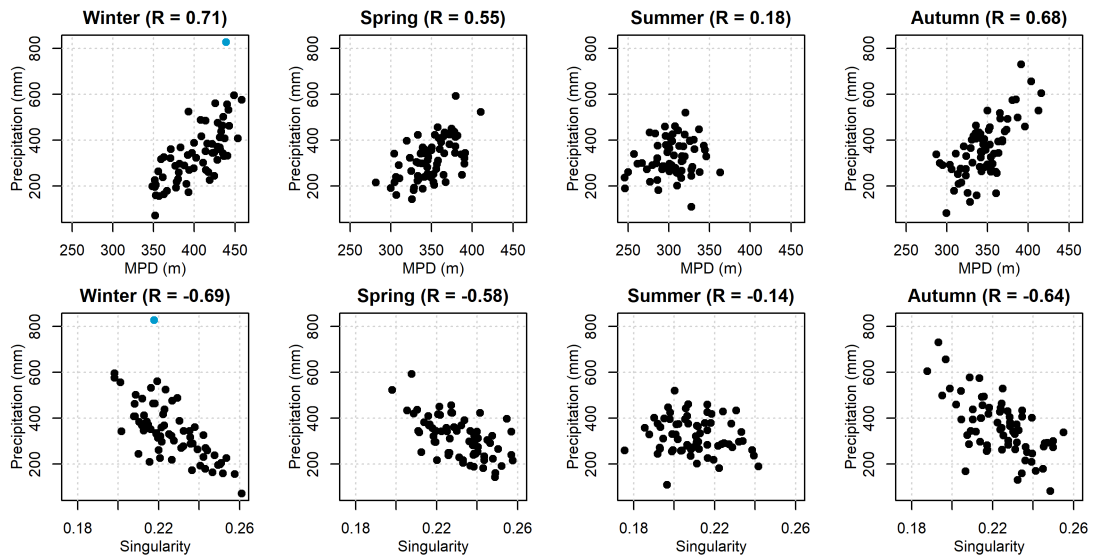


FIGURE IV.4 – Scatterplot of the maximum pressure difference (first line) and the singularity (second line) against precipitation accumulation in the Isère River catchment, per season. Correlation values are reported above each scatterplot. Winter 1955 is represented in blue.

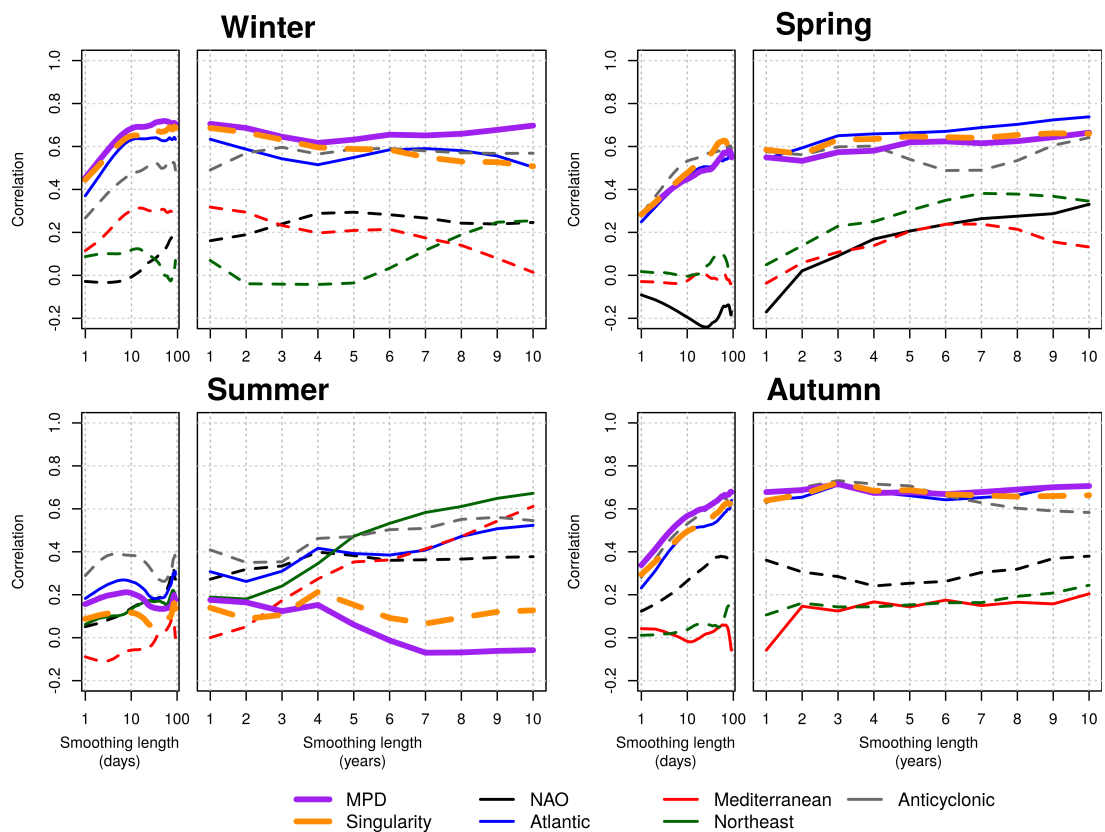


FIGURE IV.5 – Correlation between the atmospheric indices and precipitation accumulation in the Isère River catchment, per season. Correlation is represented for different smoothing lengths, at daily time-scale (left, logarithmic x-axis) and at yearly time-scale (right, regular x-axis). The dotted lines represent negative correlation values.

Although the MPD and the singularity of geopotential shapes poorly explain precipitation variability under 10 days, they were shown relevant to characterize large-scale circulation producing extreme precipitation over 3 days in the Northern French Alps (Blanc et al., 2022b; Blanchet and Creutin, 2020; Blanchet et al., 2018). Notably, extreme 3-day precipitation is produced by circulations featuring among the largest pressure difference over Western Europe (largest MPDs) and among the most closely reproduced geopotential shapes in the climatology (lowest singularities). Therefore, the atmospheric descriptors could be used at different timescales with different aims, focusing either on the occurrence of extreme 3-day precipitation or on precipitation variability from 10 days.

#### **IV.1.5 Conclusions**

This article investigated whether simple characteristics of Western Europe large-scale circulation—that are easy to implement—explain precipitation variability in the Northern French Alps. We showed that a simple pressure difference over Western Europe as well as a singularity of geopotential shapes are well related to the occurrence of Atlantic circulations, and explain part of precipitation accumulation in the Northern French Alps from 10 days to 10 years, except during the summer. In previous works, these descriptors were shown relevant to characterize large-scale circulations producing extreme 3-day precipitation in the Northern French Alps. Therefore, they appear as relevant tools to both study precipitation variability and extremes.



## IV.2 Résumé du chapitre IV et discussions

Dans ce chapitre, nous avons étudié le lien entre les caractéristiques des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et la variabilité des précipitations sur le bassin versant de l'Isère en aval de Grenoble. Pour ce faire, nous avons considéré la singularité des formes de géopotentiel 500 hPa ainsi que l'amplitude de l'altitude du géopotentiel 500 hPa sur l'Europe de l'Ouest. Ces deux descripteurs de la circulation atmosphérique ont été comparés à l'occurrence des principales influences atmosphériques pour expliquer la variabilité des précipitations.

Nous montrons qu'une singularité de forme du géopotentiel 500 hPa ainsi qu'une amplitude du géopotentiel permettent d'expliquer une part significative de la variabilité des précipitations saisonnières dans les Alpes du Nord françaises, de l'automne au printemps. Ces deux descripteurs sont relativement simples à mettre en place et possèdent des performances identiques voire supérieures à l'occurrence des principales influences atmosphériques basée sur une classification des circulations. Ils possèdent de plus un lien fort avec l'occurrence des circulations Atlantiques.

Les saisons observant des formes de géopotentiel reproduites de manière proche dans la climatologie (faible singularité) sont associées à un fort cumul de précipitations. Nous avons précédemment observé que les circulations faiblement singulières possèdent une composante zonale marquée pour l'Europe de l'Ouest (Blanc et al., 2022b). La singularité moyennée à l'échelle d'une saison traduit en quelques sortes la récurrence de telles circulations, d'importance pour expliquer les cumuls de précipitations dans les Alpes du Nord françaises.

Les saisons observant des formes de géopotentiel marquées (fort MPD) – autrement dit de fortes différences de pression sur l'Europe de l'Ouest – sont également associées à un fort cumul de précipitations. Le MPD traduit la présence de la zone barocline sur l'Europe de l'Ouest, d'importance pour les précipitations Alpines. Le MPD se révèle plus pertinent que l'oscillation Nord Atlantique (NAO) pour expliquer la variabilité des précipitations. L'indice NAO, bien que traduisant la présence et l'intensité d'un flux zonal sur l'Europe, ne détermine pas la présence d'un tel flux aux latitudes des Alpes du Nord françaises.

La singularité et le MPD semblent moins pertinents sur des durées inférieures à la dizaine de jours. Un tel résultat pointe l'importance d'autres variables atmosphériques, telles que l'humidité par exemple, pour expliquer de manière plus complète la variabilité des précipitations sur des pas de temps plus faibles. Sur des périodes supérieures à 10 jours, l'atmosphère explore différentes configurations faisant de la récurrence des circulations porteuses de précipitations – et ainsi des descripteurs atmosphériques – des variables explicatives pertinentes.

L'application de la présente étude aux bassins versants de l'Isère et du Drac de manière distincte met en évidence une plus grande pertinence des deux descripteurs pour expliquer les cumuls sur le bassin de l'Isère à Grenoble que sur le bassin du Drac (non montré). Ces résultats ne sont pas surprenants dans le sens où le bassin de l'Isère est plus largement impacté par les circulations d'Ouest bien appréhendées par les deux descripteurs.

En résumé, les descripteurs atmosphériques permettent (a) de caractériser les circulations atmosphériques génératrices de précipitations extrêmes sur 3 jours dans les Alpes du Nord françaises (chapitre III), et (b) d'expliquer une partie importante de la variabilité des précipitations dans les Alpes du Nord françaises pour des périodes supérieures à 10 jours (chapitre IV). Ils apparaissent ainsi comme des outils intéressants pour étudier l'évolution des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest – sur la période passée dans un premier temps – mise en regard des évolutions passées de précipitations extrêmes et saisonnières sur les bassins de l'Isère et du Drac. Le prochain chapitre donne dans un premier temps une vision des tendances passées de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.



## Évolution passée des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

Nous donnons dans un premier temps une vision des tendances passées de précipitations extrêmes à l'échelle des Alpes françaises, et de la cohérence de ces tendances avec les principales influences atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes. Une vision plus détaillée des tendances de précipitations extrêmes à l'échelle des bassins de l'Isère et du Drac est fournie. Enfin, les tendances de pluies extrêmes et les potentielles implications pour les crues de l'Isère et du Drac sont discutées.

### V.1 Évolution des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises : des contrastes spatiaux et saisonniers importants

Les effets du changement climatique étant désormais largement ressentis (IPCC, 2021), les séries d'observations avec une profondeur temporelle suffisante constituent des informations indispensables pour comprendre les changements à l'œuvre. Nous mettons ici en avant les principaux résultats des travaux de [Blanchet et al. \(2021b\)](#) et [Blanchet et al. \(2021a\)](#), qui en collaboration avec Jean-Dominique Creutin et moi-même a étudié les tendances passées de précipitations extrêmes journalières à l'échelle des Alpes françaises, ainsi que les tendances des principales influences atmosphériques à leur origine. La version complète de ces deux articles scientifiques respectivement publiés dans *Environmental Research Letters* et *Weather and Climate Extremes* sont fournies en Annexes.

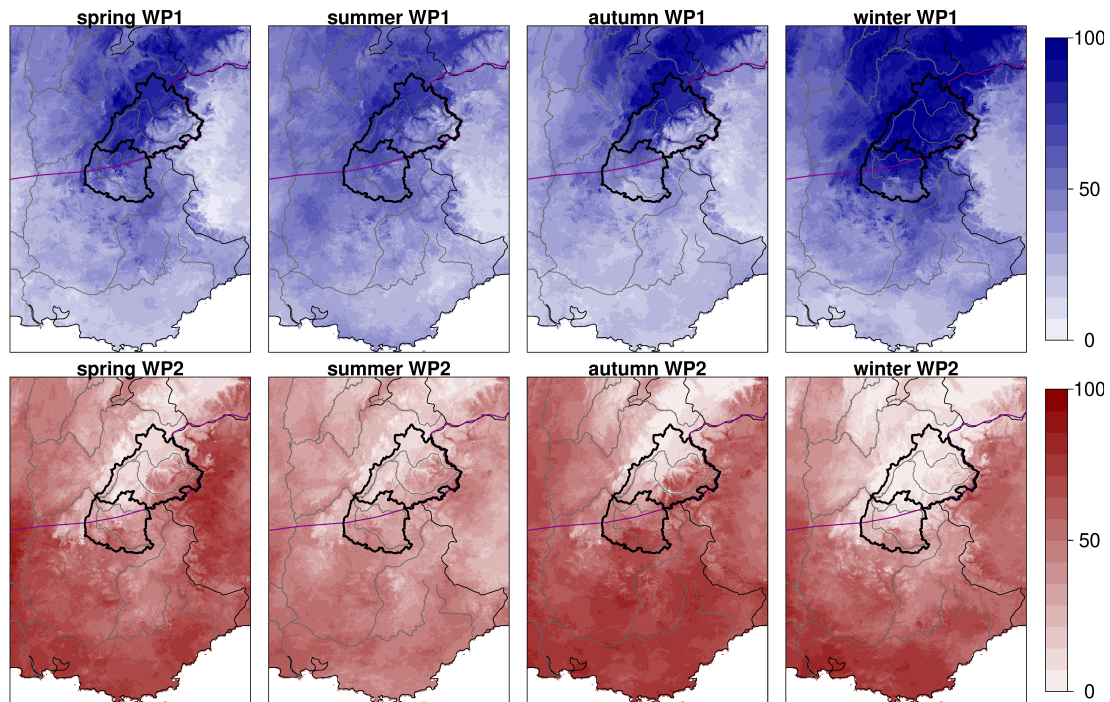


FIGURE V.1 – Adaptation de la Figure 2 de [Blanchet et al. \(2021b\)](#). Part (en %) des maxima annuels de précipitation journalière dans les Alpes françaises associées à l’influence Atlantique (bleu, première ligne) et à l’influence Méditerranéenne (rouge, deuxième ligne) sur la période 1958-2017, par saison. Les bassins versants de l’Isère et du Drac à Grenoble sont représentés en noir. La frontière climatique de [Auer et al. \(2007\)](#) est représentée en violet.

La compréhension des tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes françaises nécessite une vision des principales influences atmosphériques à l’origine des précipitations extrêmes. Nous illustrons dans un premier temps la part des maxima annuels de précipitation associée aux influences atmosphériques Atlantiques et Méditerranéennes (Figure V.1). Les données de précipitations SPAZM et les principales influences atmosphériques déduites de la classification de [Garavaglia et al. \(2010\)](#) sont utilisées. De telles cartes mettent en évidence de manière très claire la double influence atmosphérique à l’origine de précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. L’influence Atlantique est à l’origine d’une part importante des précipitations extrêmes au nord de la frontière climatique de [Auer et al. \(2007\)](#), en particulier sur les reliefs occidentaux des Alpes du Nord françaises. L’influence Méditerranéenne est à l’origine de la plupart des précipitations extrêmes dans les Alpes du Sud françaises, dans la vallée du Rhône et sur la plaine du Pô. Par ailleurs, les variations saisonnières des influences Atlantiques et Méditerranéennes sur les précipitations extrêmes se reflètent. L’influence Atlantique est à l’origine de la totalité des précipitations extrêmes sur les bassins de l’Isère et du Drac en hiver, alors que l’influence Méditerranéenne est à l’origine de précipitations extrêmes plus au sud. A l’inverse, l’influence Méditerranéenne est à l’origine de la majorité des extrêmes sur le bassin du Drac et le bassin de l’Arc (vallée de la Maurienne) en automne, alors que l’influence Atlantique ne concerne que la partie occidentale du bassin de l’Isère. Des motifs similaires à l’automne sont observés au printemps, avec une influence Méditerranéenne cependant moins marquée. En été, les signatures régionales sont moins nettes, en lien avec une part plus importante des précipitations extrêmes associée à des conditions anticycloniques ([Blanchet et al., 2021b](#)).

La Figure V.2 représente l'évolution des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises sur la période 1958-2017 (Blanchet et al., 2021a). En automne, une augmentation marquée des précipitations extrêmes est observée sur la plupart des régions pour lesquelles les maxima annuels de précipitations sont associés à l'influence Méditerranéenne (Figure V.1), que ce soit pour le maximum annuel moyen ou pour le niveau de retour 20 ans. Cette augmentation concerne les Alpes du Sud françaises, le bassin versant du Drac, le bassin versant de l'Arc, la vallée du Rhône et le sud de la plaine du Pô. L'évolution des périodes de retour est parlante : le niveau de précipitation vingtennal sur le bassin du Drac en 1958 a une récurrence quadriennale en 2017. En hiver, on note une diminution des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises, de manière marquée pour le niveau de retour 20 ans. Cette diminution concerne l'ensemble des bassins de l'Isère et du Drac à Grenoble, pour lesquels les précipitations extrêmes sont associés en totalité à l'influence Atlantique. Par ailleurs, il est intéressant de noter l'augmentation des précipitations extrêmes sur le pourtour des Alpes du Nord – de la haute vallée de la Durance à la haute vallée du Rhône –, régions pour lesquelles les maxima annuels de précipitations sont principalement associés à l'influence Méditerranéenne (Figure V.1). Les tendances de précipitations extrêmes ainsi que leurs motifs spatiaux sont moins marqués au printemps et en été. On note tout de même une augmentation des précipitations extrêmes sur la partie orientale du bassin de l'Isère au printemps, et une tendance générale à la diminution des précipitations extrêmes sur les bassins de l'Isère et du Drac en été.

Cette image globale des tendances de précipitations extrêmes – entre augmentation dans les Alpes du Sud en automne et diminution dans les Alpes du Nord en hiver – est plutôt cohérente avec les tendances passées de chutes de neige extrêmes à haute altitude (Le Roux et al., 2021). Avec un jeu de données différent de SPAZM, les auteurs mettent en évidence une augmentation des chutes de neige centennales dans les Alpes du Sud françaises et une diminution dans les Alpes du Nord françaises au-dessus de 2000 m d'altitude sur la période 1959-2019 (Figure 8 de Le Roux et al., 2021). L'occurrence des précipitations extrêmes les plus fortes en automne dans les Alpes du sud et en automne/hiver dans les Alpes du Nord (Figure 6 de Blanchet et al., 2021a) se traduit potentiellement par une même saisonnalité des chutes de neige extrêmes à de telles altitudes/saisons, expliquant les tendances de chutes de neige extrêmes observées.

Enfin, la Figure V.3 illustre les tendances des principales influences atmosphériques à l'origine des maxima annuels de précipitation sur la période 1958-2017, estimé à partir d'une régression logistique (Blanchet et al., 2021b,a). Un renforcement notable de l'influence Méditerranéenne sur les maxima automnaux de précipitations est observé en fin de période, sur toutes les régions pour lesquelles elle exerçait déjà une influence en début de période. En revanche, un retrait de l'influence Méditerranéenne sur les maxima hivernaux et printaniers est observé au profit de l'influence Atlantique. Cette tendance est très marquée en hiver, l'influence Atlantique devenant génératrice de la majorité des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises.

Une vision plus détaillée des tendances de précipitations extrêmes journalières est fournie à l'échelle des bassins de l'Isère et du Drac (Figure V.4). La Figure V.4 met en avant la diminution significative des précipitations extrêmes hivernales sur le bassin de l'Isère, particulièrement marquée pour les extrêmes les plus forts (niveau de retour 20 ans, droite rouge). De tels maxima sont associés à 93 % à l'influence Atlantique. Cette diminution hivernale n'est pas significative pour le bassin du Drac. L'augmentation des précipitations extrêmes automnales est significative à l'échelle du bassin du Drac uniquement, avec une augmentation marquée des extrêmes les plus forts. Il est intéressant de noter que de tels maxima – associés à 53 % à l'influence Méditerranéenne – montrent des valeurs plus élevées et plus variables d'une année à l'autre que les maxima des autres saisons.

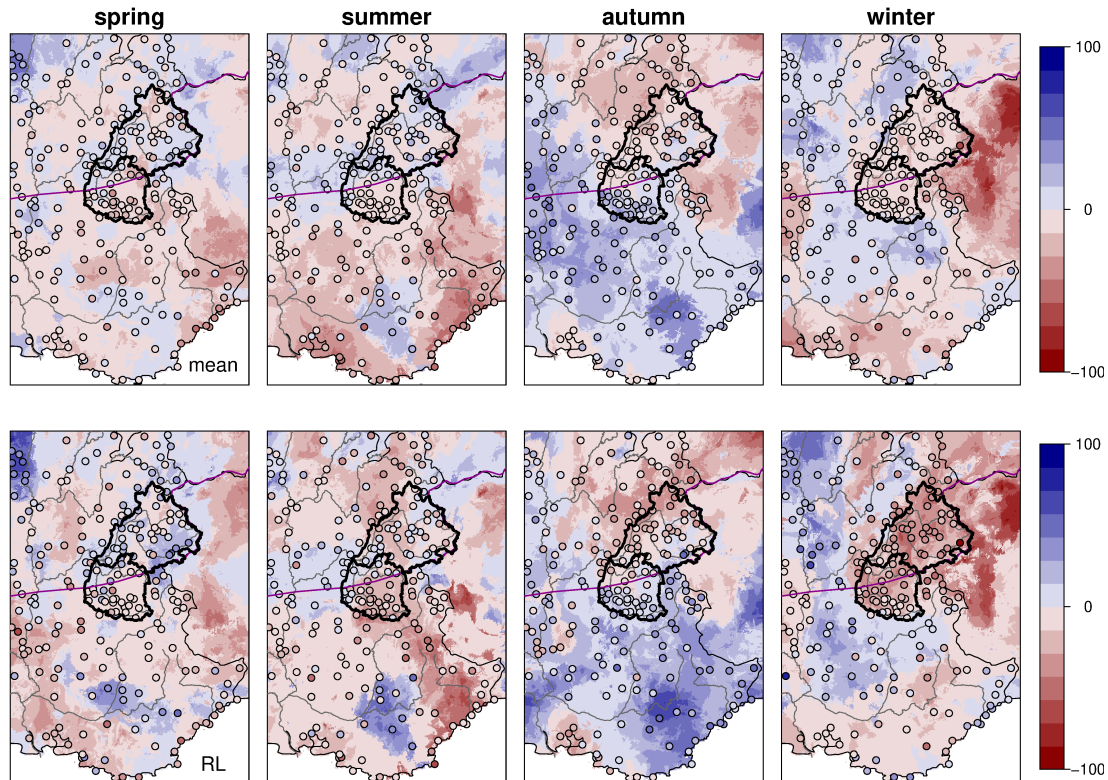


FIGURE V.2 – Adaptation de la Figure 8 de [Blanchet et al. \(2021a\)](#). Tendance relative (en %) des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises sur la période 1958-2017 par rapport à la valeur moyenne sur cette même période, par saison. Les tendances concernent le maximum annuel moyen (première ligne) et le niveau de retour 20 ans. Le meilleur modèle non stationnaire est illustré, issu de la théorie des valeurs extrêmes (méthodologie complète dans [Blanchet et al., 2021b](#)). Les bassins versants de l’Isère et du Drac à Grenoble sont représentés en noir. La frontière climatique de [Auer et al. \(2007\)](#) est représentée en violet.

La Table [V.1](#) résume de manière quantitative les tendances observées et étend l’analyse à des pas de temps plus longs. La diminution des précipitations extrêmes hivernales sur le bassin de l’Isère est significative du pas de temps journalier au pas de temps 3 jours. On note aussi une diminution significative des précipitations extrêmes hivernales sur 3 jours pour le bassin du Drac. En été, les précipitations extrêmes montrent une diminution significative sur le bassin de l’Isère pour des pas de temps de 2 et 3 jours, tendance non significative au pas de temps journalier. Enfin, il est intéressant de noter que l’augmentation des précipitations extrêmes journalières d’automne sur le bassin du Drac n’est pas significative pour des pas de temps plus longs.

## V.2 Discussions - Évolution des pluies extrêmes et potentielles implications pour les crues

S’intéressant à la problématique des crues, il paraît pertinent de compléter cette vision par l’étude des tendances de pluies extrêmes. Le réchauffement marqué des Alpes du Nord françaises au cours des dernières décennies (Figure [I.7](#)) suggère une potentielle augmentation de la part liquide des précipitations, pouvant avoir des implications pour les crues ([Allamano et al., 2009](#)). Les séries de pluie journalière sont obtenues de la même manière qu’au chapitre [III](#).



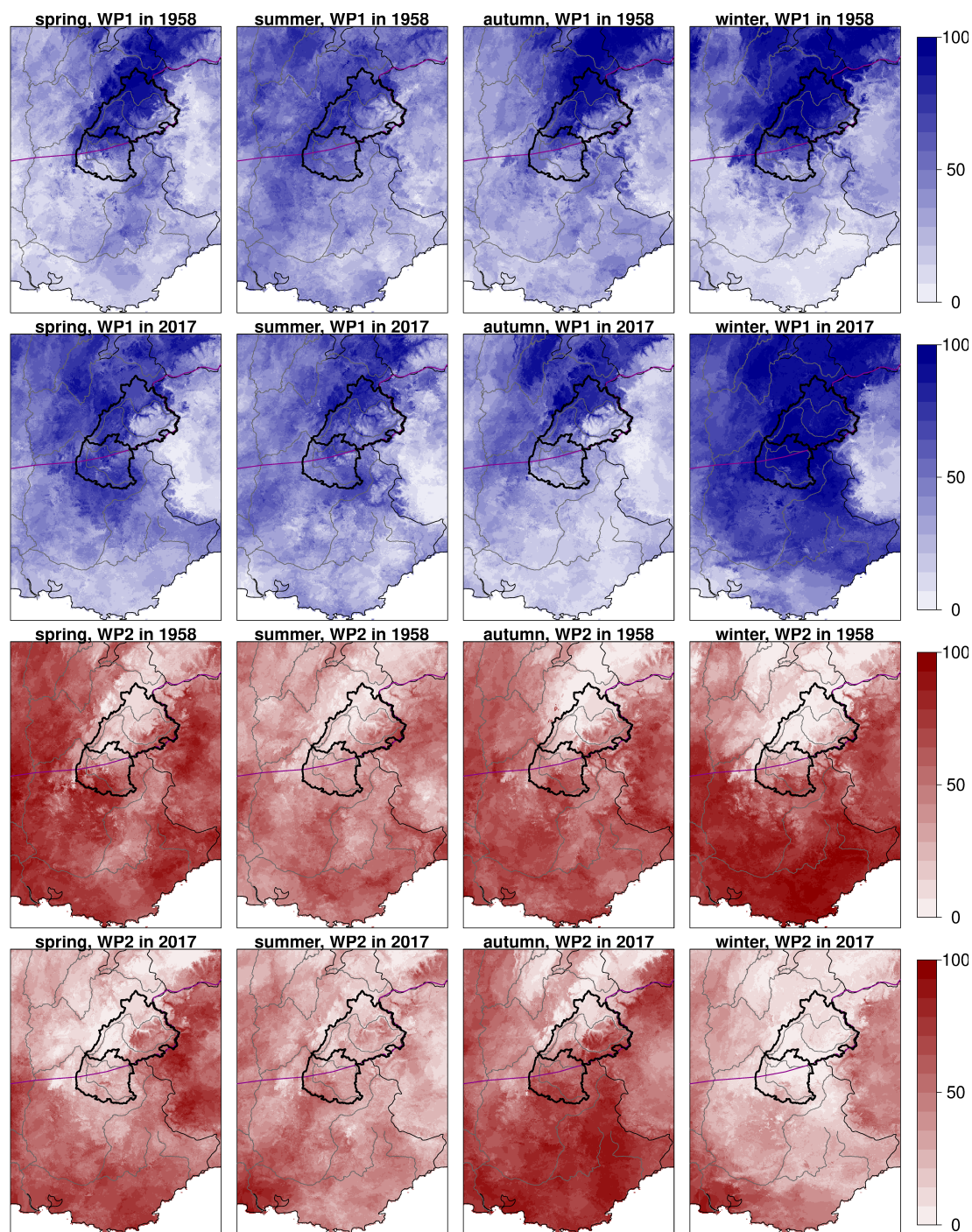


FIGURE V.3 – Figure 4 de [Blanchet et al. \(2021b\)](#). Part (en %) des maxima annuels de précipitation journalière dans les Alpes françaises associées à l'influence Atlantique (bleu) et à l'influence Méditerranéenne (rouge) en 1958 (1<sup>ère</sup> et 3<sup>e</sup> ligne) et en 2017 (2<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> ligne) comme estimé par une régression logistique, par saison. Les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble sont représentés en noir. La frontière climatique de [Auer et al. \(2007\)](#) est représentée en violet.

## Évolution passée des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

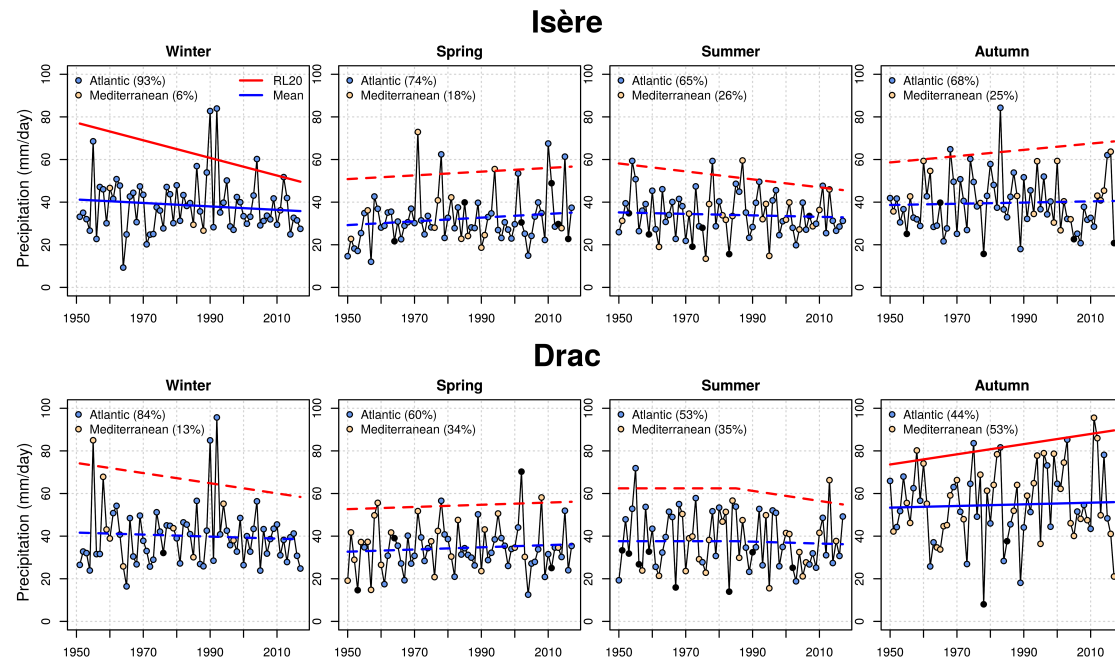


FIGURE V.4 – Maxima annuel de précipitation journalière SPAZM (en mm/jour) sur le bassin versant de l’Isère (haut) et du Drac (bas) à Grenoble sur la période 1950-2017, par saison. Les maxima bleus sont associés à l’influence Atlantique ; les maxima beiges à l’influence Méditerranéenne. Les droites bleu et rouge représentent respectivement l’évolution du maximum annuel moyen et du niveau de retour 20 ans, tels qu’estimés à partir du meilleur modèle GEV (Generalized Extreme Value) non stationnaire (méthodologie complète dans [Blanchet et al., 2021a](#)). Les droites continues indiquent que le modèle non stationnaire est préféré au modèle stationnaire selon le test de rapport de vraisemblance au seuil 5 %.

La Figure V.5 donne une vision des tendances de pluies extrêmes journalières à l’échelle des bassins de l’Isère et du Drac. Les pluies extrêmes d’hiver montrent une augmentation significative pour les deux bassins versants sur la période 1950-2017, en opposition à la diminution des précipitations extrêmes (Figure V.4). Cela suggère une augmentation des températures, augmentant la part liquide des précipitations et venant contrebalancer la diminution des précipitations extrêmes. Le réchauffement observé en hiver dans les Alpes du Nord françaises est effectivement important, légèrement inférieur à  $2^{\circ}\text{C}$  sur la période 1950-2017 selon les températures SPAZM ([Gottardi et al., 2012](#), droites noires sur la Figure V.6). De plus, ce réchauffement semble plus largement porté par l’influence Atlantique ( $2.5^{\circ}\text{C}$  de réchauffement, droites bleues sur la Figure V.6) à l’origine de la majorité des précipitations extrêmes et pluies extrêmes hivernales (Figure V.4, Figure V.5) que par l’influence Méditerranéenne (moins d’ $1^{\circ}\text{C}$  de réchauffement, droites rouges sur la Figure V.6).



	Hiver		Printemps		Eté		Automne		
	Moyenne	NR20	Moyenne	NR20	Moyenne	NR20	Moyenne	NR20	
Isère	1 jour	<b>-14</b>	<b>-43</b>	18	11	-7	-24	5	16
	2 jours	<b>-27</b>	<b>-47</b>	13	8	<b>-7</b>	<b>-26</b>	-7	-4
	3 jours	<b>-27</b>	<b>-43</b>	17	10	<b>-8</b>	<b>-32</b>	6	20
Drac	1 jour	-8	-24	10	6	-4	-12	<b>5</b>	<b>20</b>
	2 jours	-29	-44	-2	-8	-4	-12	3	13
	3 jours	<b>-40</b>	<b>-70</b>	7	4	-6	-21	6	22

TABLE V.1 – Tendances relative (en %) du maximum annuel moyen (Moyenne) et du niveau de retour 20 ans (NR20) de précipitation pour les bassins de l’Isère et du Drac sur la période 1950-2017 par rapport à la valeur moyenne sur cette même période, par saison. Les tendances sont estimées à partir du meilleur modèle GEV (Generalized Extreme Value) non stationnaire (méthodologie complète dans Blanchet et al., 2021a). Les chiffres en gras indiquent que le modèle non stationnaire est préféré au modèle stationnaire selon le test de rapport de vraisemblance au seuil 5 %.

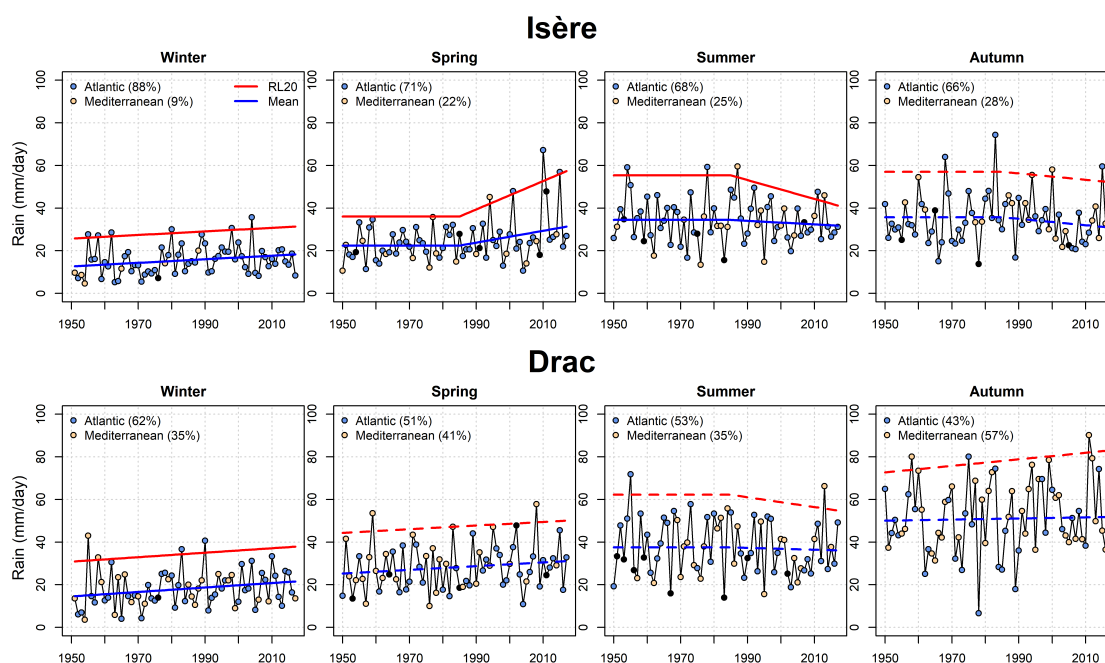


FIGURE V.5 – De même que Figure V.4, pour les pluies extrêmes journalières.

Les pluies extrêmes de printemps sur le bassin de l’Isère montrent une forte augmentation, avec plus de 50 % d’augmentation du niveau de retour 20 ans depuis les années 1980 (Figure V.5). Ces pluies extrêmes sont largement portées par l’influence Atlantique (71 % des maxima de pluie journalière, Figure V.5). L’augmentation des températures printanières atteint presque 2°C sur le bassin de l’Isère et est légèrement supérieure à 2°C sur le bassin du Drac (Figure V.6). L’augmentation des températures sous influence Atlantique apparaît plus faible de 1950 à 2017, mais est en fait très forte depuis les années 1980 avec plus de 2.5°C degrés de réchauffement. Ce réchauffement récent sous influence Atlantique pourrait ainsi expliquer l’augmentation de la part liquide des précipitations, qui en combinaison avec une faible augmentation des précipitations extrêmes (non significative, Figure V.4) expliquerait l’augmentation marquée des pluies extrêmes printanières sur le bassin de l’Isère depuis les années 1980. L’augmentation non significative des pluies extrêmes sur le bassin du Drac malgré un réchauffement important pourrait être expliquée par l’augmentation plus faible des précipitations extrêmes sur ce bassin (Figure V.4, Table V.1), associées de manière moins marquée à l’influence Atlantique.

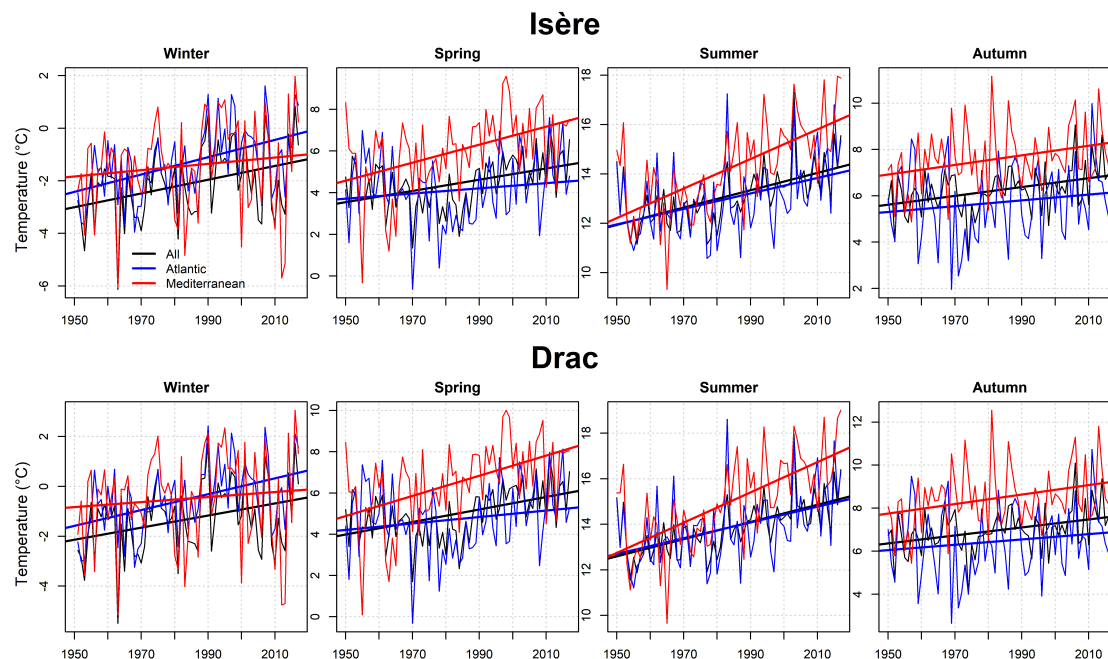


FIGURE V.6 – Évolution de la température moyenne saisonnière (noir), de la température des jours associés à l'influence Atlantique (bleu) et à l'influence Méditerranéenne (rouge) sur le bassin de l'Isère (haut) et du Drac (bas) sur la période 1950-2017. Les régressions linéaires sont représentées par des droites. Les températures SPAZM sont utilisées (Gottardi et al., 2012).

En été, une diminution des pluies extrêmes est observée sur le bassin de l'Isère à partir des années 1980, en cohérence avec la diminution des précipitations extrêmes (non significative, Figure V.5). La cohérence entre diminution des précipitations extrêmes et diminution des pluies extrêmes semble logique, dans le sens où les températures estivales élevées impliquent des précipitations liquides sur une très large partie du bassin versant. En revanche, on ne note pas de tendance significative pour le bassin du Drac (Figure V.5). Nous pouvons par ailleurs noter que l'été apparaît comme la saison avec le réchauffement le plus marqué avec près de 2.5°C de réchauffement (Figure V.6), en cohérence avec (Beaumet et al., 2021). Un réchauffement fulgurant associé à l'influence Méditerranéenne est observé, avec près de 4.5°C de réchauffement en seulement 68 ans (Figure V.6).

En automne, l'augmentation des pluies journalières sur le bassin du Drac n'est pas significative, en contradiction avec l'augmentation significative des précipitations extrêmes (Figure V.4), Figure V.5). Le réchauffement observé en automne est plus faible qu'aux autres saisons, de l'ordre de 1.5°C sur la période 1950-2017. Une augmentation significative des pluies extrêmes d'automne sur le bassin du Drac aurait plutôt été attendue en réponse au réchauffement et à l'augmentation des précipitations extrêmes. Les résultats observés suggèreraient ainsi un léger refroidissement aux dates de pluies extrêmes d'automne sur le bassin du Drac.

La Table V.2 résume de manière quantitative les tendances observées et étend l'analyse à des pas de temps plus longs. L'augmentation hivernale et la diminution estivale des pluies extrêmes sur le bassin de l'Isère sont significatives du pas de temps journalier au pas de temps 3 jours. En revanche, la diminution des pluies extrêmes hivernales sur le bassin du Drac et l'augmentation marquée des pluies extrêmes printanières sur le bassin de l'Isère sont significatives au pas de temps journalier uniquement.

*Discussions - Évolution des pluies extrêmes et potentielles implications pour les crues*

		Hiver		Printemps		Eté		Automne	
		Moyenne	NR20	Moyenne	NR20	Moyenne	NR20	Moyenne	NR20
Isère	1 jour	<b>36</b>	<b>19</b>	<b>36</b>	<b>52</b>	<b>-8</b>	<b>-27</b>	-14	-9
	2 jours	<b>32</b>	<b>14</b>	28	41	<b>-7</b>	<b>-26</b>	-10	-6
	3 jours	<b>29</b>	<b>13</b>	33	47	<b>-8</b>	<b>-32</b>	7	23
Drac	1 jour	<b>38</b>	<b>20</b>	21	12	-4	-12	3	13
	2 jours	31	16	14	8	-3	-12	8	5
	3 jours	29	15	12	7	-6	-20	4	14

TABLE V.2 – De même que Table V.1, pour les pluies extrêmes.

Les tendances observées de pluies extrêmes permettent une discussion des potentielles implications pour les crues de l'Isère et du Drac. L'augmentation des pluies extrêmes hivernales sur les deux bassins pourrait avoir un impact sur l'augmentation de la fréquence des crues à cette saison, avec notamment des épisodes de pluie sur neige plus fréquents à haute altitude (IPCC, 2019). L'augmentation marquée des pluies extrêmes de printemps sur le bassin de l'Isère suggérerait une augmentation du risque de crue de l'Isère à cette saison. Cette hypothèse semble renforcée par le fait que les maxima de pluie récents les plus forts correspondent à la veille des crues décennales de l'Isère observées en mars 2001, mai 2010 et mai 2015 (Figure V.5). La diminution des pluies extrêmes estivales sur le bassin de l'Isère suggérerait plutôt une diminution du risque de crue estivale. Par ailleurs, une onde de fonte nivale plus précoce en réponse au réchauffement (Bard et al., 2012) viendrait appuyer ce décalage potentiel de la saisonnalité des crues associé aux tendances de pluies extrêmes – plus au printemps et moins en été. Enfin, bien que non significative, l'augmentation des pluies extrêmes automnales sur le bassin du Drac suggérerait plutôt une augmentation de la récurrence de crues automnales du Drac plutôt qu'une diminution.

### V.3 Résumé du chapitre V et discussions

Dans ce chapitre, nous avons illustré les principales tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes françaises sur la période 1958-2017 à partir des travaux de [Blanchet et al. \(2021b,a\)](#). Nous avons ensuite détaillé ces tendances pour les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble, avant de s'intéresser aux tendances de pluies extrêmes sur ces deux bassins.

Les précipitations extrêmes d'automne montrent une forte augmentation sur la période 1958-2017 sur une large région du quart sud-est de la France pour laquelle l'influence Méditerranéenne sur les précipitations extrêmes est dominante et se renforce. Cette augmentation concerne le bassin versant du Drac et le bassin versant de l'Arc – faisant partie du bassin de l'Isère. En hiver, une diminution des précipitations extrêmes est observée dans les Alpes du Nord françaises, région pour laquelle la plupart des précipitations extrêmes est associée à l'influence Atlantique. Cette diminution concerne le bassin de l'Isère, du pas de temps journalier au pas de temps 3 jours. En revanche, les précipitations extrêmes d'hiver augmentent sur les régions voisines des Alpes du Nord, pour lesquelles l'influence Méditerranéenne sur les précipitations extrêmes est en net retrait mais reste présente (environ 20 à 30% des maxima hivernaux encore associés à l'influence Méditerranéenne en fin de période). Les principales tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes françaises semblent ainsi indissociables des principales influences atmosphériques à leur origine.

L'augmentation des pluies extrêmes d'automne sur le Drac n'est pas significative sur la période 1950-2017. Cependant, une telle tendance suggère plus une augmentation qu'une diminution du risque de crue automnale. Les pluies extrêmes journalières d'hiver montrent une augmentation sur les bassins de l'Isère et du Drac, probablement en réponse à un réchauffement marqué sous influence Atlantique faisant remonter la limite pluie-neige. Cela suggère une augmentation de la récurrence d'épisodes de pluie sur neige en hiver. Au printemps, une augmentation marquée des pluies extrêmes journalières est observée sur le bassin de l'Isère depuis les années 1980. De plus, les dates des maxima récents de précipitations correspondent aux crues décennales récentes de l'Isère à Grenoble. Au contraire, une diminution des pluies extrêmes est observée en été sur ce bassin, en cohérence avec les tendances de précipitations extrêmes. La poursuite de telles tendances suggérerait une augmentation du risque de crues printanières mais une diminution du risque de crue estivale de l'Isère.

Les évolutions passées des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises étant établies, nous nous intéressons désormais aux évolutions passées des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest. Une telle étude permettra notamment d'étudier l'évolution de la récurrence des circulations atmosphériques propices à la génération de précipitations extrêmes (chapitre III), et ainsi de discuter du rôle joué par les circulations dans les tendances de précipitations extrêmes. Cette étude fait l'objet du prochain chapitre.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

Dans ce chapitre, nous utilisons les descripteurs pour étudier l'évolution des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest sur la période 1851-2019. Les évolutions des circulations atmosphériques sont ensuite mises en regard des évolutions de précipitations extrêmes sur les bassins versants de l'Isère et du Drac sur la période 1950-2017 afin de discuter du rôle joué par les circulations dans ces tendances. Nous détaillons d'abord les spécificités méthodologiques mises en place pour étudier l'évolution passée des circulations atmosphériques, afin d'introduire l'article publié dans *Weather and Climate Dynamics*. Nous discutons par la suite des potentiels processus atmosphériques à l'origine des principales tendances de précipitations extrêmes, au-delà des descripteurs atmosphériques utilisés.

### VI.1 Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et lien avec les tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.

#### VI.1.1 Spécificités méthodologiques

##### VI.1.1.a Les trois réanalyses atmosphériques

Pour la première fois dans cette thèse, nous couvrons une période d'étude antérieure à 1950. Nous considérons ainsi les trois réanalyses atmosphériques précédemment introduites : 20CRv2c, ERA20C, et ERA5. 20CRv2c est la seule réanalyse couvrant la période 1851-1900, mais une comparaison du membre moyen et des deux premiers membres individuels est possible sur toute la période de la réanalyse. 20CRv2c et ERA20C peuvent être comparées sur la période 1900-2010. Enfin, les trois réanalyses peuvent être comparées sur la période 1950-2010.

##### VI.1.1.b Les descripteurs atmosphériques bruts

De la même manière qu'au précédent chapitre, nous considérons les descripteurs atmosphériques bruts tels qu'introduits dans le chapitre II. L'objectif du présent chapitre est d'étudier l'évolution des circulations atmosphériques via les tendances passées des descripteurs atmosphériques. Dans cette optique, considérer les descripteurs de chaque journée plutôt que les descripteurs moyennés sur leurs analogues apparaît plus direct.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

Blanc, A., Blanchet, J., and Creutin, J.-D. (2022a). Past evolution of western Europe large-scale circulation and link to precipitation trend in the northern French Alps. *Weather and Climate Dynamics*, 3(1):231–250. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-231-2022>

**Résumé :** Détecter des tendances sur les circulations atmosphériques régionales est un défi majeur, puisque les circulations atmosphériques conditionnent grandement les conditions météorologiques locales. Dans ce travail, nous étudions l'évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest à partir des champs d'altitude du géopotential 500 hPa issu des réanalyses 20CRv2c (1851-2010), ERA20C (1900-2010) et ERA5 (1950-2010). Nous nous concentrons sur l'évolution des caractéristiques de la circulation à grande échelle en utilisant trois descripteurs atmosphériques basés sur l'analogie, en comparant les champs journaliers d'altitude du géopotential entre eux. Ils caractérisent la stationnarité de la forme du géopotential et la façon dont une forme du géopotential est reproduite dans la climatologie. Un descripteur non basé sur l'analogie est également utilisé pour rendre compte de l'intensité des centres d'action. Nous combinons ensuite les quatre descripteurs atmosphériques avec une classification existante des circulations atmosphériques sur la période 1950-2019 afin d'étudier les changements récents des deux principales influences atmosphériques à l'origine des précipitations dans les Alpes du Nord françaises. Ces deux influences correspondent aux circulations Atlantiques associées à un flux zonal, et aux circulations Méditerranéennes associées à des anomalies de basse pression sur le proche Atlantique, près du Portugal. Bien que les caractéristiques et les tendances de circulations atmosphériques soient cohérentes entre les trois réanalyses après 1950, nous observons des différences majeures entre 20CRv2c et ERA20C de 1900 à 1950 en accord avec de précédentes études. Notamment, ERA20C produit des formes de géopotential plus plates au début du 20<sup>e</sup> siècle et montre un renforcement du gradient de pression méridional qui n'est pas observé dans 20CRv2c. Sur la période 1950-2019, nous montrons que les circulations Atlantiques d'hiver (flux zonaux) ont tendance à être décalées vers le nord, et qu'elles tendent à plus ressembler aux circulations Atlantiques connues. Les circulations Méditerranéennes ont tendance à devenir plus stationnaires, plus ressemblantes aux circulations méditerranéennes connues et associées à des centres d'action plus forts en automne, alors qu'un comportement opposé est observé en hiver. Enfin, nous discutons du rôle de ces changements de circulation pour les précipitations saisonnières et extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Nous montrons que ces changements de caractéristique des circulations pourraient être associés (a) à la diminution de la contribution des circulations Méditerranéennes aux précipitations hivernales et (b) à un plus grand nombre de circulations susceptibles d'être à l'origine de précipitations extrêmes en automne.

**Abstract :** Detecting trends in regional large-scale circulation (LSC) is an important challenge as LSC is a key driver of local weather conditions. In this work, we investigate the past evolution of western Europe LSC based on the 500 hPa geopotential height fields from 20CRv2c (1851-2010), ERA20C (1900-2010) and ERA5 (1950-2010) reanalyses. We focus on the evolution of large-scale circulation characteristics using three atmospheric descriptors that are based on analogy by comparing daily geopotential height fields to each other. They characterize the stationarity of geopotential shape and how well a geopotential shape is reproduced in the climatology. A non-analogy descriptor is also employed to account for the intensity of the centers of action. We then combine the four atmospheric descriptors with an existing weather pattern classification over the period 1950-2019 to study the recent changes in the two main atmospheric influences driving precipitation in the northern French Alps. They correspond to the Atlantic circulation pattern dominated by a zonal flow and the Mediterranean circulation pattern dominated by low-pressure anomalies over the near Atlantic, close to Portugal. Even though LSC characteristics and trends are consistent among the three reanalyses after 1950, we find major differences between 20CRv2c and ERA20C from 1900 to 1950 in accordance with previous studies. Notably, ERA20C produces flatter geopotential shapes in the beginning of the 20th century and shows a reinforcement of the meridional pressure gradient that is not observed in 20CRv2c. Over the period 1950-2019, we show that winter Atlantic circulations (zonal flows) tend to be shifted northward, and they become more similar to known Atlantic circulations. Mediterranean circulations tend to become more stationary, more similar to known Mediterranean circulations and associated with stronger centers of action in autumn, while an opposite behavior is observed in winter. Finally, we discuss the role of these LSC changes for seasonal and extreme precipitation in the northern French Alps. We show that these changes in LSC characteristics are linked to (a) the decreasing contribution of Mediterranean circulations to winter precipitation and (b) more circulations that are likely to generate extreme precipitation in autumn.

### VI.1.2 Introduction

By defining the direction and intensity of airflow and modifying stability and moisture availability, large-scale circulation (LSC) is a key driver of local weather conditions. LSC variability over the Euro-Atlantic sector influences precipitation anomalies over Europe and the Mediterranean region. The North Atlantic Oscillation (NAO) is the first mode of LSC variability over the North Atlantic ([Barnston and Livezey, 1987](#)). In winter, a positive phase of NAO drives positive precipitation anomalies over northern Europe and negative precipitation anomalies over southern Europe by intensifying westerlies ([Hurrell, 1995](#)). Nevertheless, other modes of LSC variability – such as the Euro-Atlantic blocking (EAB) or the East Atlantic/western Russia pattern (EA/WR) – better explain precipitation variability in central Europe, especially in the Alpine region which acts as a climatological barrier at the crossroads of different atmospheric influences ([Auer et al., 2007](#); [Bartolini et al., 2009](#); [Beniston, 2005](#); [Quadrelli et al., 2001](#); [Scherrer et al., 2016b](#)). The northern flanks of the Alpine range experience wet conditions under the Atlantic ridge pattern, while the southern flanks experience wet conditions when low-pressure anomalies stand over the near Atlantic ([Kotsias et al., 2019](#); [Plaut and Simonnet, 2001](#)).



## **Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?**

---

Specific LSC patterns also drive extreme weather events over Europe and the Mediterranean region, including extreme precipitation (Pasquier et al., 2019), floods (Stucki et al., 2012) or extreme snowfall (Scherrer and Appenzeller, 2006). The probability of extreme precipitation events over Europe is decreased under a blocking high-pressure system while it is increased southeast and southwest of the block (Lenggenhager and Martius, 2019). Extreme precipitation in the northwestern, northern and central Alps is associated with low-amplitude troughs over the UK, zonally oriented flows and the East Atlantic ridge driving southwesterlies to northwesterlies towards the region (Blanchet et al., 2021b; Giannakaki and Martius, 2016; Horton et al., 2012; Plaut et al., 2001). Extreme precipitation in the southern slopes of the Alps mainly occurs in autumn, and it is associated with low-pressure systems developing from the near Atlantic to the Iberian Peninsula, driving southwesterlies and strong southerly flows (Blanchet et al., 2021b; Horton et al., 2012; Mastrantonas et al., 2021; Plaut et al., 2001).

Knowing the link between LSC and precipitation variability and extremes, changes in LSC may have significant impacts on local climate. Over the last 10,000 years, increasing flood frequency in the European Alps cold periods may be linked to a southward shift of the Hadley cell and a weakening of the Açores high allowing a southward shift of the westerlies and meandering circulations (Glur et al., 2013; Wirth et al., 2013). More recently, the flood-rich period in central Europe in the 19th century appears to be associated with a more zonal and southward-shifted circulation (Brönnimann et al., 2019). Using LSC classification, Iannuccilli et al. (2021) show that part of the increase in extreme precipitation over central Italy in winter and spring can be explained by changes in the occurrence of the circulation types. In southern France, the decreasing autumn and winter precipitation from 1951 to 2000 appears to be explained by a decrease in the occurrence of weather types driving precipitation over the region (Boé and Terray, 2008).

The aforementioned papers mainly deal with classes of LSC. However recent studies have pointed out the link between intrinsic characteristics of western Europe LSC and precipitation variability and extremes in the northern French Alps (Blanc et al., 2022b, 2021; Blanchet et al., 2018; Blanchet and Creutin, 2020). Using atmospheric descriptors characterizing the daily 500 hPa geopotential height field, the authors showed that LSC driving extreme precipitation in the northern French Alps feature among the strongest centers of action with flow directions that are quite stationary and closely reproduced in the climatology – characteristics that are rare in the climatology (Blanc et al., 2022b; Blanchet et al., 2018; Blanchet and Creutin, 2020). Furthermore, the reproducibility of flow direction and the intensity of the centers of action have been shown to perform as well as a weather pattern classification to explain seasonal precipitation in the northern French Alps (Blanc et al., 2021). Seasons featuring LSC that are closely reproduced in the climatology or that feature strong centers of action tend to feature large precipitation accumulation, from autumn to spring.

Given the link between LSC intrinsic characteristics and precipitation, this paper studies the past evolution of the atmospheric descriptors introduced in Blanc et al. (2022b, 2021); Blanchet et al. (2018); Blanchet and Creutin (2020) and its link to precipitation trend in the Northern French Alps. The atmospheric descriptors allow trends in daily LSC to be assessed rather than trends in weather pattern occurrence at the seasonal scale. The four atmospheric descriptors are first employed to study the long-term evolution of western Europe LSC from 1851 to 2010 using different reanalysis products. They are then combined with an existing weather pattern classification over the period 1950-2019 to address recent changes in the main atmospheric influences driving precipitation in the northern French Alps. Finally, trends in seasonal precipitation and extreme precipitation in the northern French Alps are considered over the period 1950-2017, and the role of LSC changes is discussed.

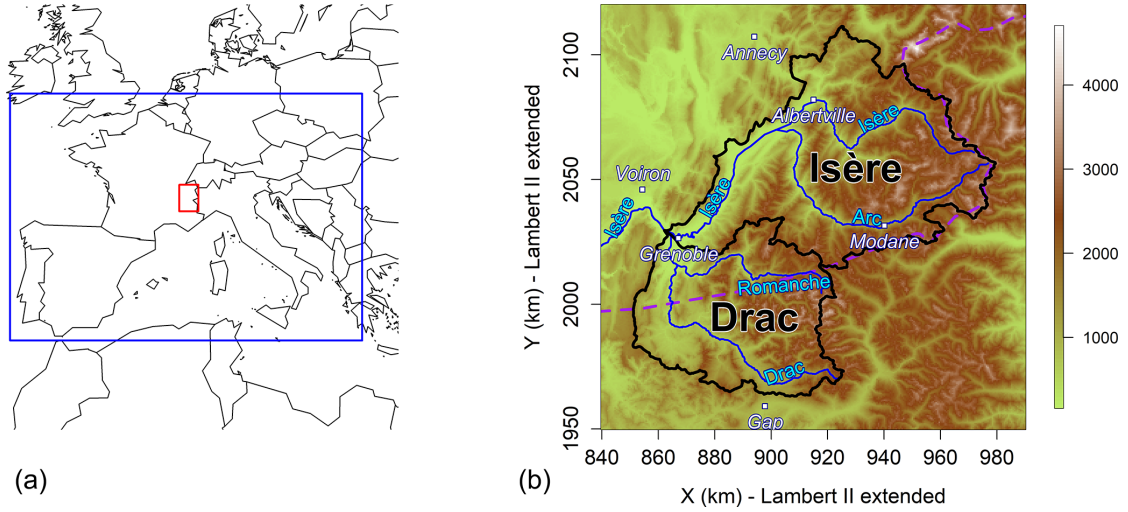


FIGURE VI.1 – Left : Map of western Europe with the northern French Alps (red) and the domain considered for the 500 hPa geopotential height (blue). Right : Altitudinal map (in meters) of the Isère River and the Drac River catchments at Grenoble, with the main cities and rivers. The dotted purple line represents the climatological border of Auer et al. (2007). Coordinate projection is according to the Lambert II extended system.

Name	Institution	Period	Horizontal resolution	Model	Assimilated data
20CRv2c	NOAA-CIRES	1851-2014	$2^\circ \times 2^\circ$	GFS-2008ex	Surface input (surface pressure)
ERA20C	ECMWF	1900-2010	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$	IFS-Cy38r1	Surface input (surface pressure, marine wind)
ERA5	ECMWF	1950-today	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	IFS-Cy41r2	Full input

TABLE VI.1 – Main properties of the reanalyses used.

## VI.1.3 Data

### VI.1.3.a Large-scale circulation

We use daily 500 hPa geopotential height fields over a  $32^\circ \times 16^\circ$  region to represent western Europe LSC (blue rectangle in Fig. VI.1). The 500 hPa geopotential height ranges from 4,800 m to 6,100 m, giving information about the pressure distribution in the middle of the troposphere. We extracted the 500 hPa geopotential height from three different reanalyses covering different periods (Table VI.1).

We use the 20CRv2c reanalysis from NOAA-CIRES (Compo et al., 2011). 20CRv2c provides information about the state of the atmosphere since 1851 with a horizontal resolution of  $2^\circ$ . It only assimilates surface pressure observations using an ensemble Kalman filter, and it is composed of 56 individual members that are equiprobable, as well as a mean member. Sea surface temperature and sea-ice distributions are used as boundary conditions. The ensemble Kalman filter allows time varying observational uncertainty to be considered. The standard deviation in sea level pressure over the North Atlantic between 20CRv2c members has been shown to be larger in the beginning of the reanalysis than in the recent period, affecting the mean member homogeneity over time (Rodrigues et al., 2018). In this article, we use two individual members – arbitrary member 1 and member 2 – and the mean member to determine whether significant differences are observed between the individual and the mean members.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

---

The 20th century reanalysis ERA20C from ECMWF is also used (Poli et al., 2016). ERA20C provides a higher spatial resolution than 20CRv2c with a  $1.125^\circ$  grid, but it ranges over a shorter period (1900-2010). In addition to surface pressure, ERA20C also assimilates marine wind observations using a 4D-Var assimilation technique. ERA20C is single member. It is forced by sea surface temperature, sea-ice cover, atmospheric composition and solar forcing.

Finally, we use the ERA5 reanalysis which is the most recent reanalysis product of ECMWF (Hersbach et al., 2020). ERA5 ranges over a more recent period (1950-today) but it provides atmospheric variables with a high spatial resolution of  $0.25^\circ$ . ERA5 assimilates surface observations, upper-air observations and satellite observations (referred to as "full-input") using a 4D-Var scheme. ERA5 relies on the radiative forcing of CMIP5 including total solar irradiance, ozone, greenhouse gases and some aerosols including stratospheric sulfate aerosols. It takes sea surface temperature and sea-ice cover as boundary conditions. A 10-member ensemble with reduced resolution is available, but we use the high-resolution realization of ERA5 which is referred to as the main reanalysis.

### VI.1.3.b Precipitation

We use the SPAZM (SPAtialisation en Zone de Montagne) precipitation data set in the northern French Alps over the period 1950–2017 (Gottardi et al., 2012). SPAZM is a  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  gridded interpolation of daily rainfall accumulations measured by more than 1,800 daily rain gauges over the French Alps, the Pyrenees, the Massif Central, Switzerland, Spain and Italy. SPAZM decomposes the rainfall field into a guess field incorporating orography and residuals to this field. A distinctive feature of SPAZM is that the guess field is conditional on the weather pattern of the target day, using the weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010). This allows the altitudinal gradients according to the interaction between air flow and mountainous areas to be adjusted.

Following the works of Blanc et al. (2022b), we focus on two catchments of the northern French Alps, namely the Isère River and the Drac River catchments at Grenoble. The Isère River catchment at Grenoble is  $5,800 \text{ km}^2$  in size, with altitude ranging from 200 m in Grenoble to more than 3,800 m in the Vanoise massif (Fig. VI.1). The Drac River catchment at Grenoble is  $3,600 \text{ km}^2$  in size, with altitude ranging from 200 m in Grenoble to 4,100 m in the Ecrins massif. The Ecrins massif is known as a climatological barrier between the northern and the southern French Alps, as shown by the climatological subregions of Auer et al. (2007) (see Fig. VI.1). As a consequence, the Isère River catchment is mainly affected by moisture coming from the Atlantic, while the Drac River catchment is mainly affected by moisture coming from both the Atlantic and the Mediterranean. The interannual catchment precipitation in both the Isère River and the Drac River catchment reaches  $1,300 \text{ mm yr}^{-1}$ .

### VI.1.4 Method

Changes in LSC are studied using atmospheric descriptors characterizing daily 500 hPa geopotential height fields. An existing weather pattern classification is also employed to consider changes in LSC characteristics that are specific to the main atmospheric influences driving precipitation in the northern French Alps.

#### VI.1.4.a Atmospheric descriptors

Changes in LSC characteristics are investigated using four atmospheric descriptors introduced in previous works (Blanc et al., 2022b; Blanchet et al., 2018; Blanchet and Creutin, 2020). These descriptors are based on daily 500 hPa geopotential height fields over western Europe (rectangle in Fig. VI.1). Three descriptors are based on analogy, by comparing daily geopotential height fields to each other. The analogy is based on the Teweles–Wobus score (Teweles and Wobus, 1954), which measures the similarity in shape between geopotential height fields. The geopotential

shape defines the flow direction which is relevant for regional precipitation. The Teweles–Wobus score (TWS) is therefore widely used in the analog method to reconstruct precipitation based on geopotential height fields (Daoud et al., 2016; Marty et al., 2012; Wetterhall et al., 2005). The direction of the flow is even more relevant for precipitation in mountains, which act as climatological barriers with different flow directions impacting neighboring regions (Auer et al., 2007; Blanchet et al., 2021b; Horton et al., 2012). The TWS between days  $t_k$  and  $t_{k'}$  is given by

$$TWS_{k,k'} = \frac{\sum_{(j,j') \in Adj} |(z_{jk} - z_{j'k}) - (z_{jk'} - z_{j'k'})|}{2 \sum_{(j,j') \in Adj} \max(|z_{jk} - z_{j'k}|, |z_{jk'} - z_{j'k'}|)}, \quad (VI.1)$$

where  $Adj$  ranges the set of pairs of adjacent grid points in the eastern and northern direction in the domain.  $TWS_{k,k'}$  represents a normalized sum of differences in meridional and zonal gradients at all grid points over western Europe between the 500 hPa geopotential height field of day  $k$  and day  $k'$ . A  $TWS_{k,k'}$  of 0 means that day  $k$  and  $k'$  feature strictly identical flow directions. A  $TWS_{k,k'}$  of 1 means that day  $k$  and  $k'$  feature strictly opposite flow directions. In practice, the TWS obtained in this study ranges between 0.04 and 0.88. Furthermore, it is important to have in mind that the TWS can produce large scores – reflecting different flow directions – for quite flat geopotential shapes, representing weak differences in absolute flow due to the normalization in Eq. (VI.1).

Fig. VI.2a provides a schematic illustration of the three descriptors based on analogy in flow direction. The first descriptor is the celerity which is understood as the speed of deformation of the geopotential. It measures the stationarity in flow direction between 2 consecutive days. It is defined for day  $t_k$  as the TWS between day  $t_k$  and day  $t_{k-1}$  (dotted arrow in Fig. VI.2a) :

$$cel_k = TWS_{k-1,k}. \quad (VI.2)$$

The lower the celerity is, the more stationary the flow direction between 2 consecutive days is.

The two other descriptors based on analogy are the singularity and relative singularity. They measure the way a flow direction is reproduced in the climatology. The singularity and relative singularity rely on the comparison of a given flow direction with its  $Q$  closest flow directions in the climatology, referred as its analogs. The singularity of day  $t_k$  is defined as the mean TWS between day  $t_k$  and its  $Q$  closest analog days (mean of solid arrows in Fig. VI.2a) :

$$sing_k = \frac{1}{Q} \sum_{q \in \mathcal{A}_k} TWS_{k,q}, \quad (VI.3)$$

where  $\mathcal{A}_k$  range is the  $Q$  closest analogs of day  $t_k$ . A flow direction featuring a low singularity means that close flow directions are found in the climatology. The singularity cannot be directly related to the frequency of occurrence of a given flow direction since a geopotential shape is never perfectly reproduced ( $TWS_{k,k'} > 0$ ). Very low singularities even appear to be rare in the climatology, which means that the atmosphere spends much time exploring quite unseen patterns than very closely coming back to an already seen pattern (Blanc et al., 2022b; Blanchet and Creutin, 2020).

The relative singularity of day  $t_k$  is defined as the singularity normalized by the Teweles–Wobus score with the  $Q$ th closest analog day (mean of solid arrows normalized by the dashed arrow in Fig. VI.2b) :

$$rsing_k = \frac{sing_k}{TWS_{k,(Q)}}. \quad (VI.4)$$

Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

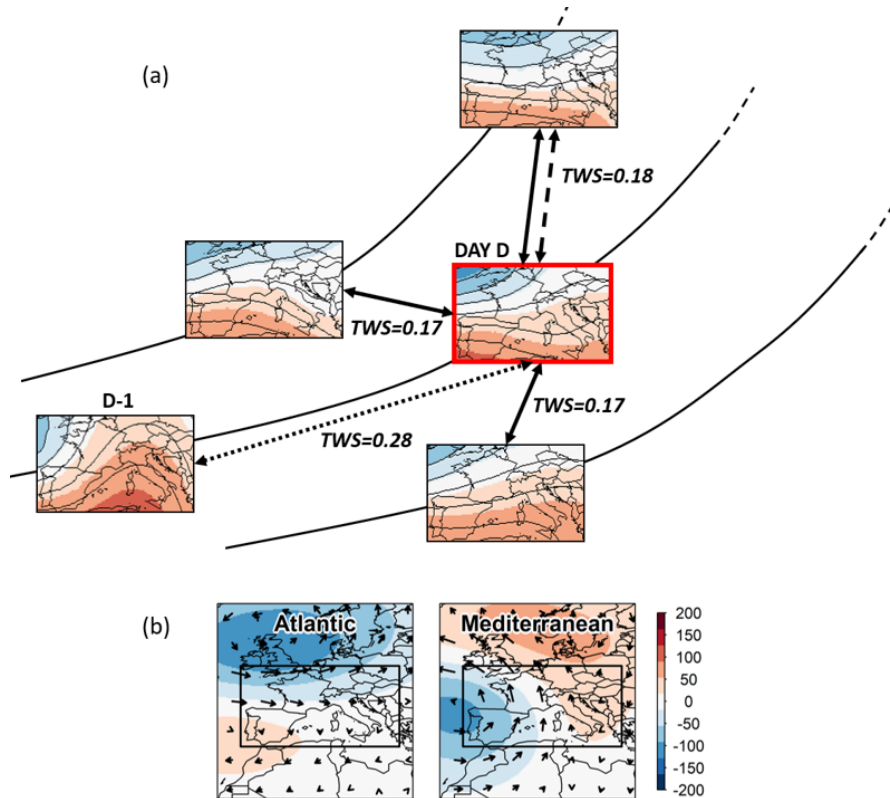


FIGURE VI.2 – (a) Schematic illustration of the atmospheric descriptors based on analogy. Each map represents the 500 hPa geopotential height field over western Europe for a given day. Black lines represent trajectories in phase space. Subsequent days are represented on the same trajectory, but all trajectories are part of a single historical trajectory. The distance between each map represents here the difference in geopotential shapes and/or flow direction between individual days using the Teweles–Wobus score. The scores are represented for indication. The celerity is the distance between a day  $D$  and the day before  $D - 1$  (dotted arrow). The singularity is the mean distance between a day  $D$  and its closest analogs (solid arrows; 3 analog days for illustration but 111 analog days in our study). The relative singularity is the singularity normalized by the distance to the farthest analog (dashed arrow; 3rd analog day for illustration but 111th analog day in our study). The day  $D$  considered here is 12 December 1978. (b) Composite 500 hPa geopotential height anomalies (in meters) of the Atlantic and Mediterranean influences for the period 1950-2019. The arrows represent the wind anomalies at 500 hPa. The black rectangle represents the domain considered for the 500 hPa geopotential height.

The relative singularity measures the similarity of a given flow direction to its very close analogs in comparison to the farther analog. It measures in a way the degree of clustering of the closest flow directions. The relative singularity is closely related to the local dimension of Faranda et al. (2017a) although they employ an Euclidean distance instead of TWS. A flow direction featuring a low singularity and relative singularity is said to be almost similarly reproduced in the climatology as close flow directions are found in the climatology (low singularity), but the closest flow directions tend to be even more similar than usual (low relative singularity).

Blanchet and Creutin (2020) showed that the singularity and relative singularity are not very sensitive to the exact number of days selected as analog in Eq. (VI.3) and Eq. (VI.4) and that the selection of the closest 0.5 % days was a reasonable choice to link LSC characteristics with 3 d precipitation in the northern French Alps. The period 1950-2010 is considered for the search of analog as it is the common period of 20CRv2c, ERA20C and ERA5. Therefore, we use in the rest of this study  $Q = 111$  d.

The celerity, singularity and relative singularity are based on the TWS which is a normalized score focusing on geopotential shapes (that is on flow direction), whatever the range of geopotential heights governing the strength of the flow. Therefore we complement the three analogy descriptors above with the maximum pressure difference (MPD) as the fourth descriptor. The MPD of day  $t_k$  is defined as the range of geopotential heights (in meters) over all grid points  $j$  in western Europe :

$$MPD_k = \max_j(z_{jk}) - \min_j(z_{jk}). \quad (\text{VI.5})$$

The higher  $MPD_k$  is, the larger the pressure difference is between the low- and the high-pressure systems at day  $t_k$ , i.e. the more pronounced the centers of action over western Europe for this day. Although it reflects a pressure difference, the MPD over western Europe appears to be weakly related to NAO (Blanc et al., 2021).

The four descriptors are computed for each day over the period 1851-2010 for 20CRv2c, 1900-2010 for ERA20C and 1950-2019 for ERA5. The results of the present paper are expressed per season, based on the daily time series of descriptors. The four seasons are defined as December–January–February (winter), March–April–May (spring), June–July–August (summer), and September–October–November (autumn).



#### **VI.1.4.b Main atmospheric influences**

We use the weather pattern classification of [Garavaglia et al. \(2010\)](#) from 1950 to 2019 to derive the main atmospheric influences driving precipitation in the northern French Alps. This classification into eight weather patterns was established to link daily rainfall field shapes over southern France with synoptic situations. The classification is based on a hierarchical ascendant classification of rainfall field shapes over France. Non-rainy days are then attributed to the weather pattern according to the proximity in 700 hPa and 1000 hPa geopotential shapes to the centroids of the classes. Here, we aggregate the eight weather patterns into four atmospheric influences according to the origin of the air flow reaching the French Alps, as previously done in [Blanc et al. \(2021\)](#) and [Blanchet et al. \(2021b\)](#). We end up with four atmospheric influences : Atlantic circulations, Mediterranean circulations, northeast circulations and anticyclonic conditions. The Atlantic, Mediterranean, northeast and anticyclonic influences respectively account for 37 %, 25 %, 9 % and 29 % of days between 1950 and 2019. Trends in occurrence of the main atmospheric influences are small over this period, although a decreasing trend of the northeast circulation is observed in spring and summer (Fig. 3 in [Blanchet et al., 2021b](#)). In this paper, we will only consider the Atlantic and the Mediterranean influences that are the two main influences driving precipitation in the northern French Alps ([Blanchet et al., 2021b](#); [Sodemann and Zubler, 2010](#)). Atlantic circulations correspond to an enhanced zonality of the flow, while Mediterranean circulations correspond to low-pressure anomalies over the near Atlantic increasing the meridional component of the flow (Fig. VI.2b). Note that these two regional atmospheric influences are weakly related to NAO, although the occurrence of Mediterranean circulations in winter is slightly negatively correlated with NAO (Pearson correlation of  $-0.45$ ; [Blanc et al., 2021](#)).



## VI.1.5 Results and discussion

### VI.1.5.a Past evolution of western Europe LSC from 1851 to 2010 at seasonal scale

The atmospheric descriptors are first employed to study the long-term evolution of western Europe LSC over the period 1851-2010. As most of the descriptors rely on analogy in geopotential shapes, we start the analysis by checking whether the different reanalyses provide similar geopotential shapes over this period. Fig. VI.3 shows the evolution of the Teweles–Wobus score (TWS) between the daily geopotential height fields obtained from different reanalyses. As an example, we compute a TWS for 1 January 1900 between the 500 hPa geopotential height field of 20CRv2c and the 500 hPa geopotential height field of ERA20C, and we do the same for every day in the common period of the two reanalyses. We show in Fig. VI.3 the seasonal mean TWS of every year. ERA20C and ERA5 have been systematically interpolated on a coarser horizontal grid using a bilinear interpolation to allow the computation of crossed TWS between reanalyses. The 20CRv2c grid is used to compare 20CRv2c, ERA20C and ERA5; the ERA20C grid is used to compare ERA20C and ERA5. Recalling that a TWS score of 0 represents two identical geopotential shapes, we observe that differences in geopotential shapes between reanalyses are weaker after 1950 than before (20CRv2c, ERA20C) and that differences remain quite steady from 1950 to 2010 (20CRv2c, ERA20C, ERA5). Before 1950, larger differences are observed between 20CRv2c and ERA20C, especially at the beginning of the 20th century. Those differences in geopotential shapes are larger in summer and weaker in winter, while spring and autumn feature a transitional behavior. The fact that geopotential shapes are more defined in winter than in summer (larger MPD; see Fig. 7 of Blanc et al., 2022b) makes it probably easier to capture the main pattern of the circulation even with few assimilated observations. Note however that the larger differences in summer geopotential shapes do not necessarily reflect larger differences in absolute air flow. As a reference, we add in Fig. VI.3 the TWS between day  $D$  and two other days considered in Fig. VI.2a that are equal to 0.18 and 0.28. Differences in shape between ERA20C and 20CRv2c (in red) before 1950 are notable; they are close to a TWS of 0.28, which reflects significant differences in geopotential shapes (see the difference in geopotential shapes between days  $D$  and  $D - 1$  in Fig. VI.2a). After 1950 and except in summer, differences in geopotential shapes between reanalyses are lower than a TWS of 0.18, which reflects quite close geopotential shapes (see Fig. VI.2a). Substantial differences in geopotential shapes are also observed between 20CRv2c members (in gray) from 1851 to 1880 but they always remain less pronounced than differences between 20CRv2c and ERA20C from 1900 to 1950. This is no surprise as they correspond to differences within the same reanalysis. Furthermore, it is interesting to note the larger differences between reanalyses and members during both World Wars due to the lower number of assimilated observations. Overall, the significant differences in geopotential shapes before 1950 combined with the non-stationarity of the differences throughout the 20th century may have implications on the long-term evolution of LSC obtained from 20CRv2c and ERA20C.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

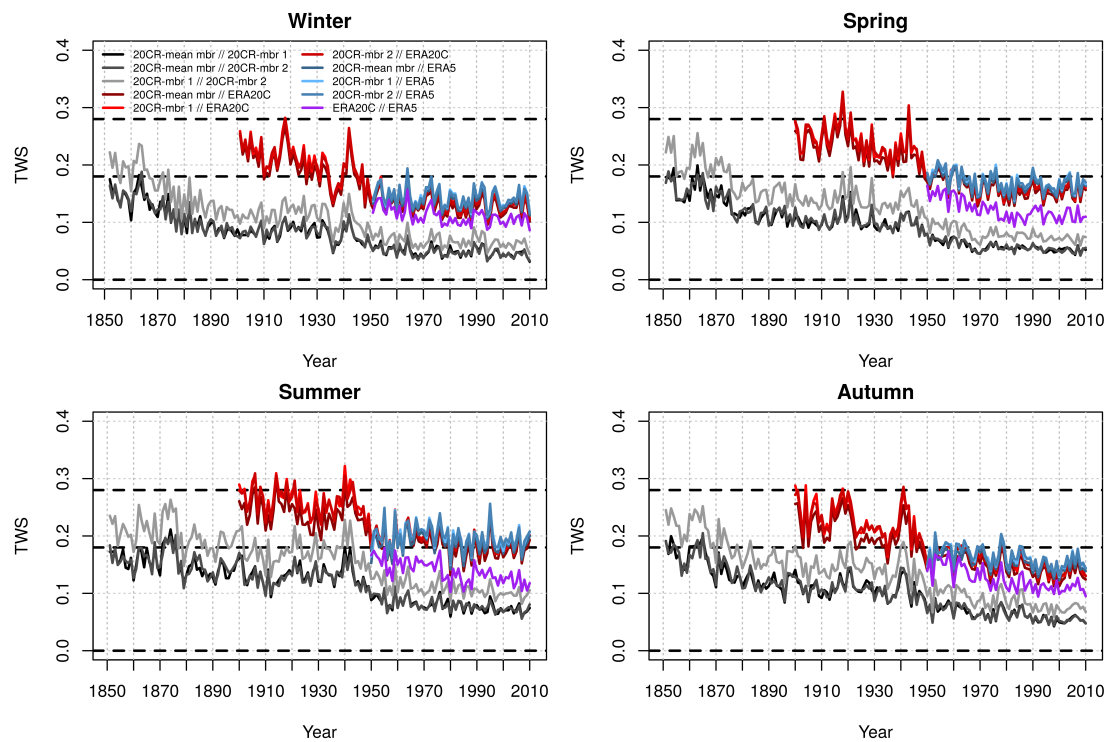


FIGURE VI.3 – Evolution of the seasonal mean Teweles–Wobus Score (TWS) between the geopotential height fields from the different reanalyses over the period 1851-2010. The dotted black lines show respectively the minimum TWS value (0) – when geopotential shapes are identical – and, for reference, the TWS between day  $D$  and two other days in Fig. VI.2a –  $TWS = 0.18$  and  $TWS = 0.28$  – which corresponds to the 69th percentile of celerity for the period 1950-2010 using ERA5.

In order to better understand the differences in shape between 20CRv2c and ERA20C, we map in Fig. VI.4 the differences in 500 hPa geopotential height between the first member of 20CRv2c and ERA20C for both periods 1900-1930 and 1970-2000 (first and second rows). Note that similar patterns are obtained using the second member of 20CRv2c (not shown). Over the period 1900-1930, 20CRv2c features a larger meridional pressure gradient than ERA20C, with larger 500 hPa geopotential height over southern and eastern Europe but lower 500 hPa geopotential height over northwestern Europe, especially in winter. This pattern is reversed over the period 1970-2000, with 20CRv2c featuring larger 500 hPa geopotential height in northern Europe than ERA20C. Overall, we can note that the shapes of the geopotential height differences over western Europe are more pronounced over the period 1900-1930 than over 1970-2000, and they are also more pronounced in summer than in the other seasons, as shown in Fig. VI.3. In terms of evolution, 20CRv2c shows mainly increases in the 500 hPa geopotential height between the two periods, with a more pronounced increase over Great Britain (Fig. VI.4, third row). ERA20C features an increase in the 500 hPa geopotential height mainly in southern Europe, while a decrease is observed in northern and northeastern Europe for almost every season (Fig. VI.4, fourth row). This decrease in 500 hPa geopotential height is located further north from western Europe in winter (black rectangle). The increase in the meridional pressure gradient in ERA20C between the beginning and the end of the 20th century is in line with Bloomfield et al. (2018), who show an increase in the Arctic Oscillation from October to March in ERA20C. This increase is not observed in the two other observation products; it appears to be explained in ERA20C by a larger sea-level pressure at the North Pole in 1900 that decreases throughout the 20th century, while no trend is observed over northern Europe (Fig. 4 of Bloomfield et al., 2018). The latter is not necessarily in contradiction to our results since Bloomfield et al. (2018) study sea-level pressure while we study the 500 hPa geopotential height. At higher levels, this increase in meridional pressure gradient is consistent with Ménégoz et al. (2020), who show an increase in the westerly component of moisture flux over the northern half of Europe using a regional climate model forced by ERA20C from 1902 to 2010 (Fig. 5 therein). It is also in line with Rohrer et al. (2019) showing an increasing storm track activity in ERA20C throughout the 20th century over the Euro-Atlantic domain. Fig. VI.4 therefore highlights that the spatial differences in geopotential shapes between ERA20 and 20CRv2c come out as a reinforcement of the meridional pressure gradient between 1900-1930 and 1970-2000 in ERA20C which is not observed in 20CRv2c. Note however that this result does not allow for the selection of the "true" reanalysis as the use of an independent data set would be required to inform such a choice.

Finally, we plot the evolution of the celerity, singularity, relative singularity and MPD over the period 1851-2010, considering a 5-year running average (Fig. VI.5). Overall, we observe a large interdecadal variability, especially for the singularity and MPD. This variability is broadly similar between the different reanalyses over the whole period. Except in summer, ERA5 produces larger values of celerity, singularity and relative singularity in comparison to the long-term reanalyses, as well as larger MPD values in every season (colored dots in 2010, Fig. VI.5). This result is consistent with Rohrer et al. (2018), who show that high-resolution reanalyses tend to produce larger cyclone intensities and higher cyclone center densities, while full-input reanalyses tend to produce more intense blocking. The higher spatial resolution of ERA5 and the assimilation of surface, upper-air and satellite observations generate more detailed geopotential shapes at 500 hPa, giving larger pressure differences (MPD) and weaker resemblances (celerity, singularity and relative singularity).

Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

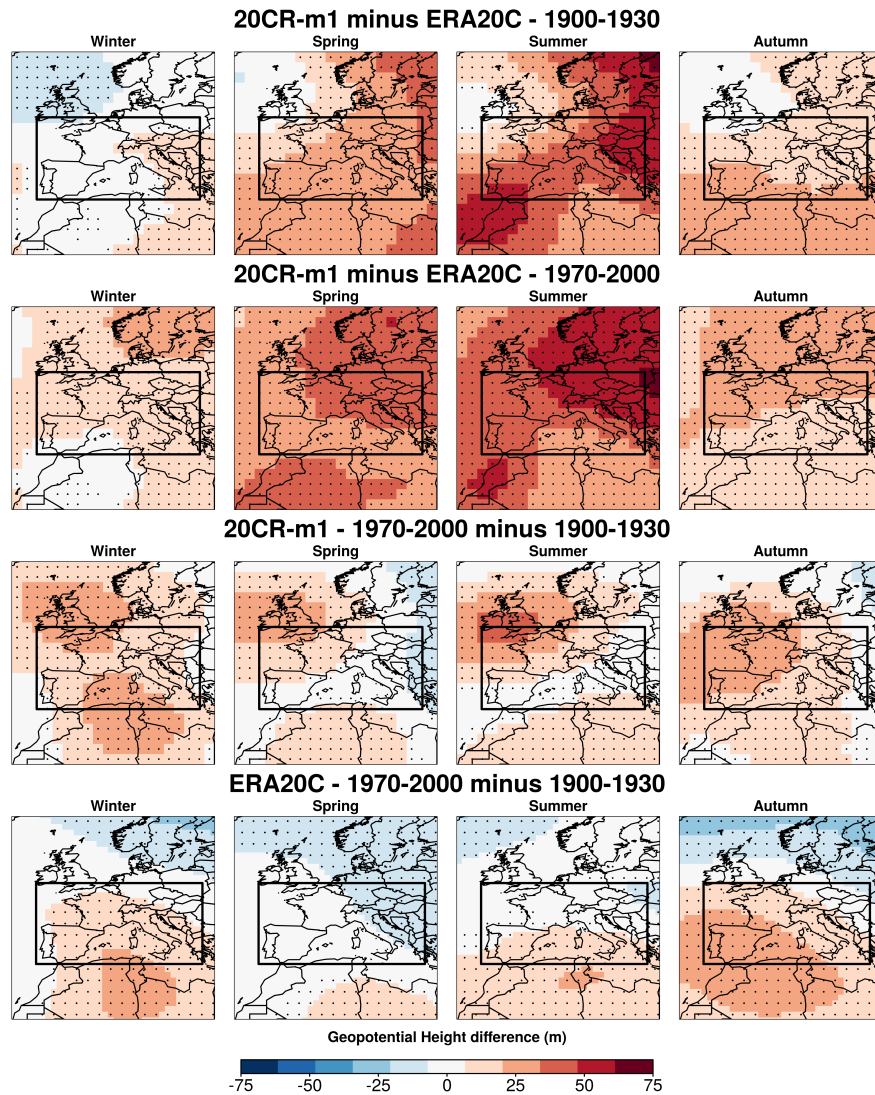


FIGURE VI.4 – The 500 hPa geopotential height difference (in meters) between the composites of i) the first member of 20CRv2c and ERA20C over the period 1900-1930 (first row), ii) the first member of 20CRv2c and ERA20C over the period 1970-2000 (second row), iii) the first member of 20CRv2c over the period 1970-2000 and 1900-1930 (third row), and iv) ERA20C over the period 1970-2000 and 1900-1930 (fourth row), per season. The dots indicate significant differences between the two periods according to a two-sample t test ( $p$  value < 5 %). The western European region over which the atmospheric descriptors are computed is represented by the black rectangle.

*Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et lien avec les tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.*

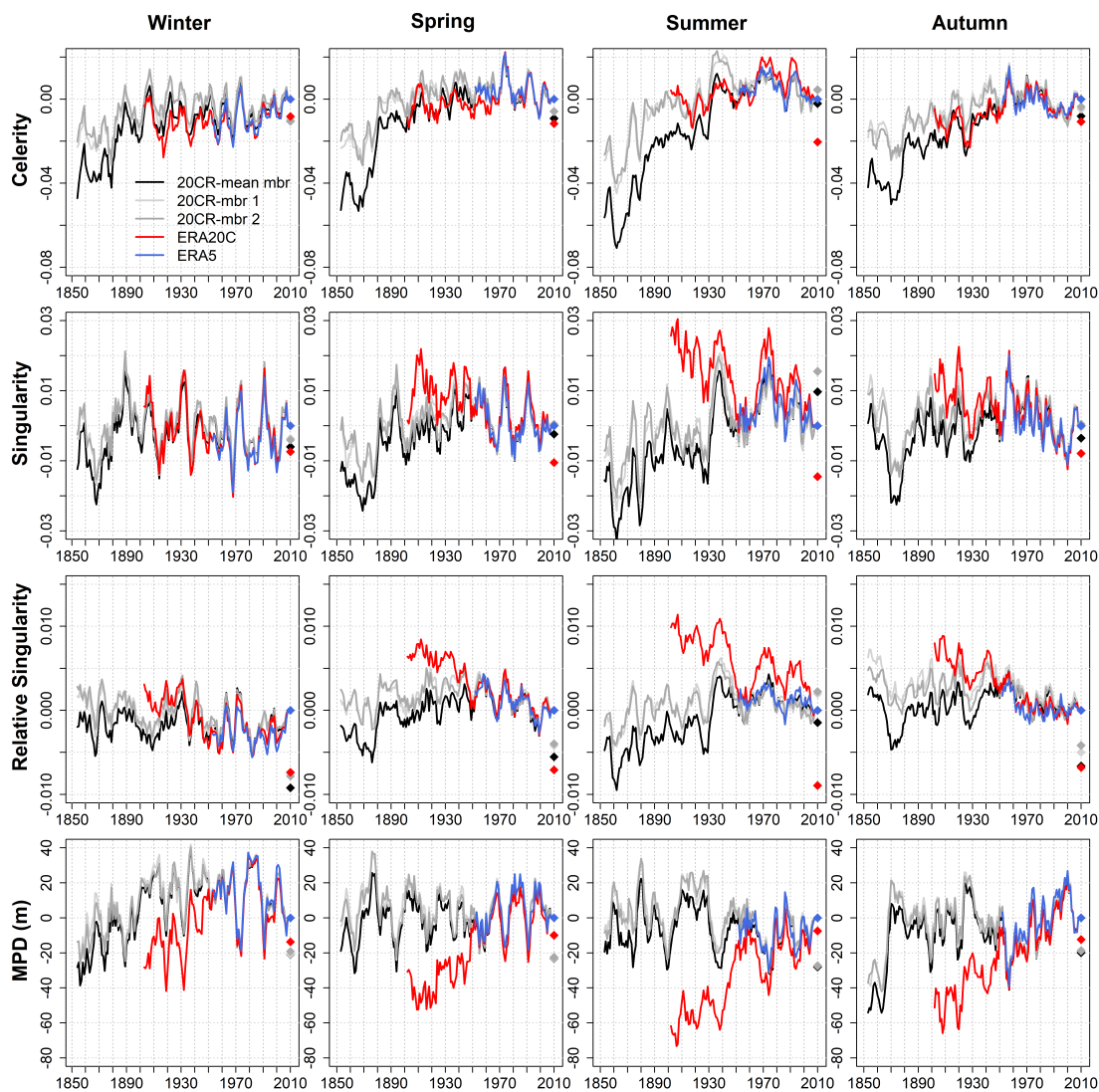


FIGURE VI.5 – Evolution of the celerity, singularity, relative singularity and MPD per season over the period 1851-2010 for different reanalyses. A running average of 5 years is applied to allow a clearer visualization. Time series are represented as anomalies according to their respective 2006-2010 average. The colored dots in 2010 indicate the differences in the 2006-2010 average between ERA5 and the other reanalyses.

## **Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?**

---

Over the period 1900-1950, major differences in descriptor trends are found between 20CRv2c and ERA20C. Differences are larger in summer and weaker in winter, as already observed for differences in geopotential shapes (Fig. VI.3). This result is in line with Rohrer et al. (2019), who show larger differences between 20CRv2c and ERA20C in summer than in winter regarding trends in the 500 hPa geopotential height variability over the Euro-Atlantic domain (their Fig. 4). It is however important to remember that the 500 hPa geopotential height variability and range are weaker in summer over this region (Rohrer et al., 2019; Blanc et al., 2022b). The differences in descriptor trends remain considerable as they are clearly out of the range of the descriptor natural variability. Differences are more pronounced for the MPD, the relative singularity and the singularity than for the celerity. ERA20C shows a strong trend at having more closely reproduced flow directions from 1900 to 1950, especially from spring to autumn (decreasing singularity and relative singularity). As the singularity of western Europe geopotential shapes is related to the zonality of the flow (Blanc et al., 2022b), this suggests a strengthening of the zonality of the flow from 1900 to 1950 in ERA20C. ERA20C also shows a strong trend at having more marked geopotential shapes from 1900 to 1950 (increasing MPD), in accordance with a reinforcement of the meridional pressure gradient (Fig. VI.4). These major differences in LSC trends between ERA20C and 20CRv2c are in line with several studies showing inconsistencies in wind speed trends between the two reanalyses before 1950 (Befort et al., 2016; Wohland et al., 2019). The assimilation of marine wind and the increasing number of associated observations in ERA20C is pointed out as the main driver of the increasing wind speed in the reanalysis in the first half of the 20th century – a trend that is neither observed in the model-only integration ERA20CM nor in 20CRv2c which only assimilates surface pressure (Meucci et al., 2019; Wohland et al., 2019). Trends in wind speed may have impacted pressure at both sea level (Bloomfield et al., 2018) and higher elevations.



Substantial differences in trends are also found between the individual members and the mean member of 20CRv2c before 1950. Differences are also more pronounced from spring to autumn, and they are quite pronounced for the celerity. The mean member of 20CRv2c shows lower values of celerity from 1850 to 1880, together with a strong increase in celerity from 1880 to 1950, suggesting more stationary flow directions in the 19th century. This feature is however much less pronounced in 20CRv2c individual members. Notable differences between 20CRv2c mean and individual members are also observed before 1950 regarding the singularity and relative singularity. The reduced quantity of assimilated data in the beginning of the 20CR reanalysis (see Fig. 2 of Wang et al., 2012) could explain i) the generation of smoother individual members, which allows for closer analogs and explains the systematically lower celerity and singularity in the beginning of the reanalysis, and ii) the larger differences in geopotential shapes between individual members, leading to a smoothed mean member and lower celerity, singularity and relative singularity in comparison to individual members. This is consistent with the study of Brönnimann et al. (2012) focusing on extreme wind trends in 20CRv2 and with the study of Rodrigues et al. (2018) focusing on trends in the dynamical properties of the North Atlantic circulation in 20CRv2c, which both point out the ensemble mean as more suitable than the mean member to derive long-term trends. This is reinforced by the fact that the two individual members mostly share the same evolution in LSC characteristics even with quite different geopotential shapes (Fig. VI.3). Furthermore, it is interesting to note that differences in MPD between individual and mean members are rather weak over the whole period, meaning that averaging individual members leads to smoother but not flatter geopotential shapes. This shows that the location and the intensity of the centers of action in individual members of 20CRv2c are similar over the whole period of the reanalysis, while the other regions of the pressure fields are less constrained and are thus more variable in shape. As previously exposed, the fact that geopotential shapes are more marked in winter (larger MPD ; see Fig. 7 of Blanc et al., 2022b) makes it easier to capture the main pattern of the circulation even with few assimilated observations. This leads to weaker differences in geopotential shapes between individual and mean members in winter before 1950 (Fig. VI.3). Overall, the lower number of assimilated observations in the beginning of the 20CR reanalysis and the differences between individual and mean members suggest that the increasing celerity and singularity in the second half of the 19th century are more an artifact of the data set than a true physical signal.

From 1950 to 2010, there is a good agreement between the different reanalyses. This result is in line with the weaker differences in geopotential shapes observed between reanalyses after 1950. We can note a negative trend in relative singularity in spring from 1950 to 2010, which is consistent with the decreasing local dimension of Rodrigues et al. (2018) and Faranda et al. (2019) over the North Atlantic, pointing to a decrease in the number of degrees of freedom around the atmospheric states. We can also note the increase in MPD in autumn, pointing to an increasing intensity of the centers of action over western Europe from September to November.



## Évolution passée des circulations atmosphériques d’Europe de l’Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

	Winter				Spring				Summer				Autumn			
	cel	sing	rsing	MPD	cel	sing	rsing	MPD	cel	sing	rsing	MPD	cel	sing	rsing	MPD
Atlantic		-			+		--		--		-					+
Mediterranean		++		--	+	++		-	--	--		++	-	--		++

TABLE VI.2 – Significant differences in descriptor distribution between the period 1985-2019 and the period 1950-1984 for Atlantic and Mediterranean circulations. Differences are considered significant if the  $p$  value of either the Kolmogorov–Smirnov test or the Anderson–Darling test is lower than 5 %. Differences that are significant with both tests are marked with a double sign. The sign indicates whether the average descriptor value has increased (+) or decreased (-) from 1950-1984 to 1985-2019. Celerity, singularity and relative singularity are denoted by cel, sing and rsing, respectively.

To summarize, the interannual and interdecadal LSC variability is consistent between the three reanalyses and highlights the large natural variability affecting western Europe LSC. However, substantial differences in LSC trends are observed between reanalyses before 1950, making the physical interpretation of the trends difficult. ERA20C features less marked and quite different geopotential shapes in comparison to 20CRv2c in the early 20th century, as well as a clear increase in the meridional pressure gradient until 1950. This result is consistent with the literature which shows that the pronounced trends in ERA20C might be driven by the increasing trend in the assimilated marine wind – a variable that is not assimilated in 20CRv2c. Furthermore, significant differences are also found between the geopotential shapes of 20CRv2c members before 1950, which is probably related to the low number of assimilated data in the beginning of the reanalysis. The large differences in western Europe LSC between long-term reanalyses hence make the study of LSC evolution difficult before 1950. This also suggests that LSC trends obtained before 1950 should be taken with caution when using these products. In order to look in more details on the trends in LSC characteristics after 1950, we now focus on the distribution of daily descriptors instead of their seasonal mean, and we distinguish the main atmospheric influences driving precipitation in the northern French Alps.

### VI.1.5.b Recent changes in western Europe LSC from 1950 to 2019 at daily scale

We focus on the changes in western Europe LSC from 1950 to 2019 according to ERA5. We take advantage of the atmospheric descriptors to study changes in the whole descriptor distribution at the daily scale rather than only considering trends in mean descriptor values over a season as we did in Section VI.1.5.a. To do this, we separate the period 1950-2019 into two sub-periods of 35 years each, and we look at the changes in descriptor distribution between the two sub-periods. We consider separately the days associated with either the Atlantic and or the Mediterranean influence to detect changes that are specific to the given influence. Both Kolmogorov–Smirnov and Anderson–Darling tests are carried out to detect significant differences in descriptor distribution at the 5 % level. The significant differences in descriptor distribution and the sign of the difference in average descriptor value between the two sub-periods are summarized in Table VI.2. We observe that the differences in descriptor distribution are not equally distributed between the two influences (Table VI.2). Atlantic circulations show few significant differences, while Mediterranean circulations show significant differences in every season but especially in summer and autumn. In the following, the LSC changes in Table VI.2 are studied in more details.

### Atlantic circulations

Fig. VI.6 shows the descriptor distribution of Atlantic circulations (boxplots), as well as the differences in descriptor densities between 1985-2019 (referred as the present period) and 1950-1984 (referred as the early period), per season. Over the present period, Atlantic circulations feature a decreasing celerity in summer, which suggests an increasing stationarity of zonal flows. Atlantic circulations feature a decreasing relative singularity in spring and to a lesser extent in summer, pointing to more Atlantic circulations featuring a high degree of clustering with their closest flow directions. Finally, over the present period, Atlantic circulation features slightly more pronounced centers of action in autumn (increasing MPD) and more closely reproduced flow directions in winter (decreasing singularity), with enhanced reproducibility particularly for the most closely reproduced flows (below the 25th percentile of singularity). This result is consistent with [Yiou et al. \(2018\)](#), who show that winter circulations over the North Atlantic tend to become more similar to already known patterns, with the dominant atmospheric patterns – mainly NAO and zonal patterns – being trapped for longer times within the winter season. Looking at the spatial patterns of the differences, we observe that changes in 500 hPa height are quite weak from spring to autumn (Fig. VI.7). Winter definitely shows the largest differences with a marked increase in 500 hPa heights over northern Italy and a decrease in the northwest of Great Britain. According to the anomalies associated with Atlantic circulations (Fig. VI.2b), this pattern reflects i) a northward shift of the Atlantic storm track between the two sub-periods and ii) an increasing southwest component of Atlantic circulations. The latter is consistent with a decreasing singularity, the least singular geopotential shapes for western Europe featuring west-to-southwest flow directions (Fig. 6 in [Blanc et al., 2022b](#)).

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

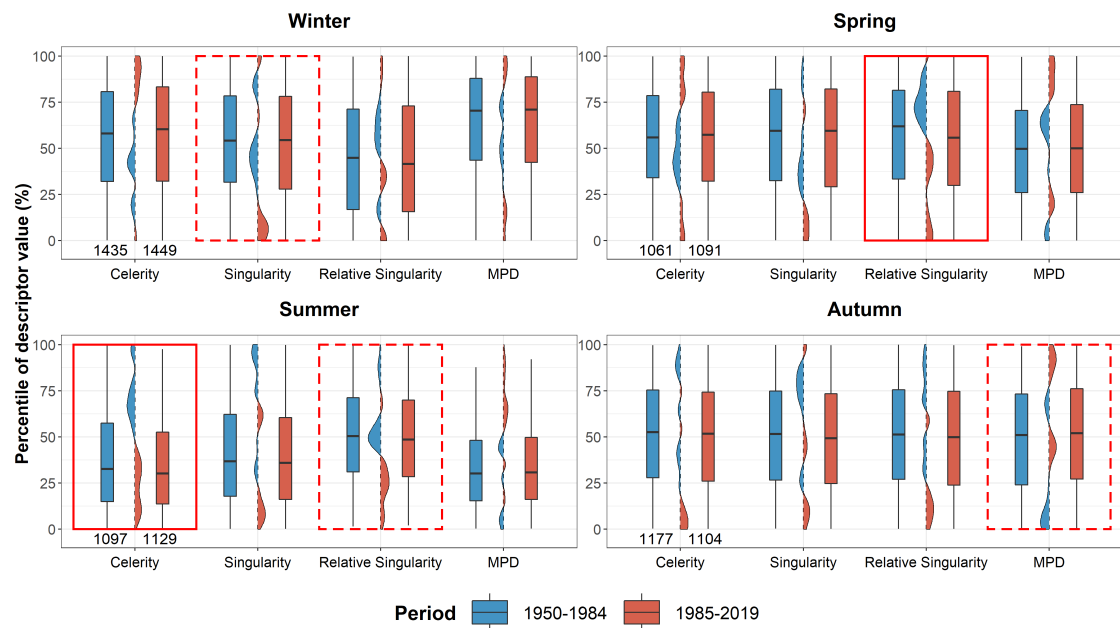


FIGURE VI.6 – Boxplot of the daily celerity, singularity, relative singularity and MPD of Atlantic circulations for the two 35-year periods of 1950-1984 and 1985-2019, per season. Descriptor values are represented as percentiles to allow for the representation of the four descriptors on the same axis. Percentiles are computed with respect to all days of 1950-2019 belonging to the Atlantic influence. The difference in density between the two sub-periods is shown between the boxplots. The range of the density that is colored in blue (red) means that the considered descriptor shows more values within this range in the early (present) period. The numbers in the bottom left of the graphs indicate the number of days considered in the early and present periods. A continuous red rectangle indicates the descriptor and season for which the difference in distribution between the two sub-periods is significant according to both the Kolmogorov–Smirnov test and the Anderson–Darling test. A dashed red rectangle indicates significance with only one of the two tests. The difference is considered significant if the  $p$  value of the test is lower than 5 %.

*Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et lien avec les tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.*

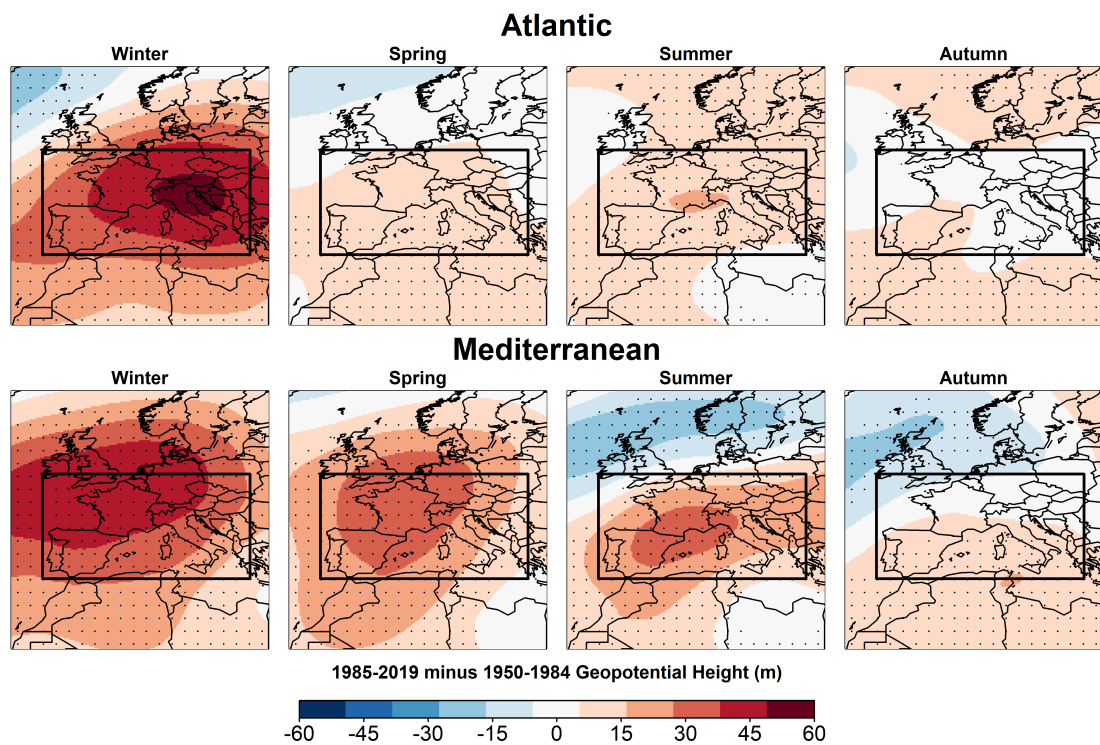


FIGURE VI.7 – The 500 hPa geopotential height difference (in meters) between 1985-2019 and 1950-1984 according to the ERA5 reanalysis for Atlantic circulations and Mediterranean circulations, per season. The dots indicate significant differences between the two periods according to a two-sample t test ( $p$  value  $< 5\%$ ). The western European region over which the atmospheric descriptors are computed is represented by the black rectangle. The maximum geopotential height difference displayed here reaches 60 m. This corresponds to 30 % of the maximum anomalies of 200 m associated with the main atmospheric influences in Fig. VI.2b.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

---

### Mediterranean circulations

Mediterranean circulations feature large differences in descriptor distribution between the early and the present period with opposite differences across the seasons (Fig. VI.8). In summer and autumn, Mediterranean circulations become more stationary (lower celerity), more marked (larger MPD) and more reproducible in shape. In autumn, this shift in LSC characteristics corresponds to more than a doubling (from 0.7 % to 1.7 %) in the proportion of Mediterranean circulations featuring among the most stationary, the most closely reproduced (less than the 10th percentile of celerity, singularity, relative singularity) and the most pronounced geopotential shapes (more than the 90th percentile of MPD), as well as still a 30 % increase (from 7.9 % to 10.4 %) in the proportion of Mediterranean circulations featuring quite stationary, closely reproduced (less than the 30th percentile of celerity, singularity, relative singularity) and pronounced geopotential shapes (more than the 70th percentile of MPD). In winter and spring, Mediterranean circulations tend to become more singular and less marked, as well as less stationary (Fig. VI.8). The seasonal contrast of the differences in Mediterranean circulations is clearly visible in the maps of Fig. VI.7. Remembering that Mediterranean circulations are associated with low-pressure anomalies over the near Atlantic (Fig. VI.2a), the large increase in 500 hPa geopotential height over the whole northwestern European region in winter and to a lesser extent in spring confirms the weakening of Mediterranean circulations over the present period during these seasons. In summer and autumn, a decrease in 500 hPa geopotential height is observed over northwestern Europe, suggesting low-pressure anomalies located further north over the present period. This is fully consistent with the trends in summer 500 hPa circulation patterns over Europe for the period 1979-2013, showing an increasing occurrence of low-pressure anomalies over the near Atlantic close to Ireland and a decreasing occurrence of low-pressure anomalies centered over northern Portugal (Extended Data Fig. 2 of Horton et al., 2015). The decrease in 500 hPa geopotential height over northwestern Europe reaches further south in autumn and it is associated with a slight increase in 500 hPa geopotential height over southern Europe. This reflects a reinforcement and an increasing zonality of autumn Mediterranean circulations, suggesting more frequent southwestern flows at 500 hPa. Blanc et al. (2022b) have shown that the singularity of western Europe LSC is related to the zonality of the flow – the more zonal circulations being the more closely reproduced in the climatology. This applies here for autumn Mediterranean circulations that became more zonal and less singular. Summer Mediterranean circulations also became less singular, but the larger increase in 500 hPa geopotential height over central Europe than over the near Atlantic close to Portugal reflects more a reinforcing of summer Mediterranean circulations than an increasing zonality. This suggests that, in combination with the zonality of the flow, the singularity of western Europe LSC is also related to the latitudinal position of the low-pressure systems – a northern position being associated with lower singularities.

#### VI.1.5.c Link to precipitation trend in the northern French Alps

We now discuss the link between these recent LSC changes and precipitation trends in the northern French Alps. We focus on precipitation falling in the Isère River catchment and in the Drac River catchment at Grenoble over the period 1950-2017. This period is 2 years shorter than in Section VI.1.5.b, but considering LSC changes over the period 1950-2017 leads to the same conclusions as Section VI.1.5.b (not shown).

*Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et lien avec les tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.*

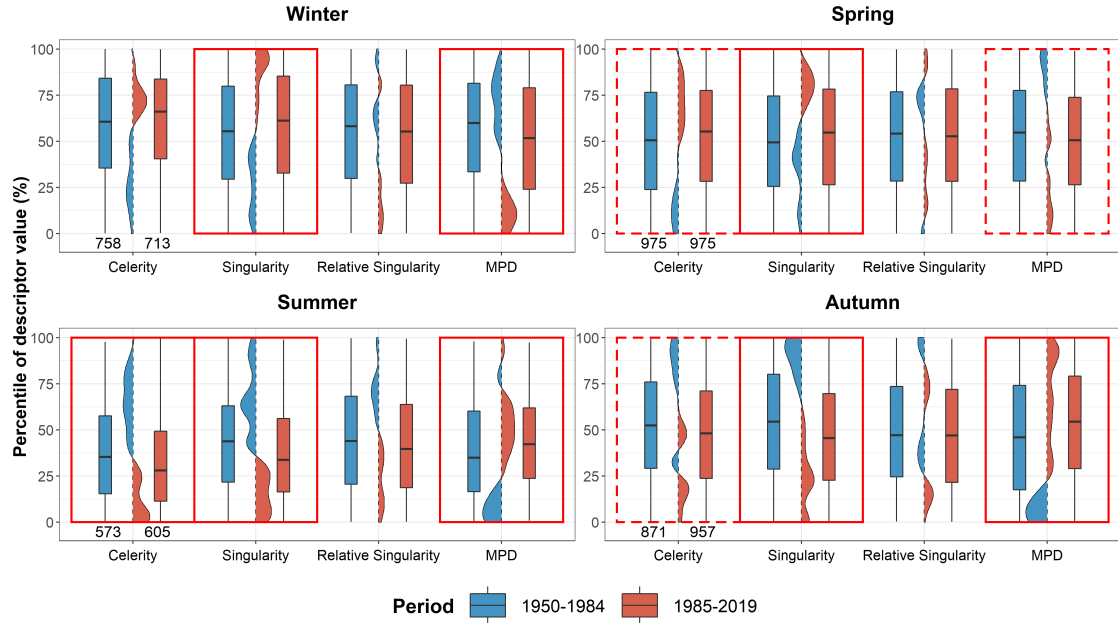


FIGURE VI.8 – Same as Fig. VI.6 but for Mediterranean circulations.

### Seasonal precipitation

Fig. VI.9 shows the evolution of seasonal precipitation for the two catchments over the period 1950-2017 (black lines). The increasing spring precipitation in the Isère River catchment is the only significant trend. However, by considering separately precipitation driven by Atlantic and Mediterranean circulations, we observe an increase in spring precipitation under Atlantic circulations and a decrease in winter precipitation under Mediterranean circulations in both catchments. The decreasing winter precipitation under Mediterranean circulations is more pronounced for the Drac River catchment that is more influenced by the Mediterranean Sea, with an almost 50 % decrease in 68 years. Note that these results cannot be related to a change in the occurrence of Atlantic and Mediterranean circulations as precipitation accumulation is normalized by the occurrence of the given influence in each season. Anyway, the occurrence of Atlantic and Mediterranean circulations barely change over the period (Fig. 3 of Blanchet et al., 2021b), and similar trends are obtained considering absolute precipitation (not shown). This reflects an increasing contribution of Atlantic circulations to spring precipitation and a decreasing contribution of Mediterranean circulations to winter precipitation. We will further discuss the role of LSC changes for i) the increasing spring precipitation under Atlantic circulations in the Isère catchment and ii) the decreasing winter precipitation under Mediterranean circulations in the Drac catchment.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

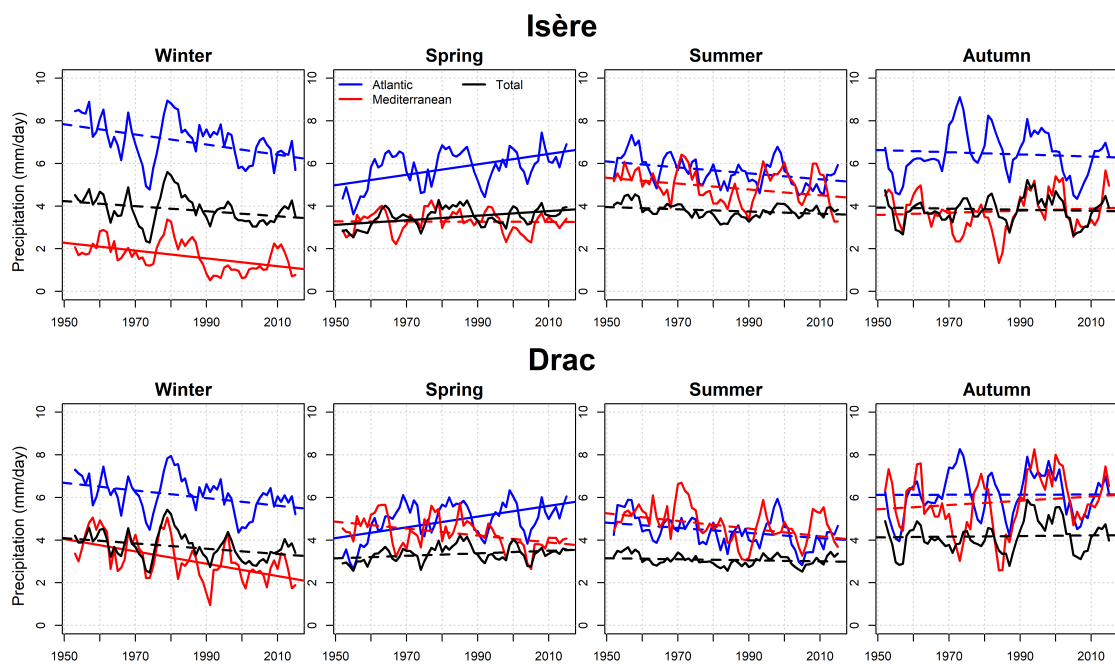


FIGURE VI.9 – Evolution of seasonal precipitation (mm/day) for the Isère River catchment (top) and the Drac River catchment (bottom) over the period 1950-2017. For Atlantic and Mediterranean circulations, the seasonal precipitation is normalized by the number of days associated with the given influence. A running average of 5 years is applied to allow a clearer visualization. Non-significant trends are represented by dotted lines. The trend is considered as significant if the  $p$  value of the Student test is lower than 5 %.



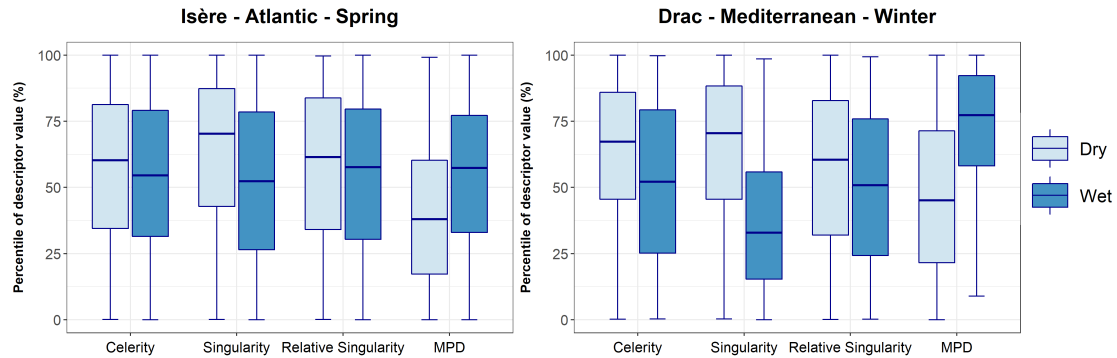


FIGURE VI.10 – Percentile of descriptor value associated with dry days (light blue) or wet days (>1 mm, royal blue) for the Isère River catchment in spring under Atlantic circulations (left) and for the Drac River catchment in winter under Mediterranean circulations. Percentiles are computed with respect to the days associated with the given atmospheric influence over the period 1950–2017.

The increasing spring precipitation under Atlantic circulations is associated with little changes in LSC. Indeed, Atlantic circulations feature only a significant decrease in relative singularity, while every other descriptor shows non-significant changes (Fig. VI.6). However the relative singularity does little to explain of "usual" precipitation, as shown in Fig. 4 of Blanchet and Creutin (2020). Another way of illustrating this is to consider the descriptor percentiles associated with wet (>1mm) and dry days in spring for the Isère River catchment, as shown in Fig. VI.10, left. Although the singularity and MPD appear quite relevant to discriminate wet and dry days – in accordance with Blanc et al. (2021), who show that these descriptors explain a significant part of precipitation variability in the northern French Alps – this is not the case for the celerity and relative singularity. Given the small changes in singularity and MPD (Fig. VI.6), it appears difficult to link the increasing spring precipitation under Atlantic circulations with a change in LSC. Studying trends in thermodynamic variables – such as the trend in humidity under spring Atlantic circulations – is an interesting perspective.

The decreasing winter precipitation under Mediterranean circulations is associated with significant changes in LSC. Winter Mediterranean circulations feature a clear shift towards more singular flow directions (larger singularity) and less pronounced centers of action (smaller MPD) over the period 1950-2019 (Fig. VI.8). These two descriptors appear relevant to discriminate wet and dry days in the Drac catchment, with wet days associated with larger MPD and lower singularity than dry days (Fig. VI.10, right). The decreasing occurrence of Mediterranean circulations featuring quite low singularities and quite large MPD – typically associated with southwestern flows – in winter therefore implies less frequent wet days and hence less seasonal precipitation under Mediterranean circulations. This is consistent with the reversed LSC changes observed in autumn associated with an increase in precipitation under Mediterranean circulations in the Drac catchment (although non-significant).

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

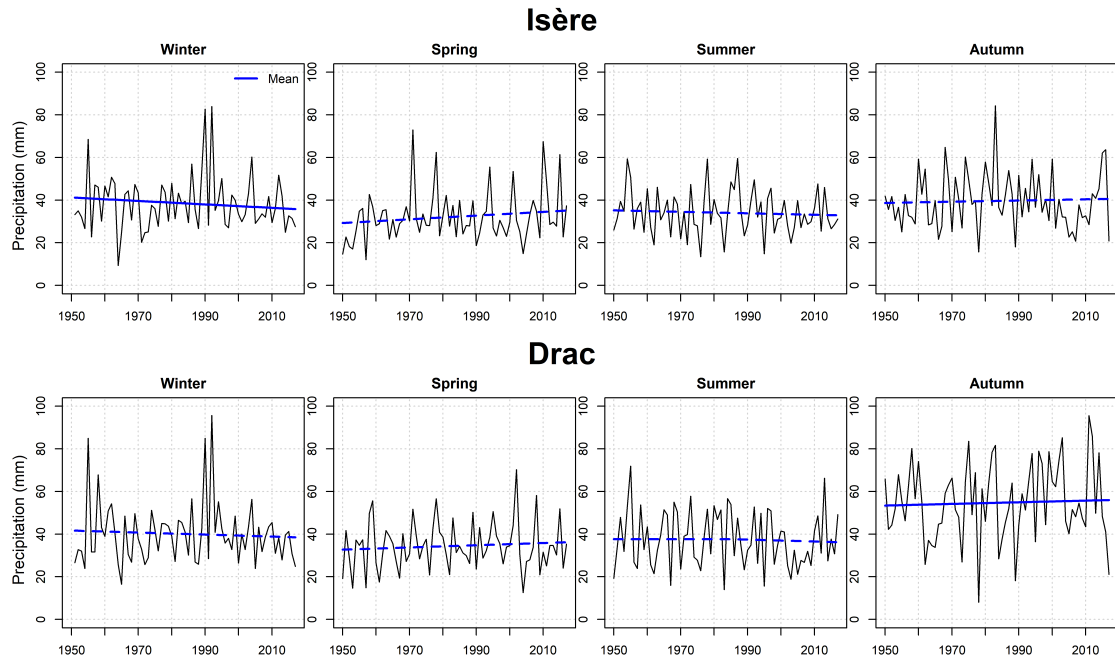


FIGURE VI.11 – Seasonal maxima of daily precipitation for the Isère River catchment (top) and the Drac River catchment (bottom) over the period 1950-2017. The blue lines represent the evolution of the mean seasonal maximum obtained with the best non-stationary GEV model, following the methodology of [Blanchet et al. \(2021a\)](#). Non-significant trends are represented by dotted lines. The trend is considered as significant if the non-stationary model is significantly better than the stationary model according to the likelihood ratio test ( $p$  value  $< 5\%$ ).

### Extreme precipitation

We now focus on trends in daily seasonal maxima of precipitation independently of the atmospheric influence (Fig. VI.11) as the series of seasonal maxima associated with a given influence is impacted by the occurrence of this influence which varies from one year to another. The trends in mean maxima (blue lines) are obtained using the best non-stationary GEV (generalized extreme value) model, following the methodology of [Blanchet et al. \(2021a\)](#). Such models can consider an evolution in both the mean value and the variability in the maxima. We observe a significant decrease in winter extreme precipitation in the Isère River catchment and a significant increase in autumn extreme precipitation in the Drac River catchment. The magnitudes of the trends are quite small, but note that they are more pronounced for larger return levels ([Blanchet et al., 2021a](#)). In the following, we will consider these trends to discuss the potential links with LSC changes.

*Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et lien avec les tendances de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises.*

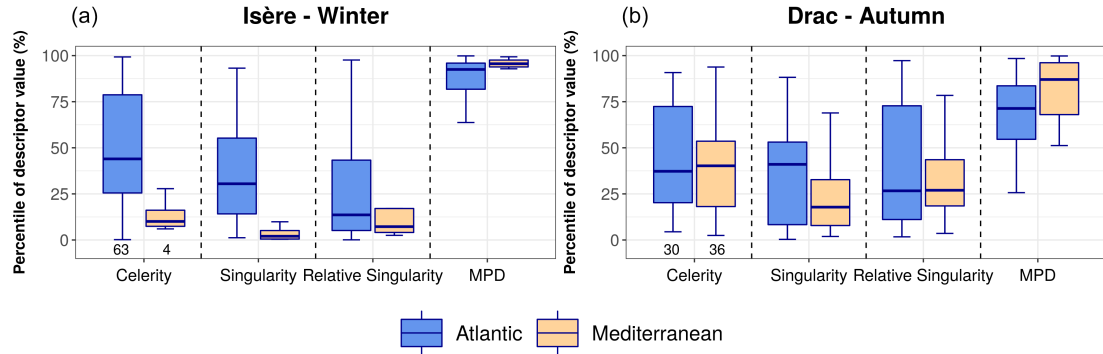


FIGURE VI.12 – Percentile of descriptor value associated with the daily seasonal maxima of precipitation for the Isère River catchment in winter (left) and the Drac River catchment in autumn (right), per atmospheric influence. Percentiles are computed with respect to the days associated with the given atmospheric influence over the period 1950–2017. The numbers in the bottom left of the graphs indicate the number of days considered in the Atlantic and Mediterranean influences.

Extreme precipitation in the Isère River catchment in winter is driven at 94% by Atlantic circulations. Fig. VI.12 shows the percentile of descriptor values at the dates of winter precipitation maxima in the Isère River catchment, per atmospheric influence (Fig. VI.12a). Atlantic circulations driving extreme precipitation feature among the most pronounced centers of action (large MPD) with flow directions that are quite closely reproduced in the climatology (quite low singularity and relative singularity) in comparison to the other Atlantic circulations. The only significant evolution in winter Atlantic circulations is a decreasing singularity (Fig. VI.6), which suggests slightly more frequent Atlantic circulations likely to drive extreme precipitation. Therefore, the decreasing winter extreme precipitation in the Isère catchment does not appear to be associated with a decreasing occurrence of the driving LSC. Looking at the descriptor percentiles at the dates of the extremes (Fig. VI.13a), we do not observe significant trends, although a slight decrease in singularity and increase in MPD can be noted (note that the same evolution is obtained using absolute descriptor values; not shown). Considering LSC only, these slight trends would suggest an increase rather than a decrease in extreme precipitation (Blanchet et al., 2018; Blanc et al., 2022b). Thus the decreasing winter extreme precipitation in the Isère River catchment cannot be explained by changes in LSC driving the extremes based on the present descriptors. Studying changes in temperature and humidity on the dates of winter extreme precipitation is an interesting perspective, but this is out of the scope of the present study.

## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

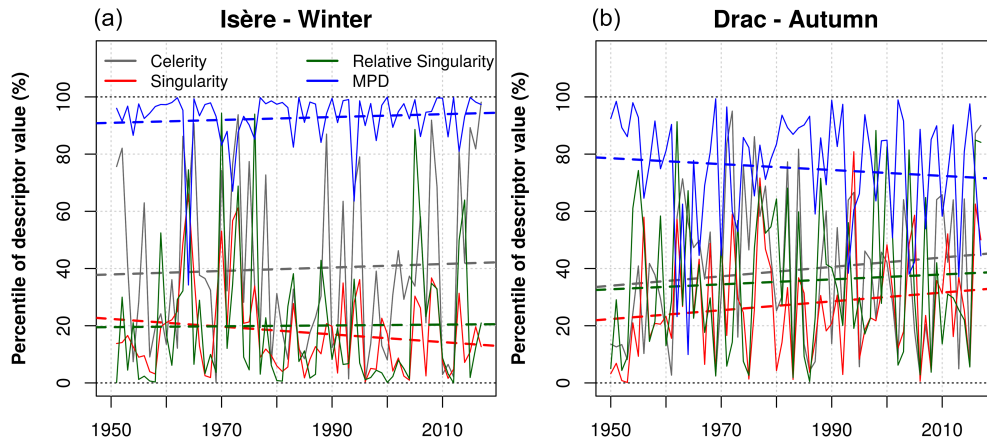


FIGURE VI.13 – Evolution of descriptor percentiles at the date of the seasonal maxima of daily precipitation for the Isère River catchment in winter (left) and the Drac River catchment in autumn (right) over the period 1950-2017. Percentiles are computed with respect to all days of the period 1950-2017. Non-significant trends are represented by dotted lines. The trend is considered as significant if the  $p$  value of the Student test is lower than 5 %.

Extreme precipitation in the Drac River catchment in autumn is driven at 53% by Mediterranean circulations and 44% by Atlantic circulations. LSC driving extreme precipitation features among the most pronounced centers of action (large MPD) with flow directions that are quite closely reproduced in the climatology (quite low singularity and relative singularity) for their respective influence, especially for Mediterranean circulations (Fig. VI.12b). The only significant evolution in autumn Atlantic circulations is an increasing MPD (Fig. VI.6), which suggests slightly more frequent Atlantic circulations likely to drive extreme precipitation. Furthermore, Mediterranean circulations being among the most pronounced and among the least singular – typically the strong southwestern flows – appear to become more frequent (Fig. VI.8). This suggests that the increasing autumn extreme precipitation in the Drac catchment is associated with an increasing occurrence of the driving LSC, especially of the Mediterranean driving LSC. We do not observe significant trends in descriptor percentiles at the dates of the extremes (Fig. VI.13b). LSC driving extreme precipitation even tends to feature less stationary (increasing celerity), less closely reproduced geopotential shapes (increasing singularity and relative singularity) and less pronounced centers of action (decreasing MPD) – which would suggest a decrease rather than an increase in extreme precipitation considering the atmospheric descriptors only. Therefore, although the increase in autumn extreme precipitation is partly driven by an increasing occurrence of the driving LSC, other variables such as humidity are also likely to play a role in explaining such trends. This is in line with the observed increase in extreme precipitation in the whole Mediterranean-influenced region of the southwestern Alps in autumn (Blanchet et al., 2021a).

### VI.1.6 Conclusions

We have studied the past evolution of western Europe large-scale circulation based on the 500 hPa geopotential height fields using different reanalyses products. We employed several atmospheric descriptors that are mostly based on analogy and that allow a quantitative characterization of daily LSC.

We first focused on large-scale circulation evolution from 1851 to 2010 at seasonal scale. We showed major trend differences before 1950 between 20CRv2c and ERA20C, in accordance with the literature. The two reanalyses feature quite different geopotential shapes in the first half of the 20th century, especially from spring to autumn. ERA20C produces flatter geopotential shapes in the beginning of the 20th century and an increase in the meridional pressure gradient that is not observed in 20CRv2c. In 20CRv2c, the lower number of observations that are assimilated in the second half of the 19th century could lead to the generation of smoother geopotential shapes and may be responsible for the differences in geopotential shapes between the individual members, especially between 1850 and 1880. Overall, the differences in geopotential shapes in long-term reanalyses highlight that LSC trends must be taken with caution before 1950.

We then focused on the changes in large-scale circulation after 1950 when the different reanalyses agree, according to ERA5. The atmospheric descriptors have been combined to an existing weather pattern classification to study large-scale circulation changes in the main atmospheric influences driving precipitation in the northern French Alps. On the one hand, we have shown that winter Atlantic circulations tend to be shifted northward, and they become more similar to known Atlantic circulations. On the other hand, we have shown that autumn Mediterranean circulations featuring a marked and stationary flow that is closely reproduced in the climatology – typically strong southwestern flows towards the northern French Alps – became more frequent over the last 30 years. In winter, opposite trends in Mediterranean circulations are observed.

Finally, we discussed the role of these recent changes in western Europe large-scale circulation for precipitation in the northern French Alps. This was done considering precipitation over the period 1950–2017 in two medium-sized mountainous catchments, namely the Isère River and the Drac River catchments. The observed increase in spring precipitation in both catchments under Atlantic circulations does not appear to be related to a change in LSC. However, the decreasing winter precipitation in both catchments (and especially for the Drac catchment) under Mediterranean circulations seems to be driven by LSC changes – the Mediterranean circulations becoming less pronounced and less closely reproduced in winter over the last 30 years. Regarding extreme precipitation, the winter decrease in the Isère catchment does not appear to be driven by LSC changes, according to the descriptors used. However, the autumn increase in the Drac catchment is associated with an increasing occurrence of the driving Mediterranean circulations. Other variables, such as humidity, may also play a role for explaining this increase.

The present work faces some limitations. The 70-year period considered from 1950 to 2019 allows the detection of changes in large-scale circulations, but this is still too short to deduce long-term trends in large-scale circulation given the large natural variability. Moreover, the present study cannot assess whether the observed trends in large-scale circulation are a clear signal of climate change through anthropogenic forcing or a simple result of natural variability.

This article provides a view on the observed evolution of regional large-scale circulation over western Europe that is partly relevant to understand the evolution of precipitation in the northern French Alps. This opens the door to further studies introducing new atmospheric descriptors – capturing the northward shift of Atlantic circulations in winter for instance – or focusing on thermodynamic variables – such as humidity or temperature – in order to fully understand the main mechanisms explaining precipitation trends in the mountainous region of the northern French Alps. Furthermore, the observed trends in large-scale circulation over the last 70 years may represent the beginning of stronger and more robust signals, making changes in LSC even more relevant for changes in local weather in the future. The application of the present methodology to climate model projections hence appears as an interesting perspective.

## VI.2 Discussions - Autres potentiels processus atmosphériques à l'origine des tendances de précipitations extrêmes

Dans l'article [Blanc et al. \(2022a\)](#), nous avons étudié l'évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest. Nous avons montré que les évolutions des caractéristiques des circulations atmosphériques pourraient jouer un rôle pour expliquer certaines tendances de précipitations extrêmes. Ici, nous complétons cette analyse en discutant des potentiels processus atmosphériques à l'origine de ces tendances, au-delà des descripteurs atmosphériques utilisés. Nous nous intéressons plus en détail aux potentiels processus atmosphériques à l'origine des tendances de précipitations extrêmes d'hiver et d'automne – saisons pour lesquelles une cohérence spatiale des tendances est observée (Figure V.2). Cela suggère une certaine pertinence des variables grande échelle à ces saisons.

### VI.2.1 Diminution des précipitations extrêmes hivernales

En hiver, les précipitations extrêmes journalières sont en diminution significative du pas de temps journaliers au pas de temps 3 jours, et largement associées à l'influence Atlantique (Table V.1, Figure V.4). Les descripteurs atmosphériques ne traduisant pas la totalité de l'information contenue dans un champs de géopotential (partie VI.1.5.b), nous nous intéressons plus en détail aux évolutions des circulations atmosphériques aux dates des maxima saisonniers de précipitations sur le bassin de l'Isère.

Que ce soit pour la période 1950-1983 ou 1984-2017, les précipitations extrêmes d'hiver sont associées à un fort flux d'ouest/nord-ouest (Figure VI.14). Sur la période récente, une pression plus faible est néanmoins observée sur le proche Atlantique tandis qu'une pression plus forte est observée sur le sud-est de l'Europe. Ces différences entraînent un redressement du flux avec une composante zonale plus marquée via une dorsale de hautes pressions moins accentuée. Dans le même temps, la pression plus faible sur l'Europe du Nord sur la période récente entraine un flux plus fort. Ce redressement et renforcement du flux semblent tous deux cohérents avec la légère diminution de la singularité et la légère augmentation du MPD observées aux dates des précipitations extrêmes (Figure 13 de [Blanc et al., 2022a](#)), suggérant que ces changements sont bien appréhendés par les descripteurs.

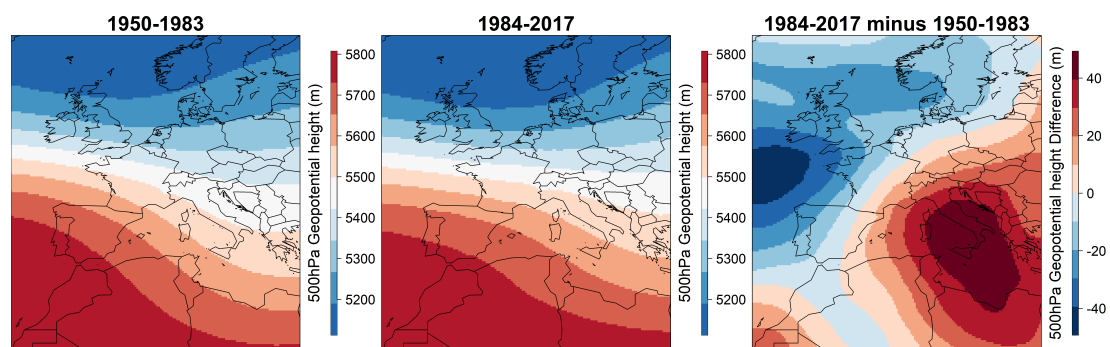


FIGURE VI.14 – Champs composites d'altitude du géopotential 500 hPa aux dates des maxima hivernaux de précipitations sur le bassin versant de l'Isère. Gauche : période 1950-1983 ; centre : 1984-2017 ; droite : 1984-2017 moins 1950-1983. La réanalyse ERA5 est utilisée.

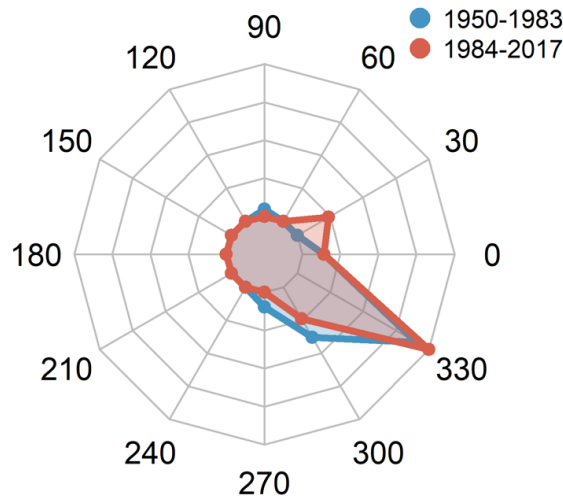


FIGURE VI.15 – Direction du vent à 500 hPa aux dates des maxima hivernaux de précipitations sur le bassin versant de l'Isère. Les chiffres autour du graphique représentent l'angle du vent : 0°C pour un vent d'ouest, 90°C pour un vent de sud. Les points sur le graphique représentent le nombre de maxima associés à chacune des directions. Un point sur le cercle central représente une occurrence nulle. Un point sur le cercle extérieur représente ici 21 occurrences. Le vent à 500 hPa de la réanalyse ERA5 est utilisé, au point de grille le plus proche de Grenoble.

Ces différences de champs de pression se traduisent par quelques différences d'orientation du vent à 500 hPa au-dessus de Grenoble (Figure VI.15). Bien que la majorité des précipitations extrêmes soient associées à des flux d'ouest/nord-ouest, on note 5 occurrences de flux d'ouest/sud-ouest sur la période récente, alors qu'aucun flux de cette direction n'était observé sur la période 1950-1983. Cette différence est notamment compensée par une plus faible occurrence de flux de nord/nord-ouest et de flux de nord sur la période récente. Ainsi, les différences de champs de pression semblent se traduire par des différences de directions de flux pour environ 15% des maxima hivernaux de précipitation.

La direction du flux d'air est d'importance pour la génération/l'intensification des précipitations en zone de montagne, via l'interaction entre les masses d'air et le relief (Houze, 2012). Nous étudions la potentielle influence des quelques changements de direction de flux sur les ascendances d'air dans les Alpes du Nord françaises. Les vitesses verticales à 700 hPa aux dates de précipitations extrêmes et leur évolution sur la période 1950-2017 est pertinente pour illustrer les ascendances d'air associées aux interactions entre les masses d'air et le relief, le niveau 700 hPa se situant en moyenne à 3000 m (Figure VI.16). Aux dates de précipitations extrêmes hivernales sur le bassin de l'Isère, de fortes ascendances sont observées sur les Alpes du Nord françaises, ainsi que sur le massif du Jura et l'ouest des Alpes suisses (Figure VI.16, gauche). Cette situation est typique des forts flux d'ouest/nord-ouest avec de fortes ascendances sur les massifs au vent et perpendiculaires au flux. A l'inverse, des subsidences sont observées sur les régions situées sous le vent, telles que les Alpes du sud françaises ou la plaine du Pô. La régression linéaire appliquée aux vitesses verticales aux dates de précipitations extrêmes montre une diminution des ascendances sur les régions où elles sont les plus fortes (Alpes du Nord françaises et suisses), et une augmentation sur les régions où elles sont les plus faibles (Alpes du sud françaises et plaine du Pô). Cela suggère que la plus forte récurrence de circulations d'ouest/sud-ouest à l'origine de précipitations extrêmes sur le bassin de l'Isère est associée à des ascendances moins fortes qu'en flux d'ouest/nord-ouest. Ce résultat est cohérent avec la morphologie du bassin de l'Isère possédant des massifs principalement orientés du sud-ouest au nord-est (Figure I.3), suggérant un effet orographique plus marqué en flux de nord-ouest perpendiculaire aux reliefs.



## Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?

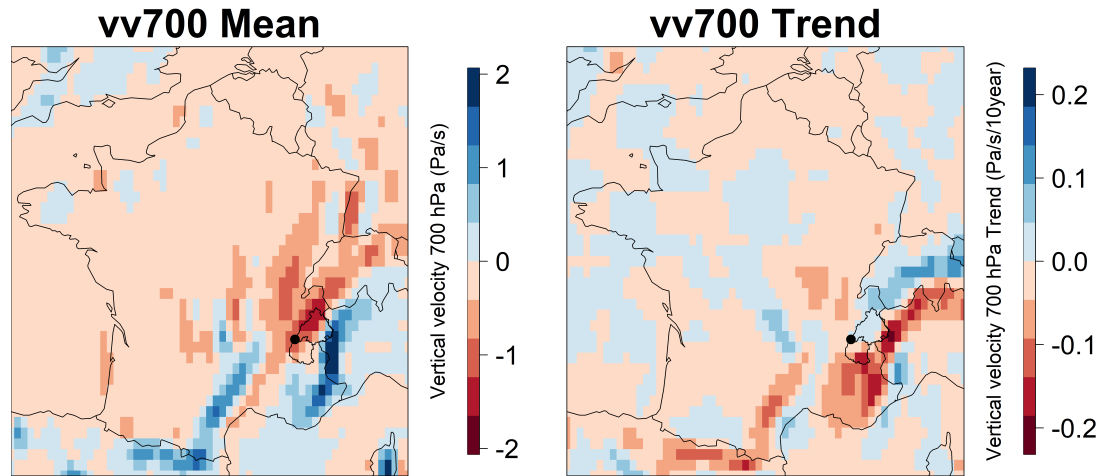


FIGURE VI.16 – Vitesse verticale (en Pa/s) à 700 hPa sur la France. Les valeurs négatives correspondent à une ascendance d'air, les valeurs positives à une subsidence. Gauche : vitesse verticale moyenne aux dates des maxima hivernaux de précipitations journalières sur le bassin versant de l'Isère. Droite : tendance de vitesse verticale à ces dates, issue d'une régression linéaire sur la période 1950 à 2017 (en Pa/s/10an). Les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble sont représentés. Le point noir représente la ville de Grenoble. La réanalyse ERA5 est utilisée.

Ainsi, les variations de directions du flux d'air à l'origine de précipitations extrêmes sur le bassin de l'Isère en hiver pourrait être à l'origine d'une interaction moins marquée entre les masses d'air et les reliefs du bassin, induisant des précipitations extrêmes moins fortes.

### VI.2.2 Augmentation des précipitations extrêmes automnales

En automne, les précipitations extrêmes journalières sont en augmentation sur le bassin du Drac, au même titre qu'une large région des Alpes du Sud françaises et de la vallée du Rhône (Figure V.2, Figure V.4). Aux dates des maxima automnaux de précipitation sur le bassin du Drac, une circulation de sud-ouest est observée avec un creux de basses pressions sur le proche Atlantique (Figure VI.17). De telles circulations correspondent principalement aux circulations Méditerranéennes les moins singulières, les plus stationnaires et les plus fortes, mises en avant par Blanc et al. (2022b). De telles circulations apparaissent de plus en plus fréquentes au cours des 70 dernières années – une évolution pouvant être à l'origine d'une partie de l'augmentation des précipitations extrêmes (Blanc et al., 2022a). Nous étudions cependant l'évolution de différentes variables atmosphériques aux dates des maxima de précipitations afin d'avoir une vision plus globale des potentiels processus à l'œuvre pour expliquer cette tendance.

Une diminution de pression est observée sur la Péninsule Ibérique sur la période 1984-2017 par rapport à la période 1950-1983 (Figure VI.17). Cela entraîne un creux de basses pressions situé plus au sud sur l'Espagne, et se traduit par environ 15% de circulations associées à des flux de sud/sud-ouest sur Grenoble plutôt qu'à des flux d'ouest/sud-ouest sur la période récente (Figure VI.18).

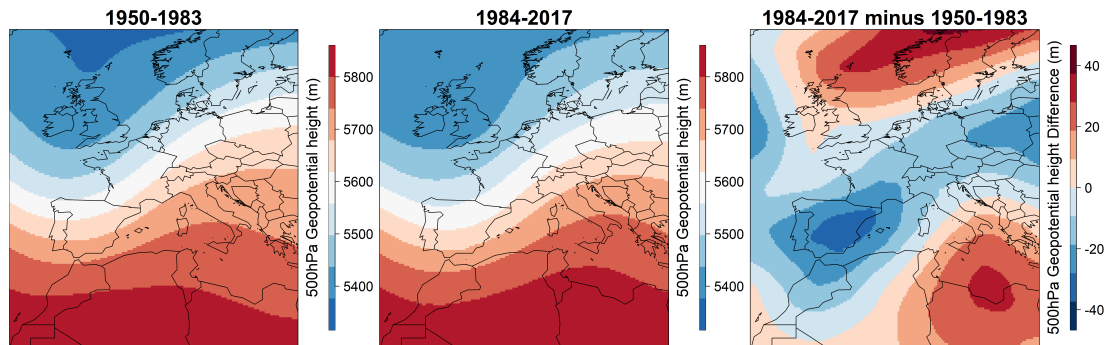


FIGURE VI.17 – Champs composites d'altitude du géopotiel 500 hPa aux dates des maxima automnaux de précipitations sur le bassin versant du Drac. Gauche : période 1950-1983 ; centre : 1984-2017 ; droite : 1984-2017 moins 1950-1983. La réanalyse ERA5 est utilisée.

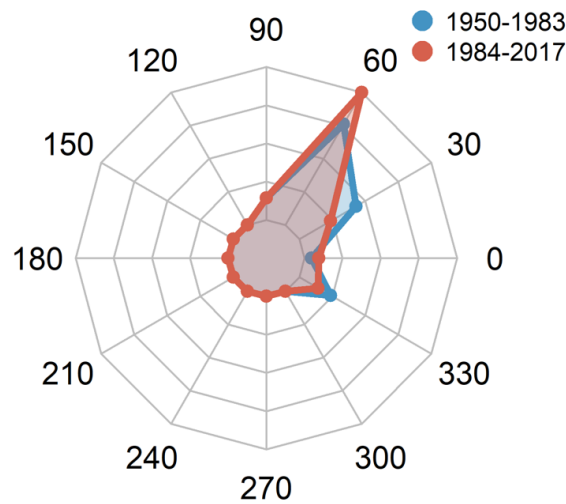


FIGURE VI.18 – Direction du vent à 500 hPa aux dates des maxima automnaux de précipitations sur le bassin versant du Drac. Les chiffres autour du graphique représentent l'angle du vent : 0° pour un vent d'ouest, 90° pour un vent de sud. Les points sur le graphique représentent le nombre de maxima associés à chacune des directions. Un point sur le cercle central représente une occurrence nulle. Un point sur le cercle extérieur représente ici 21 occurrences. Le vent à 500 hPa de la réanalyse ERA5 est utilisé, au point de grille le plus proche de Grenoble.

## **Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : quelles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises ?**

---

Aux dates de précipitations extrêmes d'automne sur le bassin du Drac, des ascendances d'air importantes sont observées sur les Alpes du sud françaises, les Cévennes mais aussi sur le nord de la vallée du Rhône (Figure VI.19, première ligne à gauche). Il est cependant intéressant de noter que les ascendances sur ces régions sont moins marquées que les ascendances principalement associées à l'orographie au cours des précipitations extrêmes d'hiver sur le bassin de l'Isère (Figure VI.16). Des subsidences d'air sont observées sur le bassin de l'Isère, en cohérence avec l'effet de foehn souvent observé sur ce bassin en flux de sud/sud-ouest. Les tendances de vitesses verticales à ces dates sur la période 1950-2017 suggèrent une augmentation des ascendances d'air sur les Alpes du Sud et la vallée du Rhône, tandis qu'un renforcement des subsidences est observé sur les Alpes du Nord françaises (Figure VI.19, première ligne à droite). Contrairement aux évolutions des vitesses verticales aux dates de précipitations extrêmes d'hiver sur le bassin de l'Isère, les évolutions observées ici ne correspondent pas forcément aux régions à fort relief (par exemple la vallée du Rhône). De plus, la faible variation de direction de flux (Figure VI.18) et de force de flux (MPD, Figure 13 de Blanc et al., 2022a) à l'origine d'extrêmes ne suggère pas des tendances de vitesses verticales expliquées par l'orographie. D'autres processus jouant un rôle dans l'instabilité des masses d'air peuvent ainsi être étudiées.

Aux dates de précipitations extrêmes d'automne sur le bassin du Drac, une température relativement élevée est observée sur la Méditerranée, sur le pourtour Méditerranéen et sur les massifs situés sous le vent du flux (Figure VI.19, deuxième ligne à gauche). On note aussi une forte humidité spécifique à 850 hPa (environ 1400 m d'altitude) sur un large quart sud-est de la France, allant de la côté Méditerranéenne aux contreforts des Alpes du Sud, jusqu'à la moyenne vallée du Rhône (Figure VI.19, troisième ligne à gauche). Sur cette région, on note une tendance à l'augmentation des températures aux dates de précipitations extrêmes, mais aussi une augmentation de l'humidité de l'air (Figure VI.19, deuxième et troisième ligne à droite). Cette augmentation de la température et de l'humidité de l'air en basse couche pourrait être à l'origine de l'augmentation de l'instabilité observée sur ces régions.

Ainsi, si les circulations Méditerranéenne critiques à l'origine de précipitations extrêmes sur le bassin du Drac en automne deviennent plus fréquentes, on observe au cours de ces circulations une augmentation de l'instabilité, de la température et de l'humidité sur une large région sud-est de la France allant des Alpes du Sud à la vallée du Rhône. En plus de la circulation atmosphérique, cela suggère que d'autres variables thermodynamiques entrent en jeu pour expliquer l'augmentation des précipitations extrêmes. A ce titre, la considération du flux d'humidité – combinant dynamique et thermodynamique – semble pertinente pour mieux appréhender les tendances de précipitations extrêmes en région Méditerranéenne (Tramblay et al., 2012).

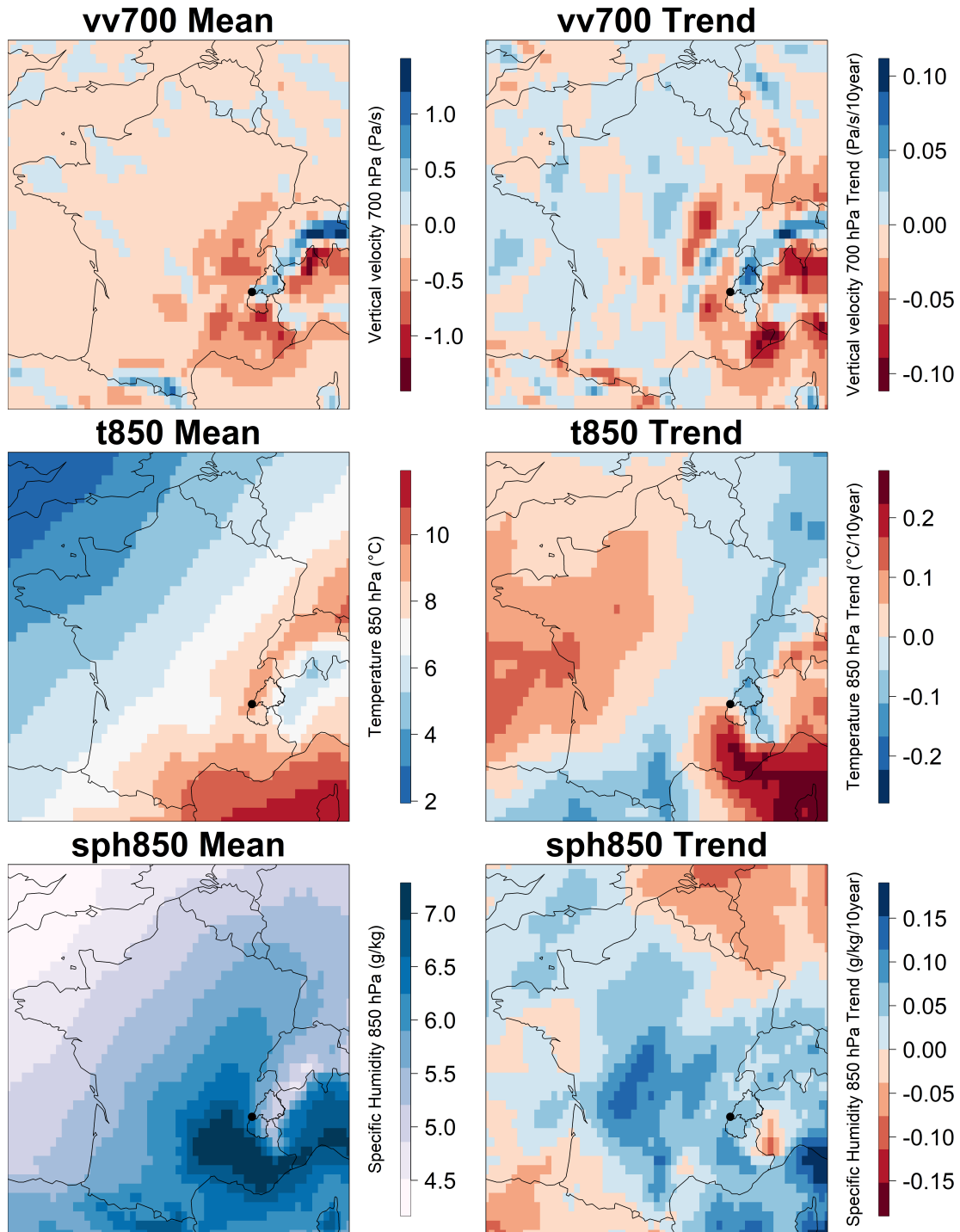


FIGURE VI.19 – Première ligne : vitesse verticale (en Pa/s) à 700 hPa sur la France. Les valeurs négatives correspondent à une ascendance d'air, les valeurs positives à une subsidence. Gauche : vitesse verticale moyenne aux dates des maxima automnaux de précipitations journalières sur le bassin versant du Drac. Droite : tendance de vitesse verticale à ces dates, issue d'une régression linéaire sur la période 1950 à 2017 (en Pa/s/10an). Deuxième ligne : de même, pour la température de l'air à 850 hPa (en °C). Troisième ligne : de même, pour l'humidité spécifique à 850 hPa (en g/kg). Les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble sont représentés. Le point noir représente la ville de Grenoble. La réanalyse ERA5 est utilisée.

## **VI.3 Résumé du chapitre VI et discussions**

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest via l'évolution des descripteurs atmosphériques. Nous avons ensuite discuté du lien entre ces tendances et les tendances de précipitations sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble depuis 1950, avant de discuter d'autres potentiels processus atmosphériques à l'œuvre.

### **VI.3.1 Évolution des circulations atmosphériques**

Malgré une cohérence des différentes réanalyses pour représenter la variabilité décennale des circulations d'Europe de l'Ouest, nous avons mis en évidence des différences majeures de tendances de circulations atmosphériques entre la réanalyse 20CRv2c et la réanalyse ERA20C sur la période 1900-1950. De plus, les tendances observées sur la réanalyse 20CRv2c avant 1900 semblent être impactées par l'évolution du nombre de données assimilées dans la réanalyse. Ces deux résultats sont en accord avec de précédentes études s'intéressant aux tendances de différentes variables atmosphériques dans ces réanalyses. Néanmoins, de telles différences rendent difficile l'étude des évolutions des circulations atmosphériques avant 1950.

Les trois réanalyses semblent cependant s'accorder sur la période postérieure à 1950. Nous avons ainsi utilisé la réanalyse ERA5 – produit de réanalyse le plus récent – pour étudier l'évolution récente des circulations atmosphériques. En combinant les descripteurs aux principales influences atmosphériques porteuses de précipitations dans les Alpes du Nord françaises, nous mettons en évidence peu d'évolution des circulations Atlantiques sur la période 1950-2019. Nous notons que les circulations Atlantiques tendent tout de même à devenir moins singulières en hiver. À cette saison, on observe aussi un décalage vers le nord des flux Atlantiques – une évolution non retranscrite par les descripteurs.

Les circulations Méditerranéenne observent des évolutions plus marquées. Au cours des 35 dernières années, elles semblent être associées à des centres d'action plus marqués, et à des directions de flux plus stationnaires et moins singulières en été et en automne. Cela se traduit par des anomalies de basses pressions situés plus au nord sur le proche Atlantique au cours de ces saisons, mais aussi par une composante zonale plus marquée en automne traduisant une récurrence plus importante de flux de sud-ouest. Un comportement opposé est observé en hiver et au printemps, avec des circulations Méditerranéennes moins marquées et plus singulières, pointant vers un affaiblissement de ces circulations.

Dans les chapitres précédents, nous avons vu que la singularité des formes de géopotential 500 hPa d'Europe de l'Ouest était associée au caractère zonal du flux. Dans le présent chapitre, la mise en regard des évolutions des descripteurs et des champs de géopotential 500 hPa permettent de préciser cette vision. Nous observons notamment que la singularité des circulations semble aussi être associée au caractère septentrional des centres de basses pressions – les circulations associées à une position septentrionale des basses pressions étant reproduites de manière plus proches dans la climatologie que les circulations associées à des basses pressions plus au sud.

Les tendances observées mises en avant sur les 70 dernières années sont cependant à prendre avec précaution, notamment en hiver. L'hiver est la saison associée à la plus grande variabilité naturelle des circulations atmosphériques sur l'Atlantique Nord (Oudar et al., 2020a), nécessitant de longues séries de données pour voir émerger de véritables tendances. Ici, l'évolution des circulations Atlantiques d'Europe de l'ouest sont cohérents avec les effets associés aux phases positives de l'Oscillation Nord Atlantique, plus fréquentes depuis les années 1980 (Woollings and Blackburn, 2012). Cela suggère une grande influence de la variabilité naturelle sur les évolutions observées à cette saison.

### **VI.3.2 Implications pour les précipitations dans les Alpes du Nord françaises**

Les cumuls saisonniers de précipitations sur les bassins versants de l'Isère et du Drac à Grenoble observent peu d'évolution. On note cependant une augmentation des cumuls printaniers issus de circulations Atlantiques, et une diminution des cumuls hivernaux issus de circulations Méditerranéennes. Si la diminution des cumuls printaniers sous influence Atlantique ne semble pas être associée à des changements de caractéristique des circulations Atlantiques, la plus faible contribution des circulations Méditerranéennes aux cumuls hivernaux pourraient être expliquées par une récurrence plus faible des circulations Méditerranéennes marquées et peu singulières.

La diminution des précipitations extrêmes hivernales sur le bassin de l'Isère pourrait en partie être expliquée par des changements de direction des flux Atlantiques les plus forts et les plus stationnaires, induisant une interaction plus faible entre les masses d'air et le relief. De plus amples recherches seraient nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Le bassin du Drac expérimente lui une augmentation des précipitations extrêmes journalières d'automne. Cette augmentation pourrait être en partie expliquée par une augmentation de la fréquence des circulations Méditerranéennes d'automne les plus marquées, les moins singulières et les plus stationnaires – correspondant aux flux de sud-ouest les plus forts. Néanmoins, une augmentation de l'humidité charriée par ces circulations dans un air plus chaud pourrait aussi expliquer cette augmentation.

A l'échelle des Alpes françaises, le retrait marqué de l'influence Méditerranéenne sur les précipitations extrêmes sur le pourtour des Alpes du Nord en hiver et dans une moindre mesure au printemps pourrait être expliqué par une diminution de la récurrence des circulations Méditerranéennes les plus fortes, les plus stationnaires et les moins singulières à l'origine de précipitations extrêmes à ces saisons.

Dans ce chapitre, les descripteurs atmosphériques se sont ainsi révélés comme des outils intéressants pour mettre en avant les évolutions des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest et discuter des potentielles implications pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Étudier les tendances futures des descripteurs atmosphériques selon différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre apparaît ainsi comme une perspective intéressante. Une telle analyse est abordée dans le chapitre suivant.

# VII

## Évolution future des circulations atmosphériques : preuve de concept appliquée au modèle CNRM-CM6-1

Dans ce chapitre, nous étudions l'évolution future des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest via l'évolution future des descripteurs atmosphériques. Ce chapitre se base en partie sur le stage de fin d'études réalisé au printemps 2021 par Jules Boulard, étudiant à l'Ecole Nationale de Météorologie. La lettre présentée ici, dont je suis 2<sup>e</sup> auteur, est la version en cours au moment de la rédaction de ce manuscrit.

### VII.1 Les circulations atmosphériques futures vont-elles ressembler aux circulations passées ? Implications pour les circulations à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises

#### VII.1.1 Spécificités méthodologiques

##### VII.1.1.a Le modèle de climat CNRM-CM6-1

Dans ce chapitre, nous appliquons une preuve de concept au modèle CNRM-CM6-1 pour projeter l'évolution future des circulations atmosphériques via les descripteurs (Jules a par ailleurs aussi travaillé avec le modèle IPSL-CM6A-LR, [Boulard, 2021](#)). Le modèle CNRM-CM6-1 a participé à plusieurs expériences de la phase 6 du projet d'intercomparaison des modèles de climat couplés (CMIP6, [Eyring et al., 2016](#)). Nous l'utilisons ici puisque c'est un modèle de climat français, faisant partie de la sélection des modèles retenus comme modèle forceur pour les projections climatiques DRIAS-2020, mais aussi puisqu'il est bien documenté quand aux biais et aux évolutions des circulations atmosphériques selon des méthodologies plus répandues ([Oudar et al., 2020a](#); [Fernandez-Granja et al., 2021](#); [Fabiano et al., 2020](#)).

Le modèle climatique CNRM-CM6-1 ([Voldoire et al., 2019](#)) est développé par le CNRM<sup>1</sup> et le CERFACS<sup>2</sup>. C'est un modèle couplé (AOGCM : Atmosphere Ocean Global Climate Model) qui se compose de différents modules. La résolution spatiale du modèle est 1.4°.

1. Centre National de Recherche en Météorologie

2. Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique



*Les circulations atmosphériques futures vont-elles ressembler aux circulations passées ? Implications pour les circulations à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises*

---

Nous utilisons ici l'altitude du géopotential 500 hPa du modèle sur l'Europe de l'Ouest, au pas de temps journalier. Nous considérons les 30 membres historiques du modèle (issus de différentes initialisations) sur la période 1950-2014. Nous utilisons aussi les projections futures sur la période 2015-2100 associées aux différents scénarios socio-économiques utilisés dans le 6<sup>e</sup> rapport du GIEC (scénarios SSP abordés plus en détail dans l'article qui suit).

#### **VII.1.1.b Les descripteurs atmosphériques**

Nous utilisons dans ce chapitre la singularité et le MPD, étant deux descripteurs relativement facilement interprétables, et d'intérêt pour les précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Les descripteurs bruts sont utilisés (tels qu'introduits dans le chapitre II), en cohérence avec le précédent chapitre traitant de l'évolution passée des circulations.

Pour la première fois dans cette thèse, la singularité est calculée de manière croisée entre deux jeux de données. La réanalyse ERA5 sur la période 1950-2014 est utilisée comme archive de recherche des analogues, que ce soit pour les circulations de la réanalyse, ou pour les circulations du modèle de climat. Une telle approche permet de strictement interpréter la singularité des circulations du modèle comme une ressemblance aux circulations observées. Par ailleurs, l'évolution de la singularité a aussi été étudiée en considérant les circulations du modèle comme analogues, et des résultats similaires ont été obtenus (Boulard, 2021).

Blanchet, J., Blanc, A., Boulard, J., and Creutin, J.-D. (2022). Will future Western Europe large-scale circulations resemble past circulations? A focus on the circulations driving extreme precipitation in the northern French Alps

**Résumé :** Détecter des tendances sur les circulations atmosphériques est un défi important puisque les circulations atmosphériques conditionnent grandement les conditions météorologiques locales. Dans ce travail, nous appliquons une preuve de concept au modèle CNRM-CM6-1 afin de savoir dans quelle mesure les formes futures de champs d'altitude du géopotential 500 hPa changeront en comparaison aux formes de géopotential passées. Nous utilisons deux descripteurs atmosphériques ayant prouvé leur pertinence pour caractériser les circulations à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises – caractérisant la direction et l'intensité du flux d'air. Les résultats montrent que le modèle CNRM-CM6-1 prévoit que les circulations futures (2015-2100) auront tendance à être plus organisées et avec des flux plus forts. Elles visiteront 30% plus souvent les états atmosphériques caractéristiques des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. L'application de la présente méthodologie à un ensemble de modèles climatiques apparaît comme une perspective intéressante afin de prendre en compte les incertitudes associées aux projections des circulations.

**Abstract :** Detecting trends in regional large-scale circulation (LSC) is an important challenge as LSC is a key driver of local weather conditions. In this work, we study whether future geopotential height fields projected by a climate model will change in shape compared to past geopotential height fields, using CNRM-CM6-1 as a proof-of-concept. We focus on two descriptors that were shown in previous works to be linked to the generation of extreme precipitation in the northern French Alps - they allow interpreting changes in flow direction and flow intensity. The results show that CNRM-CM6-1 projects that future circulations (2015-2100) will tend to be more organized and with stronger flows. They will visit 30% more often the atmospheric states that are characteristic of extreme precipitation in the northern French Alps. Applying the present methodology to an ensemble of climate models appears as an interesting perspective to account for projection uncertainties.

## VII.1.2 Introduction

Large-scale circulation (LSC) over the Euro-Atlantic sector is a key driver of weather conditions over Europe. LSC variability strongly affects precipitation and temperature anomalies, as observed during the different phases of the North Atlantic Oscillation (NAO, [Hurrell, 1995](#)). Moreover, specific LSC patterns drive extreme weather events over Europe, including extreme precipitation ([Giannakaki and Martius, 2016](#)), floods ([Stucki et al., 2012](#)), extreme snowfall ([Scherrer and Appenzeller, 2006](#)), or heatwaves ([Jézéquel et al., 2018](#)).

As a consequence, changes in LSC may impact local weather conditions. [Vautard and Yiou \(2009\)](#) show that increasing precipitation frequency in northern Europe and decreasing precipitation frequency in southern Europe in winter is well controlled by changes in LSC from 1948 to 2007. [Horton et al. \(2015\)](#) show that the increase in summer hot extremes over Europe can be partly explained by an increase in the occurrence of blocking high pressure systems over Central Europe over the period 1979-2013. [Yiou et al. \(2018\)](#) show that zonal flows and negative NAO phases become trapped for longer times in winter over the period 1948-2017, with potential impacts for extreme precipitation in Northern and Southern Europe.

Future changes in mid-latitude LSC depend on multiple drivers, including the tropical amplification, the Arctic amplification, the strength of the stratospheric vortex, and other remote drivers (Zappa and Shepherd, 2017; Oudar et al., 2020b). Uncertainty in the response of these drivers to increasing greenhouse gases lead to uncertainties in LSC projections (Bellomo et al., 2021; Peings et al., 2017; Zappa and Shepherd, 2017). Despite uncertainties, climate models from different generations tend to project an increasing zonality of the flow over the Euro-Atlantic sector with more frequent and persistent positive NAO phases, as well as a squeezing of the jet over Western Europe (Fabiano et al., 2021; Harvey et al., 2020; Oudar et al., 2020b; Peings et al., 2018).

The mean response of LSC to increasing greenhouse gases is often investigated through trends in weather regimes occurrence (Fabiano et al., 2021) or in zonal wind at low levels (Oudar et al., 2020b; Peings et al., 2018). However, specific LSC characteristics – such as blocking frequency, extent and duration for instance (Bacer et al., 2021) – appear relevant to focus on extreme weather events. This is the case for extreme precipitation in the northern French Alps, whose driving LSCs have been shown to share some specific characteristics (Blanchet et al., 2018; Blanchet and Creutin, 2020; Blanc et al., 2022b). Notably, Western Europe LSC driving extreme precipitation in the northern French Alps feature geopotential shapes that are among the most closely reproduced in the climatology with among the most pronounced centers of action, corresponding to the strongest westerlies.

In this article, we carry out a proof of concept applied to the global climate model CNRM-CM6-1 to study future Western Europe LSC with regard to these characteristics. We employ two descriptors that were previously introduced in the literature and that characterize the 500 hPa geopotential height field. They are the singularity in shape – reflecting the way a geopotential shape is reproduced in the climatology – and the maximum pressure difference – reflecting the strength of the centers of action. Using both descriptors allow addressing the two following questions : will future Western Europe LSCs resemble already observed LSCs? Will critical Western Europe LSC for extreme precipitation in the northern French Alps be more frequent in the future?

### VII.1.3 Data and method

The 500 hPa geopotential height over a  $32 \times 16^\circ$  window centered over Western Europe (black rectangle in Fig. VII.1) is used to represent large-scale circulations at daily time steps. Its altitude is generally between 4800 and 6000 m.a.s.l, with an average of 5560 m. The strength of the wind is related to the geopotential gradient : the larger the gradient, the stronger the wind. At 500 hPa, the wind can be considered as geostrophic, i.e. it follows the iso-altitude lines of geopotential (isohypses). The position and intensity of the low or high pressure zones (also called centers of action) determine the strength and direction of the wind, which have a strong influence on the local weather (temperature, precipitation).

The 500 hPa geopotential heights are given by CNRM-CM6-1 climate model (Voldoire et al., 2019). The horizontal resolution is about  $1.4^\circ$  and we consider daily values. In the historical experiments, the model simulates the climate from January 1, 1850 to December 31, 2014. 30 runs are available, corresponding to different initializations. The future projections correspond to the period from January 1, 2015 to December 31, 2100. They allow studying future climate evolution depending on five Shared Socio-Economic Pathway scenarios (SSPs, O’Neill et al., 2016) considered in the CMIP6 experiment, combining both socio-economic response to adaptation and mitigation and forcing according to the Representative Concentration Pathways (RCP, Moss et al., 2010; Vuuren et al., 2011). Scenarios go from SSP1 -the most optimistic scenario corresponding to sustainable economic, social and environmental development through strong international cooperation- to SSP5 corresponding to a rapid fossil-fueled development. Each scenario is then associated with a trajectory of increased radiative forcing in 2100 compared to the pre-industrial era (1850). For example, the SSP2-4.5 trajectory is the combination of the second scenario (SSP2) and a  $4.5 \text{ W/m}^2$  increase in radiative forcing. Four scenarios are considered in this study : SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5. CNRM-CM6-1 simulates a set of 6 runs for each scenario, all of which are used in this study.

ERA5 reanalysis (Hersbach et al., 2020) is used as reference dataset to both i) validate CNRM-CM6-1 on the historical period, ii) compute analogy (see below). ERA5 extends from January 1st, 1950 to now. It features an horizontal resolution of  $0.25^\circ$ , 29 pressure levels and hourly time intervals but we use the daily time-step to match the temporal resolution of CNRM-CM6-1.

To study the resemblance of circulations, we use the singularity descriptor introduced in Blanchet et al. (2018). The singularity is based on analogy, that is on the comparison of daily geopotential height fields between each other. It measures how well a geopotential fields resembles other geopotential fields of a reference database, or in other words how well it is reproduced in the reference database. The reference database can be either the same series -in which case the singularity measures resemblance to the climatology- or an external database. In this article, ERA5 over 1950-2014 is taken as the reference database. In order to focus on resemblance in shape, analogy is based on the Teweles-Wobus score (Teweles and Wobus, 1954), which measures the similarity in shape between geopotential height fields using North-South and West-East gradients. Let  $z_{jk}$  be the geopotential height of grid point  $j$  at day  $t_k$  of the target database (either CNRM-CM6-1 or ERA5 below) and  $z_{jk}^{ref}$  be the geopotential height of the reference database (ERA5 between 1950 and 2014 in our case). The Teweles-Wobus score between days  $t_k$  and  $t_{k'}$  of either database is given by

$$TWS_{k,k'} = \frac{\sum_{(j,j') \in Adj} |(z_{jk} - z_{j'k}) - (z_{jk'}^{ref} - z_{j'k'}^{ref})|}{2 \sum_{(j,j') \in Adj} \max(|z_{jk} - z_{j'k}|, |z_{jk'}^{ref} - z_{j'k'}^{ref}|)}, \quad (\text{VII.1})$$

where  $Adj$  ranges the set of adjacent grid points in North-South and West-East directions in the region of study. A value of 0 means that day  $t_k$  of the target database features exactly the same shape as day  $t_{k'}$  of the reference database. A value of 1 means that days  $t_k$  and  $t_{k'}$  feature strictly opposite shapes. In practice, the TWS values range is narrower interval - the TWS values obtained in this study range between 0.04 and 0.88. Note that the TWS computation in Eq. (VII.1) requires both databases to have the same spatial resolution. Thus for computing similarity between CNRM-CM6-1 and ERA5, the latter is downgraded to the resolution of the climate model. Note also that detrending geopotential heights uniformly in space according to the surface temperature - as in Jézéquel et al. (2018) - would have no effect on TWS values as TWS does not consider absolute heights.

The singularity measures how well the geopotential shape a given day of the target database resembles its closest day of the reference database, referred as its analogs. The singularity of shape of day  $t_k$  is defined as the mean TWS between day  $t_k$  and its  $Q$  closest analog days within

the reference database :

$$sing_k = \frac{1}{Q} \sum_{q \in A_k^{ref}} TWS_{k,q}, \quad (\text{VII.2})$$

where  $A_k^{ref}$  ranges the  $Q$  closest analogs of day  $t_k$ , within the reference database. Following [Blanchet and Creutin \(2020\)](#),  $Q$  is set to 118, corresponding to 0.5% of the days in the reference database. A shape featuring low singularity means that resembling shapes are found in the reference database. The singularity cannot be directly related to the frequency of occurrence of a given shape since geopotential shapes are never perfectly reproduced ( $TWS_{k,k'} > 0$ ). Very low singularities appear actually to be rare even in the climatology (i.e. when the reference and target databases are the same).

For a better representation of the singularity, we illustrate in [Fig. VII.1](#) the average geopotential heights of ERA5 on the days featuring the 5% largest/smallest singularities, to be compared to the average geopotential heights on all days. The average on all days shows the mean regime characterized by a zonal flow towards Europe. The days with the smallest singularities show a very marked shape associated to a very strong west to southwest flow towards Western Europe, while the days with the largest singularities correspond to flat geopotentials. Notably, the standard deviation associated to the largest and smallest singularities are at least 30% smaller than the overall standard deviation, which means that the extreme values of singularity are somehow able to discriminate among geopotential shapes, with on one side the marked westerlies (small singularities) and on the other side the barometric swamps or anticyclonic situations (large singularities). The fact that flat geopotential shapes show large singularities is partly due to the normalization in the TWS of [Eq. VII.1](#)- for the same gradient difference in the numerator, the TWS will be larger for smaller geopotential height (smaller denominator). This is coherent with the interpretation of TWS as measuring closeness in shape since it is more difficult to closely reproduce "unorganized" (flat) geopotentials than very marked geopotentials that have a typical shape. We see here the difference with e.g. the Euclidean Distance that is based on absolute differences.

Since by definition the singularity informs on resemblance in shape regardless the range of heights reflecting the strength of the flow, we complement this descriptor by a second descriptor : the maximum pressure difference (MPD) representing the strength of the centers of action. The MPD of day  $t_k$  is defined as the maximum difference in 500hPa geopotential heights within the study window :

$$MPD_k = \max_j(zjk) - \min_j(zjk).$$

Both the singularity and the MPD were shown to explain a significant part of precipitation variability in the northern French Alps, as well as to characterize the atmospheric circulations driving extreme precipitation in the region ([Blanc et al., 2022b, 2021](#)).

The singularity and MPD are computed at the daily time-step for ERA5 between 1950 and 2014, for CNRM-CM6-1 between 1950 and 2014, and for each SSP of CNRM-CM6-1 between 2015 and 2100. In each case, analogy for the singularity is computed with respect to ERA5 between 1950 and 2014. The singularity and MPD series of the 30 historical runs of CNRM-CM6-1 are then pooled together to allow for more robust trends. The same is carried out with the 6 runs associated with each SSP. Note that considering the LSC characteristics of all days allows studying whether specific LSC characteristics driving extreme events will be more frequent in the future, a slightly different approach to [Faranda et al. \(2020\)](#) that considers LSC characteristics at the dates of specific extreme events. Trends between 1950-2014 on one side and between 2015-2100 on the other side are computed with quantile regression, for the 0.05 to 0.95 percentiles with step 0.05. P-values of trend significance are obtained with the kernel method proposed by [Powell \(1991\)](#).

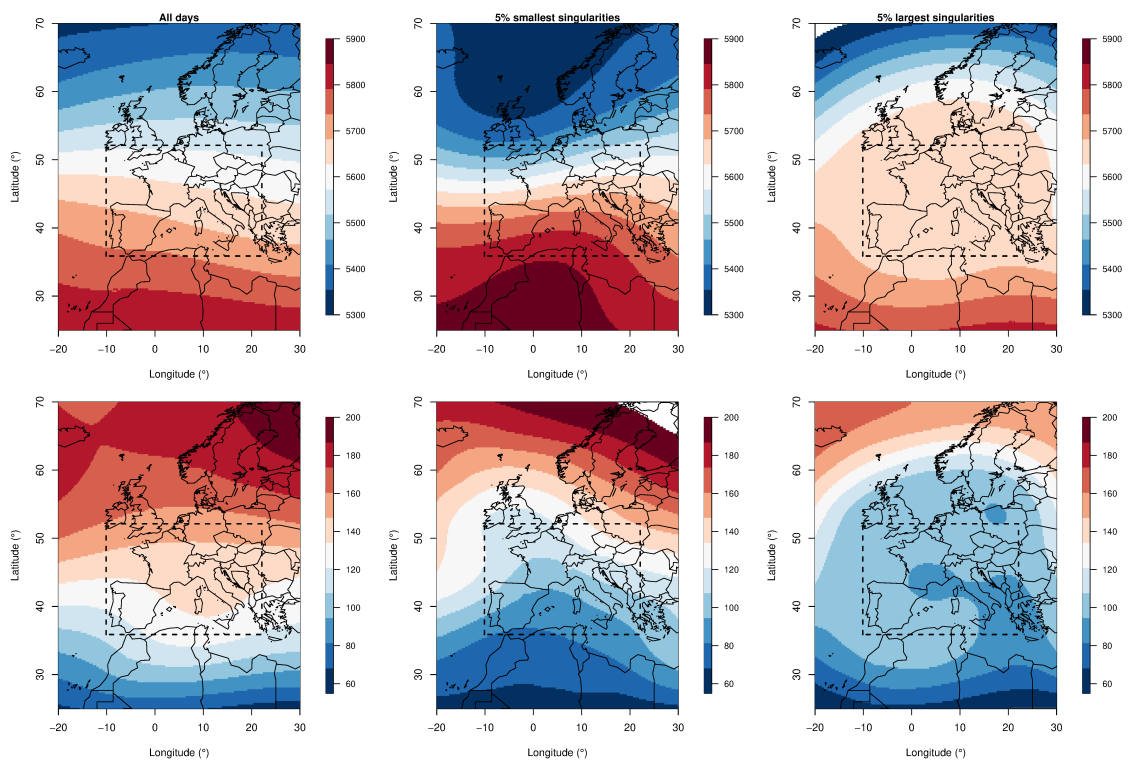


FIGURE VII.1 – Top : Average geopotential heights (m) of ERA5 over 1950-2014. Bottom : standard deviation of geopotential heights (m). Left : for all days. Middle : for the days featuring the 5% smallest singularities. Right : for the days featuring the 5% largest singularities.

#### VII.1.4 Results

We show in Fig. VII.2 the seasonal 2-dimensional densities of the singularity versus MPD over the historical period for ERA5 and CNRM-CM6-1. Flow direction (singularity) and flow intensity (MPD) are pretty much correlated in both databases, particularly in summer (e.g. for CNRM-CM6-1 Pearson correlation is from -0.74 in winter to -0.82 in summer). The two databases show a pretty good agreement, but we note some differences. In winter, CNRM-CM6-1 shows too many LSCs featuring quite low singularities (around 0.17) and quite large MPDs (around 500 m) in comparison to ERA5, meaning that the model spends too much time closely coming back to known geopotential shapes. Such characteristics correspond to marked westerlies (Figure VII.1), which is consistent with the known bias of the model to overproduce westerlies in winter (Fernandez-Granja et al., 2021; Oudar et al., 2020a). The model also produces more marked LSCs than ERA5 in winter (larger MPDs)—a feature that is also quite pronounced in spring. In summer, CNRM-CM6-1 tends to be slightly too "imaginative" as it shows too many flat and singular geopotential shapes and too few marked and closely reproduced geopotential shapes. The pair (singularity,MPD) reveals here as easy indicators for evaluating the diversity of geopotential shapes in a climate model.

In order to illustrate changes in future circulations, we show in Fig. VII.3 the seasonal 2-dimensional densities of the singularity versus MPD for CNRM-CM6-1 over both the historical period 1980-2010 and the future period 2070-2100 under SSP5-8.5. In winter and spring, we observe under SSP5-8.5 a decrease in frequency in both the largest singularities and the lowest MPDs, meaning that the least pronounced circulations will become less frequent in future in these seasons. More importantly, we also observe in winter and spring an increase in the frequency of the largest MPDs although the frequency of the lowest singularities seems more stationary, meaning that circulation with strong flow intensities will become more frequent in the future. In summer we observe a slight decrease in singularity while MPD barely changes, meaning that future summer geopotential shapes will tend to resemble slightly more the past geopotential shapes. In autumn, we observe a slight decrease in MPD while the singularity is quite stationary – slightly less pronounced circulations.

In order to more quantitatively investigate trends over the whole distribution of singularities and MPDs and for all SSPs, we apply quantile regressions for the 0.05 to 0.95 percentiles. The results are summarized in Fig. VII.4. They show that trends in singularity and MPD are almost mirrored, particularly in winter and spring. Over the historical period, trends in singularity are mostly negative but small, so almost no trend is significant at level 5%, apart in spring for CNRM-CM6-1 but this is not confirmed by ERA5. All future scenarios agree on a decrease in singularity. This decrease is all the more pronounced as greenhouse gases concentration grows (increased SSP) and large singularities are considered (large percentiles). Notably, for the most pessimistic SSP (SSP5-8.5), decreases in singularity are significant from the smallest to the largest percentiles apart in autumn during which decreases are weaker and only the half smallest singularities show significant decrease. For MPD, trends over the historical period are mostly positive but quite small. Significant increases are found in spring over the historical period but this is not confirmed by ERA5. All future scenarios agree on a significant increase in MPD in winter and spring over the whole distribution with larger trends for the largest quantiles, while trends in summer and spring are mixed and slight (apart for SSP5-8.5 in autumn with significant decreases). Trends in singularity and MPD reflect that future geopotential shapes will more often resemble to past geopotential shapes in almost every season, with future geopotential shapes being more marked in winter and spring, suggesting stronger flows towards Western Europe.



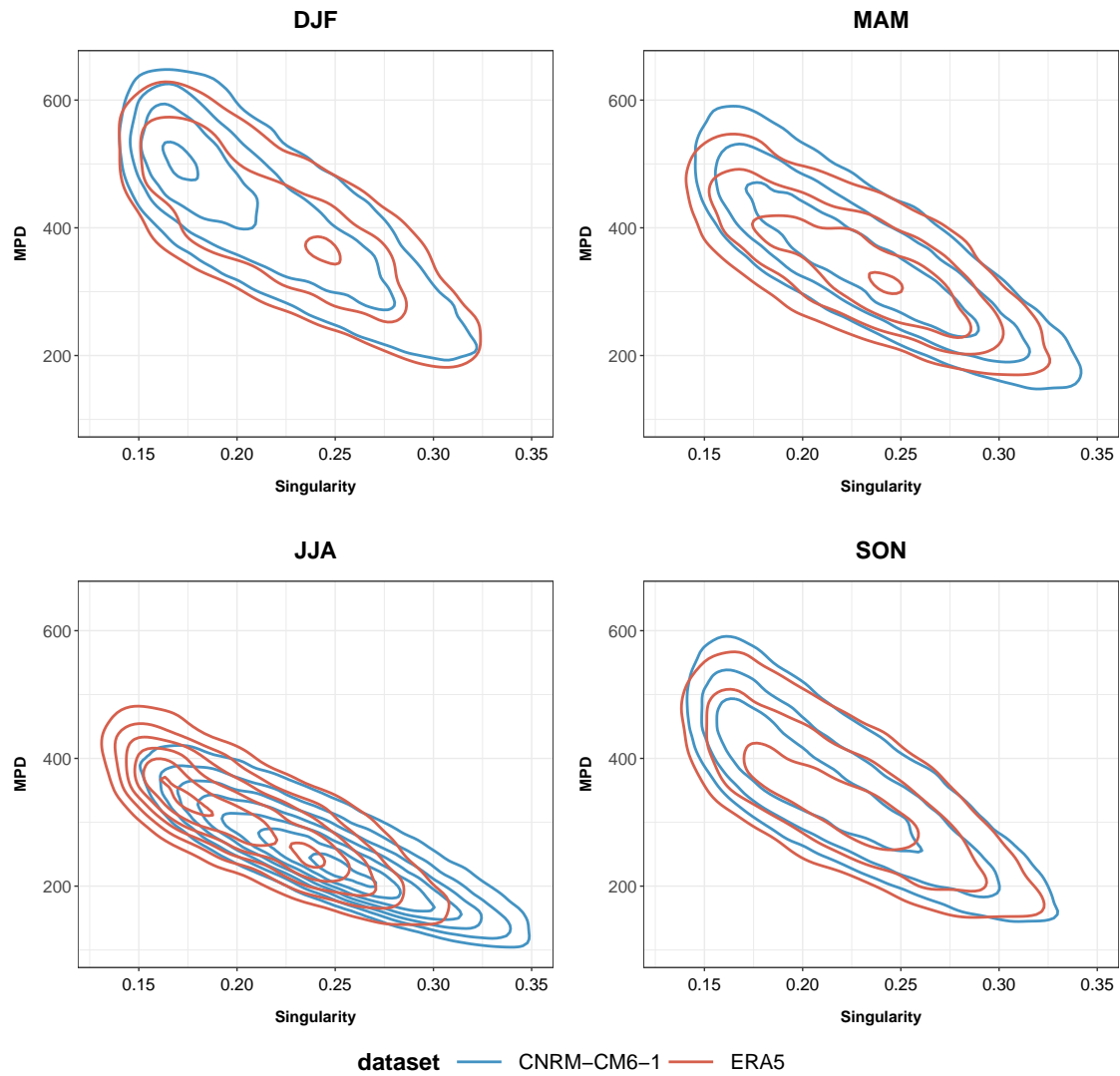


FIGURE VII.2 – Contour density of singularity versus maximum pressure difference over 1950-2014 for CNRM-CM6-1 (blue) and ERA5 (red). The contour bins have width 0.03 (arbitrarily taken for illustrative purpose). The contours of CNRM-CM6-1 are for the 30 runs.

*Les circulations atmosphériques futures vont-elles ressembler aux circulations passées ? Implications pour les circulations à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises*

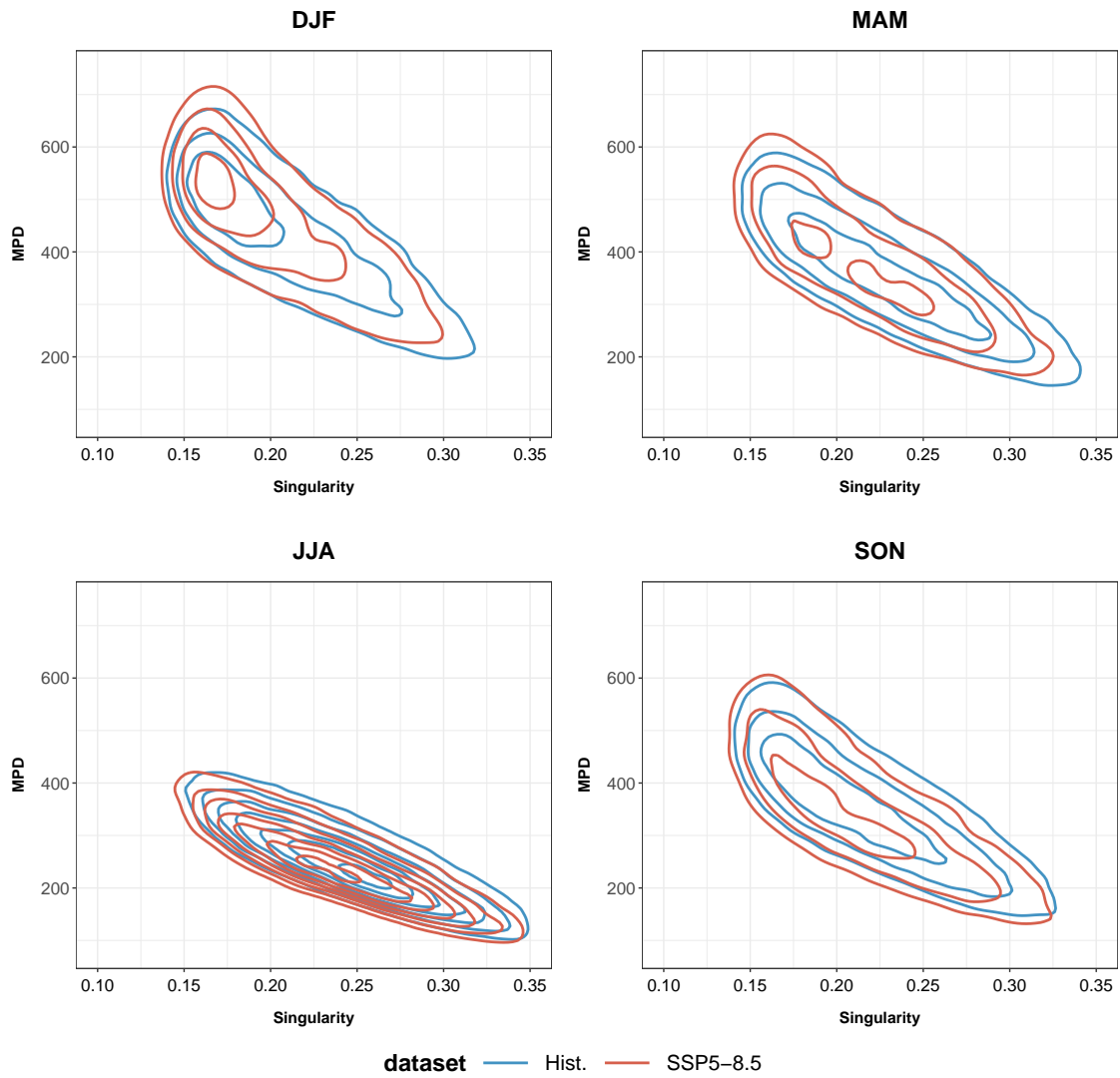


FIGURE VII.3 – Contour density of singularity versus maximum pressure difference for CNRM-CM6-1 over 1980-2010 ("Hist.", in blue) and 2070-2100 under SSP5-8.5 (in red). The contour bins have width 0.03 (arbitrarily taken for illustrative purpose). The contours of CNRM-CM6-1 are for the 30 runs over the historical period and for the 6 runs over the future period.

## Évolution future des circulations atmosphériques : preuve de concept appliquée au modèle CNRM-CM6-1

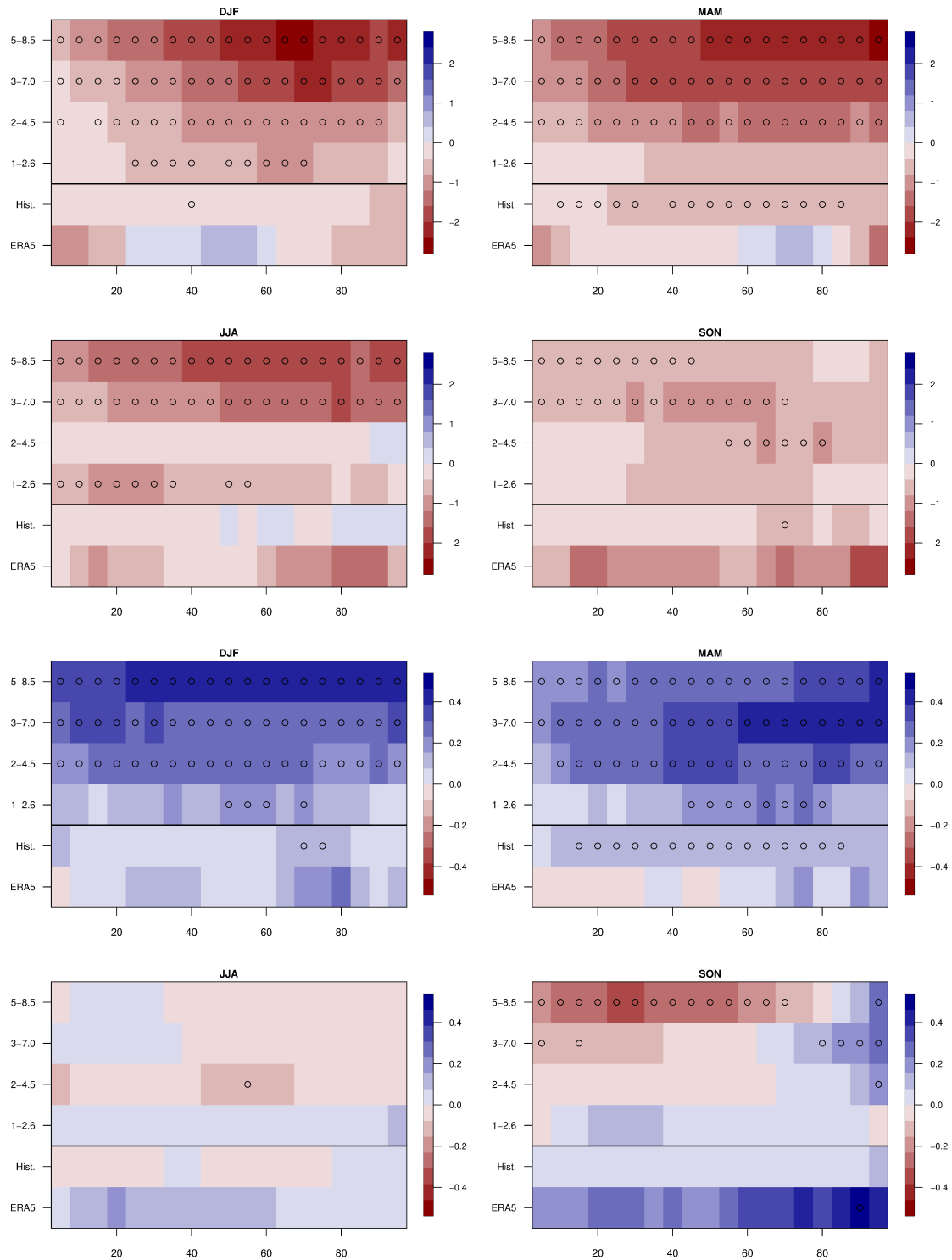


FIGURE VII.4 – Seasonal trend in singularity (top four panels,  $10^{-4}$ /year) and MPD (bottom four panels, m/year) for different databases obtained with quantile regression for percentiles ranging from 0.05 to 0.95 (image columns). The color codes the trend values. The points indicate trends that are significant at level 5%. In each image, the two below rows are for the historical period, under ERA5 (last row) or CNRM-CM6-1 ("Hist."). The five upper rows correspond to CNRM-CM6-1 under different SSPs.

The potential impacts of the observed changes in singularity and MPD on local extreme precipitation can be discussed based on previous studies. Previous works showed that extreme precipitation events in the northern French Alps mainly occur in autumn and winter and they are mainly associated with Atlantic circulations (zonal flows) featuring small singularity and large MPD (Blanc et al., 2022b). In winter, 63% of the 1% largest daily precipitation over the Isère and Drac rivers catchments are generated by circulations featuring concurrent singularities below the 0.2-quantile and MPDs above the 0.8-quantile (39% in autumn). CNRM-CM6-1 predicts in 2070-2100 under SSP5-8.5 that 14% of the winter circulations will feature concurrent value of singularity below the 0.2-quantile of 1980-2010-singularity and MPD above the 0.8-quantile of 1980-2010-MPD, which represents an increase of 42% compared to 1980-2010 (13% increase in autumn). As a result, CNRM-CM6-1 predicts that future geopotentials will revisit about 30% more often the characteristic states generating extreme precipitation. This can obviously impact water-related hazard in the future.

The aforementioned implications for extreme precipitation in the northern French Alps comes with some limitations. First, we only consider CNRM-CM6-1 in the present article, as a proof of concept. We are well aware that the application of the present methodology to an ensemble of climate models would be essential to account for the large uncertainties of future large-scale circulations over the Euro-Atlantic domain (Peings et al., 2018). Moreover, the past evolution of LSC does not seem to fully explain the observed trends in extreme precipitation in the northern French Alps (Blanc et al., 2022a; Blanchet et al., 2021a). The proposed implications also rely on a constant link between specific LSC characteristics and extreme precipitation, but other variables (such as humidity) are likely to play a role in modifying this link in a climate change context.

## VII.1.5 Conclusion

In this article, we have considered the singularity of geopotential shape based on analogy and a descriptor of circulation strength - the Maximum Pressure Difference- to study whether future European large-scale circulations will resemble past circulations. Considering CNRM-CM6-1 climate model, we have shown that the singularity of shape and the Maximum Pressure difference are easy tools to evaluate the geopotential height fields produced by climate models in an original way. We have shown that the model is able to reproduce the variety of geopotential shapes of ERA5 on the historical period, although it tends to produce a larger occurrence of marked and closely reproduced geopotential shapes in winter and slightly too flat shapes in summer. For the future period, we have shown that CNRM-CM6-1 predicts a general decrease in singularity and an increase in Maximum Pressure Difference between 2015 and 2100 for all Shared Socioeconomic Pathway scenarios, which reflects an enhanced organization of geopotential height fields. These trends apply to the whole range of descriptor values and they are significant for the most pessimistic scenarios. Based on previous studies, we have noted that CNRM-CM6-1 under the most pessimistic scenario (SSP5-8.5) predicts that future geopotentials will revisit 30% more often the characteristic states generating extreme precipitation in the northern French Alps.

By considering only one climate model, this study is a proof of concept of the interest of these two descriptors to i) evaluate climate models in an original but easy way, ii) study the resemblance of future to past circulations, iii) study the future recurrence of specific circulation characteristics related to extreme events. Obviously, a continuation of this study will be to apply the method to other CMIP6 climate models to enhance reliability of the results and account for climate projection uncertainties. Given the link between the descriptor and seasonal/extreme precipitation highlighted in previous studies, another continuation of this study will be to quantify the contribution of the changes in singularity to trends in local weather in the past, giving insights on the relevance of large-scale circulation to study future changes in local weather conditions.

## VII.2 Résumé du chapitre VII et discussions

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'évolution future de la singularité des circulations et de l'intensité des centres d'action sur l'Europe de l'Ouest. Bien que représentant une preuve de concept appliquée à un seul modèle de climat, l'approche par descripteur atmosphérique permet d'aborder les deux questions suivantes : est-ce que les circulations futures ressembleront aux circulations observées dans le passé ? Est-ce que les circulations atmosphériques critiques à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises seront plus fréquentes ?

Les descripteurs apparaissent comme des outils intéressants pour évaluer les circulations atmosphériques d'un modèle de climat. Le modèle CNRM-CM6-1 reproduit bien les caractéristiques des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest sur la période 1950-2017. En revanche, il simule une fréquence trop importante de circulations relativement marquées et peu singulières en hiver, en accord avec le biais connu du modèle à simuler trop de circulations zonales à cette saison. Au contraire, le modèle tend à systématiquement simuler des champs de géopotentiels trop plats en été.

L'évolution future des circulations pointe vers une diminution de la singularité à toutes les saisons, d'autant plus forte que le scénario de réchauffement est important. Les circulations proches des circulations déjà observées semblent ainsi de plus en plus fréquentes en réponse au réchauffement climatique. On note aussi une augmentation de l'intensité des centres d'action, particulièrement en hiver et au printemps. A l'horizon de la fin du siècle, cela suggère une fréquence plus importante de flux forts à ces saisons.

La diminution de la singularité et l'augmentation de l'intensité des centres d'action à l'horizon de la fin de siècle selon le scénario le plus pessimiste SSP5-8.5 suggèreraient une augmentation de 30 % de la fréquence des circulations à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises (automne et en hiver). Une application de la présente approche à un ensemble de modèles de climat sera en revanche indispensable pour prendre en compte les incertitudes associées aux évolutions futures des circulations atmosphériques. Nous pourrions de même penser à l'utilisation de modèles à plus haute résolution spatiale – CNRM-CM6-1-HR par exemple, ainsi que des modèles de climat régionaux – pour étudier l'impact de la résolution spatiale sur l'évolution des descripteurs.

# VIII

## Conclusions et perspectives

### VIII.1 Conclusions

La présente thèse prend racine dans un contexte d'incertitudes fortes associées à l'évolution du risque de crues à différentes échelles sur le territoire de la Métropole Grenobloise. Si l'évolution du risque de crue à l'échelle régionale est incertaine dans le contexte du changement climatique, nous avons montré qu'elle semble d'autant plus incertaine dans les Alpes du Nord françaises – région à forts reliefs marquée par une double influence atmosphérique à l'origine de précipitations extrêmes (chapitre I).

Dans cette thèse, nous nous sommes attachés à essayer de mieux comprendre les liens entre circulations atmosphériques et précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises. Si le nexus circulations atmosphériques–précipitations extrêmes constitue le corps de ce travail, des études complémentaires ont aussi été réalisées afin de souligner les apports mais aussi les limites des présents travaux pour la problématique des crues. Les principales tendances obtenues sur la période passée sont résumées en Figure VIII.1.

#### VIII.1.1 Des crues de rivières aux circulations atmosphériques : une forte dépendance des extrêmes en hiver et en automne

Cette thèse permet une meilleure compréhension des scénarios atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises – et ainsi des crues d'automne et d'hiver sur les bassins versants de l'Isère et du Drac (chapitre III).

Les précipitations extrêmes les plus fortes sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble ont principalement lieu en automne et en hiver. De telles précipitations sont largement associées à des circulations dites Atlantiques, c'est-à-dire à des flux à forte composante zonale en provenance de l'ouest. En comparaison aux autres circulations atmosphériques, les circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes possèdent des directions de flux plutôt stationnaires et reproduits de manière très proche dans la climatologie. Elles possèdent des centres d'action parmi les plus marqués, induisant un flux parmi les plus forts en altitude. **De telles circulations correspondent aux circulations Atlantiques les plus fortes et relativement stationnaires sur plusieurs jours, dont l'occurrence dans la climatologie est rare. Cela pointe l'importance des circulations atmosphériques dans la génération de précipitations extrêmes sur le bassin versant de l'Isère.**

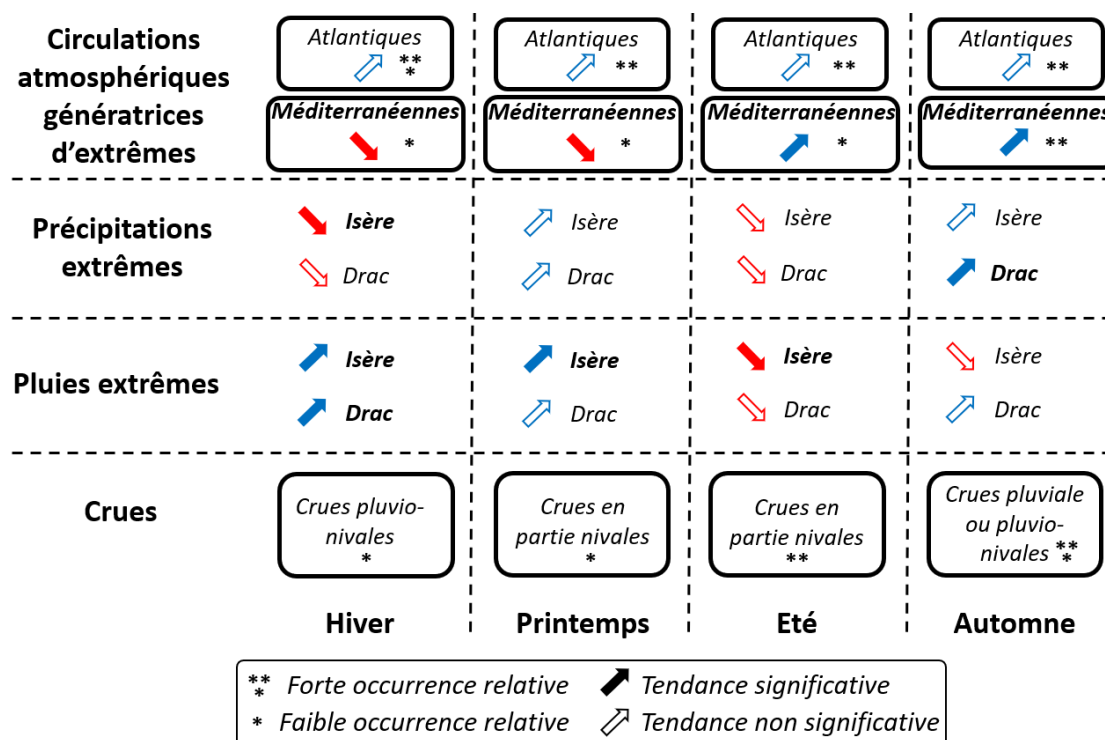


FIGURE VIII.1 – Représentation schématique des évolutions passées obtenus au cours de cette thèse. Pour le crues, les différentes catégories de crues de [Vivian and Pupier \(1996\)](#) sont énoncées. Le nombre d'étoile représente la fréquence relative des crues et des circulations atmosphériques génératrices de précipitations extrêmes. Les tendances significatives sont représentées en flèches pleines. Les saisons considérées sont l'hiver (DJF), le printemps (MAM), l'été (JJA), et l'automne (SON).

Les précipitations extrêmes sur le bassin versant du Drac à Grenoble ont principalement lieu en automne. Elles sont majoritairement associées à des circulations dites Méditerranéennes, bien que près de la moitié des précipitations extrêmes soient associées à des circulations Atlantiques telles que décrites dans le précédent paragraphe. En comparaison aux autres circulations Méditerranéennes, les circulations Méditerranéennes à l'origine de précipitations extrêmes sur le bassin du Drac possèdent des directions de flux plutôt stationnaires, et reproduites de manière très proche dans la climatologie. Elles possèdent des centres d'action très marqués induisant un flux Méditerranéen parmi les plus forts. **De telles circulations correspondent à des flux de sud-ouest marqués en altitude.** Les circulations Méditerranéennes à l'origine de précipitations extrêmes possèdent cependant des flux moins stationnaires et moins forts que leurs homologues Atlantiques – des caractéristiques moins rares dans la climatologie. **Cela suggère que d'autres variables atmosphériques – telles que l'humidité – jouent un rôle prépondérant en combinaison avec les circulations atmosphériques dans la génération de précipitations extrêmes sur le bassin versant du Drac.**



### VIII.1.2 Évolution passée des circulations atmosphériques d'Europe de l'Ouest : incertitudes avant 1950 et évolutions marquées des circulations Méditerranéennes

L'évolution des circulations atmosphériques avant 1950 apparaît différente en fonction de la réanalyse atmosphérique utilisée (chapitre VI). La réanalyse européenne ERA20C montre un renforcement du gradient méridional de pression entre 1900 et 1950, qui n'est pas retranscrit par la réanalyse américaine 20CRv2c. De plus, la considération d'un nombre moins important d'observations au début de la période couverte par la réanalyse 20CRv2c semble affecter les tendances issues de la réanalyse avant 1900. De tels résultats rendent difficile l'étude de l'évolution des circulations atmosphériques avant 1950.

Les réanalyses s'accordent cependant sur l'évolution des circulations atmosphériques après 1950. Au cours des 70 dernières années, les circulations Atlantiques d'hiver montrent un décalage vers le nord des flux zonaux et une composante sud-ouest du flux plus marquée. Les circulations Atlantiques montrent peu de changements aux autres saisons. Les circulations Méditerranéennes montrent quand à elles des changements plus marqués. Elles semblent se renforcer en été et en automne, avec une composante zonale du flux devenant plus marquée en automne. **Cela suggère une augmentation de la récurrence de forts flux de sud-ouest, à l'origine de précipitations extrêmes sur le bassin du Drac en automne.** En hiver et dans une moindre mesure au printemps, un affaiblissement des circulations Méditerranéennes est observé avec des circulations moins marquées, moins stationnaires et moins singulières. **Une telle évolution pourrait expliquer les cumuls hivernaux de précipitations plus faibles dans les Alpes du Nord françaises issus de circulations Méditerranéennes, ainsi que le net retrait de l'influence Méditerranéenne sur les précipitations extrêmes du quart sud-est de la France.**

### VIII.1.3 Évolution passée des précipitations extrêmes : entre diminution hivernale et augmentation automnale

Dans les Alpes françaises, les tendances de précipitations extrêmes les plus marquées et les plus cohérentes spatialement sont observées en automne et en hiver sur la période 1950-2017 (chapitre V).

**En automne, une augmentation des précipitations extrêmes journalières est observé sur une large région des Alpes du Sud françaises incluant le bassin du Drac et l'amont du bassin de l'Arc, ainsi que sur la vallée du Rhône.** Ces régions sont toutes concernées par des précipitations extrêmes d'automne **associées à l'influence Méditerranéennes.** Si l'augmentation de la récurrence des circulations Méditerranéennes d'automne à l'origine de précipitations extrêmes pourrait en partie expliquer l'intensification des extrêmes sur ce bassin et le renforcement de l'influence Méditerranéenne sur les extrêmes, d'autres variables atmosphériques – telles que l'augmentation de l'humidité transportée dans un air plus chaud – sont à considérer (chapitre VI).

**En hiver, une diminution marquée des précipitations extrêmes les plus fortes est observée sur l'ensemble des Alpes du Nord françaises, incluant le bassin de l'Isère.** Les évolutions des circulations Atlantiques d'hiver pourraient être à l'origine d'une telle tendance via un changement de direction de flux, mais d'autres recherches sont nécessaires pour mieux comprendre les processus à l'origine de ces tendances. A l'inverse, les précipitations extrêmes d'hiver sur le pourtour des Alpes du Nord semblent augmenter, régions pour lesquelles les extrêmes sont en partie provoqués par des circulations Méditerranéennes.

### VIII.1.4 Plus de crues de l'automne au printemps et moins de crues estivales ?

L'évolution passée des pluies extrêmes est pertinente pour discuter de l'évolution du risque de crue de l'Isère et du Drac. Cependant, les évolutions évoquées ci-après ne peuvent être associées à des tendances futures uniquement **sous l'hypothèse forte** d'une poursuite des tendances observées dans les années à venir (chapitre V).

En hiver, l'augmentation des températures semble contrebalancer la diminution des précipitations extrêmes, menant à une augmentation significative des pluies extrêmes sur les deux bassins. **Cela suggère une augmentation de la récurrence des épisodes de pluie sur neige, et ainsi une potentielle augmentation de la fréquence des crues hivernales.**

L'augmentation marquée des pluies extrêmes journalières sur le bassin de l'Isère **suggère une augmentation de la fréquence de crues printanières de l'Isère.** Cette hypothèse semble renforcée par le fait que les pluies extrêmes récentes les plus fortes sont associées aux crues décennales de l'Isère à Grenoble de mars 2001, mai 2010 et mai 2015. Une onde de fonte nivale plus précoce – printemps plutôt que début d'été – en réponse au réchauffement (Bard et al., 2012) aurait de plus tendance à rendre les conditions hydrologiques antécédentes à de fortes précipitations plus défavorables.

En été, la diminution des pluies extrêmes sur le bassin de l'Isère et les tendances non significatives sur le bassin du Drac suggèrent plutôt une diminution de la récurrence des crues estivales.

En automne, l'augmentation des précipitations extrêmes Méditerranéennes sur le bassin du Drac ne semblent pas être associées à une augmentation significative des pluies extrêmes, bien qu'une tendance à l'augmentation semble se dessiner. **De telles évolutions pointent davantage vers une augmentation que vers une diminution du risque de crue automnale du Drac, particulièrement pour la partie amont du bassin plus influencée par la Méditerranée.**

### VIII.1.5 Les apports de l'approche par descripteurs atmosphériques

Les descripteurs atmosphériques permettent une caractérisation des circulations atmosphériques à la résolution temporelle du jeu de données (ici au pas de temps journalier). **Ils permettent ainsi de s'intéresser aux circulations atmosphériques spécifiques à l'origine d'événements extrêmes.** De manière couplée à une classification des circulations, les descripteurs permettent de mettre en avant des changements de caractéristiques des circulations au sein des principales influences atmosphériques – changements qui ne seraient pas forcément perceptibles avec une classification seule (chapitres III et VI).

Les descripteurs atmosphériques se sont révélés pertinent pour expliquer la variabilité des précipitations saisonnières dans les Alpes du Nord françaises, signe que ces derniers (la singularité et le MPD notamment) **discriminent bien certains motifs de circulation (chapitre IV).** **Ils sont de plus relativement simples à implémenter.** La célérité et le MPD sont deux indicateurs dont l'interprétation physique est relativement directe. La singularité et la singularité relative apparaissent plus complexes à interpréter physiquement. Néanmoins, une visualisation des circulations d'Europe de l'Ouest correspondant aux valeurs extrêmes de ces indicateurs ainsi que la stratification des différentes influences atmosphériques par ces indicateurs permet d'associer ces caractéristiques à certains motifs de circulation. Il est cependant important d'avoir en tête que le lien entre ces descripteurs et les motifs de circulation est propre à la région étudiée.

Enfin, les descripteurs atmosphériques se révèlent comme **des outils originaux pour évaluer les circulations atmosphériques des modèles de climat et étudier l'évolution future de l'occurrence des circulations atmosphériques à l'origine d'extrêmes (chapitre VII)**. L'application des descripteurs aux circulations du modèle CNRM-CM6-1 a mis en évidence que les circulations atmosphériques pourraient davantage ressembler aux circulations passées, avec cependant des flux plus forts. Une telle évolution suggèrerait une augmentation de 30 % environ de l'occurrence des circulations susceptibles de générer des précipitations extrêmes dans les Alpes du Nord françaises à l'horizon de la fin de siècle selon le scénario le plus pessimiste.

## VIII.2 Perspectives

### VIII.2.1 Circulations atmosphériques et autres processus : quelles contributions aux tendances observées ?

Avant 1950, des différences notables de tendances de circulations atmosphériques ont été mises en avant entre ERA20C et 20CRv2c. Il conviendrait désormais de quantifier la contribution de ces changements de circulations atmosphériques aux tendances de précipitations dans chaque réanalyse. **La méthode des analogues apparaît en ce sens intéressante (Boé et al., 2009; Deser et al., 2016; Jézéquel et al., 2017; Jézéquel et al., 2018)**, en comparant les précipitations des réanalyses aux précipitations reconstituées par analogie sur les circulations atmosphérique. Par ailleurs, une comparaison de ces séries à des séries d'observation historique couvrant le 20<sup>e</sup> siècle permettrait de juger du réalisme des tendances de chaque réanalyse.

Après 1950, les potentielles implications des évolutions de circulations atmosphériques pour les précipitations extrêmes ont été discutées. Une véritable quantification de la contribution des circulations aux changements d'extrêmes pourrait désormais être effectuée. La méthode des analogues est aussi une possibilité. **L'utilisation des descripteurs atmosphériques ou d'autres variables comme covariables d'un modèle statistique d'extrêmes (comme la distribution GEV) apparaît aussi pertinente (Tramblay et al., 2012)**.

Concernant la diminution des précipitations extrêmes hivernales dans les Alpes du Nord, **l'étude des fronts** à l'origine des précipitations Alpines semble intéressante (Rüdisühli et al., 2020). En effet, les changements observés de circulations Atlantiques en hiver (chapitre VI) impliquent potentiellement une plus large influence des fronts chauds et une plus faible influence des fronts froids sur les précipitations Alpines. Cette vision serait cohérente avec des précipitations extrêmes d'hiver sur le bassin de l'Isère associées plus fréquemment à des flux d'ouest/sud-ouest sur la période récente. Une telle étude semble d'autant plus pertinente que les précipitations Atlantiques hivernales semblent aussi tendre vers une diminution (non significative) sur la période 1950-2017. Dans des considérations proches, **l'étude des rivières atmosphériques** – transport d'humidité important mais étroit en amont du front froid des dépressions Atlantiques – via le transport de vapeur intégré (IVT) permettrait de coupler circulation atmosphérique et humidité pour apporter des résultats complémentaires à cette thèse (Lavers and Villarini, 2013; Pasquier et al., 2019; Froidevaux et al., 2015).

Concernant l'augmentation des précipitations extrêmes d'automne sur le bassin du Drac et sur une large région des Alpes du Sud françaises, la considération **des flux d'humidité** en provenance de la Méditerranée semble pertinente (Tramblay et al., 2012; Müller et al., 2009). La reconstitution des précipitations par analogie sur les champs de flux d'humidité permettrait d'estimer la contribution de cette variables aux tendances observées.

Dans un raisonnement inverse, les changements de circulations atmosphériques mis en avant pourraient avoir des implications pour d'autres phénomènes climatiques. Notamment, le renforcement des circulations Méditerranéennes d'été (chapitre VI) semble être associée à un réchauffement très important dans les Alpes du Nord françaises (chapitre V). Bien que d'autres processus puissent aussi expliquer ce réchauffement, cela pointe l'importance des circulations atmosphériques pour l'étude des températures extrêmes (Horton et al., 2015; Jézéquel et al., 2017; Jézéquel et al., 2018) et suggère des études intéressantes dans cette direction.

### VIII.2.2 Tendances observées : réponse au changement climatique ou variabilité naturelle ?

Les tendances de circulations atmosphériques, de précipitations extrêmes, de précipitations saisonnières et de pluies extrêmes mises en avant dans cette thèse peuvent avoir un impact sur le risque de crue et la ressource en eau dans les Alpes du Nord françaises. Certaines tendances – telle que l'augmentation de la part liquide des précipitations par exemple – apparaissent comme des **conséquences logiques du réchauffement**. En revanche, pour la plupart des tendances établies sur 70 ans uniquement, il semble difficile d'invoquer une réponse au réchauffement global seul étant donné la **forte variabilité décennale à multi-décennale** affectant le climat de l'Atlantique Nord et de l'Europe.

Il a notamment été montré que les circulations atmosphériques de l'Atlantique Nord et de l'Europe sont associées à **une grande variabilité naturelle, particulièrement en hiver** (Oudar et al., 2020a). Il conviendrait ainsi d'étudier la relation entre les changements observés de circulations Atlantiques hivernales – particulièrement proches des changements observés lors de phases plus positives de NAO – et différents modes de variabilité des circulations atmosphériques à cette saison (Woollings and Blackburn, 2012). Par ailleurs, le décalage vers le nord des circulations zonales d'hiver n'étant pas captée par les descripteurs atmosphériques basés sur la forme du géopotentiel, la considération de nouveaux descripteurs ou d'une analogie basée sur une distance euclidienne (Faranda et al., 2020; Yiou et al., 2018) paraîtrait pertinente afin de faire le lien avec différents modes de variabilité. Aux autres saisons, il a aussi été montré que **la variabilité multi-décennale de l'océan Atlantique** (Atlantic Multidecadal Variability) avait un impact sur les circulations atmosphériques et les précipitations en Europe de l'Ouest, particulièrement au printemps (Boé and Habets, 2014; Qasmi et al., 2020; Sutton and Dong, 2012). Étudier les liens entre les évolutions observées de circulation et ce mode de variabilité basse fréquence semble ainsi pertinent.

### VIII.2.3 Vers une discrimination des pluies extrêmes ?

Les différences de saisonnalité entre précipitations extrêmes et crues sur le bassin de l'Isère mettent bien évidemment en avant l'importance des précipitations liquides dans la génération de crues. Bien que l'étude des tendances de précipitations extrêmes ait été un pré-requis à l'étude des pluies extrêmes, **l'étude des scénarios atmosphériques à l'origine de pluies extrêmes apparaît comme une perspective pertinente pour la problématique des crues**.

**Une combinaison des descripteurs atmosphériques** – traduisant les circulations atmosphériques critiques – **avec la température atmosphérique** – traduisant la part du bassin recevant des précipitations liquides – pourrait apporter des informations clés. L'étude de la dernière crue majeure de l'Isère à Grenoble de 1859 confirme la pertinence d'une telle approche, avec une circulation atmosphérique reproduite de manière très proche dans la climatologie, possédant un flux parmi les plus forts et étant associée à un isotherme 0°C probablement situé autour de 3000 m d'altitude sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble (Auffray et al., 2011).

D'un point de vue hydrologique, **l'évolution de la récurrence des événements de pluie sur neige** semble être une perspective de travail intéressante étant donné (a) la morphologie de nos bassins versants d'étude, (b) l'augmentation des pluies extrêmes hivernales, (c) les incertitudes associées à l'évolution de la récurrence de tels phénomènes (IPCC, 2019).

#### VIII.2.4 Prise en compte des incertitudes : vers des projections multimodèle

L'évolution future de la récurrence des circulations atmosphériques à l'origine de précipitations extrêmes a été abordée dans le cadre d'une preuve de concept appliquée à un modèle de climat. **La considération d'un ensemble de modèles apparaît désormais indispensable pour prendre en compte les incertitudes associées (Peings et al., 2018).**

L'évolution future des précipitations extrêmes telles que simulées par les modèles de climat régionaux EURO-CORDEX (Coppola et al., 2021), ou par des modèles à plus fine échelle adaptés aux zones de montagne (modèle MAR<sup>1</sup> par exemple, Ménégoz et al., 2020) apparaît aussi comme une perspective complémentaire aux présents travaux.

#### VIII.2.5 Communication des résultats

Cette thèse possède un encrage territorial fort, puisqu'elle émerge d'une collaboration entre Grenoble Alpes Métropole et l'Université Grenoble Alpes. En plus des interactions ayant eu lieu au cours de la thèse, plusieurs événements sont prévus afin de communiquer nos résultats de recherche aux acteurs du territoire. Ces résultats sont importants pour **orienter les politiques publiques de la Métropole**. Les différences de tendances d'extrêmes observées entre le bassin du Drac et le bassin de l'Isère à Grenoble est un point important qui retient particulièrement l'attention des décideurs. Enfin, les résultats de cette thèse permettent aux membres du projet Climat-Métro travaillant sur le volet sciences sociales **d'être en possession des connaissances les plus à jour** sur l'évolution climatique de notre région d'étude.

---

1. Modèle Atmosphérique Régional

## Bibliographie

- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., and Forzieri, G. (2015). Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5) :2247–2260. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2247-2015>.
- Allamano, P., Claps, P., and Laio, F. (2009). Global warming increases flood risk in mountainous areas. *Geophysical Research Letters*, 36(24). <https://doi.org/10.1029/2009GL041395>.
- 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., and Nieplova, E. (2007). HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1) :17–46. <https://doi.org/10.1002/joc.1377>.
- Auffray, A., Clavel, A., Jourdain, S., Ben Daoud, A., Eric, S., Lang, M., Obled, C., Panthou, G., Gautheron, A., Gottardi, F., and Garçon, R. (2011). Reconstitution hydrométéorologique de la crue de l'Isère de 1859. *La Houille Blanche*, 97 :44–50. <https://doi.org/10.1051/lhb/2011005>.
- Bacer, S., Jomaa, F., Beaumet, J., Gallée, H., Le Bouëdec, E., Ménégoz, M., and Staquet, C. (2021). Impact of climate change on wintertime European atmospheric blocking. *Weather and Climate Dynamics Discussions*, 2021 :1–21. <https://doi.org/10.5194/wcd-2021-47>.
- Bard, A., Renard, B., and Lang, M. (2012). Tendances observées sur les régimes hydrologiques de l'Arc Alpin. *La Houille Blanche*, 98. <https://doi.org/10.1051/lhb/2012006>.
- Barnston, A. G. and Livezey, R. E. (1987). Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6) :1083–1126. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2).
- Bartolini, E., Claps, P., and D'Odorico, P. (2009). Interannual variability of winter precipitation in the European Alps : relations with the North Atlantic Oscillation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(1) :17–25. <https://doi.org/10.5194/hess-13-17-2009>.
- Beaumet, J., Ménégoz, M., Morin, S., Gallée, H., Fettweis, X., Six, D., Vincent, C., Wilhelm, B., and Anquetin, S. (2021). Twentieth century temperature and snow cover changes in the French Alps. *Regional Environmental Change*, 21. <https://doi.org/10.1007/s10113-021-01830-x>.

- 
- Befort, D. J., Wild, S., Kruschke, T., Ulbrich, U., and Leckebusch, G. C. (2016). Different long-term trends of extra-tropical cyclones and windstorms in ERA-20C and NOAA-20CR reanalyses. *Atmospheric Science Letters*, 17(11) :586–595. <https://doi.org/10.1002/asl.694>.
- Bellomo, K., Angeloni, M., Corti, S., and Hardenberg, J. (2021). Future climate change shaped by inter-model differences in Atlantic meridional overturning circulation response. *Nature Communications*, 12 :3659. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24015-w>.
- Beniston, M. (2005). Mountain Climates and Climatic Change : An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *pure and applied geophysics*, 162(8) :1587–1606. ISSN 1420-9136. <https://doi.org/10.1007/s00024-005-2684-9>.
- Beniston, M. (2012). Impacts of climatic change on water and associated economic activities in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 412-413 :291 – 296. ISSN 0022-1694. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410004993>. Hydrology Conference 2010.
- Berghuijs, W. R., Harrigan, S., Molnar, P., Slater, L. J., and Kirchner, J. W. (2019). The Relative Importance of Different Flood-Generating Mechanisms Across Europe. *Water Resources Research*, 55(6) :4582–4593. <https://doi.org/10.1029/2019WR024841>.
- Blackmon, M. L., Wallace, J. M., Lau, N.-C., and Mullen, S. L. (1977). An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34(7) : 1040 – 1053. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1040:AOSOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1040:AOSOTN>2.0.CO;2).
- Blanc, A., Blanchet, J., and Creutin, J.-D. (2022a). Past evolution of western Europe large-scale circulation and link to precipitation trend in the northern French Alps. *Weather and Climate Dynamics*, 3(1) :231–250. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-231-2022>.
- Blanc, A., Blanchet, J., and Creutin, J.-D. (2021). Linking Large-Scale Circulation Descriptors to Precipitation Variability in the Northern French Alps. *Geophysical Research Letters*, 48 (15) :e2021GL093649. <https://doi.org/10.1029/2021GL093649>.
- Blanc, A., Blanchet, J., and Creutin, J.-D. (2022b). Characterizing large-scale circulations driving extreme precipitation in the Northern French Alps. *International Journal of Climatology*, 42 (1) :465–480. <https://doi.org/10.1002/joc.7254>.
- Blanchet, J. and Creutin, J.-D. (2020). Explaining Rainfall Accumulations over Several Days in the French Alps Using Low-Dimensional Atmospheric Predictors Based on Analogy. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 59(2) :237–250. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0112.1>.
- Blanchet, J., Stalla, S., and Creutin, J.-D. (2018). Analogy of multiday sequences of atmospheric circulation favoring large rainfall accumulation over the French Alps. *Atmospheric Science Letters*, 19(3) :e809. <https://doi.org/10.1002/asl.809>.
- Blanchet, J., Blanc, A., and Creutin, J.-D. (2021a). Explaining recent trends in extreme precipitation in the Southwestern Alps by changes in atmospheric influences. *Weather and Climate Extremes*, 33 :100356. ISSN 2212-0947. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100356>.
- Blanchet, J., Creutin, J.-D., and Blanc, A. (2021b). Retreating winter and strengthening autumn Mediterranean influence on extreme precipitation in the Southwestern Alps over the last 60 years. *Environmental Research Letters*, 16(3) :034056. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb5cd>.



## Bibliographie

---

- Blanchet, J., Blanc, A., Boulard, J., and Creutin, J.-D. (2022). Will future Western Europe large-scale circulations resemble past circulations? A focus on the circulations driving extreme precipitation in the northern French Alps.
- Bloomfield, H. C., Shaffrey, L. C., Hodges, K. I., and Vidale, P. L. (2018). A critical assessment of the long-term changes in the wintertime surface Arctic Oscillation and Northern Hemisphere storminess in the ERA20C reanalysis. *Environmental Research Letters*, 13(9) :094004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad5c5>.
- 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., Kjeldsen, T. R., Kohnová, S., Koskela, J. J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Rogger, M., Salinas, J. L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Viglione, A., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., and Živković, N. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357(6351) :588–590. <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>.
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigao, R., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G., Bilibashi, A., Bohac, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., and Nenad, Z. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573 :1–4. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>.
- Boé, J. and Habets, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2) :691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>.
- Boé, J. and Terray, L. (2008). A Weather-Type Approach to Analyzing Winter Precipitation in France : Twentieth-Century Trends and the Role of Anthropogenic Forcing. *Journal of Climate*, 21(13) :3118–3133. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1796.1>.
- Boé, J., Terray, L., Cassou, C., and Najac, J. (2009). Uncertainties in European summer precipitation changes : role of large scale circulation. *Climate Dynamics*, 33(2) :265–276. ISSN 1432-0894. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0474-7>.
- Bontron, G. *Prévision quantitative des précipitations : adaptation probabiliste par recherche d'analogues. Utilisation des réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du Sud-Est de la France*. Theses, Institut National Polytechnique Grenoble (INPG), (2004). <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01090969>.
- Bontron, G. and Obled, C. (2005). A probabilistic adaptation of meteorological model outputs to hydrological forecasting. *La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau*, 1 :23 à 28. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00383135>.
- Boulard, J. Évaluation et étude de l'évolution des circulations atmosphériques simulées par les modèles de climat français sur l'Europe de l'Ouest. Master's thesis, (2021).
- Brönnimann, S., Martius, O., von Waldow, H., Welker, C., Luterbacher, J., Compo, G. P., Sardeshmukh, P. D., and Usbeck, T. (2012). Extreme winds at northern mid-latitudes since 1871. *Meteorologische Zeitschrift (Berlin)*, 21(1). ISSN 0941-2948. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2012/0337>.
- Brönnimann, S., Rajczak, J., Fischer, E. M., Raible, C. C., Rohrer, M., and Schär, C. (2018). Changing seasonality of moderate and extreme precipitation events in the alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(7) :2047–2056. <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/18/2047/2018/>.

- 
- Brönnimann, S., Frigerio, L., Schwander, M., Rohrer, M., Stucki, P., and Franke, J. (2019). Causes of increased flood frequency in central Europe in the 19th century. *Climate of the Past*, 15(4) :1395–1409. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1395-2019>.
- Brugnara, Y. and Maugeri, M. (2019). Daily precipitation variability in the southern Alps since the late 19th century. *International Journal of Climatology*, 39(8) :3492–3504. <https://doi.org/10.1002/joc.6034>.
- Brunner, L., Hegerl, G. C., and Steiner, A. K. (2017). Connecting atmospheric blocking to European temperature extremes in spring. *Journal of Climate*, 30(2) :585 – 594. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0518.1>.
- Chardon, J., Hingray, B., and 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(1) :265–286. <https://doi.org/10.5194/hess-22-265-2018>.
- Chardon, J., Hingray, B., Favre, A.-C., Autin, P., Gailhard, J., Zin, I., and Obled, C. (2014). Spatial Similarity and Transferability of Analog Dates for Precipitation Downscaling over France. *Journal of Climate*, 27(13) :5056–5074. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00464.1>.
- Cœur, D. *La maîtrise des inondations dans la plaine de Grenoble (XVIIe-XXe siècle) : enjeux techniques, politiques et urbains*. PhD thesis, Grenoble 2, (2003). <https://www.theses.fr/2003GRE21030>.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R. I., Grant, A. N., Groisman, P. Y., Jones, P. D., Kruk, M. C., Kruger, A. C., Marshall, G. J., Maugeri, M., Mok, H. Y., Nordli, O., Ross, T. F., Trigo, R. M., Wang, X. L., Woodruff, S. D., and Worley, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654) :1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>.
- Coppola, E., Nogherotto, R., Ciarlo', J. M., Giorgi, F., van Meijgaard, E., Kadyrov, N., Iles, C., Corre, L., Sandstad, M., Somot, S., Nabat, P., Vautard, R., Levavasseur, G., Schwingshackl, C., Sillmann, J., Kjellström, E., Nikulin, G., Aalbers, E., Lenderink, G., Christensen, O. B., Boberg, F., Sørland, S. L., Demory, M.-E., Bülow, K., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V. (2021). Assessment of the European Climate Projections as Simulated by the Large EURO-CORDEX Regional and Global Climate Model Ensemble. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(4) :e2019JD032356. <https://doi.org/10.1029/2019JD032356>. e2019JD032356 2019JD032356.
- Coumou, D. and Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nature Climate Change*, 2. <https://www.nature.com/articles/nclimate1452>.
- Creutin, J.-D., Blanchet, J., Reverdy, A., Brochet, A., Lutoff, C., and Robert, Y. (2022). Reported Occurrence of Multiscale Flooding in an Alpine Conurbation over the Long Run (1850–2019). *Water*, 14(4). ISSN 2073-4441. <https://doi.org/10.3390/w14040548>.
- Daoud, A. B., Sauquet, E., Bontron, G., Obled, C., and 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. ISSN 0169-8095. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.015>.
- Dayon, G., Boé, J., and Martin, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(3) :1023–1043. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JD022236>.

## Bibliographie

---

- Deser, C., Terray, L., and Phillips, A. (2016). Forced and Internal Components of Winter Air Temperature Trends over North America during the Past 50 Years : Mechanisms and Implications. *Journal of Climate*, 29 :160107131720009. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0304.1>.
- Duband. (1981). Pr evision spatiale des hauteurs de pr ecipitations journali eres. *La Houille Blanche*, (7-8) :497–512. <https://doi.org/10.1051/lhb/1981046>.
- Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., and M erindol, L. (2009). Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002) : Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(3) :429–449. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1>.
- Duvillard, P.-A., Ravanel, L., Marcer, M., and Schoeneich, P. (2019). Recent evolution of damage to infrastructure on permafrost in the French Alps. *Regional Environmental Change*, 19. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01465-z>.
- Einhorn, B., Eckert, N., Chaix, C., Ravanel, L., Deline, P., Gardent, M., Boudi eres, V., Richard, D., Vengeon, J.-M., Giraud, G., et al. (2015). Climate change and natural hazards in the Alps. Observed and potential impacts on physical and socio-economic systems. *Journal of Alpine Research/ Revue de g eographie alpine*, (103-2). <https://doi.org/10.4000/rga.2878>.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development (Online)*, 9(5). ISSN 1991-9603. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>.
- Fabiano, F., Christensen, H., Strommen, K., Athanasiadis, P., Baker, A., Schiemann, R., and Corti, S. (2020). Euro-Atlantic weather Regimes in the PRIMAVERA coupled climate simulations : impact of resolution and mean state biases on model performance. *Climate Dynamics*, 54. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05271-w>.
- Fabiano, F., Meccia, V. L., Davini, P., Ghinassi, P., and Corti, S. (2021). A regime view of future atmospheric circulation changes in northern mid-latitudes. *Weather and Climate Dynamics*, 2 (1) :163–180. <https://doi.org/10.5194/wcd-2-163-2021>.
- Faranda, D., Messori, G., Alvarez-Castro, M. C., and Yiou, P. (2017b). Dynamical properties and extremes of Northern Hemisphere climate fields over the past 60 years. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 24(4) :713–725. <https://doi.org/10.5194/npg-24-713-2017>.
- Faranda, D., Messori, G., and Yiou, P. (2017a). Dynamical proxies of North Atlantic predictability and extremes. *Scientific reports*, 7 :41278. <https://doi.org/10.1038/srep41278>.
- Faranda, D., Alvarez-Castro, M. C., Messori, G., Rodrigues, D., and Yiou, P. (2019). The hammam effect or how a warm ocean enhances large scale atmospheric predictability. *Nature communications*, 10(1) :1–7. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09305-8>.
- Faranda, D., Vac, M., Yiou, P., J ez equel, A., and Thao, S. (2020). Changes in Future Synoptic Circulation Patterns : Consequences for Extreme Event Attribution. *Geophysical Research Letters*, 47(15) :e2020GL088002. <https://doi.org/10.1029/2020GL088002>. e2020GL088002 10.1029/2020GL088002.
- Fernandez-Granja, J. A., Casanueva, A., Bedia, J., and Fernandez, J. (2021). Improved atmospheric circulation over Europe by the new generation of CMIP6 earth system models. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05652-9>.

- 
- Frei, C. and Schär, C. (1998). A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18(8) :873–900. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19980630\)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9).
- Froidevaux, P., Schwanbeck, J., Weingartner, R., Chevalier, C., and Martius, O. (2015). Flood triggering in Switzerland : the role of daily to monthly preceding precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(9) :3903–3924. <https://doi.org/10.5194/hess-19-3903-2015>.
- Garavaglia, F., Gailhard, J., Paquet, E., Lang, M., Garçon, R., and Bernardara, P. (2010). Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6) :951–964. <https://doi.org/10.5194/hess-14-951-2010>.
- Giannakaki, P. and Martius, O. (2016). Synoptic-scale flow structures associated with extreme precipitation events in northern Switzerland. *International Journal of Climatology*, 36(6) : 2497–2515. <https://doi.org/10.1002/joc.4508>.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulencard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., Delannoy, J.-J., and et al. (2012). Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research*, 77(1) :12–22. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.11.003>.
- Gilbert, A. and Vincent, C. (2013). Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures. *Geophysical Research Letters*, 40(10) :2102–2108. <https://doi.org/10.1002/grl.50401>.
- Giorgi, F., Torma, C., Coppola, E., Ban, N., Schär, C., and Somot, S. (2016). Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming. *Nature Geoscience*, 9. <https://doi.org/10.1038/ngeo2761>.
- Glur, L., Wirth, S., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G., Schär, C., Beer, J., and Anselmetti, F. (2013). Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. *Scientific reports*, 3 :2770. <https://doi.org/10.1038/srep02770>.
- Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., and Paquet, E. (2012). Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over french mountains. *Journal of Hydrology*, 432-433 :154 – 167. ISSN 0022-1694. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.02.014>.
- Grazzini, F. (2007). Predictability of large-scale flow conducive to extreme precipitation over the Western Alps. *Meteorol. Atmos. Phys*, 95 :123–138. <https://doi.org/10.1007/s00703-006-0205-8>.
- Guilbaud, S. and Obled, C. (1998). Prévision quantitative des précipitations journalières par une technique de recherche de journées antérieures analogues : optimisation du critère d’analogie. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327 (3) :181 – 188. ISSN 1251-8050. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1251805098800062>.
- Guillot, P. and Duband, D. (1967). La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. 84.
- Hall, J. W., Brown, S., Nicholls, R. J., Pidgeon, N. F., and Watson, R. T. (2012). Proportionate adaptation. *Nature Climate Change*, 2(12) :833–834. <https://doi.org/10.1038/nclimate1749>.

## Bibliographie

---

- Harvey, B. J., Cook, P., Shaffrey, L. C., and Schiemann, R. (2020). The Response of the Northern Hemisphere Storm Tracks and Jet Streams to Climate Change in the CMIP3, CMIP5, and CMIP6 Climate Models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(23) : e2020JD032701. <https://doi.org/10.1029/2020JD032701>. e2020JD032701 2020JD032701.
- 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., De 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., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730) :1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Horton, D., Johnson, N., Singh, D., Swain, D., Rajaratnam, B., and Diffenbaugh, N. (2015). Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. *Nature*, 522 :465–9. <https://doi.org/10.1038/nature14550>.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Metzger, R., Obled, C., and Marty, R. (2012). Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 :777– 784. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-777-2012>.
- Houze, R. (2012). Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50(1). <https://doi.org/10.1029/2011RG000365>.
- Hundecha, Y., Parajka, J., and Viglione, A. (2020). Assessment of past flood changes across Europe based on flood-generating processes. *Hydrological Sciences Journal*, 65(11) :1830–1847. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1782413>.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation : Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224) :676–679. ISSN 0036-8075. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.
- Iannuccilli, M., Bartolini, G., Betti, G., Crisci, A., Grifoni, D., Gozzini, B., Messeri, A., Morabito, M., Tei, C., Torrigiani Malaspina, T., Vallorani, R., and Messeri, G. (2021). Extreme precipitation events and their relationships with circulation types in Italy. *International Journal of Climatology*, 41(10) :4769–4793. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.7109>.
- IPCC. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, (2013). ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
- IPCC. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Portner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]*. (2019).
- IPCC. *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]*. (2021).



- 
- Jézéquel, A., Cattiaux, J., Naveau, P., Radanovics, S., Ribes, A., Vautard, R., Vrac, M., and Yiou, P. (2018). Trends of atmospheric circulation during singular hot days in Europe. *Environmental Research Letters*, 13(5) :054007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aab5da>.
- Jézéquel, A., Yiou, P., and Radanovics, S. (2018). Role of circulation in European heatwaves using flow analogues. *Climate Dynamics*, 50(3) :1145–1159. ISSN 1432-0894. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3667-0>.
- Jézéquel, A., Yiou, P., Radanovics, S., and Vautard, R. (2017). Analysis of the Exceptionally Warm December 2015 in France Using Flow Analogues. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99 :S76–S79. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0103.1>.
- Kotsias, G., Lolis, C., Hatzianastassiou, N., Levizzani, V., and Bartzokas, A. (2019). On the connection between large-scale atmospheric circulation and winter gpcp precipitation over the mediterranean region for the period 1980-2017. *Atmospheric Research*, page 104714. ISSN 0169-8095. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809519306313>.
- Lalande, M., Ménégos, M., Krinner, G., Naegeli, K., and Wunderle, S. (2021). Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6. *Earth System Dynamics*, 12(4) :1061–1098. <https://doi.org/10.5194/esd-12-1061-2021>.
- Lavers, D. A. and Villarini, G. (2013). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophysical Research Letters*, 40(12) :3259–3264. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/grl.50636>.
- Le Roux, E., Evin, G., Eckert, N., Blanchet, J., and Morin, S. (2021). Elevation-dependent trends in extreme snowfall in the French Alps from 1959 to 2019. *The Cryosphere*, 15(9) : 4335–4356. <https://tc.copernicus.org/articles/15/4335/2021/>.
- Lenggenhager, S. and Martius, O. (2019). Atmospheric blocks modulate the odds of heavy precipitation events in Europe. *Climate Dynamics*, 53(7) :4155–4171. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04779-0>.
- Lim, Y.-K. (2015). The East Atlantic/West Russia (EA/WR) teleconnection in the North Atlantic : climate impact and relation to Rossby wave propagation. *Climate Dynamics*, Online first. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2381-4>.
- Lorenz, E. N. (1963). Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 20(2) : 130 – 141. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1963\)020<0130:DNF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1963)020<0130:DNF>2.0.CO;2).
- Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(4) :636–646. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1969\)26<636:APARBN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)26<636:APARBN>2.0.CO;2).
- Marty, R., Zin, I., Obled, C., Bontron, G., and 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(3) :505–520. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-011.1>.
- Masson, D. and 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 (1) :492–500. <https://doi.org/10.1002/joc.4343>.
- Mastrantonas, N., Herrera-Lormendez, P., Magnusson, L., Pappenberger, F., and Matschullat, J. (2021). Extreme precipitation events in the Mediterranean : Spatiotemporal characteristics and connection to large-scale atmospheric flow patterns. *International Journal of Climatology*, 41(4) :2710–2728. <https://doi.org/10.1002/joc.6985>.

## Bibliographie

---

- Matulla, C., Zhang, X., Wang, X. L., Wang, J., Zorita, E., Wagner, S., and von Storch, H. (2008). Influence of similarity measures on the performance of the analog method for downscaling daily precipitation. *Climate Dynamics*, 30(2) :133–144. ISSN 1432-0894. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0277-2>.
- Ménégoz, M., Valla, E., Jourdain, N. C., Blanchet, J., Beaumet, J., Wilhelm, B., Gallée, H., Fettweis, X., Morin, S., and 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(11) :5355–5377. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5355-2020>.
- Mentaschi, L., Alfieri, L., Dottori, F., Cammalleri, C., Bisselink, B., Roo, A. D., and Feyen, L. (2020). Independence of Future Changes of River Runoff in Europe from the Pathway to Global Warming. *Climate*, 8(2). ISSN 2225-1154. <https://doi.org/10.3390/cli8020022>.
- Messori, G., Caballero, R., and Faranda, D. (2017). A dynamical systems approach to studying midlatitude weather extremes. *Geophysical Research Letters*, 44(7) :3346–3354. <https://doi.org/10.1002/2017GL072879>.
- Meucci, A., Young, I. R., Aarnes, O. J., and Breivik, O. (2019). Comparison of Wind Speed and Wave Height Trends from Twentieth-Century Models and Satellite Altimeters. *Journal of Climate*, 33(2) :611–624. ISSN 0894-8755. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0540.1>.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., and Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282) :747–756. ISSN 1476-4687. <https://doi.org/10.1038/nature08823>.
- Müller, M., Kašpar, M., Řezáčová, D., and Sokol, Z. (2009). Extremeness of meteorological variables as an indicator of extreme precipitation events. *Atmospheric Research*, 92(3) :308 – 317. ISSN 0169-8095. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809509000271>.
- Obled, C., Bontron, G., and Garçon, R. (2002). Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, 63(3) :303 – 324. ISSN 0169-8095. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(02\)00038-8](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(02)00038-8).
- O’Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M. (2016). The scenario model intercomparison project (scenariomip) for cmip6. *Geoscientific Model Development*, 9(9) :3461–3482. <https://www.geosci-model-dev.net/9/3461/2016/>.
- Orillard, L., Blanchet, J., and Dode, M. Projet HYDRODEMO Évaluation de l’aléa torrentiel dans les petits bassins versants des Alpes du Nord. Research report, Université Grenoble - Alpes; CNRS; IGE, (2022). <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-03565934>.
- Oudar, T., Cattiaux, J., Douville, H., Geoffroy, O., Saint-Martin, D., and Roehrig, R. (2020a). Robustness and drivers of the Northern Hemisphere extratropical atmospheric circulation response to a CO<sub>2</sub>-induced warming in CNRM-CM6-1. *Climate Dynamics*, 54. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05113-4>.
- Oudar, T., Cattiaux, J., and Douville, H. (2020b). Drivers of the Northern Extratropical Eddy-Driven Jet Change in CMIP5 and CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters*, 47(8) :e2019GL086695. <https://doi.org/10.1029/2019GL086695>. e2019GL086695. 10.1029/2019GL086695.



- 
- Paquet, E., Gailhard, J., and Garçon, R. (2006). Evolution of the GRADEX method : improvement by atmospheric circulation classification and hydrological modelling. *La Houille Blanche*, 92(5) :80–90. <https://doi.org/10.1051/lhb:2006091>.
- Paquet, E., Lang, M., and Carré, J. Schadex method for extreme flood estimation : overview, applications and perspectives. In *24th ICOLD Congress*, pages 29–p, (2012).
- Paquet, E., Garavaglia, F., Garçon, R., and Gailhard, J. (2013). The SCHADEX method : A semi-continuous rainfall–runoff simulation for extreme flood estimation. *Journal of Hydrology*, 495 :23–37. ISSN 0022-1694. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.045>.
- Pasquier, J. T., Pfahl, S., and Grams, C. M. (2019). Modulation of Atmospheric River Occurrence and Associated Precipitation Extremes in the North Atlantic Region by European Weather Regimes. *Geophysical Research Letters*, 46(2) :1014–1023. <https://doi.org/10.1029/2018GL081194>.
- Peings, Y., Cattiaux, J., Vavrus, S., and Magnusdottir, G. (2017). Late 21 st Century Changes in the Mid-latitude Atmospheric Circulation in the CESM Large Ensemble. *Journal of Climate*, 30. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0340.1>.
- Peings, Y., Cattiaux, J., Vavrus, S. J., and Magnusdottir, G. (2018). Projected squeezing of the wintertime North-Atlantic jet. *Environmental Research Letters*, 13(7) :074016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aacc79>.
- Pfahl, S. and Wernli, H. (2012). Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales. *Geophysical Research Letters*, 39(12). <https://doi.org/10.1029/2012GL052261>.
- Plaut, G. and Simonnet, E. (2001). Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research - CLIMATE RES*, 17 :303–324. <https://doi.org/10.3354/cr017303>.
- Plaut, G., Schuepbach, E., and Marut, D. (2001). Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Climate Research*, 17 :285–302. <https://doi.org/10.3354/cr017285>.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D. G. H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., Trémolet, Y., Hólm, E. V., Bonavita, M., Isaksen, L., and Fisher, M. (2016). ERA-20C : An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate*, 29(11) :4083–4097. ISSN 0894-8755. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>.
- Powell, J. *Estimation of Monotonic Regression Models under Quantile Restrictions, in Non-parametric and Semiparametric Methods in Econometric*. Cambridge U. Press, (1991).
- Qasmi, S., Cassou, C., and Boé, J. (2020). Teleconnection Processes Linking the Intensity of the Atlantic Multidecadal Variability to the Climate Impacts over Europe in Boreal Winter. *Journal of Climate*, 33(7) :2681 – 2700. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0428.1>.
- Quadrelli, R., Lazzeri, M., Cacciamani, C., and Tibaldi, S. (2001). Observed winter Alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. *Climate Research - CLIMATE RES*, 17 :275–284. <https://doi.org/10.3354/cr017275>.
- Radanovics, S., Vidal, J., Sauquet, E., Ben Daoud, A., and Bontron, G. (2013). Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17 :p. 4189 – p. 4208. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4189-2013>.

## Bibliographie

---

- Raymond, F., Wilhelm, B., and Anquetin, S. (2019). Is Precipitation the Main Trigger of Medium-Magnitude Floods in Large Alpine Catchments? *Water*, 11(12). ISSN 2073-4441. <https://doi.org/10.3390/w11122507>.
- Raynaud, D., Hingray, B., Evin, G., Favre, A.-C., and 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(9) :4339–4352. <https://doi.org/10.5194/hess-24-4339-2020>.
- Raynaud, D., Hingray, B., Zin, I., Anquetin, S., Debionne, S., and Vautard, R. (2017). Atmospheric analogues for physically consistent scenarios of surface weather in Europe and Maghreb. *International Journal of Climatology*, 37(4) :2160–2176. <https://doi.org/10.1002/joc.4844>.
- Reverdy, A., Blanchet, J., and Kiennemann, P. Action 2 : Caractériser les scénarios atmosphériques gouvernant les crues torrentielles. Research report, Université Grenoble Alpes ; CNRS ; IGE, (2022). <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-03566424>.
- Rodrigues, D., Alvarez-Castro, M. C., Messori, G., Yiou, P., Robin, Y., and Faranda, D. (2018). Dynamical properties of the North Atlantic atmospheric circulation in the past 150 years in CMIP5 models and the 20CRv2c Reanalysis. *Journal of Climate*, 31(0) :6097–6111. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0176.1>.
- Rohrer, M., Brönnimann, S., Martius, O., Raible, C., Wild, M., and Compo, G. (2018). Representation of Extratropical Cyclones, Blocking Anticyclones, and Alpine Circulation Types in Multiple Reanalyses and Model Simulations. *Journal of Climate*, 31 :3009–3031. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0350.1>.
- Rohrer, M., Brönnimann, S., Martius, O., Raible, C. C., and Wild, M. (2019). Decadal variations of blocking and storm tracks in centennial reanalyses. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 71(1) :1586236. <https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1586236>.
- Roudier, P., Andersson, J. C. M., Donnelly, C., Feyen, L., Greuell, W., and Ludwig, F. (2016). Projections of future floods and hydrological droughts in Europe under a +2°C global warming. *Climatic Change*, 135(2) :341–355. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1570-4>.
- Rüdisühli, S., Sprenger, M., Leutwyler, D., Schär, C., and Wernli, H. (2020). Attribution of precipitation to cyclones and fronts over Europe in a kilometer-scale regional climate simulation. *Weather and Climate Dynamics*, 1(2) :675–699. <https://doi.org/10.5194/wcd-1-675-2020>.
- Sawyer, J. S. (1970). Observational characteristics of atmospheric fluctuations with a time scale of a month. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(410) :610–625. <https://doi.org/10.1002/qj.49709641005>.
- Scherrer, S. C., Fischer, E. M., Posselt, R., Liniger, M. A., Croci-Maspoli, M., and Knutti, R. (2016a). Emerging trends in heavy precipitation and hot temperature extremes in Switzerland. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(6) :2626–2637. <https://doi.org/10.1002/2015JD024634>.
- Scherrer, S. C. and Appenzeller, C. (2006). Swiss Alpine snow pack variability : major patterns and links to local climate and large-scale flow. *Climate Research*, 32(3) :187–199. <https://doi.org/10.3354/cr032187>.
- Scherrer, S. C., Begert, M., Croci-Maspoli, M., and Appenzeller, C. (2016b). Long series of Swiss seasonal precipitation : regionalization, trends and influence of large-scale flow. *International Journal of Climatology*, 36(11) :3673–3689. <https://doi.org/10.1002/joc.4584>.

- 
- Schmidli, J., Schmutz, C., Frei, C., Wanner, H., and Schär, C. (2002). Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 22(9) :1049–1074. <https://doi.org/10.1002/joc.769>.
- Sharma, A., Wasko, C., and Lettenmaier, D. P. (2018). If Precipitation Extremes Are Increasing, Why Aren't Floods? *Water Resources Research*, 54(11) :8545–8551. <https://doi.org/10.1029/2018WR023749>.
- Sodemann, H., Schwierz, C., and Wernli, H. (2008). Interannual variability of Greenland winter precipitation sources : Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D3). <https://doi.org/10.1029/2007JD008503>.
- Sodemann, H. and Zubler, E. (2010). Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2002. *International Journal of Climatology*, 30(7) :947–961. <https://doi.org/10.1002/joc.1932>.
- Stucki, P., Rickli, R., Brönnimann, S., Martius, O., Wanner, H., Grebner, D., and Luterbacher, J. (2012). Weather patterns and hydro-climatological precursors of extreme floods in switzerland since 1868. *Meteorologische Zeitschrift*, 21 :531–550. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2012/368>.
- Sutton, R. and Dong, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5 :788–792. <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
- Teweles, S. and Wobus, H. B. (1954). Verification of Prognostic Charts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 35(10) :455–463. <https://doi.org/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., and 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(1) :014003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9e35>.
- Tramblay, Y., Neppel, L., Carreau, J., and Sanchez-Gomez, E. (2012). Extreme value modelling of daily areal rainfall over Mediterranean catchments in a changing climate. *Hydrological Processes*, 26(25) :3934–3944. <https://doi.org/10.1002/hyp.8417>.
- Vautard, R. (1990). Multiple Weather Regimes over the North Atlantic : Analysis of Precursors and Successors. *Monthly Weather Review*, 118(10) :2056 – 2081. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2).
- Vautard, R. and Yiou, P. (2009). Control of recent European surface climate change by atmospheric flow. *Geophysical Research Letters*, 36(22). <https://doi.org/10.1029/2009GL040480>.
- Vincent, C., Fischer, A., Mayer, C., Bauder, A., Galos, S., Funk, M., Thibert, E., Six, D., Braun, L., and Huss, M. (2017). Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years : Common Climatic Signal in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 44. <https://doi.org/10.1002/2016GL072094>.
- Vincent, C., Gilbert, A., Jourdain, B., Piard, L., Ginot, P., Mikhalenko, V., Possenti, P., Le Meur, E., Laarman, O., and Six, D. (2020). Strong changes in englacial temperatures despite insignificant changes in ice thickness at Dôme du Goûter glacier (Mont Blanc area). *The Cryosphere*, 14(3) :925–934. <https://doi.org/10.5194/tc-14-925-2020>.

## Bibliographie

---

- Vivian, H. (1994). L'hydrologie artificialisée de l'Isère en amont de Grenoble. Essai de quantification des impacts des aménagements. *Revue de Géographie Alpine*, 82(2) :97–112.
- Vivian, H. and Pupier, N. (1996). Crues et aménagements hydroélectriques. L'exemple des crues de l'Isère et du Drac à Grenoble. *Hommes et terres du Nord*, 1(1) :13–19.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., Nabat, P., Roehrig, R., Salas y Méliá, D., Sférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R. (2019). Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7) :2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>.
- Vuuren, D., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S., and Rose, S. (2011). The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, 109 :5–31. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>.
- Wang, X., Feng, Y., Compo, G., Swail, V., Zwiers, F., Allan, R., and Sardesmuks, P. (2012). Trends and low frequency variability of extra-tropical cyclone activity in the ensemble of Twentieth Century Reanalysis. *Climate Dynamics*, 40 :2775–2800. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1450-9>.
- Wetterhall, F., Halldin, S., and Xu, C.-y. (2005). Statistical precipitation downscaling in central Sweden with the analogue method. *Journal of Hydrology*, 306(1) :174 – 190. ISSN 0022-1694. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.008>.
- Wilhelm, B., Vogel, H., Crouzet, C., Etienne, D., and Anselmetti, F. S. (2016). Frequency and intensity of palaeofloods at the interface of Atlantic and Mediterranean climate domains. *Climate of the Past*, 12(2) :299–316. <https://doi.org/10.5194/cp-12-299-2016>.
- Wilhelm, B., Rapuc, W., Amann, B., Anselmetti, F., Arnaud, F., Blanchet, J., Brauer, A., Czymzik, M., Giguët-Covex, C., Gilli, A., Glur, L., Grosjean, M., Irmeler, R., Nicolle, M., Sabatier, P., Swierczynski, T., and Wirth, S. (2022). Impact of warmer climate periods on flood hazard in the European Alps. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00878-y>.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., and et al. (2012). 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, 78(1) :1–12. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.03.003>.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguët-Covex, C., and Malet, E. (2013). Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change*, 113 :563–. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0376-2>.
- Wirth, S. B., Glur, L., Gilli, A., and Anselmetti, F. S. (2013). Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews*, 80 :112–128. ISSN 0277-3791. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.002>.
- Wohland, J., Omrani, N.-E., Witthaut, D., and Keenlyside, N. S. (2019). Inconsistent Wind Speed Trends in Current Twentieth Century Reanalyses. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(4) :1931–1940. <https://doi.org/10.1029/2018JD030083>.

- 
- Woollings, T. and Blackburn, M. (2012). The North Atlantic Jet Stream under Climate Change and Its Relation to the NAO and EA Patterns. *Journal of Climate*, 25(3) :886 – 902. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00087.1>.
- Yiou, P. (2014). AnaWEGE : a weather generator based on analogues of atmospheric circulation. *Geoscientific Model Development*, 7(2) :531–543. <https://www.geosci-model-dev.net/7/531/2014/>.
- Yiou, P. and Déandréis, C. (2019). Stochastic ensemble climate forecast with an analogue model. *Geoscientific Model Development*, 12(2) :723–734. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-723-2019>.
- Yiou, P., Boichu, M., Vautard, R., Vrac, M., Jourdain, S., Fluteau, F., Menut, L., and Garnier, E. (2014). Ensemble meteorological reconstruction using circulation analogues of 1781–1785. *Climate of the Past Discussions*, 10 :797–809. <https://hal-polytechnique.archives-ouvertes.fr/hal-01083506>.
- Yiou, P., Cattiaux, J., Ribes, A., Vautard, R., and Vrac, M. (2018). Recent Trends in the Recurrence of North Atlantic Atmospheric Circulation Patterns. *Complexity*, 2018 :1–8. <https://doi.org/10.1155/2018/3140915>.
- Zappa, G. and Shepherd, T. G. (2017). Storylines of Atmospheric Circulation Change for European Regional Climate Impact Assessment. *Journal of Climate*, 30(16) :6561–6577. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0807.1>.
- Zhou, B. and Zhai, P. (2016). A new forecast model based on the analog method for persistent extreme precipitation. *Weather and Forecasting*, 31(4) :1325–1341. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-15-0174.1>.
- Zorita, E. and von Storch, H. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique : Comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, 12(8) :2474–2489. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2).

**Annexes**

ENVIRONMENTAL RESEARCH  
LETTERS

## LETTER

## OPEN ACCESS

RECEIVED  
1 July 2020REVISED  
18 August 2020ACCEPTED FOR PUBLICATION  
7 September 2020PUBLISHED  
3 March 2021

Original Content from  
this work may be used  
under the terms of the  
[Creative Commons  
Attribution 4.0 licence](#).

Any further distribution  
of this work must  
maintain attribution to  
the author(s) and the title  
of the work, journal  
citation and DOI.



## Retreating winter and strengthening autumn Mediterranean influence on extreme precipitation in the Southwestern Alps over the last 60 years

Juliette Blanchet , Jean-Dominique Creutin and Antoine Blanc

Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, IGE, Grenoble F-38000, France

E-mail: [juliette.blanchet@univ-grenoble-alpes.fr](mailto:juliette.blanchet@univ-grenoble-alpes.fr)**Keywords:** extreme precipitation, atmospheric influence, weather pattern, trend, Alps**Abstract**

This article analyzes the large-scale circulations producing daily precipitation extremes in the Southwestern Alps and their trends from 1958 to 2017. We consider a high-resolution precipitation data set of  $1 \times 1 \text{ km}^2$  and the weather patterns associated to the precipitation seasonal maxima at each grid point. The high-resolution allows us to analyze in details the atmospheric influences triggering seasonal maxima. Four influences are considered—the Atlantic influence, the Mediterranean influence, the northeast circulation and the Anticyclonic situation. We show that influences on maxima are very well organized in space but their organization depends on the season. Maxima are very mainly triggered by two types of influences in the region—the Atlantic influence and the Mediterranean influence. Trends in weather patterns producing maxima are also organized in space, with opposite trends for the Atlantic and the Mediterranean influences. The Mediterranean influence retreated very significantly over the period in winter and spring, while the Atlantic influence significantly extended further south. In autumn the Mediterranean influence strengthened where it was already dominant.

**1. Introduction**

Many Alpine valleys are prone to extreme rainfall and resulting floods. Flooding hazard depends on rainfall accumulations at small to large scales (from urban runoff and torrents to river watersheds). Climate change has led to concerns about their recent trend and their future evolution.

Precipitation over and near mountains is related to both synoptic conditions, cloud microphysics and mountain geometry (see Roe and Baker 2006, for idealized simulations). Local topography channels and up-lifts airflow, which deeply affects precipitation formation, leading to a variety of orographic mechanisms that explain the precipitation patterns in response to mountain geometry (see for instance the 12 typical mechanisms of Houze 2012). Topography also locally modifies the vertical temperature gradient and the dispersion of anthropogenic aerosols, inducing complex modifications of cloud formation and influencing precipitation patterns (Zeng *et al* 2015).

In mountainous areas, large-scale circulation triggers orographic rainfall over a range of scales in

space and time. Linking atmospheric dynamics to rainfall statistics, a body of studies show how Alpine precipitation patterns and intensity depend on the track of Atlantic and Mediterranean cyclones. This link is essentially investigated through a bottom-up approach defining ad-hoc classes of circulation based on a precipitation pattern classification (see Garavaglia *et al* 2010, Boé and Terray 2008, for example). Other bottom-up approaches define classes of large-scale circulation for the dates of extreme precipitation events (Giannakaki and Martius 2016, Stucki *et al* 2012, Plaut *et al* 2001). The top-down approach, defining circulation patterns and looking to corresponding local meteorological parameters is used for temperature, pressure and cloudiness in the Alps in Stefanicki *et al* (1998) or for temperature in Plaut and Simonnet (2001).

In the Swiss Alpine region, the influence of large-scale flow on seasonal precipitation variability is strong in winter, moderate in spring and autumn, very low in summer. The Euro-Atlantic blocking, i.e. a breaking Rossby wave over central Europe, is by far the prevailing large-scale situation



explaining inter-annual variance of seasonal accumulation except in summer (figure 8 of Scherrer *et al* 2016). The daily rainfall patterns affecting southern France can be classified into 7 classes to cover a range of generating circulation modes on the Alps, the Massif Central and the Pyrenees (Garavaglia *et al* 2010). These circulation modes are basically westerly oceanic circulations (3 patterns), Mediterranean circulations (3 patterns), continental circulation (1 pattern). A eighth class regroups anticyclonic situations. Figure 3 of Garavaglia *et al* (2010) shows that precipitations in the western Alps are governed by two broad classes of circulation, one mostly zonal corresponds to the oceanic influence, the other one, mostly meridional corresponds to the Mediterranean influence. This view is confirmed by the seasonal Lagrangian diagnostic of the moisture transport from oceanic basins and lands to the Alps. The analysis of air parcel back-trajectories shows that, except in summer, the moisture source of northwestern Alpine precipitation is predominantly situated over the North Atlantic Ocean while the southeastern precipitations originate largely from the Mediterranean Sea (figure 9 in Sodemann and Zubler 2010). With high recycling ratios linked to local convection, the summer source of Alpine precipitation is mostly continental and quite uncertain - a large fraction of moisture enters the air parcels above the boundary layer.

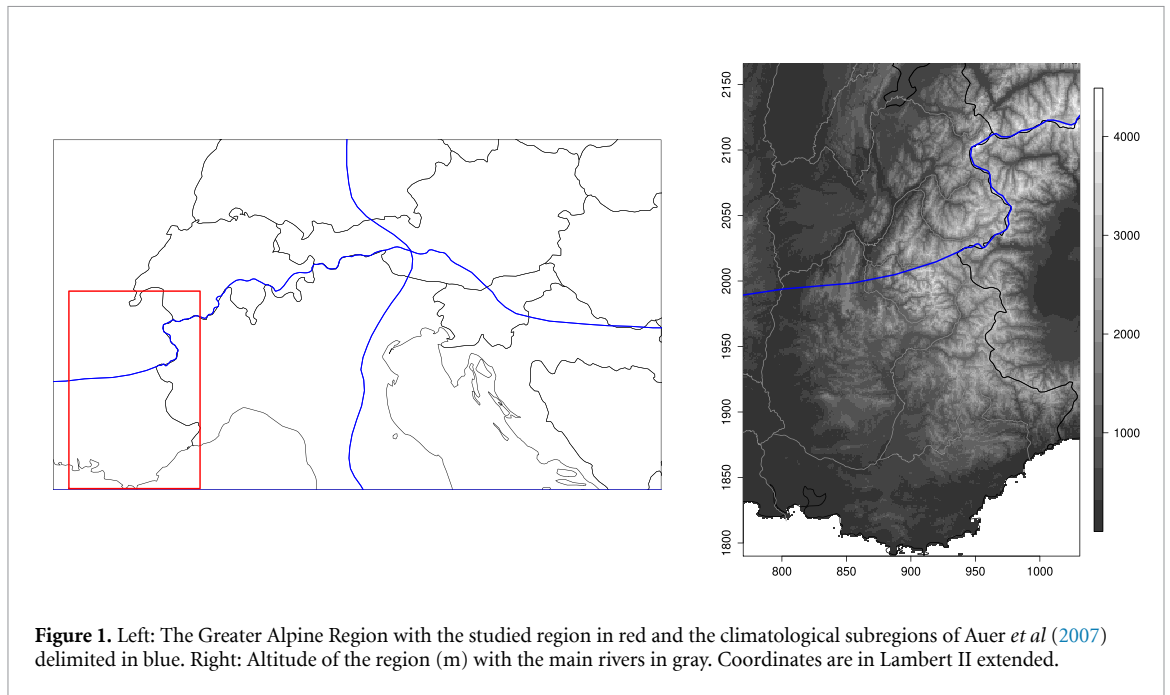
Extreme precipitation events in the southern slopes of the French and Italian Alps are mainly triggered by large-scale circulations associated with Mediterranean circulations (Plaut *et al* 2001, Grazzini 2007). Over southern France, the contribution of Mediterranean anomalies in extreme daily precipitation is largely dominant (over 80%) (Tramblay *et al* 2013). Heavy precipitation events in the northern French Alps are mainly triggered by pressure anomalies associated with oceanic circulations especially for autumn and winter extreme precipitation (Plaut *et al* 2001). Extreme daily precipitation events over northern Switzerland depend on mostly the same types of large-scale atmospheric circulation with a large dominance of zonal flows with a more or less pronounced ridge over the East Atlantic and a trough over Great Britain (over 60% of the extremes), followed by meridional circulation with a breaking Rossby wave over the close Atlantic or central Europe (over 30%) and a minimal contribution of Mediterranean anomalies (Giannakaki and Martius 2016). If we consider the major historical floods of the Rhine river at Basel and in the lakes Constance, Maggiore and Zurich in Switzerland since 1868, the prevailing circulation patterns are dominantly Mediterranean situations with active cyclones centered over Italy or France (over 80%) and zonal flow plays a minimal role (Stucki *et al* 2012). The moisture back-trajectory analysis of Sodemann and Zubler (2010) points the Mediterranean Sea as a more unsteady source of precipitation for the Alps than the North

Atlantic, which suggests a major contribution of the Mediterranean Sea to precipitation extremes. At finer temporal and spatial scales, a variety of atmospheric influences impacts the different Alpine sub-regions in relation with their location and configuration in the mountain range. Giannakaki and Martius (2016) find different atmospheric influences on extreme precipitation events in northwestern versus northeastern Switzerland. Horton *et al* (2012) consider two locations located about one hundred kilometers apart on either side of the Swiss Valais. Their relevance maps show the forecasting skill of moving windows of analogy, which broadly informs on the major atmospheric influence at a given location. The maps evidence different atmospheric influences on daily precipitation variability at the two locations. Radanovics *et al* (2013) apply a similar method to about 600 climatological zones covering France. Their relevance maps evidence the large diversity of the major influence on daily precipitation depending on the location. However, to the best of our knowledge, the detailed regionalization of the various atmospheric influences—the major as the minor ones—on Alpine precipitation has been very little studied in the literature, and even less for the extremes.

This study takes benefit of a high-resolution precipitation data set to analyze the detailed regionalization of the forcing conditions producing extreme precipitation in the Southwestern Alps and their recent trends - an original way to explore the link between extreme statistics and weather patterns. We show that the contribution of the different conditions evolved in time over the last 6 decades. We also show that this evolution is not random but organized in space. In particular, we evidence that the southern flux strengthened its influence in autumn over the southern and eastern flanks of the range, while in winter the western flux dominated further southward.

## 2. Data and method

We use the SPAZM precipitation data set, a  $1 \times 1 \text{ km}^2$  gridded interpolation of daily rainfall accumulations measured by more than 1 800 daily rain gauges over the Pyrenees, the Massif Central and the Southwestern Alps in France, Switzerland and Italy (see figure 4. of Gottardi *et al* 2012) SPAZM belongs to a large family of numerical rainfall interpolation schemes using digital elevation models to introduce statistically the influence of orography (for a review, see the introduction of Hiebl and Frei 2017, for Europe around the Alps). SPAZM shares with most of these methods the decomposition of the rainfall field into a guess (or background) field incorporating orography and residuals to this field. SPAZM originality is twofold: first the choice of guessing the field from the weather pattern mean precipitation—using the weather pattern classification of Garavaglia *et al* (2010)-, second



**Table 1.** % of WPs for the period 1958-2017. First row: daily occurrence. Second row: regional mean occurrence of the WPs producing the maxima. The percentages are rounded. Values in bold indicate when the largest value exceeds the second-largest value by at least 10%.

WP	spring				summer				autumn				winter			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Daily %	34	30	10	26	34	19	9	39	36	30	7	28	<b>45</b>	24	8	23
Mean % for the maxima	40	<b>51</b>	7	2	43	38	9	10	40	<b>53</b>	5	2	<b>55</b>	42	2	1

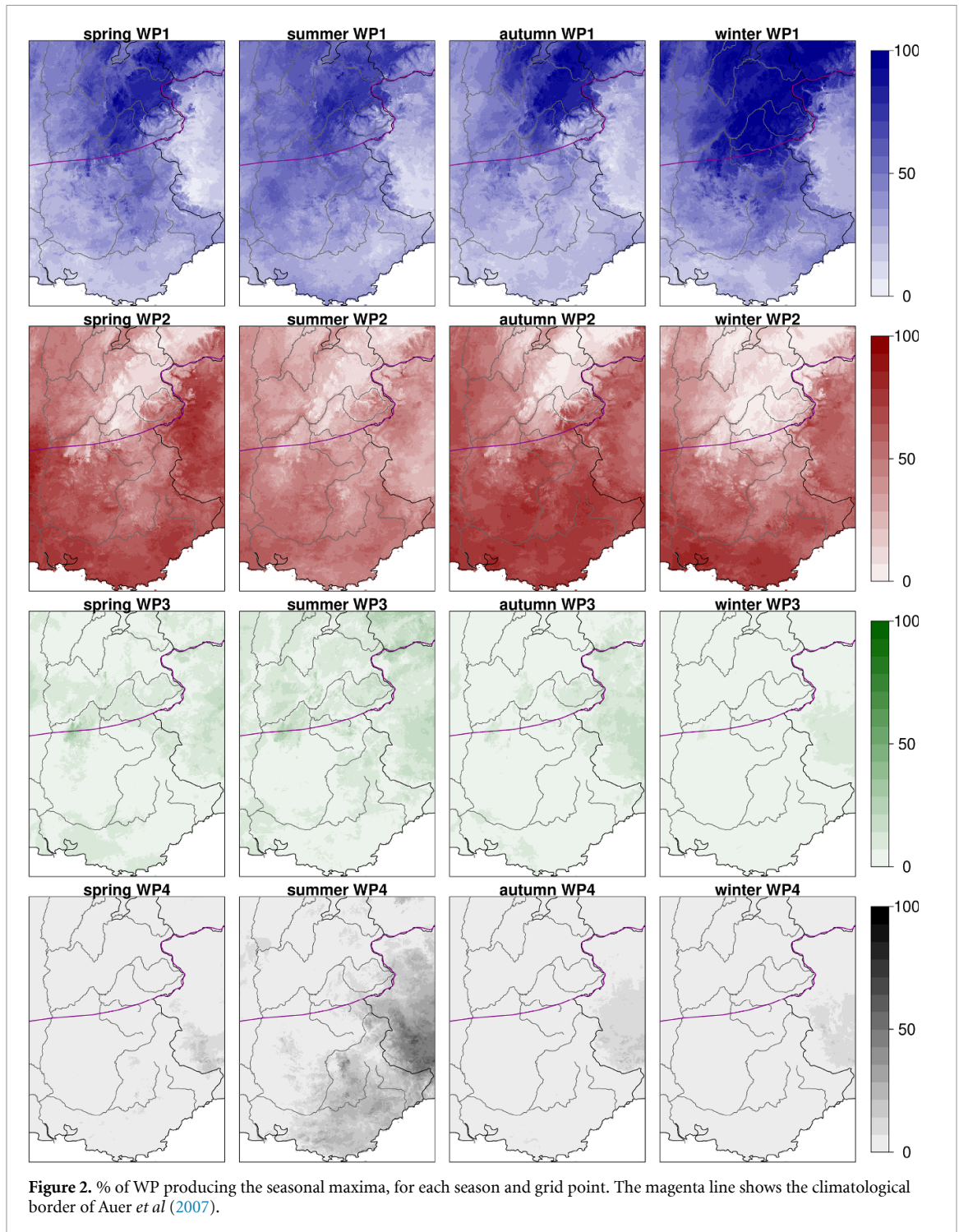
the use of the “crossing distance” that incorporates topographic features into the interpolation scheme.

Our study area is the Southwestern Alps, i.e. the mostly north-south oriented part of the chain mainly shared by France and Italy (see figure 1). The region crosses the Northwestern and the Southwestern Greater Alpine Regions of Auer *et al* (2007). The region sizes 98 000 km<sup>2</sup>. Its altitude ranges from 0 on the Mediterranean coast to above 4800 m top of the Mont Blanc. Data are available at daily time scale on a 1 × 1 km<sup>2</sup> grid from January 1st, 1958 to December 31, 2017. The seasonal maxima are extracted at each grid point for March-April-May (referred as spring), June-July-August (summer), September-October-November (autumn), December-January-February (winter).

The forcing conditions are represented by the daily weather pattern classification of Garavaglia *et al* (2010). They were constructed with a bottom-up approach, starting from a classification in 7 clusters of normalized precipitation fields and 1 cluster of dry days over the French mountainous area (Pyrenees, Massif Central and French Alps), then computing the centers of gravity of the eight classes in the space of geopotential heights at 700 and 1000 hPa, and finally associating each day to its closest centroid. For the sake of conciseness, we aggregate the weather patterns according to the origin of the airflow reaching the region, by regrouping

the weather patterns corresponding to the Atlantic influence (Atlantic Wave, Steady Oceanic, Southwest Circulation) and the weather patterns corresponding to the Mediterranean influence (South Circulation, East Return, Central Depression). The two remaining weather patterns (Northeast Circulation, Anticyclonic) are unchanged. In total, our new classification contains 4 classes that we refer as weather patterns (WP): WP1 corresponds to the Atlantic influence, WP2 to the Mediterranean influence, WP3 to Northeast Circulation and WP4 to Anticyclonic conditions.

In order to study the detailed regionalization of the forcing conditions producing daily precipitation extremes, we extract at each grid point the WPs of the days when its seasonal maxima occurred. This gives a series of 60 WPs for each grid point and each season. Trend in the occurrence of a given WP producing the maxima is estimated through a logistic regression with the year as covariate, via maximum-likelihood estimation (e.g. Fox 1997, chapter 15). This estimation is made for each grid point, each season and each WP, independently. The significance of the trend in WP occurrence is assessed by the Wald test (Fox 1997, chapter 15). Note that the present study has also been applied to 220 daily rain gauges maintained by Météo-France over the French Alps. It showed very similar results, however this is not a genuine validation since SPAZM was constructed using almost all the available information over the



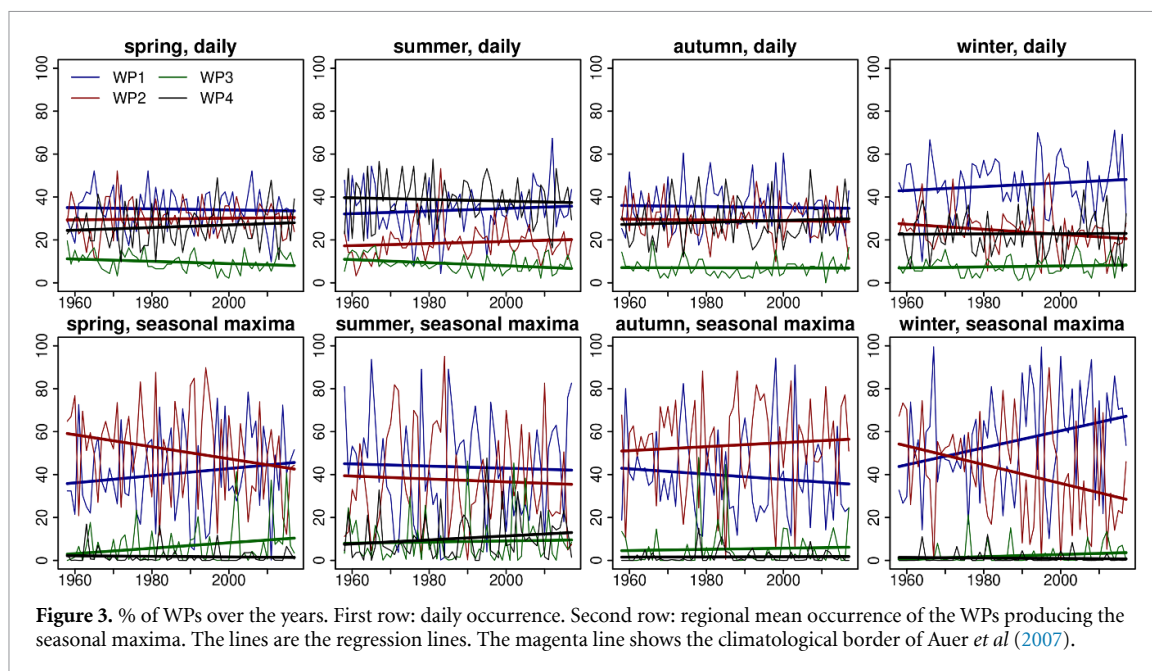
French Alps, including most, if not all, of these stations (see figure 4 of Gottardi *et al* 2012). This makes the validation of SPAZM with an independent dataset almost impossible. For the sake of conciseness and readability of the maps, results on the stations data are not reported here.

### 3. Results

At regional scale, the mean occurrence of WPs producing extremes is quite decorrelated to the daily occurrence of WPs, as shown in table 1. At daily

scale, the Atlantic influence (WP1) is the most frequent, apart in summer when Anticyclonic conditions (WP4) dominate. The second most frequent influence is the Mediterranean influence (WP2) apart in summer. Northeast circulations (WP3) occur less than 10% of the days. For the maxima, on average over the region, the Atlantic influence is the most frequent only in winter, while in spring and autumn the meridional flows produce most of the maxima. In summer both are almost as likely. Obviously Anticyclonic conditions produce very few extremes apart in summer during which





**Figure 3.** % of WPs over the years. First row: daily occurrence. Second row: regional mean occurrence of the WPs producing the seasonal maxima. The lines are the regression lines. The magenta line shows the climatological border of Auer *et al* (2007).

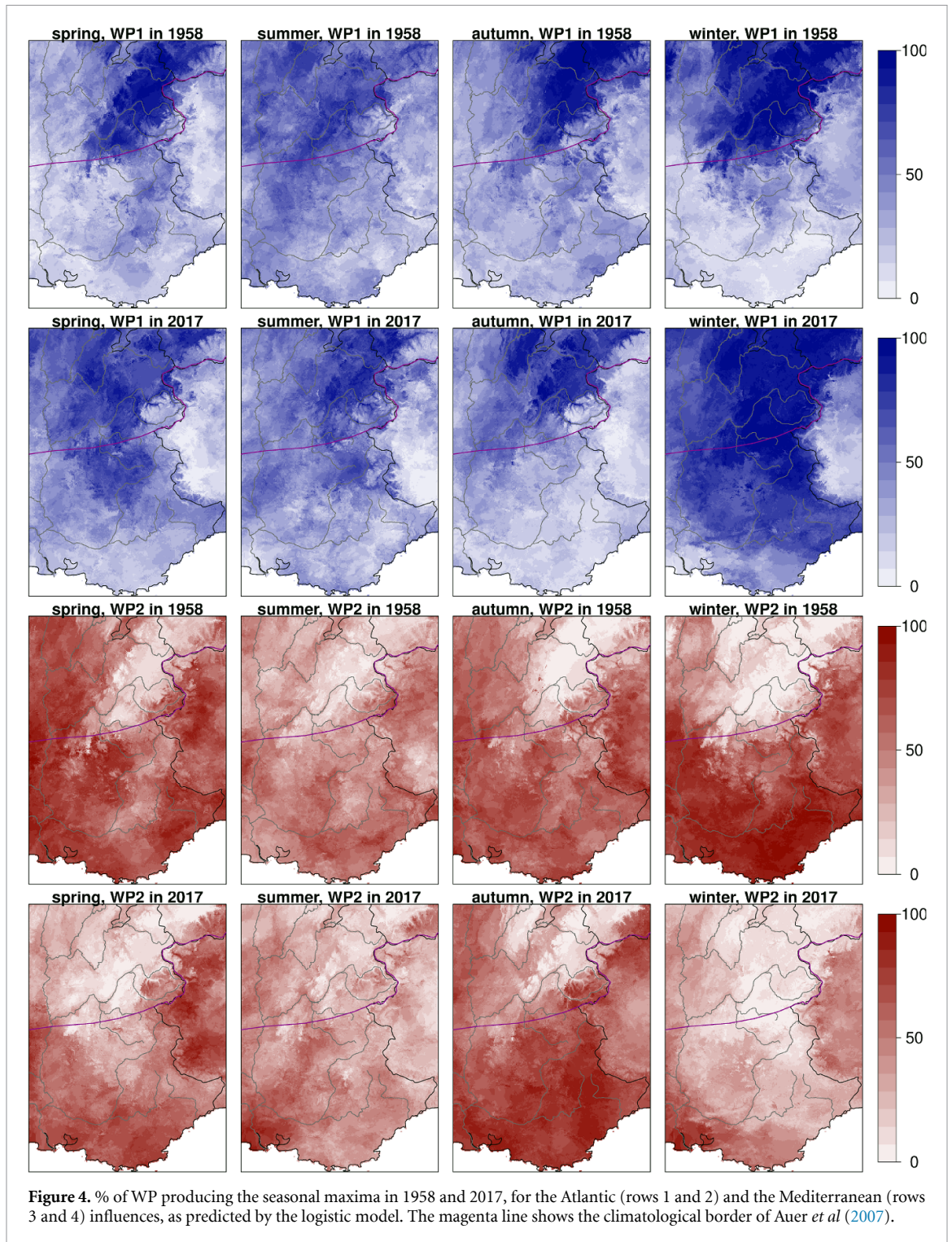
they produce 10% of the maxima due to local convection.

The high-resolution data set allows us to study the regionalization of influences in much more details than in Horton *et al* (2012) (2 stations), Giannakaki and Martius (2016) (2 regions), Plaut *et al* (2001) (6 regions), or even Radanovics *et al* (2013) (about 80 regions covering the French Alps). Figure 2 shows that the WPs for the maxima are very well organized in space. For each season, there is a clear delimitation between the Atlantic and the Mediterranean influences on the maxima. This delimitation fluctuates around the climatological border of Auer *et al* (2007) depending on the season, translating in particular southward in winter. Autumn and winter provide the clearest delineation between the northwestern flank of the Southwestern Alps (on the French side) – that is influenced by the Atlantic –, and the southeastern flank (on the Italian side) – that is under Mediterranean influence, in accordance with Plaut *et al* (2001). The Atlantic influence is more marked than any other, particularly in autumn and winter during which it produces 80 to 100% of the maxima over the northern French Alps and the Swiss Valais. Meridional flows trigger 60–80% of the maxima over the southern French Alps, the Rhône valley and the Italian Piemonte, apart in summer during which their influence is more uncertain, as also shown in Sodemann and Zubler (2010). 30–50% of the summer maxima in the southern French Alps and the Italian Piemonte relate to Anticyclonic situations and probable local convection. Contrary to the other WPs, the northeastern circulation produces maxima quite uniformly over the region in spring and summer, although with low probabilities (0–20% of the maxima). In autumn and winter, the northeastern

influence impacts mainly the Italian Piemonte, but anyway with low probabilities (0–20%).

At the regional scale, the occurrence of WPs producing the maxima is clearly non-stationary over the study period, particularly for the Atlantic and Mediterranean influences, as shown in figure 3. The daily WP occurrences show also some trends but they are much slighter. A separate analysis reshuffling the data within the WPs revealed that the nonstationarities in the WPs producing the maxima are not explained by the nonstationarities in the daily WPs. Winter shows the largest trends in WP occurrence for the maxima. At regional scale, 35% more grid points experience winter maxima during Atlantic circulation at the end of the period than at the start. These 35% are almost entirely won over the Mediterranean influence. Spring shows the same trends in sign as in winter but with lower absolute values (10 to 20%). We note that in spring the Northeastern circulations tend to be less frequent at daily scale but more productive (10% increase for the maxima). However this is mainly due to a few larger values in the last years (springs 2011, 2013, 2015). We touch here a difficulty in estimating trends over short time-series with large variability (here 60 values). In summer, influences are almost stationary although the Atlantic and the Mediterranean influences show a slight decrease (around 5%). Finally in autumn, trends are reversed but slighter than in winter and spring since the Mediterranean influence on the maxima increases of about 10% while the Atlantic influence decreases of about 15%.

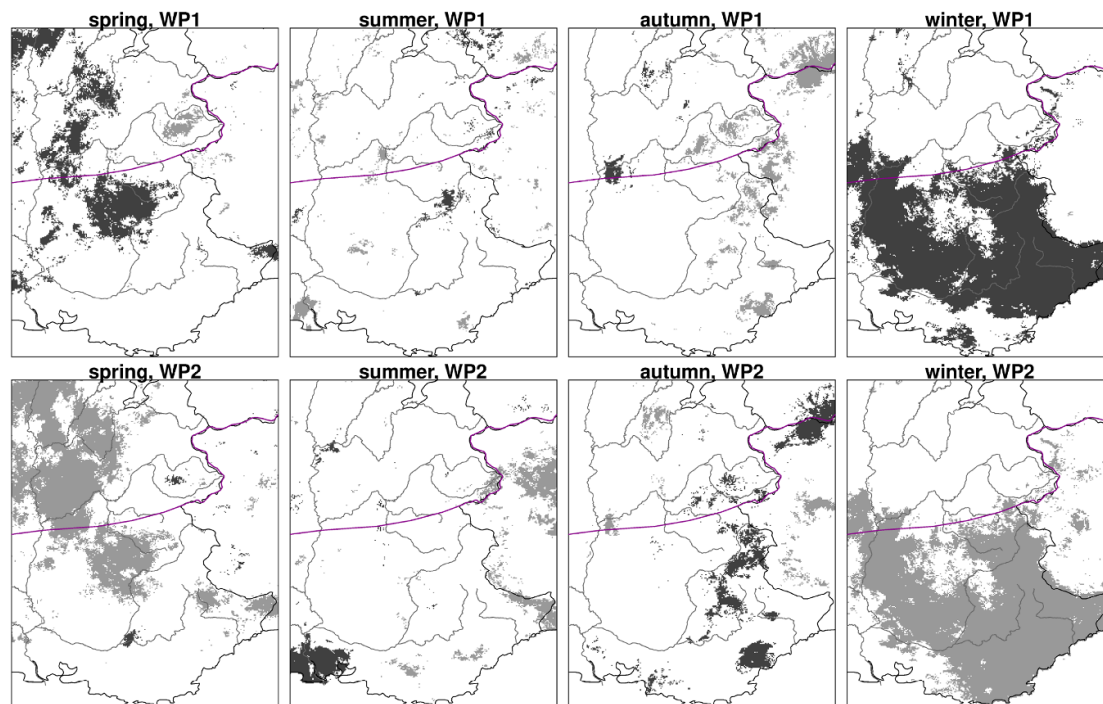
We now focus on the regional details of the Atlantic and Mediterranean influences since they show the largest trends and they produce the great majority of precipitation maxima. The trends in



occurrence of WP producing the maxima over 1958–2017 are again very well organized in space, see figure 4 and the significance maps of figure 5. The trends are almost mirrored, the increase in Atlantic influence corresponding most of the time to a decrease in Mediterranean influence and vice versa. We can distinguish three phases across seasons. In autumn, the Mediterranean influence strengthens where it was already dominant. Its occurrence increases by around 10 to 30% over a large area covering the southern French Alps and the Mediterranean

coast. Changes are significant along the main ridge and its foothills south to the climatological border of Auer *et al* (2007) (see figure 5). This produces a much sharper northeast-southwest delineation between the Mediterranean and the Atlantic influenced regions in 2017 than in 1958. In winter and spring, the change is completely reversed, with a marked retreat of the Mediterranean influence and a significant southward translation of the Atlantic influence across the border of Auer *et al* (2007). In winter the very clear U shaped region of Mediterranean influence in 1958 almost





**Figure 5.** Significance of the trend in WP producing the seasonal maxima (Wald test at level 95%). First row: Atlantic influence. Second row: Mediterranean influence. White: non significant. Dark gray: significantly increasing. Light gray: significantly decreasing. The magenta line shows the climatological border of Auer *et al* (2007).

disappears in 2017, to the exception of the Piemonte in Italy and the Provence shore from the Rhône Delta to the Esterel Massif. In spring the retreat of the Mediterranean influence is still marked and significant but now mainly along the northern part of the Rhône valley where its occurrence decreases by about 40%. Finally in summer, the Mediterranean influence slightly retreats over the southern French Alps, the Mediterranean coast and the Italian Piemonte where it was dominant. However, contrary to winter and spring, this is not concordant with an increase in Atlantic influence but in Anticyclonic situations (not shown). At the same time the Mediterranean influence penetrates further along the Rhône valley, with significant increase over the Rhône Delta. Overall we note that despite changes of around 20 to 30% over large areas in all seasons, quite few are tested as significant (apart in winter and spring). Once again, we face the difficulty of getting significant trends over short times series. The large significance of the winter and spring trends are all the more impressive.

#### 4. Conclusion

This article analyzed the large-scale circulation producing daily precipitation extremes in the Southwestern Alps and their trends. Considering gridded precipitation data allowed us to analyze the atmospheric influences in details, while considering a small number of weather patterns enabled us to focus on the main influences. We showed in particular that both

the influences and their trends are very organized in space. Mainly two types of circulation influence the maxima in the region—the Atlantic circulation and the Mediterranean circulation—whose delimitation varies from season to season. The Mediterranean influence retreated very significantly over the period in winter and spring, while the Atlantic influence extended further south. In autumn the Mediterranean influence strengthened where it was already dominant. Future work will compare the revealed changes in atmospheric influences with the (putative) trends in extreme precipitation, in order to assess the impact of changing atmospheric influences generating extreme precipitation on the values of extreme precipitation itself.

#### Acknowledgment

This work was partly financed by the HYDRODEMO project with the support of the European Union via the FEDER-POIA program and thanks to French state funds via the FNADT-CIMA program. It is also part of a collaboration between the University Grenoble Alpes and Grenoble Alpes Métropole, the metropolitan authority of Grenoble conurbation (deliberation 12 of the Metropolitan Council of May 27, 2016). The SPAZM data and the weather pattern classification have been provided to the authors by EDF for this research. They could be made available to other researchers under a specific research agreement. Requests should be sent to [dtg-demande-donnees-hydro@edf.fr](mailto:dtg-demande-donnees-hydro@edf.fr).

## ORCID iDs

Juliette Blanchet  <https://orcid.org/0000-0001-8088-8895>

Jean-Dominique Creutin  <https://orcid.org/0000-0003-0076-9584>

Antoine Blanc  <https://orcid.org/0000-0003-0935-4502>

## References

- Auer I et al 2007 Histalp—historical instrumental climatological surface time series of the greater alpine region *Int. J. Climatol.* **27** 17–46
- Boé J and Terray L 2008 A weather-type approach to analyzing winter precipitation in france: Twentieth-century trends and the role of anthropogenic forcing *J. Clim.* **21** 3118–33
- Fox J 1997 *Applied Regression Analysis, Linear Models and Related Methods*. Applied regression analysis, linear models and related methods (Thousand Oaks, CA: Sage Publications, Inc)
- Garavaglia F, Gailhard J, Paquet E, Lang M, Garçon R and Bernardara P 2010 Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling *Hydrology and Earth System Sciences* **14** 951–64
- Giannakaki P and Martius O 2016 Synoptic-scale flow structures associated with extreme precipitation events in northern Switzerland *Int. J. Climatol.* **36** 2497–2515
- Gottardi F, Obled C, Gailhard J and Paquet E 2012 Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains *J. Hydrol.* **432–433** 154–67
- Grazzini F 2007 Predictability of a large-scale flow conducive to extreme precipitation over the western alps *Meteorol. Atmos. Phys.* **95** 123–38
- Hiebl J and Frei C 2017 Daily precipitation grids for austria since 1961—development and evaluation of a spatial dataset for hydroclimatic monitoring and modelling *Theor. Appl. Climatol.* **132** 327–45
- Horton P, Jaboyedoff M, Metzger R, Obled C and Marty R 2012 Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method *Natural Hazards Earth Syst. Sci.* **12** 777–84
- Houze J, R A 2012 Orographic effects on precipitating clouds *Rev. Geophys.* **50** 1
- Plaut G, Schuepbach E and Marut D 2001 Heavy precipitation events over a few alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971–1995 *Clim. Res.* **17** 285–302
- Plaut G and Simonnet E 2001 Large-scale circulation classification, weather regimes and local climate over France, the Alps and Western Europe *Clim. Res. - CLIMATE RES* **17** 303–24
- Radanovics S, Vidal J-P, Sauquet E, Ben Daoud A and Bontron G 2013 Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **17** 4189–208
- Roe G H and Baker M B 2006 Microphysical and geometrical controls on the pattern of orographic precipitation *J. Atmos. Sci.* **63** 861–80
- Scherrer S C, Begert M, Croci-Maspoli M and Appenzeller C 2016 Long series of Swiss seasonal precipitation: regionalization, trends and influence of large-scale flow *Int. J. Climatol.* **36** 3673–89
- Sodemann H and Zubler E 2010 Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for alpine precipitation during 1995–2002 *Int. J. Climatol.* **30** 947–61
- Stefanicki G, Talkner P and Weber R O 1998 Frequency changes of weather types in the alpine region since 1945 *Theor. Appl. Climatol.* **60** 47–61
- Stucki P, Rickli R, Brönnimann S, Martius O, Wanner H, Grebner D and Luterbacher J 2012 Weather patterns and hydro-climatological precursors of extreme floods in Switzerland since 1868 *Meteorol. Z.* **21** 531–50
- Tramblay Y, Neppel L, Carreau J and Najib K 2013 Non-stationary frequency analysis of heavy rainfall events in Southern France *Hydrol. Sci. J. - J. Sci. Hydrologiques* **58** 280–94
- Zeng Z et al 2015 Regional air pollution brightening reverses the greenhouse gases induced warming-elevation relationship *Geophys. Res. Lett.* **42** 4563–72





# Explaining recent trends in extreme precipitation in the Southwestern Alps by changes in atmospheric influences

Juliette Blanchet<sup>\*</sup>, Antoine Blanc, Jean-Dominique Creutin

Univ. Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE, F-38000 Grenoble, France

## ARTICLE INFO

### Keywords:

Precipitation extremes  
Trends  
Large-scale circulation  
Alps

## ABSTRACT

This article analyzes recent trends in extreme precipitation in the Southwestern Alps and compares these trends to changes in the occurrence of the atmospheric influences generating extremes. We consider a high-resolution precipitation dataset of  $1 \times 1 \text{ km}^2$  for the period 1958–2017. A robust method of trend estimation in extreme precipitation is considered, based on nonstationary extreme value distribution and a homogeneous neighborhood approach. The results show contrasting trends in extreme precipitation depending on the season. In autumn, most of Southern France shows significant increasing trends, with increase in the 20-year return level between 1958 and 2017 as large as its average value over the period, while the Northern French Alps and the Swiss Valais show decreasing extremes. In winter, significant increasing extremes are found in the valleys and medium mountain areas surrounding the Northern French Alps, while the inner French Alps, the Swiss Valais and the Aosta Valley show significant decreasing trends. In the other seasons, the significant trends are mostly negative in the Mediterranean area. Comparing these trends to changes in the occurrence of the atmospheric influences generating extremes shows that part of the significant changes in extremes can be explained by changes in the dominant influences, in particular in the Mediterranean influenced region that shows the most organized trends. In particular, the strong positive trends in extreme precipitation in autumn in Southern France are concomitant with an increase in Mediterranean influence generating extremes.

## 1. Introduction

In the Alpine region, precipitation is one of the most important climate variables. It is valuable for water supply and energy production through dams. It plays a crucial role in droughts and floods. Quantifying past and future precipitation changes due to climate change is important but still very difficult, particularly for the extremes whose observations are by nature seldom and variable. Various trends in alpine precipitation have been found depending on both the season, the temporal scale and the area of study. Masson and Frei (2016) analyze a gridded  $5 \times 5 \text{ km}^2$  dataset of monthly precipitation for the entire Alpine region during the 20th century. They find a significant drying along the southern Alpine ridge in winter and spring, and an increase to the west and north of the main ridge (Figure 5 therein). In autumn, trends are of same sign as in winter but smaller and nonsignificant. This is basically in accordance with the results obtained by Schmidli et al. (2002) on a much coarser grid of 25 km spacing (Figure 11 therein), as well as with the regional study of Auer et al. (2007) based on climate station regionalization (Table V therein). This is also consistent with the study of Ménégoz et al. (2020) using a regional climate model (Figure 4 therein). However in the latter, a more pronounced drying in

the southern Alps is found in summer and spring. At more local scale, the results over the 20th century are roughly coherent with the above articles. For example Brugnara and Maugeri (2019) find that annual precipitation in the southern European Alps (Southern Switzerland and Northern Italy) decreased over the 20th century mainly in winter and spring, but mainly nonsignificantly (Figure 3 therein). In Switzerland, mainly north of the Alpine ridge, Scherrer et al. (2016a) find that about three fourth of the winter series show positive trend over the 20th century but only one fourth are significant (Figure 2 therein), which is coherent with Masson and Frei (2016). In the other seasons trends are small and nonsignificant.

However results on the last decades show contrasting trends compared to the 20th century. Ménégoz et al. (2020) find a much less strong contrast between north and south of the Alpine ridge for winter and autumn precipitation trends over 1958–2010, with an overall drying in winter and an overall increase in autumn (Figure 4 therein). Winter drying is also found in Switzerland over the last decades in Scherrer et al. (2016a) (Figure 2 therein) and autumn increase is found in the Italian Alps over 1961–2015 in Pavan et al. (2019) (Figure 8 therein). However the latter also find contrasting trends in winter precipitation

<sup>\*</sup> Corresponding author.

E-mail address: [juliette.blanchet@univ-grenoble-alpes.fr](mailto:juliette.blanchet@univ-grenoble-alpes.fr) (J. Blanchet).

in the Italian Alps with an overall increase in the southern slope along the Swiss-Italian border and an overall decrease in the eastern slope along the French-Italian border. This is pretty coherent with Napoli et al. (2019) showing strong disparities in winter trends over 1961–1990 between mountains and lowlands, with a decrease of about 25% at low elevation stations and an increase of about 30% in high altitude (Figure 3 therein).

Studies on trend in large to extreme daily precipitation over the whole European Alps are more seldom. Ménégos et al. (2020) show a global increase in annual maximum daily precipitation in all seasons between 1903 and 2010. This is coherent at more local scale with the positive trends in annual maximum daily precipitation found in Switzerland in Scherrer et al. (2016b) and in the Northern Italian Alps in Brugnara and Maugeri (2019).

In mountainous areas, large-scale circulation produces orographic rainfall over a range of scales in space and time. A body of studies show how Alpine precipitation patterns and intensity depend on large-scale circulation, either by linking precipitation variability to the main modes of circulation in Europe and Northern Atlantic (see Scherrer et al., 2016a; Quadrelli et al., 2001; Schmidli et al., 2002; Bartolini et al., 2009, for example), or through classes of circulation (see Garavaglia et al., 2010; Boé and Terray, 2008; Giannakaki and Martius, 2016; Plaut and Simonnet, 2001, for example), or through relevance maps based on analogy (Horton et al., 2012; Radanovics et al., 2013). In the Swiss Alpine region, the influence of large-scale flow on seasonal precipitation variability is strong in winter, moderate in spring and autumn, very low in summer (Figure 8 of Scherrer et al., 2016a). Extreme daily precipitation events over northern Switzerland are largely dominated by zonal flows (Giannakaki and Martius, 2016). Precipitations in the French Alps are governed by two broad classes of circulation, one mostly zonal corresponds to the Atlantic influence, the other one, mostly meridional corresponds to the Mediterranean influence (see Figure 3 of Garavaglia et al., 2010, which is confirmed by the diagnostic of the moisture sources for precipitation in Figure 9 of Sodemann and Zubler, 2010). Extreme precipitation events in the southern slopes of the French and Italian Alps are mainly generated by large-scale circulations associated with Mediterranean circulations, while heavy precipitation events in the northern French Alps are mainly generated by pressure anomalies associated with Atlantic circulations (Plaut et al., 2001; Grazzini, 2007; Blanchet et al., 2021). At finer temporal and spatial scales, a variety of atmospheric influences impacts the different Alpine sub-regions in relation with their location and configuration in the mountain range. Giannakaki and Martius (2016) find different atmospheric influences on extreme precipitation events in northwestern versus northeastern Switzerland. Blanchet et al. (2021) provide a detailed regionalization of the atmospheric influences generating extremes in the Southwestern Alps. They show short-distance disparities in atmospheric influences on maxima as well as seasonal variability.

Several studies attempted to link the changes in extreme precipitation in the Alpine region to large-scale atmospheric variables. This is usually done through the incorporation of climate covariates within the distribution of precipitation extremes. Trambly et al. (2012) show that large-scale daily humidity flux explains the occurrence and magnitude of extremes of autumn daily areal rainfall in French Mediterranean catchments over 1958–2008 and use this to project the distribution of extremes in the future climate of late 20th century. In the same vein, Trambly et al. (2011, 2013) consider several climate covariates in the extreme value distribution of threshold excesses of autumn precipitation in the French Mediterranean region over 1958–2008. They show that the frequency of southern synoptic circulation patterns explains the occurrence of extremes, while the air temperature and sea level pressure explain the magnitude of the extremes. For annual maxima of daily precipitation in Central Europe, Zeder and Fischer (2020) consider large-scale air temperature anomaly as covariate to infer extreme precipitation–temperature relationship.

All the above studies link changes in precipitation extremes to the magnitude of some large-scale climate variable. This is very useful for projecting future change in precipitation extremes for example (Trambly et al., 2012). However these studies do not assess to what extent changes in extreme precipitation can be explained by changes in large-scale climate variable. Yet Blanchet et al. (2021) show significant changes in the atmospheric influences on precipitation maxima in the Southwestern Alps over 1958–2017. Their study reveals that the Mediterranean influence on maxima retreated very significantly in winter and spring, while the Atlantic influence significantly extended further south. In autumn the Mediterranean influence on maxima strengthened where it was already dominant. In this article, we intend first to infer the details of the trends in extreme precipitation in the Southwestern Alps and second to assess whether these changes can be explained by changes in the atmospheric influence that have generated them. We propose a robust stochastic method for assessing the trend in extreme precipitation, based on a neighborhood approach and nonstationary extreme value distributions. We take benefit of a high-resolution precipitation data set to analyze the detailed regionalization of the trends in annual maxima of daily precipitation and their link to changes in atmospheric circulations.

## 2. Data

Our study area covers the Northwestern and the Southwestern Greater Alpine Regions of Auer et al. (2007). It will be denoted below the Southwestern Alps. It is mainly shared by France and Italy, with a small part of the Swiss Valais (see Fig. 1). The region sizes 98,000 km<sup>2</sup>. Its altitude ranges from 0 on the Mediterranean coast to above 4,800 m at the top of the Mont Blanc. Two databases of daily precipitation are considered. First, daily rain gauge data provided by MétéoFrance for 220 stations distributed over the French area. The stations are mainly located in valleys and medium mountains, with the highest station located 2,000 m high (see Fig. 2). Second, the SPAZM precipitation data set developed by Électricité de France and the University of Grenoble, a 1 × 1 km<sup>2</sup> gridded interpolation of daily rainfall accumulations derived from more than 1,800 daily rain gauges over the Pyrenees, the Massif Central and the Southwestern Alps in France, Switzerland and Italy (see Fig. 4. of Gottardi et al., 2012). The SPAZM database allows to investigate high mountain areas that are not observed by the stations (see Fig. 2). Note that despite its high resolution (1 km<sup>2</sup>), the median altitude difference between the stations and their closest SPAZM grid point goes up to –600 m in the steepest mountain ranges such as the Ecrins massif (see Fig. 2). Both databases are available at daily time scale from January 1st, 1958 to December 31, 2017. Atmospheric influences are considered using the daily weather pattern classification of Garavaglia et al. (2010) that is aggregated into four classes as described in Blanchet et al. (2021), in order to focus on the main influences. The four weather patterns correspond to the Atlantic influence, the Mediterranean influence, the Northeast circulation and the Anticyclonic situation. Each day between January 1st, 1958 to December 31, 2017 is associated to one of the four atmospheric influences. In order to study extremes and the atmospheric influences generating them, we extract both the seasonal maxima and the weather patterns associated to these dates at each grid point or station for March–April–May (referred as spring), June–July–August (summer), September–October–November (autumn), December–January–February (winter).

## 3. Method

### 3.1. Statistical models for seasonal maximum precipitation

Let  $R_t$  denote the seasonal maximum of daily precipitation at a given site (i.e. a given grid point or a given station) and a given year  $t$  (for the sake of clarity, we omit notation for the site and season). If

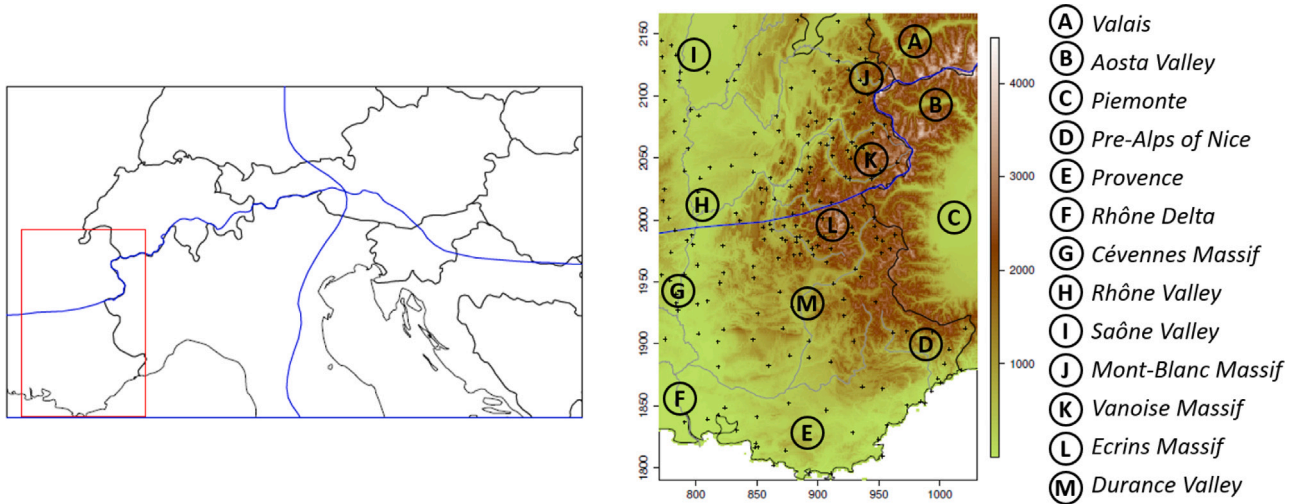


Fig. 1. Left: The Greater Alpine Region with the studied region in red and the climatological subregions of Auer et al. (2007) delimited in blue. Right: Altitude of the region (m) with the main rivers in gray, the stations in black and the main locations cited in the article. Coordinates are in Lambert II extended. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

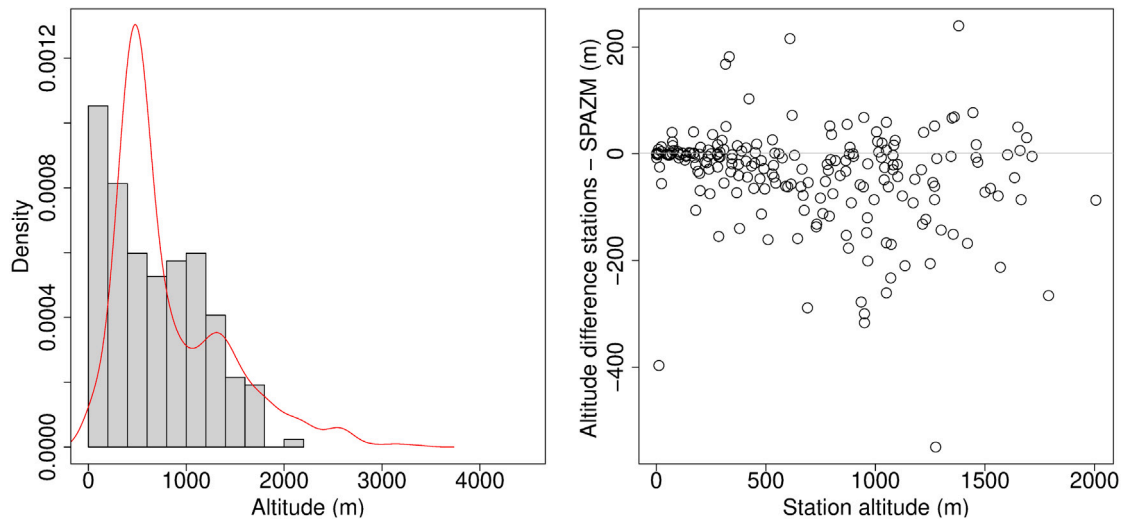


Fig. 2. Left: Histogram of station altitude (m) and density of SPAZM altitude over the region (red). Right: Difference in altitude (m) between the stations and SPAZM closest grid points. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

daily precipitation maxima are stationary, i.e. if the statistical distribution  $R_t$  does not change with year  $t$ , then following Extreme Value Theory (Coles, 2001), the distribution of precipitation maxima can be modeled by the Generalized Extreme Value (GEV) distribution:

$$P(R_t \leq r) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \xi \frac{r - \mu}{\sigma} \right]^{-1/\xi} \right\}, \quad (1)$$

where  $\mu, \sigma > 0$  and  $\xi$  are respectively the location, scale and shape parameters. If precipitation maxima are nonstationary, then their CDF changes with time, which implies that at least one GEV parameter is function of time. Given the difficulty in estimating the shape parameter  $\xi$  controlling the tail of the distribution, it is reasonable to assume that nonstationarity in GEV distribution is driven by the location and/or the scale parameter. At year  $t$ , the CDF of seasonal maximum rainfall  $R_t$  is then given by (1), where  $\mu(t)$  and/or  $\sigma(t)$  depend upon  $t$ . For the sake of robustness given that series of maxima are short (here 60 values at each site), linear models are usually considered for  $\mu(t)$  and  $\sigma(t)$  (although exponential models are sometimes used for  $\sigma(t)$  to insure positiveness but this revealed less performing in our case). Thus, as illustrated in Fig. 3 and detailed in Table 1, three cases are considered:

- Model  $\mathcal{M}_\mu$ : the location parameter  $\mu$  changes linearly with time while the scale parameter  $\sigma$  is constant.
- Model  $\mathcal{M}_\sigma$ : the location parameter  $\mu$  is constant while the scale parameter  $\sigma$  changes linearly with time.
- Model  $\mathcal{M}_{\mu,\sigma}$ : both parameters change linearly with time.

In addition, in order to account for a change starting at some date, linear trends starting in year  $t_0$  will also be considered, by considering models of the form  $\mu(t) = \mu_0$  if  $t \leq t_0$  and  $\mu(t) = \mu_0 + \mu_1(t - t_0)$  if  $t > t_0$  and likewise for  $\sigma(t)$ . Trambly and Somot (2018) and Blanchet et al. (2018) show starting dates of significant trends in the French Mediterranean and Alpine regions in the mid-80s. Thus a starting year  $t_0 = 1985$  will be considered in this study. This gives three new models  $\mathcal{M}'_\mu, \mathcal{M}'_\sigma$  and  $\mathcal{M}'_{\mu,\sigma}$  that are equivalent to  $\mathcal{M}_\mu, \mathcal{M}_\sigma$  and  $\mathcal{M}_{\mu,\sigma}$  except that change starts in year 1985 (see Table 1).

Although the location and scale parameters inform respectively on the center of the distribution and its variability, a more direct interpretation is provided by looking at the mean maxima (“usual extremes”), the  $T$ -year return level (“unusual extremes”) and the ratio of the two (“heaviness of extremes”). For a nonstationary GEV distribution  $(\mu(t), \sigma(t), \xi)$ , the mean and return levels at year  $t$  are respectively given

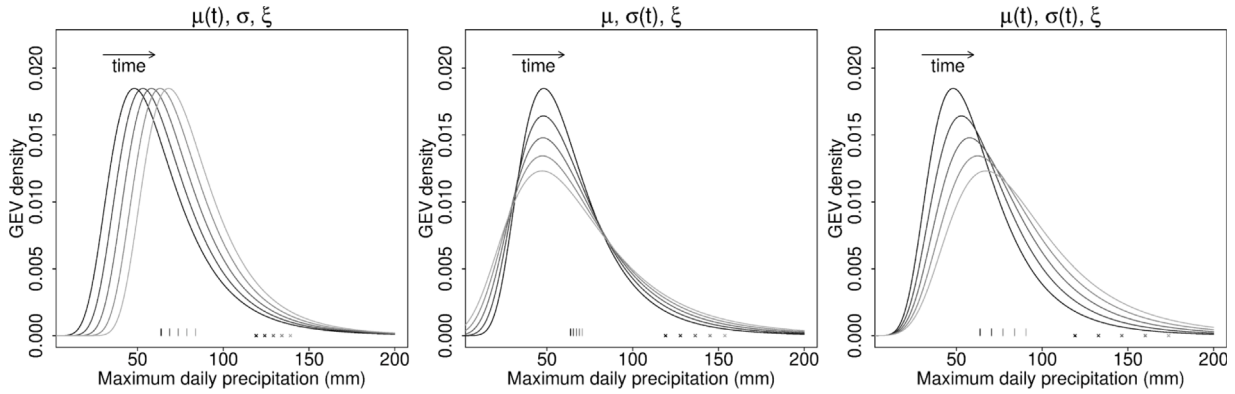


Fig. 3. GEV densities for the three families of nonstationarities with positive trends. The vertical ticks at  $y = 0$  show the GEV means. The crosses show the 20-year return levels.

**Table 1**  
The considered GEV models and the number of free parameters.

Model	$\mu(t); \sigma(t)$	nb. param.
$M_0$	$\mu_0; \sigma_0$	3
$M_\mu$	$\mu_0 + \mu_1 t; \sigma_0$	4
$M_\sigma$	$\mu_0; \sigma_0 + \sigma_1 t$	4
$M_{\mu,\sigma}$	$\mu_0 + \mu_1 t; \sigma_0 + \sigma_1 t$	5
$M'_\mu$	$\mu_0$ if $t \leq t_0$ , $\mu_0 + \mu_1 t$ otherwise; $\sigma_0$	4
$M'_\sigma$	$\mu_0; \sigma_0$ if $t \leq t_0$ , $\sigma_0 + \sigma_1 t$ otherwise	4
$M'_{\mu,\sigma}$	$\mu_0$ if $t \leq t_0$ , $\mu_0 + \mu_1 t$ otherwise; $\sigma_0$ if $t \leq t_0$ , $\sigma_0 + \sigma_1 t$ otherwise	5

by:

$$m_t = \mu(t) + \frac{\sigma(t)}{\xi} (\Gamma(1 - \xi) - 1) \text{ (for } \xi < 1),$$

$$RL_t(T) = \mu(t) + \frac{\sigma(t)}{\xi} \left[ (-\log(1 - \frac{1}{T}))^{-\xi} - 1 \right].$$

where  $\Gamma$  is the Gamma function. Note that all nonstationary models of Table 1 consider linear change in both the mean and the return levels but model  $M_\mu$  considers, at first order, nonstationarity in the mean.

### 3.2. Model inference

First, the six nonstationary models of Section 3.1 together with the stationary model  $M_0$  are estimated at each site and for each season by maximizing the likelihood function:

$$L(\theta) = \prod_{t=1958}^{2017} f(r_t; \theta) \tag{2}$$

where  $f$  is the GEV density obtained by derivating the GEV distribution (1) with respect to  $r$  and where  $\theta$  is the set of parameters, i.e the parameters for  $\mu(t)$ ,  $\sigma(t)$  and  $\xi$ . As detailed in Table 1,  $\theta$  contains 3 to 5 parameters. The likelihood (2) is numerically optimized with respect to  $\theta$  given the observed precipitation maxima  $r_{1958}, \dots, r_{2017}$  at the considered site, giving the maximum likelihood estimate  $\hat{\theta}$ .

Second, in order to increase the robustness of estimation, we consider a neighborhood (or Region-Of-Influence, ROI, Burn, 1990) approach. This consists in pooling the data in the neighborhood of a given site in order to create a (much) bigger time series of precipitation maxima, and thus to increase robustness of estimation. The neighborhood must be such that the pooled data are homogeneous in distribution, possibly after appropriate normalization. More specifically, let  $R_{i,t}$  be the random variable of precipitation maxima at the target site  $i$  for year  $t$ . We assume that in the neighborhood  $\mathcal{N}_i$  of  $i$ , the normalized precipitation maxima

$$R_{j,t}^* = \frac{R_{j,t}}{\alpha_j}, j \in \mathcal{N}_i$$

have the same CDF as  $R_{i,t}^* = R_{i,t}/\alpha_i$ , where the  $\alpha$ s are scalars (see below). Noting that  $R$  follows a  $GEV(\mu, \sigma, \xi)$  if and only if  $R/\alpha$  follows a  $GEV(\mu/\alpha, \sigma/\alpha, \xi)$ , a robust estimation of a given model  $\mathcal{M}$  for  $R_{i,t}$  is obtained by considering the model  $\mathcal{M}$  for the normalized variable, estimating its parameters  $\theta^*$  given the vector of normalized observations  $\{r_{j,t}^*, j \in \{i, \mathcal{N}_i\}\}$ , then setting  $\mu_i(t) = \alpha_i \mu_i^*(t)$ ,  $\sigma_i(t) = \alpha_i \sigma_i^*(t)$  and  $\xi_i = \xi_i^*$ . However maximum likelihood estimation requires a further step compared to the local case. The product of densities in (2) stems from the independence of precipitation maxima at a given site across the years. However, this is likely to be violated for the vector of pooled maxima since maxima at sites close to each others are likely to be correlated. Thus, following Carreau et al. (2013), whenever more than one maximum occur the same day among the sites of the neighborhood, we assume that these maxima are associated to the same meteorological event and we keep only the largest maximum. We end up with a shorter vector than the full vector of pooled maxima but containing (almost) independent values. The associated likelihood is then of the form (2) where the product ranges all declustered maxima of the sample.

In the above method, two steps must still be determined: the choice of the normalization values  $\alpha$ s (also called index values) and the choice of the neighborhood  $\mathcal{N}$  given the  $\alpha$ s. In stationary framework, the normalization values are usually set to the average annual maxima (or sometimes to the median, Viglione et al., 2007). The largest homogeneous neighborhood for the normalized variables  $R^*$  is usually determined with the method of Hosking et al. (1985). Noting that all normalized variables have equal mean (namely 1), the method somehow tests the regional variability of the local variability of maxima, the latter being measured by L-CV coefficients. It must be noted that this method does not account for nonstationarity; the underlying assumption is that a neighborhood showing homogeneous local variability – as tested by Hosking and Wallis’ test – is also likely to be “acceptably homogeneous” in trends. The same assumption is made in Cunderlik and Ouarda (2006) and Trambly et al. (2013), for example. To the best of our knowledge, no objective method has been proposed in the literature to account for nonstationarity in the determination of homogeneous regions. Let us mention that Hanel et al. (2009) uses a subjective method by visually comparing the spatial patterns of the GEV scale parameter for two nonoverlapping time slices in order to delimit broadly homogeneous regions in trend. However, in addition to being subjective, this method relies on local GEV estimates which are little robust, the goal of the regionalization being precisely to make them more robust.

In practice, the neighborhoods are considered as circles centered on the target sites, whose radii are allowed to change from one site to another in order to fulfill the homogeneity assumption, with a maximum radius of 20 km in longitude–latitude. Altitude is not considered in the delimitation of neighborhood because normalizing by the average maxima removes most of the altitudinal effect. The 20-km maximum radius is set first because dispersion tests such as Hosking



and Wallis test tend to be too permissive, i.e. they tend to falsely classify nonhomogeneous region as homogeneous (see Evin et al., 2016, for a simulation study), and second because we wish to take advantage of the high resolution database to study the details of the trends.

### 3.3. Trend significance

In either the local or neighborhood case, testing for trend significance at a given site can be performed with the likelihood ratio test (e.g. Held and Bov, 2013, chapter 4). It is based on the deviance statistics:

$$D = 2 \left\{ \log L_{\mathcal{M}_{NS}}(\hat{\theta}_{NS}) - \log L_{\mathcal{M}_0}(\hat{\theta}_0) \right\}, \quad (3)$$

where  $\mathcal{M}_{NS}$  is the considered nonstationary model of Table 1,  $L_{\mathcal{M}}(\hat{\theta})$  is the maximum likelihood value for model  $\mathcal{M}$  associated to the at-site maxima in the local case and to the declustered maxima in the neighborhood case, and  $\hat{\theta}_{NS}$  is its maximum likelihood estimate. The nonstationary model  $\mathcal{M}_{NS}$  is significantly better for the data than the stationary model  $\mathcal{M}_0$  at level 95% if the deviance statistics  $D$  is larger than the 95%-quantile of the  $\chi^2$ -distribution with  $k$  degrees of freedom, where  $k$  is the difference in the number of parameters between models  $\mathcal{M}_0$  and  $\mathcal{M}_{NS}$ . The test  $p$ -value is the probability for a  $\chi^2$  variable with  $k$  degrees of freedom to exceed  $D$ . The best nonstationary model is selected as that among the six nonstationary models giving the lowest  $p$ -value. If none of these models has a  $p$ -value lower than 5%, than the stationary model is selected as the best model overall and the trend is declared nonsignificant. Note that this procedure is applied to the local and neighborhood cases independently. It is not possible to statistically test whether the local or the neighborhood estimation performs better because they are based on different data.

### 3.4. Trend in the atmospheric influences generating seasonal maximum precipitation

We follow the method described in Blanchet et al. (2021). For each station or grid point, we consider the series of weather patterns associated to the seasonal maxima. Each series can be transformed into 4 series of binary variables, where, for a given weather pattern,  $W_t = 1$  if it has generated the seasonal maximum of year  $t$ , and 0 otherwise. To estimate change in the frequency of weather patterns in generating seasonal maxima, we use a logistic model on the binary series with time as covariate. The model predicts the probability of year  $t$  to be generated by weather pattern  $k$  ( $k = 1, 2, 3, 4$ ) as  $\exp(b_0 + b_1 t) / (1 + \exp(b_0 + b_1 t))$ , where  $b_0$  and  $b_1$  are the estimated parameters of the logistic regression. The weather pattern showing the largest predicted probability at year  $t$  can be interpreted as the most likely generator of the seasonal maximum of the considered year. We will term it as the “dominant” influence in extremes at year  $t$ . The dominant influence in extremes over the period is that showing the largest average of predicted probabilities between 1958 and 2017. Note that the weather pattern classification is regional, while the dominant influences are location-dependent.

## 4. Results

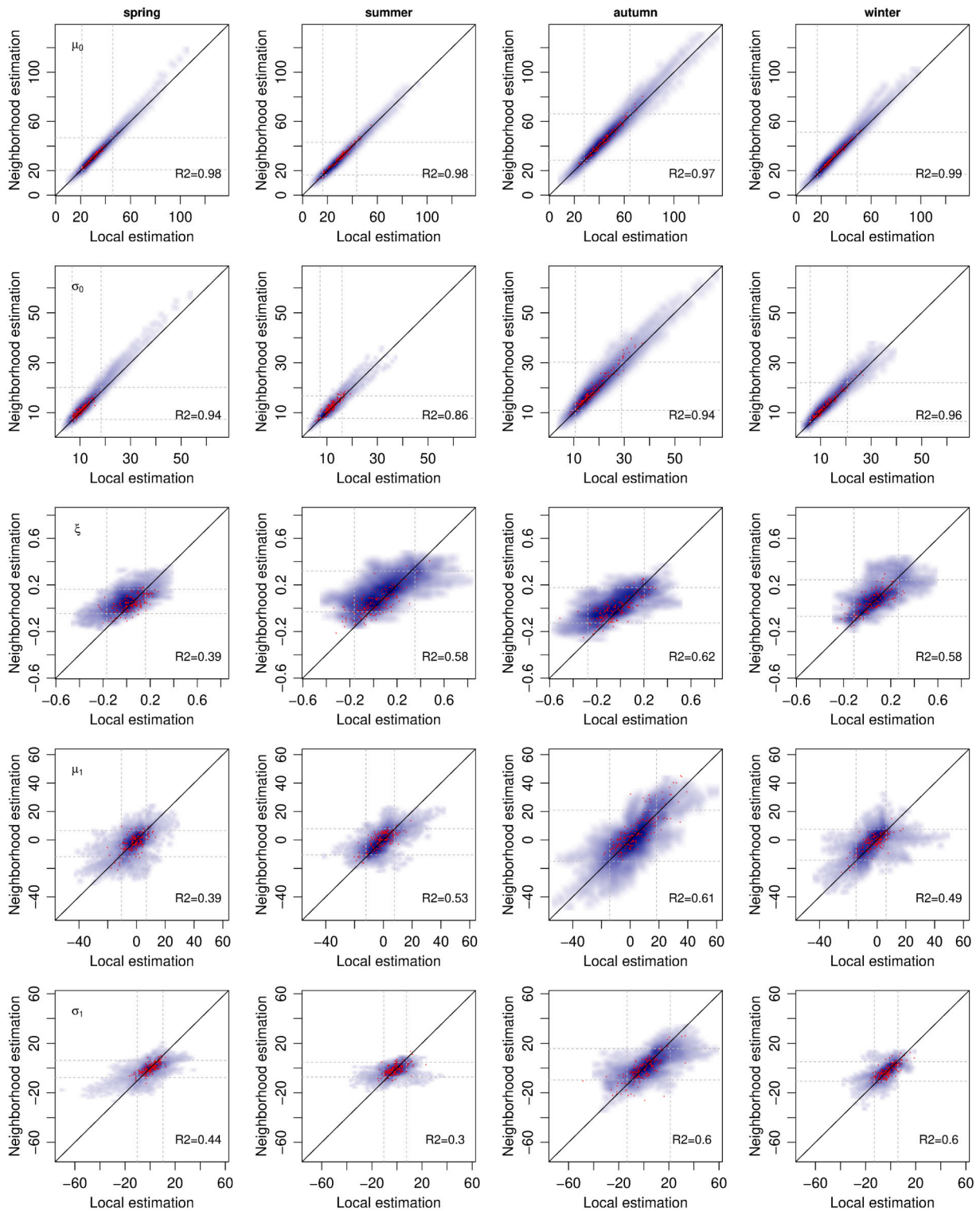
### 4.1. Stationary analysis

We compare in Fig. 4 the stationary GEV estimates obtained with the local versus neighborhood approach. It shows that the neighborhood estimation barely affects the location and scale parameters, neither in absolute value nor in variability, however it modifies more the shape estimation. Notably, the variability in the shape parameter is decreased by 20 to 35% (see the interval between the dotted lines of Fig. 4). As shown in Figure 9 of Papalexiou and Koutsogiannis (2013), the shape parameter estimation tends to be underestimated and too variable for short record length. The neighborhood approach seems to robustify its estimation by increasing the number of maxima. The

stations show the same pattern as the SPAZM points in Fig. 4. This is more directly confirmed by comparing the estimations at the stations to their closest grid point in Fig. 5. The comparison shows a very good correlation for the location and scale GEV parameters, for either season. The shape parameter has a lower coefficient of determination  $R^2$  however this is also because the range of values is smaller (as always for GEV shapes). Note however that the good correlation between SPAZM and the stations shown in Fig. 5 cannot be considered as a cross-validation since SPAZM computation was based on all the available precipitation data for the French Alps, including the great majority of the stations of this study (see Figure 4 of Gottardi et al., 2012). We believe that discrepancies between the GEV parameters of Fig. 5 are mainly due to differences in altitude in steep mountain areas (see Fig. 2).

Fig. 6 shows maps of extreme rainfall characteristics obtained with the neighborhood approach. There is visually a fair adequacy between SPAZM and the station network, which is logical since SPAZM elaborates on the same gauges, as already said. The maps of the mean annual maxima and the 20-years return period level (Rows 2 and 3 of Fig. 6) show no obvious regional pattern, despite large variations in the range of 10 to 150 mm moving from areas in the Valais (Switzerland) and the Aosta Valley (Italy) located in the “shadow” of the Mont-Blanc Massif to areas such as the Cévennes Massif known to be prone to heavy Mediterranean precipitation events in autumn (Molinié et al., 2012). The details of the topography are quite visible on these maps, particularly in the northern French Alps and in the Valais and the Aosta Valley. These details stem actually mainly from the location parameter of the distributions (not shown). However an overestimation of the altitudinal gradient in SPAZM cannot be excluded given that it could only be assimilated at seasonal or annual scale from altitude totalizers (see Figure 3 of Gottardi et al., 2012). The maps of the ratio between the return level and the mean (Row 4 of Fig. 6) show that 20-year return levels are up to three times the mean values in summer along the coast of Provence (France) and in winter in Piemonte (Italy), whereas they are only 50% larger than the mean on the west side of the Mont Blanc Massif. The map of the shape parameter (Row 1 of Fig. 6) informs about the heaviness of the tail of the distribution, allowing to interpret the degree of variability of the largest maxima with respect to median values. It separates areas with positive shape parameters where extremes are in a sense “surprising” because they are up to 3 times bigger than average maxima, from areas with negative parameters where extremes are more “expected”. In that sense the map of the shape parameter informs on the “regularity” of extremes. As expected the shape parameter is overall pretty correlated to the ratio between the return level and the mean ( $R^2 = 0.6$ ). Fig. 7 displays maps of the dominant type of atmospheric circulation attached to annual maxima (Row 1) as well as maps of the percentage of the dominant influence (Row 2). The latter inform on the “monotony” of the dominant atmospheric circulation, i.e. how dominant is the dominant circulation. They show high values when atmospheric influences are monotonically the same and low when they are mixed. As shown below, a central clue of the maps of Figs. 6 and 7 seems to be the link between the “regularity” of extremes and the “monotony” of the influencing circulations.

We follow the seasonal organization of the regime, starting with autumn and summer that show the most contrasted patterns. In autumn, the atmospheric circulations occasioning annual maxima are clearly delineated by Auer’s climatological border in a twofold manner. First, Atlantic influence controls the Northwestern Region and Mediterranean influence controls the Southwestern in a quite continuous manner. The Rhône and Saône Valleys are clearly out of the Alps and under Mediterranean influence during this season (Fig. 7, Row 1). Second, the level of the domination (Row 2 of Fig. 7) is high on both sides of the Auer’s border along the Alpine ridge and in the Cévennes Massif that only touches the west side of the study area. On the contrary, the significance is low in Piemonte (Italy) and along the Rhône and Saône Valleys (France). In these regions of mixed influence (the percentage



**Fig. 4.** Local estimation (x-axis) versus neighborhood estimation (y-axis). The first three rows correspond to the stationary model  $\mathcal{M}_0$ : location parameter  $\mu_0$  (mm), scale parameter  $\sigma_0$  (mm), shape parameter  $\xi$  (-). Two last rows correspond to the nonstationary model  $\mathcal{M}_{\mu,\sigma}$ : trend in the location parameter  $\mu_1$  (mm/60 years), trend in the scale parameter  $\sigma_1$  (mm/60 years). The blue points are the SPAZM grid points. They are colored with respect to their density. The red points are the stations. The dotted lines show the intervals containing 90% of the SPAZM estimates. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of Mediterranean influence is below ca. 50%), the Mediterranean circulation is in competition with Northeast (Piemonte) or Atlantic (North of the Rhone Valley) circulations. Following the monotony of their respective dominant influences, the Northwestern and Southwestern Regions display mainly light-tailed distributions and quite low ratios between the return level and the mean (respectively Rows 1 and 4 of

**Fig. 6.**) Inversely, most the regions with mixed influence display heavy-tailed distributions. In other words, the “regularity” of rainfall extremes looks to be related to the “monotony” of the dominant atmospheric circulation. Autumn is also the season when a common pattern of mean and return level is the most visible. This pattern points four Piemonte regions with mean annual maxima over 80 mm (**Fig. 6**, Row

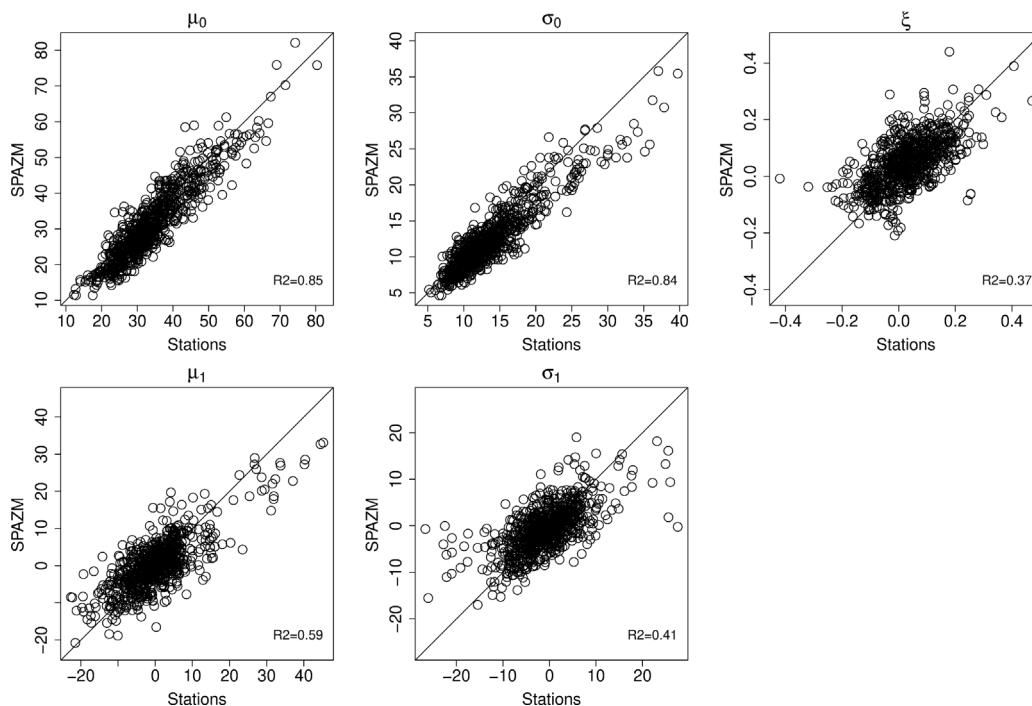


Fig. 5. Comparison of the GEV parameters estimated at the station locations (x-axis) versus at their closest grid point (y-axis). Top: stationary parameters  $\mu_0$  (mm),  $\sigma_0$  (mm),  $\xi$  (-). Bottom: Nonstationary parameters  $\mu_1$  (mm/60 years) and  $\sigma_1$  (mm/60 years) of model  $\mathcal{M}_{\mu,\sigma}$ . Estimation follows the neighborhood method.

2) that belong to the Southwestern Greater Alpine Regions of Auer et al. (2007). From East to West we find the Piemonte up to its limit with Aosta Valley (Italy), the meridional French Alps with the pre-Alps of Nice, the south and west of Ecrin Massif and the Cévennes Massif on the west side of the Rhône River. In other words, the Mediterranean influence brings the heaviest maxima and the roles of the sea and the topography are central in the production of such maxima (Ducrocq et al., 2014). A first noticeable exception to the above reasoning is brought by the flat area of the Rhône Delta that presents heavy-tailed distributions under a quite stable Mediterranean influence (over 50%). This confirms that topography plays a key role in the link between the “monotony” of the influence and the “regularity” of extreme rainfall. A second exception is the Vanoise Massif that seems to have a behavior belonging more to the Southwestern Region in autumn as well as in summer and spring. Finally the Rhône Valley around the Cévennes Massif shows light-tailed distributions, in good agreement with the map shown in Figure 10 of Blanchet et al. (2016) but despite quite mixed influences on extremes.

In summer, the map showing the “monotony” of the dominant atmospheric circulation (Fig. 7, Row 2) also follows Auer’s border but in a different manner. The Northwestern Region still appears to be dominated by Atlantic circulation — the mountain ridge appears to have over 70% of Atlantic influence. The Southwestern Region and the Rhône and Saône Valleys are under mixed influences — the percentage of the main influence barely reaches 50%. Consistently, the light-tailed distributions of annual maxima (Row 1 of Fig. 6) are grouped over the main Alpine ridge of the Northwestern Region while, in shape of hook, the area of patent heavy-tailed distributions turns around the main Alps ridge following its East flank in Piemonte (Italy) and then following the Provence Coast (France) up to the low Rhône Valley. The same pattern appears on the map of the normalized 20-years return levels with significant ratios of 2 to 3 (Row 4 of Fig. 6). However these “irregular” extremes present only moderate accumulations (below 50 mm of average annual maxima - Fig. 6, Row 2). This is coherent with Figure 2 of Blanchet et al. (2021) showing that 30% of the summer extremes in this area are produced under anticyclonic influence generating active convection in summer.

In spring, the “monotony” map (Fig. 7, Row 2) offers a third type of arrangement with again a stable Atlantic influence in the Northwestern Region of Auer et al. (2007) - much similar to the autumn pattern with the same exception of the Rhône and Saône Valleys — and a quite stable Mediterranean influence along the above mentioned hook shape joining the Piemonte to the Rhône and passing along the Provence shore. The resulting map of “regularity” of the extremes (Fig. 6, Row 1) is quite patchy with mainly heavy-tailed distributions over Northwestern and Southwestern Regions and a quite visible hook shape of regular extremes of quite moderate level (less the 80 mm of average annual maxima).

In winter, the Northwestern Region looks monotonically controlled by the Atlantic influence, displaying percentages of generation close to 100% in almost perfect fit with Auer’s border, including the Vanoise Massif (Fig. 7). The Southwestern Region is mostly prone to mixed influences to the exception of the coast of Provence (France) that shows percentages of Mediterranean influence up to 80%. The “regularity” of extremes (Fig. 6, Row 1) is quite consistent in the sense that light-tailed distributions fit relatively well with the areas of “monotonic” influence. Conversely, the most surprising extremes from heavy-tailed distributions are in Piemonte and Aosta Valley (Italy) under a balanced influence of Mediterranean circulation (slightly dominant) and North-east/East Return events bringing huge amount of precipitation falling mainly as snow on the Swiss and Italian flanks of the Alps.

#### 4.2. Trend analysis

For illustration, we show in Fig. 4 the nonstationary GEV estimates  $\mu_1$  and  $\sigma_1$  of model  $\mathcal{M}_{\mu,\sigma}$ . We do not show the parameters  $\mu_0$ ,  $\sigma_0$  and  $\xi$  because they are pretty similar to the stationary parameters of Fig. 4. The neighborhood estimation affects much more the trend parameters  $\mu_1$  and  $\sigma_1$  than the time-independent parameters  $\mu_0$  and  $\sigma_0$ . This is a consequence of the trend in extremes being much more difficult to estimate than average values, hence increasing the sample has a large impact on trend estimates. Notably, the neighborhood approach does not decrease the variability in  $\mu_1$ , whereas it decreases the variability in  $\sigma_1$  by 15 to 40%. The comparison in Fig. 5 shows also



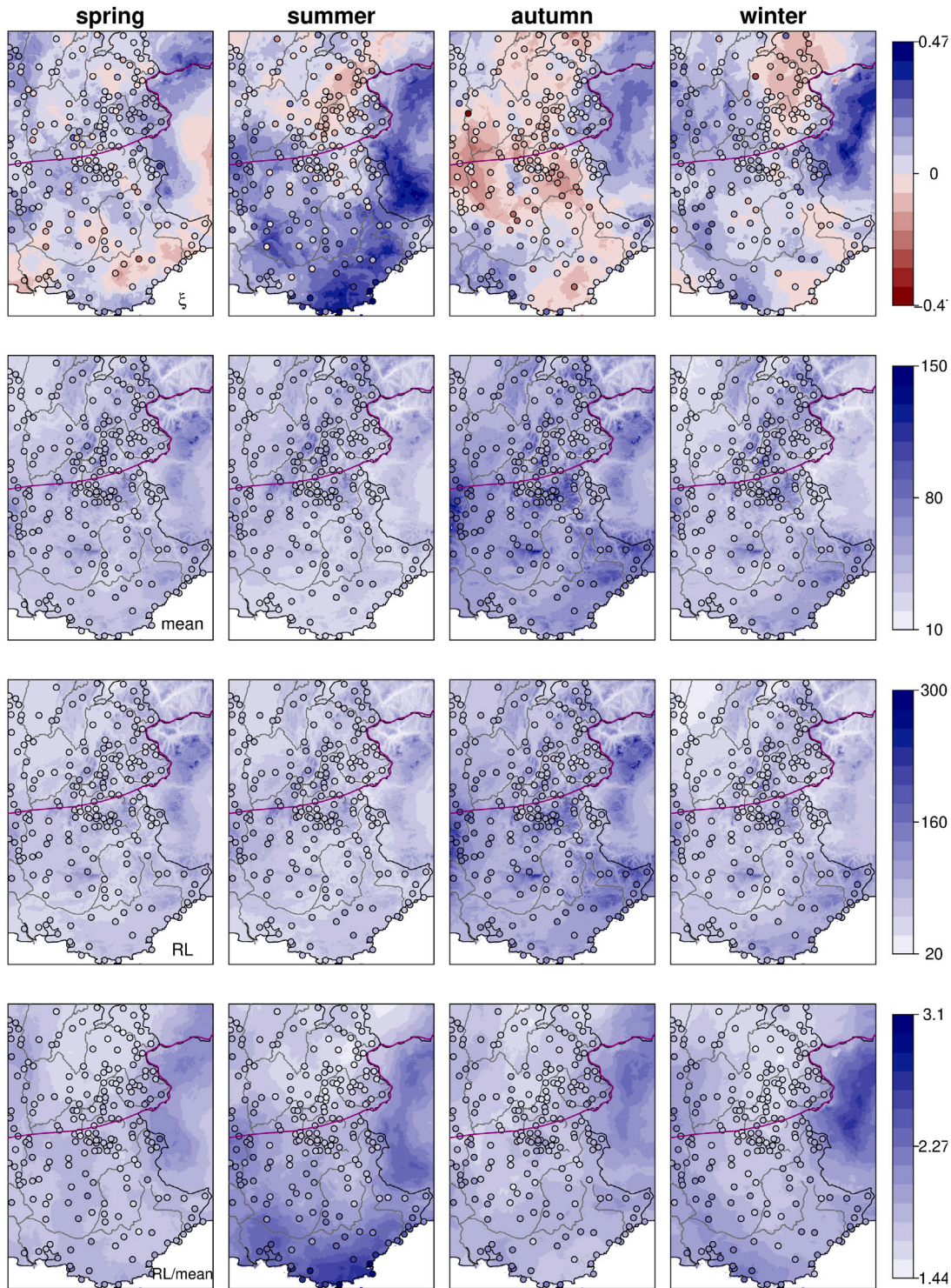


Fig. 6. Stationary GEV case with neighborhood estimation. First row: Shape parameter (-). Second row: Mean annual maxima (mm). Third row: 20-year return level (mm). Fourth row: 20-year return level normalized by the mean annual maxima (-).

larger discrepancies between stations and grid point estimates of  $\mu_1$  and  $\sigma_1$ , however the correlation is quite satisfactory given that most trends are small, which prevents  $R^2$  from being large. The altitude difference may also play a role.

We show in Fig. 8 the maps of relative trends in extremes, considering for each grid point the best nonstationary model as explained in Section 3.3. For the sake of both interpretation and conciseness, we focus here on trends in the mean and in the 20-year return level, which are more direct to interpret than GEV parameters. Note however

that the pattern of the mean trend is pretty similar to that of  $\mu$ , while the pattern of the 20-year return level trend is pretty similar to that of  $\sigma$ . Grid points and stations where change is significant are shown in the last two rows of Fig. 8. It can be noted that the stations tend to be less significant than SPAZM, which is a consequence of their estimation being based on less maxima due to the sparse network density. We see here the benefit of considering a high resolution gridded database. Comparing the significance maps of Fig. 8 to Fig. 9, we also see the benefit of the neighborhood approach, which allowed

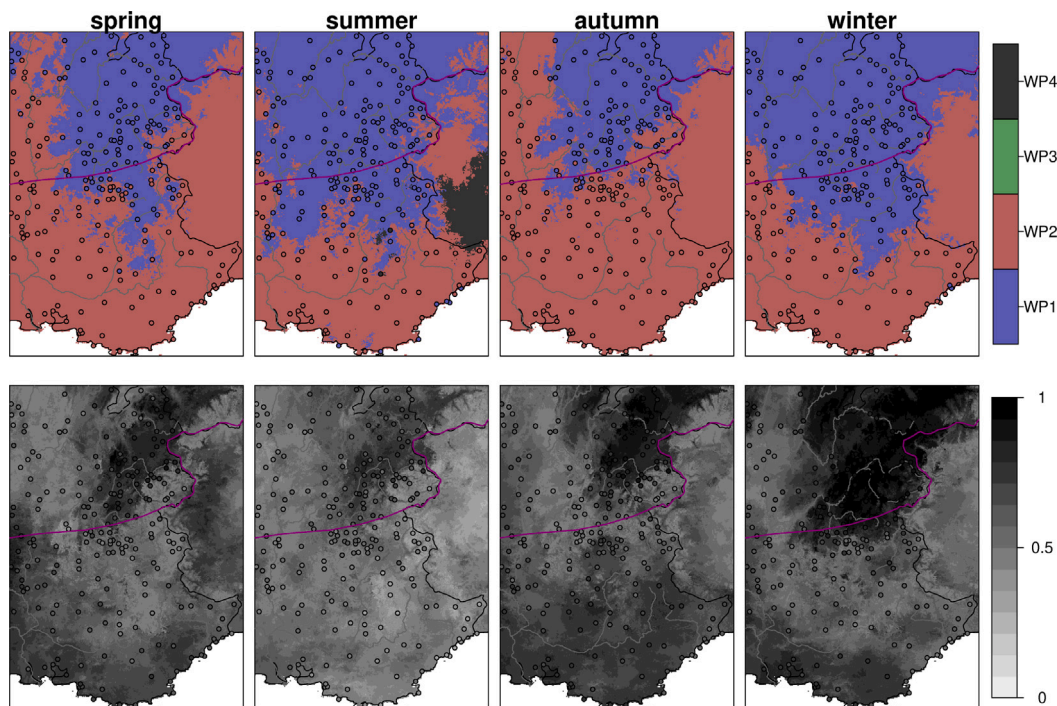


Fig. 7. Top: Dominant influence generating the annual maxima over 1958–2017. WP1: Atlantic circulation. WP2: Mediterranean circulation. WP3: Northeast circulation. WP4: Anticyclonic situation. Bottom: % of maxima generated by the dominant influence over 1958–2017.

to drastically increase the number of significant trends compared to the local approach: there are respectively 84%, 88%, 47% and 67% more significant trends with the neighborhood approach in spring, summer, autumn and summer. The patterns of significant trends are less patchy with the neighborhood approach but they are still not too smooth since the 20-km radius is not visible and detailed trends are still found. The 20-km choice seems to be a good compromise between increasing robustness and keeping the details of the trends.

In order to explain the spatial patterns of change in extremes in light of changes in the main atmospheric influences generating the extremes, we show in Fig. 10 the dominant influences generating the seasonal maxima in the first and last years of the period and the associated probabilities, as predicted by a logistic model with time as covariate (see Section 3.4). Let stress that a change in a given influence – say an increase in the Mediterranean influence – could of course be caused by an increase in precipitation under the Mediterranean influence, but not only. For example this could be caused by a decrease in Atlantic rainfall activity while the Mediterranean influence remains alike. This could also be caused by a change in the precipitation tracks of Mediterranean circulation. The present study cannot distinguish between these causes. However we know from Blanchet et al. (2021) that trends in influences generating the maxima are not caused by changes in the daily occurrence of weather patterns, which are fairly stationary over the period (see Figure 3 of Blanchet et al., 2021).

The seasonal trend maps of mean annual maxima in Fig. 8 basically show two evolution types. In spring, a mix of moderate positive and negative trends in mean annual maxima and return levels are organized in small size patterns, with a dominance of negative values. In summer, autumn and winter, the maps display larger areas of significant trends that, to some extent, follow the Auer’s delineation. Trends in mean are positive in autumn in Provence and negative in summer from Provence to Piemonte and in winter in Piemonte. These contrasted types of evolution of the mean in Fig. 8 are not present in the recent work of Ménégos et al. (2020), where positive trends of the mean of seasonal daily maxima were found for either season almost all over the region (see Figure 7 therein). However, in addition to being based on data simulated by a regional climate model, the work of Ménégos

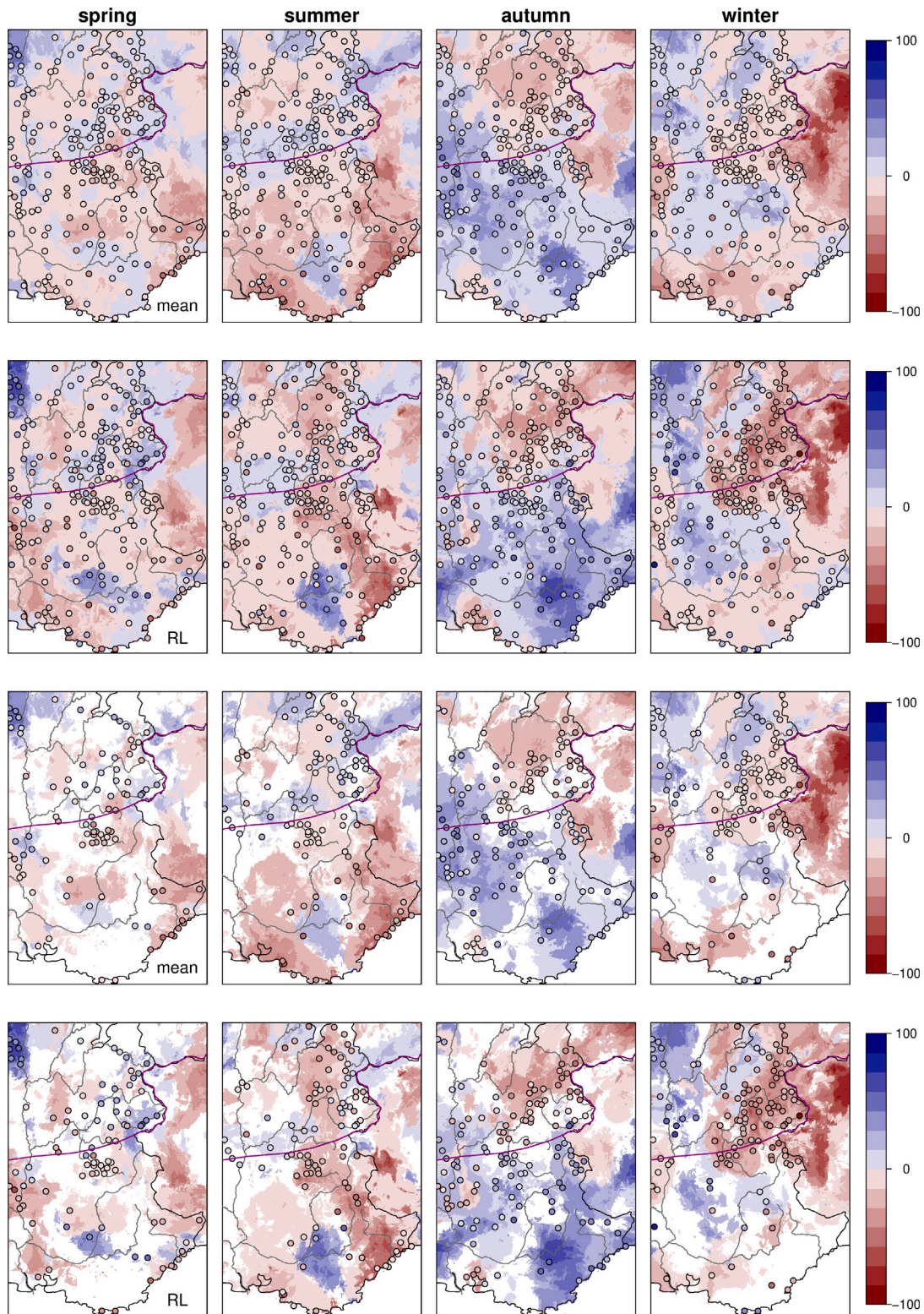
et al. (2020) covers the period 1903–2010, which is twice as long as our period, and the region is known to experience large multi-decadal variability. For example, Scherrer et al. (2016a) shows contrasting trends in Switzerland between the start and the end of the 20th century.

A general look to Fig. 10 shows an almost general decrease of the Mediterranean influence on maxima in the Southwestern Greater Alpine Region to the exception of autumn and of some spots in the Rhône Delta and in Aosta Valley. The trend in Atlantic influence is mainly positive in winter and spring and mixed the other seasons. The sharp delineation made by Auer’s borderline between Atlantic and Mediterranean dominant influence on maxima in autumn (Fig. 7) applies to the whole period, while for the other seasons, the dominance of Atlantic influence progresses south to the Auer’s border, particularly in winter and spring.

We can now use the maps of Fig. 10 to put the main atmospheric influences and their recent trends in generating maxima over the Western Alpine regions in relation to the different aspects of the trends of the extreme rainfall regime shown in Fig. 8. We follow the seasonal organization of the regime, starting with autumn and winter that show the most organized patterns in regard to the Greater Alpine Regions of Auer et al. (2007) and ending with spring and summer.

In autumn the means and return levels increase in the majority of the Mediterranean influenced region at the end of the period (Fig. 10), including most of the Southwestern Greater Alpine Region and the upper Rhône Valley in the Northwestern Region. In particular, the Cévennes Massif, which is immediately west to the Rhône Valley, sees a significant increase in extremes as shown in Blanchet et al. (2016). An exception is Piemonte and Aosta Valley (Italy), that sees a reduction of extremes in means while return levels remain almost alike (Fig. 8), producing more “surprising” maxima (compared to median values). This decrease may be explained by the strong decline in Mediterranean influence on maxima (Fig. 10). Over the Northwestern Region, despite quite steady dominant influences, the Atlantic influence gets more mixed north of Auer’s border. The proportion of Atlantic circulation generating maxima declines on the east side, over the mountainous areas of France and Switzerland (Fig. 10). This decline is strong (up to 50% the average maximum in 60 years) along the Auer’s border





**Fig. 8.** Relative trend: change over 1958–2017 normalized by the average value over the period (%/60 years). First row: Mean annual maxima. Second row: 20-year return level. The estimates are obtained with the neighborhood method. At each grid point, the best nonstationary model is considered. Relative changes are computed with respect to the average values over the study period. Third and fourth row: same as above, masking the nonsignificant grid points.

in front of the Mediterranean influence that increases for instance in the Vanoise Massif where means and return levels slightly increase (Fig. 8) as an expected consequence of more active convection under Mediterranean weather. Moving more to the north, the effect of the

penetration of the Mediterranean influence fades with the distance to the sea and the topography, as shown in Fig. 8 by decreasing means and return levels (-30 to -50% in 60 years) from the Mont-Blanc Massif (France) to the Valais Massif (Switzerland) and the Aosta Valley



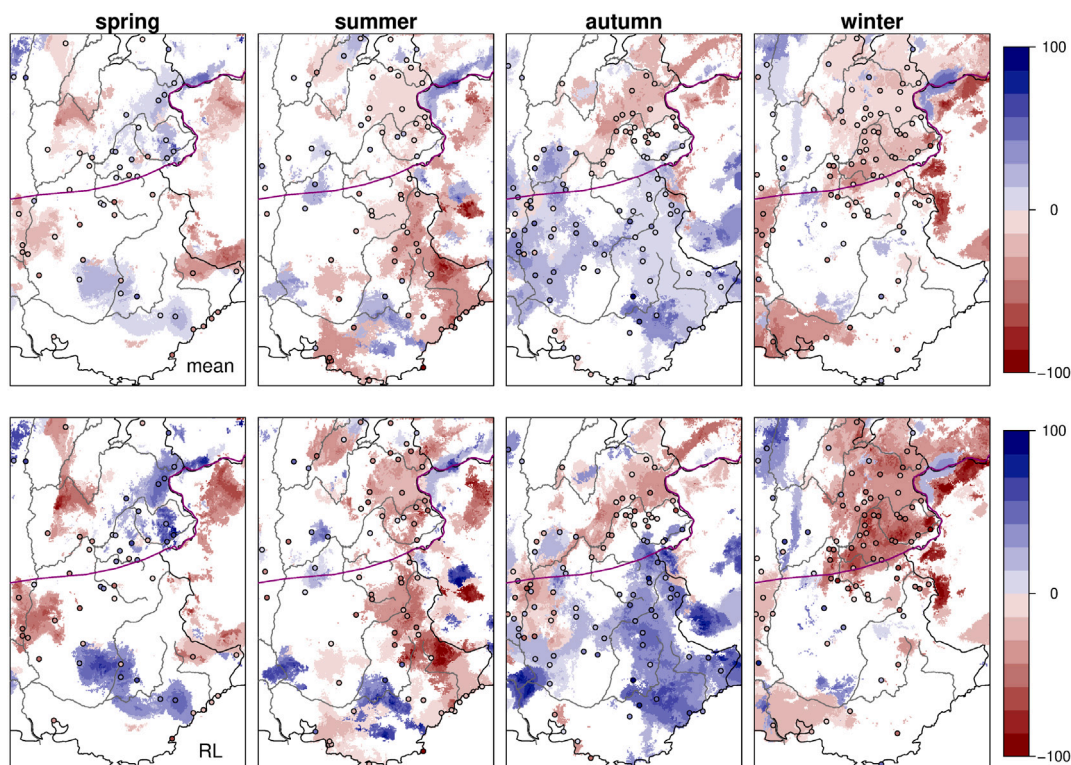


Fig. 9. Same as the significance maps of Fig. 8 with the local approach.

(Italy) despite large increase in Mediterranean influence (+30 to 60% in 60 years) (Fig. 10). This effect fades less abruptly when moving along the Rhône-Saône Valley. In the absence of topography, Mediterranean systems yield heavier extremes further to the sea as marked by the significant increase in the return levels and their ratio to the mean (not shown) up to the north limit of the study domain.

In winter, the main evolution in terms of dominant influence on maxima is the collapse of the Mediterranean influence and its substitution by Atlantic prevalence over all the Southwestern Greater Alpine Region, apart in Piemonte (Italy) and in the western part of Provence (Fig. 10). The decline is strong (up to 80% of decrease) on the West side of the Alpine ridge where the Atlantic influence moves southward along the Durance Valley. The decline is more moderate on the other side of the Alps in Piemonte and Aosta Valley (less than 20% of decrease). The parallel evolution of the extremes show that the strongest decrease in mean maxima are in the Italian Region, the Provence and the Cévennes Massif, which are the three areas that remain Mediterranean influenced at the end of the period, although less dominantly (Fig. 10). In the Italian area of the Region that sees the strongest decreases (up to -90%), the Mediterranean influence on maxima decreases strongly in probabilities, getting at the end of the period only slightly dominant due to the strengthening of the Northeast influence on maxima. The rest of the area that was under the Mediterranean influence at the beginning of the period (southern French Alps and upper Rhône Valley) sees a slight increase in mean maxima and return levels (+10%–20%). Part of this is due to the division into dominant influences that quite lacks nuances. In this area, the Mediterranean influence is only slightly dominant at the beginning of the period with probabilities around 40% (Fig. 10, Row 2) and the increasing Atlantic influence actually dominates at the end of the period but with probabilities around 50%–60% (Fig. 10, Row 4) - hence a moderate change in the extreme regime. In the Atlantic influenced region at the beginning of the period, the occurrence of Atlantic influence slightly increases but it was already strongly dominant at the beginning of the period, getting almost unique in the northern French Alps and Swiss Valais at the end of the period

(90%–100%). The effect of shading by topography is quite visible in this area. On the one hand, in the flat or middle mountain part of the area in the Rhône Valley downstream Switzerland, the extremes slightly increase — the means more than the return levels, with in turn an increase in the “regularity” of extremes. On the other hand, in the mountainous part of this area, the mean maxima slightly decrease (around -10% change), while the return levels reduce more significantly (up to 40% decrease) and in turn the “regularity” of the extreme regime raise, which may be a consequence of the slight decline of the Mediterranean influence in the area of the main French Alpine Massifs of Mont-Blanc and Vanoise.

In spring, the Mediterranean influence globally declines in the Southwestern Region and, even more significantly, along the Rhône Valley (Fig. 10). The trend in Atlantic influence over the Northwestern Region is split much like in autumn according to altitude - a decreasing trend in mountains (up to 50% in the Vanoise Massif) and an increasing trend on the flatter areas on the east side of the Rhône-Saône Valley. These modifications in the circulation occurrence governing the extremes are mild enough to have no clear consequence on the extreme rainfall regime. Broadly speaking the extremes are declining in parallel to a general weakening of Mediterranean influence but some spots may experience a reverse trend. For instance, on the one hand, the visible spot of return level increase at the elbow of the Durance Valley in Provence match well with an increase of dominant Mediterranean influence. On the other hand, the most significant decline of means and return levels around the pre-Alps of Nice, is located in a region of high dominance of Mediterranean influence and light increase of this influence (Fig. 10).

In summer, the overall decline of the Mediterranean influence on maxima in the Southwestern Region (Fig. 10) looks consistent with a significant negative trend in extremes (Fig. 8). This reduction in mean and return level values is particularly clear (up to 90% of decrease) in two areas with quite different landscapes: the pre-Alps of Nice in Provence (France) that are moderate altitude coastal mountains and the Mont-Viso Massif in Piemonte (Italy) that is a high altitude area

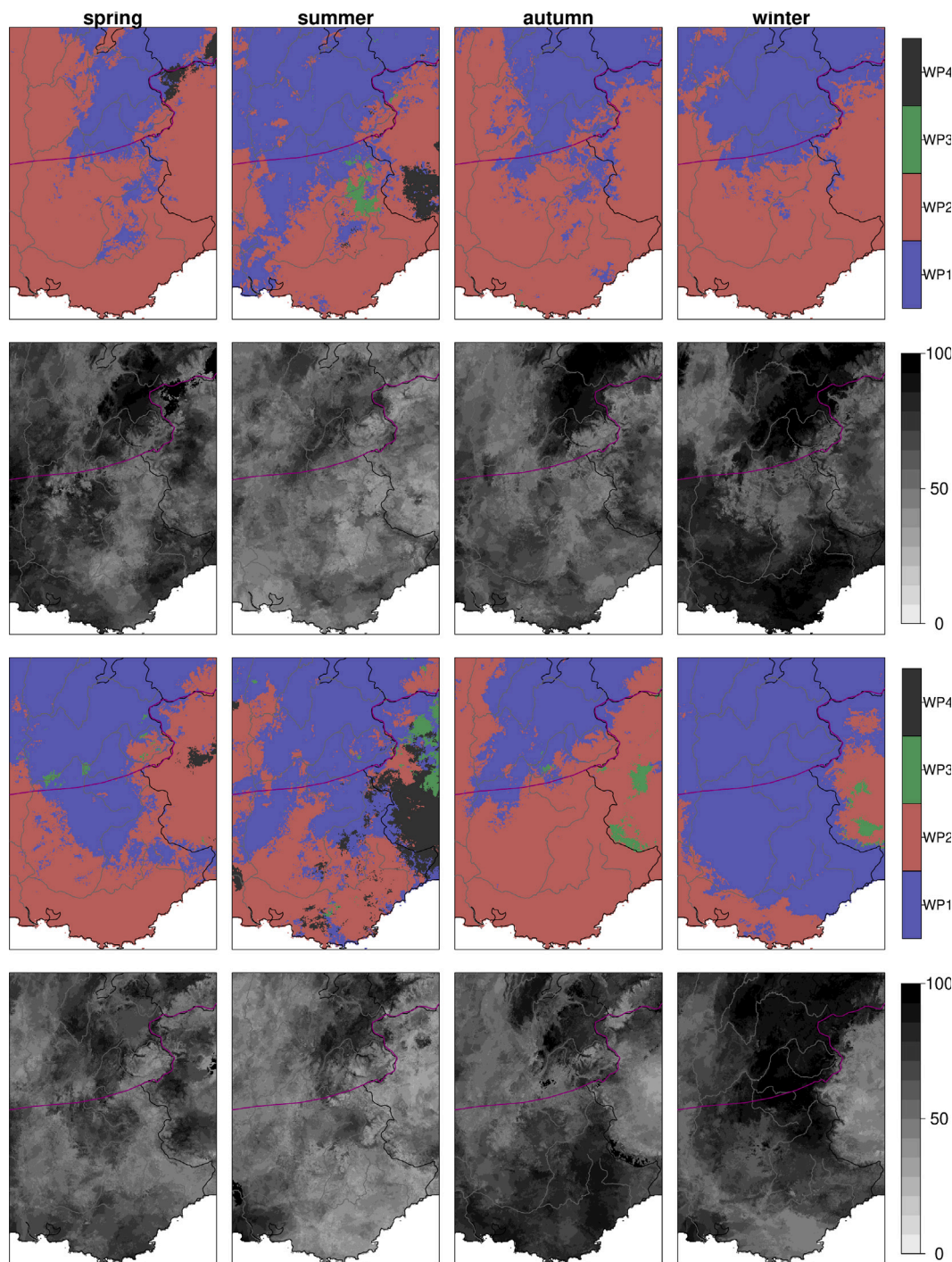


Fig. 10. Dominant influence generating the annual maxima in 1958 (Row 1) and 2017 (Row 3), and predicted % of maxima generated by the dominant influence in 1958 (Row 2) and 2017 (Row 4).

protected from western influences. These areas match well with the decline of the Mediterranean influence (20 to 30% decrease between Rows 2 and 4 of Fig. 10), that is compensated by an increase in Anticyclonic influence combined with a shift in the seasonality of maxima from late to early summer (not shown). This reasonably leads to think that less humidity is available for convection. A curious exception is the substantial increase in mean, and even more in return level, at the elbow of the Durance Valley in Provence that does not respond to any change of influence. We cannot exclude a sampling effect due to the event of June 15, 2010 during which records back to the mid-50s were broken in the area (e.g. Le Luc and Comps stations). However local humidity sources brought by the Sainte Croix Lake for example may

also play a role by accentuating the convection, given that the same spot with strong increase is also found in spring and autumn. Another counter-example is the Rhône Delta where the Mediterranean influence increased but the extreme precipitation significantly decreased. In the Northwestern Region the trend in Atlantic influence on maxima splits again with the altitude like in spring and autumn but it now presents the opposite situation — the trend is negative along the Rhône-Saône Valley and positive along the main Alps ridge. This trend in influence covers a negative trend in return levels and no trend in means. The explanation may be in the decay of isolated convection related to a decay of the Anticyclonic influence, given that precipitation totals



and extremes are much less explained by large-scale circulation in summer (Scherrer et al., 2016a; Rüdüsühli et al., 2020).

In summary, it seems overall reasonable to say that the evolution of the frequency of the dominant atmospheric circulation explains the main patterns of evolution of extremes. In addition to changes in the occurrence of circulation types, weather effects and West-East ridge effects come at play. However we also have to note that many local details escape to a general explanation in the absence of sufficient trends and or in regards to sampling effects.

## 5. Conclusion

We have taken benefit of a high-resolution gridded database to study in details the trends in extreme precipitation distribution in the western part of the Alps. We have considered a neighborhood approach allowing to make more robust model estimation. Nonstationary extreme value models were estimated at each grid point, pooling the maxima inside its homogeneous neighborhood. The results show contrasting trends depending on the season. In autumn, the trends are significantly increasing in most of the Southwestern Greater Alpine Region, with an increase up to 100% of the average maxima for the 20-year return level between 1958 and 2017, while the French Alps show mainly decreasing extremes. Knowing that autumn experiences most of the largest maxima, the increase in the Mediterranean area is of concern for risk protection. In winter, the valleys and medium mountain areas surrounding the Northern French Alps show significant increasing extremes, while the inner French Alps, the Swiss Valais and the Aosta Valley show significant decreasing trends. In the other seasons, the significant trends are mostly negative in the Mediterranean area, while the French Alps show less organized and contrasting trends. For all seasons, part of the significant changes in extremes can be related to changes in the dominant atmospheric influences generating the maxima, particularly in the Mediterranean influenced region that shows the most organized trends. In particular, the strong positive trends in autumn in Southern France are concomitant with an increase in Mediterranean influence generating the maxima. However some exceptions are notable with counter-intuitive trends in extremes given the trends in dominant influences.

The present study investigated the trends in extremes and whether these are explained by changes in the dominant atmospheric influences generating the maxima. Explaining why the latter have changed is still an open question. A previous study (Blanchet et al., 2021) showed that this cannot be attributed to changes in the daily occurrence of weather patterns that are fairly stationary in the region. However different causes can still be at work, e.g. change in humidity within the dominant or nondominant influence –one affecting the other–, or change in the precipitation tracks. To tackle the first cause, the next step will be to assess trends in extreme precipitation conditional on the atmospheric influence. However this requires another methodological framework because the occurrence of atmospheric influences varies from one year to another, so Extreme Value theory and the GEV distribution do not apply. Assessing change in the precipitation tracks due to fine changes in circulations requires another framework than weather pattern classification that, by classing circulations, is not able to detect fine changes in the topology of circulations. Considering changes in continuous atmospheric indicators such as in Blanchet and Creutin (2020) or Faranda et al. (2016) seems promising to tackle this question.

## Declaration of competing interest

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

## Acknowledgments

This work was partly financed by the HYDRODEMO project, France with the support of the European Union via the FEDER-POIA program and thanks to French state funds via the FNADT-CIMA program. It is also part of a collaboration between the University Grenoble Alpes and Grenoble Alpes Métropole, the metropolitan authority of Grenoble conurbation (deliberation 12 of the Metropolitan Council of May 27, 2016). The SPAZM data and the weather pattern classification have been provided to the authors by Électricité de France for this research. They could be made available to other researchers under a specific research agreement. Requests should be sent to [dtg-demande-donnees-hydro@edf.fr](mailto:dtg-demande-donnees-hydro@edf.fr).

## References

- 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., Niepova, E., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* 27 (1), 17–46.
- Bartolini, E., Claps, P., D'Odorico, P., 2009. Interannual variability of winter precipitation in the European Alps: relations with the North Atlantic Oscillation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (1), 17–25.
- Blanchet, J., Ceresetti, D., Molinié, G., Creutin, J.-D., 2016. A regional GEV scale-invariant framework for Intensity–Duration–Frequency analysis. *J. Hydrol.* 540, 82–95.
- Blanchet, J., Creutin, J.-D., 2020. Explaining rainfall accumulations over several days in the french Alps using low-dimensional atmospheric predictors based on analogy. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 59 (2), 237–250.
- Blanchet, J., Creutin, J.-D., Blanc, A., 2021. Retreating winter and strengthening autumn Mediterranean influence on extreme precipitation in the Southwestern Alps over the last 60 years. *Environ. Res. Lett.*
- Blanchet, J., Molinié, G., Touati, J., 2018. Spatial analysis of trend in extreme daily rainfall in southern France. *Clim. Dynam.* 51 (3), 799–812.
- Boé, J., Terray, L., 2008. A weather-type approach to analyzing winter precipitation in France: Twentieth-century trends and the role of anthropogenic forcing. *J. Clim.* 21 (13), 3118–3133.
- Brugnara, Y., Maugeri, M., 2019. Daily precipitation variability in the southern Alps since the late 19th century. *Int. J. Climatol.* 39 (8), 3492–3504.
- Burn, D.H., 1990. Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach. *Water Resour. Res.* 26 (10), 2257–2265.
- Carreau, J., Neppel, L., Arnaud, P., Cantet, P., 2013. Extreme rainfall analysis at ungauged sites in the south of France : Comparison of three approaches. *J. Soc. Française Statist.* 154 (2), 119–138.
- Coles, S., 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. In: Springer Series in Statistics, Springer-Verlag, London.
- Cunderlik, J.M., Ouarda, T.B., 2006. Regional flood-duration–frequency modeling in the changing environment. *J. Hydrol.* 318 (1), 276–291.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiano, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delano, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J.J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F.S., Molinié, G., Montani, A., Nord, G., Nuret, M., Ramage, K., Rison, W., Roussot, O., Said, F., Schwarzenboeck, A., Testor, P., Van Baelen, J., Vincendon, B., Aran, M., Tamayo, J., 2014. HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the Northwestern Mediterranean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 95 (7), 1083–1100.
- Evin, G., Blanchet, J., Paquet, E., Garavaglia, F., Penot, D., 2016. A regional model for extreme rainfall based on weather patterns subsampling. *J. Hydrol.* 541 (B), 1185–1198.
- Faranda, D., Messori, G., Yiou, P., 2016. Dynamical proxies of North Atlantic predictability and extremes. *Sci. Rep.* 7 (41278).
- Garavaglia, F., Gailhard, J., Paquet, E., Lang, M., Garçon, R., Bernardara, P., 2010. Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14 (6), 951–964.
- Giannakaki, P., Martius, O., 2016. Synoptic-scale flow structures associated with extreme precipitation events in northern Switzerland. *Int. J. Climatol.* 36 (6), 2497–2515.
- Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., Paquet, E., 2012. Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over french mountains. *J. Hydrol.* 432–433, 154–167.



- Grazzini, F., 2007. Predictability of a large-scale flow conducive to extreme precipitation over the western Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.* 95 (3), 123–138.
- Hanel, M., Buishand, T.A., Ferro, C.A.T., 2009. A nonstationary index flood model for precipitation extremes in transient regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 114 (D15).
- Held, L., Bov, D.S., 2013. *Applied Statistical Inference: Likelihood and Bayes*. Springer Publishing Company, Incorporated.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Metzger, R., Obled, C., Marty, R., 2012. Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12 (3), 777–784.
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., Wood, E.F., 1985. Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics* 27 (3), 251–261.
- Masson, D., Frei, C., 2016. Long-term variations and trends of mesoscale precipitation in the Alps: recalculation and update for 1901–2008. *Int. J. Climatol.* 36 (1), 492–500.
- 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. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24 (11), 5355–5377.
- Molinié, G., Ceresetti, D., Anquetin, S., Creutin, J.D., Boudevillain, B., 2012. Rainfall regime of a mountainous mediterranean region: statistical analysis at short time steps. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 51 (3), 429–448.
- Napoli, A., Crespi, A., Ragone, F., Maugeri, M., Pasquero, C., 2019. Variability of orographic enhancement of precipitation in the Alpine region. *Sci. Rep.* 9 (1), 13352.
- Papalexioiu, S.M., Koutsoyiannis, D., 2013. Battle of extreme value distributions: A global survey on extreme daily rainfall. *Water Resour. Res.* 49 (1), 187–201.
- Pavan, V., Antolini, G., Barbiero, R., Berni, N., Brunier, F., Cacciamani, C., Cagnati, A., Cazzuli, O., Cicogna, A., De Luigi, C., Di Carlo, E., Francioni, M., Maraldo, L., Marigo, G., Micheletti, S., Onorato, L., Panettieri, E., Pellegrini, U., Pelosini, R., Piccinini, D., Ratto, S., Ronchi, C., Rusca, L., Sofia, S., Stelluti, M., Tomozeiu, R., Torrigiani Malaspina, T., 2019. High resolution climate precipitation analysis for north-central Italy, 1961–2015. *Clim. Dynam.* 52 (5), 3435–3453.
- Plaut, G., Schuepbach, E., Marut, D., 2001. Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971–1995. *Clim. Res.* 17, 285–302.
- Plaut, G., Simonnet, E., 2001. Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Clim. Res.* 17, 303–324.
- Quadrelli, R., Lazzeri, M., Cacciamani, C., Tibaldi, S., 2001. Observed winter Alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. *Clim. Res.* 17, 275–284.
- Radanovics, S., Vidal, J.-P., Sauquet, E., Ben Daoud, A., Bontron, G., 2013. Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17 (10), 4189–4208.
- Rüdisühli, S., Sprenger, M., Leutwyler, D., Schär, C., Wernli, H., 2020. Attribution of precipitation to cyclones and fronts over Europe in a kilometer-scale regional climate simulation. *Weather Clim. Dyn.* 1 (2), 675–699.
- Scherrer, S.C., Begert, M., Croci-Maspoli, M., Appenzeller, C., 2016a. Long series of Swiss seasonal precipitation: regionalization, trends and influence of large-scale flow. *Int. J. Climatol.* 36 (11), 3673–3689.
- Scherrer, S.C., Fischer, E.M., Posselt, R., Liniger, M.A., Croci-Maspoli, M., Knutti, R., 2016b. Emerging trends in heavy precipitation and hot temperature extremes in Switzerland. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 121 (6), 2626–2637, 2015JD024634.
- Schmidli, J., Schmutz, C., Frei, C., Wanner, H., Schär, C., 2002. Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. *Int. J. Climatol.* 22 (9), 1049–1074.
- Sodemann, H., Zubler, E., 2010. Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2002. *Int. J. Climatol.* 30 (7), 947–961.
- Tramblay, Y., Neppel, L., Carreau, J., 2011. Climatic covariates for the frequency analysis of heavy rainfall events in the Mediterranean region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11 (9), 2463–2468.
- Tramblay, Y., Neppel, L., Carreau, J., Najib, K., 2013. Non-stationary frequency analysis of heavy rainfall events in Southern France. *Hydrol. Sci. J. J. Sci. Hydrol.* 58 (2), 280–294.
- Tramblay, Y., Neppel, L., Carreau, J., Sanchez-Gomez, E., 2012. Extreme value modelling of daily areal rainfall over Mediterranean catchments in a changing climate. *Hydrol. Process.* 26 (25), 3934–3944.
- Tramblay, Y., Somot, S., 2018. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Clim. Change*.
- Viglione, A., Laio, F., Claps, P., 2007. A comparison of homogeneity tests for regional frequency analysis. *Water Resour. Res.* 43 (3).
- Zeder, J., Fischer, E.M., 2020. Observed extreme precipitation trends and scaling in central Europe. *Weather Clim. Extremes* 29, 100266.