



École Polytechnique Fédérale de Lausanne

Projet de Master

# Étude de la crue de la Navisence de 2018



Arnaud VAN MESDAG

Sous la supervision de Christophe ANCEY  
Laboratoire d'hydraulique environnementale (LHE)

Lausanne, janvier 2022

Photographie de la page de titre : La Navisence après la crue de juillet 2018. Source : LHE  
- Bob de Graffenried.

«Essentially, all models are wrong, but some are useful.»

George Edward Pelham BOX

## Remerciements

Je tiens à remercier Christophe ANCEY d'avoir accepté de me proposer un projet de master en hydrologie. Ses conseils, tout au long du projet, m'ont beaucoup inspiré et aidé à développer des idées. Ses commentaires sur l'ébauche de ce rapport ont été très instructifs.

Merci aussi à toute l'équipe du LHE. Je remercie Bob DE GRAFFENRIED qui m'a aidé à m'installer dans mon bureau, qui a répondu à mes questions et dont les photos de la Navisence embellissent ce rapport. Je remercie Barbara TINGUELY de gérer la partie administrative, qui n'est pas rendue plus facile à cause de l'épidémie. Je remercie Clemente GOTELLI pour ses conseils et ses commentaires sur ce projet. Je remercie Ivan PASCAL pour sa double contribution à l'amélioration de l'éclairage de mon bureau.

Je tiens à remercier le CREALP et le laboratoire de Télédétection de l'EPFL (LTE) pour les données qu'ils m'ont confiées.

Je tiens à remercier ma famille et mes amis de m'avoir soutenu durant mes études. Je tiens finalement à remercier ma copine, Selina, pour sa relecture de ce rapport et pour son soutien.

## Résumé

L'orage et la crue, qui ont touché le val d'Anniviers entre le 2 et le 3 juillet 2018, ont nécessité la mise en place d'une méthodologie adaptée, afin d'être étudiés. La zone étudiée, située en altitude, présente une forte variabilité spatiale des précipitations. Cette variabilité peut être suffisamment forte pour ne pas être détectée par le réseau de mesure des précipitations en place. Ainsi, le pic d'intensité de l'orage du 2 juillet 2018 n'a pas été détecté par les pluviographes du val d'Anniviers. La proximité du radar météorologique de la Plaine Morte avec le val d'Anniviers permet d'utiliser les données radar afin de mieux cerner cette variabilité et de proposer un narratif de l'événement plus cohérent avec les observations faites sur le terrain. La crue a emporté la seule station hydrométrique qui dispose d'une courbe de tarage. Une autre station, qui a enregistré des hauteurs d'eau pendant la crue, existe, mais ne possède pas de courbe de tarage. Afin d'estimer le pic de la crue, et de pouvoir estimer son caractère extrême, une nouvelle relation hauteur-débit pour les deux stations est établie, conjointement à un modèle hydrologique simple. Ces nouvelles relations hauteur-débit possèdent conceptuellement des propriétés intéressantes : elles ne font pas d'hypothèse sur la géométrie, la pente et la rugosité du lit de la rivière. Elles peuvent servir d'alternatives lorsque de telles relations ne sont pas déjà disponibles, ou d'un complément lorsque que les relations existantes ont été établies dans des conditions différentes des conditions actuelles. Cette méthodologie a permis d'estimer, bien qu'avec de grandes incertitudes, les périodes de retour de l'orage et de la crue.

## Abstract

The storm and the flood, occurring in the Val d'Anniviers between the 2<sup>nd</sup> and the 3<sup>rd</sup> of July 2018, required the development of an appropriate methodology in order to be studied. The studied zone, located in high altitude, features a strong spatial variability of its precipitation. This variability can be strong enough to prevent its detection by the precipitation measurement network. Hence, the storm intensity peak of the 2<sup>nd</sup> of July 2018 was not detected by the pluviographs in the catchment. The proximity of the meteorological radar of Plaine Morte allows the use of radar data in order to better catch this variability and to propose a more coherent narrative of the event with respect to field observations. The flood swept away the only hydrometric station with a stage-discharge curve. Another station, which recorded water heights during the flood, exists but does not have a stage-discharge curve. In order to estimate the peak discharge of the flood and its extreme nature, a new stage-discharge curve for both of the stations is established, jointly with a simple hydrological model. These new stage-discharge relationships conceptually have interesting properties : they do not make assumptions on the river geometry, slope and rugosity. They can serve as alternatives when such relationships are not available, or as a complement when the existing relationships were established in conditions that differ from the current ones. This methodology allowed, although with large uncertainties, to estimate the return periods of the storm and the flood.

## **Zusammenfassung**

Um das Unwetter und das Hochwasser zu studieren, die zwischen dem 2. und 3. Juli 2018 im Val d'Anniviers eingetroffen sind, wird eine geeignete Methodologie benötigt. Die untersuchte Zone, die sich in Höhenlage befindet, weist eine starke räumliche Variabilität der Niederschläge auf. Diese Variabilität kann so ausgeprägt sein, dass sie von dem bestehenden Messnetz nicht erfasst wird. Daher wurde die Spitzenintensität des Gewitters vom 2. Juli 2018 von den Niederschlagsmessern des Val d'Anniviers nicht erfasst. Die Nähe des Wetterradars der Plaine Morte zum Val d'Anniviers ermöglicht es, deren Radardaten zu nutzen, um diese Variabilität besser zu erfassen und um einen Narrativ des Ereignisses vorzuschlagen, das besser mit den Beobachtungen vor Ort übereinstimmt. Die Flut riss die einzige mit einer Abflusskurve verbundene Wassermessstation mit sich. Eine weitere Station, die Wasserstände während der Flut aufzeichnete, existiert, ist aber nicht mit einer Abflusskurve ausgestattet. Um den Höchststand des Hochwassers und seine extreme Natur abschätzen zu können, wurde für beide Stationen eine neue Höhe-Abflussmengen-Beziehung in Bezug mit einem simplen hydrologischen Modell erstellt. Diese neuen Höhen-Abflussmengen-Beziehungen besitzen konzeptuell einige interessante Eigenschaften : sie machen keine Annahmen über die Geometrie, das Gefälle und die Rauheit des Flussbetts. Sie können als Alternativen dienen, wenn solche Beziehungen nicht bereits verfügbar sind, oder als Ergänzung, wenn die bestehenden Beziehungen unter anderen Konditionen als den aktuellen hergestellt wurden. Mit dieser Methodik konnten, wenn auch mit großen Unsicherheiten, die Wiederkehrzeit des Gewitters und des Hochwassers abgeschätzt werden.

## **Mots-clés**

Crue de 2018 de la Navisence, val d'Anniviers, hydrologie de montagne, variabilité spatiale des précipitations, transformation pluie-débit, courbe de tarage, statistique des valeurs extrêmes.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>La Navisence, le val d’Anniviers et ses risques naturels</b>	<b>3</b>
2.1	La Navisence . . . . .	3
2.2	Climat du val d’Anniviers . . . . .	3
2.3	Risques liés aux événements naturels dans le val d’Anniviers . . . . .	5
2.3.1	Risques hydrologiques . . . . .	5
2.4	Crue du 2 et 3 juillet 2018 . . . . .	7
<b>3</b>	<b>Études des précipitations</b>	<b>9</b>
3.1	Introduction . . . . .	9
3.2	Données . . . . .	10
3.2.1	Stations de mesure pluviométrique . . . . .	10
3.2.2	Radar météorologique . . . . .	15
3.2.3	Prévisions COSMO . . . . .	15
3.3	Plausibilité et correction des données . . . . .	16
3.3.1	Tests des erreurs grossières et d’encodage . . . . .	16
3.3.2	Tests de cohérence spatiale . . . . .	18
3.4	Grille d’interpolation des précipitations . . . . .	23
3.4.1	Champs de précipitations supposés . . . . .	26
3.4.2	Correction des champs de précipitations supposés . . . . .	31
3.4.3	Krigeage des résidus aux stations . . . . .	32
3.4.4	Optimisation de la grille d’interpolation des précipitations . . . . .	32
3.4.5	Comparaison avec d’autres méthodes d’interpolation . . . . .	33
3.4.6	Limites de la méthode . . . . .	36
3.4.7	Possibilités d’amélioration et pistes non explorées . . . . .	37
3.5	Périodes de retour . . . . .	39
3.5.1	Méthode des maximums par bloc . . . . .	39
3.5.2	Méthode des excédences de seuil . . . . .	41
3.5.3	Estimation des incertitudes à l’aide du profil de log-vraisemblance . . . . .	42
3.5.4	Limites de la méthode employée . . . . .	45
3.6	Analyse des précipitations . . . . .	45
3.6.1	Analyse générale des précipitations dans le val d’Anniviers . . . . .	45

3.6.2	Comparaison de la grille produite avec les mesures aux stations . . .	49
3.6.3	Comparaison des mesures, de l'interpolation et de CombiPrecip lors de l'orage du 2 juillet 2018 . . . . .	51
3.6.4	Comparaison des prévisions COSMO-1 et de CombiPrecip lors de l'orage du 2 juillet 2018 . . . . .	52
3.6.5	Analyse des précipitations extrêmes . . . . .	52
3.7	Synthèse . . . . .	56
3.7.1	L'interpolation des précipitations au pas de temps horaire . . . . .	56
3.7.2	Les propriétés de la grille obtenue . . . . .	56
3.7.3	Les précipitations extrêmes . . . . .	57
3.7.4	Détection de l'orage du 2 juillet 2018 . . . . .	57
3.7.5	Les précipitations comme entrée du modèle hydrologique . . . . .	57
<b>4</b>	<b>Caractérisation hydraulique</b>	<b>58</b>
4.1	Introduction . . . . .	58
4.2	Données disponibles et corrections . . . . .	58
4.2.1	Chippis . . . . .	60
4.2.2	Zinal . . . . .	61
4.3	Méthode d'estimation du débit . . . . .	62
4.3.1	Modèle hydrologique . . . . .	65
4.4	Périodes de retour . . . . .	68
4.5	Analyse des résultats . . . . .	68
4.5.1	Paramètres du modèle et relation hauteur-débit . . . . .	68
4.5.2	Estimation des débits de pointe et de la période de retour de la crue de 2018 . . . . .	72
4.6	Synthèse . . . . .	75
4.6.1	Modélisation hydrologique dans le val d'Anniviers . . . . .	75
4.6.2	Construction d'une relation hauteur-débit . . . . .	75
4.6.3	Estimation des débits de pointe et des périodes de retour . . . . .	75
4.6.4	Pistes pour de futures améliorations de la méthode . . . . .	75
<b>5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>77</b>
5.1	Méthodologie proposée . . . . .	77
5.2	Courbe de tarage et estimation des débits . . . . .	77
5.3	Relation entre l'orage et la crue . . . . .	78
5.4	Gestion des risques et incertitudes . . . . .	78
5.5	Perspectives . . . . .	78
<b>A</b>	<b>Analyse de la grille de précipitations</b>	<b>88</b>
<b>B</b>	<b>Prévisions COSMO1</b>	<b>90</b>



<b>C Logiciels utilisés</b>	<b>91</b>
<b>D Périodes de retour des débits de pointe</b>	<b>92</b>

# 1. Introduction

Le soir du 2 juillet, un violent orage éclate en amont de Zinal, dans le val d'Anniviers. Les fortes intensités des précipitations, enregistrées par le radar météorologique de la Plaine Morte, ont copieusement alimenté la Navisence, qui est sortie de son lit. Des arbres, des ponts et des grandes quantités d'alluvions ont été emportés par la rivière et les dégâts ont été chiffrés en dizaines de millions de francs suisses (ANDRES et BADOUX, 2019; HYDRO EXPLOITATION, 2018; M. ZUFFEREY, 2018).

Les images disponibles (RTS, 2018; M. ZUFFEREY, 2018) ainsi que les conséquences de cette crue témoignent de son caractère exceptionnel. Bien que l'origine de la crue peut être facilement reliée à l'orage en amont du bassin versant, il est pertinent de se poser la question du caractère exceptionnel de celui-ci. Une crue d'une certaine période de retour a-t-elle besoin d'une pluie d'une période de retour similaire pour se produire? Répondre à une telle question, en apparence simple, semble être une tâche relativement incertaine, une fois que l'on considère les méthodes à mettre en place pour y parvenir. Néanmoins, l'application d'éléments de réponse à cette question pourrait permettre d'améliorer la gestion des risques hydrologiques dans le val d'Anniviers.

Le but de ce projet est d'étudier les circonstances météorologiques dans lesquelles une telle crue s'est produite et ses conséquences. Une analyse du caractère exceptionnel de la crue et des conditions météorologiques est aussi réalisée. L'analyse se base principalement sur les mesures de précipitations dans le val d'Anniviers et les mesures hydrologiques disponibles.

Une telle démarche n'est pas directe et les problématiques suivantes se posent :

- Que faire si l'emplacement des pluviographes n'a pas permis de correctement observer les précipitations?
- Comment corriger les mesures de hauteur d'eau dans un lit à la morphologie variable?
- Comment estimer le débit d'une rivière sans courbe de tarage?
- Comment estimer le débit de pointe d'une crue qui a emporté la station de mesure hydrométrique?

Ce projet se divise en deux parties principales, qui cherchent à répondre à ces questions. La première vise à étudier les précipitations dans le bassin versant de la Navisence et plus particulièrement à mieux comprendre leur répartition spatiale (question 1). Le but est de produire une grille d'interpolation des précipitations pour l'entièreté du val d'Anniviers. La seconde s'intéresse à la transformation des précipitations en débit dans ce même bassin

versant (questions 2 à 4). Dans ces deux parties, des considérations du caractère exceptionnel, sous forme d'estimations des périodes de retour, sont menées. Avant de détailler l'étude des précipitations au chapitre 3 et la caractérisation hydraulique au chapitre 4, un descriptif de la zone étudiée, située en Valais central (voir figure 1.1), est établi au chapitre 2.

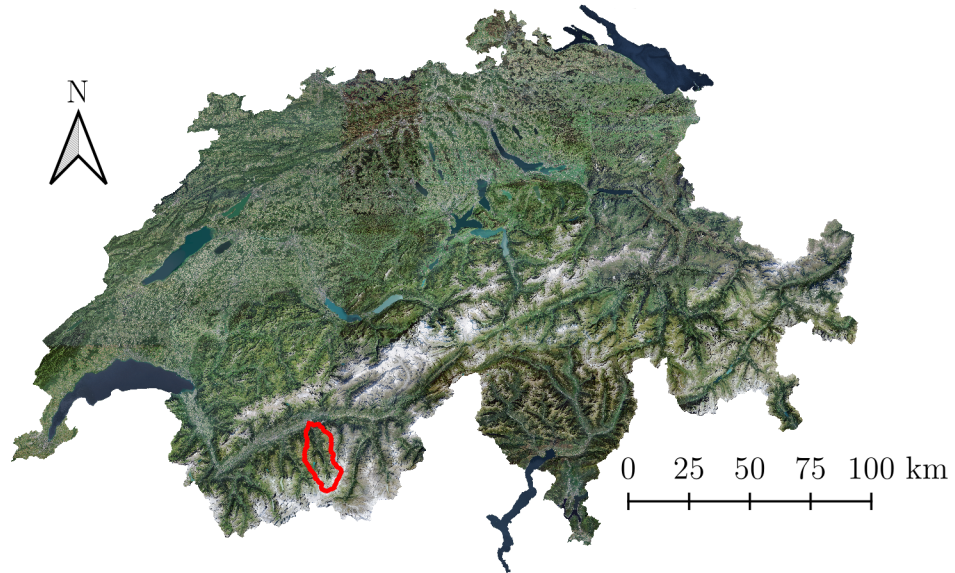


FIGURE 1.1 – Orthophoto de la Suisse (©swisstopo). Les limites du bassin versant de la Navisence sont indiquées en rouge (OFEV, 2021).

## 2. La Navisence, le val d’Anniviers et ses risques naturels

### 2.1 La Navisence

La Navisence (SWISSTOPO, 2021), parfois Navizence (M. ZUFFEREY, 2018) ou Navizance (MARIÉTAN, 1932), coule du glacier de Zinal jusqu’au Rhône, au niveau de Chippis (VS). Le principal affluent de la Navisence est la Gougra, issue du lac de retenue de Moiry. De multiples autres torrents de montagne se joignent à la Navisence le long de son parcours (SWISSTOPO, 2021). Le bassin versant de la Navisence couvre une superficie de 255 km<sup>2</sup> et correspond géographiquement au val d’Anniviers. Dans ce rapport, les termes «val d’Anniviers» et «bassin versant de la Navisence» sont utilisés sans distinction. L’altitude minimale du bassin versant est de 516 m et l’altitude maximale est de 4447 m. 13 % du bassin versant est couvert de glaciers (OFEV, 2021). Le tracé de la rivière, long de 24 km, présente en de nombreuses sections des caractéristiques écomorphologiques naturelles. Des bras secondaires et des bancs d’alluvions sont visibles et la largeur du lit varie le long du val (ECOSCAN SA, 2005 ; SWISSTOPO, 2021). Le dénivelé de la Navisence est d’environ 1600 m, avec une pente moyenne de plus de 6 %. Cela fait de la Navisence un cours d’eau à forte pente, selon la «Typologie des cours d’eau suisses» (SCHAFFNER et al., 2013) et COMITI et MAO (2012). La saisonnalité des débits est très marquée dans la Navisence, avec des basses eaux de novembre à avril et des hautes eaux de mai à octobre. La Navisence et certains de ses affluents sont exploités par des installations hydroélectriques (FMG, 2014 ; SWISSTOPO, 2021). La Navisence est le principal cours d’eau du val d’Anniviers (SWISSTOPO, 2021) et une troupe de théâtre porte son nom (LES COMPAGNONS DE LA NAVIZENCE, 2021). La figure 2.1 montre une orthophoto du bassin versant avec le tracé de la Navisence.

En 2013, des travaux de renaturation ont été annoncés sur la Navisence. Ces travaux s’inscrivent dans les mesures de compensation écologique liées à la construction d’une nouvelle remontée mécanique dans la région de Zinal (DAYER, 2013).

### 2.2 Climat du val d’Anniviers

Le val d’Anniviers, comme le reste du Valais central, est une région aride de la Suisse. En effet, selon les cartes de normales saisonnières de MétéoSuisse (MÉTÉOSUISSE, 2021a),

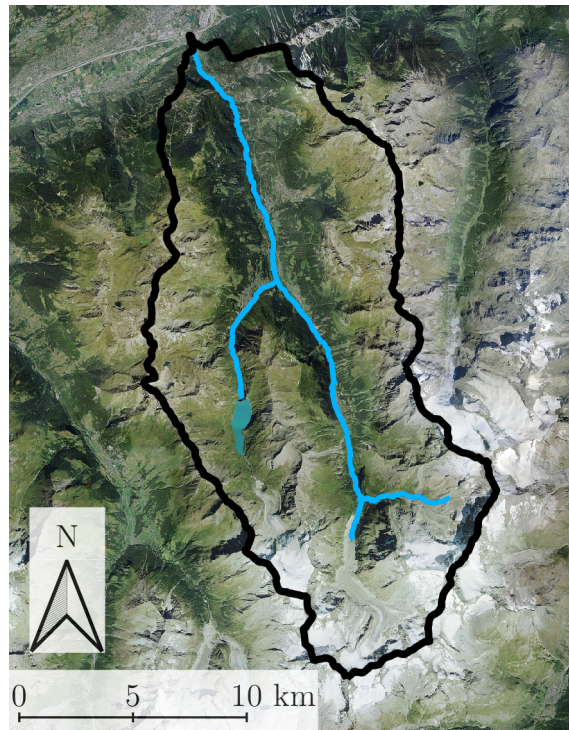


FIGURE 2.1 – Orthophoto du bassin versant de la Navisence (©swisstopo). Les limites du bassin versant sont représentées en noir (OFEV, 2021). La Navisence et la Gogra (affluent ouest) sont tracées en bleu (©OFEV).

le val d’Anniviers enregistre des cumuls de précipitations faibles, en comparaison avec le reste de la Suisse. Cette observation est valable pour les cumuls annuels et mensuels. Les mois les plus humides dans le val d’Anniviers sont mai, juin, juillet et août et les mois les plus secs sont novembre, janvier et février. La carte des précipitations extrêmes de MétéoSuisse, qui représente le cumul de précipitations sur 24 h pour différentes périodes de retour (MÉTÉOSUISSE, 2020a), montre que le val d’Anniviers et le Valais central ont des cumuls parmi les plus faibles de Suisse, pour toutes les périodes de retour analysées (2-300 ans). Les données se basent sur 60 années de mesures au maximum. Il faut cependant noter que la seule station météorologique du val d’Anniviers considérée dans cette analyse est la station de Mottec, qui dispose de 48 années de mesures (MÉTÉOSUISSE, 2016).

## 2.3 Risques liés aux événements naturels dans le val d’Anniviers

La situation géographique montagneuse du val d’Anniviers l’expose à des aléas naturels. Les fortes pentes et particulièrement les différences d’altitude donnent du potentiel de gravité à divers éléments de surface du paysage. Les blocs de roches, le terrain, la neige ou encore l’eau peuvent être rapidement accélérés en direction de l’aval de la vallée, provoquant des éboulements, glissements de terrain, avalanches, laves torrentielles ou encore inondations (TESAR, 1999). En 1954, Ignace MARIÉTAN écrivait ses observations de certains phénomènes d’érosion à Zinal et leurs conséquences sur le village (MARIÉTAN, 1954). On y trouve un récit de l’éboulement de 1954, une étude des torrents de Zinal et la relation de l’un d’eux avec le mouvement de terrain de 1936, et la description du débordement du torrent sous-glacière du glacier de Zinal de 1935.

Dans le val d’Anniviers, ces aléas se traduisent en risques par la présence de vulnérabilités. En effet, les communes d’Anniviers et de Chippis logent plus de 4000 habitants (COMMUNE D’ANNIVIERS, 2021b ; OFFICE DU TOURISME DE SIERRE, 2021). Une usine d’aluminium se trouve aussi sur la commune de Chippis (COMMUNE DE CHIPPIS, 2021). Plusieurs installations hydro-électriques se trouvent également dans le val d’Anniviers (FMG, 2014).

La gestion des risques naturels occupe donc une place importante dans le val d’Anniviers. Une commission permanente du conseil communal d’Anniviers, dédiée à la sécurité et aux dangers naturels, siège annuellement (COMMUNE D’ANNIVIERS, 2021c). Les comptes 2020 et le budget 2021 de la commune d’Anniviers (S. ZUFFEREY, 2021a ; S. ZUFFEREY, 2021b) présentent plusieurs entrées liées à des travaux de sécurisation contre les dangers naturels, indépendantes des travaux en lien avec la crue de 2018. Afin de protéger les usagers de la route entre Chippis et Vissoie, des travaux sont prévus pour l’été 2022 (COMMUNE D’ANNIVIERS, 2021a). La route sera ainsi fermée pendant 2 mois. Les raisons de ces travaux concernent la protection contre les chutes de pierres, la création d’un chenal d’évacuation des laves torrentielles et la réfection d’un pont. Sans compter la réfection du pont, les travaux sont devisés à 2,3 millions de CHF.

De plus amples informations sur les risques naturels dans le val d’Anniviers, notamment en lien avec la géologie et la formation du val d’Anniviers, se trouvent dans le mémoire d’Alain Tesar «*Les risques naturels dans le Val d’Anniviers : risques objectifs, perception et gestion*» (TESAR, 1999).

### 2.3.1 Risques hydrologiques

Par le passé, le val d’Anniviers a été à plusieurs reprises le décor d’événements problématiques, voir de catastrophes, en lien avec la Navisence. De multiples articles de presse documentent ces événements. La débâcle du glacier de Zinal de 1834 est relatée dans de

nombreux écrits de diverses époques (JOURNAL DE SIERRE, 1969 ; LA LIBERTÉ, 1934 ; LA PATRIE VALAISANNE, 1934 ; LA TERRE VALAISANNE, 1949 ; LE NOUVELLISTE, 1984). Au cours de l'année 1834, une retenue s'est formée dans le glacier de Zinal, alimentée par la Navisence. À la suite de fortes pluies les 27 et 28 août, la retenue a cédé et inondé le val d'Anniviers. Tous les moulins et presque tous les ponts ont été détruits. Plusieurs mètres d'alluvions ont recouverts certaines parties habitées du val d'Anniviers.

En 1929, une vague de boue en provenance d'un affluent de la Navisence a emporté des chalets et des ponts, coupé des routes et contraint l'usine électrique à l'arrêt, afin de la préserver (FCS, 1929 ; LA SENTINELLE, 1929).

En 1931, une avalanche a bloqué la Navisence. Elle n'a plus alimenté la centrale de Vissoie pendant six heures, causant des problèmes d'approvisionnement électrique dans le val d'Anniviers. Pendant les six heures de blocage de la rivière, la peur d'une débâcle s'est fait sentir au sein du personnel de la centrale. Heureusement, l'eau s'est frayé un chemin à travers le bouchon de neige avant sa rupture (JOURNAL DE SIERRE, 1931).

En 1945, la rupture du bisse de Ricard, qui relie les sources de la Navisence aux prairies de Zazarogne, a provoqué une coulée de terre et de cailloux. Des routes, vergers et jardins ont été recouverts (LE NOUVELLISTE, 1945).

En 1987, une crue liée à de violents orages a contraint à l'arrêt les centrales hydroélectriques de la Navisence (LE NOUVELLISTE, 1987).

En 1993, une forte crue du Rhône et de la Navisence s'est produite. Un pont a été emporté par la Navisence et un pylône a été mis à terre. L'usine d'aluminium de Chippis a aussi été inondée (PRALONG et VIANIN, 1993). Suite à cet événement, des travaux ont été entrepris dans l'urgence en 1994. Des travaux supplémentaires de sécurisation sont mis au budget 1998 de la commune de Chippis (PRALONG, 1997).

En 2015, plusieurs articles de presse ont annoncé des travaux sur la Navisence (JAQUIER, 2015b ; JOURNAL DE SIERRE, 2015). Le but annoncé de ceux-ci est de sécuriser les abords de la Navisence d'une crue centennale. Un assainissement des sols, pollués par la production d'aluminium aux abords de la Navisence doit aussi être effectué. Certaines zones doivent être assainies avant le début des travaux de sécurisation de la Navisence (JAQUIER, 2015a).

L'exploitation hydroélectrique peut occasionner des variations rapides de débit dans la Navisence. Avant chaque été, la population du val d'Anniviers est avertie de ces risques dans le lit de la rivière (ZIMMERMANN et SIES, 2021). Lors de travaux ponctuels conséquents sur les installations hydroélectriques, des avertissements peuvent être émis dans la presse (JOURNAL DE SIERRE, 1995). Les purges des installations hydroélectriques augmentent rapidement le niveau des rivières en aval. Le réchauffement climatique et la fonte des glaciers augmentent la quantité de sédiments transportés dans ces installations, ce qui nécessite des purges plus fréquentes et augmente donc les risques (FAUCHÈRE, 2011). Des campagnes de

sensibilisation à ces dangers sont mises en place par les gérants des installations (FAUCHÈRE, 2011).

## 2.4 Crue du 2 et 3 juillet 2018

Le soir du 2 juillet 2018, la Navisence est sortie de son lit à la suite d'un violent orage localisé en amont du bassin versant (M. ZUFFEREY, 2018). En quelques heures, des cumuls de précipitations estimés entre 60 et 90 mm sont tombés. Ces précipitations, possiblement associées à d'importants cumuls de neige dans le bassin versant au cours de l'hiver précédent (MÉTÉOSUISSE, 2018b; M. ZUFFEREY, 2018) et des températures estivales très élevées (MÉTÉOSUISSE, 2018a), ont provoqué une crue très importante sur la Navisence. Les rives de la rivière ont été endommagées sur 20 km (ANDRES et BADOUX, 2019). Selon l'exploitant de la centrale hydroélectrique de Vissoie et le rapport du WSL (Institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage) sur les intempéries de 2018, les dégâts sont estimés entre 35 et 40 millions de CHF (ANDRES et BADOUX, 2019; HYDRO EXPLOITATION, 2018) dans le val d'Anniviers. La centrale a été forcée à l'arrêt. Une vingtaine de personnes ont été évacuées (RTS, 2018). Le crue a fait l'objet d'un reportage au télé journal de la RTS du 3 juillet (RTS, 2018). Le rapport du WSL sur les dommages liés aux intempéries en 2018 en Suisse considère cet événement orageux parmi les plus importants de l'année (ANDRES et BADOUX, 2019). La figure 2.2 montre la Navisence peu après la crue. De nombreux arbres ont été emportés et se trouvent dans le lit de la rivière. À droite, une partie de la route a été emportée.

Plus de deux ans après la crue, la sécurisation du cours d'eau est utilisée comme élément de campagne pour des élections locales (PDC ANNIVIERS, 2020). Le procès verbal de l'assemblée primaire de la commune d'Anniviers du 25 janvier 2021 (S. ZUFFEREY, 2021b) montre que la planification financière 2021-2024 tient compte des nombreux investissements futurs à réaliser pour la sécurisation de la Navisence et la protection contre les dangers naturels. De plus, près de la moitié du compte d'investissement du budget 2021 de la commune est liée à la crue de 2018, soit 4,3 millions de CHF. Ce montant ne concerne pas les investissements liés à d'autres dangers naturels, tels que des chutes de pierres ou les crues de certains torrents. Le procès verbal de l'assemblée primaire du lundi 14 juin 2021 de la commune d'Anniviers (S. ZUFFEREY, 2021a), qui présente les comptes de l'année 2020, relève également le nombre et le coût important des travaux entrepris en 2020 pour la sécurisation de la Navisence. Ces coûts justifient l'importance d'étudier les crues de la Navisence ainsi que les circonstances météorologiques à l'origine de celles-ci.





FIGURE 2.2 – Prise de vue aérienne de la Navisence après la crue de 2018. À droite, la rivière a fait son lit à la place d'une route. Source : LHE - Bob de Graffenried.

# 3. Études des précipitations

## 3.1 Introduction

Beaucoup d'articles relatent de l'importance de connaître la distribution spatiale et temporelle des précipitations, pour des applications de modélisation hydrologique et écologique, de validation de modèle climatologique, et de gestion des ressources et des risques (B. AHRENS, 2005 ; HU et al., 2019 ; LY et al., 2013 ; MASSON et FREI, 2014). Dans les régions de montagne, caractérisées par une topographie complexe, les variations spatiales et temporelles peuvent être très importantes (DOUGUÉDROIT et DE SAINTIGNON, 1984 ; GUAN et al., 2005 ; MASSON et FREI, 2014), si bien que, dans ces régions, la densité des pluviographes n'est généralement pas assez importante pour capturer ces variations (LY et al., 2013). L'utilisation d'estimations des précipitations issues du réseau de radars météorologiques (BARTON et al., 2020 ; GERMANN et al., 2016 ; SIDERIS et al., 2014), disponibles à une résolution de  $1 \text{ km}^2$ , permet donc de mieux quantifier les champs de précipitations très variables dans l'espace. De plus, la zone étudiée semble bénéficier d'une bonne visibilité de la part du radar de la Plaine Morte (FELDMANN et al., 2021).

L'orage de juillet 2018 a principalement touché l'amont du bassin versant et les stations pluviographiques n'ont pas enregistré des cumuls très importants. En revanche, le radar météorologique a enregistré localement des précipitations intenses et des cumuls avoisinant 90 mm en quelques heures. Afin d'étudier les précipitations à l'origine de la crue de 2018, l'utilisation des données radar semble préférable.

Cependant, les moyens mis à disposition pour ce projet et le coût de calcul lié à l'importation et le traitement des données radar prohibent l'utilisation exclusive des données radar pour de longues périodes. Avec l'optique de pouvoir y accommoder ponctuellement des données radar, la création d'une grille d'interpolation des précipitations issues des pluviographes est entreprise. La méthode utilisée pour la grille de précipitations est inspirée de celle proposée par GOTTARDI et al. (2012) pour les zones de montagnes. Le but de cette approche est de pouvoir créer un jeu de données dans un format compatible avec celui des données radar, sur une durée plus longue. Ainsi, lorsque la couverture du réseau de pluviographes n'a pas permis d'enregistrer les pics de précipitations pour un événement particulier, les données radar peuvent être traitées et utilisées. De plus, le processus d'interpolation peut donner des indications intéressantes sur la variabilité des précipitations dans le bassin versant.

Toujours en lien avec l’orage de juillet 2018, une évaluation du caractère extrême des précipitations dans le val d’Anniviers est également entreprise.

Ce chapitre commence par présenter les données nécessaires à l’analyse des précipitations. Ensuite, la plausibilité des données pluviographiques est évaluée. Les méthodes utilisées pour la création de la grille de précipitations (section 3.4) et l’estimation du caractère extrême des précipitations (section 3.5) dans le val d’Anniviers sont ensuite détaillées. L’analyse des précipitations est ensuite menée à la section 3.6. Finalement, ce chapitre se clôt, avec quelques considérations sur les méthodes employées et les résultats obtenus, à la section 3.7.

## 3.2 Données

Les données de précipitations utilisées dans le cadre de ce projet sont issues de mesures pluviographiques et de mesures radar. Les données radar ont été fournies par le laboratoire de télédétection environnementale de l’EPFL (LTE). La grille d’interpolation des précipitations utilise les données des pluviographes et la série temporelle de température à Tracuit. Lors de la détermination de la meilleure méthode, les données de conditions synoptiques journalières, selon une classification établie par MétéoSuisse (WEUSTHOFF, 2011), ont aussi été utilisées. Les données ont été importées de la plateforme IDAWEB de MétéoSuisse (MÉTÉOSUISSE, 2016) ainsi que de la plateforme Guardaval (CREALP et CANTON DU VALAIS, 2021). Des données de prévisions météorologiques COSMO-1 ont aussi été utilisées. Ces données de prévisions ont été fournies par le CREALP. D’autres produits de prévision à court terme ou d’estimation des précipitations, développés par MétéoSuisse, sont disponibles (MÉTÉOSUISSE, 2020b), mais n’ont pas été considérés dans le cadre de ce projet.

En plus des données météorologiques, un fichier vectoriel des limites du bassin versant étudié a été importé du site internet de l’Atlas hydrologique de la Suisse (OFEV, 2021).

### 3.2.1 Stations de mesure pluviométrique

Les stations météorologiques utilisées dans le cadre de ce projet (voir table 3.1) sont toutes situées dans le bassin versant de la Navisence. Toutes ces stations sont équipées de pluviographes, qui mesurent l’intensité des précipitations en mm/h. Certaines de ces stations fournissent des mesures au pas de temps horaire et les autres au pas de temps 10 minutes. Au total, les données de sept stations ont été prises en compte dans l’analyse. Le début de la période de mesure dépend des stations (voir table 3.1). La fin de la période considérée est le 1<sup>er</sup> octobre 2021. Comme la plupart des gros événements de précipitations se manifestent durant l’été, il ne semble pas impératif de réactualiser les analyses avec les dernières données de l’automne/hiver 2021/2022.

La table 3.1 montre les coordonnées et l'altitude des stations. Les noms ne sont pas nécessairement les noms complets et officiels des stations mais ceux utilisés dans ce rapport ainsi que dans les scripts de traitement des données (voir annexe C). Cette nomenclature simplifiée ne crée pas d'ambiguïté et facilite la lisibilité. La table 3.1 indique aussi les réseaux de mesure auquel appartiennent les stations météorologiques. Un court descriptif de ces réseaux ainsi que des instruments de mesure des précipitations qui les équipent est établi dans les paragraphes suivants.

Le réseau MétéoSuisse SwissMetNet est constitué de 260 stations automatiques de mesure des précipitations. La mesure automatique des précipitations solides et liquides est réalisée avec des augets basculants ou avec une balance. Dans le cas des augets basculants, les précipitations solides recueillies sont fondues à l'aide d'un corps de chauffe. Cela implique néanmoins une sous-estimation des précipitations, en partie évaporées, particulièrement en hiver (SEVRUK, 2006). Le réseau SwissMetNet VS a été réalisé par MétéoSuisse, sur demande du canton du Valais. Le but de ce réseau est de densifier les mesures de précipitations afin d'améliorer la qualité des prévisions hydrologiques dans le canton du Valais (MÉTÉOSUISSE, 2021c).

Le réseau SLF-IMIS est le réseau du SLF. Le SLF est l'institut du WSL pour l'étude de la neige et des avalanches («*Institut für Schnee und Lawinenforschung*»). Le WSL est l'institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage («*Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft*»). Le réseau IMIS («*Intercantonal Measurement and Information System*») couvre les Alpes suisses et se compose, en 2021, de 186 stations qui mesurent différentes variables utiles à l'estimation de la quantité de neige au sol et précipitée. Une des variables généralement disponibles est la quantité de pluie. La documentation des stations de Tracuit et d'Orzival indique que seules les précipitations liquides sont mesurées avec les pluviomètres (SLF, 2021). Cette information est concordante avec les cumuls hivernaux faibles enregistrés par ces stations. Les stations de mesure de la neige sont généralement abritées du vent et sur un terrain plat (SLF, 2021).

Le réseau SensAlpin tient son nom de l'entreprise qui installe les stations. Cette entreprise travaille avec le SLF sur le réseau IMIS. Les instruments utilisés devraient donc être similaires. Les pluviographes utilisés sont à augets basculants mais ne sont pas chauffés. Ils ne peuvent ainsi pas mesurer les précipitations solides. Les pluviographes sont généralement installés à des emplacements isolés et dépourvus d'accès à l'électricité. Ils doivent être autonomes, au moyen de panneaux solaires, et économes en énergie afin de garantir l'enregistrement et la transmission des données (SENSALPIN GMBH, 2021).

Les mesures pluviométriques sont entachées d'erreurs systématiques et d'incertitudes. La principale source d'erreur des pluviographes est le vent. Dans la plupart des cas, les quantités de précipitations sont sous-estimées, en particulier lors de la collecte de précipitations neigeuses (SEVRUK, 2006). Différents protocoles de corrections des précipitations en fonction de divers paramètres tels que la vitesse du vent, la température, la proportion de

précipitations neigeuses, la fréquence des événements et encore d'autres, existent (SEVRUK, 2006). De telles corrections sont appliquées en Suisse (SEVRUK, 2006). Dans le cadre de ce projet, de telles corrections ne sont pas envisagées. Il est difficile de savoir quelles sont les corrections qui ont été appliquées aux diverses sources de données disponibles et la procédure nécessaire à l'uniformisation de telles corrections ne semble pas être une tâche simple. Un contrôle de la plausibilité des données et une correction des erreurs évidentes est effectué (détails à la section 3.3). Les données plausibles, selon ce contrôle, sont donc utilisées telles que fournies, tout en gardant en considération les possibles erreurs systématiques qui les affectent.

TABLE 3.1 – Informations générales sur les stations météorologiques utilisées dans le cadre de ce projet. Les coordonnées des stations sont données dans le système de coordonnées de référence CH1903+/LV95 (EPSG : 2056).

Nom	Réseau	Opérationnelle depuis	x [m]	y [m]	z [m]
Mottec	SwissMetNet	octobre 2015	2614325	1110730	1580
Moiry	SwissMetNet VS	octobre 2011	2610169	1109590	2127
Vercorin	SwissMetNet VS	octobre 2010	2609075	1120732	1650
Tracuit	SLF-IMIS	mars 2004	2616800	1107800	2590
Orzival	SLF-IMIS	mars 2004	2607450	1115250	2630
Mountet	SensAlpin	juin 2020	2615600	1102018	2745
Bonnard	SensAlpin	février 2018	2616775	1109400	2890

Un descriptif des stations, qui contient leur emplacement dans le bassin versant, la complétude des séries de mesures et le pourcentage de jours humides se trouve dans les paragraphes suivants. La figure 3.1 montre l'emplacement dans le bassin versant et le nom de toutes les stations.

### Mottec

Les données pour cette station proviennent de MétéoSuisse IDAWEB. La station de Mottec fait partie du réseau de mesure SwissMetNet et se trouve dans la vallée, à environ 1 km en aval de Zinal. Cette station est la moins élevée de toutes les stations étudiées, même si elle se trouve plus de 10 km en amont de la station de Vercorin. À la granularité 10 minutes, près de six ans de données sont disponibles. Parmi ces six années, la station n'a pas enregistré de valeur pendant un peu moins de 40 heures, soit 0,08 % de la série temporelle. À la granularité journalière, les données sont disponibles depuis 1973 (48 années). Ces six dernières années, 40 % des jours ont été accompagnés de précipitations.

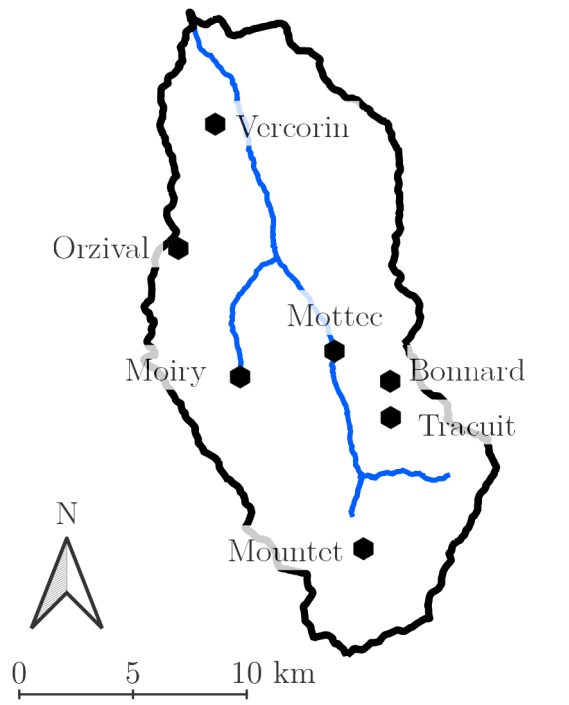


FIGURE 3.1 – Stations météorologiques considérées dans l’analyse.

### **Moiry**

Les données pour cette station proviennent également de MétéoSuisse IDAWEB. Cette station fait partie du réseau de mesure SwissMetNet Valais. Cette station se trouve le long de la Gougra, juste en aval du lac de rétention de Moiry. Cette emplacement, juste en aval du barrage, peut potentiellement abriter la station du vent. Une série de 10 ans de données est disponible à la granularité 10 minutes pour cette station avec environ 755 heures qui n’ont pas enregistré de données, soit 0,86 %. En moyenne, un jour sur deux enregistre des précipitations à Moiry.

### **Vercorin**

La station météorologique de Vercorin, tout comme celle de Moiry, fait partie du réseau SwissMetNet Valais et ses données sont disponibles sur MétéoSuisse IDAWEB. Cette station se trouve 5 km en amont de la jonction de la Navisence avec le Rhône. Elle se situe sur le flan ouest de la vallée, environ 800 mètres plus haut que la Navisence. De toutes les stations décrites dans cette section, elle est la plus en aval. Onze années de données à une granulométrie de 10 minutes sont disponibles pour cette station. Près de 93 heures sont

lacunaires, soit moins de 0,1 %. Sur cette période, il a plu un peu plus de 48 % des jours à Vercorin.

### **Tracuit**

La station de Tracuit est une station qui fait partie du réseau IMIS du SLF. Ses données sont également disponibles sur MétéoSuisse IDAWEB. Cette station se trouve un peu plus de 2 km en amont du village de Zinal, sur le flanc est de la vallée. Cette station dispose de mesures au pas de temps 10 minutes depuis mai 2020 et de mesures au pas de temps horaire depuis mars 2004. Les données au pas de temps horaire sont complètes à plus de 98 %. Environ la moitié des données manquantes date des mois de mai et juin 2019, pendant lesquels la station n'a rien enregistré. Entre 2004 et 2021, la station a enregistré des précipitations 40 % des jours.

### **Orzival**

Mise-à-part son emplacement, la station de Orzival est très similaire à la station de Tracuit. Elle fait aussi partie du réseau IMIS du SLF et ses données sont aussi disponibles sur la plateforme IDAWEB. Les mêmes périodes de données aux même granularités sont disponibles. Cette station météo se trouve sur les hauteurs du flanc ouest du bassin versant, en aval de Moiry. Des trous dispersés dans les données se cumulent à 1,4 % de la série. Les jours avec précipitations y sont très légèrement plus fréquents qu'à Tracuit. Il pleut près de 42 % des jours à Orzival.

### **Mountet**

Les données de la station de Mountet, qui fait partie du réseau SensAlpin, sont disponibles sur la plateforme Guardaval. Cette station se trouve tout en amont du bassin versant, sur les hauteurs à l'est du glacier de Zinal. Cette station est opérationnelle depuis juin 2020 et mesure les précipitations toutes les 10 minutes. Pour l'instant, aucune lacune n'est à relever dans la série temporelle. Depuis sa mise en route, la station a enregistré 191 jours avec précipitations, soit 41 %.

### **Bonnard**

La station Bonnard fait également partie du réseau SensAlpin et ses données sont également disponibles sur Guardaval. Le long de la Navisence, cette station se trouve au niveau de Zinal, sur les hauteurs est de la vallée. C'est la station la plus élevée dans le val d'Anniviers. Au total, plus de 3,5 ans de données, à un pas de temps de 10 minutes, sont disponibles. Il n'y a pas de lacunes dans les données. Similairement aux autres stations, il a plu près de 41 % des jours à la station de Bonnard.

### 3.2.2 Radar météorologique

Le réseau de radars météorologiques de MétéoSuisse est constitué de cinq radar Doppler à double polarisation qui utilisent les fréquences de la bande C (GERMANN et al., 2016). Le jeu de données utilisé provient du produit CombiPrecip, élaboré par MétéoSuisse à partir des données des cinq radars météorologiques et de ses pluviographes SwissMetNet (BARTON et al., 2020). Un krigeage avec dérive externe est utilisé pour combiner les mesures des pluviographes (variables principales) et les observations radar (champ de dérive externe) (SIDERIS et al., 2014). Ce jeu de données peut être utilisé comme entrée de modèles hydrologiques (BARTON et al., 2020).

FELDMANN et al. (2021) a développé un index spatial de la qualité du réseau de radars météorologiques en Suisse. Cet index, sous forme de carte, donne une indication de la qualité des mesures radar. Bien que cet index est qualitatif, il montre que le val d’Anniviers bénéficie d’une bonne visibilité et proximité depuis le radar de la Plaine Morte. Le radar de la Plaine Morte a été mis en service en 2014 et a permis une amélioration de l’estimation des précipitations en Valais central (BARTON et al., 2020). L’utilisation du produit CombiPrecip sur le val d’Anniviers à partir de 2014 est donc intéressante.

Le traitement des données radar est assez coûteux en terme de temps calcul. Les images radar pour la période du 1<sup>er</sup> au 3 juillet 2018 ont nécessité plusieurs heures de traitement pour pouvoir être importées, intersectées avec la zone étudiée et converties en format vectoriel. Les images radar reçues contiennent la totalité de la zone couverte par le réseau de radar météorologique suisse avec ses cinq radars. La superficie de la zone couverte est bien supérieure à celle de la Suisse et la résolution est de 1 km<sup>2</sup>. Le coût élevé en terme de temps de calcul est prohibitif à l’utilisation de longues séries de données radar. Ainsi, seules les données radar entre le 1<sup>er</sup> et le 3 juillet 2018 ont été traitées et utilisées. Afin de disposer de données le plus homogènes possible sur une plus grande période, une grille d’interpolation des précipitations est créée à partir des mesures des pluviographes.

### 3.2.3 Prévisions COSMO

MétéoSuisse produit des prévisions, issues du modèle de prévisions météorologiques COSMO (MÉTÉOSUISSE, 2021b). La variante COSMO-1 du modèle COSMO a une résolution de 1,1 km et est réactualisée toutes les trois heures. Cette variante du modèle a été opérationnelle à MétéoSuisse entre 2016 et 2020, à la suite de quoi elle a été remplacée par COSMO-1E, qui produit des prévisions ensemblistes (ALAM et al., 2020). Des prévisions sont dites ensemblistes, par opposition à déterministes, lorsque plusieurs simulations de la même période sont effectuées. Ces simulations diffèrent entre-elles par des petites perturbations des conditions initiales, des conditions de bords et du modèle. Ces perturbations permettent d’obtenir différents résultats plausibles. L’avantage des prévisions ensemblistes est qu’elles permettent de quantifier l’incertitude des prévisions. Le désavantage des prévi-



sions ensemblistes est qu'elles requièrent plusieurs simulations et sont donc plus coûteuses en terme de puissance de calcul. Entre 2016 et 2020, des prévisions ensemblistes sont aussi disponibles, sous l'appellation COSMO-E, à une résolution de 2,2 km, et sont actualisées deux fois par jour. La durée des prévisions COSMO-E est de cinq jours et celle des prévisions COSMO-1 est de 33 heures (ALAM et al., 2020). Dans le cadre de ce projet, seules les prévisions déterministes COSMO-1 sont utilisées. Le jeu de données COSMO-1 obtenu possède une résolution de grille de 1 km. Les points de grille coïncident avec la grille du produit CombiPrecip et simplifient ainsi la comparaison.

### 3.3 Plausibilité et correction des données

Les données radar ont un format propre à MétéoSuisse et leur importation nécessite l'utilisation d'une librairie dédiée (HELMUS et COLLIS, 2016 ; VENTURA et al., 2020). À l'heure de l'écriture de ce rapport, la librairie n'est disponible que sous Linux et macOS mais le code source est disponible et une connaissance basique des dépendances entre différents modules dans Python suffit à forcer le code source à fonctionner sur une machine Windows. Une liste des librairies et autres logiciels utilisés pour ce projet est disponible à l'annexe C.

Le traitement de la plausibilité des données de précipitations est partiellement repris et adapté de ISOTTA et al. (2014). Cet article décrit les méthodes utilisées pour le développement d'une grille de cumuls de précipitations journaliers qui couvre une grande partie des Alpes, de la France à la Croatie, avec une résolution de 5 km, entre 1971 et 2008. L'intérêt de se baser sur cette méthode est qu'elle a été mise au point spécifiquement pour évaluer la qualité des données de précipitations dans les Alpes. Les critères de discrimination des données non-plausibles sont basés sur des études de cas en milieu alpin. Dans le cas présent, l'échelle de l'analyse est beaucoup plus petite et le nombre de stations est beaucoup plus faible que dans l'étude de ISOTTA et al. (2014). Cela veut dire que les cas suspects peuvent être contrôlés individuellement. Les critères utilisés par ISOTTA et al. (2014) s'appliquent à des cumuls journaliers. Les données disponibles ont donc été sommées afin de former des cumuls journaliers. Les conditions de détection des données non-plausibles, adaptées de ISOTTA et al. (2014), sont décrites dans les sections suivantes.

#### 3.3.1 Tests des erreurs grossières et d'encodage

Les détections et éventuelles corrections des erreurs grossières et d'encodage sont effectuées pour les éléments suivants :

- virgules en place de points ;
- données en format chaîne de caractères en place de nombre à virgule flottante ;
- valeurs négatives ( $<0$  mm) ;
- valeurs irréalistes ( $>450$  mm/jour) (ISOTTA et al., 2014) ;
- cumuls de précipitations nuls pour un mois ;

Les corrections des valeurs mal formatées et la conversion de données manquantes (principalement «-» et «NO\_DATA») au format «NaN» est effectuée automatiquement. Aucune valeur négative n'a été repérée dans les jeux de données à disposition.

Les précipitations à la station Bonnard, malgré sa faible période, ont plusieurs fois dépassé le seuil des 450 mm de précipitations journalières. Une comparaison avec les données des autres stations montre que des mesures d'une telle magnitude sont seulement détectées à cette station. La figure 3.2 montre la comparaison des cumuls mensuels, pour toute la période de mesure disponible à Bonnard. Une stricte application du contrôle de qualité des données de ISOTTA et al. (2014) ne devrait écarter que les jours qui excèdent un cumul de précipitations supérieur à 450 mm. Au vu des divergences entre les cumuls de précipitations mesurés à Bonnard et ceux des autres stations du val d'Anniviers, les mesures de la station Bonnard sont considérées comme erronées et ne sont pas incluses dans l'analyse principale. De plus, l'inclusion de ces données dans le processus de création de la grille de précipitations selon GOTTARDI et al. (2012) (détaillé à la section 3.4) dégrade la qualité de l'interpolation.

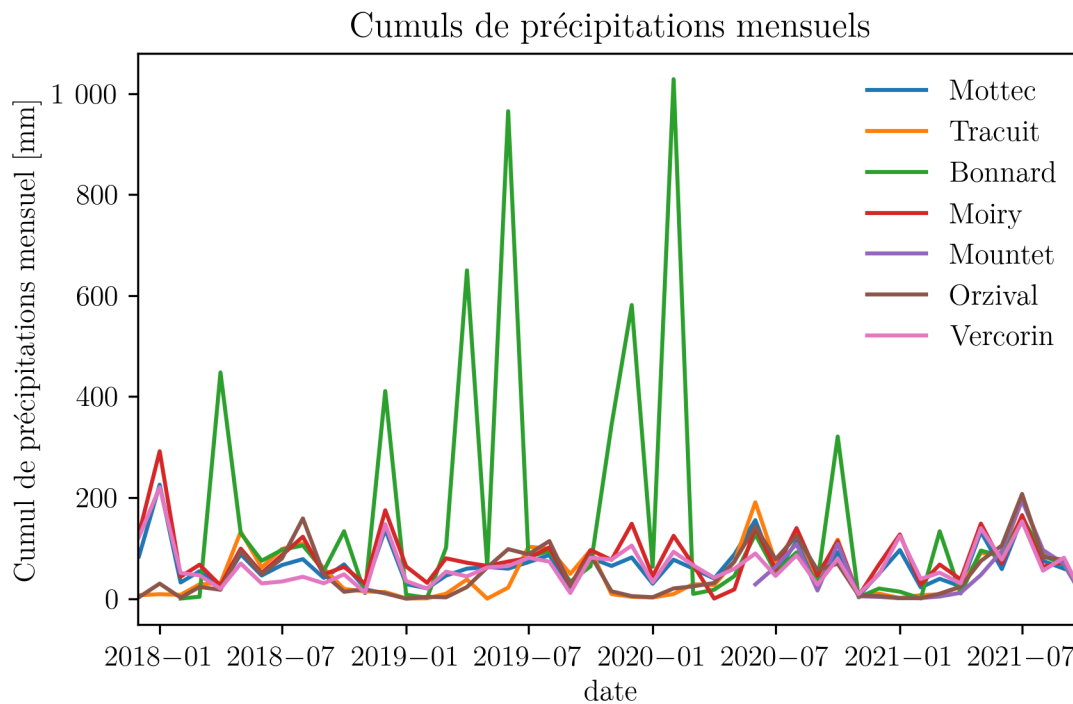


FIGURE 3.2 – Série temporelle des cumuls de précipitations mensuels pour les pluviographes disponibles. Les cumuls de la station Bonnard sont en vert.

D'après ISOTTA et al. (2014), un cumul mensuel de précipitations nul est un événement rare dans les Alpes. De plus, un tel événement serait probablement documenté par MétéoSuisse dans ses rapports météorologiques mensuels. Cependant, plusieurs cas se sont manifestés et sont présentés dans les lignes suivantes. Pour commencer, certaines stations ont enregistré des cumuls mensuels nuls pour des mois tronqués, en particulier lors de leur premier mois d'opération et lors du mois d'octobre 2021. Le mois de mai 2019 a aussi été signalé par l'algorithme pour la station de Tracuit. En effet, la station n'a pas fonctionné pendant tout le mois de mai et la première partie du mois de juin 2019. Pour la station de Tracuit et d'Orzival, quelques occurrences de mois secs se sont manifestées. Après comparaison entre les stations, les données correspondantes n'ont pas été écartées car les cumuls de précipitations enregistrés par la/les autre(s) station(s) étaient également très faibles ces mois-ci. De plus, ces mois secs ont tous été détectés entre décembre et février et ces stations ne sont pas équipées pour mesurer les précipitations solides et sont situées au-dessus de 2500 m. Cela augmente encore la plausibilité d'observer des cumuls de précipitations mesurés nuls, sans que les stations ne soient en panne.

### 3.3.2 Tests de cohérence spatiale

ISOTTA et al. (2014) ont mis au point une procédure automatique de détection des potentielles incohérences spatiales des mesures. Le principe général de ces tests et de comparer les mesures des stations entre elles, afin de vérifier leur cohérence. Trois catégories d'incohérences sont identifiées : les «observations pluvieuses isolées» («*isolated wet reports*»), les «observations sèches isolées» («*isolated dry reports*») et les «observations hors-gamme» («*out-of-range reports*»). Dans le cadre de ce projet, le test des observations hors-gamme n'est pas utilisé car les seuils de détection utilisés ne sont pas être indiqués dans ISOTTA et al. (2014). Les deux autres tests ont été implémentés. Les observations détectées comme incohérentes par ces deux tests ont été conservées dans la suite de l'analyse, pour des raisons explicitées plus bas. L'intérêt principal de ces tests, dans ce projet, est de vérifier si certaines stations sont beaucoup plus susceptibles d'observer des cumuls journaliers de pluie incohérents, ce qui n'est pas le cas. Ces tests peuvent aussi permettre de souligner quelques propriétés intéressantes du réseau de pluviographes du val d'Anniviers (voir figures 3.3 à 3.6). Ces tests considèrent deux stations comme proches si elles sont à moins de 50 km l'une de l'autre, ce qui est le cas pour tous les couples de stations du val d'Anniviers.

Les observations pluvieuses isolées sont définies de la manière suivante. Lorsqu'une observation de précipitations supérieure à 0,3 mm/jour n'est pas corroborée par au moins une autre observation simultanée de précipitations supérieure à 0,3 mm/jour à une autre station (dans un rayon de 50 km), alors cette observation est testée contre un seuil. La valeur du seuil est décrite par ISOTTA et al. (2014) et dépend de la distance à la station la plus proche ainsi que de la saison. Si la station la plus proche de celle de l'observation testée est à proximité, alors le seuil est bas, car la faible distance permet moins de variation plausible entre les deux stations. Si la station la plus proche est plus loin, alors le seuil est plus élevé,

car la variation plausible entre les deux stations est plus élevée. Entre mai et septembre, la plus forte activité convective augmente la variabilité spatiale des précipitations, et le seuil doit ainsi être augmenté.

Le nombre annuel d'observations journalières de précipitations isolées est montré à la figure 3.3 et suit une tendance à la baisse. Cette diminution des événements isolés avec le temps pourrait être justifiée par l'augmentation de la qualité et du contrôle des mesures. Cependant, il semble plus probable que cette diminution soit liée à la densification du réseau de pluviographes dans le val d'Anniviers. En 2003, seules les observations de la station de Mottec sont disponibles. En 2004, trois stations sont disponibles. 2010 et 2011 viennent chacun apporter une nouvelle station. Finalement, la station de Mountet est devenue opérationnelle en 2020. La densification, et donc l'augmentation du nombre de stations, semble mener à une diminution du nombre total d'observations de pluie isolées. Cela indique également que le nombre d'observations de précipitations isolées par station diminue avec la densification du réseau. Le but du test des observations de précipitations isolées est de détecter des observations de précipitations incohérentes avec le reste des observations disponibles. L'installation de nouvelles stations devrait donc en principe permettre de détecter plus facilement des observations incohérentes. Comme l'inverse est observé, il est suggéré que la densification du réseau permet «d'innocenter» des observations qui seraient jugées incohérentes dans un réseau moins dense. Pour cette raison, les observations suspectes sont conservées dans la suite de l'analyse.

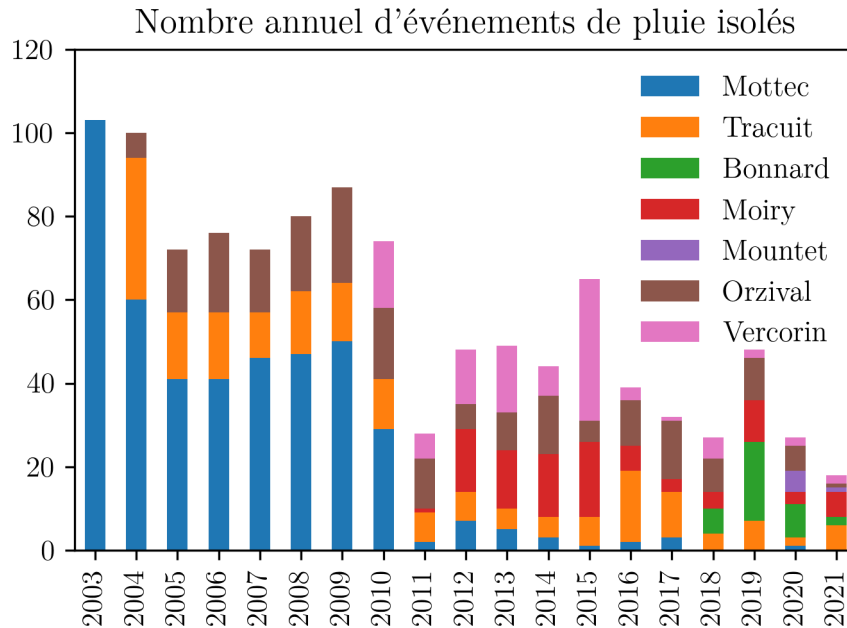


FIGURE 3.3 – Nombre annuel d'événements de pluie isolés détectés depuis 2003.

Il est pertinent de se demander pourquoi ce test, proposé par ISOTTA et al. (2014), ne s'applique pas bien dans ce cas. Plusieurs causes sont proposées. La première est que la densité du réseau utilisé dans ce projet est différente. La seconde est que ISOTTA et al. (2014) a appliqué ce test sur une très grande région, qui, généralement, n'est pas aussi localement hétérogène que la zone d'étude de ce projet. Il est donc possible que la variabilité spatiale des précipitations dans le val d'Anniviers soit trop élevée pour ne pas déclencher de fausses alarmes à ce test.

La figure 3.4 montre le total mensuel des observations de pluie isolées depuis 2004. On remarque une augmentation des observations de pluie isolées en hiver. Cela peut s'expliquer par l'altitude des stations. La station de Mottec, qui enregistre beaucoup de ces observations de pluie isolées en hiver, est la station la plus basse. Il est donc possible que pendant que la station de Mottec enregistre des précipitations liquides en hiver, certaines stations plus en altitude ont de la peine à mesurer les précipitations sous forme de neige (SEVRUK, 2006) et enregistre donc des cumuls de précipitations nuls. Cette hypothèse est très vraisemblable car, avant fin 2010, la station de Mottec est la seule station équipée d'un pluviographe capable de mesurer les précipitations solides dans le bassin versant. Depuis les installations des stations de Vercorin et de Moiry en 2010 et 2011, le nombre d'observations pluvieuses isolées à Mottec a beaucoup diminué (voir figure 3.3).

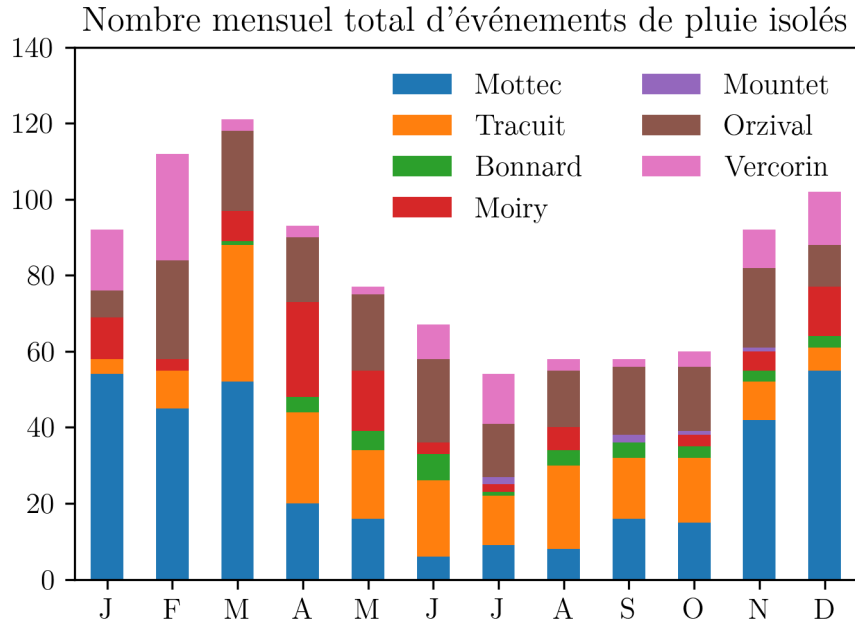


FIGURE 3.4 – Nombre mensuel total d'événements de pluie isolés détectés depuis 2004.

Une version partielle du test de détection des observations sèches isolées, proposé par ISOTTA et al. (2014), est appliquée. Une observation de cumul journalier de précipitations est considérée comme sèche isolée si sa valeur est inférieure à 0,3 mm/jour alors que, simultanément, toutes les autres stations à proximité (dans un rayon de 50 km) enregistrent plus de 0,3 mm/jour. Dans le cas de ISOTTA et al. (2014), similairement au test des observations de pluie isolées, une deuxième étape du test est réalisée. Un seuil, défini également à partir de la saison et de la distance à la station la plus proche, est comparé à la différence entre l'observation sèche et son estimation par interpolation (sans prendre en compte la station de l'observation testée). Dans la présente étude, la deuxième partie de ce test n'est pas effectuée, car la valeur du seuil n'est pas connue est la méthode d'interpolation utilisée est différente.

Les cumuls annuels et mensuels du nombre d'observations sèches isolées sont montrés aux figures 3.5 et 3.6. Le nombre annuel d'observations sèches isolées a également tendance à diminuer avec le temps. Une justification similaire à celle proposée pour la diminution du nombre annuel d'observations de pluie isolée peut également être proposée. La densification du réseau de mesure permet «d'innocenter» certaines observations sèches isolées, qui ne sont plus si isolées lorsque plus de stations sont considérées.

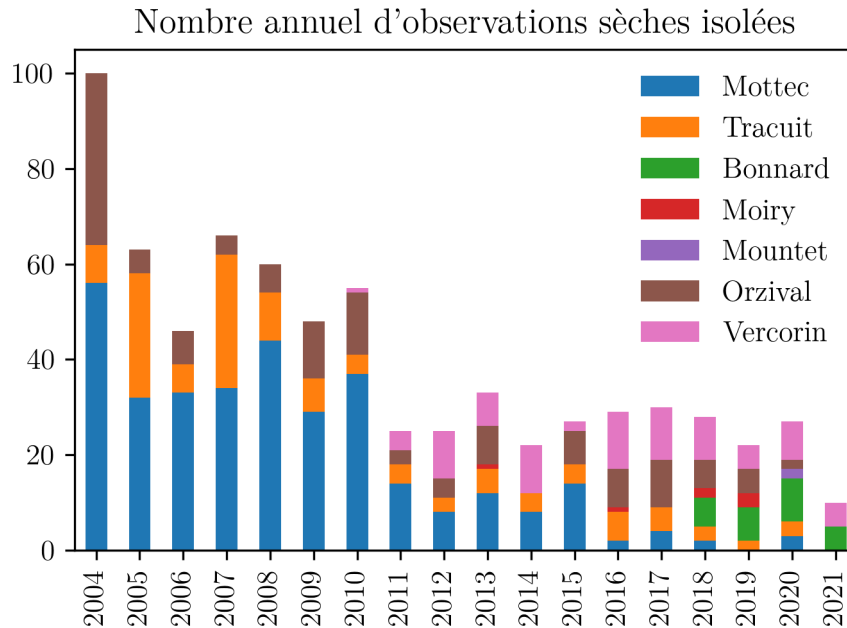


FIGURE 3.5 – Nombre annuel d’observations sèches isolées détectées depuis 2003.

Les cumuls mensuels du nombre d’observations sèches isolées depuis 2013, à la figure 3.6, montrent que plus d’observations sèches isolées sont détectées pendant la saison estivale. Une cause possible de cette observation est l’instrumentation de certaines stations météorologiques qui ne permet la mesure de précipitations solides. Ainsi, il est moins probable, en hiver, que seulement une seule station n’enregistre pas de précipitations. Une autre raison possible est la sous-estimation des précipitations sous forme neigeuse (SEVRUK, 2006).

Il serait possible d’essayer d’ajuster les seuils de détection des observations incohérentes, dans le but d’obtenir une certaine stationnarité temporelle (interannuelle) du nombre de détections par station. Conceptuellement, ces nouveaux seuils ajustés ne seraient pas affectés par la densification du réseau et pourraient permettre de mieux comprendre la variabilité spatiale des précipitations dans le val d’Anniviers. Un tel ajustement ne semble pas être une tâche aisée et sort du cadre de ce projet.

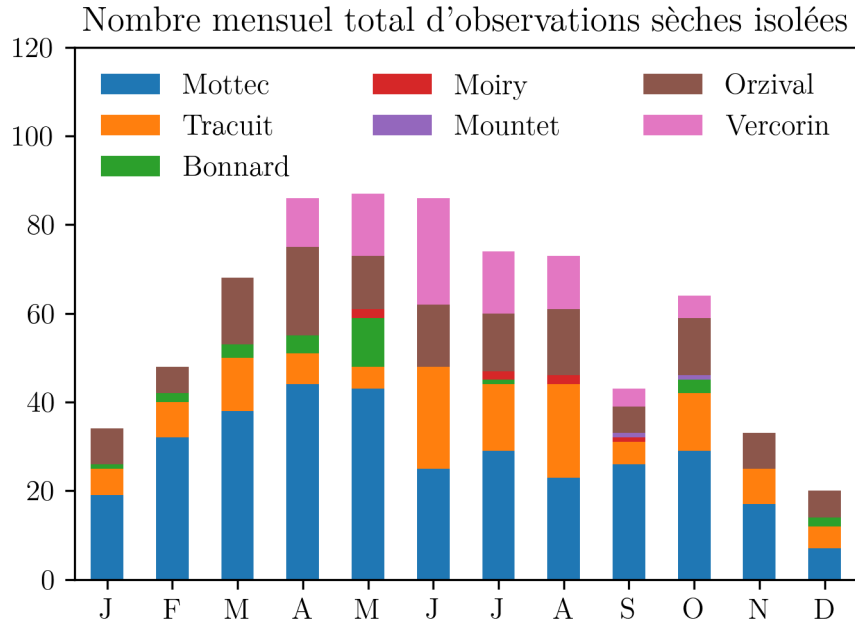


FIGURE 3.6 – Nombre mensuel total d'observations sèches isolées détectées depuis 2004.

### 3.4 Grille d'interpolation des précipitations

Le but de cette section est de décrire la méthode utilisée pour créer une grille d'interpolation des précipitations dans le val d'Anniviers. La résolution de la grille est de  $1 \text{ km}^2$  et les points de grille coïncident avec la grille du produit radar CombiPrecip. Au total, 255 points de grille se trouvent à l'intérieur des limites du bassin versant. La méthodologie pour créer la grille se base sur celle de GOTTARDI et al. (2012). Le but de cette méthode est de pouvoir améliorer l'estimation des précipitations dans les zones non-instrumentées et aussi les zones qui ne sont pas instrumentées sur l'entièreté de la période étudiée. La collecte des données de précipitations dans le val d'Anniviers montre que certaines séries temporelles de mesures ne sont pas très longues, surtout pour des granularités plus petites que journalières. Le choix de la période à interpoler est un compromis entre la longueur des séries de données et la densité des pluviographes. Avant octobre 2011, seules trois stations sont disponibles (Tracuit, Orzival et Vercorin). Attendre octobre 2011 pour commencer l'interpolation semble plus raisonnable, car la station de Moiry est également disponible. Pour considérer une cinquième station, il faut attendre la mise en opération du pluviographe à granularité 10 minutes à Mottec en octobre 2015. Cela réduit de quatre années la période considérée. Il semble donc plus intéressant de commencer l'interpolation en octobre 2011



avec quatre pluviographes. L'interpolation est effectuée sur l'entièreté de la période entre le 1<sup>er</sup> octobre 2011 et le 1<sup>er</sup> octobre 2021. Les stations de Mottec et de Mountet, dont les données sont respectivement disponibles à partir de 2015 et de 2020, à granularité de 10 minutes, sont également prises en compte dans l'interpolation, pour les périodes qu'elles couvrent.

La méthode élaborée par GOTTARDI et al. (2012), «SPAZM» pour spatialisation en zones de montagne, prend en entrée les observations de précipitations aux stations, un modèle numérique de terrain et une classification des conditions synoptiques. La première étape de la méthode est la création d'un «champ de précipitations supposé» («*guess field*») (voir section 3.4.1). Pour chaque classe de condition synoptique, la moyenne des précipitations aux stations sur la période étudiée est calculée. Toujours pour chacune de ces classes, une régression linéaire locale entre la moyenne des précipitations et l'élévation aux stations est établie. Ces régressions linéaires sont locales car un poids est attribué à chaque observation en fonction de la distance entre le point étudié et la station d'où provient l'observation. Ainsi, pour chaque classe de temps et chaque point sur la grille, une relation linéaire entre l'altitude et la moyenne des précipitations est obtenue. L'altitude locale, issue du modèle numérique de terrain, est ensuite utilisée pour prédire la quantité de précipitations supposée, pour chaque classe. La seconde étape de la méthode est d'utiliser les séries temporelles de précipitations observées aux stations pour corriger les champs de précipitations supposés (voir section 3.4.2). Pour chaque pas de temps, le champ de précipitations supposé adéquat est sélectionné en fonction des conditions synoptiques du moment. Finalement, après correction du champ de précipitations supposé, les résidus entre les précipitations observées aux stations et les précipitations interpolées aux stations (qui ne prennent pas en compte directement les observations aux stations) sont calculés et krigés sur le reste de la grille 3.4.3. Les résidus krigés sont ensuite ajoutés aux champs de précipitations corrigés et la grille de précipitations finale est obtenue.

Une différence majeure entre ce projet et celui GOTTARDI et al. (2012) est le pas de temps étudié. Dans ce projet, une reconstruction du champ de précipitations au pas de temps horaire est entreprise alors que GOTTARDI et al. (2012) s'est intéressé au pas de temps journalier. À des pas de temps plus fins, la relation entre l'altitude et les précipitations est moins forte et plus de variables explicatives sont nécessaires pour expliquer les observations (B. AHRENS, 2005 ; DOUGUÉDROIT et DE SAINTIGNON, 1984). Au pas de temps horaire, plusieurs études ont utilisé des données radar comme variables explicatives (LY et al., 2013). DOUGUÉDROIT et DE SAINTIGNON (1984) ont remarqué que les structures topographiques ont une forte influence sur les gradients de température et de précipitations au pas de temps annuel et que cette influence diminue avec la diminution du pas de temps.

La classification synoptique utilisée est celle de MétéoSuisse (WEUSTHOFF, 2011). Cependant, d'autres classifications ont aussi été utilisées, dans ce projet, et se révèlent être meilleures (voir section 3.4.1).

Le modèle d'interpolation proposé prend plusieurs paramètres en entrée, en plus du choix de la classification. Ces paramètres interviennent exclusivement dans le calcul des poids utilisés dans les régressions linéaires. Les paramètres sont ajustés afin de maximiser les performances du modèle. L'évaluation des performances du modèle d'interpolation créé est testée par «validation croisée d'un contre tous» («*leave-one-out-cross-validation*»). C'est à dire que le modèle est ajusté avec toutes les stations sauf une et que la valeur prédite par le modèle à l'emplacement de la station écartée est comparée à la valeur observée à cette même station. La même procédure est appliquée à toutes les stations et les performances globales du modèles sont obtenues par moyenne pondérée. La pondération prend en compte la durée de la période observée à chaque station pour chaque classe de la classification utilisée. L'indicateur de performance utilisé pour sélectionner le meilleur jeu de paramètres est l'efficacité de Nash-Sutcliffe (NASH). Cependant, la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le biais sont également calculés afin d'être analysés. Ces indicateurs sont aussi utilisés par GOTTARDI et al. (2012) et il est donc possible de comparer leurs valeurs à celles calculées dans ce projet. Les indicateurs pour une série de données de longueur  $N$  sont définis par les formules suivantes :

$$\text{NASH} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_{obs,i} - P_{est,i})^2}{\sum_{i=1}^N (P_{obs,i} - \bar{P}_{obs})^2};$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{obs,i} - P_{est,i})^2};$$

$$\text{biais} = \frac{\sum_{i=1}^N P_{est,i}}{\sum_{i=1}^N P_{obs,i}},$$

avec :

- $P_{obs,i}$ , la valeur observée au pas de temps  $i$  ;
- $P_{est,i}$ , la valeur estimée au pas de temps  $i$  ;
- $\bar{P}_{obs}$ , la moyenne des précipitations observées.

GOTTARDI et al. (2012) a élaboré une grille de précipitations d'une ampleur bien supérieure à celle de ce projet. Plus de 1200 stations ont été utilisées contre six dans ce projet. Ce nombre limité de stations rend la méthodologie moins robuste mais facilite aussi le contrôle manuel de la sensibilité du modèle à la prise en compte de divers sous-ensembles de stations. Une grande différence entre ce projet et celui de Gottardi est la granularité des estimations de précipitations finales. L'évaluation des performances de la méthode «SPAZM», bien que

modifiée, pour l'interpolation des précipitations avec une granularité horaire, est un des buts de l'analyse des précipitations. Les formules utilisées ainsi que les adaptations de la méthode pour son application dans la bassin versant de la Navisence sont détaillées dans les sections suivantes.

### 3.4.1 Champs de précipitations supposés

Les champs de précipitations supposés sont calculés à partir des moyennes des observations pour différentes classes de la classification utilisée. Dans la méthode «SPAZM», une classification des conditions synoptiques est utilisée. Des essais avec la classification des conditions synoptiques «CAP9» de MétéoSuisse (WEUSTHOFF, 2011) ne se sont pas montrés très performants. DOUGUÉDROIT et DE SAINTIGNON (1984) ont remarqué que les conditions synoptiques ont plus d'influence lorsque l'espace considéré est important. Dans le cas de Gottardi et al. (2012), la région étudiée est beaucoup plus grande, ce qui pourrait expliquer les meilleures performances de la classification par conditions synoptiques dans son étude. D'autres classifications ont alors été envisagées.

#### Classifications proposées

Premièrement, une classification par mois a été mise en place. Cette classification est très facile à mettre en place et une amélioration globale des performances prédictives des champs de précipitations supposés a été observée. Ces performances ne sont pas homogènes dans l'année. Les précipitations moyennes prédites pour les mois d'été et les mois d'hiver sont beaucoup plus fidèles aux observations que celles des mois d'automne et de printemps. L'étude des régressions linéaires entre l'altitude et les précipitations moyennes par mois à montré que la quantité de précipitations moyenne mesurée pendant les mois d'été augmente avec l'altitude. L'observation inverse se produit pour l'hiver. Pour l'été, cette observation s'explique par l'effet de soulèvement orographique, qui provoque des précipitations en altitude, lorsque de l'air chaud est forcé à monter et condense (D. C. AHRENS, 2009). Pour l'hiver, Deux hypothèses non-exclusives peuvent expliquer ces résultats. Dans ce bassin versant de relativement haute altitude, des précipitations neigeuses sont attendues pendant les mois d'hiver. La sous-estimation systématique des mesures de précipitations neigeuses pourrait être à l'origine de ce gradient négatif entre l'altitude et la quantité moyenne des précipitations pour les mois d'hivers (SEVRUK, 2006). L'autre hypothèse est qu'il existe effectivement un gradient négatif qui relie la quantité moyenne de précipitations et l'altitude en hiver. Pour les mois de printemps et d'automne, les régressions linéaires n'étaient pas concordantes d'une validation croisée à l'autre, ce qui conduit à de mauvaises prédictions des précipitations moyennes pour ces mois. Comme deux tendances inverses sont observées en été et en hiver, le mélange des tendances durant les mois de printemps et les mois d'automne peut expliquer la diminution de la qualité des régressions.

Après la classification par mois des précipitations moyennes, une classification par saison

a été établie. Quatre saisons ont été définies par groupes de trois mois (DFJ, MAM, JJA, SON). En concordance avec les résultats obtenus avec les classifications mensuelles, la saison d'été a un gradient altimétrique des précipitations moyennes positif et ce gradient devient négatif en hiver. Sur la base de ces résultats, des essais de classification simultanée des conditions synoptiques (CAP9) et des saisons ont été menés, sans amélioration des performances, malgré le nombre élevé de classes (en théorie jusqu'à 36). Le nombre élevé de classes peut en effet causer une diminution de la stabilité des régressions dans les classes les moins «peuplées» d'observations. Brièvement, des essais de classifications par saisons «souples» ont été menés. Ces classifications ne discriminent pas automatiquement les saisons en fonction des solstices et équinoxes ou par groupes de 3 mois (par exemple DFJ, MAM, JJA, SON) mais en fonction des gradients altimétriques de précipitations moyennes observés. Par exemple, la classification NDJFM, AM, JJAS, O montre des performances intéressantes pour la saison d'hiver étendue (NDJFM) et la saison d'été étendue (JJAS). Les classifications souples n'ont pas été étudiées plus en détail car les résultats observés jusqu'à présent suggèrent un autre type de classification.

En effet, les résultats précédents suggèrent une autre classification : la classification par température. Le choix de «discrétiser» la température en classes au lieu de procéder à une régressions multiples a été fait principalement pour deux raisons. La première est que les scripts utilisés (disponibles à l'annexe C) ont été conçus pour prendre des données divisées en classes comme entrée. Changer de classification ne requiert pas de grandes modifications de ceux-ci. La deuxième raison est que la régression multiple sans classe n'ajuste qu'un paramètre pour le gradient altimétrique des précipitations moyennes. Un tel gradient, unique pour toutes les conditions, est en contradiction avec les résultats précédents. La température assimilée dans le modèle est la température moyenne horaire ou journalière à la station de Tracuit. L'utilisation de la moyenne horaire ou journalière de la température n'apporte pas de grandes différences, mais les résultats sont généralement légèrement meilleurs lorsque la température horaire est utilisée. La station de Tracuit a été choisie car c'est elle qui se trouve le plus proche de la moyenne et de la médiane des hauteurs du bassin versants, établies avec un modèle numérique de terrain de résolution  $5 \times 5 \text{ m}^2$ . Différents découpages des classes de température ont été testés manuellement, avec un nombre différent de classes et différents paliers. Une classification simple, à deux classes, avec une séparation légèrement plus grande que  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , s'est montrée la plus performante des classifications pour ce modèle. L'avantage de cette classification en deux classes, au-delà de ses performances meilleures ou comparables à d'autres découpages de température testés, est sa simplicité (seulement un paramètre) et sa cohérence avec les résultats obtenus par d'autres classifications (mensuelle et par saison). En effet, la classe de température «froide» isole les comportements hivernaux des gradients altimétriques de précipitations moyennes et la classe «chaude» les comportements estivaux.

## Calcul des champs de précipitations supposés

À chaque point de grille, une régression linéaire locale en fonction de l'altitude est établie pour chaque classe  $c$  de la classification choisie. Comme l'altitude  $Z$  en chaque point  $(x, y)$  du bassin versant est connue, les précipitations moyennes estimées pour chaque classe  $c$  et chaque point de la grille  $(x, y)$  peuvent être estimées :

$$P_c^{(x,y)} = a_c^{(x,y)} \cdot Z(x, y) + b_c^{(x,y)},$$

avec :

- $a_c^{(x,y)}$  le gradient altimétrique local de précipitations moyennes pour la classe  $c$ , établi par régression linéaire, en mm/h·m ;
- $b_c^{(x,y)}$  l'ordonnée à l'origine ( $Z = 0$ ) locale de la droite de régression pour la classe  $c$  en mm/h.

Ce qui différencie une régression de sa voisine est l'attribution de poids pour chacune des stations utilisées. Le poids d'une station  $s$  au point  $p$  est calculé à l'aide de la formule suivante, inspirée de celle utilisée par GOTTARDI et al. (2012) :

$$\Omega_p(s) = \exp\left(-\left[\frac{d(p, s)}{d_0}\right]^\alpha\right),$$

avec :

- $\alpha$  et  $d_0$  des paramètres à ajuster ;
- $d(p, s)$  une fonction de distance entre le point de grille et la station.

La figure 3.7 montre les régressions pour toutes les stations et deux classes de température ( $T \leq 0,5$  °C et  $T > 0,5$  °C). Ces classes de température ont été choisies car elles optimisent les performances de la grille de précipitations (voir section 3.4.4). Les régressions sont très similaires car l'optimisation des paramètres suggère un paramètre  $d_0$  grand (près de 90 km). Cela a tendance à homogénéiser les poids  $\Omega_p(s)$  et donc homogénéiser la régression sur le bassin versant. On remarque aussi les pentes opposées entre les deux classes de températures.

## Régressions linéaires par classe de température pour chaque station

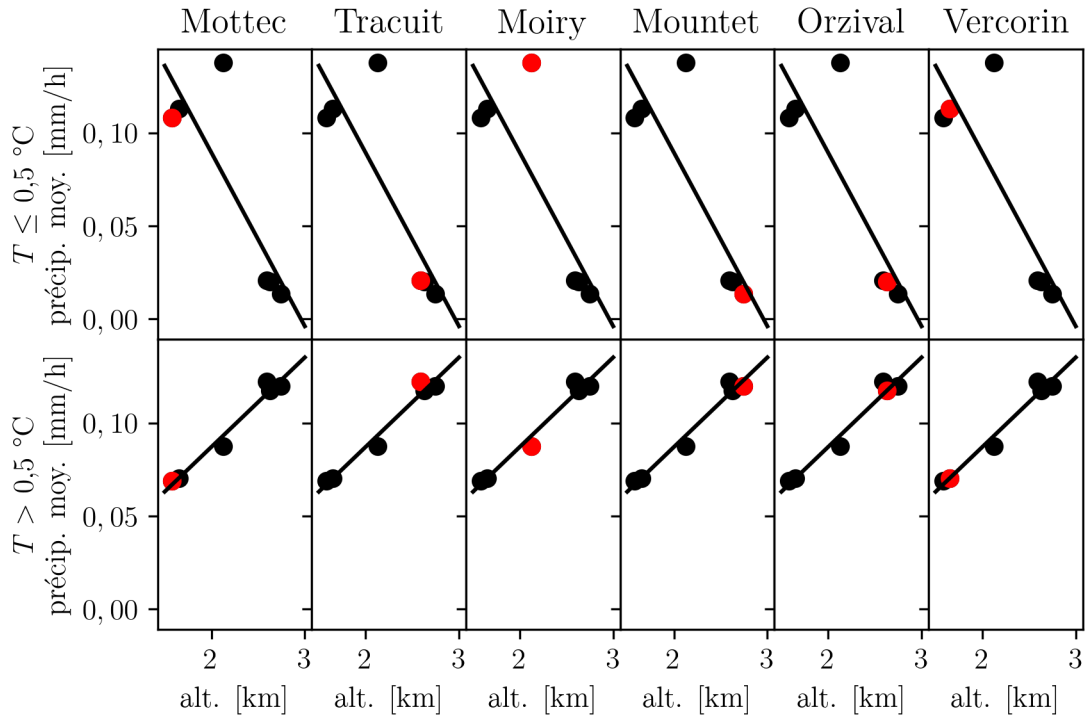


FIGURE 3.7 – Régressions linéaires pour chaque station et pour les deux classes de température ( $T \leq 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$  et  $T > 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ ). En rouge est le point correspondant à la station.

L’ajustement des paramètres se fait par échantillonnages aléatoires de l’espace des paramètres raisonnables. GOTTARDI et al. (2012) propose de tester trois fonctions de distance différentes et de garder la meilleure. La distance euclidienne horizontale, la distance euclidienne à trois dimensions et la distance projetée sur le modèle numérique de terrain sont proposées. Gottardi introduit un paramètre additionnel (*echZ*) pour magnifier l’influence du relief sur la distance projetée. Ce paramètre est aussi ajusté par échantillonnages aléatoires de son espace raisonnable. Dans le cadre de ce projet, le paramètre *echZ* reprend le principe de magnifier la distance sur le relief de la distance projetée mais son implémentation est légèrement différente. Un soin particulier a été porté au calcul de la distance projetée car cette opération a un coût élevé. Les bibliothèques Python rasterio (GILLIES et al., 2013-) et shapely (GILLIES et al., 2007-) ont été utilisées pour ces calculs. Premièrement, pour chaque couple station-point, un profil est créé à l’aide d’un modèle numérique de terrain. La fréquence des points le long des profils est un facteur important pour le temps

de calcul. Une distance entre les points de 100 m a été jugée raisonnable. Cette distance permet d'effectuer les calculs en un temps raisonnable et la fréquence des points le long du profil n'est pas trop faible au point de ne pas prendre en compte des éléments de relief importants à l'échelle météorologique. Les profils peuvent être calculés une seule fois avant d'échantillonner l'espace des paramètres. Une fois le paramètre *echZ* échantillonné pour l'itération actuelle, la dimension verticale des profils est multipliée par *echZ* et la distance le long du profil est calculée en additionnant les distances euclidiennes entre chaque couple de points successifs. La fonction de distance utilisée ne semble pas avoir une grande influence sur la qualité de l'interpolation. En moyenne, sur quelques essais préliminaires, la distance projetée sur le modèle numérique de terrain semble donner des résultats meilleurs, sans que cela ne soit systématique. Cette fonction de distance est donc utilisée pour le reste de l'analyse, même si son coût de calcul est plus élevé que celui des autres fonctions de distance considérées.

La figure 3.8 montre les champs de précipitations pour l'interpolation choisie. Comme pour les régressions linéaires à la figure 3.7, le gradient altimétrique des précipitations moyennes est positif pour les températures «chaudes» et négatif pour les températures «froides».

### Champs de précipitations supposés

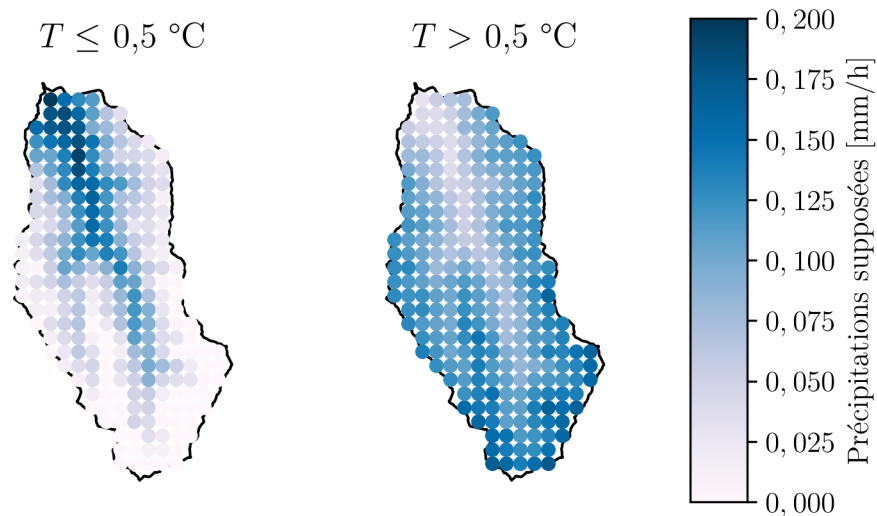


FIGURE 3.8 – Champs de précipitations supposés pour les deux classes de température ( $T \leq 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$  et  $T > 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ ).

## Analyse et comparaisons des champs de précipitations supposés

Une observation intéressante a été faite pour la station de Moiry. Avec la classification par température, plus particulièrement pour les températures froides, les précipitations moyennes à la station de Moiry sont toujours plus élevées que l'estimation obtenue par régression (voir figure 3.7). Lorsque l'on omet la station de Moiry dans l'analyse, le coefficient de régression devient très élevé (0,95). L'hiver, en moyenne et en considérant le gradient de précipitations altimétrique, la station de Moiry est donc plus humide que les autres stations du val d'Anniviers. Cette observation peut être expliquée avec l'hypothèse suivante. La station de Moiry se trouve juste en aval du barrage de Moiry. Cet emplacement peut potentiellement protéger la station du vent, ce qui peut limiter la sous-estimation des mesures de précipitations neigeuses (SEVRUK, 2006). Une autre explication pourrait être que le lac de retenue génère un micro-climat humide à proximité de la station. Si cela est le cas, cet effet n'est pas observé en été.

### 3.4.2 Correction des champs de précipitations supposés

La correction des champs de précipitations supposés est effectuée de la même manière que dans GOTTARDI et al. (2012). Pour chaque pas de temps  $t$  et chaque point de la grille, un coefficient de correction  $\Lambda^{(x,y)}(t)$  est déterminé puis multiplie directement la valeur locale du champ de précipitations supposé de la classe appropriée. Ce coefficient se calcule de la manière suivante :

$$\Lambda^{(x,y)}(t) = \frac{\sum \Omega_{(x,y)}(s) \cdot P(s, t)}{\sum \Omega_{(x,y)}(s) \cdot GF_c^{(x,y)}},$$

avec :

- $\Lambda^{(x,y)}(t)$ , le coefficient de correction ;
- $GF_c^{(x,y)}$ , du valeur du champ de précipitations supposé correspondant à la classe  $c$  ( $c$  dépend directement de  $t$ ) au point de grille  $(x, y)$  ;
- $P(s, t)$ , les précipitations horaires (en mm/h) à la station  $s$  et au temps  $t$  ;
- $\Omega_{(x,y)}(s)$ , la pondération de la station  $s$  au point  $(x, y)$ .

Les poids utilisés dans l'équation ci-dessus sont calculés avec la même fonction que les poids utilisés pour pondérer les régressions linéaires lors de l'élaboration des champs de précipitations supposés. Cependant, un autre jeu de paramètres est utilisé. L'utilisation d'un autre jeu de paramètres a pour but de capturer les différentes influences de l'échelle de temps (moyennes multi-annuelles contre valeurs horaires) sur la variabilité spatiale des précipitations. Par exemple, il est attendu du paramètre  $d_0$  qu'il soit plus grand pour les échelles de temps longues que pour les échelles de temps courtes. Cela se vérifie car le paramètre  $d_0$  prend des valeurs proches de 20 km dans ce cas-là.



Une fois que le coefficient de correction  $\Lambda^{(x,y)}(t)$  est déterminé, la valeur interpolée  $P_{int}^{(x,y)}(t)$  peut être calculée comme suit :

$$P_{int}^{(x,y)}(t) = \Lambda^{(x,y)}(t) \cdot GF_c^{(x,y)}.$$

Ce résultat est considéré comme la partie déterministe du modèle. La section suivante présente comment il est possible d'améliorer l'interpolation avec des méthodes géostatistiques.

### 3.4.3 Krigeage des résidus aux stations

La partie déterministe du modèle présentée aux sections précédentes peut être améliorée avec un krigeage des résidus. Cette approche est également utilisée par GOTTARDI et al. (2012). Le modèle peut être utilisé pour estimer les précipitations à une station, sans utiliser les précipitations observées à cette même station. La différence entre l'estimation et l'observation donne un résidu. Pour chaque pas de temps, un résidu peut ainsi être calculé pour chaque station. Il est raisonnable de supposer que la distribution des résidus a une structure spatiale, c'est-à-dire que les stations proches auront des résidus plus similaires que des stations éloignées. Les résidus aux stations sont alors interpolés, pour chaque pas de temps, sur la grille à l'aide d'un krigeage ordinaire. Le krigeage ordinaire a été implémenté à l'aide de la librairie pykrige (MURPHY, 2014). Le type de variogramme utilisé est un variogramme exponentiel et isotropique. Ce choix est motivé par MASSON et FREI (2014), qui ont employé des krigeages avec dérive externe afin d'interpoler des cumuls journaliers de précipitations dans l'ouest de l'Autriche. Après des études préliminaires, ils n'ont pas observés de grandes différences dans les résultats lorsqu'un variogramme sphérique ou exponentiel est utilisé.

Pour cette étape de la méthode, la distance utilisée est la distance euclidienne horizontale. L'intuition derrière ce choix est que les effets de la topographie sont déjà pris en compte par la partie déterministe de l'interpolation.

### 3.4.4 Optimisation de la grille d'interpolation des précipitations

La grille a été optimisée par une méthode de validation croisée "souple" (voir section 3.4.6) et par itérations. Les différents paramètres des différentes étapes de la construction de la grille ont été initialement optimisés séparément afin de comprendre quelles classifications produisent les meilleurs résultats. Il est important de préciser que si une classification est la meilleure pour établir des champs de précipitations supposés, elle n'engendre pas forcément la meilleure interpolation finale. Une classification peut aussi produire de très mauvaises estimations des champs de précipitations supposés mais tout de même produire une interpolation finale correcte.

La classification qui a donné les meilleures performances d'interpolation horaire est la classification par température horaire à deux classes, avec une séparation à 0,5 °C (voir

figures 3.7 et 3.8). Un résumé des performances de cette interpolation est montré à la table 3.2. L'interpolation journalière est obtenue à partir des cumuls journaliers de l'interpolation horaire. L'optimisation de la grille n'a pas tenu compte des performances de l'interpolation journalière. Les valeurs des indicateurs sont obtenues par moyenne pondérée (par le nombre d'observations) des valeurs obtenues par les indicateurs pour chaque station. Les valeurs de biais sont différentes car certaines valeurs observées sont disponibles au pas de temps journalier mais pas au pas de temps horaire.

TABLE 3.2 – Performances globales de l'interpolation proposée.

<b>Indicateur</b>	<b>Interpolation horaire</b>	<b>Interpolation journalière</b>
NASH	0,34	0,65
RMSE	0,35	2,82
Biais	1,03	1,04

La table 3.3 montre les valeurs des indicateurs pour chaque station pour l'interpolation horaire. On remarque que de grandes différences de performances sont observées. Les biais sont toujours plus grands que 1, sauf pour la station de Moiry. Cela s'explique par les observations de précipitations plus importantes observées à Moiry en hiver. Quand Moiry est inclus dans l'analyse, c'est-à-dire pour l'estimation des autres stations, les précipitations sont en moyenne surestimées et quand la station de Moiry est retiré de l'analyse, pour son estimation, alors les précipitations sont, en moyenne, sous-estimées. Sans prendre en considération les biais, les trois stations les moins élevées, Mottec, Vercorin et Moiry sont les mieux modélisées. Il est néanmoins difficile de pouvoir tirer des conclusions sur la localisation de biais dans la grille de précipitations finale car toutes les stations sont incluses dans l'élaboration de celle-ci.

TABLE 3.3 – Performances par station pour l'interpolation horaire. Les stations sont classées par altitude croissante.

<b>Station</b>	<b>NASH</b>	<b>RMSE</b>	<b>biais</b>
Mottec	0,60	0,28	1,16
Vercorin	0,38	0,35	1,14
Moiry	0,44	0,35	0,74
Tracuit	0,12	0,37	1,05
Orzival	0,31	0,34	1,08
Mountet	-0,11	0,52	1,18

### 3.4.5 Comparaison avec d'autres méthodes d'interpolation

La grille d'interpolation des précipitations est comparée avec des grilles obtenues avec d'autres méthodes géostatistiques. Les méthodes choisies sont :

- Krigeage ordinaire
- Krigeage avec dérive externe (altitude)
- Krigeage avec dérive externe (champs de précipitations supposés)

Ces méthodes ont été choisies car elles ne nécessitent pas de données additionnelles et sont relativement simples à mettre en place, en particulier grâce à l'utilisation de la librairie pykrige (MURPHY, 2014). Ces méthodes sont des variantes de certaines des méthodes utilisées et décrites dans MASSON et FREI (2014). Dans les trois méthodes, les données de précipitations sont transformées avec la transformation de Box-Cox (BOX et COX, 1964).

$$P^* = \begin{cases} \frac{P^\lambda - 1}{\lambda}, & \lambda \neq 0 \\ \log(P), & \lambda = 0 \end{cases} .$$

L'intérêt d'utiliser une telle transformation est de limiter l'asymétrie dans la distribution des précipitations. Cela permet de mieux respecter les hypothèses sur les variables d'entrée du krigeage. La transformation de Box-Cox dépend d'un paramètre  $\lambda$ . Ce paramètre est fixé à 0,5, ce qui fait apparaître une racine carrée dans la formule de la transformation et facilite la transformation inverse (SIDERIS et al., 2014). Ce choix de paramètre  $\lambda$  est motivé par ERDIN et al. (2012) et MASSON et FREI (2014) pour des précipitations horaires et journalières, respectivement. Dans ce cas, la transformation de Box-Cox est donnée par la formule suivante :

$$P^* = \frac{1}{2}(\sqrt{P} - 1),$$

avec :

- $P$ , les précipitations observées, en mm/h ;
- $P^*$ , les précipitations transformées.

Les précipitations sont ensuite retransformées, une fois la procédure de krigeage terminée. La transformation inverse, dans ce cas, a une forme analytique (SIDERIS et al., 2014), qui est la suivante :

$$E[P_{est}] = \left[ \frac{E[P_{est}^*]}{2} + 1 \right]^2 + \frac{\text{Var}[P_{est}^*]}{4},$$

où  $E[P_{est}^*]$  désigne l'espérance de l'estimation par krigeage des précipitations transformées et  $\text{Var}[P_{est}^*]$  l'estimation de leur variance par krigeage. La variance doit être considérée afin de rendre l'estimation non-biaisée après la retransformation.

Les procédures d'interpolation par krigeage peuvent produire des valeurs qui ne sont pas dans l'intervalle des valeurs d'entrée. Il est donc possible que des valeurs négatives appa-

raissent. Les valeurs négatives ont été mises à zéro (ERDIN et al., 2012). Les méthodes utilisées et les essais menés sont décrits dans les sections suivantes.

### **Krigeage ordinaire**

Cette méthode ne considère que les mesures de précipitations et leur structure spatiale pour chaque pas de temps. Elle fonctionne un peu mieux que les deux autres méthodes géostatistique mais reste moins performante que la méthode proposée dans les sections précédentes. Le problème majeur de cette méthode est la surestimation des précipitations aux stations le plus en altitude, à savoir les stations de Tracuit, Orzival et Mountet.

### **Krigeage avec dérive externe (altitude)**

Cette méthode prend l'altitude comme champ de dérive externe. Cette méthode ne fonctionne pas bien du tout dans cette situation. Les précipitations sont largement surestimées, sauf pour la station de Moiry. Cette surestimation affecte les stations de Mottec et Vercorin le plus.

### **Krigeage avec dérive externe (champs de précipitations supposés)**

Pour cette méthode, différents champs de précipitations supposés, comme ceux présentés à la section 3.4.1 sont utilisés comme dérive externe dans le krigeage. Les classifications utilisées sont les suivantes :

- Conditions synoptiques (CAP9) ;
- Mois ;
- Saisons ;
- Température horaire avec palier à 0,5 °C.

Cette méthode ne fonctionne pas dans les conditions étudiées, pour tous les champs de précipitations supposés testés et toutes les stations. Les performances sont assez similaires à celles obtenues lorsque l'altitude est utilisée comme champs de dérive externe.

### **Discussion de l'application des méthodes géostatistiques**

Les trois méthodes géostatistiques employées précédemment n'ont pas montré de bons résultats dans la zone étudiée. Différentes explications peuvent être invoquées. La première et la plus évidente et le faible nombre de stations considérées. L'estimation des paramètres des variogrammes, nécessaires au processus de krigeage, perd donc en stabilité. Cela est d'autant plus vrai que les performances des interpolations sont évaluées par validation croisée d'un contre tous, ce qui ôte une station pour chaque analyse.

Une autre raison qui explique ces mauvaises performances, pour les krigeages avec dérive externe, est la faible corrélation entre les variables utilisées comme dérive et les précipitations, particulièrement à la granularité horaire. GOOVAERTS (2000) a remarqué que le krigeage avec dérive externe améliore les résultats du krigeage ordinaire seulement si le coefficient de corrélation entre les précipitations et la variable de dérive est supérieur à 0,75. Cela n'est pas le cas pour les précipitations à granularité horaire.

La méthode d'interpolation utilisée, basée sur GOTTARDI et al. (2012) donne des meilleurs résultats que les méthodes géostatistiques testées pour la zone étudiée, avec le réseau de pluviographes utilisé. Pour la suite des analyses, y compris celles du chapitre 4, seuls les résultats obtenus avec la méthode inspirée de GOTTARDI et al. (2012) sont utilisés.

### 3.4.6 Limites de la méthode

Dans cette section, les limites de la méthodologie utilisée sont détaillées. Premièrement, plus de stations pluviographiques pourraient être utilisées. Les données utilisées ont été limitées aux stations physiquement présentes dans le val d'Anniviers. L'utilisation de stations hors du bassin versant pourrait aider à stabiliser les régressions linéaires utilisées pour produire les champs de précipitations supposés, particulièrement lors des étapes de validation croisée. Le même argument est valable concernant la stabilisation des estimations des paramètres des variogrammes pour les processus de krigeage. Cependant, l'ajout de données supplémentaires externes au bassin versant doit être fait de manière réfléchie afin de ne pas ajouter, dans l'analyse, des stations avec des dynamiques de précipitations différentes à celles du val d'Anniviers.

Lors des étapes de calibration et d'adaptation du modèle de précipitations pour l'interpolation de la grille selon GOTTARDI et al. (2012), la méthode de validation croisée utilisée n'est pas une validation croisée au sens strict. Afin de limiter les temps de calculs et de maintenir la stabilité des régressions et estimations des variogrammes lors de la validation croisée, une autre approche, illustrée à la figure 3.9 a été privilégiée. Ce schéma montre le cheminement des données lors de la création d'une grille d'interpolation. Les données d'une station sont indirectement utilisées pour l'estimation finale des précipitations à cette même station. Cela permet de ne pas devoir effectuer l'analyse entière pour chaque station mais de calculer chaque étape de la création de la grille les unes après les autres, pour toutes les stations en même temps. Cette application non stricte de la validation croisée semble acceptable car les données des différentes stations sont toujours agrégées entre elles à chaque étape. Cette approche a pu être limitante car le meilleur modèle avec la meilleure classification et le meilleur jeu de paramètres n'a peut-être pas été sélectionné. Dans les sections 3.4.4 et 3.4.5, les discussions sur les performances et les comparaisons des modèles sont effectuées sur la base de valeurs obtenues par validation croisée au sens strict.

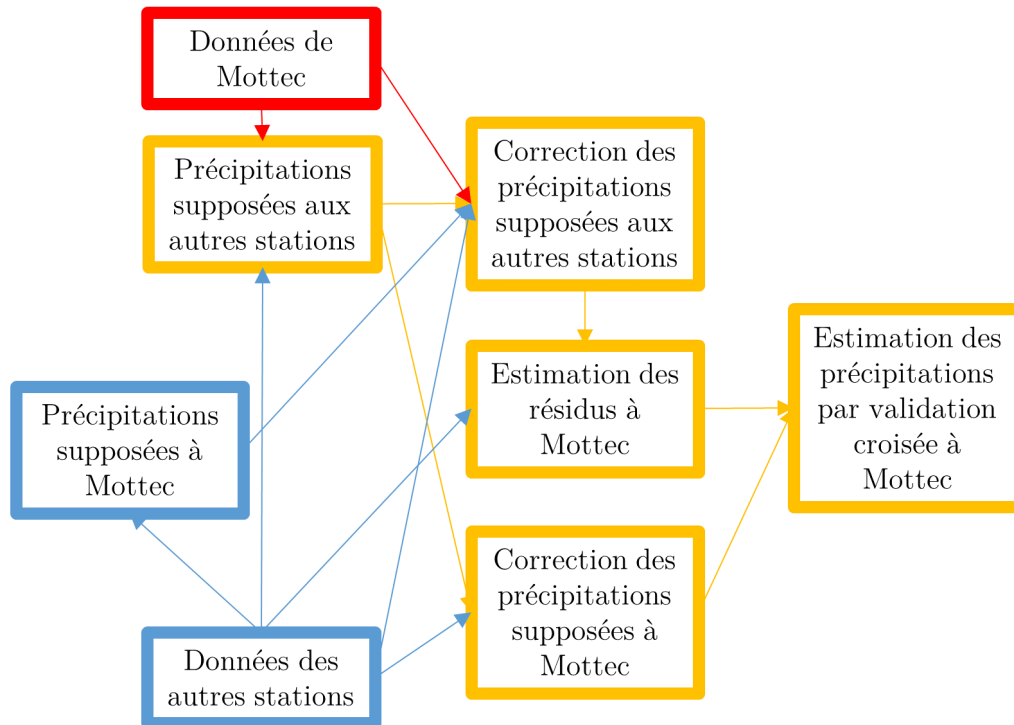


FIGURE 3.9 – Cheminement des données pour l’estimation des précipitations à la station de Mottec lors de la validation croisée «souple». Comme pour le cas de Mottec représenté dans ce schéma, les estimations des précipitations supposées aux autres stations ainsi que la correction de ces dernières ne prennent jamais en compte directement les données de la station considérée.

### 3.4.7 Possibilités d’amélioration et pistes non explorées

Lors de la calibration du modèle, les paramètres sont calibrés étape par étape. Chaque étape est ainsi optimisée l’une après l’autre. MASSON et FREI (2014) utilisent une méthode d’estimation jointe, par maximum de vraisemblance, dans leur comparaison de différentes méthodes d’interpolation des précipitations. Lors de l’optimisation de leur krigeage avec dérive externe, les paramètres déterministes de dérive et les paramètres du variogramme sont estimés en même temps. Dans la cadre de ce projet, cette méthode d’estimation des paramètres n’a pas été utilisée. Les paramètres de dérive nécessaires à la création du champ de précipitations supposé ont été optimisés en premier et le champ de précipitations supposé obtenu a ensuite été utilisé pour les étapes suivantes. Les paramètres nécessaires à la correction, au pas de temps horaire, du champ de précipitations supposé ont ensuite été établis et ces corrections ont été utilisées pour calculer les résidus aux stations. Finalement,

le krigeage des résidus aux stations a été effectué. Les paramètres de ces trois étapes n'ont ainsi pas été optimisés de manière jointe. Il faut relever que tous les paramètres sont réestimés lorsque la classification (température, conditions synoptiques, saisons, mois et autres combinaisons de ceux-ci) utilisée dans le modèle change. Dans les modèles employés pour la comparaison des résultats, l'estimation jointe des paramètres n'a pas non plus été effectuée, dans les cas où une telle méthode aurait pu être pertinente. Selon MASSON et FREI (2014), l'optimisation jointe des paramètres qui décrivent la dérive topographique des précipitations et la structure spatiale des résidus permet de réduire les risques d'erreur dans le choix des variables qui décrivent la dérive.

La variabilité temporelle de la structure spatiale de la distribution des résidus aux stations n'a pas été étudiée. Dans chaque processus de krigeage, l'ajustement des variogrammes a été accompli pour chaque pas de temps. L'hypothèse sous-jacente est que la structure temporelle des précipitations, ou de ses résidus après déduction des corrections du champ supposé, change à chaque pas de temps. Des considérations sur une éventuelle stabilité temporelle des structures spatiales des précipitations n'ont pas été prises en compte. Les échelles de temps potentielles de ces structures spatiales stables pourraient varier entre celle de l'événement, du jour, du mois ou encore de la saison. L'intérêt principal de cette méthode est de considérer plus de données lors de l'estimation des variogrammes, ce qui augmente ainsi leur robustesse et améliore ainsi la stabilité de l'interpolation par krigeage. Cependant, la mise en place de cette méthode requiert une étude de la variation des structures spatiales aux différentes échelles de temps considérées plus haut. Cette étude de variabilité temporelle est nécessaire afin de considérer des hypothèses appropriées. De plus, lorsque l'on considère les résidus, il serait nécessaire de vérifier que les structures spatiales des résidus ne soient pas dépendantes du choix de la classification utilisée par le modèle. Si cette indépendance ne peut pas être considérée comme pertinente, alors une étude de la variabilité temporelle de la structure spatiale est nécessaire pour chaque classification utilisée dans le modèle. Un exemple d'une telle approche est proposé par ERDIN (2013).

Les distances utilisées dans le calcul des poids dans les régressions linéaires altimétriques sont toutes basées sur la distance physique. Il existe des méthodes d'estimations de distances statistiques, qui ont été employées pour interpoler des données manquantes dans des stations (B. AHRENS, 2005). Il pourrait être imaginé de concevoir un champ de distance propre à chaque station, interpolé à partir des distances entre les stations. La faisabilité et la pertinence d'une telle approche dans la zone étudiée n'est pas connue.

Afin de recréer les variations spatiales de précipitations orageuses dans le nord de l'Italie, ABBATE et al. (2021) ont utilisé un modèle «LUM» («*linear upslope model*»). Cette méthode a été utilisée pour recréer la distribution spatiale d'un orage violent dans le nord de l'Italie. Cette approche est plus physique et considère la relation entre la topographie et les précipitations à l'aide du principe de précipitations orographiques et de la modélisation d'un flux de vapeur. Cette méthode requiert des relevés de ballon-sondes afin de connaître

le profil vertical de la vitesse horizontale du vent. Les données nécessaires pour mettre en place un tel modèle ne sont pas disponibles. L'application d'un tel modèle au-delà de l'étude de cas semble, au premier abord, être très fastidieuse.

## 3.5 Périodes de retour

Afin d'estimer les périodes de retour des précipitations, la théorie des statistiques des valeurs extrêmes est utilisée, basée sur le livre «*An Introduction to Statistical Modeling of Extremes Values*» de Stuart Cole (COLE, 2001). Pour estimer des périodes de retour ou leurs intensités associées, deux méthodes sont utilisées. La première est la méthode des maximums par bloc. La seconde est la méthode des excédences de seuil. Dans les deux cas, il s'agit d'ajuster les observations extrêmes à une fonction de distribution appropriée. L'ajustement est fait par maximum de vraisemblance. Les incertitudes sur les intensités et les périodes de retour sont estimées à l'aide de profils de log-vraisemblance.

### 3.5.1 Méthode des maximums par bloc

Cette section est basée sur le chapitre 3 du livre de Stuart Cole (COLE, 2001). Cette méthode de modélisation des valeurs extrêmes se base sur la variable suivante :

$$M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}.$$

Avec  $X_i$ ,  $i \in 1, 2, \dots, n$ , des variables aléatoires indépendantes, qui possèdent toutes la même distribution. Dans le cas présent, le cumul de précipitations journalier, horaire ou multi-horaire peut être modélisé par une variable aléatoire. Si l'on prend  $n$  comme le nombre de jours (heures) dans l'année,  $M_n$  devient la variable aléatoire qui représente le cumul journalier (horaire) maximum pour une année. La première limite de l'application de cette méthodologie aux précipitations est la dépendance de certaines des variables aléatoires. En effet, la réalisation d'un certain cumul de précipitations un jour donné (heure donnée) a une certaine influence sur le cumul du ou des jours suivants (heures suivantes) (par exemple la présence d'un anticyclone ou l'arrivée d'un front froid). La seconde limite se trouve dans la différence entre les distributions. La saison de l'année joue un rôle important sur l'espérance des cumuls de précipitations. Même si formellement les distributions des cumuls de précipitations journaliers (horaires) ne satisfont pas les conditions du théorème des valeurs extrêmes, il est approprié de supposer que le cumul maximal journalier (horaire) pour une année est indépendant et possède la même distribution que celui d'une autre année. Cette supposition devra cependant être régulièrement remise en question avec les changements climatiques. En Suisse, les scénarios climatiques CH2018 (MÉTÉOSUISSE, 2018c) prédisent que l'intensité et la fréquence des très fortes précipitations va augmenter.

Le théorème des valeurs extrêmes spécifie que si les constantes de normalisation  $a_n > 0$  et



$b_n$  existent telles que :

$$P \left\{ \frac{M_n - b_n}{a_n} \leq z \right\} \rightarrow G(z), \quad n \rightarrow \infty,$$

avec  $G$  une fonction de distribution non-dégénérée, alors  $G$  est d'une des trois formes suivantes, peu importe la distribution des variables  $X_1, X_2, \dots, X_n$  :

— Distribution de Gumbel :

$$G(z) = \exp \left\{ - \exp \left[ - \left( \frac{z - b}{a} \right) \right] \right\}, \quad -\infty < z < \infty;$$

— Distribution de Fréchet :

$$G(z) = \begin{cases} 0, & z \leq b, \\ \exp \left[ - \left( \frac{z - b}{a} \right)^{-\alpha} \right], & z > b, \end{cases};$$

— Distribution de Weibull :

$$G(z) = \begin{cases} \exp \left[ \left( \frac{z - b}{a} \right)^\alpha \right], & z < b, \\ 1, & z \geq b, \end{cases},$$

avec  $\alpha > 0$ .

Un résultat plus général de ce théorème est que les trois formes de fonction de distribution  $G(z)$  peuvent être généralisées par la fonction suivante :

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \xi \left( \frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\},$$

avec  $z$  tel que  $1 + \xi \frac{z - \mu}{\sigma} > 0$ . Cette fonction de distribution est appelée distribution générale des valeurs extrêmes.

L'estimation des paramètres de la distribution générale des valeurs extrêmes se fait avec la méthode du maximum de vraisemblance à l'aide de la librairie python `scipy` (VIRTANEN et al., 2020). Il n'existe pas de solution analytique et l'estimation se fait par optimisation numérique. Une fois les paramètres de la distribution générale des valeurs extrêmes estimés, il est possible de calculer une période de retour en fonction d'une valeur extrême et inversement. La période de retour  $T$  est définie de la manière suivante :

$$\Pr(Z > z_T) = \frac{1}{T} = G(z_T).$$

Dans l'exemple du maximum annuel du cumul journalier,  $T$  représente la période de retour en années,  $Z$  la variable aléatoire du maximum annuel du cumul journalier et  $z_T$  la valeur extrême associée à la période de retour par la fonction de distribution précédemment ajustée.

### 3.5.2 Méthode des excédences de seuil

Le chapitre 4 du livre de Stuart Cole (COLE, 2001) est également utilisé ici comme référence principale. Un exemple d'application de cette méthode dans un contexte météorologique a aussi été consulté dans le processus de familiarisation à cette méthode (BOMMIER, 2014). La méthode des excédences de seuil, communément appelée «*Peak-Over-Threshold*» ou «*POT*» en anglais, se base sur le choix d'un seuil  $u$ , au-delà duquel les valeurs qui appartiennent à la série temporelle sont considérées comme extrêmes et sont utilisées pour ajuster les paramètres d'une distribution générale de Pareto pour les excédences de seuil. Cette distribution est de la forme :

$$\Pr(X > x | X > u) = \left[ 1 + \xi \left( \frac{x - u}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi},$$

avec  $x > u$ .

Le calcul de probabilité conditionnelle donne :

$$\Pr(X > x | X > u) = \frac{\Pr((X > x) \cap (X > u))}{\Pr(X > u)}.$$

Comme  $x > u$ , on peut isoler :

$$\Pr(X > x) = \Pr(X > u) \cdot \Pr((X > x) | (X > u)).$$

$\zeta_u = \Pr(X > u)$  peut être estimé simplement de la manière suivante :

$$\zeta_u = \frac{k}{n},$$

avec  $k$  le nombre d'excédences du seuil  $u$  et  $n$  le nombre d'observations totales.

La probabilité de dépassement de  $x$  pour le seuil  $u$  et pour un certain pas de temps des observations est donnée par :

$$\Pr(X > x) = \zeta_u \left[ 1 + \xi \left( \frac{x - u}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi},$$

avec  $x > u$ .

Une fois le seuil  $u$  choisi, les paramètres d'échelle  $\sigma$  et de forme  $\xi$  sont ajustés par maximum de vraisemblance. Comme pour la loi générale des valeurs extrêmes, le maximum de vraisemblance est calculé par optimisation numérique.

L'intensité  $x_T$  associée à la période de retour  $T$  peut ensuite être calculée comme suit :

$$x_T = u + \frac{\sigma}{\xi} \left[ (T n_y \zeta_u)^\xi - 1 \right],$$

avec :

- $T$  la période de retour en année ;
- $n_y$  le nombre d'observations par année ;
- $\sigma$  l'estimation du paramètre d'échelle ;
- $\xi$  l'estimation du paramètre de forme.

L'avantage d'utiliser cette méthode est de ne pas ignorer des observations extrêmes qui se produisent la même année qu'une autre observation encore plus extrême. Le désavantage d'utiliser cette méthode est qu'il faut manuellement sélectionner un seuil. La sélection de ce seuil a une grande influence sur les résultats obtenus. Pour aider à déterminer un seuil, il est possible de se référer au graphique de l'évolution de la moyenne des excédences de seuil (« *mean residual life plot* » en anglais) en fonction du seuil (voir figure 3.10). En effet, pour un seuil suffisamment grand et si les excédences de seuil suivent bien une distribution générale de Pareto, alors la moyenne des excédences de seuil est une fonction linéaire du seuil. Ainsi, graphiquement, un seuil est considéré comme valide lorsque les valeurs moyennes des excédences varient linéairement pour des seuils plus élevés. La figure 3.10 montre deux exemples pour la station de Tracuit, pour des cumuls de 6 h et des cumuls journaliers. Pour les cumuls de 6 h, à gauche, il est raisonnable de penser que le seuil se situe aux alentours de 15 mm. Pour les cumuls journaliers, il est déjà beaucoup plus difficile d'estimer à partir de quel seuil la courbe semble linéaire.

Afin de respecter l'indépendance entre les observations extrêmes, un écart de 48 h est requis entre deux extrêmes. Ainsi, si plusieurs observations excèdent le seuil  $u$  dans un intervalle de 48 h, alors seule l'observation la plus extrême est retenue. Cette sélection des valeurs extrêmes est facilement implémentée grâce à la librairie python `pyextremes` (BOCHAROV, 2020-).

### 3.5.3 Estimation des incertitudes à l'aide du profil de log-vraisemblance

Plusieurs méthodes existent pour estimer les incertitudes liées à l'ajustement de la fonction de distribution (COLE, 2001). La méthode du profil de log-vraisemblance donne des bonnes estimations des intervalles de confiance de la valeur des paramètres ainsi que de

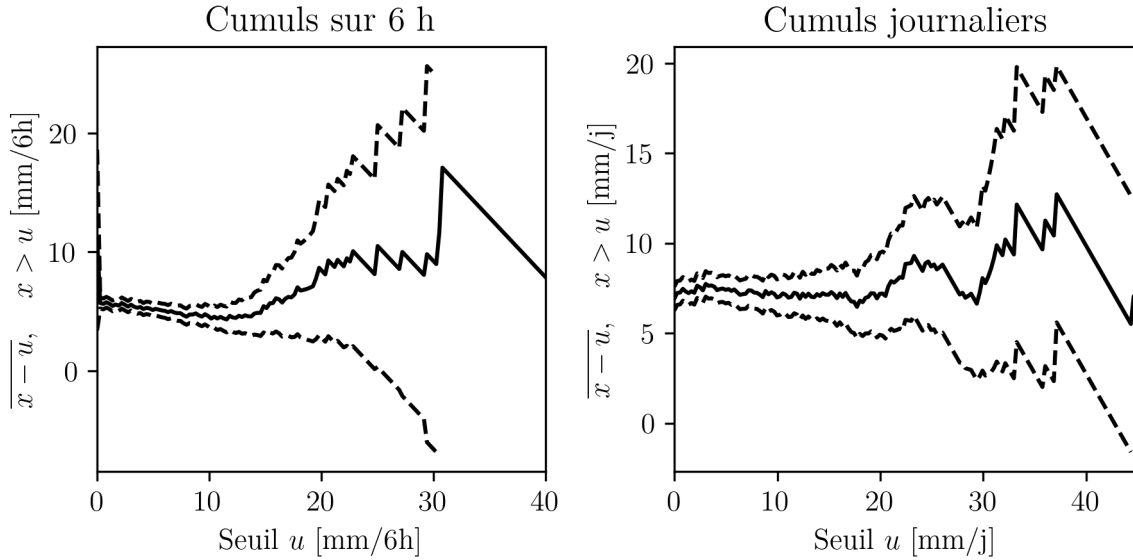


FIGURE 3.10 – Évolution de la moyenne des excédents de seuil en fonction du seuil. Les courbes discontinues représentent l’intervalle de confiance (95 %) de la moyenne, estimé à l’aide de la loi de Student. À gauche, les cumuls sur 6 h à Tracuit sont considérés. À droite, les cumuls journaliers à Tracuit sont considérés.

l’intensité liée à une période de retour. Cette méthode s’applique aux deux méthodes mentionnées précédemment (méthode des maximums par blocs de la section 3.5.1 et méthode des excédents de seuil de la section 3.5.2).

La valeur d’un paramètre est fixée arbitrairement, la fonction de log-vraisemblance est ensuite maximisée avec le ou les paramètres libres. La même opération est répétée pour d’autres valeurs du paramètre fixé. La valeur du maximum de la fonction de log-vraisemblance peut ainsi être reporté en fonction des valeurs du paramètre fixé. La courbe obtenue est le profil de log-vraisemblance de ce paramètre. Sans surprise, le maximum du profil de log-vraisemblance s’obtient à la valeur optimale du paramètre fixé. Une propriété intéressante de cette courbe est que les bornes de l’intervalle de confiance pour le paramètre profilé à un niveau  $(1 - \alpha)$  se trouvent sur l’intersection du profil et d’une droite horizontale. Le double de la distance entre le maximum du profil et la droite horizontale suit la loi de distribution  $\chi^2(\alpha)$  à un degré de liberté.

Il est aussi possible d’estimer les intervalles de confiance pour la période de retour d’un événement ou l’intensité liée à une période de retour. Pour cela, il suffit de paramétrer un des paramètres de la loi considérée en fonction de l’intensité et de la période de retour et de fixer l’un ou l’autre pour calculer point par point le profil de log-vraisemblance. Pour la méthode des maximums par bloc, COLE (2001) propose de paramétrer le paramètre de

position  $\mu$  en fonction de la période de retour  $T$  et de l'intensité  $x_T$  comme suit :

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

Pour la méthode du seuil, le paramètre d'échelle à  $\sigma$  est paramétrisé de la manière suivante :

$$\sigma = \begin{cases} \frac{(x_T - u)\xi}{(n_y T \zeta_u)^{\xi} - 1}, & \xi \neq 0 \\ \frac{x_T - u}{\log(n_y T \zeta_u)}, & \xi = 0 \end{cases}.$$

Deux exemples d'estimation des intervalles de confiance à 95 % sont montrés à la figure 3.11 pour l'intensité horaire liée à des périodes de retour de 5 ans et de 20 ans à Vercorin. On remarque premièrement que les intervalles de confiance ne sont pas symétriques autour de l'intensité la plus vraisemblable. De plus, cette asymétrie s'amplifie pour les grandes périodes de retour.

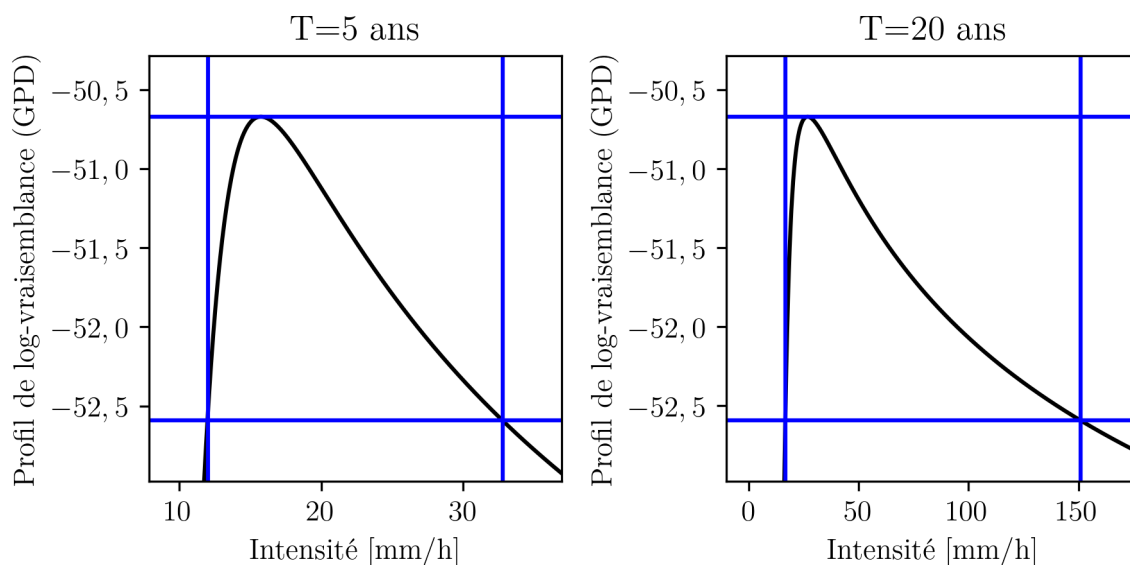


FIGURE 3.11 – Profils de log-vraisemblance pour l'intensité horaire des précipitations associées à une période de retour de 5 ans (gauche) et 20 ans (droite) à Vercorin. Les intensités les plus vraisemblables sont respectivement 16 mm/h et 27 mm/h pour les périodes de retour de 5 ans et de 20 ans. La méthode d'estimation employée est la méthode du seuil avec un seuil à 7 mm/h. Les lignes bleues horizontales indiquent le maximum du profil de log-vraisemblance et la différence entre le maximum de vraisemblance et le demi-quantile à 95 % de la distribution  $\chi_1^2$  ( $\approx 1,92$ ). Les lignes bleues verticales montrent les bornes de l'intervalle de confiance à 95 %.

### **3.5.4 Limites de la méthode employée**

La méthode employée considère chaque station du bassin versant de manière isolée. Il existent des méthodes pour tenir compte du caractère spatial dans le traitement des observations extrêmes. Ces méthodes dépassent le cadre de ce projet et ne sont donc pas utilisées.

La durée des séries d'observations disponibles constitue une autre limite. La plupart des stations ne disposent que de quelques années d'observations à un pas de temps horaire. Il est préférable d'avoir une grande quantité d'observations extrêmes afin de limiter la variance dans les estimations des périodes de retour ainsi que de leurs intensités associées.

## **3.6 Analyse des précipitations**

### **3.6.1 Analyse générale des précipitations dans le val d'Anniviers**

La grille de précipitations obtenue peut être analysée. De nombreuses manières de représenter l'interpolation proposée sont possibles. Ici, une séparation des données par saison est entreprise. La figure 3.12 montre le cumul annuel moyen des précipitations pour chaque point du bassin versant. La raison du choix esthétique particulier de représenter les points de grille par des points est que l'interpolation est effectuée sur des points de grille et non des aires de grille. Selon l'interpolation effectuée, les zones les plus basses du bassin versant reçoivent jusqu'à 1000 mm de précipitations par année, tandis que les zones les plus élevées en reçoivent un peu plus de 600 mm. Sur le bassin versant, la moyenne annuel est de 730 mm par année. Les 600 mm de moyenne annuels sur les parties les plus élevées du bassin versant sont à comparer avec 90 mm tombés pendant les six heures les plus intenses de l'orage du 2 juillet 2018. Cela correspond à 15 % des précipitations annuelles en six heures.

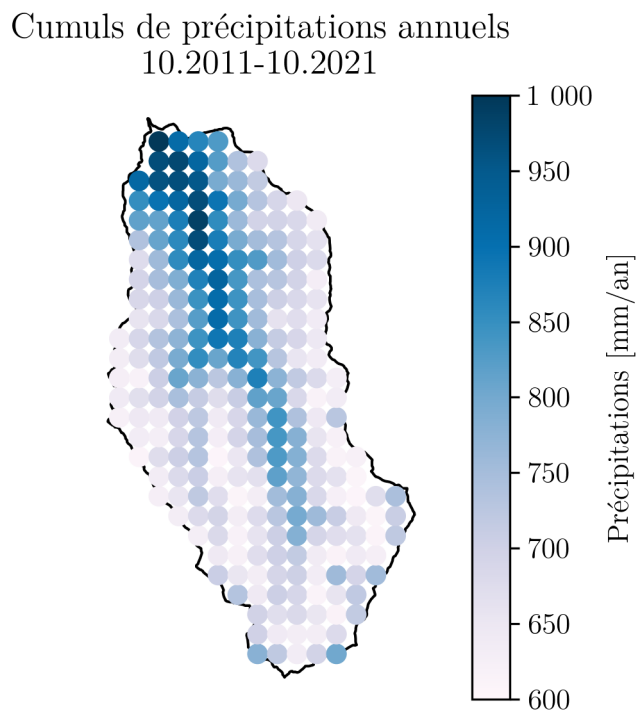


FIGURE 3.12 – Cumuls de précipitations annuels moyens entre octobre 2011 et octobre 2021. À noter que le zéro de l'échelle correspond à 600 mm/an.

La séparation de la grille d'interpolation par saison, à la figure 3.13, montre également une relation entre les précipitations moyennes et l'altitude. Pendant l'été (JJA), la quantité de précipitations augmente avec l'altitude. Pour l'hiver (DJF) et le printemps, le phénomène inverse se produit, avec un plus fort gradient négatif pour l'hiver que pour le printemps. Les précipitations moyennes en automne (SON) sont presque uniforme sur la zone étudiée. Cette saison peut donc être interprétée comme une saison charnière entre l'été et l'hiver. Ces observations sont cohérentes avec la sous-estimation importante des précipitations neigeuses (SEVRUK, 2006) et, dans le cas des précipitations liquides, de l'augmentation des précipitations avec l'altitude, liée au soulèvement orographique (D. C. AHRENS, 2009).

## Précipitations saisonnières moyennes

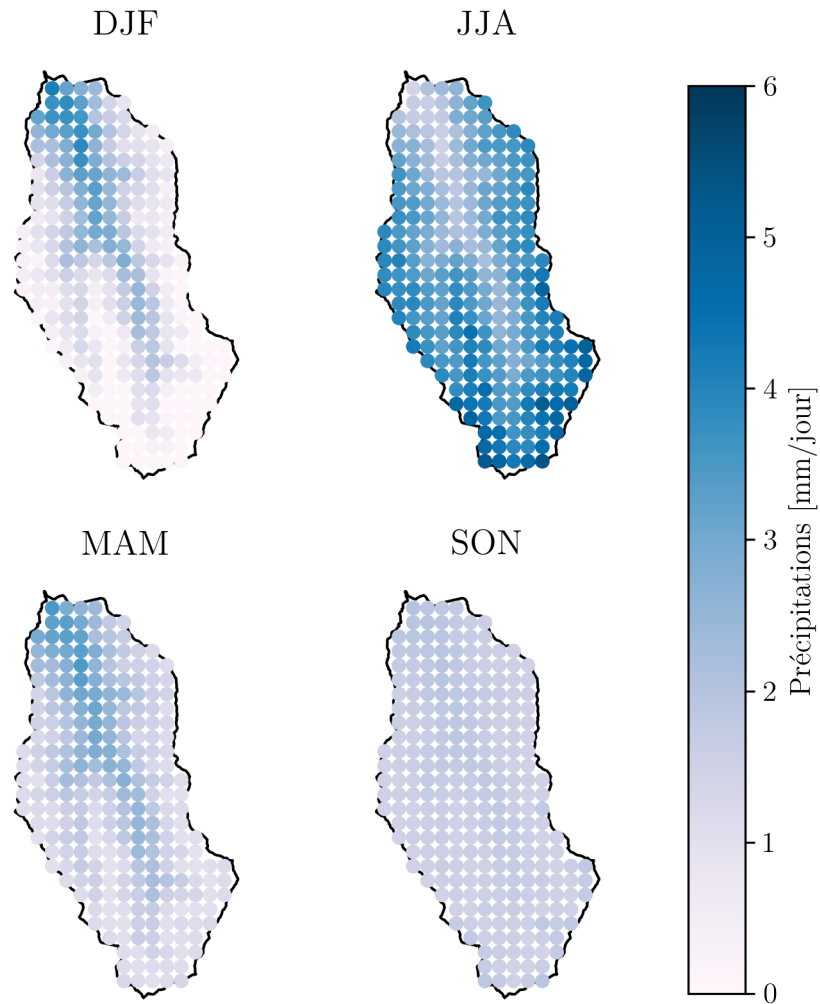


FIGURE 3.13 – Moyennes saisonnières du cumul journalier des précipitations interpolées. Les saisons sont définies par groupes de 3 mois.

Pour chaque saison, les valeurs qui correspondent au 99,9<sup>ème</sup> quantile sont représentées à la figure 3.14. Le 99,9<sup>ème</sup> quantile correspond ici à l'intensité horaire qui est dépassée, en moyenne, environ 2 fois par saison. Pour la saison d'hiver, sans surprise, ces valeurs diminuent, quand l'altitude augmente. Pour l'été, l'effet inverse est observé. En automne et en printemps, en revanche, on remarque la concurrence des deux effets. Les valeurs du



99,9<sup>ème</sup> quantile sont minimales aux altitudes intermédiaires et maximales aux altitudes basses et élevées.

99,9<sup>ème</sup> percentile horaire le plus humide par saison

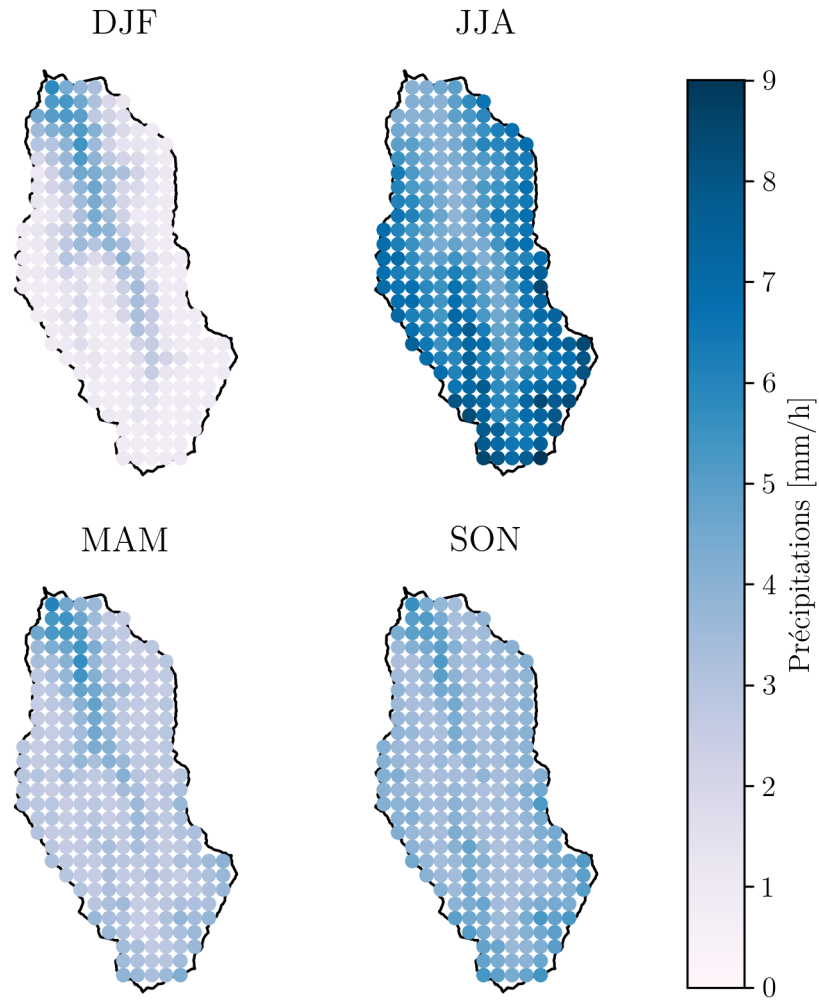


FIGURE 3.14 – Valeurs du 99,9<sup>ème</sup> quantile d'intensité horaire des précipitations pour chaque saison.

L'heure la plus humide pour chaque saison et chaque point de grille est montrée en annexe à la figure A.1. L'heure la plus humide est définie pour chaque point de grille par la moyenne

maximale de l'intensité pour chaque heure et chaque saison. En été, en hiver et en printemps cette heure est spatialement homogène sur la grille, à 16 h, 13 h et 12 h, respectivement. Pour l'automne, cette heure est 12 heure pour la majorité du bassin versant et peut aller jusqu'à 17 h pour les zones les plus basses.

La figure A.2 en annexe montre aussi la proportion d'heures humides, soit avec plus de 0,1 mm/h. On remarque qu'il pleut le plus souvent en hiver et en printemps à basse altitude et qu'il pleut le moins souvent à plus haute altitude en hiver et en printemps également. En été, on remarque une légère diminution de la fréquence des pluies en basse altitude mais la fréquence des pluie reste relativement homogène sur le bassin versant. En automne, la fréquence des pluies est moins homogène et moins élevée qu'en été. Comme pour l'hiver et le printemps, il pleut moins fréquemment en altitude.

### **3.6.2 Comparaison de la grille produite avec les mesures aux stations**

La figure 3.15 montre la comparaison entre les pluviographes et la moyenne de la grille à proximité de chaque pluviographe. La région à proximité des pluviographes est définie par les polygones de Thiessen autour de chaque station. Le polygone de Thiessen d'une station est défini comme la zone dont cette station est la plus proche. On remarque que l'interpolation des précipitations produit généralement des maximums d'intensité plus faibles que les mesures au pluviographe le plus proche. Ainsi, il est préférable de ne pas utiliser la grille de précipitations interpolées pour évaluer le caractère extrême des précipitations dans le bassin versant, mais les précipitations mesurées directement par les pluviographes (voir section 3.6.5).

### Comparaison de la distribution des précipitations horaires

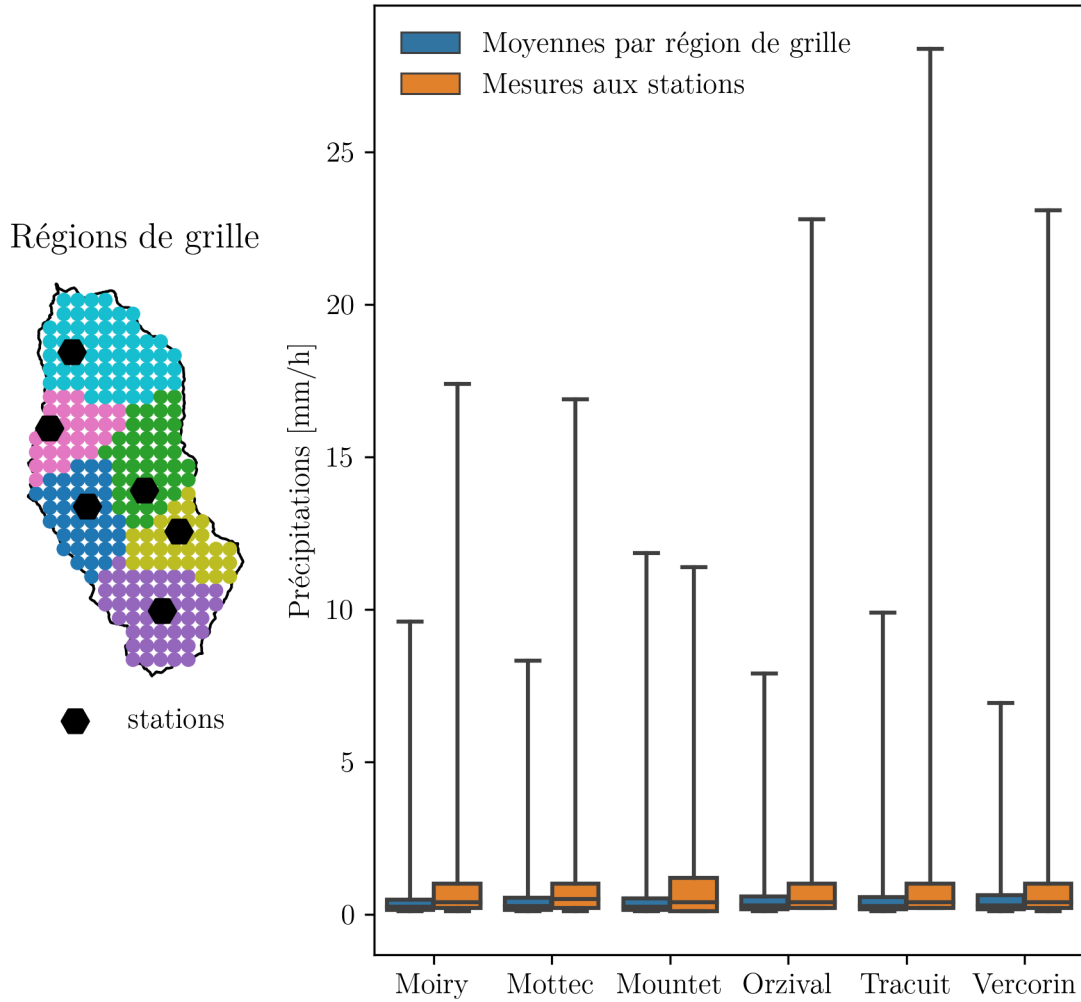


FIGURE 3.15 – Comparaison des distributions des stations et de la grille interpolée, agrégée par «régions». Les régions sont montrées à gauche et sont définies par les polygones de Thiessen relatifs aux stations. Les stations sont représentées par les hexagones noirs.

### 3.6.3 Comparaison des mesures, de l'interpolation et de CombiPrecip lors de l'orage du 2 juillet 2018

La figure 3.16 permet de comparer les cumuls de précipitations des mesures aux pluviographes, de la grille interpolée et du produit radar CombiPrecip. Les précipitations sont cumulées sur les six heures les plus intenses, entre 16 h et 22 h, le 2 juillet 2018. L'intensité des précipitations est beaucoup plus grande pour CombiPrecip que pour la grille d'interpolation et les pluviographes. Le pluviographe de Bricola (pas montré), au sud-ouest du bassin versant, a enregistré des précipitations importantes, avec 15,6 mm entre 18 h et 19 h, 44,8 mm entre 19 h et 20 h et 5,3 mm additionnels entre 20 h et minuit. Comme ce pluviographe est situé hors du bassin-versant, il n'a pas été inclus dans les analyses.

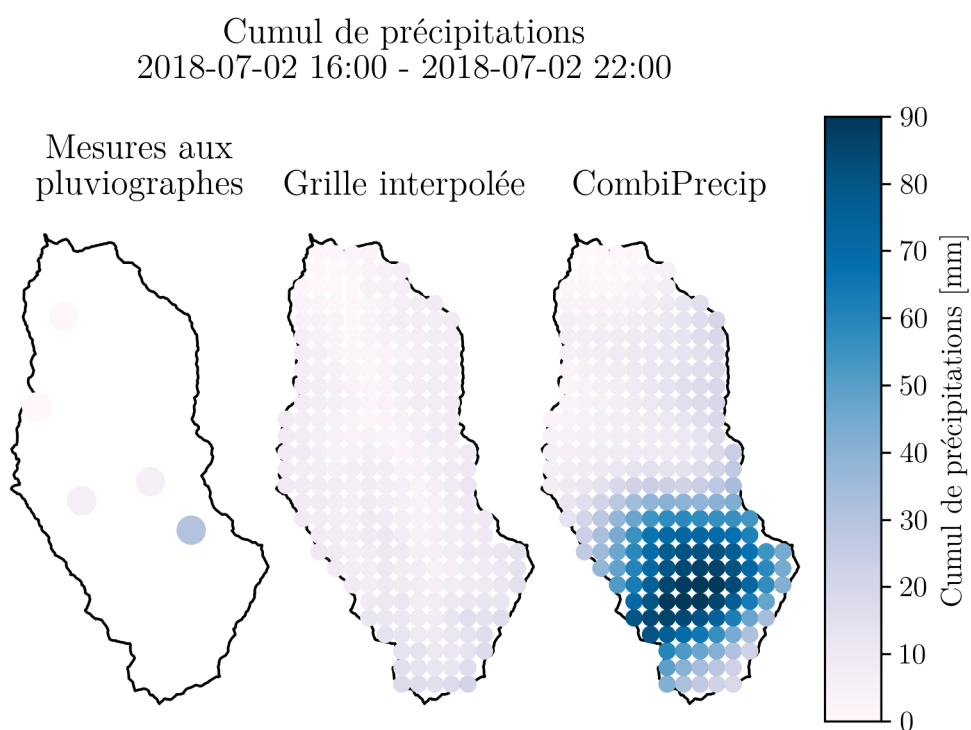


FIGURE 3.16 – Comparaison des cumuls de précipitations issus des pluviographes, de la grille d'interpolation et de CombiPrecip pour le pic d'intensité de l'orage responsable de la crue de juillet 2018. Seuls 5 pluviographes sont représentés car le pluviographe de Mountet n'existait pas encore.

### 3.6.4 Comparaison des prévisions COSMO-1 et de CombiPrecip lors de l'orage du 2 juillet 2018

La figure 3.17 montre que les prévisions COSMO-1, même quelques heures seulement avant l'orage, n'ont pas anticipé la forte intensité de l'orage du 2 juillet 2018. La figure B.1, en annexe, montre également que les prévisions de la nuit et du matin qui précèdent l'orage n'ont pas permis à prédire l'intensité de l'événement.

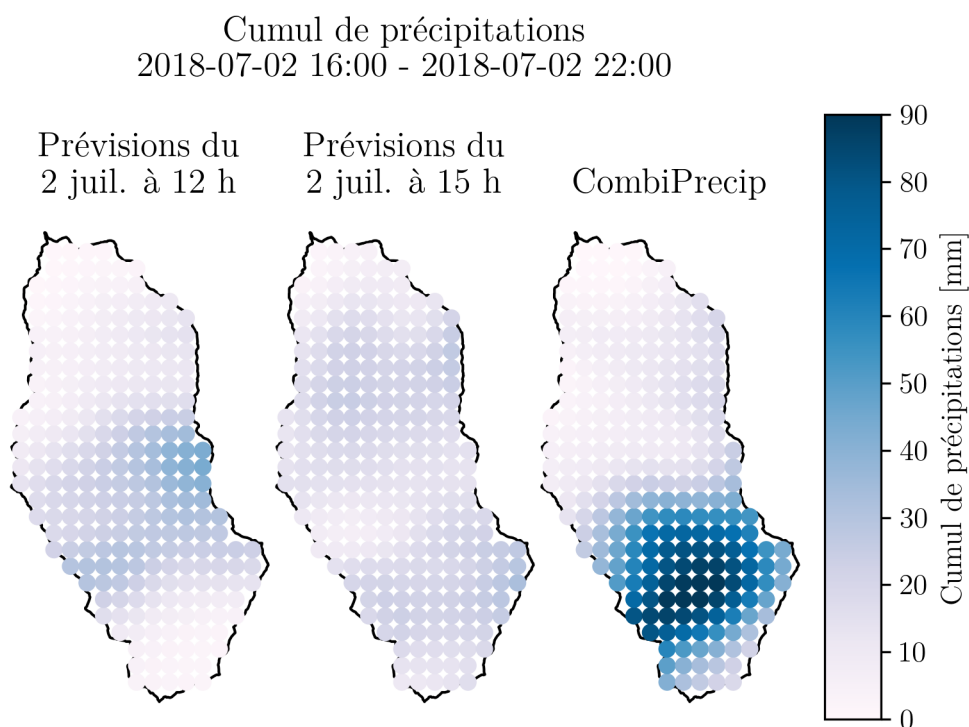


FIGURE 3.17 – Comparaison des cumuls de précipitations du produit CombiPrecip avec ceux prévu par le modèle COSMO-1 pendant l'après-midi qui a précédé l'orage du 2 juillet 2018.

### 3.6.5 Analyse des précipitations extrêmes

L'analyse des précipitations extrêmes est menée exclusivement avec les données des pluviographes. Cette analyse n'est pas pertinente pour la grille de précipitations interpolée car celle-ci a tendance à lisser les pics d'intensité (voir section 3.6.2). Afin d'obtenir une estimation de la période de retour des cumuls de précipitations de l'orage du 2 juillet 2018, ceux-ci sont comparés avec des cumuls obtenus par analyse des valeurs extrêmes des précipitations mesurées aux pluviographes. Les figures 3.18 et 3.19 montrent, pour les périodes

de retour 20 ans et 50 ans, les cumuls extrapolés des distributions des valeurs extrêmes. Dans ce cas-là, la méthode des excédences de seuil est utilisée. Les seuils ont été choisis graphiquement (avec les graphiques d'évolution des moyennes d'excédences de seuil) pour chaque station et chaque durée de cumul.

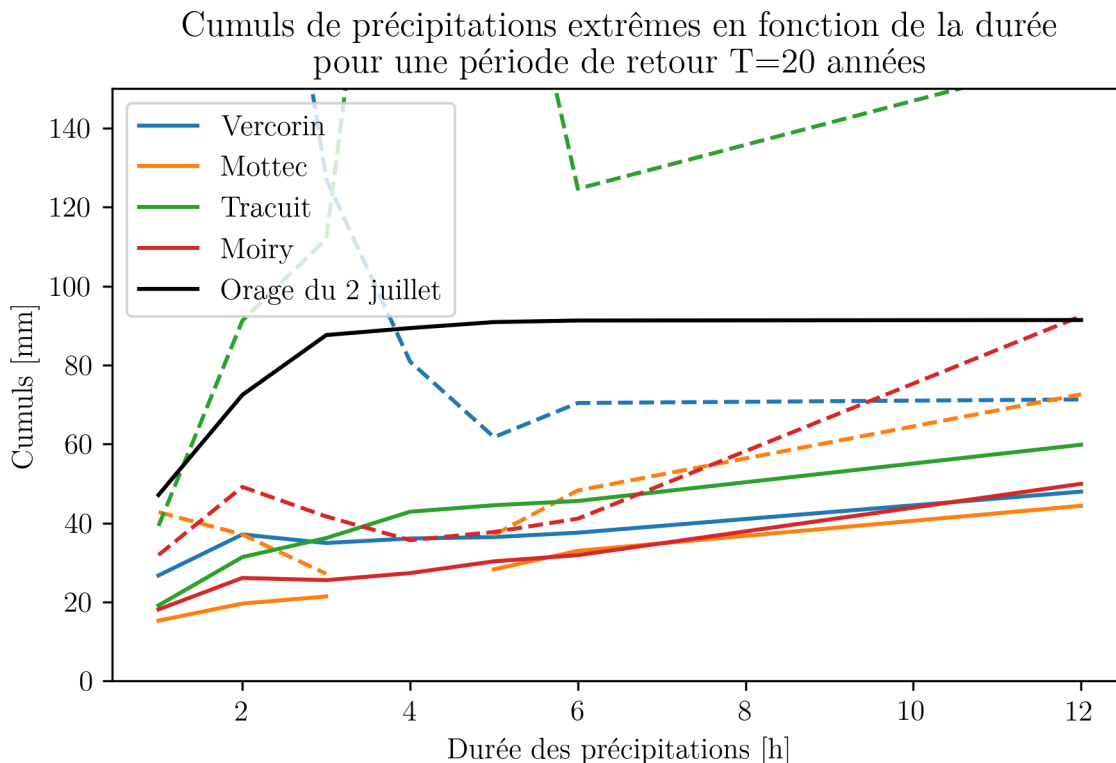


FIGURE 3.18 – Comparaison des cumuls de précipitations pour une période de retour de 20 ans (pour 4 stations, en couleurs) avec les cumuls maximums reportés par CombiPrecip lors de l'orage du 2 juillet 2018 (en noir) pour différentes durées de précipitations (axe des abscisses). Les courbes continues représentent les estimations des cumuls les plus vraisemblables pour une période de retour de 20 ans. Les courbes discontinues représentent les bornes de confiance supérieures unilatérales au niveau 97,5 %, établies par profil de log-vraisemblance.

Les figures 3.18 et 3.19 montrent aussi les cumuls maximums enregistrés par le radar (CombiPrecip) pour plusieurs durées de précipitations, entre 1 h et 6 h (en noir). On remarque que pour les deux périodes de retour, les estimations les plus vraisemblables des cumuls sont toujours en deçà des cumuls de l'orage du 2 juillet 2018, pour chaque durée et chaque station. Les bornes supérieures de l'intervalle de confiance à 95 % (intervalle unilatéral à 97,5 %) sont généralement inférieures aux cumuls de l'orage pour la période de retour de

20 ans, sauf pour la station de Tracuit, qui semble subir, d'après les extrapolations des études de valeurs extrêmes, de plus forts cumuls extrêmes que les autres stations analysées. Lorsque la période de retour est de 50 ans, les bornes supérieures de l'intervalle de confiance à 95 % sont généralement plus proches voir supérieures aux cumuls de l'orage. D'un point de vue statistique, cela correspond à dire qu'il est plus facile de rejeter l'hypothèse que la période de retour de l'orage est de 20 ans que l'hypothèse pour une période de retour de l'orage de 50 ans. Au-delà de 50 ans, l'extrapolation des données commence à devenir délicates car les séries d'observations deviennent courtes en comparaison avec les périodes de retour étudiées. On remarque déjà à la figure 3.19 l'apparition et l'accentuation de certains effets non-désirables, comme la diminution des cumuls avec l'augmentation de la durée de précipitations.

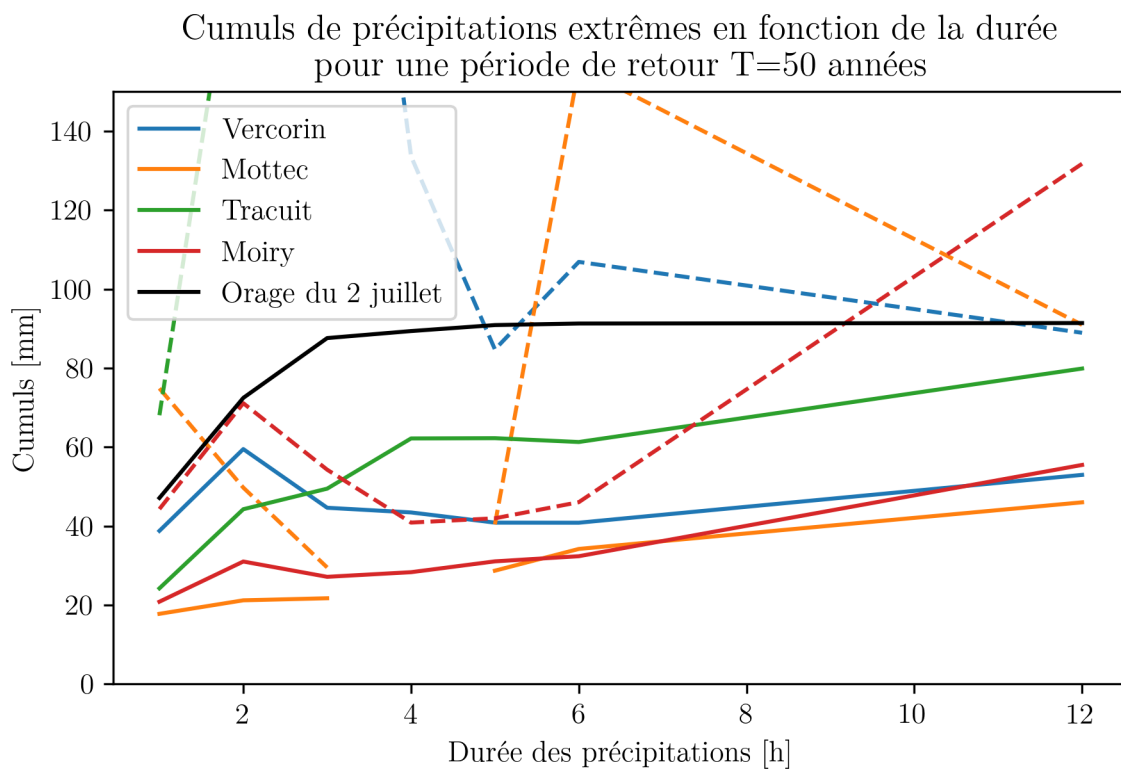


FIGURE 3.19 – Comparaison des cumuls de précipitations pour une période de retour de 50 ans (pour 4 stations, en couleurs) avec les cumuls maximums reportés par CombiPrecip lors de l'orage du 2 juillet 2018 (en noir) pour différentes durées de précipitations (axe des abscisses). Les courbes continues représentent les estimations des cumuls les plus vraisemblables pour une période de retour de 50 ans. Les courbes discontinues représentent les bornes de confiance supérieures unilatérales au niveau 97,5 %, établies par profil de log-vraisemblance.

Il est théoriquement possible d'estimer une période de retour pour une intensité ou un cumul fixe de précipitations. Cependant, le profil de log-vraisemblance à la figure 3.20 montre que cette approche ne fournit pas plus de certitudes. En effet, pour la station de Tracuit, qui selon les figures 3.18 et 3.19 est déjà la station qui a le plus fréquemment tendance être le lieu de cumuls proches de 90 mm sur quelques heures, la borne supérieure de l'intervalle de confiance pour la période de retour, au niveau 95 %, est à plusieurs dizaines de milliers d'années, alors que la période de retour la plus vraisemblable est d'environ 150 ans. La valeur de cette borne supérieure augmente encore beaucoup lorsque l'on répète l'analyse avec la méthode des maximums par bloc.

Estimation graphique de l'intervalle de confiance (95 %) pour l'intensité  $I=90$  mm/6h  
Station: Tracuit

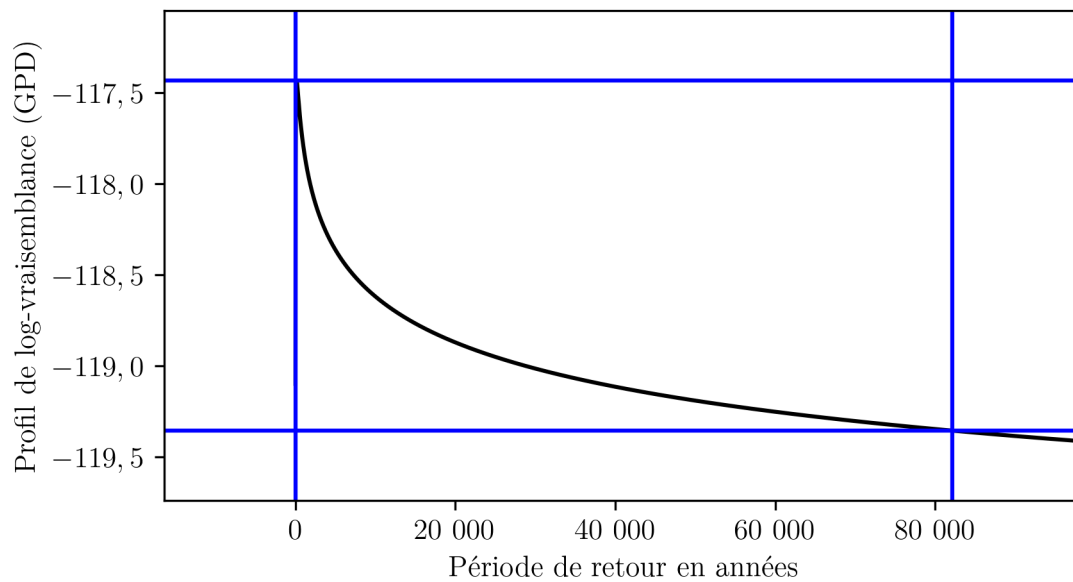


FIGURE 3.20 – Profil de log-vraisemblance pour la période de retour à Tracuit, basé sur la méthode du seuil. Pour un cumul de 90 mm en 6 heures, la période de retour la plus vraisemblable est 157 ans.

Ces résultats font réfléchir sur la relation spéciale entre la densité spatiale d'échantillonnage et la fréquence des événements extrêmes, particulièrement ceux de courtes durées. Lors de ces événements, courts, intenses et localisés, la probabilité d'observer le pic de l'événement est en général aussi faible que la densité spatiale du réseau de mesure. Quelle est la probabilité que l'événement se produise directement au-dessus du pluviographe ? Cette pro-



babilité est strictement plus petite que 1. Par conséquent, étudier les phénomènes extrêmes de manière ponctuel ne peut donner que des bornes inférieures du caractère extrêmes des événements qui se produisent dans une région. Cet effet d'échantillonnage peut donc amener à des surestimations des périodes de retour. Ces considérations, bien que qualitatives, ne doivent pas être oubliées lors de la prise en compte des résultats obtenus dans cette section. Le radar de la Plaine Morte est opérationnel depuis 2014. D'ici quelques années, il sera intéressant de prendre en compte de plus longues séries de données du produit CombiPrecip dans cette région. Il sera aussi intéressant de pouvoir mener une étude des valeurs extrêmes sur une grille à résolution fine. Une telle analyse pourrait potentiellement déjà être possible dans d'autres régions, proches de radars opérationnels depuis plus longtemps.

## **3.7 Synthèse**

### **3.7.1 L'interpolation des précipitations au pas de temps horaire**

Les analyses décrites aux sections précédentes ont révélé la faiblesse de certaines méthodes d'interpolation au pas de temps horaire, dans le cas étudié. Cette synthèse rassemble quelques leçons importantes apprises lors de l'élaboration de cette grille horaire de précipitations, en milieu de montagne.

Un nombre suffisant d'observations doivent être prises en compte afin de pouvoir utiliser des méthodes géostatistiques (ERDIN, 2013). Il faut en outre vérifier que la corrélation entre une variable de dérive externe et la valeur à interpoler est suffisamment grande ( $>0,75$ ) pour pouvoir effectuer un krigeage avec dérive externe (GOOVAERTS, 2000). Les champs de dérive externe, comme l'altitude ou des champs de précipitations supposés ne remplissent pas ce critère pour les précipitations horaires, dans le cas étudié.

Le passage d'une interpolation du pas de temps journalier au pas de temps horaire se fait avec une perte importante de performances. À des échelles de temps plus grandes, les erreurs peuvent se compenser et la qualité de l'interpolation augmente (DOUGUÉDROIT et DE SAINTIGNON, 1984).

### **3.7.2 Les propriétés de la grille obtenue**

La grille obtenue possède des incertitudes importantes. Ces incertitudes diminuent lorsque celle-ci est agrégée à une granularité journalière. L'interpolation utilisée, qui reste conceptuellement une moyenne pondérée, sous-estime systématiquement les pics d'intensités enregistrés par les stations pluviométriques. Cette grille n'est pas utilisable pour une étude des valeurs extrêmes.

Les données obtenues avec la méthode décrite dans ce chapitre montrent des relations entre l'altitude et les précipitations moyennes, qui sont dépendantes de la température. Deux

comportements sont observés. Le premier pour les températures «froides», où le gradient altimétrique des précipitations est négatif, et le second pour les températures «chaudes» où ce gradient est positif. Ces comportements peuvent être expliqués par les méthodes de mesures employées (SEVRUK, 2006) ainsi que des effets orographiques (D. C. AHRENS, 2009).

### **3.7.3 Les précipitations extrêmes**

Les séries de données pluviographiques, encore courtes, ne permettent pas d'établir des estimations robustes des intensités et des périodes de retour d'événements très rares, comme celui de juillet 2018. Pour cet orage, lorsque l'on considère sa probabilité d'occurrence directement au-dessus d'un pluviographe, il est difficile de ne pas rejeter des estimations de sa période de retour inférieures à 50 ans. Si l'on s'intéresse aux précipitations dans la totalité du bassin versant, la différence d'échantillonnage conduit à une surestimation des périodes de retour proposées. Lorsque des séries de précipitations radar plus longues seront disponibles, des estimations plus pertinentes des périodes de retour pourraient être réalisées.

### **3.7.4 Détection de l'orage du 2 juillet 2018**

L'orage du 2 juillet 2018 a été détecté par le réseau de radars météorologiques. Par sa localisation, l'orage n'est pas tombé à travers les pluviographes du val d'Anniviers. Le modèle de prévisions COSMO-1 n'a pas réussi à prédire, le jour-même, l'intensité de l'orage. Des prévisions ensemblistes, qui n'ont pas été prises en compte dans cette analyse, existent (MÉTÉOSUISSE, 2021b) et pourraient, éventuellement, permettre de mieux comprendre l'orage.

### **3.7.5 Les précipitations comme entrée du modèle hydrologique**

Afin d'estimer les débits de la crue de juillet 2018, les données radar entre le 1<sup>er</sup> et le 3 juillet 2018 sont injectées dans la grille de précipitations créée et la grille ainsi obtenue est utilisée comme entrée du modèle hydrologique utilisé au chapitre 4. L'utilisation des données CombiPrecip lors de cet événement permet ainsi d'alimenter le modèle hydrologique avec un champ de précipitations plus réaliste, là où les pluviographes n'ont pas réussi à détecter le pic d'intensité de l'orage. Comme les points de grille ont été définis par ceux des données radar (CombiPrecip), l'opération ne nécessite pas d'autres interpolations ou transformations des données.

## 4. Caractérisation hydraulique

### 4.1 Introduction

Le but de ce chapitre est de proposer une méthode d'estimation du débit de la crue de 2018 sur la Navisence et de l'appliquer. Les trois principales difficultés a priori sont l'absence de mesures les mois précédents et suivants la crue à Zinal, l'absence d'une courbe de tarage à la station de Chippis et l'altération du lit de la rivière après la crue.

Ce chapitre commence par présenter les mesures hydrométriques disponibles dans le bassin versant ainsi que les corrections appliquées. Ensuite, les méthodes utilisées pour estimer les débits de la Navisence sont détaillées. Les résultats sont ensuite analysés et une estimation de la période de retour est proposée et comparée avec la période de retour estimée pour les précipitations. Ce chapitre se clôture sur une synthèse de la caractérisation hydraulique de la Navisence.

### 4.2 Données disponibles et corrections

Les mesures de hauteur d'eau de deux stations le long de la Navisence sont disponibles, à Zinal et à Chippis (voir figure 4.4). Dans les deux cas, on mesure la hauteur  $h_a$  entre la surface de l'eau et un capteur fixé sous un pont. La hauteur  $H$  entre le capteur et le fond du lit est déterminée au moment de l'installation du capteur et est supposée constante. La hauteur d'eau  $h_e$  peut ainsi être calculée :

$$h_e = H - h_a.$$

Il est possible de voir sur les séries de mesures que les hauteurs d'eau pendant l'hiver («basses eaux») sont relativement constantes pour un hiver donnée (voir figures 4.1 et 4.2). On remarque cependant qu'une forte élévation du niveau médian de l'eau en hiver est observée dans les deux stations l'hiver suivant la crue. Les hivers suivants, ce niveau médian diminue et semble retrouver le niveau médian d'avant la crue. Une hypothèse pour expliquer ces observations est le dépôt de larges quantités de sédiments dans le lit de la rivière lors de la crue. Ainsi, la hauteur  $H$  réelle entre le capteur et le lit de la rivière diminue et la hauteur  $h_a$  entre le capteur et la surface de l'eau diminue pour une même hauteur d'eau  $h_e$ . Si la hauteur  $H$  est fixée, le niveau de l'eau mesuré  $h_e$  est ainsi surestimé.

Afin de pouvoir utiliser la totalité de la série de mesures de hauteurs, une correction de celles-ci est proposée. Cette correction est basée sur les deux hypothèses suivantes :

- les hauteurs d'eau médianes entre le 1<sup>er</sup> novembre et le 31 mars sont égales d'une année à l'autre ;
- le dépôt et l'érosion de sédiments dans le lit de la rivière a lieu uniformément entre le 1<sup>er</sup> avril et le 31 octobre.

La correction (voir figures 4.1 et 4.2) des valeurs brutes  $h_e$  aux valeurs corrigées  $\hat{h}_e$  est définie ainsi :

$$\hat{h}_e = H + h_a + c = h_e + c,$$

avec la correction  $c$  qui satisfait les deux hypothèses proposées et dont la valeur suit la courbe bleue des figures 4.1 et 4.2. Cette correction est la seule appliquée aux données hydrométriques brutes. Mis à part les lacunes dans les séries de données, aucune anomalie, par exemple des valeurs négatives ou des valeurs aberrantes, n'ont été détectées.

## 4.2.1 Chippis

### Correction des mesures de hauteurs d'eau à Chippis

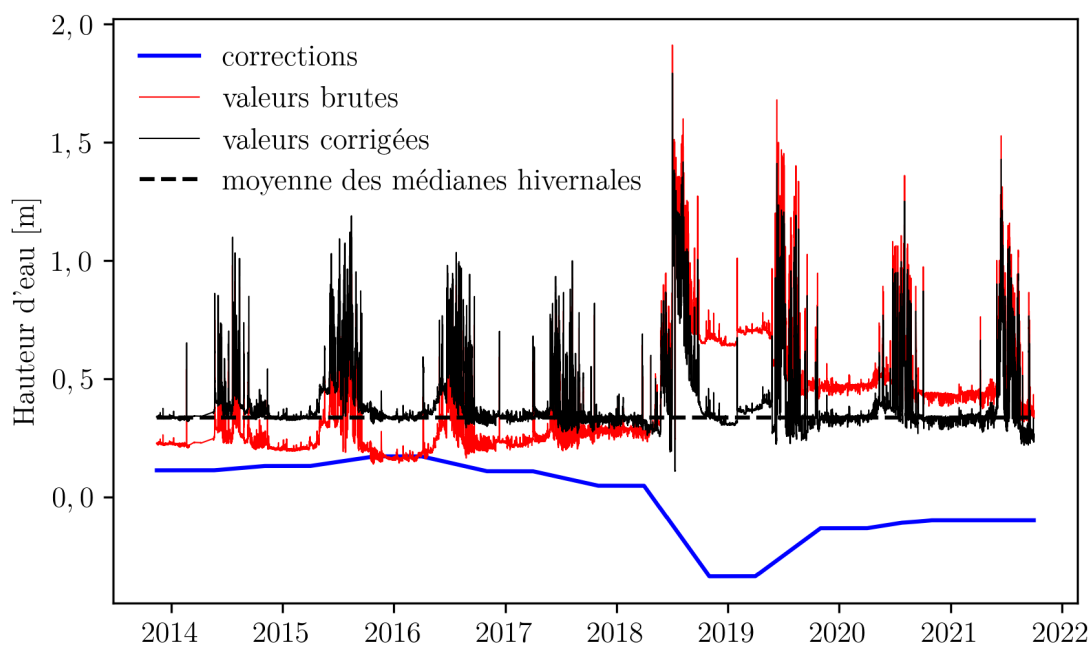


FIGURE 4.1 – Corrections des mesures de hauteur d'eau à Chippis.

La station de Chippis se trouve à 534 m d'altitude 360 m en amont de la confluence de la Navisence et du Rhône. Un avantage de cette station est sa proximité avec le Rhône. La saturation des sols à proximité du Rhône peut limiter le potentiel d'écoulement souterrain. On peut donc supposer qu'une grande partie de l'écoulement se passe à la surface et soit donc mesuré par la station. La station se trouve en aval de plusieurs lacs de rétention (Moiry, Mottec et Vissoie (SWISSTOPO, 2021)). Un survol rapide de la série de hauteurs d'eau montre quelques indications typiques d'écoulements non naturels.

À Chippis, les mesures de hauteurs d'eau sont disponibles depuis le 14 novembre 2013 jusqu'au 1<sup>er</sup> octobre 2021. Cependant, la série temporelle présente de nombreuses lacunes, le plus souvent isolées. Au total, la stations n'a pas enregistré de valeurs pendant 9747 heures, ce qui représente un peu plus de 400 jours au total ou encore 16,1 % de la période disponible.

Une courbe de tarage n'est pas disponible pour cette station. Les débits ne sont donc pas connus à Chippis. L'emplacement de la station de mesure de Chippis est intéressant car la

Navisence y est canalisée par des parois verticales dures, qui limitent les changements de géométrie de la section du lit.

#### 4.2.2 Zinal

##### Correction des mesures de hauteurs d'eau à Zinal

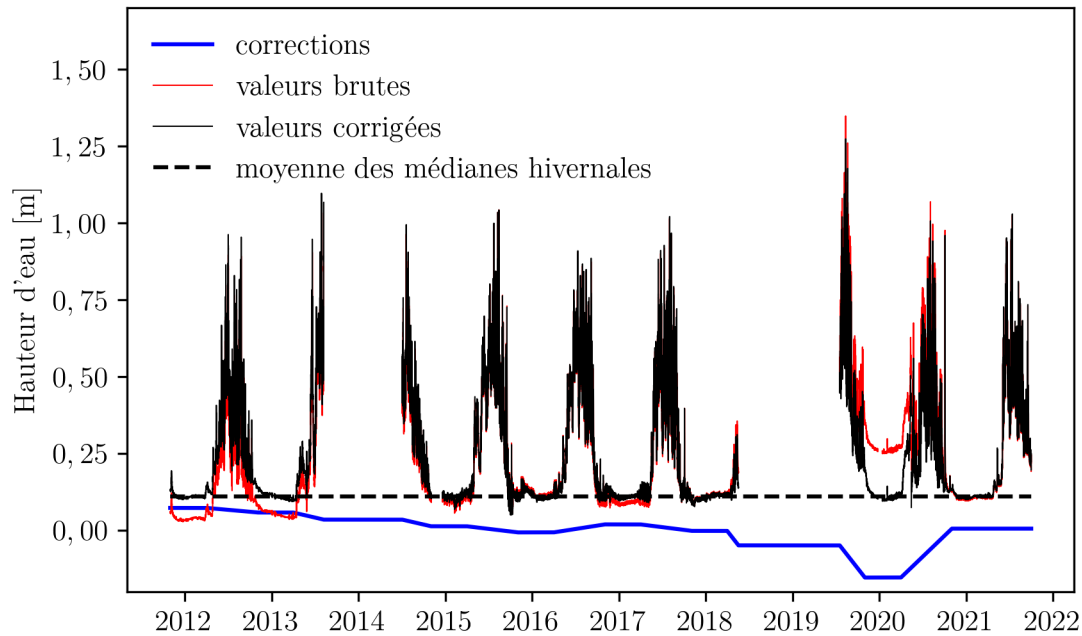


FIGURE 4.2 – Corrections des mesures de hauteur d'eau à Zinal. Les trous dans la série sont dus aux lacunes dans les données.

La station de Zinal se trouve très légèrement en amont du village de Zinal, à 1661 m d'altitude. Un désavantage de cette station est son emplacement sur un sol perméable très profond. Des forages, dans le village de Zinal, révèlent une couche de près de 100 m de gravier, de sable, de limon et de blocs (CRÉALP, 2022). Un écoulement souterrain important à cet emplacement est probable et difficile à quantifier.

Les données à Zinal sont disponibles depuis le 17 mai 2011. Les données ont été utilisées à partir du 1<sup>er</sup> novembre 2011, afin de pouvoir appliquer la correction proposée plus haut. Entre novembre 2011 et octobre 2021, 22,8 % de la série manque, soit environ 27 mois. Ces lacunes sont principalement dues à deux périodes pendant lesquelles aucune mesure n'est disponible. En plus des arbres et des alluvions, la Navisence a emporté le capteur du

niveau d'eau de Zinal lors de la crue. Il n'existe donc pas de mesures de la hauteur d'eau à cet endroit entre le 18 mai 2018 et le 18 juillet 2019. Aucune mesure n'est donc disponible à Zinal lors de la crue. Les mesures ne sont pas non plus disponibles entre le 8 août 2013 et le 4 juillet 2014.

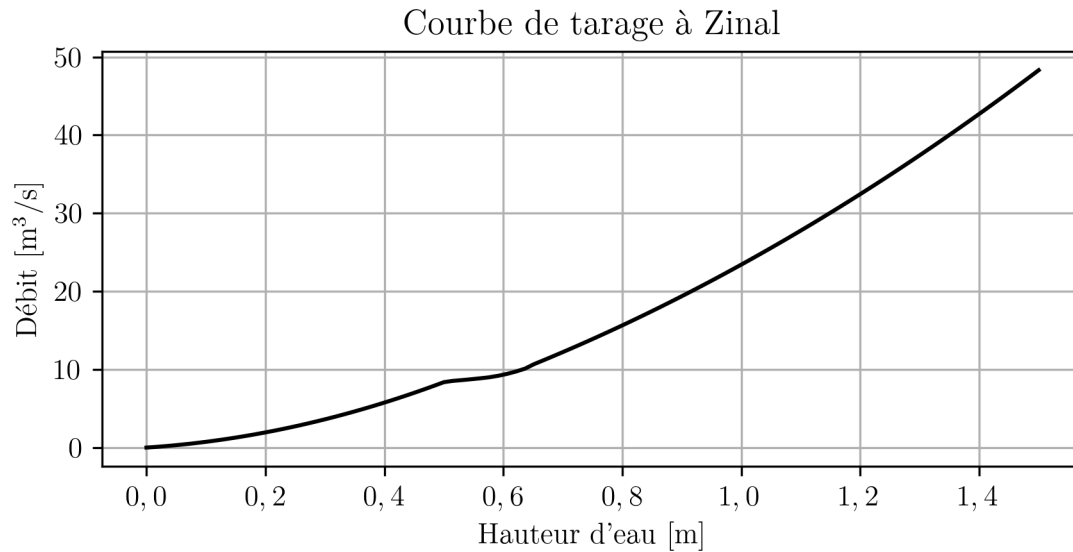


FIGURE 4.3 – Courbe de tarage à la station hydrométrique de Zinal.

Contrairement à la station de Chippis, cette station dispose d'une courbe de tarage. Cependant, les berges aux alentours de la station semblent relativement naturelles et soumises aux processus d'érosion et sont donc susceptibles d'évoluer et de modifier considérablement la relation hauteur-débit présentée à la figure 4.3. La relation hauteur-débit, montrée à la figure 4.3, est une fonction polynomiale du deuxième degré par partie. Cette relation n'est pas utilisée directement dans l'analyse et la calibration du modèle hydrologique. Pour la station de Chippis, une méthode d'estimation de la courbe de tarage, jointe à la calibration du modèle hydrologique, est proposée (voir section 4.3). Afin de «valider» cette méthode, elle est également appliquée à la station de Zinal et la nouvelle courbe obtenue est comparée à la courbe de tarage disponible à la figure 4.3.

### 4.3 Méthode d'estimation du débit

Une approche hydraulique directe d'estimation du débit à partir de la hauteur d'eau et de la géométrie de la rivière à la station de Chippis a été considérée mais pas retenue, car elle augmente le nombre d'hypothèses. Une autre approche, qui consiste à soustraire le débit

du Rhône en amont et en aval de sa confluence avec la Navisence n'a également pas été retenue. Les débits du Rhône sont bien supérieurs à ceux de la Navisence et les incertitudes sont trop importantes pour espérer dégager une estimation fiable du débit. Aussi, d'autres affluents du Rhône s'y jettent entre le point de mesure juste en amont de la confluence avec la Navisence et le point de mesure suivant en aval.

Les débits sont estimés à l'aide d'un modèle hydrologique de conversion pluie-débit (voir section 4.3.1). Pour la station de Chippis, la totalité de la grille de précipitations est considérée. Pour la station de Zinal, plus en amont dans le bassin versant, un sous-bassin versant de 77 km<sup>2</sup> et autant de points de grille sont considérés. Le découpage des points de grille est montré à la figure 4.4. La sélection des points de grille a été faite conformément au découpage en sous-bassins versants utilisé dans la logiciel RS Minerve, disponible sur Guardaval (CREALP et CANTON DU VALAIS, 2021).

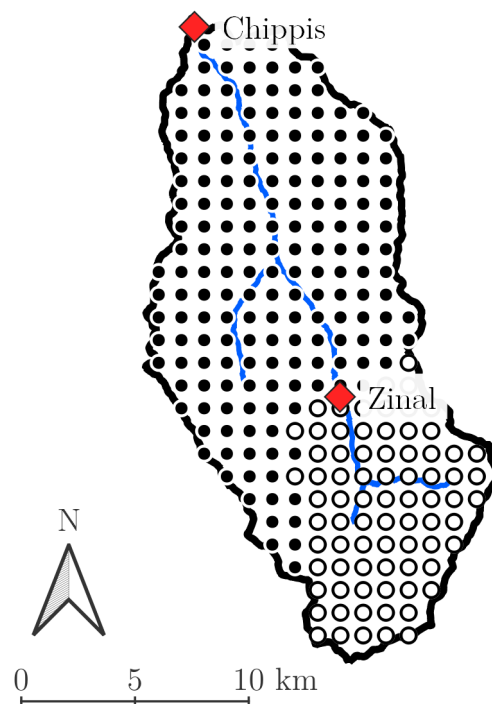


FIGURE 4.4 – Stations hydrométriques et points de grille. Les points de grille blancs font partie du sous-bassin versant amont et les points de grille noirs font partie du sous-bassin versant aval. Les carrés rouges représentent l'emplacement des stations hydrométriques disponibles le long de la Navisence.

Généralement, les performances d'un modèle hydrologique se calculent par comparaison



des résultats du modèle avec des mesures (ou estimations) de débits. Comme seule la hauteur d'eau est disponible, les performances du modèle ne peuvent pas être calculées par comparaison directe des mesures et des débits estimés par modélisation. Cependant, l'information contenue dans les mesures de hauteurs d'eau est importante (MEERVELD et al., 2017; SEIBERT et VIS, 2016), et peut permettre de caler un modèle hydrologique (JIAN et al., 2017). Cette information, avec un modèle hydrologique, peut être utilisée pour construire une relation hauteur-débit et ainsi permettre la comparaison entre le modèle et les mesures. Cette relation n'est pas connue mais est une fonction monotonique croissante, si l'on ne considère pas l'hystérésis. Une régression isotonique permet d'établir une telle relation monotone sans a priori entre la hauteur d'eau et le débit estimé par le modèle hydrologique. Une fois la régression isotonique effectuée, le coefficient de régression isotonique peut être utilisé comme indicateur de performance du modèle hydrologique. Cette régression isotonique correspond, dans le cas présent, à trouver :

$$\min \left( \sum (Q_{mod,i} - \hat{Q}_i)^2 \right),$$

avec la contrainte suivante :

$$\hat{Q}_i \leq \hat{Q}_j, \quad h_i \leq h_j,$$

avec :

- $Q_{mod,i}$  le débit estimé par le modèle hydrologique au pas de temps  $i$  ;
- $h_i$  la hauteur d'eau mesurée au pas de temps  $i$  ;
- $\hat{Q}_i = f(h_i)$  le débit issu de la régression isotonique, et  $f$  la fonction à optimiser.

Cette formulation de la régression isotonique correspond à trouver une relation  $Q(h)$ . Il est également possible d'invertir  $h$  et  $Q$  et de trouver une relation  $h(Q)$ . La distinction entre ces deux formulations est importante car l'égalité  $Q(h(Q_a)) = Q_a$  est généralement fautive (voir figures 4.5 et 4.6). La librairie python scikit-learn propose une implémentation de la régression isotonique (CHAKRAVARTI, 1989). Cette implémentation est utilisée et la description de son algorithme ne force en effet pas l'égalité  $Q(h(Q_a)) = Q_a$ .

L'hypothèse est faite que la relation hauteur-débit n'est pas affectée par la correction des hauteurs d'eau. Hydrauliquement, cela correspond à considérer le dépôt et l'érosion de sédiments comme uniforme sur le lit de la rivière. La géométrie de la section ne change pas mais peut être élevée ou abaissée. On considère également la pente et la rugosité du lit comme constante. Cependant, aucune hypothèse n'est faite sur la géométrie, la rugosité et la pente.

Cette approche consiste donc à calibrer le modèle hydrologique à partir de hauteurs d'eau. Ainsi, afin de déterminer les meilleurs paramètres du modèle, on ne considère pas seulement les performances du modèle à prédire des débits mais les performances du modèle à prédire des débits qui sont reliés de manière monotonique à une série de mesures de

hauteurs d'eau. Cette approche, qui détermine de manière jointe les débits et la courbe de tarage, considère donc implicitement les incertitudes de la courbe de tarage. En effet, si des points de la courbe de tarage sont incertains, alors ces points sont plus susceptibles d'être déplacés lors de petits changements de calibration. Des études suggèrent que la considération de l'incertitude de la relation hauteur-débit a une influence sur l'estimation des paramètres du modèle hydrologique (SIKORSKA et RENARD, 2017) et améliore les performances de celui-ci (MCMILLAN et al., 2010).

### 4.3.1 Modèle hydrologique

Le modèle utilisé est décrit dans cette section. Ce modèle prend les champs de précipitations et la série de températures à Tracuit comme entrées.

Le modèle est implémenté avec la librairie SuperflexPy. Cette librairie est développée par le groupe de modélisation hydrologique de l'EAWAG, mené par Fabrizio FENICIA. La librairie se base sur le principe de modélisation hydrologique flexible «*SUPERFLEX*», proposé par FENICIA et al. (2011). Cette librairie permet de construire des modèles hydrologiques conceptuels modulaires, c'est-à-dire par assemblage d'éléments simples, comme des réservoirs, des jonctions ou encore des fonctions de retardement. Quelques éléments simples sont déjà implémentés dans la librairie mais il est également possible de les modifier ou d'en créer de nouveaux. La possibilité de créer des modèles de différentes complexités, sans structure ou processus pré-définis, en langage Python «*open-source*», est la raison du choix de cette librairie. Cette modularité permet de facilement tester différentes hypothèses sur la complexité du modèle, la structure du modèle et les processus modélisés (CLARK et al., 2011). Ainsi, les éléments qui composent le modèle peuvent être choisis de manière plus rigoureuse (CLARK et al., 2011 ; HORTON et al., 2021).

Le modèle hydrologique choisi doit être parcimonieux et approprié (HORTON et al., 2021). Théoriquement, le champ de précipitations utilisé en entrée du modèle permet de mettre en place un modèle distribué. Pour cela, il faut aussi réussir à déterminer le temps de concentration entre chaque point de grille et la sortie du bassin ou sous-bassin versant. Cela requiert de mettre en place un modèle complexe avec de nombreux paramètres. Comme deux stations de mesure hydrométrique sont disponibles dans le bassin versant, l'utilisation d'un modèle semi-distribué est intéressante. Un modèle semi-distribué permet de limiter le nombre de paramètres, afin de ne pas «surajuster» les données. JAKEMAN et HORNBERGER (1993) soutiennent que l'identification de plus de deux composants du régime hydrologique à partir d'une série temporelle de mesures hydrométriques est peu probable. Cela est particulièrement vrai lorsqu'aucune information sur les états internes des réservoirs conceptuels ne sont disponibles (hauteurs de neige, niveaux d'eau souterraine). Par soucis de parcimonie et si les données ne soutiennent pas l'ajout de réservoirs conceptuels additionnels dans le modèle, le nombre de réservoirs avant chaque station de mesure hydrométrique est fixé à deux. Le modèle choisi est approprié si la structure du modèle et les processus modélisés

sont pertinents vis-à-vis des observations faites dans le bassin versant. La pertinence des processus modélisés est testée par comparaison des performances du modèle avec différentes combinaisons de réservoirs conceptuels. Les réservoirs conceptuels testés sont tous déjà implémentés dans la librairie SuperflexPy (DAL MOLIN et al., 2021). Dans certains cas, ils ont été légèrement modifiés.

Le modèle retenu comprend deux sous-bassin versants. Les deux sous-bassin versant sont modélisés de la même manière mais les paramètres qui décrivent leur réponse hydrologique sont ajustés séparément et peuvent donc être différents. Les éléments qui composent les sous-modèles sont décrits à la section suivante. Le premier sous-bassin versant considère la partie supérieure du bassin versant, jusqu’à la station hydrométrique de Zinal. Le second sous-bassin versant est directement en aval du premier jusqu’à la sortie du bassin versant, près du niveau de la station hydrométrique de Chippis. L’intensité des précipitations en entrée des sous-bassins versants est simplement la moyenne des précipitations sur les points de grille localisés dans le sous-bassin versant (voir figure 4.4).

Par défaut, les équations différentielles sont résolues avec la méthode implicite d’Euler. Cependant, SuperflexPy offre la possibilité d’implémenter d’autres méthodes d’approximation des solutions des équations différentielles. La méthode d’Euler implicite sera utilisée par simplicité.

## Éléments du modèle

Le modèle de base, appliqué à chaque sous-bassin versant, est composé de deux réservoirs en série. Le premier est un réservoir de neige et le second un réservoir du sol, dont la sortie est définie par une fonction puissance du niveau du réservoir. Ces deux réservoirs sont implémentés par défaut dans la librairie SuperflexPy (DAL MOLIN et al., 2021). En plus de l’intensité des précipitations, le réservoir de neige prend une série temporelle de température comme entrée. La température à la station de Tracuit est choisie comme température d’entrée, pour les mêmes raisons que celles citées à la section 3.4.1. La combinaison de ces réservoirs conceptuels a été choisie car elle permet de bien reproduire la forme des descentes de crue (réservoir du sol) et les régimes de «basses eaux» en hiver (réservoir de neige).

Le réservoir de neige a trois paramètres,  $T_0$ ,  $k$  et  $m$ . L’équation du bilan de masse et son comportement est décrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P_{neige} - M,$$

avec :

- $S$  la variable d’état du réservoir en mm ;
- $P_{neige}$  la quantité de précipitations ajoutée dans le réservoir de neige en fonction de  $T$ ,  $T_0$  et des précipitations  $P$  :

$$\begin{cases} P_{neige} = P, & T \leq T_0 \\ P_{neige} = 0, & T > T_0 \end{cases} ;$$

- $M$  la quantité de neige fondue. Le ratio  $\frac{S}{m}$  définit la proportion de la fonte potentielle  $M_{pot}$  qui fond réellement en fonction de la quantité de neige dans le réservoir  $S$  et du paramètre de fonte  $m$ . Plus ce ratio est élevé, plus la quantité de fonte s'approchera de la fonte potentielle  $M_{pot}$ .

$$M = M_{pot} \left( 1 - \exp \left( -\frac{S}{m} \right) \right) ;$$

- $M_{pot}$ , la fonte potentielle, qui est fonction des températures  $T$  et  $T_0$  et du facteur de fonte  $k$ .

$$\begin{cases} M_{pot} = 0, & T \leq T_0 \\ M_{pot} = k(T - T_0), & T > T_0 \end{cases} .$$

Pour le réservoir du sol, l'équation de bilan de masse s'écrit :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in} - Q_{out},$$

avec :

- $S$  la variable d'état du réservoir en mm ;
- $Q_{in}$  la quantité d'entrée du réservoir en mm/h. Dans ce cas, cette quantité est  $Q_{out}$  du réservoir de neige. ;
- $Q_{out}$  la quantité qui sort du réservoir en mm/h avec  $k$  et  $\alpha$  des paramètres à caler. Ces paramètres déterminent si le réservoir est «lent» ou «rapide».

$$Q_{out} = kS^\alpha.$$

La valeur modélisée à la station de Chippis est la somme entre la sortie du sous-bassin versant en aval et la sortie du sous-bassin versant en amont, retardé par une fonction de retardement demi-triangulaire. Cette fonction, utilisée par DAL MOLIN et al. (2020), considère un triangle de base  $t_{lag}$  et de hauteur  $h = \frac{2}{t_{lag}}$ . L'aire de ce triangle est 1. Si l'on considère une entrée  $a$  de la fonction de retardement à  $t = 0$ , alors la sortie de cette fonction au pas de temps  $t_i$  est égale à  $a$  multiplié par l'aire du triangle entre  $t_{i-1}$  et  $t_i$ . Cette aire est égale à 0 lorsque  $t_i > t_{lag}$ .

La documentation des réservoirs considère les entrées et sorties des réservoirs en unité de longueur par unité de temps. Les valeurs en mm/h sont donc conservées jusqu'à l'obtention

de la valeur sortant du dernier réservoir. Une conversion en  $\text{m}^3/\text{s}$  peut ensuite être effectuée avec l'aire totale des sous-bassins versants considérés.

Au total, le modèle proposé contient 11 paramètres. Cinq paramètres par sous-bassin versant plus le paramètre de retardement entre Zinal et Chippis. Au vu du nombre de séries de mesures disponibles (deux) et des considérations émises par JAKEMAN et HORNBERGER (1993), ce nombre de paramètre et cette complexité de modèle semble raisonnable.

### **Calage du modèle**

Le modèle est calé manuellement. Le but est d'arriver à reproduire le comportement hydrologique avec des valeurs de paramètres raisonnables. Une comparaison directe des mesures et des débits estimés n'est pas possible mais une réplification des différents types de régime l'est. En hiver, les hauteurs mesurées sont relativement stables et basses. Des débits estimés stables et bas durant ces périodes sont donc souhaités. Un diagnostic de débits estimés à tendance décroissante pendant l'hiver peut par exemple être le signe d'un réservoir du sol trop lent et qui s'est trop rempli pendant la saison estivale, plus humide. Différemment, si les débits estimés montrent des crues lors de la saison hivernale qui ne sont pas détectées par les mesures de hauteur, alors le modèle pourrait peut-être bénéficier d'une augmentation de la température  $T_0$  des réservoirs de neige, qui stocke les précipitations neigeuses lorsque la température est en dessous de  $T_0$ . Dans les cas moins évidents visuellement, le coefficient de régression  $R^2$  de la régression isotonique est utilisé comme indicateur de la qualité de la modélisation.

## **4.4 Périodes de retour**

L'estimation de périodes de retour et de leurs intensités associées s'effectue avec les mêmes méthodes que pour les précipitations. Pour les crues, il est moins important de considérer les cumuls de débits sur plusieurs heures car le danger principal est la pointe de la crue, qui est généralement d'une durée faible.

## **4.5 Analyse des résultats**

### **4.5.1 Paramètres du modèle et relation hauteur-débit**

Après un calage manuel du modèle, les paramètres qui maximisent les coefficients de régression isotonique, et qui reproduisent les différents régimes hydrologiques, sont présentés à la table 4.1.

TABLE 4.1 – Paramètres du modèle

<b>Amont</b>		<b>Aval</b>	
$T_0$	-7,5 °C	$T_0$	-2,5 °C
$k_{neige}$	0,1	$k_{neige}$	0,09
$m$	18 mm	$m$	6 mm
$k_{sol}$	0,4	$k_{sol}$	0,03
$\alpha_{sol}$	1,5	$\alpha_{sol}$	1,9
$t_{lag}$	6 h		

On remarque les valeurs négatives du paramètre  $T_0$  pour les deux sous-bassins versants. Cela signifie que la température à Tracuit, lorsque le réservoir de neige commence à se vider est négative, même si le sous-bassin versant en aval est en moyenne à une altitude inférieure à celle de Tracuit. Le sous-bassin versant en amont a, comme attendu, une valeur du paramètre  $T_0$  inférieure à celle du sous-bassin versant en aval.

Les performances du modèle, définies par le coefficient de régression isotonique, sont reportées à la table 4.2. Lorsque ce coefficient est égal à 1, toute la variance observée est expliquée par le modèle et lorsque ce coefficient est égal à 0, le modèle est aussi performant que la moyenne des observations. Dans ce contexte, la variable «observée» est la variable prédite par la régression isotonique, soit le débit modélisé (première ligne de la table 4.2) ou les hauteurs d'eau mesurées (deuxième ligne de la table 4.2).

TABLE 4.2 – Performances du modèle

	<b>Amont</b>	<b>Aval</b>
$Q(h)$	$R^2 = 0,72$	$R^2 = 0,57$
$h(Q)$	$R^2 = 0,80$	$R^2 = 0,47$

Les performances du modèle à la station hydrométrique de Zinal sont meilleures que celles de la station hydrométrique de Chippis. Cela peut être expliqué en partie par l'artificialisation de l'écoulement en aval des lacs de rétention. Le modèle ne tient pas compte de ces effets.

La valeur du coefficient de régression isotonique ( $Q(h)$ ) à la station hydrométrique de Zinal est de 0,80, ce qui signifie que 80 % de la variance de la série de débits modélisés est expliquée par la série de hauteurs d'eau mesurées et la relation hauteur-débit ( $Q(h)$ ) établie. Cette relation, ainsi que la relation  $h(Q)$ , est montrée à la figure 4.6 pour Zinal et à la figure 4.5 pour Chippis. Les régressions isotoniques ne produisent pas les mêmes relations si l'on intervertit les séries de hauteurs et de débits. Pour la station de Chippis, la relation du type  $Q(h)$  maximise le coefficient de régression isotonique. La relation «inverse» ( $h(Q)$ ) maximise le coefficient de régression isotonique à la station de Zinal. Pour les grandes

hauteurs, la courbe  $Q(h)$  a tendance à faire des «plats». Cela s'explique par les hauteurs importantes qui ne sont pas reliées à des débits importants et qui empêche la relation  $Q(h)$  de continuer à monter. L'effet inverse, avec des montées verticales de débit pour une même hauteur s'observe moins car il y a peu de débits importants qui ont été modélisés sans que la hauteur d'eau mesurée ne soit importantes. Ces considérations suggèrent que le modèle manque plus de crues qu'il n'en invente. La cause de ces crues manquées peuvent être multiples, mais il est possible, et même probable, que la grille d'entrée des précipitations ait elle-même manqué ou sous-estimé quelques événements de pluie. L'orage du 2 juillet 2018 en est le premier exemple et les considérations de la section 3.6.2 suggèrent également cette possibilité. Les autres causes probables de crues manquées sont dues à des erreurs de modélisations ou de mesures.

Pour la station hydrométrique de Zinal (voir figure 4.6), on remarque une bonne concordance de la courbe de tarage disponible et des relations hauteur-débit obtenues à l'aide des régressions isotoniques. Cette concordance soutient la démarche proposée, sans pour autant prétendre la valider. Ces courbes ont été obtenues de manière indépendantes.

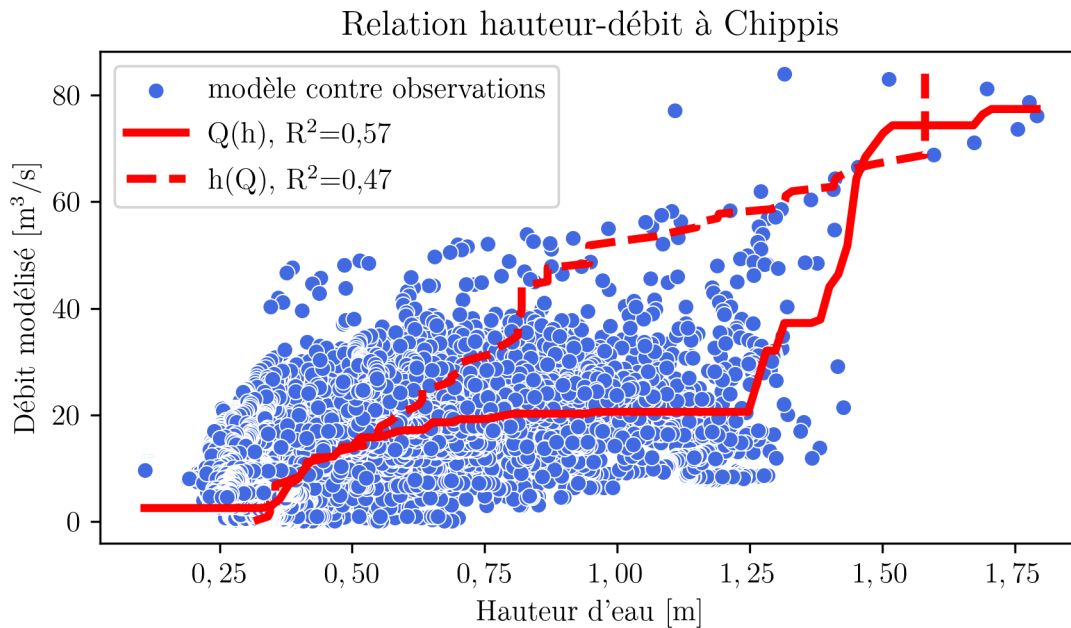


FIGURE 4.5 – Relations hauteur-débit à la station hydrométrique de Chippis. Les courbes rouges représentent les relations isotoniques.

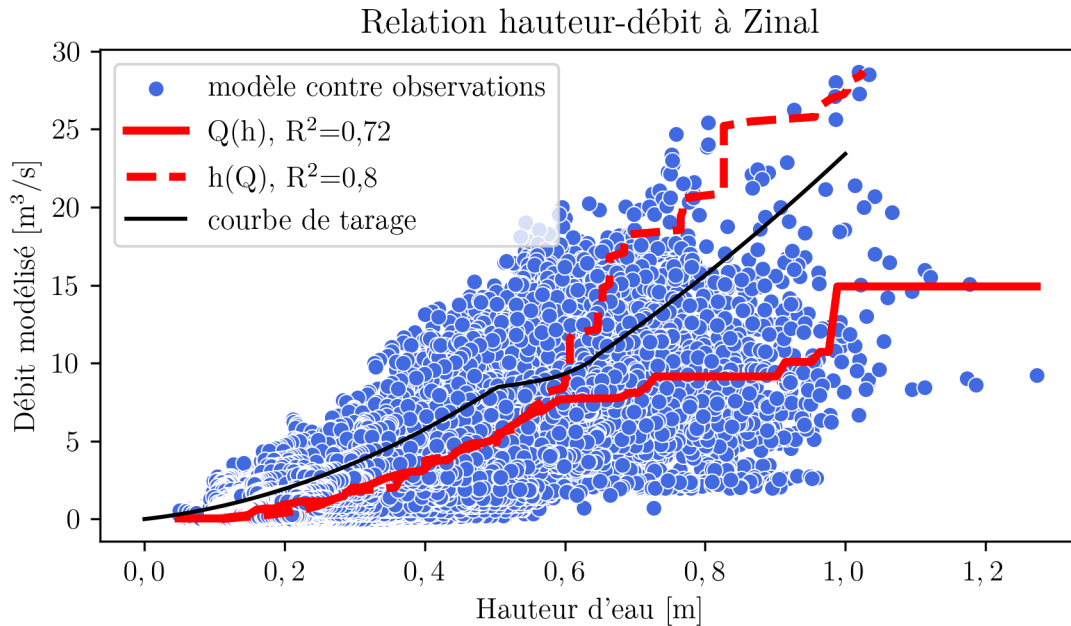


FIGURE 4.6 – Relations hauteur-débit à la station hydrométrique de Zinal. Les courbes rouges représentent les relations isotoniques. La courbe noire représente la courbe de tarage disponible pour cette station.

Conceptuellement, la relation hauteur-débit proposée possède quelques avantages. Premièrement, elle n'exclut pas formellement l'écoulement souterrain parallèle à la rivière. Ensuite, elle peut s'adapter au changement de morphologie de la rivière. Cette relation peut être considérée comme la «médiane» des conditions de la période étudiée. Des changements de morphologie, par exemple liés au transport de sédiments dans le lit ou à des changements de végétation, peuvent introduire des variations du débit d'un facteur deux ou plus, pour une même hauteur (GUERRERO et al., 2012). Ainsi, il y a moins de risques de se retrouver dans une situation similaire à celle où une courbe de tarage établie à une certaine période de l'année ou il y a quelques années n'est plus représentative des conditions morphologiques actuelles de la station. Ces considérations restent cependant conceptuelles et ne peuvent être validées que par des campagnes d'études sur le terrain.

Une vérification des états internes des réservoirs du modèle montre que le réservoir de neige, pour la partie aval du bassin versant, a atteint sa plus haute valeur, de la période étudiée, en avril 2018. Ces résultats sont cohérents avec la réalité. L'hiver 2017/2018 a été un hiver très enneigé, notamment à Grimentz, une localité située dans la partie aval du bassin versant (MÉTÉOSUISSE, 2018b; M. ZUFFEREY, 2018).



#### 4.5.2 Estimation des débits de pointe et de la période de retour de la crue de 2018

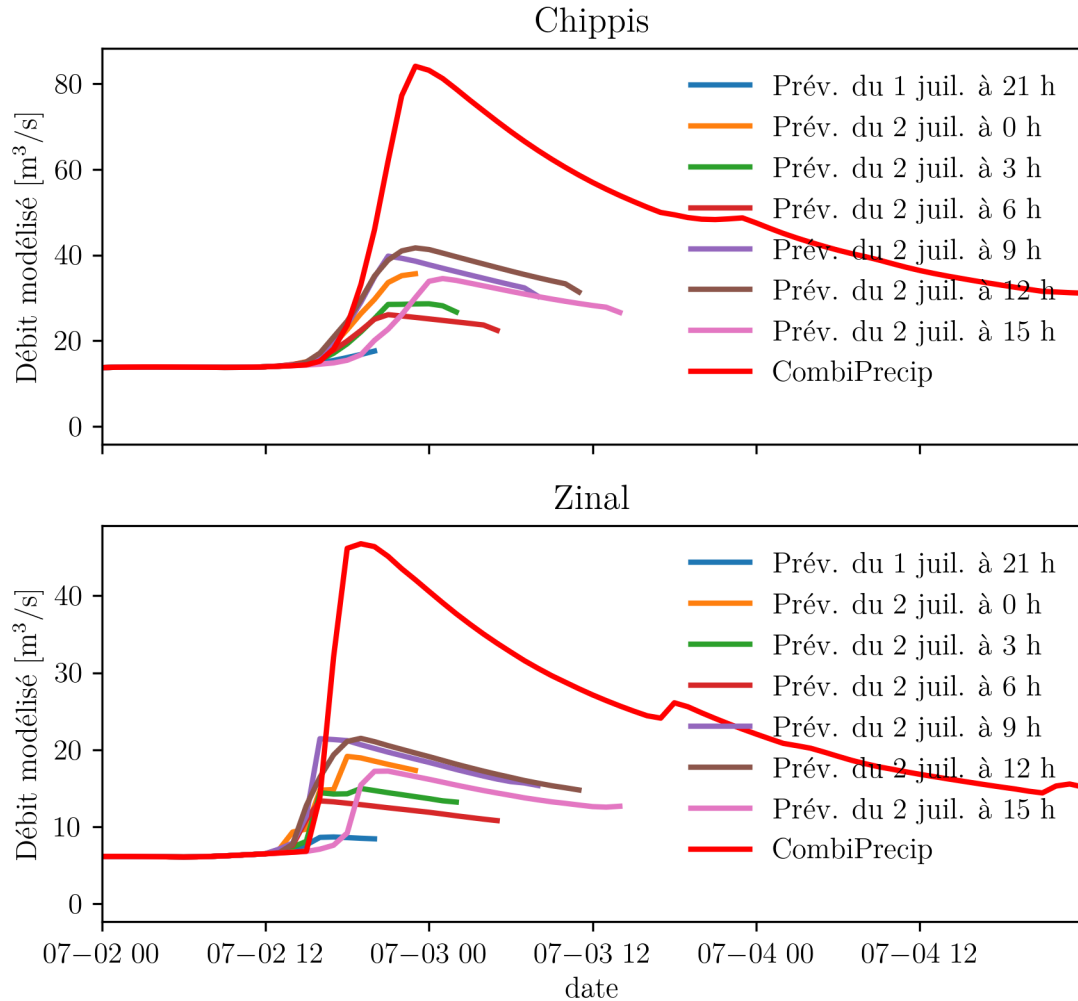


FIGURE 4.7 – Débits modélisés lors de la crue de 2018 à Zinal et à Chippis. La courbe rouge représente les débits modélisés avec les données de précipitations radar (CombiPrecip) en entrée. Les autres courbes représentent les débits modélisés avec différentes prévisions de précipitations COSMO-1 en entrée.

La figure 4.7 montre que le modèle alimenté par les prévisions de précipitations COSMO-1 ne reproduit pas un débit de pointe comparable à celui obtenu avec les précipitations

CombiPrecip. Cela indique que les précipitations prévues par le modèle COSMO-1, avec ce modèle hydrologique, ne permettent pas de prédire le débit de pointe de la crue de juillet 2018.

Les débits de pointe de la crue, modélisés avec les précipitations CombiPrecip en entrée, sont présentés à la table 4.3.

TABLE 4.3 – Débits de pointe modélisés pour la crue de juillet 2018.

<b>Zinal</b>	<b>Chippis</b>
47 m <sup>3</sup> /s	84 m <sup>3</sup> /s

À titre de comparaison, les seconds débits de pointe les plus importants sont 29 m<sup>3</sup>/s et 58 m<sup>3</sup>/s à Zinal et à Chippis, en août 2015 et en juin 2019, respectivement. Il faut rester prudent avec cette comparaison car le modèle hydrologique a été alimenté par les précipitations du produit CombiPrecip lors de la crue de 2018 et par les précipitations interpolées à partir des observations des pluviographes pour le reste de la période. Cette prudence est également valable pour les études des valeurs extrêmes qui vont suivre. Lorsque l'on ne prend pas en compte les précipitations CombiPrecip de l'orage du 2 juillet dans le modèle hydrologique, les débits de pointe sont 12 et 24 m<sup>3</sup>/s à Zinal et Chippis, respectivement. Selon le modèle proposé, ces débits de pointes sont surpassés plusieurs fois par année aux deux stations. Si l'on fait l'hypothèse, très vraisemblable, que la crue de 2018 est la plus forte de la période étudiée (de oct. 2011 à oct. 2021), deux remarques peuvent être faites, en considérant le modèle hydrologique proposé. La première est que la crue ne peut pas être reproduite sans l'utilisation des données CombiPrecip. La seconde est que la crue a été déclenchée par l'orage qui a frappé l'amont du bassin versant. Sans les importantes précipitations, que seul le radar semble avoir détectées, le modèle hydrologique ne reproduit pas la crue.

La figure 4.8 montre les relations entre intensité et période de retour pour les débits modélisés à Zinal (gauche) et à Chippis (droite). Cette figure montre aussi le débit de pointe estimé de la crue en bleu. L'intersection entre cette courbe et l'estimation la plus vraisemblable du débit en fonction de la période de retour donne l'estimation la plus vraisemblable de la période de retour pour les débits de pointe modélisés de la crue de juillet 2018. Pour Zinal, cette période de retour est de 42 ans. Pour Chippis, cette période de retour est de 36 ans. Il semble logique que la période de retour pour la crue à Zinal soit plus importante que pour Chippis car la plus grosse quantité des fortes précipitations s'est produite en amont de la station de Zinal.

On distingue également sur cette figure la borne inférieure de l'intervalle de confiance (95 %) de cette période de retour, à environ 5 ans (voir également figures D.1 et D.2). Empiriquement, il semble difficile de croire à la pertinence de cette borne inférieure. Par

extrapolation, on devine également que la borne supérieure de la période de retour est très élevée. Une estimation plus rigoureuse (par profils de log-vraisemblance) de cette borne supérieure est présentée aux figures D.1 et D.2, en annexe. La borne supérieure de l'intervalle de confiance (95 %) de la période de retour de la crue de 2018 est de plus de 1400 ans pour Chippis et de plus de 2000 ans pour Zinal. L'interprétation de telles valeurs dans un contexte de politique de gestion des risques est délicat.

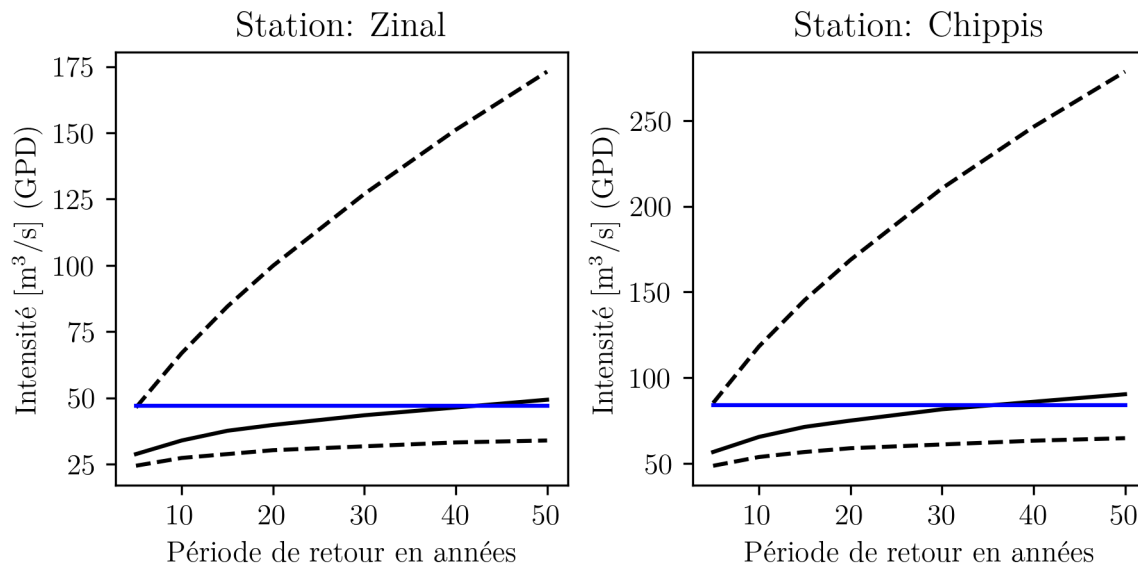


FIGURE 4.8 – Intensité en fonction de la période de retour. La courbe noire continue indique l'intensité la plus vraisemblable pour la période de retour en abscisse. Les courbes noires discontinues indiquent les bornes supérieures et inférieures de cette intensité. La ligne bleue correspond au débit de pointe modélisé de la crue de 2018.

Il faut également noter que seuls les résultats de l'étude des valeurs extrêmes avec la méthode des excédences de seuil ont été présentés. Les graphiques des moyennes des excédences de seuils montrent assez clairement une zone de linéarité à partir d'un certain seuil. De plus, le seuil obtenu graphiquement permet de considérer plus de valeurs extrêmes dans le calage des lois de distributions des valeurs extrêmes, ce qui diminue la variance et diminue l'amplitude de l'intervalle de confiance.

## 4.6 Synthèse

### 4.6.1 Modélisation hydrologique dans le val d'Anniviers

L'utilisation d'un modèle conceptuel simple dans le val d'Anniviers donne de bons résultats et permet d'expliquer une bonne partie de la variance présente dans les mesures de hauteurs d'eau. La grille de précipitations développée au chapitre précédent permet de considérer les précipitations en amont et en aval de la première station hydrométrique, à Zinal. Les cumuls de neige très importants reportés lors de l'hiver 2017/2018 ont aussi été modélisés comme très importants dans la partie aval du bassin versant.

La série de débits modélisés a plus tendance à oublier certaines crues qu'à en inventer. Une explication pour cela est que les précipitations utilisées en entrée du modèle ont tendance à sous-estimer les fortes intensités des précipitations et même parfois occulter certains événements, comme cela est le cas pour l'orage du 2 juillet 2018, lorsque les précipitations radar (CombiPrecip) ne sont pas utilisées.

### 4.6.2 Construction d'une relation hauteur-débit

La construction d'une relation hauteur-débit à l'aide d'une régression isotonique semble être une alternative et/ou un complément intéressant à la courbe de tarage classique. Conceptuellement, cette relation présente des avantages qui seraient intéressants d'explorer et de tester dans la pratique.

### 4.6.3 Estimation des débits de pointe et des périodes de retour

Des débits de pointe de 47 m<sup>3</sup>/s à Zinal et de 84 m<sup>3</sup>/s à Chippis ont été estimés pour la crue de 2018 de la Navisence. Ces estimations proviennent du modèle hydrologique proposé, alimenté par les précipitations CombiPrecip. De tels débits de pointe n'ont pas pu être reproduits avec la grille de précipitations interpolée et les prévisions de précipitations COSMO-1.

Les incertitudes sur l'estimation des périodes de retour sont très importantes. Les estimations les plus vraisemblables de la période de retour de la crue de 2018 se situent autour de 40 ans. Les analyses réalisées ne laissent pas penser que le pic d'intensité de l'orage est moins extrême que le débit de pointe de la crue.

### 4.6.4 Pistes pour de futures améliorations de la méthode

La méthode de correction des mesures de hauteurs d'eau n'est pas optimale. L'hypothèse de l'uniformité du transport de sédiment entre le 1<sup>er</sup> avril et le 31 octobre n'est pas très crédible. Un modèle de déposition et d'érosion des sédiments en fonction des hauteurs d'eau observées relatives pourrait améliorer l'estimation de la correction. Une autre alternative

est de procéder régulièrement à des relevés de la hauteur  $H$  entre le capteur et le fond du lit, afin de mesurer la correction à appliquer.

Les prévisions des précipitations COSMO-1 ne suffisent pas pour reproduire le débit de pointe de la crue modélisé par le modèle avec les précipitations détectées par le radar (CombiPrecip). Le successeur du modèle de prévisions COSMO-1, COSMO-1E, calcule, pour chaque prévision, 11 scénarios (MÉTÉOSUISSE, 2021b). Ces 11 scénarios peuvent être, ensembles, interprétés de manière probabiliste. Si l'on utilise chacun de ces scénarios en entrée du modèle hydrologique, il est possible d'obtenir une prévision probabiliste du débit de pointe de la crue.

## 5. Conclusion

### 5.1 Méthodologie proposée

Afin de pouvoir étudier la crue de 2018 de la Navisence, tout en respectant des contraintes de moyens à disposition et d'existence des données, une méthodologie adaptée a été proposée. Cette méthodologie se veut flexible. Des données, qui proviennent de sources différentes, sont traitées de manière à pouvoir s'accommoder aux observations de terrain et aux moyens à disposition. Cette méthodologie permet donc une certaine liberté dans le choix des données utilisées. Le but est, évidemment, de choisir les données les plus appropriées à la situation. Les données radar, plus coûteuses à traiter, ont été utilisées uniquement lors de l'orage du 2 juillet 2018, car le réseau de pluviographes du val d'Anniviers n'a pas réussi à détecter le pic d'intensité des précipitations ce jour-là. Pour le reste de la période étudiée, une interpolation des mesures des pluviographes est utilisée. Un modèle hydrologique, parcimonieux et jugé adéquat, a ensuite été alimenté avec les données de précipitations traitées.

### 5.2 Courbe de tarage et estimation des débits

Les mesures de hauteurs d'eau aux stations hydrométriques disponibles ont été corrigées avec une méthode simple. Cette méthode suppose que la hauteur d'eau médiane dans la rivière en hiver est constante d'année en année et que l'érosion et la déposition de matériaux dans le lit de la rivière sont uniformes le reste de l'année. Les hypothèses faites, en lien avec cette correction, ne sont pas très réalistes. Deux pistes sont évoquées pour améliorer ces corrections. La première est de mieux relier les corrections aux variations des hauteurs d'eau dans la rivière. La seconde est de mesurer régulièrement la distance entre le capteur et le fond du lit.

L'inexistence de la courbe de tarage de Chippis et des mesures hydrométriques lors de la crue de 2018 à Zinal a nécessité l'estimation d'une courbe de tarage et de débits à l'aide d'un modèle hydrologique. Le lien entre les hauteurs mesurées et les débits modélisés est établi avec une régression isotonique. Cette approche comporte quelques avantages conceptuels, comme la réduction du nombre d'hypothèses. Cette approche permet aussi de considérer implicitement l'incertitude de la relation hauteur-débit dans le modèle hydrologique.

### 5.3 Relation entre l'orage et la crue

Les analyses menées montrent que la crue a été causée par un orage violent, tel que détecté par le radar. Les précipitations mesurées par les pluviographes ainsi que les prévisions COSMO-1 ne suffisent pas à expliquer la crue.

À cause de grandes incertitudes, les analyses des valeurs extrêmes effectuées ne permettent pas de conclure lequel du pic d'intensité de l'orage ou du débit de pointe de la crue est le plus extrême. Les estimations proposées semblent indiquer que l'orage est plus extrême que la crue. Cependant, des considérations qualitatives de l'échantillonnage spatial des mesures de précipitations suggèrent que les périodes de retour des précipitations sont surestimées.

### 5.4 Gestion des risques et incertitudes

Les incertitudes de cette analyse sont importantes et l'utilisation de cette dernière dans une politique de gestion des risques doit être prudente. L'analyse porte principalement sur la période 2011-2021. Les périodes de retour de l'événement étudié sont vraisemblablement de l'ordre de grandeur ou supérieures à 40 ans. Cette échelle de temps est suffisante pour que différents paramètres climatiques soient altérés, en particulier dans un contexte de crise climatique. Il est difficile de prédire quel sera l'impact réel de tels changements sur ce type d'événements rares. La validité du modèle hydrologique proposé, dans le temps, est aussi difficile à prédire.

### 5.5 Perspectives

L'absence de mesures à Zinal pendant la crue et d'une courbe de tarage à Chippis a nécessité la mise en place d'une méthodologie particulière. Il semble intéressant de tester cette méthodologie dans d'autres situations, qui disposent de séries de mesures complètes et de courbes de tarage, afin d'évaluer sa validité. L'application de cette méthode ne requiert pas d'autres données que les entrées d'un modèle hydrologique et les mesures de hauteurs d'eau. Il est pour l'heure difficile d'estimer la pertinence des possibilités offertes par une telle méthodologie dans la gestion et la surveillance hydrologique de bassins versants. Les questions suivantes illustrent quelques potentielles interrogations à ce sujet :

- Cette méthode peut-elle permettre d'estimer de nouvelles courbes de tarage valides ?
- Quelle est la qualité des courbes de tarage produites ?
- Cette méthode peut-elle permettre de détecter des anomalies dans des courbes de tarage actuelles ?
- Quelles sont les implications de cette méthode sur le calage et la qualité des modèles hydrologiques ?

# Bibliographie

- ABBATE, Andrea, Monica PAPINI et Laura LONGONI (2021). « Extreme Rainfall over Complex Terrain : An Application of the Linear Model of Orographic Precipitation to a Case Study in the Italian Pre-Alps ». In : *Geosciences* 11.1. Number : 1 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 18. DOI : 10.3390/geosciences11010018.
- AHRENS, Bodo (2005). « Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 10. DOI : 10.5194/hessd-2-1893-2005.
- AHRENS, Donald C. (2009). « Meteorology Today ». In : 9th. Chap. 6, Stability and Cloud Development, p. 141-163.
- ALAM, Sadaf R. et al. (2020). « Software Defined Infrastructure for Operational Numerical Weather Prediction ». In : *Driving Scientific and Engineering Discoveries Through the Convergence of HPC, Big Data and AI*. Sous la dir. de Jeffrey NICHOLS et al. Communications in Computer and Information Science. Cham : Springer International Publishing, p. 303-317. ISBN : 978-3-030-63393-6. DOI : 10.1007/978-3-030-63393-6\_20.
- ANDRES, Norina et Dr. Alexandre BADOUX (2019). *Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 2018, Rutschungen, Murgänge, Hochwasser und Sturzereignisse*. URL : [https://www.wsl.ch/fileadmin/user\\_upload/WSL/News\\_global/2019/03/Unwetterschaeden\\_2018/WEL\\_1\\_2019\\_Unwetterschaeden\\_Schweiz\\_2018.pdf](https://www.wsl.ch/fileadmin/user_upload/WSL/News_global/2019/03/Unwetterschaeden_2018/WEL_1_2019_Unwetterschaeden_Schweiz_2018.pdf).
- BARTON, Yannick et al. (2020). « A multi-year assessment of sub-hourly gridded precipitation for Switzerland based on a blended radar—Rain-gauge dataset ». In : *International Journal of Climatology* 40.12, p. 5208-5222. ISSN : 1097-0088. DOI : 10.1002/joc.6514.
- BOCHAROV, Georgii (2020-). *pyextremes : Extreme Value Analysis (EVA) in Python*. URL : <https://github.com/georgebv/pyextremes>.
- BOMMIER, Esther (2014). « Peaks-Over-Threshold Modelling of Environmental Data ». Thèse de master. Uppsala Universitet.
- BOX, G. E. P. et D. R. COX (1964). « An Analysis of Transformations ». In : *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 26.2. Publisher : [Royal Statistical Society, Wiley], p. 211-252. ISSN : 0035-9246. URL : <https://www.jstor.org/stable/2984418>.
- CHAKRAVARTI, Nilotpal (1989). « Isotonic Median Regression : A Linear Programming Approach ». In : *Mathematics of Operations Research* 14.2. Publisher : INFORMS, p. 303-308. ISSN : 0364-765X. URL : <https://www.jstor.org/stable/3689709>.
- CLARK, Martyn P., Dmitri KAVETSKI et Fabrizio FENICIA (2011). « Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling ». In : *Water Resources Research* 47.9. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2010WR009827.



- COLE, Stuart (2001). *An introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer.  
URL : <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%5C%2F978-1-4471-3675-0.pdf>.
- COMITI, Francesco et Luca MAO (2012). « Recent Advances in the Dynamics of Steep Channels ». In : *Gravel-Bed Rivers*. Section : 26. John Wiley & Sons, Ltd, p. 351-377. ISBN : 978-1-119-95249-7. DOI : 10.1002/9781119952497.ch26.
- COMMUNE D'ANNIVIERS (2021a). *Route Sierre-Vissoie : fermée pendant deux mois en 2022*. Information officielle. URL : [https://www.anniviers.org/data/documents/5\\_Pratique/RC40/211202\\_Flyer.pdf](https://www.anniviers.org/data/documents/5_Pratique/RC40/211202_Flyer.pdf).
- COMMUNE D'ANNIVIERS (2021b). *Site internet de la commune d'Anniviers*. URL : <https://www.anniviers.org/fr/presentation-commune-162.html>.
- COMMUNE D'ANNIVIERS (2021c). *Site internet de la commune d'Anniviers*. URL : <https://www.anniviers.org/fr/commissions-458.html> (visité le 04/12/2021).
- COMMUNE DE CHIPPIIS (2021). *Site internet de la commune de Chippis*. URL : <https://www.chippis.ch/index.php/vie-locale/commerces>.
- CRÉALP (2022). *Géocadast*. URL : <https://geocadast.crealp.ch/index.php?lang=FR&view=carte&mode=display> (visité le 11/01/2022).
- CREALP et CANTON DU VALAIS (2021). *Plateforme Guardaval*. URL : <https://guardaval.vs.ch/login>.
- DAL MOLIN, Marco, Dmitri KAVETSKI et Fabrizio FENICIA (2021). « SuperflexPy 1.3.0 : an open-source Python framework for building, testing, and improving conceptual hydrological models ». English. In : *Geoscientific Model Development* 14.11. Publisher : Copernicus GmbH, p. 7047-7072. ISSN : 1991-959X. DOI : 10.5194/gmd-14-7047-2021.
- DAL MOLIN, Marco et al. (2020). « Understanding dominant controls on streamflow spatial variability to set up a semi-distributed hydrological model : the case study of the Thur catchment ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 24.3. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1319-1345. ISSN : 1027-5606. DOI : 10.5194/hess-24-1319-2020.
- DAYER, Christian (2013). « Et au milieu coule la Navizence ». In : *Le Nouvelliste* 85. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20130413-01.2.15.1](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20130413-01.2.15.1).
- DOUGUÉDROIT, Annick et Marie-Françoise DE SAINTIGNON (1984). « Les gradients de températures et de précipitations en montagne ». In : *Revue de Géographie Alpine* 72.2. Publisher : Persée - Portail des revues scientifiques en SHS, p. 225-240. DOI : 10.3406/rga.1984.2566.
- ECOSCAN SA (2005). *Inventaire Ecomorphologique De Niveau Régional Des Rivières Vaudoises*.
- ERDIN, Rebekka (2013). « Geostatistical methods for hourly radar-gauge combination : An explorative, systematic application at MeteoSwiss ». In : 92, p. 58. URL : <https://www.meteoschweiz.admin.ch/content/dam/meteoswiss/en/Ungebundene-Seiten/Publicationen/Scientific-Reports/doc/sr92erdin.pdf>.
- ERDIN, Rebekka, Christoph FREI et Hans R. KÜNSCH (2012). « Data Transformation and Uncertainty in Geostatistical Combination of Radar and Rain Gauges ». In : *Journal*

- of Hydrometeorology* 13.4. Publisher : American Meteorological Society, p. 1332-1346. ISSN : 1525-755X. URL : <https://www.jstor.org/stable/24914708>.
- FAUCHÈRE, Pascal (2011). « Les Anses Gardiens de nos Cours d'Eau ». In : *Le Nouvelliste*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20110702-01.2.18](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20110702-01.2.18).
- FELDMANN, Monika et al. (2021). « A Characterisation of Alpine Mesocyclone Occurrence ». In : *Weather and Climate Dynamics Discussions*. Publisher : Copernicus GmbH, p. 1-26. DOI : 10.5194/wcd-2021-53.
- FENICIA, Fabrizio, Dmitri KAVETSKI et Hubert H. G. SAVENIJE (2011). « Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 1. Motivation and theoretical development ». In : *Water Resources Research* 47.11. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2010WR010174.
- FEUILLE COMMERCIALE DE SIERRE ET DU DISTRICT (1929). « A Zinal ». In : *Feuille commerciale de Sierre et du district*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=FCS19290814-01.2.11](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=FCS19290814-01.2.11).
- FORCES MOTRICES DE LA GOUGRA SA (2014). *Un aménagement aux confins des vallées d'Anniviers et de Tourtemagne*. URL : [https://www.alpiq.ch/fileadmin/user\\_upload/documents/assets/gouggra/alpiq\\_gouggra\\_power\\_plant\\_folder\\_2014\\_fr.pdf](https://www.alpiq.ch/fileadmin/user_upload/documents/assets/gouggra/alpiq_gouggra_power_plant_folder_2014_fr.pdf).
- GERMANN, U. et al. (2016). « Weather radar in Switzerland ». In : *"From weather observations to atmospheric and climate sciences in Switzerland"*. Sous la dir. d'edited by S. WILLEMSE et M. FURGER. vdf. URL : <https://doi.org/10.3929/ethz-a-010649833>.
- GILLIES, Sean et al. (2007-). *Shapely : manipulation and analysis of geometric objects*. toblerity.org. URL : <https://github.com/Toblerity/Shapely>.
- GILLIES, Sean et al. (2013-). *Rasterio : geospatial raster I/O for Python programmers*. Mapbox. URL : <https://github.com/rasterio/rasterio>.
- GOOVAERTS, P. (2000). « Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall ». In : *Journal of Hydrology* 228.1, p. 113-129. ISSN : 0022-1694. DOI : 10.1016/S0022-1694(00)00144-X.
- GOTTARDI, Frédéric et al. (2012). « Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over French mountains ». In : *Journal of Hydrology* 432-433, p. 154-167. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2012.02.014.
- GUAN, Huade, John L. WILSON et Oleg MAKHNIN (2005). « Geostatistical Mapping of Mountain Precipitation Incorporating Autosearched Effects of Terrain and Climatic Characteristics ». In : *Journal of Hydrometeorology* 6.6. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Hydrometeorology, p. 1018-1031. ISSN : 1525-7541, 1525-755X. DOI : 10.1175/JHM448.1.
- GUERRERO, José-Luis et al. (2012). « Temporal variability in stage-discharge relationships ». In : *Journal of Hydrology* 446-447, p. 90-102. ISSN : 0022-1694. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2012.04.031.
- HARRIS, Charles R. et al. (2020). « Array programming with NumPy ». In : *Nature* 585.7825, p. 357-362. DOI : 10.1038/s41586-020-2649-2.

- HELMUS, Jonathan et Scott COLLIS (2016). « The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language ». In : *Journal of Open Research Software* 4.1. Number : 1 Publisher : Ubiquity Press, e25. ISSN : 2049-9647. DOI : 10.5334/jors.119.
- HORTON, Pascal, Bettina SCHAEFLI et Martina KAUZLARIC (2021). « Why do we have so many different hydrological models? A review based on the case of Switzerland ». In : *WIREs Water* n/a (n/a), e1574. ISSN : 2049-1948. DOI : 10.1002/wat2.1574.
- HU, Qingfang et al. (2019). « Rainfall Spatial Estimations : A Review from Spatial Interpolation to Multi-Source Data Merging ». In : *Water* 11.3. Number : 3 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, p. 579. DOI : 10.3390/w11030579.
- HUNTER, J. D. (2007). « Matplotlib : A 2D graphics environment ». In : *Computing in Science & Engineering* 9.3, p. 90-95. DOI : 10.1109/MCSE.2007.55.
- HYDRO EXPLOITATION (2018). URL : <https://www.hydro-exploitation.ch/fr/vissioie-remplacement-conduite-forcee-458.html> (visité le 21/09/2021).
- INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG (2021). *Beschreibung automatische Stationen*. URL : <https://www.slf.ch/de/lawinenbulletin-und-schneesituation/messwerte/beschreibung-automatische-stationen.html> (visité le 12/11/2021).
- ISOTTA, Francesco A. et al. (2014). « The climate of daily precipitation in the Alps : development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data ». In : *International Journal of Climatology* 34.5, p. 1657-1675. DOI : <https://doi.org/10.1002/joc.3794>.
- JAKEMAN, A. J. et G. M. HORNBERGER (1993). « How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? » In : *Water Resources Research* 29.8, p. 2637-2649. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/93WR00877.
- JAQUIER, Samuel (2015a). « Ces 3,5 hectares doivent être dépollués ». In : *Le Nouvelliste* 233. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20151009-01.2.22.1](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20151009-01.2.22.1).
- JAQUIER, Samuel (2015b). « La Navizence bientôt plus sûre ». In : *Le Nouvelliste* 144. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20150625-01.2.19.1](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE20150625-01.2.19.1).
- JIAN, Jie et al. (2017). « Towards hydrological model calibration using river level measurements ». In : *Journal of Hydrology : Regional Studies* 10, p. 95-109. ISSN : 2214-5818. DOI : 10.1016/j.ejrh.2016.12.085.
- JORDAHL, Kelsey et al. (2020). *geopandas/geopandas : v0.8.1*. Version v0.9.0. DOI : 10.5281/zenodo.3946761.
- JOURNAL DE SIERRE (1931). « Nuit tragique à Vissoie ». In : *Journal de Sierre* 15.17. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19310228-01.2.10](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19310228-01.2.10).
- JOURNAL DE SIERRE (1969). « La débâcle au Val d'Anniviers en été 1834 ». In : *Journal de Sierre* 93. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19691121-01.2.53](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19691121-01.2.53).
- JOURNAL DE SIERRE (1995). « Télégrammes ». In : *Journal de Sierre* 81.64. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19950811-01.2.7.2](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19950811-01.2.7.2).
- JOURNAL DE SIERRE (2015). « la petite phrase ». In : *Journal de Sierre* 13. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS20150703-01.2.6.5](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS20150703-01.2.6.5).

- LA LIBERTÉ (1934). « La débâcle du glacier de Zinal ». In : *La Liberté*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=LLE19340830-01.2.24](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=LLE19340830-01.2.24).
- LA PATRIE VALAISANNE (1934). « Il y a 100 ans Les inondations en Anniviers ». In : *La Patrie valaisanne*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=PAT19340828-01.2.2](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=PAT19340828-01.2.2).
- LA SENTINELLE (1929). « Grave éboulement à Zinal ». In : *La Sentinelle*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=LSE19290813-01.2.28](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=LSE19290813-01.2.28).
- LA TERRE VALAISANNE (1949). « La peur du risque, c'est ta terre qui meurt ! ». In : *La Terre valaisanne*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=PAT19340828-01.2.2](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=PAT19340828-01.2.2).
- LE NOUVELLISTE (1945). « Un bisse d'irrigation cède ». In : *Le Nouvelliste*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE19450429-01.2.38](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE19450429-01.2.38).
- LE NOUVELLISTE (1984). « Il y a 150 ans : la débâcle du glacier de Zinal ». In : *Le Nouvelliste*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE19841011-01.2.399](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE19841011-01.2.399).
- LE NOUVELLISTE (1987). « Calme de 1948... le Rhône déborde ». In : *Le Nouvelliste*. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE19870826-01.2.456](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=NVE19870826-01.2.456).
- LES COMPAGNONS DE LA NAVIZENCE (2021). URL : <http://www.theatreanniviers.ch/> (visité le 21/09/2021).
- LY, Sarann, Catherine CHARLES et Aurore DEGRE (2013). « Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale. A review ». In : *Biotechnology, Agronomy and Society and Environment* 17, p. 392-406.
- MARIÉTAN, Ignace (1932). *Zinal et la vallée d'Anniviers, Résumé de la causerie donnée à Zinal le 18 juillet 1932*. URL : [http://doc.rero.ch/record/23657/files/BCV\\_N\\_112\\_050\\_1932\\_012.pdf](http://doc.rero.ch/record/23657/files/BCV_N_112_050_1932_012.pdf).
- MARIÉTAN, Ignace (1954). *Phénomènes d'érosion dans le vallon de Zinal*. Sion.
- MASSON, D. et Christoph FREI (2014). « Spatial analysis of precipitation in a high-mountain region : exploring methods with multi-scale topographic predictors and circulation types ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.11. Publisher : Copernicus GmbH, p. 4543-4563. ISSN : 1027-5606. DOI : 10.5194/hess-18-4543-2014.
- MCKINNEY, Wes (2010). « Data Structures for Statistical Computing in Python ». In : *Proceedings of the 9th Python in Science Conference*. Sous la dir. de Stéfan van der WALT et Jarrod MILLMAN, p. 56-61. DOI : 10.25080/Majora-92bf1922-00a.
- MCMILLAN, Hilary et al. (2010). « Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions ». In : *Hydrological Processes* 24.10, p. 1270-1284. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.7587.
- MEERVELD, H. J. Ilja van, Marc J. P. VIS et Jan SEIBERT (2017). « Information content of stream level class data for hydrological model calibration ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 21.9. Publisher : Copernicus GmbH, p. 4895-4905. ISSN : 1027-5606. DOI : 10.5194/hess-21-4895-2017.
- MÉTÉOSUISSE (2016). *Plateforme IDAWEB*. URL : <https://gate.meteoswiss.ch/idaweb/login.do>.
- MÉTÉOSUISSE (2018a). *Bulletin climatologique été 2018*. Genève.

- MÉTÉOSUISSE (2018b). *Bulletin climatologique hiver 2017/2018*. Genève.
- MÉTÉOSUISSE (2018c). *Climate Scenarios for Switzerland*. ISBN : 978-3-9525031-4-0. 271 p.  
URL : [https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/analyses-des-valeurs-extremes/cartes-des-precipitations-extremes.html?filters=1-day-sum\\_year\\_retlev\\_X100](https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/analyses-des-valeurs-extremes/cartes-des-precipitations-extremes.html?filters=1-day-sum_year_retlev_X100).
- MÉTÉOSUISSE (2020a). *Cartes des précipitations saisonnières*. URL : [https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/analyses-des-valeurs-extremes/cartes-des-precipitations-extremes.html?filters=1-day-sum\\_year\\_retlev\\_X100](https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/analyses-des-valeurs-extremes/cartes-des-precipitations-extremes.html?filters=1-day-sum_year_retlev_X100).
- MÉTÉOSUISSE (2020b). *Nowcasting*. URL : <https://www.meteosuisse.admin.ch/home/systemes-de-mesure-et-de-prevision/systemes-d-alertes-et-de-previsions/nowcasting.html> (visité le 16/01/2022).
- MÉTÉOSUISSE (2021a). *Cartes des normales saisonnières*. URL : [https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/normes-climatologiques/cartes-des-normales-saisonnieres.html?filters=precip\\_8110\\_yy](https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/normes-climatologiques/cartes-des-normales-saisonnieres.html?filters=precip_8110_yy).
- MÉTÉOSUISSE (2021b). *COSMO forecasting system - MeteoSwiss*. URL : <https://www.meteoswiss.admin.ch/home/measurement-and-forecasting-systems/warning-and-forecasting-systems/cosmo-forecasting-system.html> (visité le 16/01/2022).
- MÉTÉOSUISSE (2021c). *Réseau de mesures automatiques*. URL : <https://www.meteosuisse.admin.ch/home/systemes-de-mesure-et-de-prevision/stations-au-sol/reseau-au-de-mesures-automatiques.html> (visité le 12/11/2021).
- MURPHY, B. S. (2014). « PyKriging : Development of a Kriging Toolkit for Python ». In : 2014. Conference Name : AGU Fall Meeting Abstracts, H51K-0753.
- OFFICE DU TOURISME DE SIERRE (2021). *Site internet de l'office du tourisme de Sierre*. URL : <https://www.sierretourisme.ch/fr/chippis-287.html>.
- OFFICE FÉDÉRAL DE L'ENVIRONNEMENT (2021). *Atlas Hydrologique de la Suisse*. Consulté le 21.09.2021. URL : <https://hydromaps.ch>.
- OFFICE FÉDÉRAL DE LA TOPOGRAPHIE (2021). Confédération Suisse. URL : [map.geo.admin.ch](http://map.geo.admin.ch) (visité le 21/09/2021).
- PDC ANNIVIERS (2020). *David Zufferey- La Navizence*. Vidéo. URL : <https://www.youtube.com/watch?v=MbtF1FosxyU>.
- PEDREGOSA, F. et al. (2011). « Scikit-learn : Machine Learning in Python ». In : *Journal of Machine Learning Research* 12, p. 2825-2830.
- PRALONG, Ch. (1997). « Chippis : budget 1998, Travaux das la Navizence ». In : *Journal de Sierre* 83.101. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19971224-01.2.26](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19971224-01.2.26).
- PRALONG, Ch. et Claire VIANIN (1993). « A quelques centimètres de la catastrophe ». In : *Journal de Sierre* 79.77. URL : [www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19930928-01.2.13.1](http://www.e-newspaperarchives.ch/?a=d&d=JDS19930928-01.2.13.1).
- RADIO TÉLÉVISION SUISSE (2018). Reportage du 19h30. URL : <https://www.rts.ch/info/regions/valais/9691621-les-orages-ont-provoque-des-inondations-entre-zinal-et-chippis.html>.

- SCHAFFNER, Monika et al. (2013). *Typologie des cours d'eau suisses. Une base pour l'évaluation et le développement des cours d'eau*. Connaissance de l'environnement n° 1329. Berne : OFEV. 63 p.
- SEIBERT, Jan et Marc J. P. VIS (2016). « How informative are stream level observations in different geographic regions ? » In : *Hydrological Processes* 30.14, p. 2498-2508. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.10887.
- SENSALPIN GMBH (2021). *Environmental Measurements*. URL : <https://www.sensalpin.ch/en/applications/environmental-monitoring/> (visité le 12/11/2021).
- SEVRUK, Boris (2006). « Rainfall Measurement : Gauges ». In : *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Section : 35. John Wiley & Sons, Ltd. ISBN : 978-0-470-84894-4. DOI : 10.1002/0470848944.hsa038.
- SIDERIS, Ioannis et al. (2014). « Real-time radar-raingauge merging using spatio-temporal co-kriging with external drift in the Alpine terrain of Switzerland ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140. DOI : 10.1002/qj.2188.
- SIKORSKA, Anna E. et Benjamin RENARD (2017). « Calibrating a hydrological model in stage space to account for rating curve uncertainties : general framework and key challenges ». In : *Advances in Water Resources* 105, p. 51-66. ISSN : 0309-1708. DOI : 10.1016/j.advwatres.2017.04.011.
- TESAR, Alain (1999). « Les risques naturels dans le Val d'Anniviers : risques objectifs, perception et gestion. » University de Lausanne, Institut de Géographie. 90 p. URL : [http://doc.rero.ch/record/29291/files/BCV\\_TB\\_12858.pdf](http://doc.rero.ch/record/29291/files/BCV_TB_12858.pdf).
- THE PANDAS DEVELOPMENT TEAM (2020). *pandas-dev/pandas : Pandas*. Version 1.3.3. DOI : 10.5281/zenodo.3509134.
- UNIDATA (2021). *Network Common Data Form (netCDF)*. Version 1.5.8. Boulder, CO : UCAR/Unidata. URL : <http://doi.org/10.5065/D6H70CW6>.
- VENTURA, Jordi Figueras i et al. (2020). « Pyrad : A Real-Time Weather Radar Data Processing Framework Based on Py-ART ». In : *Journal of Open Research Software* 8.1. Number : 1 Publisher : Ubiquity Press, p. 28. ISSN : 2049-9647. DOI : 10.5334/jors.330.
- VIRTANEN, Pauli et al. (2020). « SciPy 1.0 : Fundamental Algorithms for Scientific Computing in Python ». In : *Nature Methods* 17, p. 261-272. DOI : 10.1038/s41592-019-0686-2.
- WASKOM, Michael L. (2021). « seaborn : statistical data visualization ». In : *Journal of Open Source Software* 6.60, p. 3021. DOI : 10.21105/joss.03021.
- WEUSTHOFF, Tanja (2011). *Weather Type Classification at MeteoSwiss – Introduction of new automatic classifications schemes*. Arbeitsberichte der MeteoSchweiz 235, p. 46.
- ZIMMERMANN, Mario et Rudolf SIES (2021). *Aménagement de la Gougra, Information à la population - Dangers De Crues En Rivière*. lettre. URL : [https://www.anniviers.org/data/documents/1\\_Anniviers/Actualites/20210503\\_HydroExploitationdangerecrues.pdf](https://www.anniviers.org/data/documents/1_Anniviers/Actualites/20210503_HydroExploitationdangerecrues.pdf).
- ZUFFEREY, Manu (2018). *Navizence le 2 juillet 2018*. URL : <https://www.youtube.com/watch?v=hDTjCkXrpGA> (visité le 09/01/2022).

ZUFFEREY, Sophie (2021a). *Procès verbal de l'Assemblée primaire du lundi 14 juin 2021*.  
URL : [https://www.anniviers.org/data/documents/1\\_Anniviers/Autorites/AP/20210614\\_PV\\_AP.pdf](https://www.anniviers.org/data/documents/1_Anniviers/Autorites/AP/20210614_PV_AP.pdf).

ZUFFEREY, Sophie (2021b). *Procès verbal de l'Assemblée primaire du lundi 25 janvier 2021*.  
URL : [https://www.anniviers.org/data/documents/1\\_Anniviers/Autorites/AP/20210125\\_PV\\_AP.pdf](https://www.anniviers.org/data/documents/1_Anniviers/Autorites/AP/20210125_PV_AP.pdf).

# Annexes



## A. Analyse de la grille de précipitations

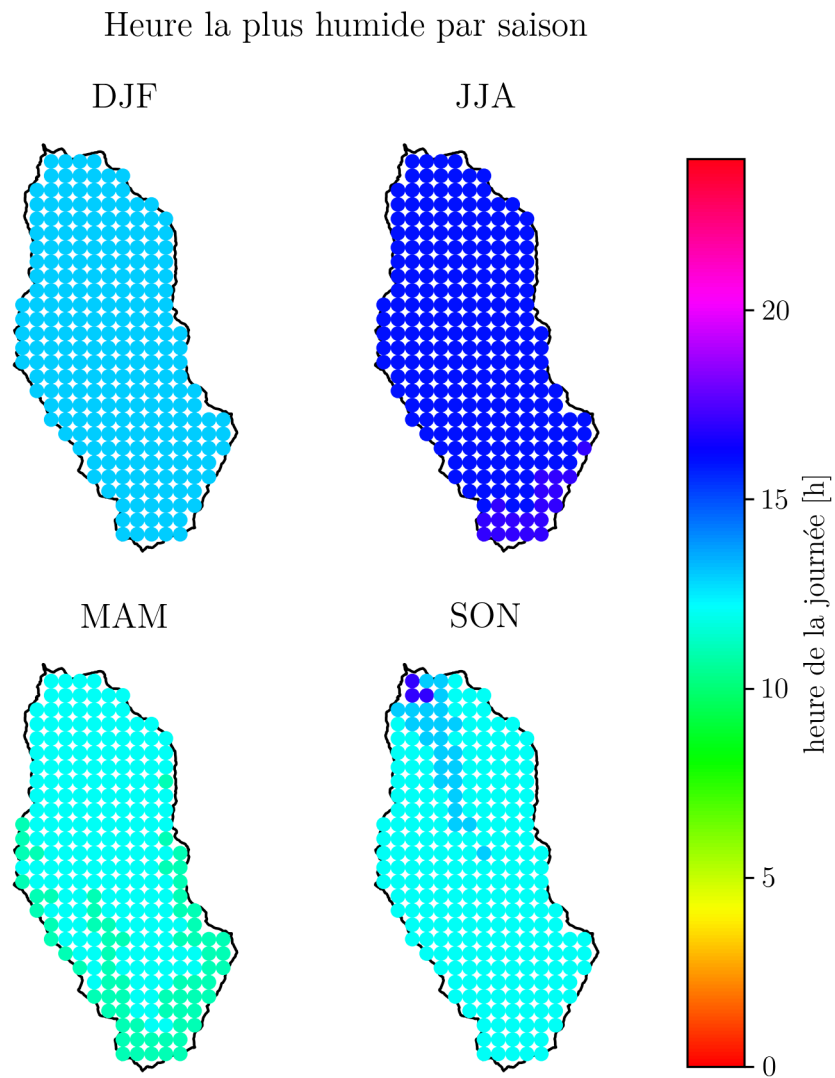


FIGURE A.1 – Heure la plus humide par saison

Pourcentage de conditions humides ( $>0,1$  mm/h) par saison

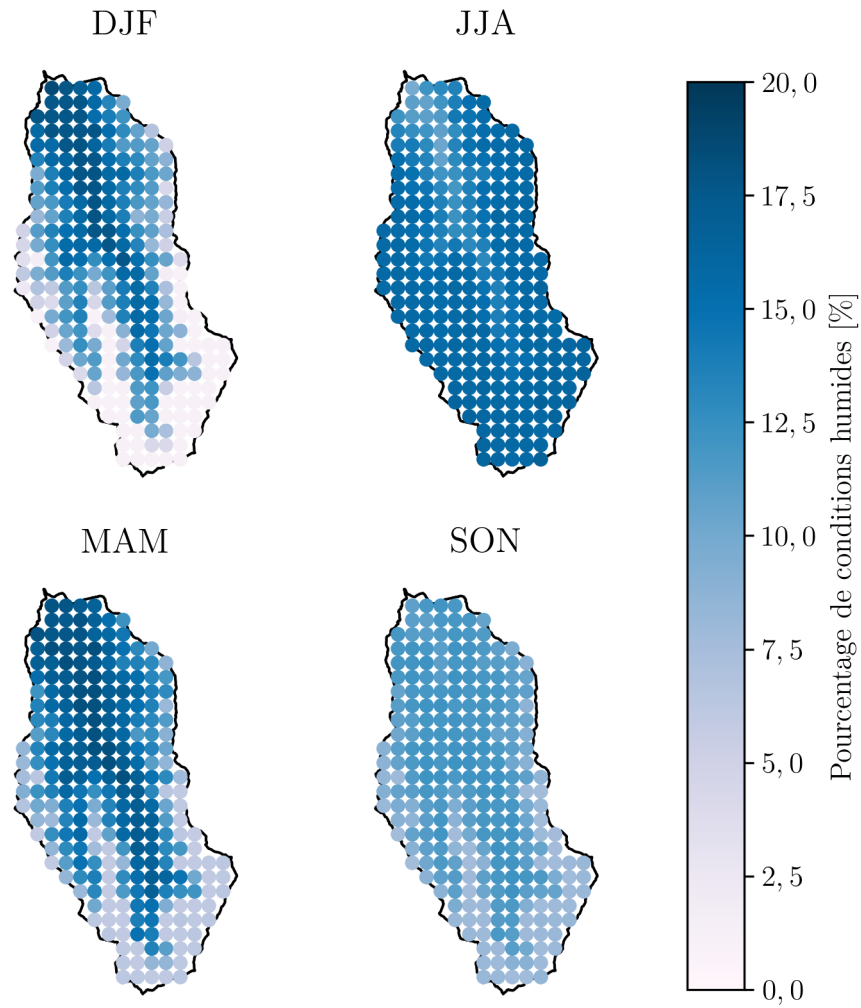


FIGURE A.2 – Pourcentage des heures humides (avec plus de 0,1 mm/h), pour chaque saison.

## B. Prévisions COSMO1

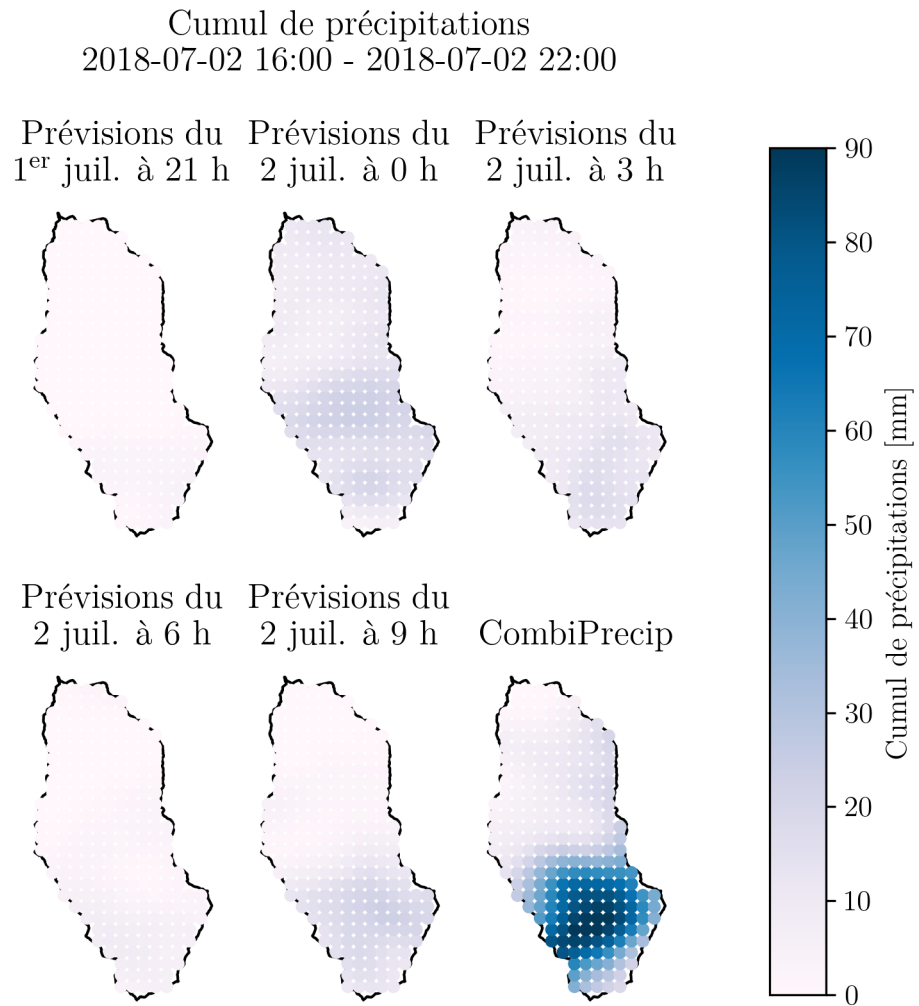


FIGURE B.1 – Comparaison des cumuls de précipitations du produit CombiPrecip avec ceux prévu par le modèle COSMO1 le matin et la nuit qui ont précédé l'orage du 2 juillet 2018.

## C. Logiciels utilisés

L'importation, le traitement et l'analyse des données de précipitations est entièrement effectué avec le langage Python (v. 3.9.7), sous la distribution Anaconda. Tous les scripts développés pour ce projet sont disponibles au lien (privé) suivant : [https://github.com/Arvame/Navizence\\_PdM\\_Crue\\_2018](https://github.com/Arvame/Navizence_PdM_Crue_2018).

Les bibliothèques explicitement utilisées sont :

- numpy (v. 1.20.3) (HARRIS et al., 2020);
- pandas (v. 1.3.3) (MCKINNEY, 2010; THE PANDAS DEVELOPMENT TEAM, 2020);
- matplotlib (v. 3.4.2) (HUNTER, 2007);
- seaborn (v. 0.11.2) (WASKOM, 2021);
- pyart\_mch (v. 0.6.6) (HELMUS et COLLIS, 2016; VENTURA et al., 2020);
- shapely (v. 1.8.0) (GILLIES et al., 2007-);
- geopandas (v. 0.9.0) (JORDAHL et al., 2020);
- scikit-learn (v. 0.24.2) (PEDREGOSA et al., 2011);
- rasterio (v. 1.2.6) (GILLIES et al., 2013-);
- moviepy (v. 1.0.3);
- pykrige (v. 1.6.1) (MURPHY, 2014);
- pyextremes (v. 2.2.4) (BOCHAROV, 2020-);
- netCDF4 (v. 1.5.8) (UNIDATA, 2021);
- scipy (v. 1.7.1) (VIRTANEN et al., 2020);
- SuperflexPy (v. 1.3.0) (DAL MOLIN et al., 2021).

Les modules suivants intégrés à Python sont aussi utilisés :

- time;
- collections;
- datetime;
- os;
- locale.

À des fins de visualisation des données géoréférencées et de création de cartes, le logiciel QGIS (v. 3.16.11, Hannover) a aussi été utilisé.

## D. Périodes de retour des débits de pointe

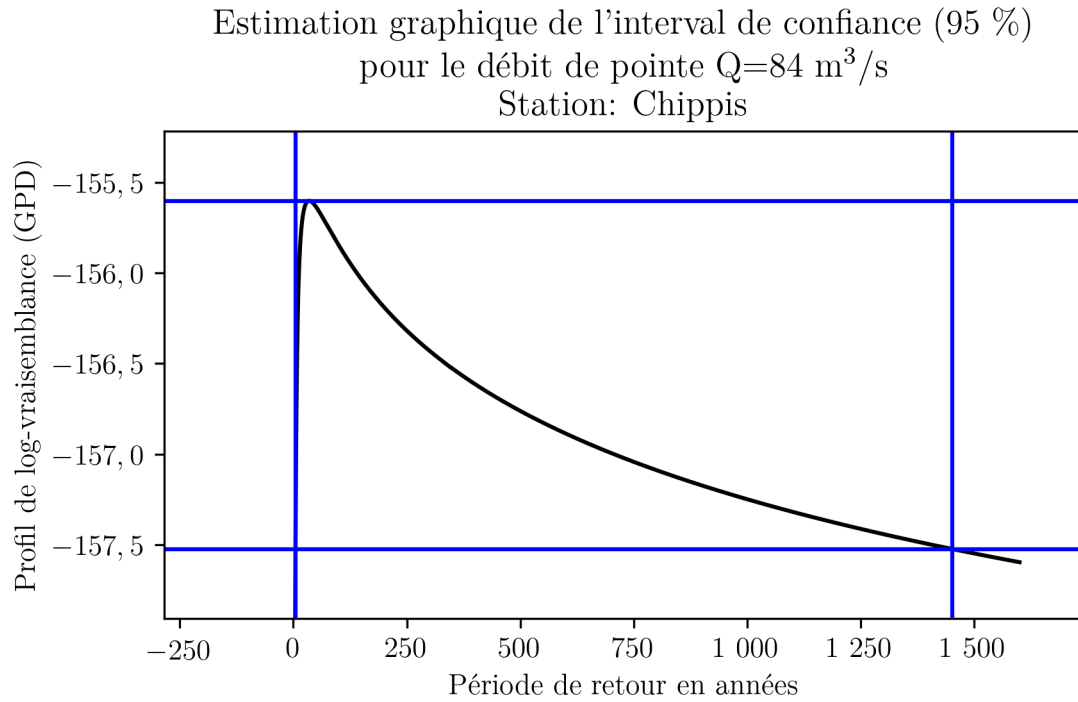


FIGURE D.1 – Estimation graphique de l'intervalle de confiance de la période de retour du débit de pointe de la crue à Chippis. La borne inférieure de l'intervalle de confiance est 5 ans. La borne supérieure est supérieure à 1400 ans. La période de retour la plus vraisemblable est 36 ans.

Estimation graphique de l'intervalle de confiance (95 %) pour le débit de pointe  $Q=47 \text{ m}^3/\text{s}$   
Station: Zinal

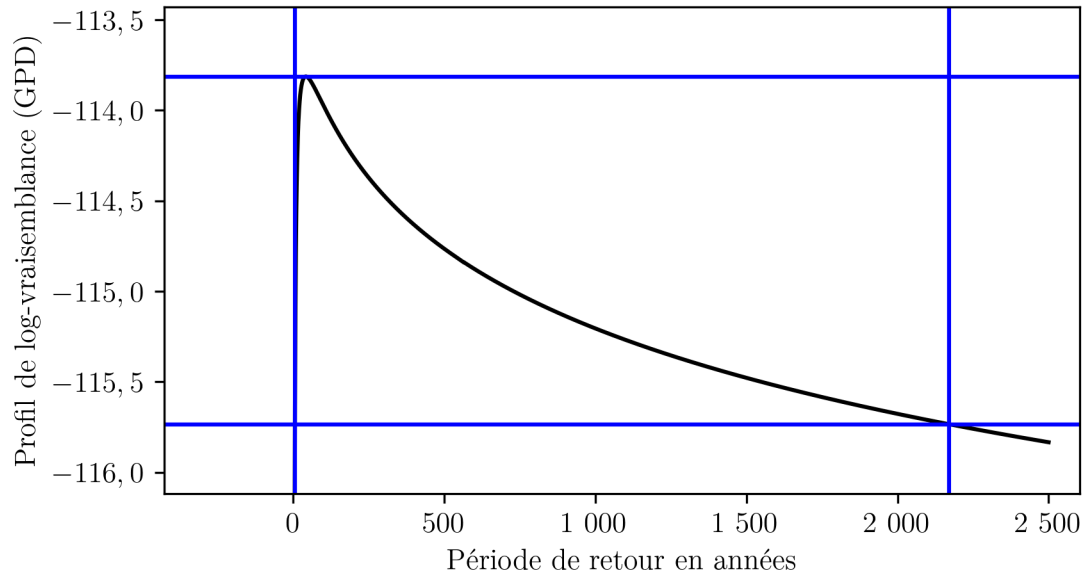


FIGURE D.2 – Estimation graphique de l'intervalle de confiance de la période de retour du débit de pointe de la crue à Zinal. La borne inférieure de l'intervalle de confiance est 5 ans. La borne supérieure est supérieure à 2000 ans. La période de retour la plus vraisemblable est 42 ans.