THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *27 juin 2018* **par :**

GRÉGOIRE LECOURT

Modélisation à bases physiques de l'hydrologie de l'Arve à Chamonix et application à la prévision des crues

---

JURY

GILLES BOULET	Directeur de Recherche	Président du Jury
FLORENCE NAAIM-BOUVET	Ingénieur en Chef des Ponts, Eaux et Forêts	Examinatrice
DELPHINE SIX	Physicienne d'Observatoire	Examinatrice
HÉLÈNE ROUX	Maître de Conférences	Examinatrice
JEAN-RAYNALD DE DREUZY	Directeur de Recherche	Rapporteur
SAMUEL MORIN	Ingénieur en Chef des Ponts, Eaux et Forêts	Directeur de thèse
ISABELLA ZIN	Maître de Conférences	Co-directrice de thèse
MATTHIEU LAFAYSSE	Ingénieur des Travaux de la Météorologie	Co-directeur de thèse

---

École doctorale et spécialité :
SDU2E : Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie
Unité de Recherche :
Centre National de Recherche Météorologique
Directeurs de Thèse :
Samuel Morin, *Matthieu Lafaysse* et *Isabella Zin*
Rapporteurs :
Agnès Ducharne, *Jean-Raynald de Dreuzy* et *Éric Martin*

Résumé

Les risques naturels en montagne font l'objet de mesures de prévention, souvent liées à des démarches de prévision. Dans certaines situations, la prévision de la survenue d'évènements liés à ces risques, voire la simple connaissance des processus physiques qui leur est associé, constitue un enjeu scientifique important compte-tenu de la grande complexité et de la forte hétérogénéité de ce milieu.

La connaissance des mécanismes de formation des crues rapides sur les petits bassins versants englacés, ainsi que la perspective de leur prévision, est un exemple de ces risques difficilement maitrisables. La diversité des facteurs influençant les débits des rivières, leur complexité individuelle ainsi que celle de la manière dont ils interagissent, la forte variabilité spatio-temporelle des conditions météorologiques de la montagne ainsi que les modifications ayant lieu sur le long terme en raison du changement climatique font que ce phénomène nécessite une étude approfondie mobilisant des compétences pluri-disciplinaires, allant de la mesure de terrain au développement de modèles numériques prenant en compte les divers phénomènes liés à ce risque.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet mis en oeuvre en partenariat avec les collectivités locales oevrant dans la vallée de Chamonix, voué à apporter un appui scientifique à la maitrise de ce risque. Au sein de ce projet, cette thèse porte sur le développement et le déploiement d'un modèle hydrologique prenant en compte la neige et les glaciers. Ce modèle se veut avoir deux objectifs : 1) servir d'outil de recherche permettant par exemple d'exploiter les mesures de terrain réalisées, en les confrontant aux résultats produits par ce modèle, et plus généralement de servir d'outil d'étude et de compréhension du fonctionnement de ce bassin, et 2) servir d'outil d'aide à la prévision des crues, en étant en mesure de fournir une prévision des débits de l'Arve à Chamonix à partir des données de prévision météorologique.

L'exploitation des possibilités toujours grandissantes de la modélisation à bases physiques fait également partie des objectifs de cette thèse. En particulier, l'utilisation d'un modèle de neige à bilan d'énergie permettant notamment une représentation détaillée de l'interaction neige-glace a été mise en oeuvre, associée à l'exploitation des nombreuses mesures de terrain pour une évaluation en profondeur des résultats du modèle. Enfin, un déploiement expérimental de ce modèle en prévision a eu lieu à la fin de cette thèse.

Abstract

Natural hazards in mountain are subject to prevention measures, which often partly rely on a forecasting component. In some situations, forecasting these hazards and understanding their underlying physical processes is a major scientifical issue, considering the great complexity and the strong heterogeneity of these backgrounds.

Knowing underlying mechanisms of flash-floods on little catchments with glacier cover, and the perspective to forecast be able to forecast it, is an example of these risks difficult to master. The diversity of contributions to river discharge, their individual complexity and the one of the way they interact, the strong spatio-temporal variability of meteorological conditions of mountain and long-terms modifications occuring due to climate change make that this phenomenon needs to be deeply studied within a plury-disciplinary work, going from terrain measurement to development of computationnal models taking into account the diversity of physical phenomenons relating to this risk.

This thesis belongs to a research project conducted in collaboration with local authorities operating in the Chamonix Valley. The goal is to provide a scientific support to help managing this hazard. The role of this thesis in this research project is to develop, test and deploy an hydrologic model taking snow and ice into account. This model is intended to be used as a research tool among other research tools of this projects (terrain measurements for example) and also to be able to help forecasting floods, when being driven by forecast meteorological data.

This thesis benefitted from the continuous development of new possibilities from physically-based simulation. We have used an energy-balance multi layer snowpack model that permits a detailled representation of glacier accumulation and melt, and snow-ice interaction. It was possible to perform a multi-criteria evaluation of the model, thanks to the numerous in-situ field measurements in the Arve valley, especially glaciers mass balance measurements. Finally, this model has been deployed and tested as a pre-operationnal forecast tool.

Remerciements

Je remercie tout d'abord mes trois encadrants : Samuel Morin, Matthieu Lafaysse et Isabella Zin, premièrement pour m'avoir recruté, ensuite pour avoir encadré mon travail de thèse en me faisant profiter de la diversité de leurs compétences, et enfin pour la volonté partagée par tous de sortir par le haut de ce projet, ce qui s'est notamment manifesté par l'aide intensive qu'ils m'ont apportée durant toute cette thèse et jusqu'à sa fin, incluant la rédaction du manuscrit et la préparation de la soutenance.

Je remercie par ailleurs les personnes avec qui j'ai particulièrement travaillé : Jesús Revuelto, Thomas Condom, Frédéric Gottardi, Delphine Six, Jean-Emmanuel Sicart, Antoine Rabatel, Catherine Coulaud et Alessandra Viani. Le travail avec Jesús Revuelto m'a permis de tirer profit de son expérience en télédétection appliquée à la nivologie, afin de réaliser un travail collaboratif d'évaluation approfondie du modèle ayant donné lieu à la publication commune d'un article. Thomas Condom, Frédéric Gottardi, Alessandra Viani ainsi qu'Isabella Zin (qui a co-dirigé cette thèse) ont fourni un travail important de reconstitution des débits naturels du bassin versant de l'Arve. Le fait de travailler en collaboration avec Delphine Six, Antoine Rabatel et Jean-Emmanuel Sicart m'a beaucoup apporté, notamment dans le cadre de l'aspect glaciologique de ma thèse. Catherine Coulaud a pris en charge la supervision de l'installation et de l'exploitation du réseau météorologique additionnel, dont il est question dans cette thèse. Je suis également très reconnaissant envers Yves Durand, Charles Obled, Marie Dumont, et Bernard et Isabelle Naudon pour l'aide et l'accompagnement reçus à certains moments, ainsi qu'envers Jacques Tierny pour tous les éclairages que j'ai reçus de lui lors de nos nombreuses discussions, les problèmes qui se posent en modélisation hydrologique ayant manifestement de nombreux points communs avec ceux qu'on rencontre en modélisation financière. Et enfin envers Michel Gaillard, qui m'a transmis le goût de la persévérance.

Merci également aux personnes qui ont assuré le suivi de ma thèse en faisant partie de son comité, ainsi qu'aux personnes qui ont participé à son évaluation finale en tant que rapporteur ou membre du jury. Il s'agit respectivement de Florence Habets, Béatrice Vincendon et Isabelle Gouttevin, et de Gilles Boulet, Delphine Six, Florence Naaim, Agnès Ducharne, Jean-Raynald de Dreuzy, Éric Martin et Hélène Roux.

Merci aussi aux personnes assurant la direction des laboratoires où j'ai été accueilli (il s'agit de Pierre Etchevers puis de Samuel Morin pour le CEN, de Claire Doubremelle pour le CNRM et de Pierre Brasseur pour l'IGE), ainsi qu'à Geneviève Soucail assurant la direction de l'école doctorale SDU2E, et enfin à Marie Dumont et à Antoine Rabatel qui assurent respectivement la direction des équipes MANTO (CEN) et CYME (IGE) dont j'ai été membre. Merci aussi aux personnes qui assurent la gestion administrative de ces laboratoires : Valérie Lanari, Carméline Méli et Carole Bienvenu pour l'IGE, Delphine Charlieu et Jean-Louis Dumas pour le CEN.

Ce projet de thèse a eu lieu dans le cadre d'un partenariat avec le Syndicat Mixte d'Aménagement de l'Arve et de ses Affluents (SM3A), qui a eu comme rôle, entre autres, de la financer. Je remercie donc les élus des communes qui sont regroupées dans ce syndicat, et en particulier les élus de la ville de Chamonix, sous l'impulsion desquels ce projet a eu lieu.

Je suis également reconnaissant envers les personnes qui ont accepté que j'utilise leurs documents (cartes et photographies) pour illustrer ma thèse : il s'agit d'Yves Duchez, de Patricia Burel, d'Éric Héduin, d'Alessandra Viani, de Charles Obled, de Maurice Gidon ainsi que du responsable du site randos-montblanc.com.

Un travail de thèse n'étant jamais un long fleuve tranquille, merci enfin aux innombrables personnes qui m'ont soutenu, accompagné et encouragé pendant cette période. Je pense notamment à ma famille, à mes amis, et aux membres du personnel du conservatoire de Grenoble où j'ai passé le plus clair du temps pendant lequel je n'étais pas au laboratoire.

Introduction

Qu'ils soient liés ou non à la montagne, l'utilisation de la modélisation pour la gestion des risques naturels est très courante, tout en pouvant prendre des formes très diverses, allant de l'étude théorique d'un système afin d'évaluer sa dangerosité potentielle à la simulation voire la prévision en temps-réel pour l'évaluation opérationnelle du danger et de ses impacts socio-économiques potentiels. Dans tous les cas, il est nécessaire que l'aspect scientifique et l'aspect pratique de l'étude se rejoignent, et notamment que l'aspect scientifique permette une meilleure exploitation pratique du modèle dans le contexte opérationnel.

Le cas de l'Arve à Chamonix et du risque de crue associé est un exemple de situation où il y a lieu de faire appel à la modélisation numérique pour améliorer la maitrise d'un risque naturel, tant pour une meilleure compréhension des mécanismes associés à ce risque que pour fournir un appui à la prévision opérationnelle effectuée en temps-réel. Le caractère irrégulier et hétérogène du bassin versant associé, qui se caractérise par la présence simultanée de zones urbanisées, de surfaces englacées et de forêts, rend complexe l'identification des différentes contributions aux débits des rivières, ainsi que la manière dont ces contributions interagissent. À cela s'ajoute la difficulté d'obtenir des données de terrain, en raison notamment de la forte activité hydro-électrique se trouvant sur ce bassin versant. Enfin, la perspective d'utilisation opérationnelle du modèle développé entraine la nécessité d'une connaissance précise de ses points forts et faibles, qui pourra être communiquée aux prévisionnistes afin qu'ils en fassent le meilleur usage. Cela fait notamment appel à l'essai de ce modèle pour la réalisation de prévisions hydrologiques en temps différé.

Ce mémoire présente la façon dont ce travail de thèse a essayé de répondre à ce problème, par le développement d'un modèle hydologique nivo-glaciaire basé sur la connaissance de la configuration du bassin versant de l'Arve à Chamonix. Nous présentons dans le premier chapitre quelques généralités de l'hydrologie de montagne, notamment celles qui sont liées à la présence de neige et éventuellement de glaciers. Le deuxième chapitre donne une description du bassin versant de l'Arve : sa configuration physique (topographie, forêtes, glaciers...) ainsi que les mesures de terrain qui y sont réalisées et sur lesquelles nous avons pu nous appuyer. Le troisième chapitre donne une vision générale de la modélisation hydrologique, des problèmes qui se posent ainsi que des principales références bibliographiques associées. La fin de ce même chapitre se concentre sur la prise en compte du couvert nival et glaciaire dans les modèles hydrologiques, puis sur l'utilisation des modèles hydrologiques de montagne pour la prévision des crues. Le quatrième chapitre donne une description détaillée de la construction, de la configuration et du lancement de la chaine de simulation développée lors de ce travail de thèse. La présentation et la discussion des résultats est réalisée au cinquième chapitre pour les résultats de ré-analyse, au sixième chapitre pour les prévisions en temps différé. Une conclusion générale est donnée au septième chapitre.

Table des matières

1 Contexte général **1**
1.1 L'hydrologie de montagne 1
1.1.1 Parcours de l'eau : ruissellement, stockage souterrain et exfiltration 1
1.1.2 Couvert nival et glaciaire 2
1.1.3 Le régime hydrologique nivo-pluvial et glaciaire 9
1.2 La gestion du risque de crue 10
1.3 Contexte opérationnel du projet 11
1.3.1 l'Arve à Chamonix 11
1.3.2 Le SM3A et le projet Arve 12

2 Le bassin versant de l'Arve à Chamonix **15**
2.1 Géographie et relief 15
2.1.1 Situation géographique 15
2.1.2 Géologie 15
2.1.3 Géomorphologie 16
2.2 Structure et composition du sol 17
2.3 Couverture du sol 21
2.3.1 Forêts, végétation et urbanisme 21
2.3.2 Couverture glaciaire passée et présente 22
2.4 Hydrographie et activité hydro-électrique 23
2.5 Instrumentation et mesures de terrain 24
2.5.1 Données météorologiques 25
2.5.2 Données hydrométriques 28
2.5.3 Données glaciologiques 32
2.5.4 Cartes d'enneigement 33
2.6 Climatologie 34
2.7 Régime hydrologique 36
2.7.1 Régime moyen 36
2.7.2 Evènements particuliers 37
2.8 Synthèse 41

3 Modélisation hydrologique : généralités et application au contexte nivo-glaciaire **43**
3.1 Généralités et enjeux courants 43
3.1.1 Principes de base 43
3.1.2 Niveau de représentation des processus 44
3.1.3 Structure du modèle : représentation de l'environnement 46
3.1.4 Configuration et évaluation du modèle 52
3.2 Forçages météorologiques pour la modélisation hydrologique 58
3.3 Modélisation hydrologique nivo-glaciaire 61
3.3.1 Diversité des modèles 61
3.3.2 Développement et calibration de modèles 62

3.3.3 Exemples de modèles hydrologiques nivo-glaciaires de complexités diverses . . . 62
3.3.4 Application à la prévision hydrologique et au risque de crues . 64
3.4 Synthèse . . . 68

4 Développement et configuration du modèle hydrologique 69
4.1 Constitution de la chaine de modélisation . . . 69
4.1.1 Modèles utilisés . . . 70
4.1.2 Chaine générale de modélisation . . . 76
4.2 Méthodes d'évaluation de la chaine . . . 82
4.2.1 Évaluation de la chaine en réanalyse . . . 83
4.2.2 Évaluation de la chaine en prévision . . . 86
4.3 Configuration et lancement de la chaine de modélisation . . . 87
4.3.1 Configuration de la simulation sol/neige . . . 87
4.3.2 Configuration du routage hydrologique . . . 89
4.3.3 Initialisation du modèle et périodes de simulation . . . 92
4.3.4 Application du modèle en prévision . . . 94
4.4 Synthèse . . . 94

5 Résultats des simulations en réanalyse 97
5.1 Observation comparée des résultats des trois versions . . . 97
5.1.1 Première version . . . 97
5.1.2 Deuxième version . . . 98
5.1.3 Troisième version . . . 99
5.2 Évaluation des sorties intermédiaires . . . 101
5.2.1 Bilans de masse glaciaire . . . 102
5.2.2 Extension du couvert nival . . . 104
5.3 Évaluation détaillée des résultats . . . 105
5.4 Simulation de la contribution des surfaces englacées . . . 110
5.5 Reproduction d'évènements particuliers . . . 113
5.6 Synthèse . . . 117

6 Évaluation des prévisions hydro-météorologique 125
6.1 Matériel et méthodes de travail . . . 125
6.2 Exemples de résultats . . . 126
6.3 Évaluation chiffrée des performances . . . 126
6.3.1 Prévision déterministe . . . 127
6.3.2 Prévision probabiliste . . . 129
6.3.3 Discussion . . . 130
6.4 Été 2017 : expérimentation en temps-réel . . . 133
6.4.1 Prévision déterministe . . . 133
6.4.2 Prévision probabiliste . . . 135
6.5 Synthèse . . . 135

7 Conclusion et perspectives 137

A Article co-écrit avec Jesús Revuelto 145

Bibliographie 179

Chapitre 1

Contexte général

1.1 L'hydrologie de montagne

Les montagnes jouent un rôle majeur dans la dynamique des rivières qu'elles alimentent. Leurs spécificités altitudinales, géomorphologiques et climatologiques ont une influence notable sur le régime hydrologique des rivières qui coulent dans les vallées. La dynamique de ces rivières est directement influencée par les conditions météorologiques passées et présentes de leurs bassins versants, qui doivent donc être bien connues. Le couvert nival et éventuellement glaciaire qu'on rencontre en montagne joue un rôle majeur dans l'hydrologie. La structure du sol superficiel et profond est déterminante pour la manière dont l'eau va cheminer depuis la surface du sol jusqu'à la rivière (VIVIROLI et WEINGARTNER, 2004 ; BARNETT, ADAM et LETTENMAIER, 2005 ; BALES et al., 2006 ; WEBER et al., 2010 ; VIVIROLI et al., 2011 ; HANZER et al., 2016).

1.1.1 Parcours de l'eau : ruissellement, stockage souterrain et exfiltration

En montagne comme ailleurs, l'eau liquide (issue des précipitations liquides ou de la fonte des précipitations solides) peut prendre divers types de chemins lorsqu'elle atteint le sol. La direction prise par l'eau qui arrive au sol dépend de la nature du sol sur lequel elle arrive, ainsi que de l'état (notamment hydrique) dudit sol (ZEHE et BLÖSCHL, 2004). Son cheminement à l'intérieur du sol dépendra de la topographie ainsi que de la structure interne du sol. La complexité du sol de montagne, pouvant montrer une grande irrégularité topographique et géologique, rend les processus hydrologiques également complexes et par conséquent difficiles à identifier, à toutes les échelles (WOODS, 2004 ; BALES et al., 2006 ; VIVONI et al., 2007 ; MCGUIRE et MCDONNELL, 2010).

L'eau arrivant sur un sol rocheux imperméable se mettra à ruisseler, entrainant la formation de torrents. L'eau arrivant sur un sol pédologique peut également ruisseler, ou alors s'infiltrer (LI et al., 2011). Lorsque l'eau s'infiltre, elle contribue alors à l'humidité de la colonne superficielle du sol. Au sein même de cette colonne superficielle, l'eau peut descendre verticalement. La diminution de la porosité, et par conséquent de la conductivité hydraulique du sol au fur et à mesure qu'on se rapproche du lit rocheux entrainera une descente de l'eau de moins en moins rapide, entrainant une saturation hydraulique appelée nappe perchée (TAHA, GRESILLON et CLOTHIER, 1997 ; VIVONI et al., 2007). Cette nappe perchée descendra lentement vers la base du sol pédologique. Quand elle atteint la base du sol, elle peut s'infiltrer dans le lit rocheux si celui-ci dispose de fractures. Dans ce cas, des réserves profondes appelées nappes aquifères se forment (WOODS, 2004).

Lors de l'apparition d'une nappe perchée dans un sol en pente, cette nappe aura aussi tendance à s'écouler dans le sens de la pente. Cet effet est appelé transfert latéral. Le transfert latéral aura tendance à redistribuer spatialement le contenu hydrique du sol. Les zones situées en bas des pentes auront par conséquent tendance à être facilement saturées (WEYMAN, 1970 ; KOSTER et al., 2000).

Deux raisons peuvent conduire l'eau arrivant sur le sol pédologique à n'être pas infiltrée : le fait que la couche superficielle du sol soit déjà saturée et ne soit donc plus en mesure d'infiltrer d'eau (ruissellement de Dunne, DUNNE et BLACK, (1970)), ou alors l'impossibilité de cette même couche de sol d'infiltrer l'eau à la vitesse à laquelle elle arrive sur le sol alors même que le sol superficiel n'est pas saturé (ruissellement de Horton, HORTON, (1933)). Dans les deux cas, le phénomène de ruissellement sera favorisé par l'intensité des précipitations ou de la fonte nivale, et entrainera un transfert accéléré de l'eau vers la rivière.

Un autre facteur de ruissellement est l'exfiltration. Cela est principalement dû au transfert latéral : l'écoulement d'une nappe perchée peut conduire à la saturation d'une zone située en bas d'une pente, puis à l'exfiltration de l'eau continuant à arriver (VIVONI et al., 2007). Ce phénomène peut être favorisé par la présence d'un affleurement rocheux freinant l'écoulement latéral de la nappe dans le sol.

Qu'elle provienne d'une exfiltration ou d'un refus d'infiltration lors de son arrivée sur le sol, l'eau qui ruisselle peut être réinfiltrée. Cela se produit par exemple lorsqu'elle rencontre un sol moins humide. Un exemple est montré sur la photographie visible sur la figure 1.1, où l'on voit un ruisseau qui s'assèche progressivement.

La végétation a un effet majeur sur l'hydrologie. Tout d'abord, la présence de racines aura une influence sur la conductivité hydraulique du sol et donc sur l'écoulement vertical et latéral de l'eau qui y a été infiltrée (BEVEN et GERMANN, 1982 ; BUNDT et al., 2001 ; BACHMAIR, WEILER et NÜTZMANN, 2009 ; REN et al., 2016). Ensuite, la végétation présente sur le sol aura une tendance à retenir l'eau issue des précipitations liquides, qui arrivera donc plus lentement sur le sol à moins d'être ré-évaporée. Enfin, le fonctionnement biologique de la végétation entraine le puisement d'eau dans le sol, qui sera alors restituée à l'atmosphère par évapotranspiration (KÖPLIN et al., 2013).

Enfin, la végétation peut être un marqueur de l'activité hydrologique du sol. En effet, les zones ayant plus facilement tendance à être humides seront plus propices au développement de la végétation que les zones plus souvent sèches (SCHIMEL et al., 2002). Un exemple particulièrement flagrant est montré sur la photographie visible sur la figure 1.2, prise en période estivale. Nous y voyons des zones où la végétation estivale présente une verdure particulièrement prononcée. Il y a lieu de supposer que cela est lié à la propension de ces zones à être plus humides que les autres. La présentation en 1.1.2 d'une photographie hivernale du même lieu permet d'appuyer la pertinence de cette hypothèse.

1.1.2 Couvert nival et glaciaire

L'accumulation sur le sol des précipitations solides ayant lieu pendant la période hivernale forme un couvert nival. La durée de vie de ce couvert nival est très variable, et dépend principalement de son épaisseur, ainsi que de la période à laquelle

FIGURE 1.1 – Ruisseau de montagne en période estivale, s'asséchant progressivement.

les températures remontent. De manière générale, le couvert nival aura une durée de vie plus élevée sur les plus hautes altitudes, les températures y étant plus froides et les précipitations solides plus nombreuses. Il a également une durée de vie plus élevée sur les versants orientés vers le nord, en raison de la réduction de l'exposition au rayonnement solaire direct (TONG, DÉRY et JACKSON, 2009).

À partir de sa formation et jusqu'à sa fonte, le couvert nival subit diverses sortes de transformations physiques internes et externes qui sont déterminées par les conditions météorologiques auxquelles il est soumis. C'est pourquoi le couvert nival est considéré comme ayant une mémoire météorologique importante (BALIN, LOVIS et LANE, 2013 ; SOSPEDRA-ALFONSO, MELTON et MERRYFIELD, 2015). Lors de l'élévation des températures à la fin de l'hiver, la façon dont va fondre le couvert nival dépend de son état physique et donc des conditions météorologiques qu'il aura subies depuis le début de sa formation (TAYLOR et al., 2001 ; SCHNEEBELI et SOKRATOV, 2004). Les transformations physiques internes que le couvert nival subit auront notamment comme effet de modifier sa conductivité thermique et hydraulique, ainsi que sa résistance physique (JORDAN, 1983 ; BRUN et al., 1992 ; RICHE et SCHNEEBELI, 2013). Parmi les transformations externes qu'il subit, deux sont particulièrement visibles : le transport de neige par le vent ainsi que les avalanches.

L'évolution du couvert nival est aussi influencée par les processus physiques ayant lieu dans le sol de montagne, notamment les processus hydrologiques. En effet, le relief montagnard entraine une circulation d'eau dans le sol pouvant aboutir à une exfiltration d'eau à la base du couvert nival (voir en 1.1.1 pour une explication

FIGURE 1.2 – Vue d'une colline en période estivale (Les Estables, Haute-Loire). Photographie fournie par Charles Obled.

du concept d'exfiltration). L'eau exfiltrée ayant été réchauffée dans le sol en raison des effets géothermiques, son exfiltration à la base du couvert nival a une certaine influence sur celui-ci, provoquant sa fonte accélérée (WOO, MARSH et POMEROY, 2000). C'est une raison pour laquelle des motifs de déneigement prématuré peuvent apparaitre de façon récurrente dans une même zone de montagne. Un exemple est montré sur la photographie visible sur la figure 1.3. Il s'agit du même lieu que celui qui est visible sur la figure 1.2, mais cette fois en période hivernale. Il apparait que les zones qui sont particulièrement vertes en été sont déneigées beaucoup plus rapidement que les autre zones à la fin de l'hiver. Cela vient conforter l'idée selon laquelle ces zones ont une propension importante à l'humidité et à l'engorgement, et par conséquent à l'exfiltration lorsque le sol est saturé.

Les processus hydrologiques ayant lieu à l'intérieur du sol ont également un effet sur la répartition de la température du sol, qui aura elle-même un effet sur le couvert nival. Par ailleurs, l'apparition de zones déneigées lors de la fin de la fonte nivale entraine une accélération de la fonte de la neige restante. Cela est dû au fait que le sol déneigé sera réceptif au rayonnement solaire, ce qui provoquera son réchauffement. La conductivité thermique du sol entrainera la transmission de la chaleur au couvert nival restant (SEGAL, PAN et JR., 2000). Inversement, les chutes de neige tardives entraineront un retardement significatif de la disparition du couvert nival, non d'abord à cause de la quantité de neige ainsi ajoutée mais surtout à cause du fait que cette neige fraiche aura un albédo élevé ainsi qu'une faible conductivité thermique, ce qui aura pour effet de protéger la neige plus ancienne de la fonte (GARDNER et SHARP, 2010).

FIGURE 1.3 – Vue de la même colline (voir figure 1.2) en période hivernale. Photographie fournie par Charles Obled.

La présence d'un couvert végétal a une influence majeure sur le développement et l'évolution du couvert nival. Cela est d'autant plus vrai que ce couvert végétal a des dimensions importantes, par exemple lorsqu'il s'agit d'une forêt (TURNIPSEED et al., 2002 ; JOST et al., 2007). Les effets d'un couvert végétal imposant sont d'abord la rétention d'une partie des précipitations solides, qui s'accumuleront sur la végétation avant de tomber sur le sol (après diverses transformations physiques pouvant aller jusqu'à la fonte), ou qui retourneront dans l'atmosphère par sublimation. Cela modifie le développement du couvert nival qui apparait au sol sous cette végétation. Ensuite, la végétation a un effet sur le bilan thermique du sol sur lequel elle se trouve (ainsi que de l'éventuel couvert nival qui le recouvre), en raison des effets d'ombrage qui sont créés. Enfin, les effets de la végétation sur le plan hydrologique seront répercutés sur le couvert nival qui se développe au sol, comme indiqué dans le paragraphe précédent. La photographie visible sur la figure 1.4 montre un exemple de forêt enneigée.

Enfin, la variabilité locale de l'état du couvert nival est rendue d'autant plus importante que la géomorphologie du terrain est complexe (LÓPEZ-MORENO et al., 2013 ; KERR et al., 2013). Une des raisons est le fait que la complexité de la géomorphologie entraine une grande irrégularité des conditions météorologiques, notamment en ce qui concerne le rayonnement (RIBOUST et al., 2017). Cela a un effet important sur la répartition de l'humidité dans le sol (WILLIAMS, MCNAMARA et CHANDLER, 2009).

FIGURE 1.4 – Le Bois du Bouchet (Chamonix) en période de couvert nival. Photographie extraite du site internet http ://randos-montblanc.com

Dans certaines situations liées à des altitudes particulièrement élevées et favorisées par une orientation vers le nord, le couvert nival formé pendant l'hiver ne fond pas entièrement durant l'été, et persiste donc jusqu'à l'hiver suivant. La répétition de ce phénomène durant plusieurs années de suite donne lieu à l'accumulation inter-annuelle de neige, qui se compacte sous l'effet de son propre poids. La compaction de la neige entraine sa transformation progressive en nevé, puis en glace, ce qui est à l'origine de la formation d'un couvert glaciaire qui va alors s'établir de façon durable sur le sol (MARSHALL, 2014). L'étude de la physique des glaciers et de leur interaction avec le reste de l'environnement fait l'objet d'une attention particulière de la part de la communauté scientifique (HOCK, 2005).

Lors de la formation d'un couvert glaciaire, celui-ci va s'écouler le long des pentes, en raison de la gravitation. Il va donc s'étendre sur des zones d'altitude moins élevée où il ne se serait pas spontanément formé. Un glacier se décompose donc en deux parties : la zone d'accumulation et la zone d'ablation. La zone d'accumulation correspond à la zone sur laquelle le glacier se forme initialement en raison de l'accumulation inter-annuelle de neige. La zone d'ablation correspond à la zone plus basse sur laquelle le glacier s'étend par gravitation sous l'effet de la dynamique glaciaire, et où la glace pourra fondre en raison des températures plus élevées. La limite entre ces deux zones est appelée ligne d'équilibre. L'altitude de cette ligne varie au cours du temps en étant directement influencée par les précipitations solides et les températures à l'échelle annuelle (CONDOM et al., 2007). Elle varie également d'une rive

à l'autre du glacier, en fonction notamment des conditions d'ensoleillement ou des couloirs d'avalanche. Ces deux zones et la limite qui les sépare sont illustrées sur la figure 1.5.

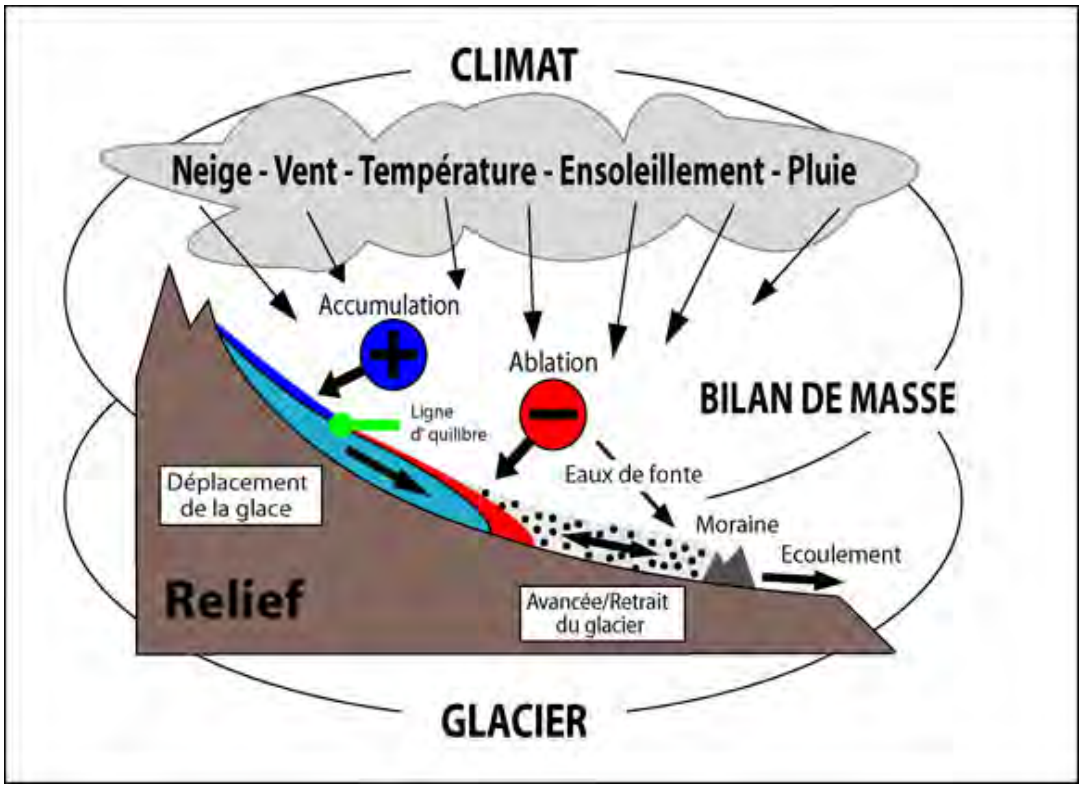

FIGURE 1.5 – Représentation schématique de la zone d'accumulation et de la zone d'ablation d'un glacier. Source de l'image : Université de Fribourg (http ://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/glacier)

Une grande quantité de précipitations solides ainsi que des températures froides favoriseront la persistance du couvert nival sur une zone plus étendue, ce qui aura pour effet de diminuer l'altitude de la ligne d'équilibre. Inversement, la ligne d'équilibre sera plus élevée dans le cas d'une faible persistance du couvert nival, qui sera entrainé par des températures élevées et un faible cumul de précipitations solides (RABATEL, DEDIEU et VINCENT, 2005). L'écoulement du glacier est un processus qui s'étend sur des échelles temporelles très diverses (allant de l'échelle journalière à l'échelle de la décennie voire du siècle). Les glaciers peuvent être considérés comme des réservoirs d'eau à l'état solide (JÓHANNESSON, RAYMOND et WADDINGTON, 1989). La partie terminale (la plus basse) d'un glacier est appelée front glaciaire, et est le point de départ de torrents qui évacuent l'eau liquide sortant du glacier. Cette eau liquide peut provenir de la fonte glaciaire proprement dite, ou de la fonte de la neige déposée sur le glacier, ou encore des précipitations liquides tombées sur le glacier. La photographie visible sur la figure 1.6 donne un exemple de front glaciaire.

Lors d'évènements de précipitations solides, les glaciers se recouvrent de neige fraiche. La présence de neige sur un glacier, ainsi que l'état physique de cette neige, a un impact majeur sur l'interaction entre le glacier et l'atmosphère. La neige, et plus particulièrement la neige fraiche, a en effet des propriétés physiques différentes de celles

FIGURE 1.6 – Le front du glacier des Bossons (Chamonix). Photographie fournie par Yves Duchez.

de la glace. Cela concerne principalement l'albédo et la conductivité thermique. La présence de neige sur un glacier aura donc comme effet de l'isoler de la chaleur atmosphérique et du rayonnement solaire, et donc de diminuer sa fonte (GARDNER et SHARP, 2010).

L'écoulement du glacier entraine un effet de rabotage du sol sur lequel il s'étend. Cet effet de rabotage a pour première conséquence de faire disparaitre le couvert pédologique et végétal, ce qui rend le lit rocheux apparent. La descente du glacier sur le lit rocheux favorise l'érosion, et donc le transport de débris rocheux. Les effets mécaniques liés à l'écoulement du glacier peuvent amener ces débris à se retrouver à la surface du glacier, ce qui entraine le glacier à être partiellement couvert. Cela a pour conséquences principale de modifier fortement son interaction avec l'atmosphère et le rayonnement solaire (FUJITA et SAKAI, 2014). En effet, une fine épaisseur de débris aura pour effet de diminuer l'albédo du glacier. Une forte épaisseur de débris sur le couvert glaciaire aura en revanche pour effet de le protéger de la chaleur atmosphérique, et donc de diminuer sa fonte (REID et BROCK, 2010). Enfin, la présence de débris sur un glacier rendra plus difficile sa délimitation en vue de l'établissement de cartes de couvert glaciaire.

Le couvert nival et le couvert glaciaire ayant pour effet de stocker les précipitations arrivant au sol (WEBER et al., 2010 ; DUTRA et al., 2010 ; NAZ et al., 2014 ; MARSHALL, 2014), ils ont un effet majeur sur l'hydrologie, ce qui conduit à la définition de régimes hydrologiques associés à leur présence.

1.1.3 Le régime hydrologique nivo-pluvial et glaciaire

Dans les zones de haute altitude où les précipitations hivernales sont majoritairement sous forme solide, l'accumulation au sol de ces précipitations entraine un faible apport d'eau liquide durant une longe période. Les rivières et torrents de montagne sont alors principalement alimentés par la vidange des réservoirs : nappes et aquifères. Cela conduit à des débits qui se tarissent progressivement au cours de l'hiver, devenant rapidement très faibles voire parfois nuls. Ce phénomène est appelé étiage. À la fin de l'hiver, la remontée des températures entraine la fonte du couvert nival, donnant lieu à un important apport d'eau liquide au sol. Les débits des rivières et torrents augmentent alors de nouveau, et les réservoirs se rechargent (STAUDINGER et al., 2011). Le régime nivo-pluvial est donc caractérisé par des débits hivernaux faibles, qui augmentent lors de la fonte ayant lieu à la période printanière, puis qui sont directement influencés par les épisodes de précipitations liquides lors de la période estivale quand le sol est déneigé.

Les évènements de précipitation liquide survenant lorsqu'un couvert nival est présent peuvent avoir des conséquences très différentes en fonction de l'état physique de ce couvert nival et de la température de ces précipitations. Il peut en effet absorber ces précipitations et les stocker temporairement, ce qui amortira l'effet hydrologique de ces précipitations liquides. Mais ces précipitations liquides peuvent également entrainer la fonte de ce couvert nival. Le cumul des précipitations liquides et de la fonte du couvert nival peut alors donner lieu à une réaction hydrologique importante (SINGH et al., 1997 ; MERZ et BLÖSCHL, 2003 ; RÖSSLER et al., 2014 ; WEVER et al., 2014).

La présence de glaciers modifie ce régime hydrologique en ceci qu'il ajoute, par rapport au régime nival, la prolongation d'un débit élevé jusqu'à la fin de l'été. En raison de la présence continue des glaciers, la fonte continue d'avoir lieu tant que les températures sont élevées (WEBER et al., 2010 ; GASCOIN et al., 2011 ; SCHANER et al., 2012 ; ENGELHARDT, SCHULER et ANDREASSEN, 2014 ; LI et al., 2015a) avec un cycle diurne des débits correspondant à celui des températures (VERBUNT et al., 2003 ; MUTZNER et al., 2015). Le tarissement des débits observés à la fin de la fonte dans le cas du régime nivo-pluvial n'a alors pas lieu. Les conséquences de la présence de glaciers sur un bassin versant sont visibles dans la rivière même si les glaciers constituent une très petite part de ce bassin versant (HUSS, 2011). Par ailleurs, la structure complexe et évolutive des glaciers rend leurs propriétés hydrologiques tout aussi complexes, entrainant l'apparition de phénomènes très instables comme des poches d'eau qui peuvent alors se rompre, ou de façon plus courante la modification du réseau hydrographique interne du glacier au cours de la période de fonte (KLOK et al., 2001 ; VERBUNT et al., 2003 ; SWIFT et al., 2005 ; JOBARD et DZIKOWSKI, 2006).

Sur les bassins versants contenant des glaciers, le débit de fonte glaciaire peut s'ajouter au débit provoqué par les évènements de précipitations liquides. Cela est particulièrement remarquable en été, lors d'évènements intenses de précipitations liquides qui sont précédés d'une longue période de fortes chaleurs, ce qui arrive typiquement lors d'épisodes orageux. Cette situation peut conduire à un débit très élevé pouvant entrainer un débordement (MERZ et BLÖSCHL, 2003 ; SINGH et al., 2015).

1.2 La gestion du risque de crue

L'existence de zones urbanisées le long d'une rivière entraine la nécessité de gérer le risque de crue. Toute rivière est en effet sujette aux aléas de la météorologie, avec une possibilité de prévision limitée et assortie d'une forte incertitude (DIETRICH et al., 2009 ; MERZ et al., 2010 ; MAZZORANA et al., 2012). Une discussion relative au risque de crue et à son évolution en contexte éventuellement nival est donnée par BLÖSCHL et al., (2015).

La prise en compte du risque de crue se divise en trois aspects : la prévention, la prévision et la gestion de crise. La prévention peut se mettre en oeuvre à travers la construction et l'urbanisation (GEMS et al., 2016) et la gestion socio-économique (MENONI et al., 2016 ; DOTTORI et al., 2016 ; ALFIERI et al., 2016). La prévision se met généralement en oeuvre à travers la modélisation hydrologique (BARTHOLMES et TODINI, 2005 ; RABUFFETTI et al., 2008). La manière concrète par laquelle le risque de crue apparait et doit être géré dépend fortement des caractéristiques du bassin versant de la rivière : taille, gamme d'altitudes, topographie, couverture du sol (GAŇOVÁ et al., 2017), et climatologie en conditions normales et extrêmes (BURGUETE, GARCÍA-NAVARRO et ALIOD, 2002 ; ZAPPA et KAN, 2007).

La modélisation hydrologique appliquée à la prévision du risque de crue fait l'objet de programmes locaux, nationaux et internationaux d'études et de recherche. L'un des programmes internationaux de recherche les plus connus à ce sujet est HEPEX (Hydrologic Ensemble Prediction EXperiment, voir SCHAAKE et al., (2007)). À l'échelle européenne, le risque de crue est géré par EFAS (European Flood Alert System, décrit dans THIELEN et al., (2009) et BARTHOLMES et al., (2009)). Dans le cadre de l'amélioration continue de ce programme, une revue des modèles hydrologiques à large échelle utilisables pour la prévision de crue a été réalisée par KAUFFELDT et al., (2016). À l'échelle de la France, le modèle SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU, voir HABETS et al., (2008) et QUINTANA SEGUÍ et al., (2009)) permet la simulation en temps réel du débit des grandes rivières.

Les modèles hydrologiques construits pour l'échelle large ne fonctionnent pas forcément à plus petite échelle. Cela se remarque particulièrement dans le cadre de l'hydrologie de montagne, par exemple en raison de l'existence d'effets topographiques locaux, de la forte réactivité des bassins versants et de l'importance particulière de la fonte nivale et éventuellement glaciaire (PLATE, 2009 ; LAFAYSSE et al., 2011). Cela conduit au développement et à l'évaluation de modèles spécifiquement développés pour un bassin versant particulier (par exemple ADDOR et al., (2011) et ESSE et al., (2013)).

Il existe en France un réseau national de suivi des cours d'eau et de prévision des crues agissant sur l'ensemble du territoire métropolitain. Ce réseau est appelé VIGICRUES (https://www.vigicrues.gouv.fr) et est décrit sur https://www.ecologique-solidaire.gouv.fr/prevision-des-inondations. Il est composé de vingt-trois Services de Prévision de Crues (SPC) dont le travail est coordonné par le Service central d'hydrométéorologie et d'appui à la prévision des inondations (Schapi). Ce réseau utilisant des modèles hydrologiques à grande échelle (comme par exemple le modèle SIM mentionné plus haut), il ne suit que les cours d'eau associés à un bassin versant de grande taille. La prévision des crues des rivières non suivies par ce réseau (principalement en raison des petites tailles de leurs bassins versants) est laissée à

l'initiative des politiques locales qui peuvent alors mettre en oeuvre des programmes locaux d'étude et de recherche.

1.3 Contexte opérationnel du projet

Cette thèse s'inscrit dans un projet plus général d'études hydro-météorologiques du bassin versant de l'Arve à Chamonix, avec une attention particulière au sujet du risque de crue et de sa prévisibilité.

1.3.1 l'Arve à Chamonix

La ville de Chamonix est située à une altitude située autour de 1000 m. La photographie visible sur la figure 1.7 montre l'Arve traversant cette ville, passant au pied de divers bâtiments résidentiels, administratifs ou touristiques.

FIGURE 1.7 – L'Arve traversant Chamonix. Photographie fournie par Éric Héduin.

Cette rivière montre un régime hydrologique nivo-glaciaire, ce qui conduit à des débits souvent élevés lors de la période estivale. Elle a été plusieurs fois sujette à des crues de grande ampleur mettant en cause la sécurité des biens et des personnes. En particulier, la crue de juillet 1996 a provoqué une inondation dont les dégâts ont été estimés à plus d'un million d'euros. Cette crue est illustrée par les photographies visible sur les figures 1.8 et 1.9. La crue survenue le 27 août 2014 montre que ce risque est toujours présent. Le caractère résidentiel et touristique de cette ville rend nécessaire qu'il soit pris en compte par les collectivités locales. Or, l'Arve (à Chamonix ou

en aval) ne fait pas partie des cours d'eau suivis par le réseau VIGICRUES à la date d'écriture de ce présent document.

FIGURE 1.8 – Partie de Chamonix inondée par la crue de l'Arve en juillet 1996. Photographie fournie par Patricia Burel.

La petite taille et les fortes pentes du bassin versant de cette rivière la rend très réactives aux conditions météorologiques, ce qui rend difficile la prévision de sa dynamique. Un projet de recherche a été mis en place afin d'étudier ce problème. Ce projet contient une partie relative à la modélisation hydrologique de ce bassin versant, qui fait l'objet de cette thèse. L'objectif du développement d'un modèle hydrologique est non seulement l'obtention d'un outil de simulation pouvant être utilisé pour l'étude de ce bassin versant, mais également la perspective d'une utilisation de ce modèle à partir de données de prévision météorologique, afin d'être en mesure d'étudier ce risque de manière opérationnelle avec un délai d'anticipation plus long que ce qui est permis par le temps de réactivité de ce bassin versant.

1.3.2 Le SM3A et le projet Arve

Le Syndicat Mixte d'Aménagement de l'Arve et de ses Affluents (SM3A) est une structure créée en 1994, et qui regroupe actuellement 106 communes se situant aux abords de l'Arve. Cette structure existe actuellement sous le statut d'Etablissement Public Territorial de Bassin (EPTB). Le SM3A soutient et coordonne divers projets tournant autour de trois thèmes : 1) la prévention et la défense contre les inondations, 2) la gestion des cours d'eau et des milieux aquatiques avec une attention particulière à la question de la biodiversité, et 3) la gestion équilibrée et durable de la ressource en eau. Il exerce actuellement la compétence GEMAPI (Gestion des Milieux Aquatiques et Prévention des Inondations) à l'échelle du bassin versant de l'Arve.

FIGURE 1.9 – Juillet 1996 : l'Arve en crue. Photographie fournie par Patricia Burel.

Dans le cadre de sa mission de prévention et de défense contre les inondations, le SM3A a signé en mars 2014 une convention impliquant plusieurs laboratoires grenoblois (l'Institut des Géosciences de l'Environnement ainsi que le Centre d'Études de la Neige). Cette convention définit les objectifs d'un projet s'étalant sur quatre ans, et consistant à la recherche d'une meilleure connaissance des tenants et aboutissants scientifiques relatifs à la problématique des crues de l'Arve à Chamonix. Pour cela, six questions majeures ont été définies, sur la base desquelles est défini le programme de recherche du projet :

— Quelles sont les situations météorologiques (précipitations, températures, limites pluie/neige...) et glaciologiques (fonte de la glace, état du glacier..) qui peuvent générer des crues ?
— Quels débits extrêmes peut-on attendre à Chamonix dans les situations les plus défavorables ?
— Est-il possible de prévoir les crues en fonction des prévisions météorologiques et avec quelles incertitudes ?
— Quel est le délai entre le phénomène météorologique à l'origine de la crue et le pic de crue observé à Chamonix ?
— Quel est le rôle des glaciers (contribution de la fonte glaciaire) ?
— Quelle est le transport sédimentaire associé aux épisodes de crue ?

Afin de traiter ces questions, quatre volets ont été définis pour le travail de recherche réalisé dans le cadre de ce projet. Il s'agit des volets suivants :

— La compréhension des processus générateurs des crues de l'Arve, pour servir d'appui à la modélisation et constituer une base de réflexion pour une éventuelle amélioration des réseaux opérationnels existants.

— La modélisation numérique en mode réanalyse (c'est-à-dire reconstitution des débits passés) avec évaluation de différents outils disponibles, plus ou moins complexes.
— Essai des modèles développés au deuxième volet à partir de données de prévision météorologique pour générer des prévisions hydrologiques.
— L'instrumentation de l'Arve afin de caractériser les flux de matières en fonction de différentes situations hydro-météorologiques, avec une perspective éventuelle de développement d'une modélisation hydro-sédimentaire pouvant être couplée, à terme, avec les modélisations analysées au deuxième volet.

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre du deuxième volet de ce projet et se situe donc dans le domaine de la prévision. La complexité du fonctionnement hydrologique de ce bassin versant et l'existence de contributions de diverses nature entrainent la nécessité de bien connaitre ces processus, de caractériser leur fonctionnement et d'utiliser des outils adéquats pour les prendre en compte dans le modèle hydrologique qui a été développé au cours de cette thèse.

Chapitre 2

Le bassin versant de l'Arve à Chamonix

2.1 Géographie et relief

2.1.1 Situation géographique

Le bassin versant de l'Arve à Chamonix (Haute-Savoie, France) chevauche deux massifs alpins : le massif des Aiguilles-Rouges (versant nord-ouest et le massif du Mont-Blanc (versant sud-est, représentant la plus grande partie de la surface totale du bassin versant). Il s'étend sur 192,6 km^2 avec une altitude allant de 1022 m (pont des Favrands, Chamonix) à 4225 m (l'Aiguille Verte). La moitié de sa surface est située au dessus de 2500 m. Un aperçu général de ce bassin versant est donné sur les figures 2.1 et 2.2. La courbe hypsométrique de ce bassin versant est visible sur la figure 2.3.

2.1.2 Géologie

Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges sont des massifs cristallins externes, séparés par la faille de Chamonix. Ils sont tous les deux composés principalement de granite, à plus forte mesure pour le massif du Mont-Blanc. Quant au fond de la haute-vallée de l'Arve, il est constitué d'un couvert sédimentaire autochtone lié au passé glaciaire décrit en 2.3.2. La figure 2.4 montre une carte géologique de la haute vallée de l'Arve.

La géologie de la vallée de Chamonix et des deux massifs qui l'entourent est décrite dans MASSON, GAL et LELOUP, (2002), RAUMER et BUSSY, (2004) et LELOUP et al., (2005), et des explications compréhensibles par une personne non initiée à ce domaine sont données sur les sites internet geol-alp.com et geologie-montblanc.fr [1]. Il y est notamment indiqué que le granite qui compose ces deux massifs est intrusif dans des gneiss hercyniens. Ces gneiss affleurent sur le massif des Aiguilles-Rouges ainsi que sur la partie du massif du Mont-Blanc située à proximité de la vallée, comme le montre la figure 2.4.

La totalité de la partie du massif des Aiguilles-Rouges faisant partie du bassin versant de l'Arve est couverte de gneiss, à l'exception d'une partie connexe à la vallée qui est couverte par des dépôts carbonifères. Quant au massif du Mont-Blanc, seule une bande longeant la vallée est couverte de gneiss. Cette bande est délimitée au Nord-Est par la faille de l'Angle (indiquée f.a. sur la figure 2.4), à partir de laquelle

1. Les auteurs respectifs de ces sites sont Maurice Gidon, ancien professeur de géologie à l'université de Grenoble, et Matthieu Petetin, géologue.

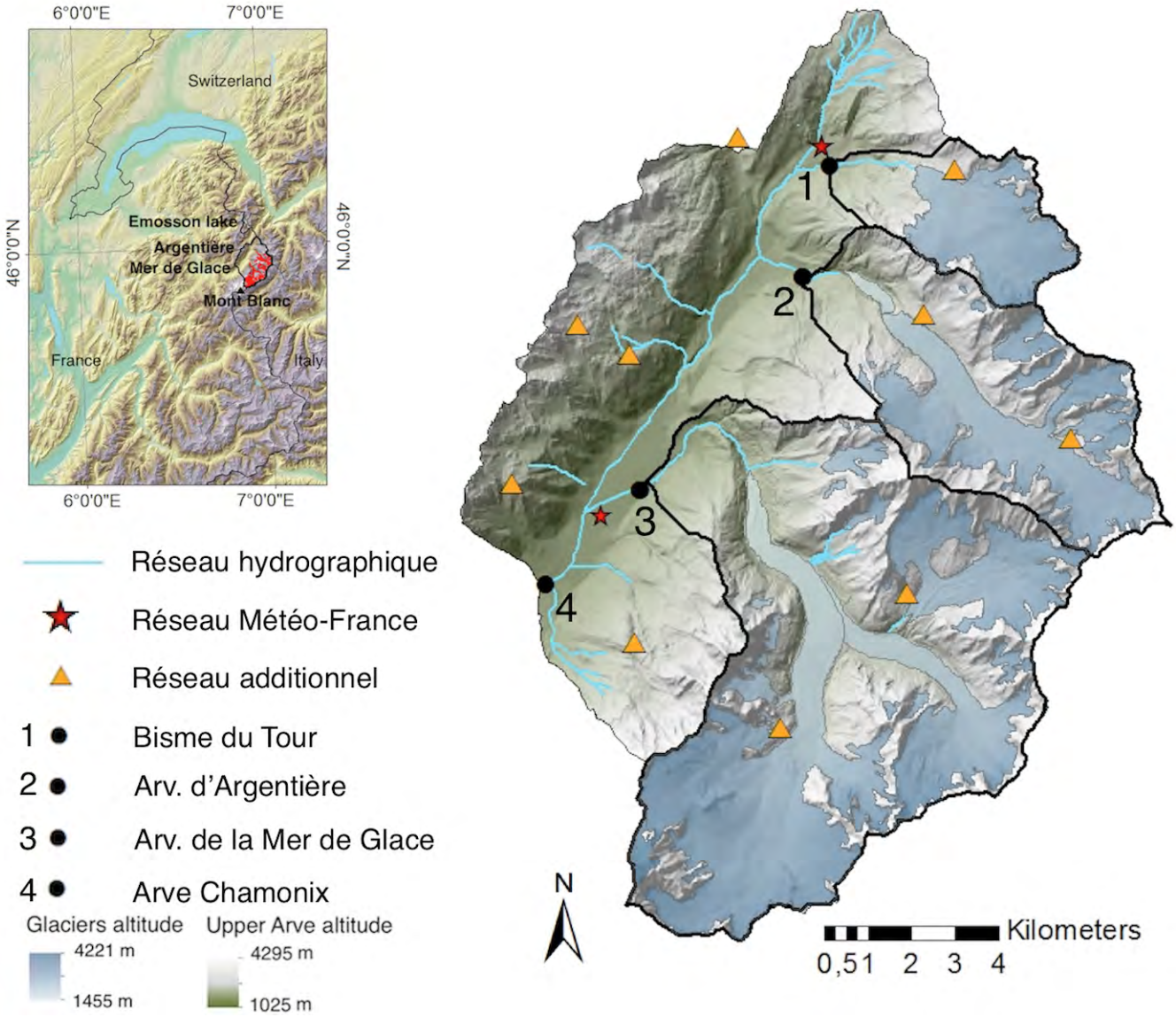

FIGURE 2.1 – Bassin versant de l'Arve à Chamonix : altitude, couverture glaciaire, réseau hydrographique et réseau météorologique.

un large affleurement de granite est visible. Le contact entre le granite et le gneiss au niveau de la faille de l'Angle est de nature tectonique, avec toutefois quelques intrusions au sud de l'Aiguille du Midi.

2.1.3 Géomorphologie

La photographie visible sur la figure 2.5 donne un aperçu général de la haute vallée de l'Arve, ce qui permet de remarquer particulièrement son aspect encaissé. Cela est lié à un passé glaciaire très ancien que nous évoquons plus loin.

À une échelle plus petite, le relief de ce bassin versant est particulièrement irrégulier et hétérogène, comme le montre la photographie visible sur la figure 2.6. Cela est lié à son activité glaciaire plus récente, ayant entrainé la formation de nombreuses

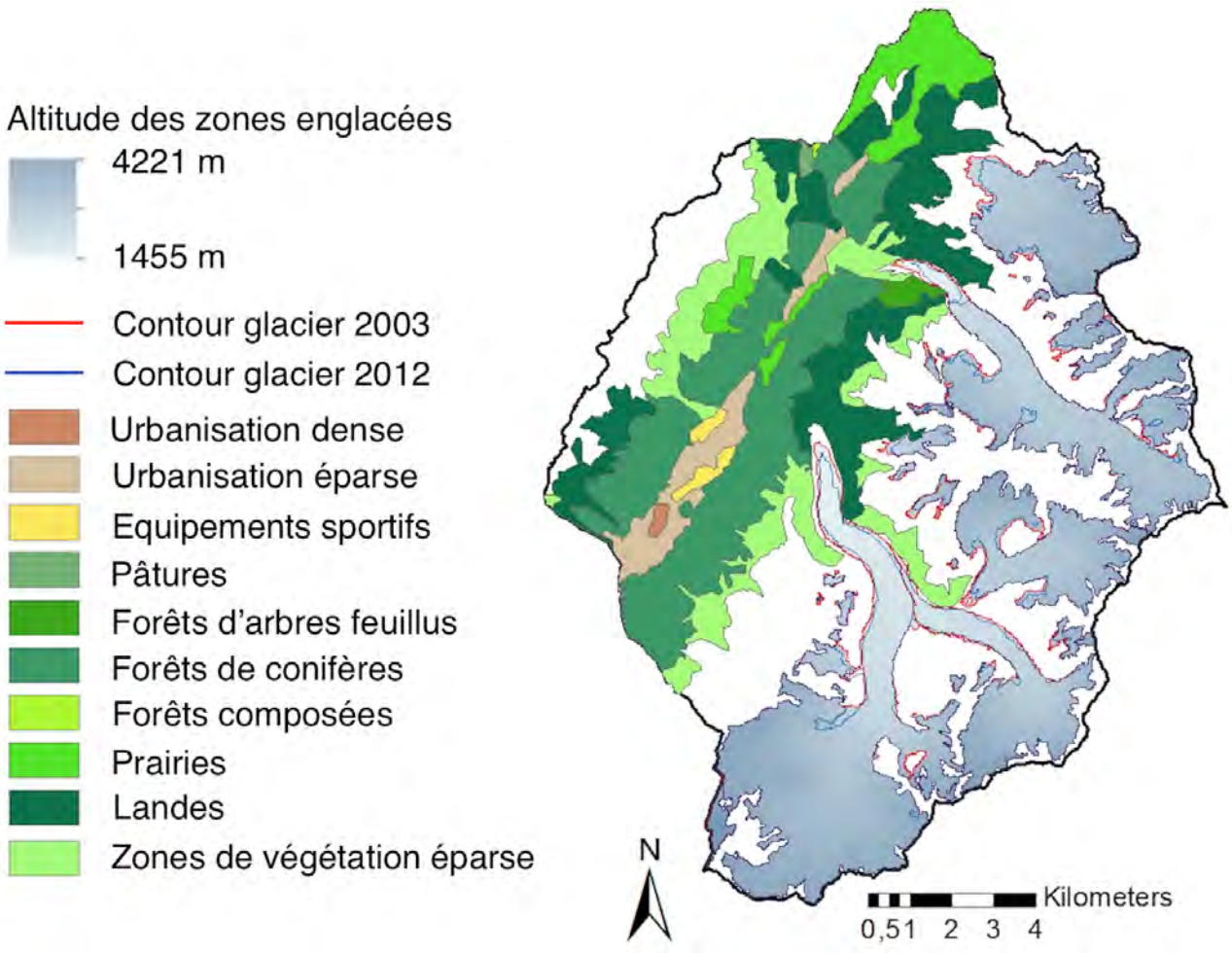

FIGURE 2.2 – Bassin versant de l'Arve à Chamonix : couverture forestière et évolution des contours glaciaires entre 2003 et 2012.

crêtes morainiques ainsi qu'une production de débris qui a donné lieu à la formation de cônes de déjection. Ces éléments morphologiques sont recensés sur la figure 2.7 extraite de la thèse de Claire Dorthe-Monachon (DORTHE-MONACHON, 1986). Il y a en particulier lieu de citer les moraines laissées par les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace, à la suite de l'extension glaciaire de 1820 (petit âge glaciaire).

2.2 Structure et composition du sol

De manière générale, le sol de montagne est d'abord constitué d'un sol géologique, également appelé lit rocheux. Il peut, en raison de son aspect macroscopique, être imperméable ou au contraire être favorable à l'infiltration d'eau : pierriers ou roches fracturées notamment. Cette caractéristique du sol a un impact important sur le routage hydrologique, au point de modifier dans certains cas le bassin versant réel d'une rivière par rapport à celui qui peut être calculé à partir des données géomorphologiques de surface (PFISTER et al., 2017). Par ailleurs, le sol géologique

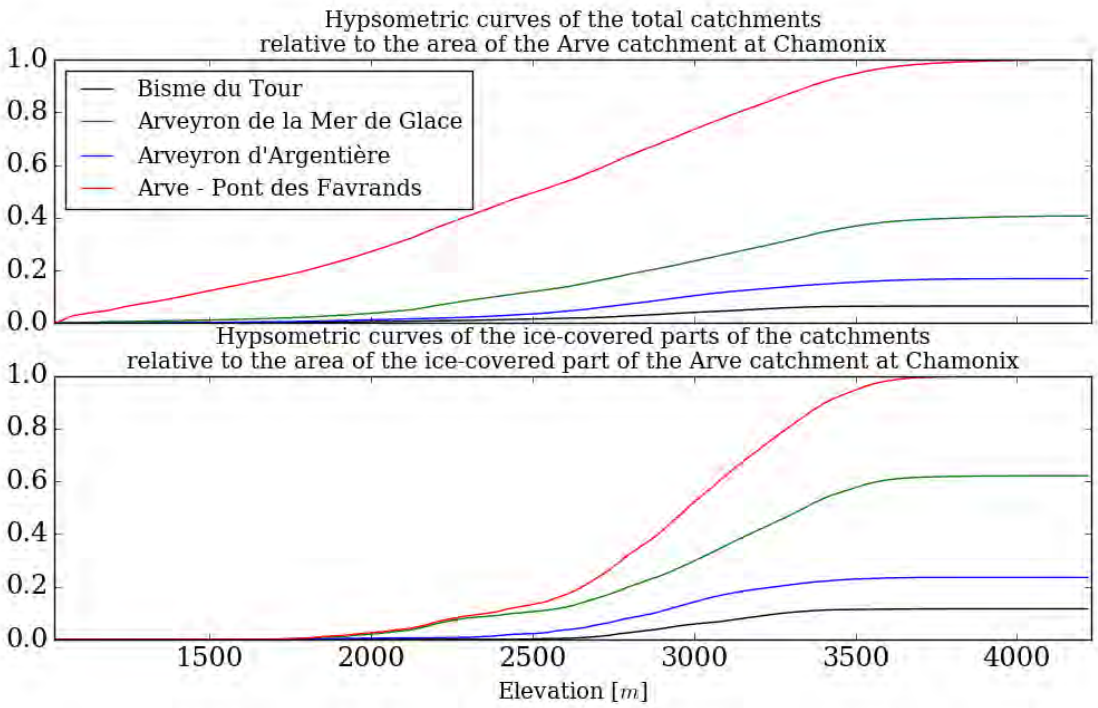

FIGURE 2.3 – Courbes hypsométriques du bassin versant de l'Arve à Chamonix et de ses sous-bassins versants.

détermine la quasi-totalité de la géomorphologie de la montagne. Il peut présenter des escarpements parfois abrupts, dont nous pouvons voir un exemple sur la photographie visible sur la figure 2.8.

Le lit rocheux est souvent recouvert d'une manière plus ou moins régulière par un sol pédologique, lui-même contenant éventuellement un couvert végétal. Les liens entre ce sol pédologique et le climat, la végétation qui peut le recouvrir, la géomorphologie et de la topographie ont été étudiés et décrits par LEGROS et CABIDOCHE, (1977), en s'appuyant principalement sur le cas de la vallée de l'Arve. Nous indiquons ici les principaux éléments de cet exposé qui présentent directement un intérêt particulier dans le cadre de l'hydrologie.

Il y a tout d'abord lieu d'indiquer que de manière générale, l'étude des sols et de la végétation sur les massifs montagneux se fait en distinguant cinq classes d'altitude : l'étage collinéen (inutile dans le cadre de cette thèse), l'étage montagnard, l'étage subalpin, l'étage alpin et l'étage nival. L'étude de LEGROS et CABIDOCHE, (1977) se réfère à cette classification.

L'étude réalisée par LEGROS et CABIDOCHE, (1977) fait ressortir trois facteurs expliquant la structure et la composition du sol : le climat (et par conséquent l'altitude), la géomorphologie à l'échelle d'une vallée entière comme à une échelle beaucoup plus petite, et à moindre mesure l'exposition. Cette étude met également en évidence des liens relativement systématiques entre la composition du sol et la végétation qui s'y trouve.

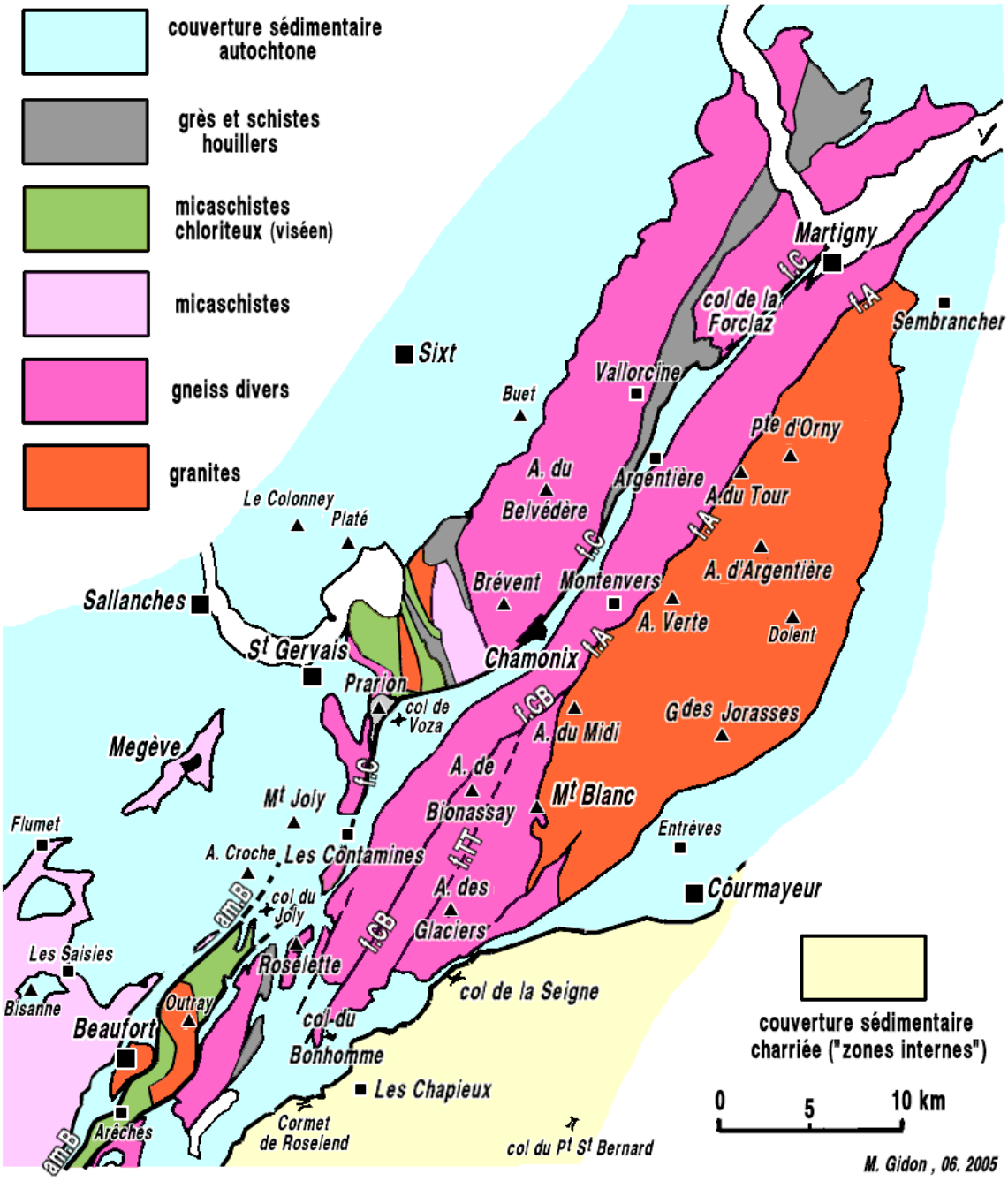

FIGURE 2.4 – Carte géologique de la haute vallée de l'Arve, extraite de GEOL-ALP (geol-alp.com). Auteur : Maurice Gidon.

Le schéma visible sur la figure 2.9, extrait de cette étude, montre un exemple typique de l'influence de l'altitude sur le sol et la végétation. Cet exemple de séquence altitudinale se situe à proximité immédiate de la zone géographique étudiée dans cette thèse, et est présenté par les auteurs de cette étude comme étant représentatif de ce qui se trouve dans toute la vallée de Chamonix. Il apparait que l'altitude a une influence majeure sur la végétation. Quant au sol, sa teneur en matières organiques augmente avec l'altitude, jusqu'à devenir un sol de type ranker alpin (c'est-à-dire

FIGURE 2.5 – Vue générale de la haute vallée de l'Arve. Photographie fournie par Yves Duchez.

très peu profond et très riche en matières organiques) au dessus de 2200 m d'altitude.

Cette étude montre également de quelle manière le relief, même à l'échelle locale et donc sans conséquence importante sur l'altitude, joue un rôle sur la répartition des types de sols et de la végétation associée, induisant un agencement en mosaïque. La figure 2.10 montre l'exemple particulier du col des Montets, présentant une très grande diversité pédologique et végétale malgré la fourchette altitudinale assez faible.

Enfin, si l'influence de l'exposition est assez remarquable sur la végétation, elle l'est beaucoup moins sur la formation du sol. Cette étude montre que pour le cas particulier de la vallée de Chamonix, l'évolution altitudinale du sol est relativement identique pour les deux versants.

FIGURE 2.6 – Le Bois du Bouchet et l'Arveyron de la Mer de Glace vus depuis le versant opposé. Photographie fournie par Yves Duchez.

2.3 Couverture du sol

2.3.1 Forêts, végétation et urbanisme

Le fond de la vallée contient de nombreuses zones urbanisées qui entourent l'Arve, avec principalement la ville de Chamonix. 22% de la surface de ce bassin versant est couverte de forêts (notamment le bois du Bouchet, également visible sur la photographie de la figure 2.6). Ces forêts sont visibles sur la figure 2.2 d'après la base de données Corine Land Cover (http ://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr).

La partie du bassin versant située sur le massif du Mont-Blanc contient dans sa partie la plus basse (jusqu'à 1500 m d'altitude) essentiellement des bois de sapins parsemés d'épicéas. À partir de 1500 m d'altitude, la végétation se diversifie, évoluant vers des pessières puis des mélézins, et enfin vers des pins cembro jusqu'à environ 2500 m d'altitude (*Plan local d'urbanisme de Chamonix Mont-Blanc* 2005).

Sur la partie du bassin versant située sur le massif des Aiguilles-Rouges, les forêts situées entre 1200 et 1500 m sont essentiellement composées d'épicéas. La végétation se raréfie progressivement à partir de 1500 m, pour donner des paysages d'apparence désertique à partir de 1900 m. Enfin, de l'aulnaie verte se développe au niveau

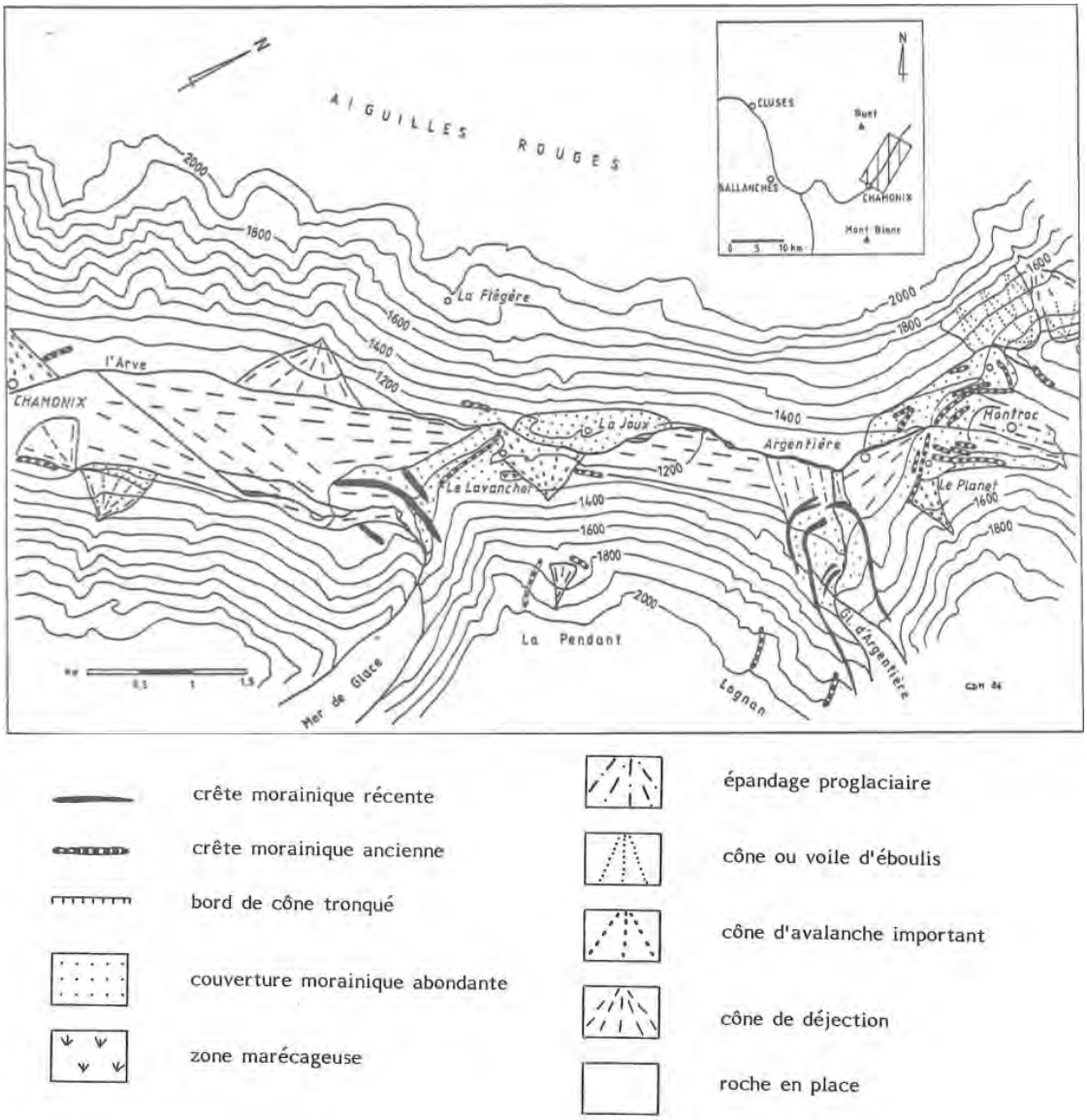

FIGURE 2.7 – Carte géomorphologique de la haute vallée de l'Arve, extraite de DORTHE-MONACHON, (1986)

des couloirs d'avalanche dans les deux versants (*Plan local d'urbanisme de Chamonix Mont-Blanc* 2005).

2.3.2 Couverture glaciaire passée et présente

Ce bassin versant contient actuellement trois glaciers principaux situés sur le massif du Mont-Blanc : le glacier du Tour, le glacier d'Argentière ainsi que le glacier de la Mer de Glace. Ces glaciers couvrent environ 30% de la surface totale du bassin versant. Ils sont représentés sur la figure 2.1. La photographie visible sur la figure 2.11 montre un détail du glacier d'Argentière. Par ailleurs, la figure 2.2 montre l'évolution des contours glaciaires entre 2003 et 2012.

Les dimensions de ces glaciers étaient plus importantes lors du Petit Âge Glaciaire.

FIGURE 2.8 – Vallée de l'Arve vue depuis le rocher de Leschaux. Photographie extraite du site internet http ://randos-montblanc.com

Leurs langues atteignaient alors le fond de la vallée de l'Arve. L'englacement de la vallée de l'Arve a connu des proportions autrement plus grandes lors d'un passé plus lointain. Il s'agit notamment de la glaciation de Würm. Cette période s'est achevée par le Dryas récent, au cours de laquelle les trois glaciers encore présents ce jour rejoignaient un glacier s'écoulant dans la vallée, ce qui lui a donné sa forme actuelle (COUTTERAND, 2010 ; GARDENT, 2014).

2.4 Hydrographie et activité hydro-électrique

La figure 2.1 donne un aperçu du réseau hydrographique du bassin versant de l'Arve à Chamonix. L'Arve prend sa source au col de Balme situé à 2000 m d'altitude, et est rejointe au cours de la vallée par plusieurs affluents. Les trois affluents majeurs de l'Arve proviennent du massif du Mont-Blanc. Il s'agit du Bisme du Tour, de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arveyron de la Mer de Glace. Ces affluents drainent respectivement le glacier du Tour, le glacier d'Argentière ainsi que la Mer de Glace. Leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau 2.1.

Les débits des cours d'eau de ce bassin versant sont influencés par une activité hydro-électrique. Deux collecteurs se trouvent en dessous respectivement du glacier du Tour et du glacier d'Argentière afin d'alimenter le lac d'Émosson, équipé d'un barrage exploité par la société EMOSSON SA. Le débit prélevé par ces deux collecteurs réunis peut atteindre 12 m^3/s. La figure 2.12 montre la disposition de ce collecteur. Un collecteur se trouve également sous le glacier de la Mer de Glace, ali-

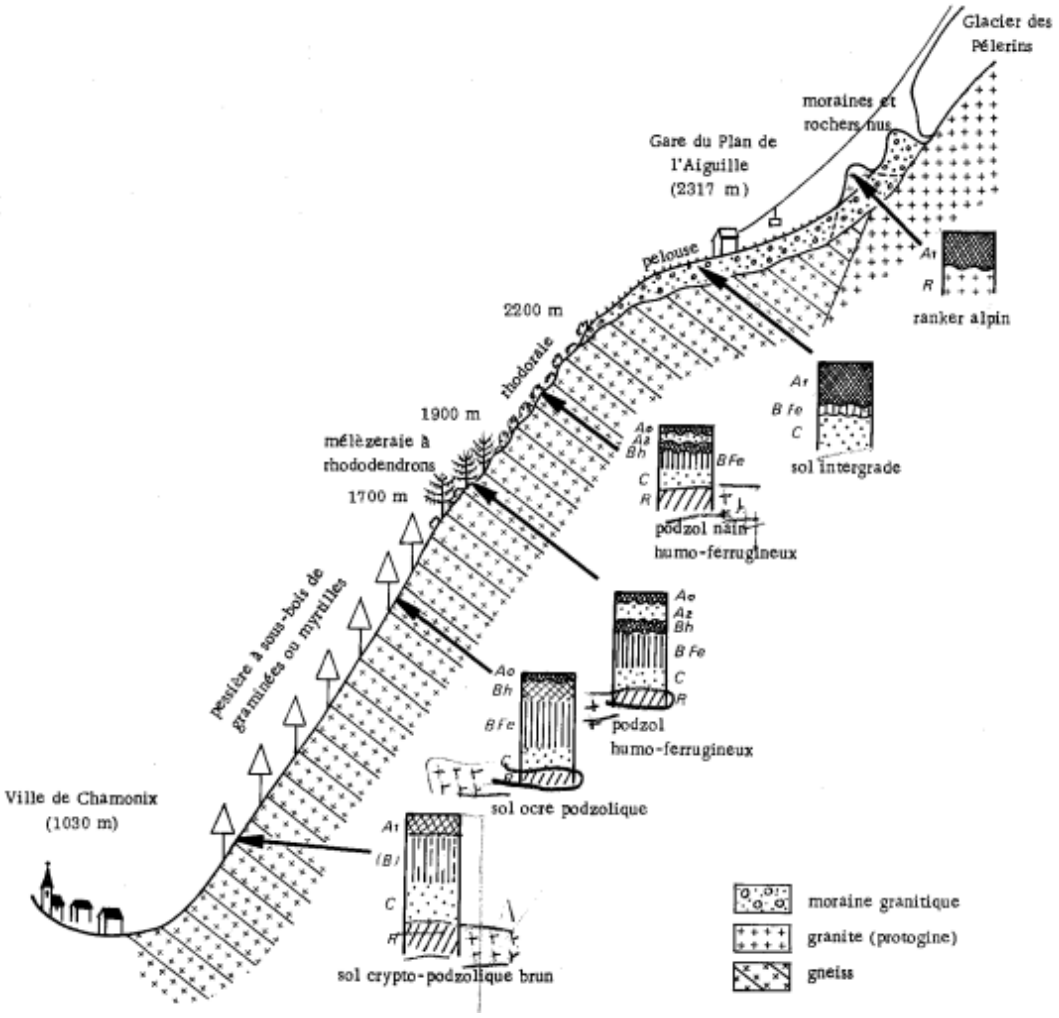

FIGURE 2.9 – Etagement altitudinal des sols entre Chamonix et l'Aiguille du Midi (versant exposé au Sud-Est). Image extraite de LEGROS et CABIDOCHE, (1977)

Affluent	Glacier drainé	Altitude max
Bisme du Tour	Glacier du Tour	3795 m
Arveyron d'Argentière	Glacier d'Argentière	4090 m
Arveyron de la Mer de Glace	Glacier de la Mer de Glace	4226 m

TABLE 2.1 – Les affluents principaux de l'Arve à Chamonix

mentant une centrale électrique exploitée par la société EDF/DTG et dont le canal de fuite rejoint l'Arveyron de la Mer de Glace. Cette centrale fonctionne par intermittence, avec un débit de production pouvant atteindre 15 m^3/s (EDF, 2012).

2.5 Instrumentation et mesures de terrain

Les donnée de terrain dont nous disposons pour cette thèse sont de natures et d'origines très diverses. Un important travail d'inventaire a été nécessaire pour être en mesure de les exploiter. Par ailleurs, certaines données hydrologiques ont dû faire

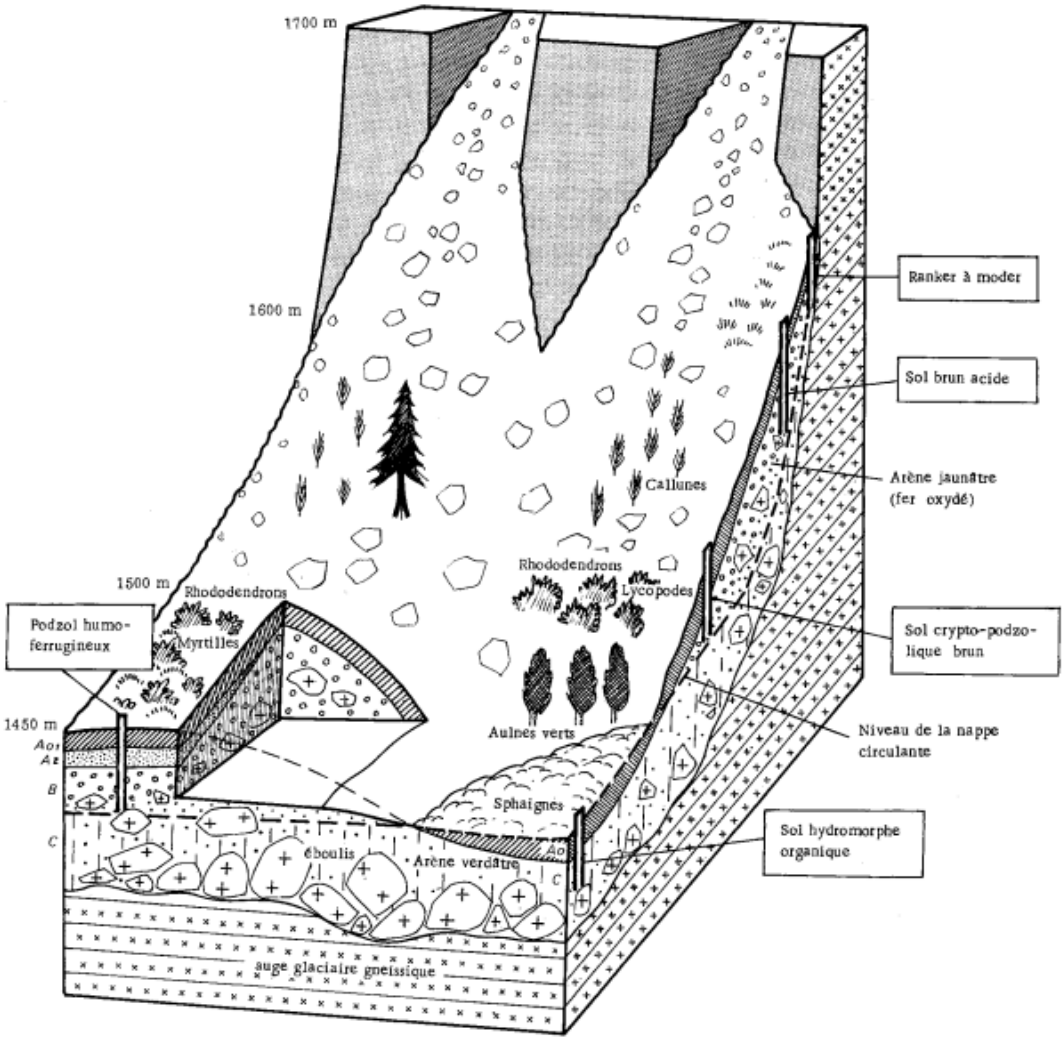

FIGURE 2.10 – Différenciation des sols au sein d'un éboulis au Col des Montets (versant exposé à l'Est). Image extraite de LEGROS et CABIDOCHE, (1977)

l'objet d'un traitement spécifique pour pouvoir correspondre avec les données de modélisation décrites à partir du chapitre 4.

2.5.1 Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées pour le travail de cette thèse sont constituées à partir des stations montrées sur la figure 2.1. Deux de ces stations font partie du réseau d'observation en temps réel de Météo-France. Les dix autres font partie d'un réseau supplémentaire qui est installé temporairement dans la vallée de l'Arve.

2.5.1.1 Réseau Météo-France et données SAFRAN

La vallée de l'Arve contient deux stations qui font partie du réseau automatique de Météo-France. Ces stations sont situées sur le massif du Mont-Blanc. Leurs coordonnées sont indiquées sur le taleau 2.2. Elles mesurent la température, les précipitations, l'humidité et le vent.

FIGURE 2.11 – Détail du glacier d'Argentière. Photographie fournie par Yves Duchez

Une réanalyse météorologique au pas horaire nommée SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie, DURAND et al., (1999), DURAND et al., (2009b) et DURAND et al., (2009a)) est disponible sur le massif du Mont-Blanc. Le principe de fonctionnement du système SAFRAN consiste en l'obtention d'une première estimation des données météorologiques à l'aide d'un modèle numérique de prévision du temps, puis en l'ajustement de cette estimation à l'aide d'un schéma d'assimilation basé sur une stratégie d'interpolation optimale des observations issues des stations météorologiques indiquées ci-dessus. Dans le cadre du travail présenté ici, le modèle SAFRAN utilise le modèle de circulation générale ARPEGE (COURTIER et al., 1991) à partir de 2002, et le modèle ERA-40 de l'ECMWF pour les périodes antérieures. Cette réanalyse est effectuée sur la base du découpage du massif en un ensemble de bandes d'altitudes de 300 m.

La réanalyse est constituée de façon spatialement homogène pour chaque bande d'altitude. Un post-traitement est toutefois appliqué aux données de rayonnement, individuellement pour chaque altitude, afin qu'elles tiennent compte de l'orientation et de la pente de chaque point.

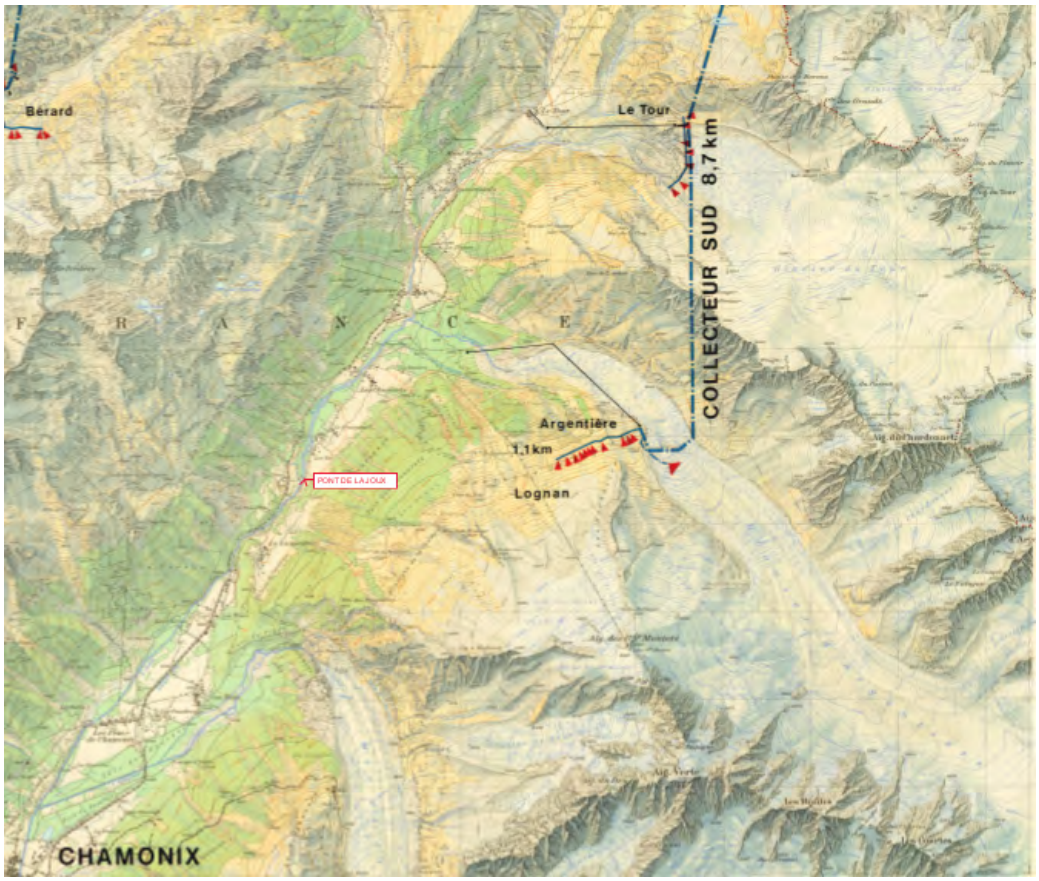

FIGURE 2.12 – Disposition des collecteurs déviant une partie de l'eau de fonte des glaciers du Tour et d'Argentière vers le lac d'Émosson

2.5.1.2 Réseau supplémentaire

Dans le cadre du projet Arve - SM3A décrit en 1.3.2, un réseau temporaire constitué d'un nombre croissant (égal à 9 lors de la saison estivale 2016) de stations météorologiques est installé dans le bassin versant de l'Arve à chaque période estivale ayant lieu pendant le projet. Il y a par ailleurs une station météorologique pérenne installée et maintenue par le réseau d'observation GLACIOCLIM, et se situant en bordure du glacier d'Argentière. Chaque station météorologique est constituée d'un pluviomètre à auget basculant ainsi que d'un thermomètre, mesurant ainsi la température et l'intensité instantanée des précipitations avec un pas de temps de 15 minutes. Les données sont enregistrées localement dans chaque station, et sont régulièrement récupérées.

L'objectif de ce réseau additionnel est de s'ajouter au réseau de Météo-France, dans une perspective d'étude de la variabilité météorologique à petite échelle à l'intérieur du bassin versant. La présence d'un réseau densifié permet également d'établir des champs réalistes de précipitation avec l'aide de méthodes d'interpolation. Ce réseau permet également d'étudier la manière dont la survenue de phénomènes précipitants de grande ampleur évolue dans le temps, au fil des années. Il permet enfin une meilleure connaissance des différences qui existent entre les deux versants du bassin de l'Arve : le massif du Mont-Blanc et le massif des Aiguilles-Rouges.

Le tableau 2.2 indique les coordonnées des stations de ce réseau. La figure 2.13 indique les périodes respectives de disponibilité des données pour chaque station de ce réseau lors de la période estivale pour les années 2014 et 2015. Nous indiquons dans cette figure la localisation temporelle de plusieurs évènements hydrologiques significatifs, que nous étudions en détail dans la suite de ce document.

Station	Altitude (m)	Coordonnées Géographiques (lat-lon)	Massif
Chamonix (MF)	1042	45.929500-6.877500	Mont-Blanc
Le Tour (MF)	1500	46.003833-6.948500	Mont-Banc
Albert 1er (S)	2709	45.99739-6.987530	Mont-Blanc
Col des Montets (S)	1438	46.00638-6.923802	Aiguilles-Rouges
Couvercle (S)	2691	45.91058-6.966910	Mont-Blanc
Flegere (S)	1863	45.96268-6.888430	Aiguilles-Rouges
Fond d'Argentière (S)	2830	45.94088-7.017710	Mont-Blanc
Index (S)	2368	45.96935-6.873600	Aiguilles-Rouges
Plan Aiguille (S)	2250	45.90327-6.885916	Mont-Blanc
Plan Praz (S)	2055	45.93717-6.851990	Aiguilles-Rouges
Requin (S)	2584	45.88407-6.927740	Mont-Blanc
Station Argentière (G)	2434	45.96779-6.976112	Mont-Blanc

TABLE 2.2 – Stations météorologiques installées dans le bassin versant de l'Arve à Chamonix. S : station du réseau additionnel. MF : stations automatiques du réseau Météo-France. G : station du réseau d'observation GLACIOCLIM.

2.5.2 Données hydrométriques

2.5.2.1 Stations de mesure

Le bassin versant de l'Arve à Chamonix est équipé de quatre stations hydrométriques mesurant les débits au pas horaire. L'une d'entre elles est située sur l'Arve, au niveau du pont des Favrands (Chamonix). Les trois autres sont situées respectivement sur le Bisme du Tour, l'Arveyron d'Argentière et l'Arveyron de la Mer de Glace. La station hydrométrique de l'Arveyron de la Mer de Glace est située en aval du canal de fuite de la centrale hydro-électrique évoquée en 2.4. La figure 2.1 montre la localisation de ces stations hydrométriques sur le réseau hydrographique ainsi que le bassin versant qui leur est associé. Le tableau 2.3 résume les caractéristiques de chacune de ces stations.

Les débits de prélèvements aux collecteurs situés sous le glacier du Tour et sous le glacier d'Argentière sont également mesurés. Cette mesure est réalisée par la société EMOSSON SA.

2.5.2.2 Reconstitution et disponibilité des données

Les stations hydrométriques du Bisme du Tour et de l'Arveyron d'Argentière, ainsi que les mesures de débits de prélèvements, sont gérées par les sociétés EDF/DTG

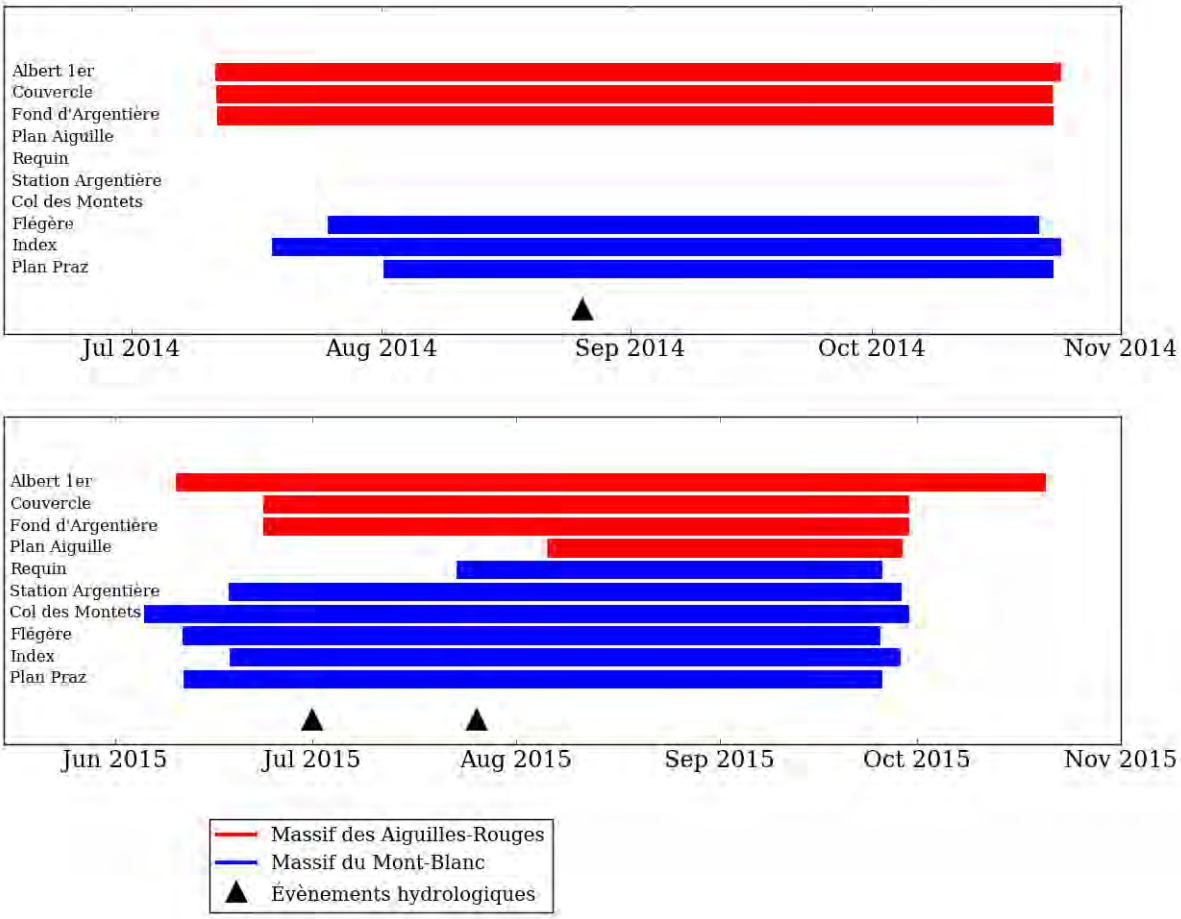

FIGURE 2.13 – Périodes de disponibilité des mesures réalisées par les stations météorologiques du réseau additionnel listées dans le tableau 2.2

Cours d'eau	Altitude	Surface totale bassin versant	Surface englacée bassin versant
Bisme du Tour	1487 m	12.52 km^2	7.84 km^2 (62.62%)
Arveyron d'Argentière	1255 m	32.59 km^2	15.85 km^2 (48.65%)
Arveyron de la Mer de Glace	1062 m	78.52 km^2	41.85 km^2 (53.29%)
Arve - Chamonix	1022 m	193.01 km^2	67.36 km^2 (34.90%)

TABLE 2.3 – Liste des stations hydrométriques disponibles sur les cours d'eau du bassin versant de l'Arve à Chamonix, décrites en 2.5.2

et EMOSSON SA. Les valeurs mesurées de débit nous ont été fournies dans le cadre d'une convention, avec certaines restrictions en particulier au niveau des périodes

de disponibilité.

Les mesures de débit associés à ces stations hydrométriques nous sont fournies directement sous la forme de débits naturels reconstitués, c'est à dire pour chaque station, la somme du débit qui y est mesuré et du débit mesuré aux collecteurs situés dans son bassin versant. Cette reconstitution de débit naturel est réalisée au pas journalier. Par ailleurs, la somme de la totalité des prélèvements réalisés sur le bassin versant nous est fournie au pas journalier par la société EMOSSON SA.

La station hydrométrique de l'Arve au pont des Favrands est gérée par la DREAL. Les débits mesurés nous sont accessibles au pas horaire, de manière quasi-continue. La connaissance des débits prélevés sur l'ensemble du bassin versant de l'Arve nous permet de les reconstituer. Néanmoins, la reconstitution ne peut qu'avoir lieu au pas journalier compte-tenu du temps de transfert entre les collecteurs et le pont des Favrands à Chamonix, difficile à estimer.

Pour des raisons relatives à la représentation de la couverture glaciaire indiquées au chapitre 4, nous ne nous intéressons qu'aux données de débit relativement récentes. La figure 2.14 donne un aperçu du jeu de données disponibles entre 1990 et 2015 en termes de débits naturels reconstitués au pas journalier sur les différentes stations hydrométriques. De la même façon que pour la figure 2.13, nous situons sur cette figure plusieurs évènements que nous étudions en détail dans la suite de ce document. Le tableau 2.4 indique la quantité de mesures disponibles pour chacune de ces mêmes années.

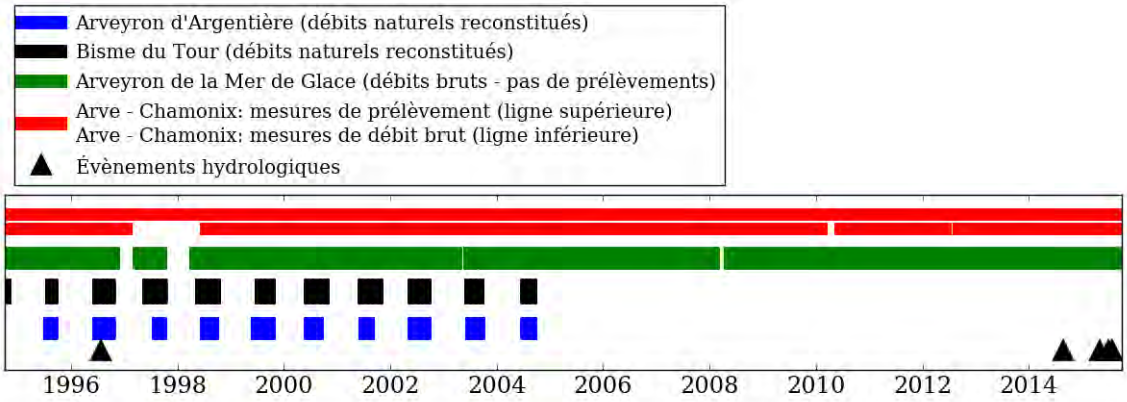

FIGURE 2.14 – Périodes de disponibilité des débits mesurés aux stations hydrométriques décrites en 2.5.2

2.5.2.3 Incertitudes sur les valeurs mesurées

Il y a lieu de savoir que le segment de l'Arve sur lequel se trouve la station de mesure du pont des Favrands n'a pas une section constante en raison du dépôt de sédiment et des curages réguliers. Cela entraine une instabilité de la relation hauteur-débit et par conséquent une incertitude sur les valeurs de débit issues des mesures de hauteur d'eau.

	Arveyron MDG	Bisme	Arveyron Argentière	Arve Cham.
1995	365	132	100	365
1996	366	130	130	366
1997	266	182	113	143
1998	207	173	134	120
1999	365	127	145	365
2000	366	166	164	366
2001	362	168	109	365
2002	365	192	154	365
2003	351	140	133	365
2004	366	109	123	366
2005	365	0	0	365
2006	365	0	0	365
2007	365	0	0	365
2008	331	0	0	366
2009	365	0	0	365
2010	365	0	0	311
2011	365	0	0	361
2012	366	0	0	348
2013	365	0	0	363
2014	365	0	0	359
2015	365	0	0	363
Total	7361	1519	1305	7117

TABLE 2.4 – Nombre de jours de mesures de débit disponibles pour chaque exutoire, sur toute la période de simulation et individuellement pour chaque année.

Par ailleurs, la courbe de tarage est majoritairement constituée de points issus de jaugeages en période de basses et moyennes eaux. Cela constitue un facteur supplémentaire d'incertitude lors de l'exploitation de cette courbe pour les mesures de débit en période de hautes eaux, la relation hauteur-débit étant alors principalement basée sur une extrapolation. De plus, lors d'évènements hydrologiques extrêmes, la hauteur d'eau dans les rivières sort de la fourchette que le capteur peut mesurer, ce qui conduit à des valeurs fausses. La question particulière de la mesure des débits et de son incertitude lors d'évènements extrêmes est discutée par CHEN, (2013).

Un autre facteur général d'incertitude sur les débits estimés à partir d'une mesure de hauteur d'eau grâce à une courbe de tarage réside dans le fait que cette courbe est établie à partir de mesures réalisées dans un contexte de régime permanent. La relation débit/hauteur en régime transitoire peut être différente de celle qui est observée en régime permanent (DI BALDASSARRE et MONTANARI, 2009 ; DOTTORI, MARTINA et TODINI, 2009).

La question générale de l'incertitude des mesures de débit a été étudiée dans la thèse d'Aurélien Despax (DESPAX, 2016) ainsi que par DOTTORI, MARTINA et TODINI, (2009). Le problème spécifique de l'incertitude de la courbe de tarage est étudié par SIKORSKA et RENARD, (2017).

Enfin, la présence d'une activité hydro-électrique intense sur ce bassin versant constitue une source d'incertitude supplémentaire. Cette incertitude est est tout d'abord liée à la nécessité de reconstituer les débits naturels en raison de l'influence des prélèvements. En effet, il n'est pas possible actuellement d'estimer correctement le temps de transfert entre le collecteur et la station hydrométrique. La reconstitution est donc faite au pas journalier, en faisant l'hypothèse que l'eau qui a été entonnée dans le collecteur lors d'une journée se serait écoulée à la station lors de la même journée si le collecteur n'avait pas été là. Il s'agit d'une hypothèse forte, le transfert de l'eau entre le point de collecte et la station hydrométrique pouvant avoir lieu d'une journée sur l'autre. Cette incertitude est ensuite liée au fonctionnement intermittent de la centrale hydro-électrique du Bois du Bouchet ayant une influence sur les hydrogrammes des stations hydrométriques de l'Arveyron de la Mer de Glace et de l'Arve à Chamonix, qui sont les seules stations pour lesquelles nous disposons de mesures au pas horaire.

Les données de débit dont nous disposons, surtout lorsqu'elles sont naturelles reconstituées, sont donc malheureusement entachées d'une forte incertitude dont il est absolument nécessaire de tenir compte lors de leur exploitation pour la calibration et l'évaluation des modèles.

2.5.3 Données glaciologiques

2.5.3.1 Cartes d'extension glaciaire

Les cartes d'extension glaciaire utilisées pour cette étude sont réalisées par Antoine Rabatel, dans le cadre du Service National d'Observation GLACIOCLIM (https://glacioclim.osug.fr/) et du projet international GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space, http://www.glims.org/).

La constitution par Antoine Rabatel de ces cartes est faite d'après des observations du satellite ASTER (résolution spatiale de 15 m) datant du 20 août 2012. D'après la méthode proposée par GARDENT et al., (2014), les glaciers ont été délimités manuellement car les méthodes automatiques de délimitation ne conviennent pas lorsqu'il y a des zones ombragées, lorsque des débris couvrant le glacier ou lorsque le glacier est couvert de neige.

2.5.3.2 Bilans de masse

Le glacier d'Argentière ainsi que le glacier de la Mer de Glace sont parmi les glaciers qui sont suivis par le service d'observation GLACIOCLIM. A ce titre, un ensemble de mesures ponctuelles y sont effectuées de deux à six fois par an, consistant à mesurer ce que le glacier a perdu ou gagné en termes de lame d'eau équivalente depuis la mesure précédente. Ces mesures ponctuelles sont réalisées par des balises qui sont dispersées sur l'ensemble du glacier, couvrant ainsi la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Le nombre de balises est presque constant depuis 1995 sur les deux glaciers évoqués, et est résumé dans le tableau 2.5. L'altitude minimale et maximale est également indiquée. La disposition de ces balises sur les glaciers concernés est montrée sur la figure 2.15. Ces mesures, associées à un processus de photogrammétrie numérique, permettent d'estimer le bilan global de masse d'un glacier à l'échelle annuelle. Ce calcul de bilan de masse global annuel est réalisé pour chaque

	Accumul. zone	Ablation zone	Total	Min. alt.	Max. alt.
Argentière	9	31	40	2400 m	3440 m
Mer de Glace	7	21	28	1700 m	3570 m

TABLE 2.5 – Nombre de balises de mesure de bilan de masse pour les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace

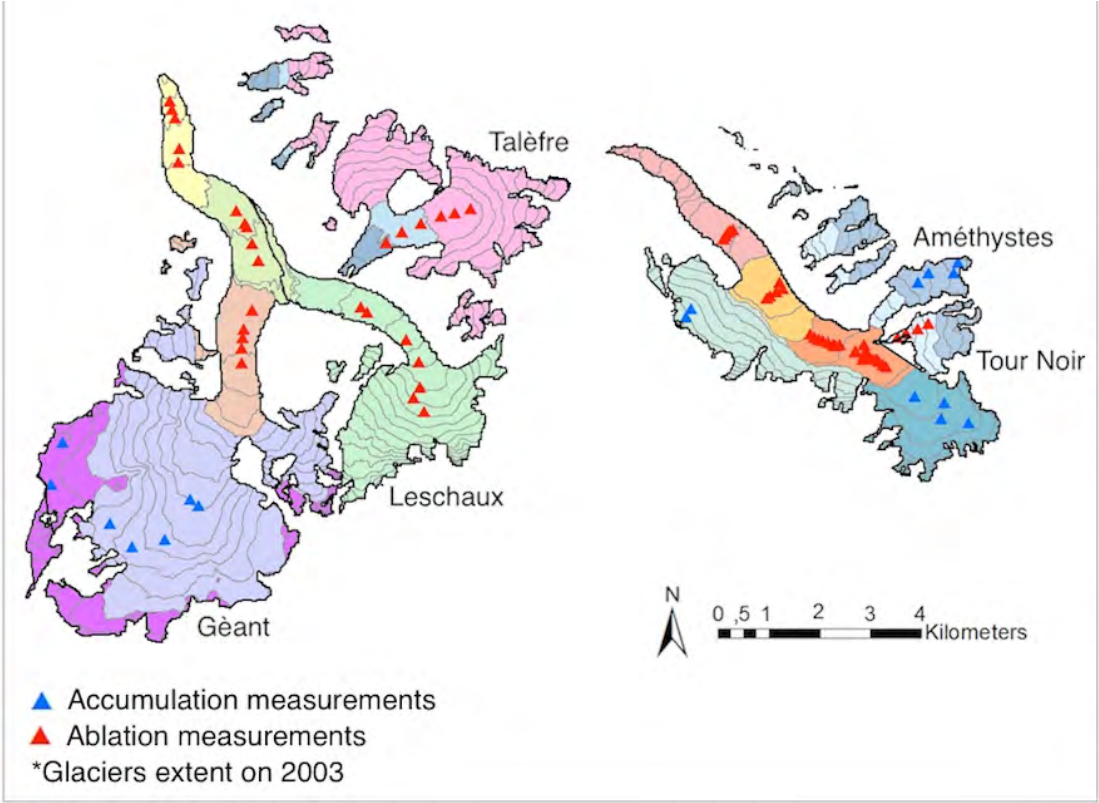

FIGURE 2.15 – Disposition des balises de mesure de bilan de masse sur les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace

année entre le 1er octobre de l'année précédente et le 30 septembre de l'année courante. Son incertitude estimée est de +/- 200 mm équivalent en eau (RÉVEILLET et al., 2017). Ces estimations annuelles sont disponibles depuis l'année 1981 pour les deux glaciers évoqués.

2.5.4 Cartes d'enneigement

Les images obtenues quotidiennement par le capteur MODIS du satellite TERRA depuis 2000 permettent la construction de cartes d'enneigement, sur la base du signal issu des bandes 1 et 2, ainsi que des bandes 3 à 7. De telles cartes sont souvent utilisées par la communauté scientifique, notamment pour l'enneigement des montagnes. L'exploitation de ces images pour la réalisation de cartes journalières d'enneigement du bassin versant de l'Arve à une résolution spatiale de 250 m a été réalisée par REVUELTO et al., (2018) (dans le cadre d'un travail connexe à celui de cette présente thèse, c'est pourquoi cet article est visible en annexe A de ce document), à l'aide du logiciel MODImLab (DUMONT et al., 2012a). Le découpage géographique

des cartes d'enneigement ainsi réalisées est le même que celui du modèle numérique de terrain à 250 m de résolution fourni par l'IGN (www.ign.fr).

Comme indiqué par REVUELTO et al., (2018), la présence de nuages est un facteur très limitant pour la possibilité de réaliser des cartes d'enneigement à partir des images satellites. Cela nécessite la mise en place de critères de sélection, faisant appel à la fixation de valeurs de seuils. Dans les cartes produites par REVUELTO et al., (2018), seules sont exploitées les images satellites pour lesquelles la couverture nuageuse de la totalité du bassin versant est inférieure à 20%. La connaissance de la couverture nuageuse est également possible grâce au logiciel MODImLab.

2.6 Climatologie

La vallée de l'Arve connait un climat montagnard, qui est influencé par son encaissement. les figures 2.16 et 2.17 montrent respectivement les moyennes et écarts-types climatologiques à l'échelle annuelle ainsi que pour les périodes allant du 1er octobre au 31 mars (période hivernale) et inversement (période estivale). Ces figures sont obtenues à partir des données SAFRAN présentées en 2.5.1. Les graphiques visibles sur la partie droite de la figure 2.17 sont les écarts-types interannuels des moyennes mensuelles des températures et précipitations.

Nous remarquons d'après ces données qu'à partir d'environ 2000 m d'altitude, les précipitations solides sont plus nombreuses que les précipitations liquides sur toute l'année. Lors de la période estivale, c'est à partir d'environ 2700 m que les précipitations solides sont plus nombreuses. Lors de la période hivernale, c'est sur la quasi-totalité des altitudes que les précipitations solides sont plus nombreuses. Ces mêmes figures nous montrent par ailleurs que quelle que soit la période de l'année, la quantité totale de précipitations augmente avec l'altitude.

La quantité totale de précipitations à l'échelle mensuelle connait une certaine stabilité autour de l'année, en étant toutefois plus élevée en hiver et en été qu'au printemps et en automne. L'augmentation avec l'altitude de la quantité totale des précipitations, déjà remarquée à l'échelle saisonnière et annuelle, est également visible à l'échelle mensuelle. C'est en hiver que l'écart-type interannuel des moyennes mensuelles de précipitations pour chaque bande d'altitude est le plus élevé, avec un profil altitudinal stable et parfaitement perceptible à l'échelle mensuelle. Le même écart-type calculé séparément pour les précipitations liquides et solides suit la même tendance que l'évolution des moyennes de ces mêmes précipitations le long de l'année, mis à part pour l'écart-type interannuel des moyennes mensuelles des précipitations liquides aux basses altitudes, qui reste élevé toute l'année.

Le profil altitudinal de l'écart-type des précipitations suit la même allure que celui de la moyenne, avec toutefois une tendance à l'augmentation de l'écart-type dans les altitudes moyennes, comme nous pouvons le voir sur la partie gauche de la figure 2.17.

Quant aux températures, il apparait que l'évolution au cours de l'année de leur moyenne mensuelle pour chaque bande d'altitude est assez régulière avec sans surprise des valeurs hautes en été et basses en hiver. Le gradient altitudinal des moyennes annuelles de température apparait stable au fil des mois. L'écart-type interannuel

des moyennes annuelles de températures apparait très proche pour toutes les bandes d'altitudes, ainsi que pour les mois à l'exception du mois de février où il est plus élevé. A l'échelle journalière, les températures sont sujettes à un cycle diurne dont l'amplitude est variable dans le temps et dans l'altitude. Un exemple est montré sur la figure 2.18.

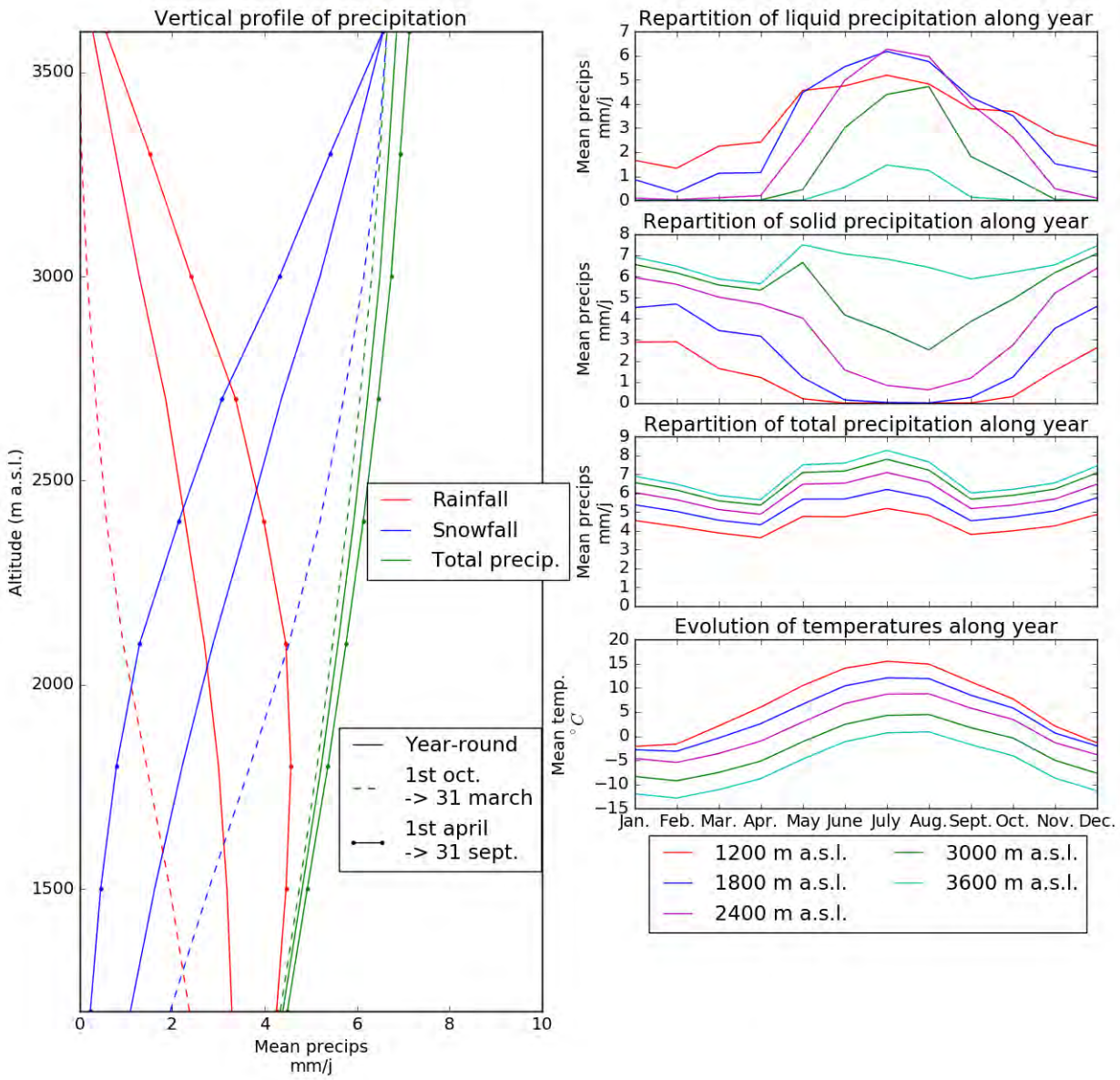

FIGURE 2.16 – Moyennes des données climatologiques à l'échelle annuelle sur la vallée de l'Arve à Chamonix pour les années allant de 1995 à 2015

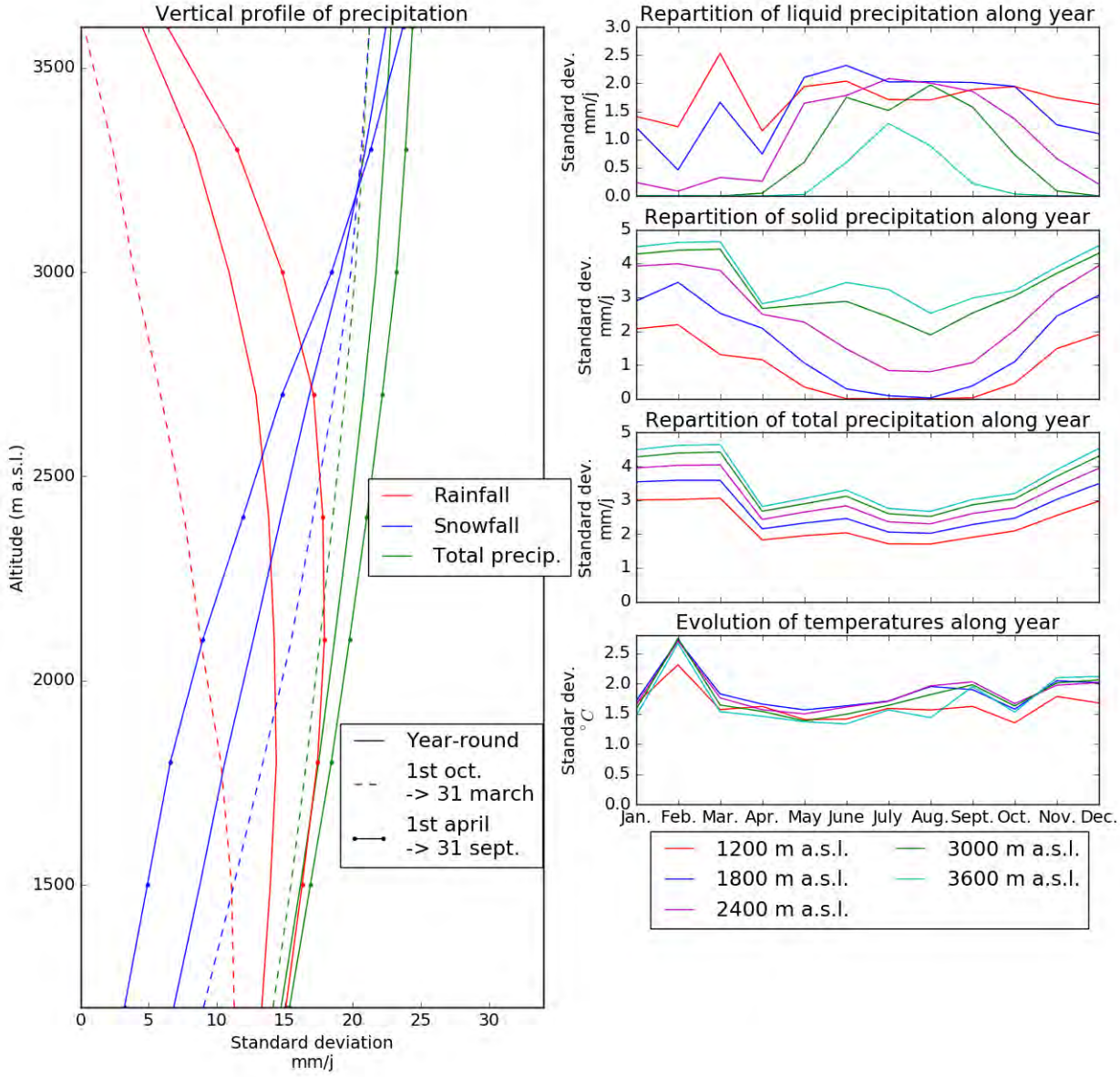

FIGURE 2.17 – Écarts-types des données climatologiques à l'échelle annuelle sur la vallée de l'Arve à Chamonix pour les années allant de 1995 à 2015

2.7 Régime hydrologique

2.7.1 Régime moyen

L'Arve à Chamonix et ses affluents glaciaires sont des cas typiques de régime hydrologique nivo-glaciaire, qui se caractérise à l'échelle annuelle par un débit très faible en période hivernale, qui augmente lors du printemps et se maintient à un

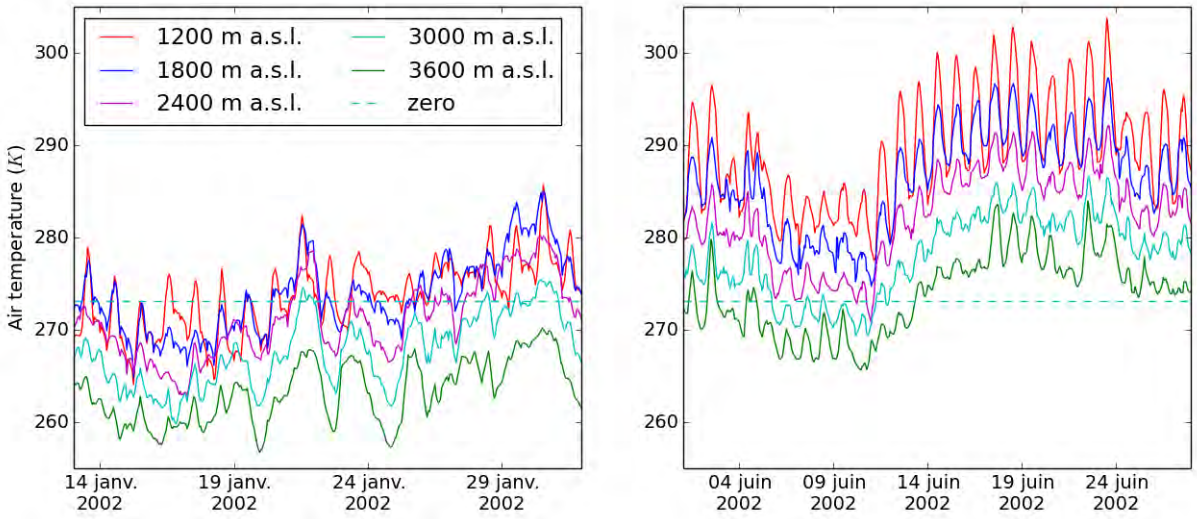

FIGURE 2.18 – Représentation des températures à l'échelle journalière mettant en évidence le cycle diurne

niveau élevé jusqu'à la fin de l'été (ce type de régime a été décrit au chapitre 1). Cela est mis en évidence sur la figure 2.19, qui montre la moyenne mensuelle des débits de l'Arve à Chamonix ainsi que de l'Arveyron de la Mer de Glace pour les années allant de 1995 à 2015. Il y a particulièrement lieu de remarquer la forte décroissance des débits mensuels moyens entre août et septembre pour la plupart des années représentées. Cette décroissance peut être reliée à la décroissance des températures moyennes mensuelles entre ces deux mois, visible sur la figure 2.16. Par ailleurs, cette décroissance de débit mensuel moyen est nettement plus marquée pour l'Arveyron de la Mer de Glace que pour l'Arve à Chamonix. Cela peut se relier à la différence des taux respectifs d'englacement de ces deux bassins versants, indiqués sur le tableau 2.3. Enfin, cette même figure 2.19 nous montre que le profil du régime hydrologique à l'échelle mensuelle est relativement stable d'année en année pour l'Arve à Chamonix. Cette stabilité diminue un peu pour l'Arveyron de la Mer de Glace, notamment pour la période estivale.

La fonte glaciaire estivale est sujette à un cycle diurne qui peut se remarquer sur les figures 2.21 et 2.20. Il peut être relié au cycle diurne des températures évoqué en 2.6. L'étude plus générale des hydrogrammes de l'Arve à Chamonix permet de remarquer qu'en l'absence de précipitations, le débit de pointe à l'échelle journalière a lieu en général vers 16 h que et le débit creux s'étale entre 4 h et 8 h.

2.7.2 Evènements particuliers

La figure 2.19, montre, pour chaque mois, le débit maximal qui a été atteint par l'Arve à Chamonix et par l'Arveyron de la Mer de Glace pour les années comprises entre 1995 et 2015. Les figures 2.20, 2.21, 2.22, 2.23 et 2.24 montrent des exemples d'évolution du débit de l'Arve à Chamonix lors d'évènements de précipitations de diverses intensités. Les températures qui règnent lors de la survenue de ces évènements de précipitations sont tout aussi diverses.

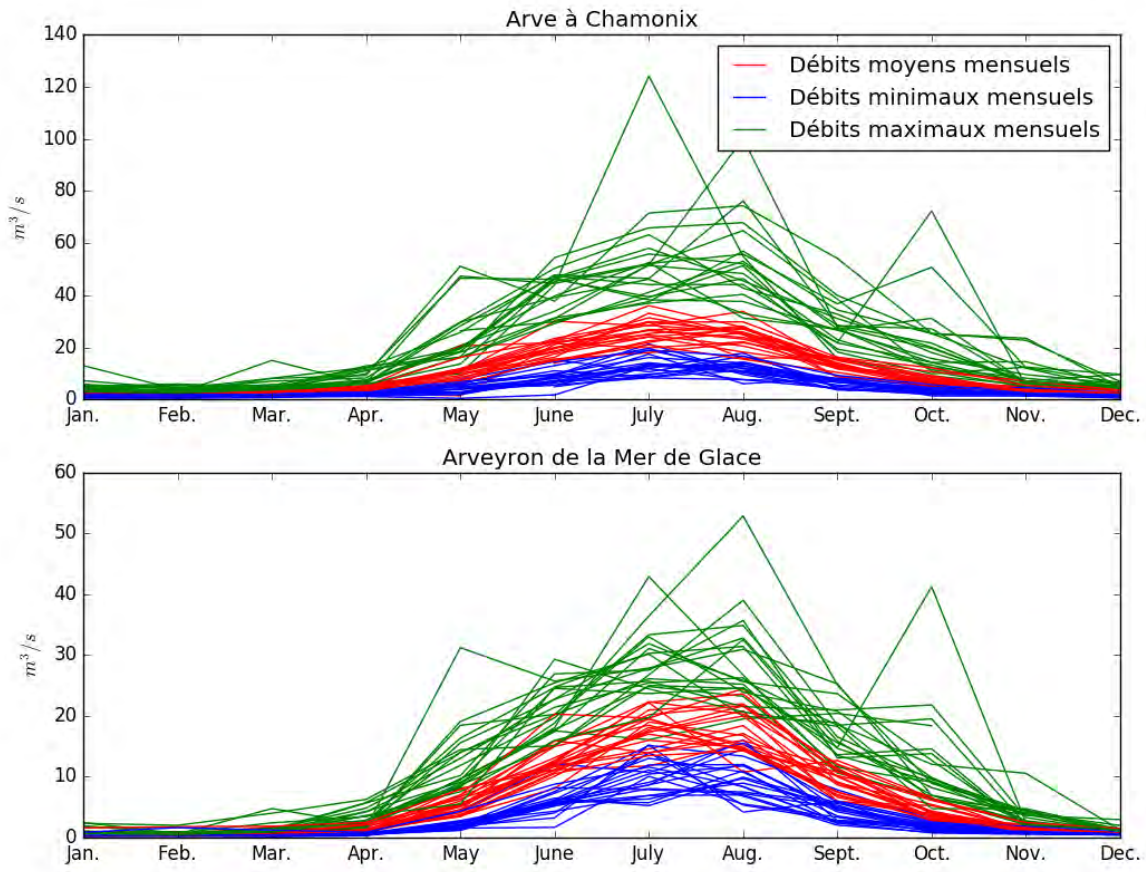

FIGURE 2.19 – Moyennes, maximums et minimums à l'échelle mensuelle des débits observés de l'Arve à Chamonix et de l'Arveyron de la Mer de Glace pour les années allant de 1995 à 2015

Ces figures mettent en évidence la forte réactivité de ce bassin versant, ce qui lui donne une certaine sensibilité aux événements météorologiques extrêmes et par conséquent une certaine propension aux crues rapides. L'exemple le plus flagrant est celui qui est visible sur la figure 2.20 et illustré par la photographie 1.9. Il s'agit de la crue historique évoquée en 1.3.1. Il est visible sur la figure 2.19 que les évènements hydrologiques importants ont généralement lieu pendant l'été, mais peuvent également avoir lieu en automne.

Ces figures, et particulièrement la figure 2.21 illustrant la réaction de l'Arve à la canicule de juillet 2003 (VAUTARD et al., 2007 ; STEGEHUIS et al., 2015), mettent aussi en évidence le rôle de la température dans le débit de l'Arve, avec une réactivité également forte. Il est visible sur la figure 2.20 que l'évènement de précipitations associé à la crue a été précédé d'une longue période de fortes chaleurs associée à une augmentation des débits de l'Arve à Chamonix ainsi que de l'Arveyron de la Mer de Glace, en l'absence de précipitations. Il apparait sur cette même figure que les

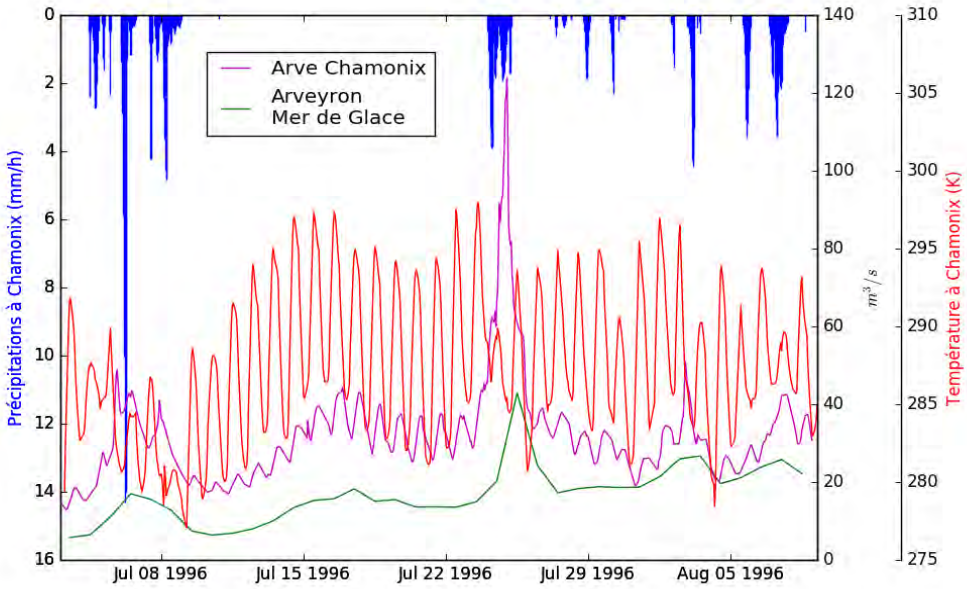

FIGURE 2.20 – Représentation hydro-météorologique de la crue de juillet 1996

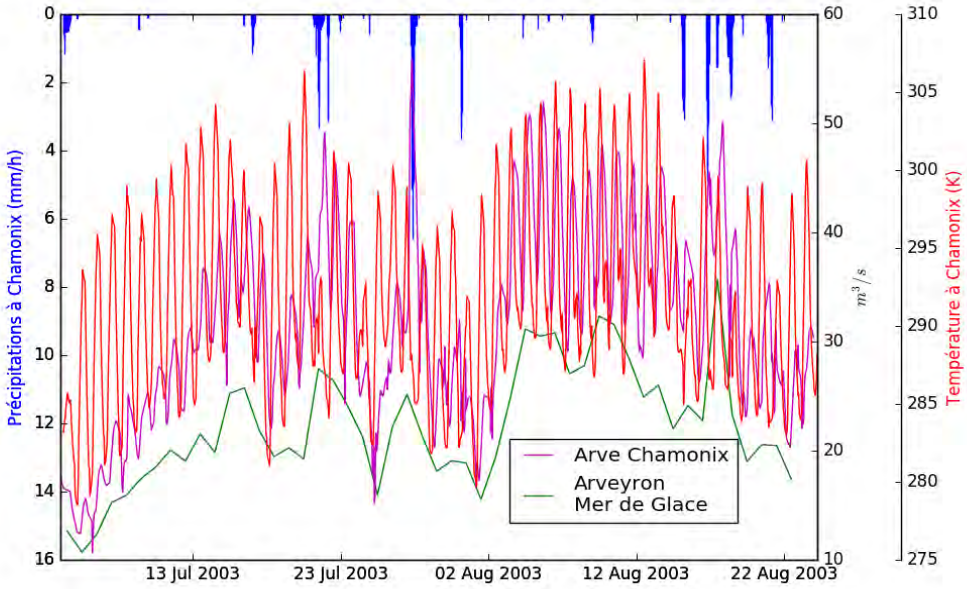

FIGURE 2.21 – Représentation hydro-météorologique de la canicule d'août 2003

évènements de précipitation survenus au début du mois de juillet 1996, d'une plus grande ampleur mais dans un contexte de températures plus froides, ont donné lieu

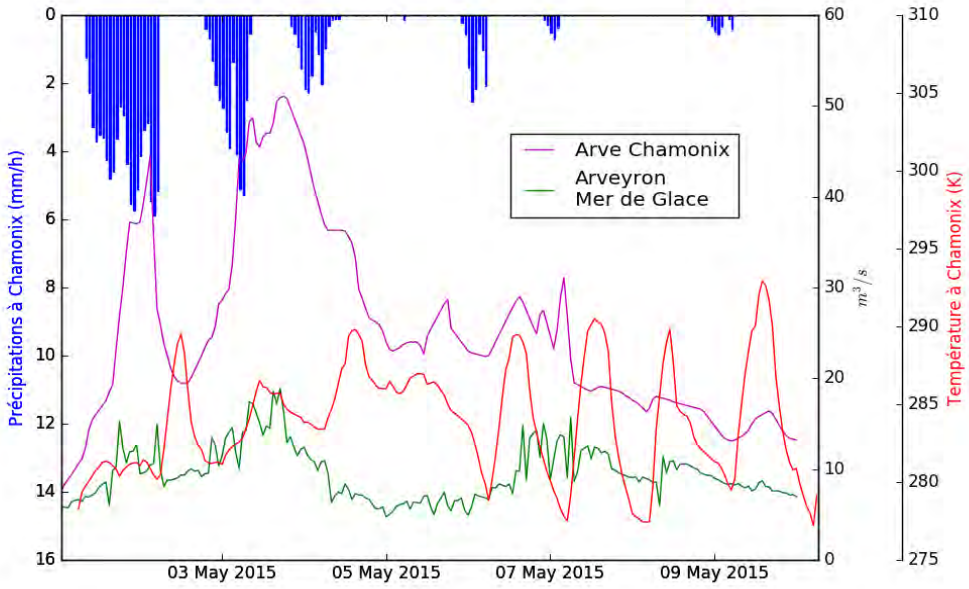

FIGURE 2.22 – Représentation hydro-météorologique d'un évènement majeur de précipitations survenu lors du printemps 2015 ayant été lourd de conséquences aux abords de l'Arve en aval de Chamonix

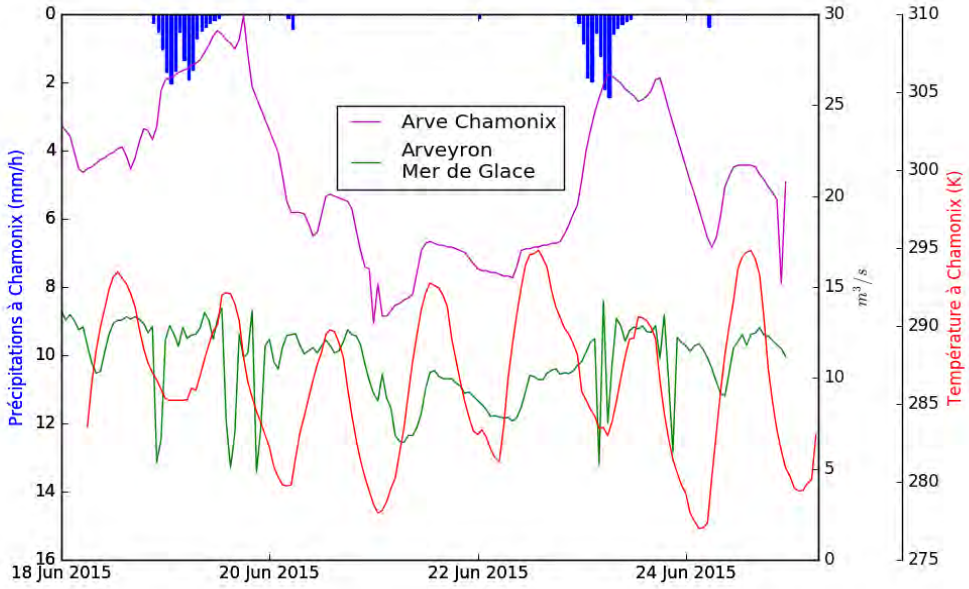

FIGURE 2.23 – Représentation hydro-météorologique d'un évènement de précipitations à l'été 2015

à une réaction hydrologique beaucoup plus faible voire presque nulle.

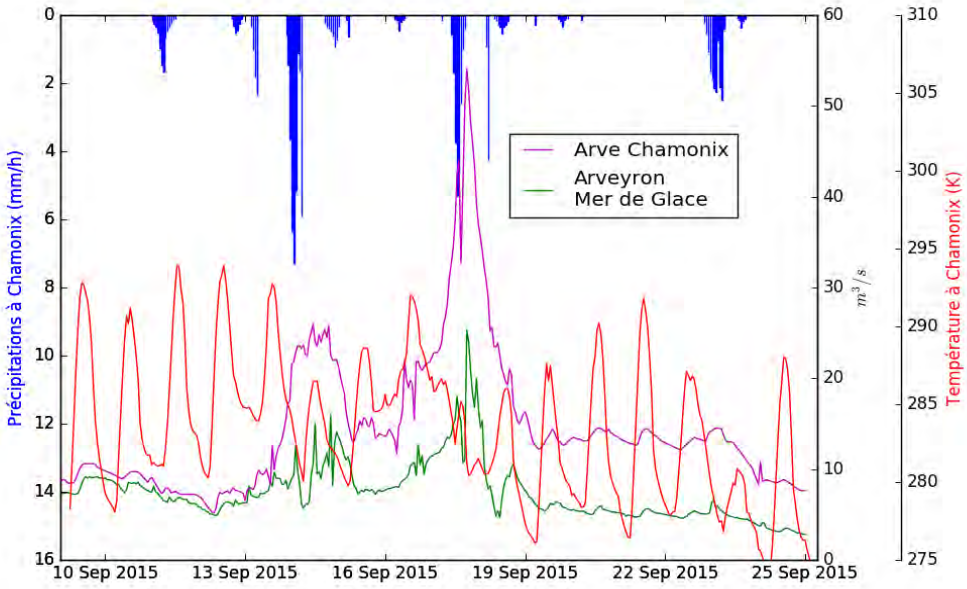

FIGURE 2.24 – Représentation hydro-météorologique d'un évènement de précipitations à l'automne 2015

La disparité de la réaction hydrologique du bassin versant de l'Arve aux évènements de précipitation est aussi mise en évidence par la comparaison des figures 2.22 et 2.24. Nous pouvons voir que deux évènements de précipitations survenus respectivement au début du mois de mai et au milieu du mois de septembre 2015 donnent lieu à une réaction hydrologique similaire, alors que ces évènements de précipitation étaient d'une ampleur et d'une durée très différentes. La figure 2.24 nous montre également qu'un évènement de précipitation ayant eu lieu à la fin du mois de septembre 2015 est suivi d'une réaction hydrologique beaucoup plus faible que celles qui ont pu suivre d'autres évènements de précipitation d'ampleur similaire, comme ceux qui sont visibles sur la figure 2.23. Si la différence de température est un élément qui explique potentiellement ces différences, il y a également lieu de savoir comme indiqué au chapitre 1 que l'état de la surface d'un bassin versant, et notamment son enneigement, a une influence déterminante sur sa réaction hydrologique. Cela nous entraine à penser que la caractérisation hydrologique de ce bassin, et la possibilité de connaitre sa réaction aux évènements météorologiques, nécessite de prendre en compte les phénomènes mis en jeu ainsi que leurs interactions. C'est dans cet objectif que nous avons mis en place une chaine de modélisation hydro-nivo-glaciaire du bassin versant de l'Arve à Chamonix.

2.8 Synthèse

Le bassin versant de l'Arve à Chamonix se distingue par sa petite taille, sa haute altitude et son dénivelé important, la présence d'un couvert nival pendant une grande partie de l'année ainsi que la présence d'un couvert glaciaire sur environ un tiers de sa surface. Un régime hydrologique de type nivo-glaciaire est observé, caractérisé par des débits qui sont faibles en hiver, puis qui augmentent lors du printemps et

restent élevés jusqu'à la fin de l'été. L'observation conjointe des débits et des observations météorologiques à l'échelle infra-journalière met en évidence une réponse hydrologique complexe, dépendant non seulement des précipitations mais également de la température et de l'état des surfaces du bassin versant. La survenue de précipitations dans un contexte de fortes températures et donc de fonte glaciaire importante peut entrainer des débits très élevés.

Une activité hydro-électrique importante a lieu sur ce bassin versant, incluant une déviation d'eau vers le lac d'Émosson ainsi que le fonctionnement intermittent d'une centrale. Un travail de reconstitution des débits naturels, sur la base des débits observés aux exutoires ainsi que des mesures connues de prélèvements, est donc nécessaire pour pouvoir envisager de développer et évaluer un modèle hydrologique représentant ce bassin versant.

Des données de réanalyse météorologique sur ce bassin versant nous sont fournies par l'outil SAFRAN, et peuvent être utilisées pour alimenter un modèle hydrologique. Des données d'observation (précipitations et température) nous sont par ailleurs fournies par un réseau additionnel de dix stations, installé en période estivale depuis la saison 2013.

Chapitre 3

Modélisation hydrologique : généralités et application au contexte nivo-glaciaire

3.1 Généralités et enjeux courants

3.1.1 Principes de base

La modélisation hydrologique consiste à chercher à relier le débit des rivières aux conditions météorologiques observées sur le bassin versant associé. Selon la méthodologie employée, elle peut nécessiter la prise en compte des caractéristiques du bassin versant, ainsi que la connaissance et modélisation de phénomènes intermédiaires, incluant notamment l'évolution de l'état des surfaces (GUPTA et al., 2012).

De manière générale, un modèle hydrologique se divise en deux parties principales : la partie "production" et la partie "routage". La partie "production" consiste à représenter la production d'eau de manière locale en chaque point du bassin versant. La partie "routage" consiste à représenter la transition de cette eau vers l'exutoire du bassin versant, par vidange des réservoirs profonds ou ruissellement superficiel, puis par écoulement dans les torrents et rivières (MICHAELIDES et WAINWRIGHT, 2002).

La quantité de phénomènes de diverses natures mis en jeu lors du parcours de l'eau depuis la surface vers la rivière puis le long de la rivière vers l'exutoire, ainsi que leur complexité et les incertitudes associées, rend difficile leur prise en compte intégrale. Des simplifications et des réductions doivent donc être considérées, sur la base d'hypothèses parfois fortes (WAGENER, 2003 ; BIONDI et al., 2012). La qualité, la quantité et la diversité des données d'observation météorologiques et de terrain dont nous disposons sur le bassin versant étudié, ainsi que les objectifs attendus du modèle constituent un facteur déterminant pour les choix qui doivent être réalisés lors du développement de modèles hydrologiques (WAGENER et al., 2001 ; HOLZMANN et MASSMANN, 2013 ; TOBIN et al., 2013).

La mise en place d'un modèle hydrologique est traditionnellement constituée de trois étapes majeures : 1) le développement de la structure du modèle, 2) la configuration et 3) l'évaluation de ses performances finales (WAGENER, WHEATER et GUPTA, 2003). Il est fréquent que ces étapes soient effectuées de manière itérative : l'évaluation détaillée des résultats d'un modèle et les difficultés rencontrées lors de sa configuration sont généralement sources d'informations et de connaissances scientifiques permettant d'améliorer sa structure (JAKEMAN et HORNBERGER, 1993 ;

GUPTA, SOROOSHIAN et YAPO, 1998 ; ATKINSON, WOODS et SIVAPALAN, 2002 ; WAGENER et al., 2003 ; FENICIA et al., 2008 ; YILMAZ, GUPTA et WAGENER, 2008 ; SCHAEFLI et ZEHE, 2009 ; GUPTA et NEARING, 2014). Il est généralement considéré dans la littérature (par exemple par CARRERA et NEUMAN, (1986), WAGENER et GUPTA, (2005), FENICIA et al., (2008), ARNOLD et al., (2009), POULIN et al., (2011) et SHIN et al., (2015)) que la qualité d'un modèle hydrologique est déterminée avant tout par sa structure, plus que par la manière dont il est configuré. Une discussion sur la question de l'adéquation de la structure d'un modèle et de son niveau de complexité est donnée par MARTINEZ et GUPTA, (2011).

3.1.2 Niveau de représentation des processus

Il existe trois types de modèles : empiriques, conceptuels et à bases physiques. Si ces trois classes sont parfaitement définissables, certains modèles peuvent en revanche être difficiles à classer. En particulier, les modèles à base physique ont souvent recours à des éléments conceptuels, la modélisation intégralement physique étant presque inatteignable. Par ailleurs, les modèles hydrologiques étant souvent constitués de plusieurs composants, ils peuvent être hétérogènes au regard de ces types de modèles. Par exemple, une utilisation combinée de modèles conceptuels et empiriques est réalisée par CORZO et al., (2009).

3.1.2.1 Modélisation empirique

De manière générale, la modélisation empirique consiste à relier les sorties aux entrées d'un phénomène à partir d'une étude approfondie et systématisée des données d'observations. Dans le cadre de l'hydrologie, il s'agit de relier la sortie (le débit à l'exutoire) à l'entrée (les données météorologiques) du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Il peut s'agir de rechercher une simulation d'hydrogramme éventuellement assortie d'un intervalle de confiance (BADRZADEH, SARUKKALIGE et JAYAWARDENA, 2015 ; KASIVISWANATHAN et al., 2016), ou d'estimer le risque de la survenue d'évènements extrêmes sur la base de seuils préalablement fixés (TURKINGTON et al., 2014). Une présentation de plusieurs méthodes empiriques utilisables en modélisation hydrologique se trouve dans CHANDWANI et al., (2015).

Ce type de modélisation fait entièrement abstraction des processus intermédiaires qui ont lieu, lesquels ne sont donc pas représentés. Seules les entrées et les sorties sont considérées, et le lien entre les deux est réalisé par un concept mathématique générique fonctionnant sur le principe de l'apprentissage à partir de longues séries de données observées (TOTH, 2009). La particularité de ce type de modélisation est l'absence totale de paramètres, à l'exception de ceux (parfois appelés hyperparamètres) qui sont liés au système d'apprentissage utilisé.

3.1.2.2 Modélisation conceptuelle

La modélisation conceptuelle consiste à prendre en considération les processus intermédiaires ayant lieu entre les entrées et les sorties en s'appuyant sur des concepts physiques simples et génériques qu'on applique à une échelle largement

plus grande que celle des processus mis en jeu entre les entrées et la sortie (WAGENER et GUPTA, 2005). Par rapport à la modélisation empirique, cette stratégie entraine l'apparition de paramètres liés aux processus qu'on veut simuler. Dans la mesure où les concepts physiques utilisés pour la modélisation sont à une échelle plus grande que celle des processus réels, ces paramètres peuvent ne pas être directement reliables à des données mesurables sur le terrain, ce qui rend nécessaire l'utilisation de méthodes de calibration éventuellement couplées à des méthodes d'estimation des valeurs de paramètres à partir de dérivation de données de terrain (KOREN et al., 2000 ; WAGENER et al., 2003 ; WAGENER et GUPTA, 2005 ; MERZ, PARAJKA et BLÖSCHL, 2011). C'est particulièrement dans le contexte de la modélisation conceptuelle que peut apparaitre le problème d'équifinalité abordé dans la suite de ce chapitre, ce qui entraine la nécessité d'une modélisation parcimonieuse (WHEATER, JAKEMAN et BEVEN, 1993 ; YOUNG, JAKEMAN et POST, 1997).

3.1.2.3 Modélisation à bases physiques

Par rapport à la modélisation conceptuelle, la modélisation à bases physiques tend à prendre en considération les processus intermédiaires à une échelle plus petite et avec une représentation plus détaillée de ces processus dans le modèle. Une modélisation intégralement physique de tous les processus ayant lieu dans un bassin versant étant impossible à réaliser en pratique, la modélisation à bases physiques peut être considérée comme une amélioration de la modélisation conceptuelle, consistant à s'approcher de la réalité physique, ce qui entraine la suppression d'abstractions réalisées à grande échelle sur la base de concepts physiques génériques et la nécessité d'une très bonne connaissance théorique des processus mis en jeu (JIA et al., 2009 ; ODONI et LANE, 2010 ; PANICONI et PUTTI, 2015 ; CLARK et al., 2017). Elle peut par exemple s'appliquer au domaine de l'énergie, par la recherche de la modélisation du bilan d'énergie du sol sur la base de la loi de conservation de l'énergie. Un autre exemple d'application de modèles à bases physiques dans le cadre de l'hydrologie est le transfert de l'eau dans le sol ou en surface, qui peut alors être modélisé sur la base d'équations de la mécanique des fluides.

3.1.2.4 Enjeux du choix de niveau de représentation des processus

Les choix relatifs au niveau de représentation des processus ayant lieu sur un bassin versant sont guidés d'une part par le niveau de détail qui est rendu nécessaire par les objectifs du modèle, et d'autre part par beaucoup de circonstances factuelles qui imposent certaines restrictions (BUTTS et al., 2004). Un modèle empirique pourra être convenable dans le cas où la réponse hydrologique d'un bassin versant dépend directement des entrées météorologiques ayant lieu dans une proximité temporelle, mais ne pourra pas fonctionner correctement si cette réponse est influencée par l'état du bassin versant, lui-même étant influencé par les conditions météorologiques ayant eu lieu pendant longtemps (HSU, GUPTA et SOROOSHIAN, 1995 ; GUPTA et al., 2012). Par ailleurs, l'inadéquation d'un modèle empirique aux bassins versants connaissant des changements physiques (par exemple au niveau de l'occupation des sols, des aménagements hydrauliques ou de la couverture glaciaire) est soulignée par JAIN et al., (2018), en vertu du fait que ces changements et leur influence sur les relations entre les entrées et les sorties du modèle ne pourront pas être explicitement pris en compte dans le modèle, car celui-ci est basé uniquement sur les données d'entrée et de sortie. Un modèle conceptuel pourra convenir

dans les cas où les processus qui relient les entrées aux sorties peuvent être approchés à grande échelle par des concepts physiques relativement simples. Quant à l'utilisation des modèles à bases physiques, elle soulève plusieurs questions. Ces modèles sont supposés être en mesure de donner de meilleurs résultats que les modèles conceptuels (DUTRA et al., 2010 ; VERBUNT et al., 2003), par exemple pour la reproduction du cycle diurne dans le cadre de l'hydrologie glaciaire (HOCK, 2005 ; WARSCHER et al., 2013). Mais elle entraine plusieurs inconvénients, notamment : 1) la nécessité d'avoir des données météorologiques précises à une petite échelle temporelle et spatiale, 2) la nécessité de connaitre précisément la structure physique du bassin versant, avec un plus grand nombre de valeurs de paramètres à fixer dont certaines sont difficiles à connaitre, et 3) une plus grande vulnérabilité aux erreurs dans les données météorologiques, qui peuvent être importantes notamment au niveau des précipitations solides dans les hautes altitudes (WOO et THORNE, 2006 ; VERBUNT et al., 2003 ; HOCK, 2005 ; BALES et al., 2006 ; FRANZ, HOGUE et SOROOSHIAN, 2008 ; SCHAEFLI, 2016). Lorsqu'ils sont associés à l'utilisation de données de terrain en quantité et qualité suffisante, les modèles à bases physiques peuvent être utilisés comme outils de recherche pour une meilleure compréhension des processus naturels (COUNCIL, 1998).

L'utilisation de modèles à bases physiques pour la simulation hydrologique nécessite un effort accru d'évaluation du modèle, non seulement sur la sortie principale mais également sur le plus grand nombre de sorties intermédiaires (ZEINIVAND et DE SMEDT, 2009) afin d'éviter le problème de sur-paramétrisation pouvant se présenter lors de la calibration d'un modèle complexe uniquement sur la base de la simulation de débit (BEVEN, 1989), ce qui nécessite de disposer de mesures de terrain adéquates et sur une longue durée. De manière générale, l'ajout de complexité inutile ou dont on ne peut pas évaluer la pertinence sera un facteur d'incertitude supplémentaire qui affaiblira la qualité du modèle (PERRIN, MICHEL et ANDRÉASSIAN, 2001 ; BEVEN, 2002 ; ATKINSON, WOODS et SIVAPALAN, 2002 ; PERRIN, MICHEL et ANDRÉASSIAN, 2003 ; KIRCHNER, 2006 ; LUDWIG et al., 2009 ; LEON, NANIA et SRIDHAR, 2010 ; ORTH et al., 2015).

3.1.3 Structure du modèle : représentation de l'environnement

La structure du modèle est la manière dont le fonctionnement d'un bassin versant est représenté dans le modèle : identification des phénomènes physiques importants, manière de les représenter et de représenter leurs interactions, et manière de découper spatialement le bassin versant. Il y a par ailleurs lieu de distinguer les éléments principaux d'un modèle hydrologique, en lien avec les étapes principales du cheminement de l'eau sur un bassin versant.

3.1.3.1 Identification de la structure

La question de l'identification de la structure d'un modèle et des difficultés qu'elle présente est résumée dans SCHAEFLI et al., (2011), où il est fait mention des deux approches les plus courantes : 1) "de haut en bas" (top-down), consistant à exploiter les données issues des mesures de terrain (notamment les observations de débit et de conditions météorologiques, mais SEIBERT et MCDONNELL, (2002) encourage d'ajouter l'utilisation d'autres données) afin de caractériser la façon dont elles sont liées, dans le but de représenter cette caractérisation dans le modèle, et 2) "de bas en haut" (bottom-up), consistant à développer la structure du modèle à partir des

connaissances qu'on a du bassin versant étudié. Le problème épistémologique, c'est-à-dire relatif à la difficulté de connaitre la structure physique d'un bassin versant, y est évoqué.

Une description détaillée des enjeux de cette étape du développement d'un modèle, associée à une revue des méthodes qui les ont traités, est présentée par GUPTA et al., (2012). On y trouve une description détaillée du problème épistémologique décrit ci-dessus. Ce problème y est divisé en trois aspects : 1) la connaissance de la structure physique du milieu étudié (par exemple : géologie, topographie, pédologie), 2) la connaissance de la nature des processus physiques qui y ont lieu, et 3) la connaissance de la manière de représenter mathématiquement et numériquement ces processus. L'aspect de la représentation numérique inclut non seulement la connaissance des équations et de méthodes numériques capables de les résoudre avec précision, mais aussi la question de la variabilité spatiale de ces processus. Celle-ci déterminera en effet la résolution spatiale à laquelle ces équations devront être résolues. Le lien entre la résolution spatiale et la manière de décrire les processus physiques est par ailleurs fait par VANSTEENKISTE et al., (2014).

Parmi les références citées par GUPTA et al., (2012) proposant des méthodes pour affronter ces trois aspects du problème épistémologique, celles qui sont relatives au deuxième aspect s'appuient principalement sur une augmentation progressive de la complexité du modèle en termes du nombre de processus pris en compte (par exemple BAI, WAGENER et REED, (2009)) éventuellement en s'appuyant sur des données issues de mesures diverses (traceurs chimiques par exemple, voir FENICIA et al., (2008)), ou sur une approche multi-modèle. Celles qui sont relatives au troisième aspect s'appuient sur une inférence des équations à partir des données de mesure (notamment KIRCHNER, (2009) et CLARK et al., (2009)) et sur l'adaptation à large échelle des équations connues à une plus petite échelle, par exemple à partir d'expériences de laboratoire (notons que ce problème est par ailleurs discuté par PAGANO et al., (2014) et par CLARK et al., (2017), et qu'une manière d'y répondre est la prise en compte de phénomènes sous-maille : voir par exemple DECHARME et DOUVILLE, (2007)). Quant au premier aspect, il est fait mention du fait que peu d'éléments (mis à part l'observation directe, lorsqu'elle est possible) permettent de l'affronter, alors que c'est précisément sur la base de cet aspect de l'épistémologie que se développent les autres aspects.

3.1.3.2 Éléments principaux d'un modèle

Données météorologiques

Les données météorologiques constituant les données d'entrée du modèle hydrologique, l'élément qui les fournit n'en fait pas partie stricto sensu. Néanmoins, les caractéristiques de ces données (résolution spatio-temporelle, nature, qualité, et quantité) ont une influence déterminante sur le fonctionnement du modèle hydrologique, ce qui fait que ce dernier devra être construit de manière cohérente vis-à-vis des données météorologiques utilisées, particulièrement au niveau du découpage spatial et du niveau de représentation des processus (SCHAEFLI et al., 2005 ; SHRESTHA, TACHIKAWA et TAKARA, 2006 ; KUMAR, SAMANIEGO et ATTINGER, 2010 ; TOBIN et al., 2013 ; CHEN et al., 2017b).

Le dispositif fournissant des données météorologiques peut consister en plusieurs choses. Il peut s'agir d'une base de données d'observations, éventuellement associée

à un outil d'interpolation ou de descente d'échelle. Il peut également s'agir d'un modèle physique de l'atmosphère. Deux possibilités existent alors : ce modèle peut être utilisé pour assimiler des données météorologiques observées et fournir une réanalyse de conditions passées, ou être utilisé comme modèle de prévision numérique du temps, ce qui permet d'alimenter le modèle hydrologique par des données de prévision météorologique (BARTHOLMES et TODINI, 2005). Dans ce dernier cas, il est d'usage d'alimenter préalablement le modèle avec des données d'observation ou de réanalyse météorologique afin que son fonctionnement sur la base de données de prévision se fasse à partir d'un état initial réaliste (PAGANO et al., 2014).

Modélisation du sol superficiel
Plusieurs approches existent pour modéliser le sol superficiel. La plus répandue d'entre elles consiste à modéliser de manière explicite les interactions entre le sol et l'atmosphère, ainsi que l'évolution de l'état du sol (notamment la température et l'humidité). Ces modèles sont appelés modèles de surface terrestre. Leur première utilité était de fournir des conditions de bord réalistes aux modèles de prévision numérique du temps (BHUMRALKAR, 1975). Néanmoins, ces modèles sont ensuite devenus intéressants également pour d'autres domaines des sciences de la Terre (MASSON et al., 2013). Ils peuvent être couplés à des modèles de prévision numérique du temps, mais aussi être utilisés en mode découplé. Dans ce dernier cas, les données météorologiques sont utilisées uniquement comme entrée, sans rétroaction : on parle alors de forçage météorologique. Les modèles de surface continentale ont été continuellement développés et améliorés depuis les premiers modèles conceptuels "force-restore" (DEARDORFF, 1977). Outre l'amélioration de cette méthode en elle-même en y ajoutant la prise en compte de phénomènes importants comme le drainage gravitationnel et l'influence de la végétation dans le bilan d'énergie et la diffusion de l'humidité (voir par exemple NOILHAN et PLANTON, (1989) et NOILHAN et MAHFOUF, (1996) pour un tel ajout dans le modèle ISBA), des modèles de surface terrestre à bases physiques sont apparus, incluant l'utilisation d'équations physiques pour le calcul de la diffusion de la chaleur et de l'humidité (comme KASTELEC, (1995), et DECHARME et al., (2011) et DECHARME, MARTIN et FAROUX, (2013) pour le modèle ISBA). De manière générale, le fait que les modèles de surface terrestre simulent l'évolution de la chaleur et l'humidité du sol les rend pertinents dans le cadre de la construction de modèles hydrologiques.

Parmi les autres approches qui existent pour la modélisation du sol superficiel se trouvent certains concepts spécifiquement orientés vers l'hydrologie. C'est le cas par exemple de TOPMODEL, qui est spécifiquement construit pour modéliser le routage de l'eau dans le sol superficiel ainsi que sa propension à s'engorger, sur la base de la topographie (BEVEN et FREER, 2001 ; VINCENDON et al., 2010).

Modélisation du couvert nival et glaciaire
Dans la mesure où le couvert nival joue un rôle critique pour le bilan d'énergie du sol et ses interactions avec l'atmosphère (DUTRA et al., 2012), les modèles de surface terrestre incluent généralement un modèle de couvert nival (POMEROY et al., 1998). Ce modèle est voué à représenter la formation, éventuellement l'évolution physique interne au cours du temps, puis la fonte de ce couvert nival. Les modèles de couvert nival sont également continuellement améliorés et existent avec des degrés de complexité très variés (BOONE et ETCHEVERS, 2001), allant du simple concept "degré-jour" à la représentation détaillée du bilan d'énergie et de la microstructure interne

à l'aide de modèles multi-couches à bilan d'énergie (BRAUN et al., 1994 ; WARSCHER et al., 2013). Ces derniers modèles ont l'avantage de simuler de manière continue l'évolution interne du couvert nival, et de prendre en compte cet état interne afin d'être capables de le prendre en compte pour simuler la réaction de ce couvert nival aux évènements météorologiques.

Au delà de leur utilité pour simuler correctement les interactions sol-atmosphère dans le cas de la présence de neige, ces modèles sont utiles dans le cadre de l'utilisation des modèles de surface terrestre pour des études scientifiques ou opérationnelles dans un large spectre d'applications : étude du risque d'avalanches (DURAND et al., 1999 ; BELLAIRE, JAMIESON et FIERZ, 2011) et hydrologie nivale.

La présence de glaciers dans un bassin versant, même dans une proportion très réduite, rend nécessaire leur considération explicite dans un modèle hydrologique (VERBUNT et al., 2003 ; ZHANG et al., 2016b). De la même façon que pour les modèles de couvert nival, les modèles de couvert glaciaire existent avec une très grande variété de complexité. Il a été montré qu'il y a lieu de faire la différence entre les glaciers couverts de neige et les glaciers à découvert, en raison des différencs physiques importantes entre la glace et la neige, particulièrement au niveau de l'albédo (DUMONT et al., 2012b ; RÉVEILLET et al., 2017).

Modélisation du routage en profondeur
Dans un modèle hydrologique, le routage de l'eau s'écoulant à la base du sol superficiel (drainage) peut être pris en charge par la modélisation de réservoirs profonds (aquifères) qui réceptionnent alors cette eau et simulent son écoulement lent dans la rivière. La très grande complexité de ces milieux, ainsi que la difficulté de connaitre précisément leur structure, rend difficile leur représentation précise dans les modèles. Des modèles conceptuels basés sur une vidange linéaire ou hyperbolique sont donc souvent utilisés. Une comparaison de tels modèles de différentes complexités est réalisée par ATKINSON, WOODS et SIVAPALAN, (2002) à la suite de la théorie présentée par WITTENBERG, (1999). Des modèles à bases physiques existent néanmoins, avec comme objectif de reproduire de manière détaillée le routage de l'eau dans le milieu géologique (LEDOUX, E., GIRARD, G. et VILLENEUVE, J. P., 1984).

Modélisation du routage en surface
Un accent particulier doit être mis sur la modélisation du routage de l'eau en surface lors de la recherche d'une simulation du débit à l'exutoire à un pas de temps réduit. Cette importance est illustrée par LI, XU et BELDRING, (2015). Là encore, diverses stratégies existent, pouvant être basées sur la considération individuelle pour chaque point du bassin versant d'un temps constant (isochrone) de transfert vers l'exutoire du ruissellement qui y est produit (SAGHAFIAN, JULIEN et RAJAIE, 2002), ou alors sur la considération d'une fonction de densité temporelle d'écoulement du ruissellement à l'exutoire qui pourra s'appliquer sur l'ensemble du bassin versant, afin de répartir dans le temps l'arrivée à l'exutoire du ruissellement produit. La construction de cette fonction de densité peut elle-même s'appuyer sur des méthodes empiriques (optimisation de l'adéquation du débit simulé avec le débit observé), conceptuelles (utilisation d'une loi gamma, comme NADEN, (1992)) ou physiques (basées sur la topographie avec calcul de la vitesse de ruissellement, comme ZIN, (2002)). Plusieurs méthodes de prise en compte du routage en surface sur les petits bassins versants sont présentées en détail par SCHAEFLI et al., (2014). Une

autre méthode est présentée par ZOCCATELLI et al., (2015) et également appliquée sur des bassins versants de petite taille. L'adéquation de l'utilisation d'une ou plusieurs fonctions de densité temporelle d'écoulement du ruissellement à l'exutoire convoluées à la situation d'un bassin versant de montagne hétérogène en termes de topographie et de végétation est discutée par MUELLER, WEINGARTNER et ALEWELL, (2013).

3.1.3.3 Découpage spatial et temporel : stratégie et résolution

Le découpage spatial d'un bassin versant consiste à considérer un ensemble de sous-parties de ce bassin, appelées mailles. Une simulation indépendante de l'état du sol est donc réalisée pour chacune de ces mailles lors de la mise en oeuvre de la fonction de production du modèle hydrologique. Les résultats de chacune de ces mailles en termes de production d'eau sont fournis à la fonction de routage. Notons que le découpage le plus simple qui soit consiste à ne considérer qu'une seule maille contenant tout le bassin versant : on parle alors de modèle groupé (dit "lumped" en anglais, GARAVAGLIA et al., (2017)). Enfin, remarquons que le découpage spatial d'un bassin versant n'a lieu que dans le cadre d'une représentation des processus qui y ont lieu, c'est-à-dire lorsque la modélisation est de type conceptuel ou à bases physiques.

La manière de découper spatialement le bassin versant constitue une caractéristiques très importante du modèle hydrologique développé. Il s'agit non seulement de la résolution (LIANG, GUO et LEUNG, 2004 ; PAVELSKY, KAPNICK et HALL, 2011), mais aussi de la stratégie de découpage. Celle-ci peut en effet s'appuyer sur différents principes. Une discussion générale à propos des tenants et aboutissants du découpage spatial d'un bassin versant dans le cadre de la modélisation hydrologique se trouve dans DEHOTIN et BRAUD, (2008) ainsi que dans KUMAR, SAMANIEGO et ATTINGER, (2010) avec un accent mis sur le lien avec la question de la configuration du modèle.

Les choix relatifs au découpage spatial (stratégie et résolution) auront une influence sur la prise en compte par le modèle de l'hétérogénéité du bassin versant (FENICIA et al., 2008 ; GUPTA et al., 2012 ; LAVENNE et al., 2016). De manière générale, le découpage spatial consistant en la considération de mailles dans chacune desquelles une simulation indépendante de l'évolution de l'état du sol est réalisée, l'hypothèse d'homogénéité topographique, végétale, météorologique et de composition du sol à l'intérieur de chaque maille étant faite. Cette hypothèse est discutée par LI et al., (2012).

Le découpage spatial peut d'abord être basé sur la géographie, comme dans VERBUNT et al., (2003), KLOK et al., (2001), WARSCHER et al., (2013) et HABETS et al., (2008). Les points qui sont proches géographiquement sont regroupés dans des mailles, souvent carrées. Cette stratégie de découpage a l'avantage d'être commodément associable avec le champ de données météorologiques, qui peut alors être hétérogène à travers le bassin versant. Dans le cas de ce type de découpage, la résolution est la dimension métrique des mailles.

Le découpage spatial peut être basé sur d'autres critères que la géographie du bassin versant. Il s'agit alors le plus souvent de critères topographiques (pente, exposition, altitude, voir DORNES et al., (2008), BRAUN et al., (1994), LAFAYSSE et al., (2011) et

FIDDES et GRUBER, (2012)) ainsi que des critères physiques du sol : végétation, composition du sol, englacement (FANG et al., 2010). Il est dans ce cas appelé découpage semi-distribué, et est représenté sur la figure 4.3 du chapitre 4. Dans le cadre de la simulation hydrologique, les mailles obtenues par ce type de découpage sont appelées unités homogènes de réponse hydrologique (UHRH). Chaque UHRH regroupe des points du bassin versant ayant des caractéristiques similaires suivant les critères fixés. Dans le cas de ce type de découpage, la résolution est l'étendue des valeurs topographiques ou physiques des points de bassin versant qui sont regroupés dans une même UHRH. Signalons que le terme "semi-distribué" peut être compris d'une façon différente, comme l'indique l'exemple de BOYLE et al., (2001) qui l'utilise pour parler d'un découpage par sous-bassins versants. Cette différence d'acception est explicitée par SEIBERT et VIS, (2012).

Le découpage spatial basé sur la géographie est sans doute le plus naturel, et son premier avantage est de pouvoir prendre en compte l'hétérogénéité météorologique qui peut se présenter sur des grands bassins versants (FENICIA et al., 2008 ; WI et al., 2015). Un ajustement de la résolution spatiale pourra rendre pertinente l'hypothèse d'homogénéité du sol et de la topographie à l'intérieur de chaque maille, au prix d'une complexité calculatoire éventuellement élevée et d'une nécessité d'un plus grand nombre de données de terrain.

Lorsqu'il est basé sur d'autres critères que la géographie, le découpage spatial permet donc de regrouper dans une même UHRH des portions de bassin versant éventuellement éloignées géographiquement mais qui présentent des caractéristiques similaires et dont la modélisation hydrologique peut donc être faite de la même manière. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet une bonne prise en compte de l'hétérogénéité du bassin versant tout en conservant une complexité calculatoire réduite. Ses trois inconvénients majeurs sont premièrement la difficulté de faire correspondre le maillage ainsi obtenu avec des données météorologiques distribuées géographiquement, deuxièmement le fait qu'on ne contrôle pas directement la structure du maillage, ce qui pourra rendre plus difficile l'évaluation du modèle en particulier lors de la comparaison de résultats intermédiaires (comme l'humidité du sol, ou l'évolution du couvert nival) avec des mesures de terrain, et troisièmement l'impossibilité de prendre directement en compte les effets d'ombrage (qui peuvent avoir une influence considérable sur le bilan d'énergie du sol et du couvert nival ou glaciaire qui s'y trouve éventuellement), en raison du fait que la même UHRH peut regrouper des points géographiquement très éloignés. Il y a par ailleurs lieu de savoir qu'il faudra appliquer les mêmes valeurs des paramètres du modèle à tous les points regroupés dans une même UHRH. Ce problème est étudié en détail par LI et al., (2012).

Signalons enfin que la résolution temporelle visée pour la simulation du débit à l'exutoire est un élément très influent sur les choix relatifs à la structure et la complexité du modèle, la recherche d'un pas de temps petit obligeant à représenter le fonctionnement du bassin versant de manière plus précise dans le modèle et à prendre en compte certains phénomènes qui ne sont pas visibles à une échelle de temps plus grande (ATKINSON, WOODS et SIVAPALAN, 2002 ; FENICIA et al., 2008 ; CLARK et al., 2011 ; TOBIN et al., 2013 ; SCHAEFLI et al., 2014).

3.1.4 Configuration et évaluation du modèle

La configuration consiste à définir les valeurs qui sont assignées aux paramètres du modèle. La liste des paramètres d'un modèle dépend directement de sa structure (SOROOSHIAN et GUPTA, 1985 ; SHIN et al., 2015), et le nombre de paramètres est généralement en rapport avec sa complexité (JAKEMAN et HORNBERGER, 1993 ; LAVENNE et al., 2016). L'évaluation d'un modèle consiste à qualifier et à quantifier la qualité des simulations qu'il produit.

La recherche d'une ou de plusieurs configurations pertinentes pour un modèle hydrologique est couramment appelée la calibration (DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992). Cette étape présente beaucoup de similitudes avec l'évaluation du modèle, en effet elle s'appuie généralement sur l'évaluation comparée des résultats obtenus par le modèle avec différentes configurations. C'est pourquoi ces deux étapes sont présentées dans la même section de ce document. Il y a lieu toutefois de noter que ces étapes sont réellement distinctes : l'évaluation finale d'un modèle se fait une fois le processus de calibration achevé, et généralement sur la base des résultats obtenus sur autre période temporelle que celle sur la base de laquelle elle a été réalisée. Les critères d'évaluation des résultats qui sont utilisés respectivement pour la calibration et pour l'évaluation finale peuvent aussi ne pas être les mêmes. Les liens entre la calibration d'un modèle et son évaluation sont particulièrement mentionnés dans REUSSER et al., (2009).

3.1.4.1 Calibration du modèle : enjeux et méthodes

L'objectif recherché lors de la calibration d'un modèle est la détermination d'une configuration permettant non seulement d'obtenir des bons résultats de simulation, mais également de parvenir à une robustesse du modèle permettant d'avoir une qualité de simulation stable à travers le temps et dans les diverses situations hydrométéorologiques possibles, tout en ayant des valeurs plausibles de paramètres (BÁRDOSSY et SINGH, 2008). Elle se réalise généralement sur la base d'une période temporelle pré-définie, appelée période de calibration. Plusieurs difficultés sont couramment rencontrées lors de cette étape :

— Le coût calculatoire des simulations, pouvant rendre difficile l'évaluation d'un grand nombre de configurations (RAZAVI et al., 2010).
— L'équifinalité : plusieurs configurations très éloignées peuvent donner des performances similaires (BEVEN, 1989).
— L'existence d'optimums locaux, qui peuvent perturber la convergence vers un optimum plus global (GUPTA et SOROOSHIAN, 1985 ; HENDRICKSON, SOROOSHIAN et BRAZIL, 1988 ; DUAN, SOROOSHIAN et GUPTA, 1992 ; VERHOEST, TROCH et TROCH, 1997 ; SCHAEFLI et al., 2005 ; WAGENER et GUPTA, 2005 ; BLASONE, MADSEN et ROSBJERG, 2007). Ce problème est tout à fait classique dans le domaine général de l'optimisation (FLOUDAS et JONGEN, 2005).
— L'incertitude des données (hydrologiques ou autres) utilisées pour évaluer les résultats du modèle, ainsi que des données météorologiques utilisées pour l'alimenter (ANDRÉASSIAN et al., 2001 ; KAVETSKI, FRANKS et KUCZERA, 2013 ; OUDIN et al., 2006).
— Le manque de données d'observation hydrologique (PERRIN et al., 2007).
— L'impact du choix de la période de calibration sur la configuration obtenue (ZHANG et al., 2011 ; RUSLI, YUDIANTO et LIU, 2015 ; BRODERICK et al., 2016).

— La variabilité au cours du temps de l'influence individuelle de chaque paramètre (GUSE et al., 2016).

De nombreuses méthodes ont été développées et décrites dans la littérature pour traiter ces difficultés. Nous présentons certaines d'entre elles.

Réduction de l'équifinalité

La méthode la plus répandue pour lutter contre l'équifinalité est la calibration basée sur différents critères. Dans certains cas, il peut s'agir de critères dérivés uniquement de la simulation des hydrogrammes (BOYLE, GUPTA et SOROOSHIAN, 2000 ; BOYLE et al., 2001 ; MODARRES, 2009 ; MOUSSA et CHAHINIAN, 2009 ; YANG, CASTELLI et CHEN, 2014) : plusieurs configurations équifinales au regard d'un critère ne le seront pas forcément au regard d'un autre (SEIBERT et MCDONNELL, 2002). Des exemples de critères d'évaluation des hydrogrammes couramment utilisés pour la calibration sont indiqués dans la suite du document. Dans d'autres cas, il est fait appel à l'exploitation de jeux de données de diverses natures afin de baser la calibration également sur certaines sorties intermédiaires du modèle (GUPTA, SOROOSHIAN et YAPO, 1998 ; SEIBERT, 2000 ; SCHAEFLI et al., 2005 ; RAKOVEC et al., 2016). Ce type de calibration pour le modèle TOPMODEL déjà évoqué est réalisé par FRANKS et al., (1998). Il peut enfin s'agir de données uniquement hydrologiques, mais provenant de plusieurs stations situées à l'intérieur du bassin versant en plus de celle qui se situe à l'exutoire (SEIBERT et al., 2000 ; WI et al., 2015). Les différents critères pouvant donner des directions différentes, la stratégie la plus courante pour leur utilisation conjointe dans un processus de calibration automatique est la génération d'un ensemble de Pareto (CONFESOR et WHITTAKER, 2007 ; FONSECA, REYNOLDS et JANSEN, 2016) ou de l'utilisation d'une fonction permettant d'agréger les différents objectifs utilisés en un seul (le plus simple étant une fonction de pondération, comme pour BOOIJ et KROL, (2010)). Toutefois, des stratégies de prise en compte conjointe des différents critères peuvent être développées de façon spécifique en fonction des circonstances, comme par exemple en réalisant la calibration en plusieurs étapes, chacune d'entre elles étant basée une partie des critères de calibration. C'est ce qui est fait par SCHAEFLI et al., (2005) et CHEN et al., (2017a). La robustesse apportée par la calibration multi-critères peut permettre de favoriser la stabilité des performances du modèle à travers les différents régimes hydro-météorologiques (WÖHLING, SAMANIEGO et KUMAR, 2013) et à travers les différents objectifs du modèle (KIESEL et al., 2017).

Une autre méthode existante est la régularisation. Cette méthode consiste à établir à priori des lois fondées sur les dépendances que les valeurs des différents paramètres peuvent avoir entre elles, afin de réduire l'espace des configurations possibles en supprimant dès le début toute configuration qui ne serait pas cohérente sur le plan physique. Ce type de méthode est présenté par BEVEN et BINLEY, (1992) et POKHREL, GUPTA et WAGENER, (2008). Enfin, la possibilité d'utiliser diverses sources de mesures éventuellement incertaines ou à grande échelle afin de réduire l'espace des configurations possibles est étudiée par SEIBERT et MCDONNELL, (2002).

Recherche robuste d'un optimum global

La calibration multi-critères basée sur diverses sorties du modèle est également profitable pour l'obtention d'un optimum global (SCHAEFLI et al., 2005). Cette dernière

étude montre par ailleurs une stratégie d'optimisation basée sur la recherche simultanée d'un grand nombre d'optimas locaux à partir de configurations générées aléatoirement. Une revue comparée de plusieurs méthodes d'optimisation utilisables dans le cadre de l'hydrologie et cherchant à éviter la convergence vers un optimum local au détriment de l'optimum global est visible dans BLASONE, MADSEN et ROSBJERG, (2007) et VANHAUTE et al., (2012). L'intérêt qu'on a à baser l'optimisation sur plusieurs fonctions objectif est également mentionné dans ces études. Un exemple d'utilisation comparée de plusieurs méthodes d'optimisation globale est également donné par WALLNER, HABERLANDT et DIETRICH, (2012), où les essais sont réalisés avec plusieurs niveaux d'agrégation spatiale des valeurs de paramètres.

Réduction du coût calculatoire
Remarquons tout d'abord que les méthodes d'estimation à priori des valeurs de paramètres ou de réduction de l'espace de recherche qui sont présentées dans le paragraphe concernant le problème d'équifinalité sont également profitables à la diminution du coût calculatoire de la calibration. Une autre méthode de réduction de l'espace de recherche est présentée par ANDRÉASSIAN et al., (2014) et consiste à identifier, pour un modèle hydrologique particulier, un nombre modeste (égal à vingt-sept dans l'exemple présenté) de configurations donnant des résultats acceptables sur un grand nombre de bassins versants. Ces configurations pouvant être considérées comme génériques permettent ensuite de faciliter la calibration du modèle sur d'autres bassins versants. Une étude comparée de l'efficacité calculatoire de plusieurs algorithmes d'optimisation globale est présentée par ZHANG et al., (2009). Le concept de préemption est décrit par RAZAVI et al., (2010), consistant à chercher à savoir le plus rapidement possible au cours de l'essai d'une configuration s'il est envisageable qu'elle produise une meilleure performance que les configurations déjà essayées, afin de l'interrompre au plus vite si ce n'est pas le cas. Enfin, ZHANG et al., (2016a) montre un exemple d'exploitation des possibilités offertes par le calcul parallèle.

Prise en compte de l'incertitude des données et quantification de son impact
Des essais de bruitage des débits observés avaient été réalisés par Rachel Datin lors de sa thèse (DATIN, 1998) pour quantifier l'impact de cette incertitude sur la calibration du modèle hydrologique. Une démarche du même type a été faite par OUDIN et al., (2006), cette fois sur les données météorologiques fournies en entrée du modèle et dont l'incertitude doit aussi être prise en compte (PATUREL, SERVAT et VASSILIADIS, 1995). Une méthode probabiliste de quantification de l'influence de l'incertitude liée à la conversion hauteur-débit sur la configuration d'un modèle lorsqu'il est calibré sur la base de ces mesures est présentée par SIKORSKA et RENARD, (2017). Enfin, une nouvelle fonction objectif de calibration permettant de prendre en compte l'incertitude des débits observés est présentée par DOUINOT, ROUX et DARTUS, (2017).

Quantification de l'influence des paramètres, variable au cours du temps
L'étude réalisée par GUSE et al., (2016) montre, à la suite d'autres études qu'elle cite, la variation au cours du temps de l'influence individuelle des paramètres d'un modèle, et les conséquences que cette variation a sur le processus de calibration, particulièrement dans le cas d'un modèle à bases physiques.

La difficulté liée à l'influence variable au cours du temps des paramètres peut toutefois être détournée en atout, dans certaines situations où les périodes respectives

d'activation des divers paramètres sont facilement identifiables (SHAMIR et al., 2005 ; SCHAEFLI et al., 2005).

Choix pertinent d'une période de calibration
Cette problématique s'inscrit directement dans la suite de celle qui est évoquée au paragraphe précédent : il est nécessaire que tous les paramètres aient une influence suffisante (en temps et en intensité) durant la période de calibration choisie pour que celle-ci soit en mesure de produire une configuration pertinente (WAGENER, WHEATER et GUPTA, 2003).

Cela n'est toutefois pas suffisant. Plusieurs études (par exemple : RUSLI, YUDIANTO et LIU, (2015), BRODERICK et al., (2016) et BISSELINK et al., (2016)) montrent la difficulté qu'ont souvent les modèles hydrologiques à produire des simulations correctes en présence d'un contexte climatique éloigné de ceux qui sont rencontrés dans la période de calibration. Il est proposé par ZHANG et al., (2011) de générer des calibrations spécifiques pour certaines catégories de contextes climatiques pré-définis, et de choisir la configuration correspondant au contexte climatique courante lors de l'utilisation du modèle. Cette manière de procéder est également évoquée par TOTH, (2009) dans le cadre de la modélisation empirique.

Gestion du manque de données hydrologiques
Outre l'intérêt déjà signalé dans la réduction du coût calculatoire de la calibration, la recherche de configurations génériques pour un modèle hydrologique développée par ANDRÉASSIAN et al., (2014) permet d'envisager d'utiliser ce modèle dans un bassin versant où un manque de données rendra difficile tout processus de calibration. L'utilisation de données de mesure incertaines (soft data) pour venir en renfort des données certaines (hard data) lorsqu'elles sont trop peu nombreuses est encouragée par WINSEMIUS et al., (2009). Enfin, des méthodes d'exploitation de données de télédétection sont présentées par REVILLA-ROMERO et al., (2015).

3.1.4.2 Méthodes et critères d'évaluation

Les méthodes d'évaluation présentées ici sont utilisables autant pour le processus de calibration du modèle décrit précédemment que pour l'évaluation finale du modèle hydrologique développé et configuré. De la même façon que pour la calibration, il est souhaitable que l'évaluation des résultats d'un modèle hydrologique soit réalisée non seulement sur la base du débit simulé à l'exutoire, mais également sur la base de sorties intermédiaires. Cela est d'autant plus rendu nécessaire que la structure du modèle est complexe (FRANZ, HOGUE et SOROOSHIAN, 2008 ; HANZER et al., 2016 ; ZEINIVAND et DE SMEDT, 2009).

L'objectif d'un indicateur chiffré est de quantifier la qualité d'une simulation suivant un certain aspect. Si l'adéquation entre les sorties d'un modèle (qu'il s'agisse d'un débit ou d'une autre sortie) et les observations correspondantes doit toujours faire l'objet d'une évaluation visuelle par un expert (BIONDI et al., 2012 ; CROCHEMORE et al., 2015), l'utilisation de critères quantitatifs de performance est nécessaire dans le cadre d'un processus de calibration automatique du modèle, ainsi que pour l'évaluation finale, en appui à l'évaluation visuelle et pour une meilleure communication et comparaison de la performance du modèle (KRAUSE, BOYLE et BÄSE, 2005). Une proposition de démarche complète d'évaluation de modèle hydrologique associée à une revue des indicateurs chiffrés couramment utilisés est présentée par HARMEL

et al., (2014). Le même type de discussion est proposée par BIONDI et al., (2012) avec une distinction particulière entre l'aspect scientifique et l'aspect opérationnel de l'évaluation d'un modèle.

Débit à l'exutoire

Un indicateur très couramment utilisé en hydrologie pour quantifier l'écart entre un hydrogramme observé et un hydrogramme simulé est l'erreur quadratique moyenne, ic noté MSE (Mean Squared Error), pouvant se noter comme suit :

$$MSE = \frac{\sum_{t=1}^{T}(Q_m^t - Q_o^t)^2}{T} \tag{3.1}$$

Q_m^t et Q_o^t représentent respectivement le débit simulé et observé au pas de temps t, et T est le nombre total de pas de temps.

Il est également courant d'utiliser la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne, notée $RMSE$ (Root Mean Squared Error) définie par $RMSE = \sqrt{MSE}$. Une simulation parfaite entrainera ces indicateurs à prendre la valeur 0. La détérioration de la qualité de la simulation selon ces indicateurs les entrainera à prendre des valeurs plus élevées.

Afin de pouvoir comparer les valeurs prises par ces indicateurs entre des simulations hydrologiques réalisées sur différents bassins versants dont la variance des débits est différente (ce qui a pour effet d'entrainer, à qualité de simulation égale, une plus grande erreur quadratique sur la simulation associée au bassin avec une plus grande variance de débits), il est d'usage de normaliser l'erreur quadratique par la variance de la série de débits observés. C'est le principe de l'indicateur de Nash-Sutcliffe (NASH et SUTCLIFFE, 1970), que nous notons NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency) et qui se définit comme suit :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{T}(Q_m^t - Q_o^t)^2}{\sum_{t=1}^{T}(Q_o^t - \mu_o)^2} = 1 - \frac{MSE}{VAR(Q_o)} \tag{3.2}$$

Dans cette équation, μ_o est la moyenne du débit observé. Une simulation parfaite, c'est-à-dire entrainant une erreur quadratique nulle, donnera lieu à une valeur de 1 pour cet indicateur. L'augmentation de l'erreur quadratique entrainera la diminution de la valeur de cet indicateur, qui deviendra 0 lorsque l'erreur quadratique moyenne sera égale à la variance des observations, puis qui pourra continuer de descendre sans limite avec l'augmentation de l'erreur quadratique. S'il n'y a pas lieu de remettre en cause l'utilité de cet indicateur, il se trouve que l'interprétation des valeurs qu'il prend doit faire l'objet de précautions (LEGATES et MCCABE, 1999 ; WAGENER, 2003 ; SCHAEFLI et al., 2005 ; SCHAEFLI et GUPTA, 2007). Par ailleurs, il faut remarquer que les indicateurs MSE, $RMSE$ et NSE évaluent la simulation du débit à partir du même critère fondamental (l'erreur quadratique). Il est donc inutile de les utiliser conjointement dans le cadre d'une procédure de calibration automatique.

Un autre indicateur couramment utilisé pour l'évaluation de la simulation de débits est celui de Kling-Gupta (GUPTA et al., 2009). Nous le notons ici KGE et il se définit comme suit :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2} \tag{3.3}$$

α est la variabilité relative des débits simulés par rapport à celle des débits observés, et β est le rapport de bilan hydrique défini par $\frac{\mu_m}{\mu_o}$, où μ_m et la moyenne du débit simulé et μ_o la moyenne du débit observé comme pour l'équation 3.2 visible ci-dessus. r est le coefficient de régression linéaire des débits simulés avec les débits observés.

Il apparait avec l'équation 3.3 que de la même façon que pour l'indicateur de Nash-Sutcliffe, une simulation parfaite fait prendre à cet indicateur la valeur de 1. En effet, une simulation parfaite donnera lieu à une valeur de 1 pour r (corrélation parfaite), pour β (bilan hydrique parfait) ainsi que pour α (même variabilité relative des débits observés et simulés). La dégradation de la qualité de la simulation au regard de cet indicateur entraine une diminution de sa valeur, qui peut alors descendre sans limite.

Une présentation plus détaillée des concepts mathématiques relatifs à l'indicateur de Kling-Gupta et de ses relations avec l'indicateur de Nash-Sutcliffe, ainsi que de la signification de cet indicateur, est visible dans GUPTA et al., (2009). Y est notamment mise en évidence la limite de l'indicateur de Nash-Sutcliffe dans les cas où la variance des débits observés est importante (comme dans le cas du régime hydrologique nivo-glaciaire) en raison du fait qu'un mauvais rapport de bilan hydrique (noté ici β) ainsi qu'une mauvaise variabilité des débits simulés auront peu d'influence sur cet indicateur dans ces circonstances.

Une étude détaillée de la signification des indicateurs chiffrés afin de les interpréter de la bonne façon est réalisée par RITTER et MUÑOZ-CARPENA, (2013). La question des tenants et aboutissants du choix du critère quantitatif de performance, notamment lors du processus de calibration, est traitée par SEILLER, ROY et ANCTIL, (2017). Enfin, une démarche d'étude approfondie des résultats de simulation hydrologique d'un modèle afin de comprendre l'origine des inégalités de performances entre les bassins versants et de relier ces inégalités aux différences entre lesdits bassins versants est présentée par PONCELET et al., (2017).

Le développement d'indicateurs chiffrés de performance fait encore maintenant l'objet d'études (par exemple PACHEPSKY et al., (2016) et DOUINOT, ROUX et DARTUS, (2017)). En vertu du fait que les indicateurs chiffrés de performance d'un modèle sont utilisés par les méthodes de calibration automatique, et du fait que de manière plus générale, l'évaluation détaillée d'un modèle est utile dans le cadre de son amélioration (comme expliqué en 3.1.1), certains critères d'évaluation sont spécifiquement dédiés à cette cause, en étant prévus pour apporter des informations permettant d'identifier les origines des défaillances du modèle et de guider directement l'amélioration de sa calibration ou de sa structure (par exemple YILMAZ, GUPTA et WAGENER, (2008), SCHAEFLI et ZEHE, (2009), PECHLIVANIDIS et al., (2012) et PECHLIVANIDIS et al., (2014)).

Autres sorties

la grande diversité des sorties intermédiaires évaluables que l'on peut trouver dans un modèle hydrologique ne permet pas leur description exhaustive, qui serait d'ailleurs hors-sujet ici. Remarquons simplement que les indicateurs définis au paragraphe précédent peuvent s'appliquer à d'autres types de sortie que le débit à l'exutoire. En pratique, l'erreur quadratique moyenne ainsi que sa racine carrée (notées MSE et $RMSE$ au paragraphe précédent) sont fréquemment utilisées pour évaluer la qualité de diverses sorties qu'on peut trouver dans un modèle hydrologique.

Une sortie intermédiaire fréquemment évaluée est le couvert nival. Deux indicateurs chiffrés sont alors couramment utilisés pour cela : l'indicateur de Jaccard ainsi que l'ASSD (Average Symmetric Surface Distance, DUBUISSON et JAIN, (1994)). L'indicateur de Jaccard se définit comme suit :

$$J = \frac{|O \cap S|}{|O \cup S|} \tag{3.4}$$

O est la surface du bassin versant enneigée d'après les observations. S est la surface du bassin versant enneigée d'après le modèle. Les valeurs prises par cet indicateur vont de 0 (intersection vide entre la surface simulée et la surface observée) et 1 (identité des deux surfaces).

L'ASSD fournit une mesure de la distance entre les contours respectifs des deux surfaces comparées (la surface simulée et la surface observée d'enneigement). Cet indicateur prend des valeurs partant de 0 (identité des deux surfaces) et qui augmentent au fur et à mesure que les bords s'éloignent. Il est décrit dans DUBUISSON et JAIN, (1994) et utilisé par QUÉNO et al., (2016).

L'ASSD et l'indicateur de Jaccard donnent une valeur pour chaque pas de temps où l'évaluation est faite, ce qui est différent des indicateurs définis au paragraphe précédent, qui donnent une valeur pour l'ensemble des pas de temps où est réalisée l'évaluation. Néanmoins, il est possible d'en dériver des valeurs d'évaluation sur le long-terme, par exemple en faisant la moyenne des valeurs obtenues journalièrement.

3.2 Forçages météorologiques pour la modélisation hydrologique

Nous donnons ici une description des différentes manières de fournir des données météorologiques à un modèle hydrologique, sur la base des concepts d'observations, de réanalyses et de prévision déjà introduits dans ce document. Rappelons par ailleurs que le terme "forçage" également déjà introduit indique que les données météorologiques sont données au modèle hydrologique sans que celui-ci ait de rétroaction sur celles-ci. Rappelons aussi que deux catégories de situations sont possibles : 1) les données sont constituées à partir d'observations et 2) les données sont issues d'un modèle de prévision. En situation d'exploitation opérationnelle, des données de prévision météorologique correspondent naturellement à une période temporelle future, ce qui est appelé "prévision en temps réel". Néanmoins, il est courant de générer des prévisions météorologiques correspondant à une période passée, afin de pouvoir les comparer aux observations réalisées sur cette même période et d'évaluer ainsi le système de prévision utilisé. Cela s'appelle la prévision en temps différé.

Dans le cas de l'utilisation de données constituées à partir d'observations, le dispositif fournissant des données météorologiques peut consister en deux choses. Il peut s'agir tout d'abord de l'application directe (ou quasi-directe, par l'intermédiaire d'un outil simple d'interpolation spatiale ou temporelle) des données d'observation au modèle. Ce mode de fonctionnement nécessitant la présence d'un réseau d'observation météorologique suffisamment dense, il est peu utilisé lors de la mise en

oeuvre de modèles hydrologiques ayant une résolution spatiale élevée.

Afin de faire correspondre le format et la densité des données météorologiques à ce qui est rendu nécessaire par le modèle hydrologique lorsque la densité du réseau d'observation ne le permet pas directement, il est courant d'assimiler les données d'observations dans un système de réanalyse météorologique. Un exemple de méthode de réanalyse de données météorologiques consiste en l'utilisation de l'interpolation optimale (GANDIN, 1965) pour corriger, sur la base des observations, les données météorologiques issues d'un modèle de prévision numérique du temps. C'est ce qui est fait dans le système de réanalyse SAFRAN dont le fonctionnement sur le bassin versant de l'Arve a été décrit au chapitre 2. Rappelons que ce système fournit des données météorologiques en fonction de l'altitude, de la pente et de l'exposition. Ces données sont basées sur les sorties d'un modèle de circulation générale (ARPEGE à partir de 2002, ERA-40 pour les données antérieures) corrigées par les données issues du réseau d'observation de Météo-France. La prise en compte de la pente est réalisée à l'aide d'un post-traitement permettant d'ajuster l'intensité du rayonnement incident.

Une description générale du concept de prévision numérique du temps, ainsi que des concepts connexes, est donnée par BOUGEAULT, (2018). Il y est notamment indiqué qu'une prévision de l'évolution de l'état de l'atmosphère s'obtient à l'aide d'un modèle de prévision numérique du temps. Le fonctionnement d'un tel modèle se décompose en deux étapes : 1) l'initialisation du modèle, et 2) le lancement du modèle. L'initialisation du modèle vise à fournir au modèle de prévision numérique du temps un état initial le plus proche possible de l'état réel de l'atmosphère au moment de cette initialisation. Cela se réalise à partir des données d'observation météorologiques disponibles récemment recueillies. La construction d'un état initial du modèle de prévision à partir de ces données est réalisée par un processus d'assimilation, auquel une introduction est donnée par DESROZIERS, (2018). Le lacement du modèle consiste à estimer, à partir de l'état initial fourni et des processus d'évolution de l'atmosphère décrit dans le modèle, de quelle manière l'état de l'atmosphère va évoluer dans les heures et jours à venir. Il s'agit de la prévision proprement dite.

Les modèles de prévision numérique du temps existent à de nombreuses échelles spatiales et temporelles. Le modèle ARPEGE précédemment évoqué est un exemple de modèle de prévision numérique du temps à large échelle. Il est décrit dans COURTIER et al., (1991) et réalise des prévisions de quatre jours d'échéance sur la base de simulations de l'atmosphère réalisées sur l'ensemble du globe avec une résolution horizontale de 15 km. Il est utilisé pour les prévisions opérationnelles réalisées par Météo-France. Des modèles ayant une résolution plus fine existent également, comme le modèle AROME (d'une résolution d'1.3 km) également utilisé pour les prévisions opérationnelles de Météo-France. À propos des modèles de prévision numérique du temps, rappelons que si les données météorologiques qu'ils donnent ne sont pas considérées comme des données d'observation, il y a lieu de garder à l'esprit que l'initialisation du modèle est faite, quant à elle, à partir de données météorologiques observées.

Les données météorologiques, même directement issues d'observations, sont systématiquement entachées d'une incertitude. Ces incertitudes sont d'autant plus manifestes dans le cas des données de prévision météorologique, en raison de la divergence croissante entre l'état réel de l'atmosphère et celui qui est prévu par le modèle

au fur et à mesure que croît l'échéance de prévision. Parmi les nombreuses sources d'incertitude, trois catégories sont identifiables : 1) l'incertitude liée à l'initialisation du modèle (qu'on doit, entre autres, à l'incertitude qui entache les données d'observation météorologique à partir desquelles cette initialisation est faite), 2) l'incertitude liée à la physique du modèle (équations utilisées, phénomènes représentés, valeur des paramètres) et 3) l'incertitude liée à la structure du modèle (par exemple : découpage spatial, méthodes numériques utilisées).

Une manière de traiter le problème de l'incertitude de la prévision météorologique est de quantifier cette incertitude et de déterminer ainsi le niveau de fiabilité de la prévision émise. Une méthode généralement utilisée pour cela est la prévision d'ensemble, dont une description synthétique est donnée par BOUTTIER, (2018). Il y est notamment dit que cette méthode consiste à exécuter un certain nombre de fois (en général plusieurs dizaines) le même modèle numérique de prévision numérique du temps, sur la même période d'échéance, avec à chaque fois une perturbation des données d'entrée ou de la configuration de ce modèle, l'ensemble de ces perturbations se voulant représenter les diverses sources d'incertitude de la prévision météorologique. Cela conduit à générer un nombre égal de scénarios d'évolution de l'état de l'atmosphère, et donc de prévisions météorologiques différentes. Le traitement statistique des différents membres de prévision obtenus permet de quantifier l'incertitude de la prévision météorologique (DESCAMPS et al., 2015). De manière générale, une forte tendance de ces scénarios à se disperser rapidement est le signe d'une forte incertitude de la prévision météorologique générée. Le concept de prévision météorologique d'ensemble entraine l'apparition du concept de prévision hydrologique d'ensemble : l'utilisation d'un ensemble de scénarios d'évolution de l'état de l'atmosphère pour alimenter un modèle hydrologique permet de générer un ensemble de scénarios hydrologiques. Un exemple d'application de la prévision d'ensemble à la prévision hydrologique est donné par RANDRIANASOLO et al., (2010).

Il existe plusieurs méthodes (qui sont couramment utilisées simultanément) pour perturber les données d'entrée ou la configuration du modèle numérique de prévision du temps afin de générer différents scénarios d'évolution de l'état de l'atmosphère. D'après les explications de BOUTTIER, (2018), les perturbations peuvent être appliquées à quatre niveaux : 1) l'état initial de la prévision, 2) les équations du modèle numérique de prévision, 3) les conditions de surface et 4) les couplages de grande échelle. La perturbation de l'état initial de la prévision permet de quantifier l'incertitude entrainée par l'initialisation du modèle au démarrage de la prévision. La perturbation des équations du modèle peut consister en la perturbation des valeurs des paramètres de ces équations, ou à l'utilisation d'autres équations. La perturbation des conditions de surface permet de représenter l'incertitude réputée très importante de l'interaction entre l'atmosphère et les divers types de surfaces terrestres (végétation, océans, cryosphère par exemple) ainsi que la variabilité spatiale et temporelle de cette interaction. Enfin, la perturbation des couplages de grande échelle permet de représenter l'incertitude entrainée par l'utilisation de données d'un modèle à grande échelle pour fournir des conditions de bord à un modèle à plus petite échelle.

Le concept de prévision d'ensemble est expliqué en détail dans MOLTENI et al., (1996) sur la base du système utilisé pour la prévision opérationnelle au Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyenne Échelle. Cette explication est reprise

de façon plus synthétique par PALMER et al., (1997). Ces articles explicitent l'importance et la difficulté de construire des membres de prévision qui seront en mesure de représenter de manière fidèle l'incertitude de la prévision de l'état de l'atmosphère. Le modèle ARPEGE déjà évoqué possède la possibilité de fonctionner en mode "prévision d'ensemble", en générant 35 membres de prévision basés sur une perturbation de la physique du modèle ainsi que sur son initialisation. La prévision d'ensemble ARPEGE est appelée PEARP et est décrite par DESCAMPS et al., (2015). L'échéance de prévision est la même que celle du modèle ARPEGE déterministe déjà évoqué, à savoir quatre jours.

Enfin, le modèle SAFRAN fonctionne également en mode prévision, permettant alors de procéder à une descente d'échelle des données de prévision produites par le modèle ARPEGE. Les données obtenues sont alors à l'échelle d'un massif et dépendent de l'altitude, de la pente et de l'exposition, de la même façon que pour la réanalyse. Il peut alors s'agir de données de prévision déterministe (DURAND, GIRAUD et MÉRINDOL, 1998), ou de données de prévision d'ensemble. Dans ce dernier cas, chaque membre de prévision subit individuellement une descente d'échelle. Ce mode de fonctionnement à partir de la Prévision d'Ensemble ARPEGE est appelé PEARP-SAFRAN (VERNAY et al., 2015).

3.3 Modélisation hydrologique nivo-glaciaire

3.3.1 Diversité des modèles

La diversité des types de modèles indiquée en 3.1.2 s'applique remarquablement au domaine de l'hydrologie nivo-glaciaire, où la connaissance parfois difficile des milieux étudiés ainsi que la forte variabilité spatiale des phénomènes en jeu fait de la question du choix de la complexité des modèles utilisés un enjeu majeur.

Concernant la modélisation du couvert nival et des glaciers, de nombreux modèles sont développés sur la base d'une amélioration des méthodes simples présentées par HOCK, (2003). Cette amélioration consiste en l'augmentation parcimonieuse de la complexité de ces méthodes, par des ajouts jugés utiles de représentations de processus physiques, comme le regel nocturne (PAQUET et LAVAL, 2004 ; TOBIN et al., 2013). Une discussion détaillée sur la complexité souhaitable d'un modèle de couvert nival dans le cadre de l'hydrologie est proposée par VALÉRY, ANDRÉASSIAN et PERRIN, (2014), et une comparaison de trois modèles simples est donnée par FORMETTA et al., (2014) pour la modélisation du couvert nival dans le cadre de l'hydrologie, avec une prise en compte du pas de temps visé. La question analogue au sujet de la modélisation du couvert glaciaire est traitée par CHEN et al., (2017b). La question de la stratégie de découpage spatial et de la résolution d'un modèle hydrologique en contexte nivo-glaciaire est traitée par GARAVAGLIA et al., (2017) avec également une prise en considération de la complexité de la représentation des processus physiques.

Quant au problème du routage hydrologique souterrain dans les régions de montagne, il est traité par MILLARES, POLO et LOSADA, (2009) ainsi que de façon plus spécifique au contexte nivo-glaciaire par GAN et LUO, (2013) et par CHEN et al., (2017b). La question du routage en surface dans les petits bassins versants est abordée par SCHAEFLI et al., (2014) et par SHI et al., (2016). Le routage hydrologique dans

un glacier est en constante évolution et ce de façon particulièrement intense lors de la période de fonte, ce qui rend difficile sa modélisation, comme dit au chapitre 1.

3.3.2 Développement et calibration de modèles

La principale spécificité se situe au niveau de l'exploitation des données nivologiques et glaciologiques dans le cadre d'une procédure de calibration multi-critères (ce concept a été expliqué en 3.1.4.1). Les données de bilan de masse glaciaire sont utilisées par SCHAEFLI et al., (2005) et SCHAEFLI et HUSS, (2011). Les données de télédétection de l'extension du couvert nival sont exploitées par FRANZ et KARSTEN, (2013), BESIC et al., (2014) ainsi que par DUETHMANN et al., (2014) dans le cadre d'un modèle semi-distribué utilisant des méthodes degré-jour pour la simulation hydrologique en contexte nivo-glaciaire. L'apport des données de bilan de masse glaciaire pour la calibration multi-critères est présenté par KONZ et SEIBERT, (2010) et par MAYR et al., (2013).

Des méthodes spécifiques d'identification de la structure du modèle existent également, comme HINGRAY et al., (2010) et SCHAEFLI, (2016). Ces méthodes sont associées à une démarche d'évaluation du modèle développé. Une démarche d'identification de configuration du modèle hydrologique en contexte nival face à l'apparition d'un problème d'équifinalité est présentée par MUÑOZ et al., (2014).

3.3.3 Exemples de modèles hydrologiques nivo-glaciaires de complexités diverses

La modélisation hydrologique nivo-glaciaire au pas journalier utilisant des méthodes degré-jour avec prise en compte de la différence entre les glaciers enneigés et les glaciers découverts est réalisée par SCHAEFLI et al., (2005) et par UHLMANN, JORDAN et BENISTON, (2013) sur des petits bassins versants ayant une couverture glaciaire importante. L'inadéquation des méthodes degré-jour simples à la simulation hydrologique au pas horaire est signalée par TOBIN et al., (2013). La simulation hydrologique à un pas de temps inférieur au jour entraine en effet la nécessité de prendre en compte l'accumulation nocturne de froid dans le couvert nival et glaciaire.

Un modèle hydrologique nivo-glaciaire complet fonctionnant au pas horaire sur la base d'une méthode degré-jour améliorée afin de prendre en compte l'accumulation nocturne de froid est développé par TOBIN et al., (2013), et appliqué sur un bassin versant de 21 km^2 dont 5% de la surface est englacée. Des fonctions de routage hydrologique en surface sont utilisées. L'apport de l'amélioration de la méthode degré-jour classique est mis en évidence. Une démarche analogue est réalisée par SCHAEFLI et al., (2014) et appliquée également au pas horaire sur un bassin versant de 43 km^2 dont 2% de la surface est englacée. L'indicateur de Nash-Sutcliffe calculé sur la base des résultats de simulation régressés au pas journalier y prend une valeur de 0.73.

L'étude réalisée par FINGER et al., (2011) montre de quelle manière la modélisation à bases physiques peut être profitable à l'hydrologie nivo-glaciaire, à condition toutefois de posséder suffisamment de données de terrain pour faire face à la complexité de la configuration et de l'évaluation d'un tel modèle. Cette étude est réalisée au pas horaire, sur un bassin versant de 39 km^2 dont plus de la moitié est englacée. Une démarche analogue est montrée par HANZER et al., (2016) sur un bassin versant de

558.1 km^2 dont 25% de la surface est englacée, avec une attention particulière portée à la diversité des résolutions spatiales et temporelles des données de terrain. La question de la complexité adéquate d'un modèle hydrologique nivo-glaciaire, notamment en fonction des données de terrain dont on dispose, est discutée en détail dans RAGETTLI et PELLICCIOTTI, (2012), FINGER et al., (2015) et TARASOVA et al., (2016). Plus particulièrement, l'apport des données de terrain pour l'augmentation de la résolution spatiale d'un modèle physique est discuté par SCHÖBER et al., (2014). Les questions de la complexité adéquate du modèle et de sa résolution par rapport aux données de terrain disponibles sont étudiées par MACHGUTH, PAUL et HAEBERLI, (2006) pour la simulation des bilans de masse de glaciers alpins. Enfin, WARSCHER et al., (2013) montre l'apport de l'utilisation d'un modèle de neige à bilan d'énergie prenant également en compte la redistribution de la neige par le vent et le transport gravitationnel par rapport à un modèle simple couplé au modèle hydrologique WaSIM-ETH (SCHULLA et JASPER, 2000) sur la simulation de la répartition du couvert nival et du cycle diurne des débits au pas horaire, dans le cas d'un bassin versant de montagne de taille plutôt petite (432 km^2), non englacé, équipé d'un réseau météorologique dense (34 stations). L'utilisation du modèle à bilan d'énergie en remplacement du modèle simple permet de faire passer la valeur prise par l'indicateur de Nash-Sutcliffe de 0.57 à 0.68. Il faut toutefois remarquer que le modèle simple d'évolution du couvert nival qu'il utilise pour cette comparaison était assez obsolète par rapport à l'état de l'art en la matière à la date de publication de cet article (voir par exemple PAQUET et LAVAL, (2004) et plusieurs autres références citées par VALÉRY, ANDRÉASSIAN et PERRIN, (2014)). Notons qu'une utilisation de WaSIM-ETH pour la simulation hydrologique nivo-glaciaire est par ailleurs rapportée dans la littérature (KLOK et al., 2001 ; VERBUNT et al., 2003).

Les simulations réalisées par SCHAEFLI et al., (2005) et par UHLMANN, JORDAN et BENISTON, (2013) avec des modèles simples donnent, respectivement, des valeurs allant de 0.84 à 0.92 (en fonction du bassin versant étudié) pour l'indicateur de Nash-Sutcliffe et un rapport de bilan hydrique allant de 1 à 1.05 sur toute la période de simulation, et des valeurs allant de 0.81 à 0.92 (en fonction de l'année étudiée, sur le même bassin versant) pour l'indicateur de Nash-Sutcliffe et un rapport de bilan hydrique allant de 0.9 à 1.05. Avec l'utilisation d'un modèle plus complexe, FINGER et al., (2011) obtient des valeurs prises par l'indicateur de Nash-Sutcliffe pouvant atteindre 0.84 au pas horaire lorsque c'est uniquement sur la base de cette valeur que le modèle est configuré.

Des utilisations du modèle hydrologique distribué DHSVM (WIGMOSTA, VAIL et LETTENMAIER, 1994) sur des bassins versants englacés sont recensées par NAZ et al., (2014) ; une utilisation de ce modèle pour la simulation hydrologique au pas horaire sur un bassin versant très petit et fortement englacé a par ailleurs été réalisée par ZHANG et al., (2016b) avec une représentation détaillée du bilan d'énergie du glacier. Toujours au pas horaire et cette fois dans le contexte alpin, une simulation hydrologique nivo-glaciaire avec représentation du bilan d'énergie est réalisée par MICHLMAYR et al., (2008) à l'aide du modèle ALPINE3D (LEHNING et al., 2006) sur un bassin versant de 3 km^2 dont la moitié est englacée, avec l'obtention d'une valeur de 0.56 prise au pas horaire par l'indicateur de Nash-Sutcliffe. La difficulté d'obtenir simultanément une bonne simulation de tous les compartiments y est explicitée. Un autre exemple d'application du modèle ALPINE3D en contexte nivo-glaciaire est donné par GALLICE et al., (2016), sur le même bassin versant que celui des simulations réalisées par SCHAEFLI et al., (2014) et avec des performances similaires.

Un modèle semi-distribué d'hydrologie nivale avec prise en compte des surfaces englacées a été réalisé par LAFAYSSE et al., (2011). Ce modèle constitue une adaptation du modèle hydrologique à large échelle SIM (HABETS et al., 2008 ; QUINTANA SEGUÍ et al., 2009). Cette adaptation se situe principalement au niveau de la stratégie de découpage spatial, afin de bénéficier des apports de la simulation semi-distribuée dans le cas de la topographie complexe de la montagne et de dépasser ainsi les performances du modèle SIM (utilisant quant à lui un découpage spatial géographique) dans ces circonstances. La prise en compte du routage hydrologique souterrain est également adaptée au contexte de la montagne.

3.3.4 Application à la prévision hydrologique et au risque de crues

3.3.4.1 Exemples de modèles

Il est dit en 3.1.3 que la modélisation requiert une bonne connaissance de l'environnement modélisé. Un exemple de développement de modèle appliqué à l'étude du risque de crues rapides dans un environnement très hétérogène dans un contexte non-nival est donné par BRAUD et al., (2014). Cette étude est réalisée à des échelles spatiales très diverses sur des bassins versants allant d'environ 1 à 1000 km^2. Il y est montré de quelle façon les très nombreuses mesures de terrain réalisées dans le cadre de cette étude permettent de caractériser les processus physiques liés à la génération de crues rapides, à diverses échelles spatiales et temporelles. Il y est également montré comment ces mesures permettent de développer un modèle hydrologique prenant en compte la complexité de ces phénomènes.

Le modèle DHSVM est utilisé par KOVALETS, KIVVA et UDOVENKO, (2015) pour la reproduction de crues en contexte nivo-pluvial sur un bassin versant de montagne de taille moyenne (près de 2000 km^2). Un exemple d'utilisation de modèles hydrologiques fonctionnant au pas horaire et voué à être utilisé pour la prévision de crues dans les petits bassins versants avec prise en compte du couvert nival est donné par SHI et al., (2016). Il s'agit du modèle hydrologique HBV (SEIBERT et VIS, 2012). Notons que le modèle HBV possède par ailleurs la capacité de prendre en compte les glaciers, avec un niveau de représentation physique éventuellement élevé (KONZ et SEIBERT, 2010 ; LI et al., 2015a ; SEIBERT et al., 2017).

L'utilité de l'utilisation de données de prévision météorologique est explicitée par JAIN et al., (2018) pour les situations où la réactivité du bassin versant ne permet pas de prévoir la dynamique d'une rivière avec une échéance suffisamment longue à partir de la seule utilisation d'observations météorologiques. L'utilisation d'un modèle hydrologique avec prise en compte du couvert nival sur la base de données de prévision météorologique afin de prévoir le risque de crue est réalisée par QIU et al., (2014) et par CEPPI et al., (2013). Le premier article discute du niveau de complexité souhaitable du modèle de couvert nival lors de son utilisation pour la prévision, compte-tenu de l'incertitude des données météorologiques utilisées. Le second article insiste sur l'importance d'une bonne prévision de la température (et par conséquent de la limite pluie-neige) pour une bonne reproduction de la réaction hydrologique aux évènements intenses de précipitations sur des bassins alpins.

Les aspects importants de l'application de la prévision météorologique d'ensemble à la prévision hydrologique sont discutés par CLOKE et PAPPENBERGER, (2009), à la

suite de l'important développement de ce domaine lors du projet HEPEX (Hydrological Ensemble Prediction Experiment, SCHAAKE et al., (2007)). Parmi ces aspects se trouvent notamment : la bonne compréhension et prise en compte de toutes les sources d'incertitude au niveau des prévisions météorologiques comme du côté du modèle hydrologique, ainsi que l'exploitation optimale des possibilités offertes par la prévision d'ensemble pour la génération d'une prévision de qualité prenant en compte cette incertitude. Certaines limites de la prévision d'ensemble sont évoquées, comme son faible apport à la lutte contre l'incertitude de la prévision de l'intensité des précipitations. Une interprétation plus large de la notion prévision d'ensemble est donnée par JAIN et al., (2018) où ce concept peut selon lui se réaliser au niveau du modèle hydrologique en utilisant plusieurs structures, configurations ou états initiaux du modèle.

3.3.4.2 Méthodes d'évaluation de prévisions hydrologique

Des méthodes d'évaluation de modèles hydrologiques ont été précédemment présentées dans ce chapitre. Nous montrons maintenant des méthodes d'évaluation qui s'appliquent spécifiquement à la prévision hydrologique.

Rappelons que la prévision peut être déterministe ou probabiliste. Des méthodes d'évaluation existent pour ces deux situations. Néanmoins, les méthodes de prévision déterministe peuvent s'appliquer aux prévisions probabilistes lorsque celles-ci sont associées à un processus systématique de prise de décision d'alerte à partir de la probabilité émise (ce processus consistant le plus souvent à fixer un seuil de décision, et à générer une alerte lorsque la probabilité émise dépasse ce seuil). L'évaluation n'est dans ce cas pas appliquée directement à la prévision, mais à la décision qui est faite à partir de celle-ci.

Une revue des méthodes d'évaluation des prévisions déterministes et probabilistes se trouve dans la thèse de Renaud Marty (MARTY, 2010). Nous résumons ici le principe général de ces méthodes et donnons une description succincte de celles que nous utilisons.

3.3.4.3 Méthodes d'évaluation de prévisions déterministes

Le principe de base de l'évaluation d'une prévision déterministe consiste à lui associer un tableau de contingence. La génération de ce tableau repose sur la notion d'évènement, reposant elle-même sur un seuil d'alerte. Une valeur de débit observé ou prévu dépassant ce seuil donne lieu à ce qui est considéré comme un évènement, observé ou prévu. Le concept de tableau de contingence est représenté sur la figure 3.1. Ce tableau permet de visualiser la mesure dans laquelle les évènements et non-évènements prévus par le modèle coïncident avec les observations.

Les éléments de ce tableau se définissent comme suit :
- a : le nombre d'évènements observés et prévus (bonne alerte)
- b : le nombre d'évènements prévus mais non observés (fausse alerte)
- c : le nombre d'évènements observés mais non prévus (défaut d'alerte)
- d : le nombre d'absence d'évènements, tant dans les prévisions que dans les observations (absence correcte d'alerte)

Par ailleurs, nous notons n le nombre total de prévisions/observations simultanées à partir desquelles le tableau de contingence est formé (n = a + b + c + d). Il va de soi

		Observations	
		Oui	**Non**
Prévisions	**Oui**	a	b
	Non	c	d

FIGURE 3.1 – Représentation du tableau de contingence d'une prévision binaire

qu'une bonne qualité d'un modèle en prévision se remarque par des valeurs élevées de a et de d, et des valeurs basses de b et de c. Nous indiquons ici certains indicateurs dérivés de ce tableau : la proportion de prévisions correctes, la probabilité de détection, le ratio de fausses alertes et la spécificité.

La proportion de prévisions correctes (notée ici PC, Proportion Correct) se définit comme suit :

$$PC = \frac{a+d}{n} \tag{3.5}$$

La probabilité de détection (notée ici POD, Probability Of Detection) se définit comme suit :

$$POD = \frac{a}{a+c} \tag{3.6}$$

Le ratio de fausses alertes (noté ici FAR, False Alarm Ratio) se définit comme suit :

$$FAR = \frac{b}{a+b} \tag{3.7}$$

la spécificité (notée ici S, Specificity) se définit comme suit :

$$S = \frac{d}{b+d} \tag{3.8}$$

Remarquons l'aspect complémentaire de ces quatre indicateurs. La proportion de prévisions correctes (équation 3.5) permet d'apprécier la capacité du modèle de produire des bonnes prévisions, évènements et non-évènements confondus. La probabilité de détection (équation 3.6) est définie suivant le même principe que la proportion de prévisions correctes, mais uniquement pour les évènements. Le ratio de fausses alertes (équation 3.7) permet d'évaluer la propension du modèle à prévoir des évènements qui n'ont pas lieu d'après les observations. Enfin, la spécificité permet d'évaluer la capacité du modèle de ne pas générer d'alerte dans les cas où aucun évènement n'est observé.

Pour le PC, le POD et le S, la valeur de 1 indiquera une prévision parfaite tandis que la valeur de 0 indiquera une prévision entièrement défaillante. C'est le contraire pour le FAR.

3.3.4.4 Méthodes d'évaluation de prévisions probabilistes

Il a déjà été fait remarquer que les méthodes d'évaluation de prévisions déterministes peuvent être utilisées pour les prévisions probabilistes, lorsqu'un processus systématique de prise de décision est mis en oeuvre sur ces prévisions. Ces méthodes d'évaluation ne s'appliquent donc pas à la prévision elle-même (qui est probabiliste et à laquelle une méthode d'évaluation de prévision déterministe ne convient donc pas) mais à la décision finale, prise par le système formé par la prévision probabiliste et la méthode systématique de prise de décision. Cette dernière méthode consiste le plus souvent en la fixation d'un seuil de décision, faisant prendre une décision positive (prévision d'un évènement) lorsque la probabilité émise par la prévision est au-dessus de ce seuil, et une décision négative (prévision d'absence d'évènement) lorsqu'elle est en dessous.

L'impact du choix de la valeur du seuil de décision peut être visualisé à l'aide d'une courbe ROC (Receiver Operating Characteristics, DELACOUR et al., (2005)). Ce type de courbe permet de visualiser simultanément, pour chaque seuil de décision possible, la probabilité de détection (POD) ainsi que l'anti-spécificité, définie par $1 - S$. La spécificité étant le taux de non-alertes correctes parmi les non-évènements observés, l'anti-spécificité correspond au taux d'alertes parmi les non-évènements, souvent appelé taux de fausses alertes ou probabilité de fausse détection. Il ne doit pas être confondu avec le FAR, qui correspond quant à lui au taux de non-évènements parmi les alertes. Un exemple d'utilisation de courbe ROC dans le cadre de l'hydrologie est donné par BAE, LEE et MOON, (2018), où il est indiqué que le caractère satisfaisant d'un système de prévision probabiliste (indépendamment du seuil de décision choisi) peut être mesuré par l'aire se trouvant sous la courbe ROC qui lui est associée. Des valeurs élevées de spécificité et de probabilité de détection pour les différents seuils de décision donneront en effet une aire élevée sous la courbe ROC, alors que des valeurs basses de ces indicateurs donneront une aire basse.

La prévision hydrologique basée sur la probabilité de dépassement de seuil d'alerte peut être évaluée à l'aide de l'indicateur de Brier (BRIER, 1950), se définissant comme suit :

$$BS = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(p_j - o_j)^2 \tag{3.9}$$

Avec p_j la probabilité de dépassement de seuil d'alerte émise lors de la $j^{ème}$ prévision, et o_j la $j^{ème}$ observation, valant 1 si un évènement a été observé (dépassement de seuil) et 0 sinon. Cet indicateur prend des valeurs allant de 0 (prévision parfaite) à 1 (prévision entièrement opposée aux observations).

Cet indicateur constitue un compromis entre la fiabilité et la finesse de la prévision. La fiabilité d'une prévision est sa propension à correspondre aux observations. La finesse d'une prévision probabiliste est sa capacité de générer des valeurs de probabilités d'évènement significatives à partir d'un signal clair, permettant de prendre des décisions nettes. Une prévision non fiable provoquera des valeurs éloignées de p_j et de o_j et donc une faible valeur prise par cet indicateur. Un manque de finesse de la prévision, c'est-à-dire faisant prendre à p_j des valeurs se rapprochant de 0.5, provoquera aussi une diminution de la valeur prise par cet indicateur.

3.4 Synthèse

L'enjeu majeur de la modélisation hydrologique réside dans la difficulté d'avoir une connaissance précise et fiable de l'environnement que l'on souhaite représenter. Il s'agit notamment de la connaissance de la structure physique de cet environnement, ainsi que de la connaissance des processus physiques qui y ont lieu. La présence de données de mesures diverses de terrain est une manière de faire face à ce problème, en procurant de la connaissance qui peut être directement intégrée dans le modèle ainsi qu'en permettant son évaluation détaillée qui permettra de l'améliorer. La présence dans un bassin versant de phénomènes physiques ayant une influence sur l'hydrologie (par exemple, un couvert glaciaire) entraine la nécessité d'en tenir compte dans le modèle.

La présence d'un couvert nival et éventuellement glaciaire sur un bassin versant nécessite de le représenter dans le modèle, compte-tenu de l'effet majeur qu'ont ces éléments sur l'hydrologie. Les modèles hydrologiques nivo-glaciaires existent avec des niveaux de complexité très divers, et il est couramment remarqué dans la littérature que les modèles à haut niveau de complexité sont avantageux lorsqu'on dispose de données météorologiques précises et denses. Par ailleurs, une simplification abusive de la physique du couvert nival dans le modèle entraine des limites importantes lorsque le modèle est utilisé à un pas de temps infra-journalier. En revanche, un niveau excessif de complexité entrainera une difficulté de mise au point du modèle. Le niveau souhaitable de complexité du modèle doit donc être déterminé avec soin, en fonction des objectifs du modèle, de la précision des connaissances qu'on a du bassin versant qu'on souhaite modéliser, ainsi que de la qualité des données météorologiques qui pourront alimenter le modèle.

Il est nécessaire d'accorder une attention particulière aux démarches de configuration et d'évaluation du modèle. Plusieurs difficultés sont couramment rencontrées lors de la configuration, parmi lesquelles se trouve notamment l'équifinalité. Des méthodes sont continuellement développées et publiées dans la littérature pour contourner ces difficultés et permettre de configurer les modèles de manière plus robuste malgré un éventuel manque de données d'observation. Quant à l'évaluation, il est souhaitable de la réaliser non seulement sur la base des simulations de débit, mais également sur la base d'un nombre le plus grand possible de sorties intermédiaires (par exemple, l'extension du couvert nival), ce qui s'appelle une évaluation multi-critères.

Chapitre 4

Développement et configuration du modèle hydrologique

4.1 Constitution de la chaine de modélisation

Un modèle hydrologique se compose de plusieurs éléments qu'il convient d'assembler de manière cohérente, comme indiqué en détail au début du chapitre 3. Nous indiquons et décrivons ici les éléments que nous utilisons pour construire la chaine de modélisation qui est développée dans le cadre de cette thèse, après en avoir donné un aperçu général.

Le modèle hydrologique développé lors de cette thèse se situe dans la continuité de modèles développés précédemment et évoqués au chapitre 3. Il y a tout d'abord le modèle SIM, utilisant la plateforme SURFEX afin de fournir une modélisation hydrologique en temps réel à travers toute la France, sur la base d'un découpage spatial en mailles carrées de 8 km. Ce modèle ne montrant pas de performances satisfaisantes dans le cadre de l'hydrologie de montagne, il a été modifié lors de la thèse de Matthieu Lafaysse (LAFAYSSE, 2011), principalement au niveau du découpage spatial afin de mieux prendre en compte l'irrégularité du relief, en utilisant un découpage spatial de type semi-distribué basé sur la topographie : altitude, pente et exposition. Une autre méthode de représentation du routage hydrologique en profondeur a également été adoptée. L'amélioration des résultats par rapport à ceux qui étaient obtenus par le modèle SIM avait alors été mise en évidence, montrant ainsi la meilleure adéquation du découpage semi-distribué dans le cas du contexte alpin. Le modèle développé lors de cette présente thèse est dans la continuité directe de celui qui a été développé par Matthieu Lafaysse.

Toutefois, nous avons été à notre tour amenés à réaliser certaines adaptations. Il s'agit tout d'abord de la présence des glaciers, dont nous souhaitons observer l'importance de la prise en compte dans le modèle. Cela nous a conduit à abandonner le modèle de couvert nival ISBA-ES utilisé dans le modèle hydrologique à large échelle SIM et dans celui développé par Matthieu Lafaysse, au profit du modèle ISBA-Crocus. Ce dernier modèle, grâce à la possibilité qu'il offre de représenter de manière détaillée les processus qui ont lieu à l'intérieur du couvert nival, permet notamment de représenter physiquement la présence de glaciers sur le sol ainsi que leur interaction avec la neige qui se dépose dessus. Dans le cadre de cette démarche de représentation détaillée du couvert nival et glaciaire, nous avons également souhaité utiliser le modèle de sol ISBA-DIF en remplacement du modèle ISBA-FR utilisé dans les modèles indiqués ci-dessus, en raison de l'inadéquation du modèle ISBA-FR (basé sur le schéma Force-Restore) à la simulation du sol couvert de neige pendant une partie importante de l'année, ce modèle étant fait pour simuler le cycle diurne

de la température du sol lors de son interaction avec l'atmosphère. Ce choix a été encouragé par le fait que le modèle de couvert nival ISBA-Crocus n'est pas couplé au modèle de sol ISBA-FR. Enfin, en raison de la présence d'un couvert glaciaire important, il n'a pas été possible d'utiliser la méthode de configuration de la simulation du routage hydrologique en profondeur qui a été utilisée et adaptée par Matthieu Lafaysse conjointement au développement de son modèle hydrologique. Une autre stratégie a été adoptée, basée sur la recherche d'une correspondance optimale des observations et des simulations lors de la période d'étiage hivernal.

Un autre élément également nouveau par rapport au modèle de la thèse de Matthieu Lafaysse est la recherche d'un pas de temps particulièrement court. Il faut en effet savoir que le contexte d'application de ce modèle était d'évaluer l'apport de la Durance au remplissage du lac de Serre-Ponçon, dans le cadre de la planification à long terme de la production hydro-électrique. Un pas de temps journalier était donc satisfaisant. Ce n'est pas le cas pour le contexte d'application du modèle développé lors de cette présente thèse, en raison de la réactivité infra-journalière du bassin versant de l'Arve à Chamonix. Une prise en compte du temps de routage hydrologique en surface basée sur des fonctions de transfert a donc été introduite, permettant de représenter le temps mis par l'eau ruisselante pour parvenir à l'exutoire. Malgré toutes les limites qu'elle présente encore, cette prise en compte du temps de routage en surface présente un apport indéniable au vu des évaluations visuelles et quantitatives des résultats des simulations réalisées avec les différentes versions du modèle.

Afin de décrire la chaine de modélisation qui a été construite dans le cadre de ce présent travail, nous présentons d'abord la plateforme SURFEX avec une attention particulière pour les modules que nous utilisons. Nous donnons ensuite une présentation de l'architecture générale du modèle hydrologique développé, indiquant alors de quelle façon cette plateforme s'y intègre, conjointement aux autres éléments présents dans le modèle général, notamment les données météorologiques et le routage hydrologique en surface et en profondeur.

4.1.1 Modèles utilisés

4.1.1.1 Modèle de neige et de sol : plateforme SURFEX et module ISBA

Présentation générale des modèles

La plateforme de simulation SURFEX (SURface EXternalisée, MASSON et al., (2013), représentée sur la figure 4.1 sert à représenter l'ensemble des processus physiques ayant lieu à la surface de la Terre, notamment ceux qui interagissent avec l'atmosphère. Elle contient un ensemble de modèles de niveaux de complexité divers pour la simulation des surfaces continentales, des lacs, des zones urbanisées et des océans. Ces modèles peuvent être couplés à des modèles atmosphériques, ou être utilisés en mode "offline" (c'est à dire sans rétroaction de la simulation de la surface continentale vers la simulation de l'atmosphère) comme c'est le cas dans cette étude. Dans ce cas, les données météorologiques sont prises comme simple entrée, sans simulation de la rétroaction du sol vers l'atmosphère.

Nous utilisons dans le cadre de cette thèse le module de simulation ISBA (Interactions between Soil Biosphere and Atmosphere, NOILHAN et PLANTON, (1989) et NOILHAN et MAHFOUF, (1996)), intégré à cette plateforme, et simulant la physique (température et humidité) des surfaces continentales. Ce module prend en entrée les

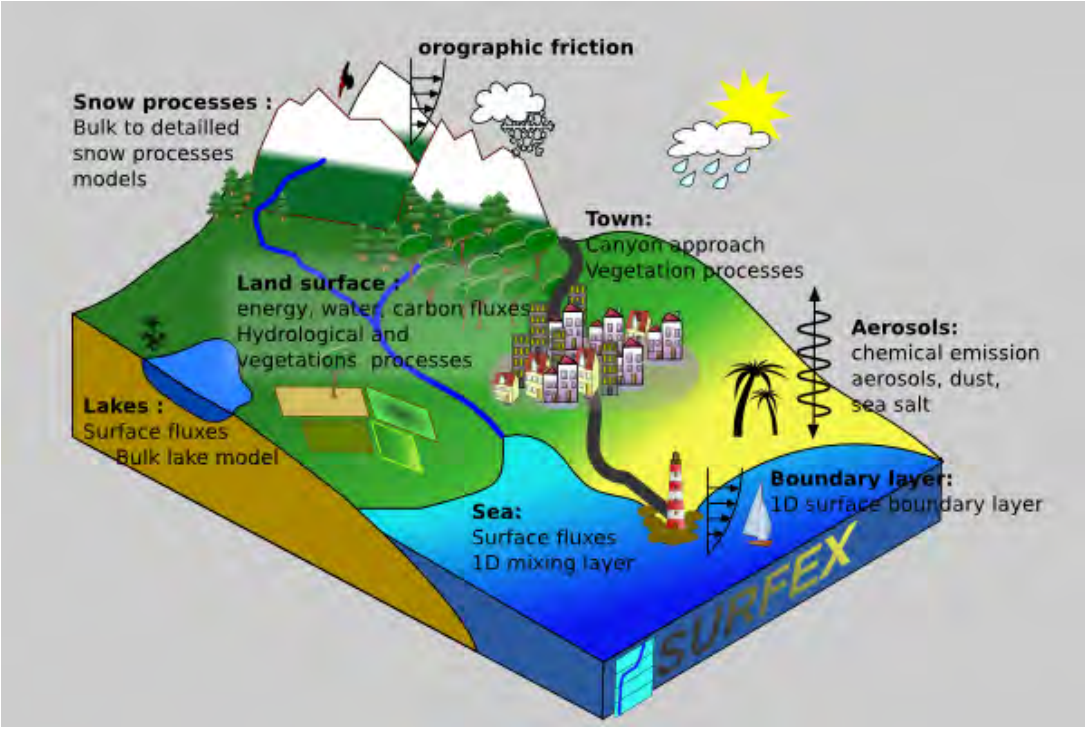

FIGURE 4.1 – Représentation générale de la plateforme SURFEX. Figure extraite de http ://www.umr-cnrm.fr/surfex/

données météorologiques suivantes : température de l'air, humidité spécifique, vitesse du vent à 1 m au dessus du sol, rayonnement direct et diffus (ondes courtes et longues), précipitations liquides et solides, et pression atmosphérique.

Le module ISBA contient deux modèles de transfert vertical de la chaleur et de l'humidité dans la colonne de sol : le modèle ISBA-FR (BOONE, CALVET et NOILHAN, 1999) et le modèle ISBA-DIF (BOONE et al., 2000 ; BOONE, 2000 ; HABETS, BOONE et NOILHAN, 2003), basés respectivement sur le principe d'une représentation simple de type "force-restore" (DEARDORFF, 1977) et sur la recherche d'une représentation détaillée des processus ayant lieu dans le sol à l'aide de lois physiques (DECHARME et al., 2011 ; DECHARME, MARTIN et FAROUX, 2013), incluant notamment les lois de Richards et de Darcy pour la percolation d'eau le long du sol. Les propriétés physiques de la colonne de sol prises en compte par le modèle ISBA-DIF sont dérivées de la composition du sol (donnée en paramètre), à partir de fonctions de pédotransfert. Ces deux modèles sont capables de prendre en compte le caractère gelé du sol (voir BOONE et al., (2000) pour la description de l'ajout de ce phénomène, où se trouve également une description comparée de ces deux modèles).

Les modèles de sol ISBA-DIF et ISBA-FR intégrés dans ISBA permettent de représenter le comportement hydrologique d'une colonne de sol : infiltration (ou non) de l'eau parvenant à sa surface, et sortie de l'eau à la base de la colonne de sol après infiltration et percolation. Ces modèles sont capables de prendre en compte l'existence de phénomènes hydrologiques sous-maille (ce qui signifie qu'ils ne peuvent pas être explicitement représentés car ils nécessiteraient une résolution spatiale exagérément haute), en particulier en ce qui concerne le ruissellement (HABETS et al., 1999a). Le

devenir de l'eau arrivant à la surface du sol (infiltration ou ruissellement) dépend essentiellement de l'humidité de la couche superficielle du sol.

Dans le modèle développé par LAFAYSSE, (2011) et dont le présent modèle hydrologique est dérivé, la colonne de sol est représentée à l'aide du modèle ISBA-FR. Cependant, l'inadéquation de la méthode force-restore (que ce modèle utilise) pour la représentation des sols couverts de neige a été signalée à plusieurs reprises dans la littérature (par exemple HIROTA et al., (2002)). En conséquence, nous utilisons le modèle ISBA-DIF, permettant de représenter de manière détaillée les processus thermiques et hydriques ayant lieu dans le sol.

Le modèle ISBA contient également trois modèles de couvert nival, de complexité croissante. Le plus simple d'entre eux sert essentiellement à la simulation de l'interaction du sol enneigé avec l'atmosphère lors de l'utilisation couplée d'ISBA avec des modèles atmosphériques (DOUVILLE, ROYER et MAHFOUF, 1995a ; DOUVILLE, ROYER et MAHFOUF, 1995b). Le plus détaillé d'entre eux, nommé ISBA-Crocus, est un modèle multi-couche à bilan d'énergie (BRUN et al., 1989 ; BRUN et al., 1992 ; VIONNET et al., 2012 ; BRUN et al., 2012). La figure 4.2 représente ce modèle ainsi que ses interactions avec les composantes connexes : sol et atmosphère. Il simule de manière explicite l'évolution des propriétés internes du couvert nival (notamment le bilan d'énergie, le métamorphisme ou métamorphose, la masse volumique, la stratigraphie et la percolation d'eau liquide), et est principalement utilisé pour la prévision du risque d'avalanches. Le modèle ISBA-Crocus est continuellement développé et amélioré (voir par exemple D'AMBOISE et al., (2017)). Il existe également un modèle de complexité intermédiaire, nommé ISBA-ES (BOONE et ETCHEVERS, 2001 ; BOONE, 2002 ; DECHARME et al., 2016) dont l'objectif principal est la prise en compte du couvert nival dans le cadre de la simulation hydrologique.

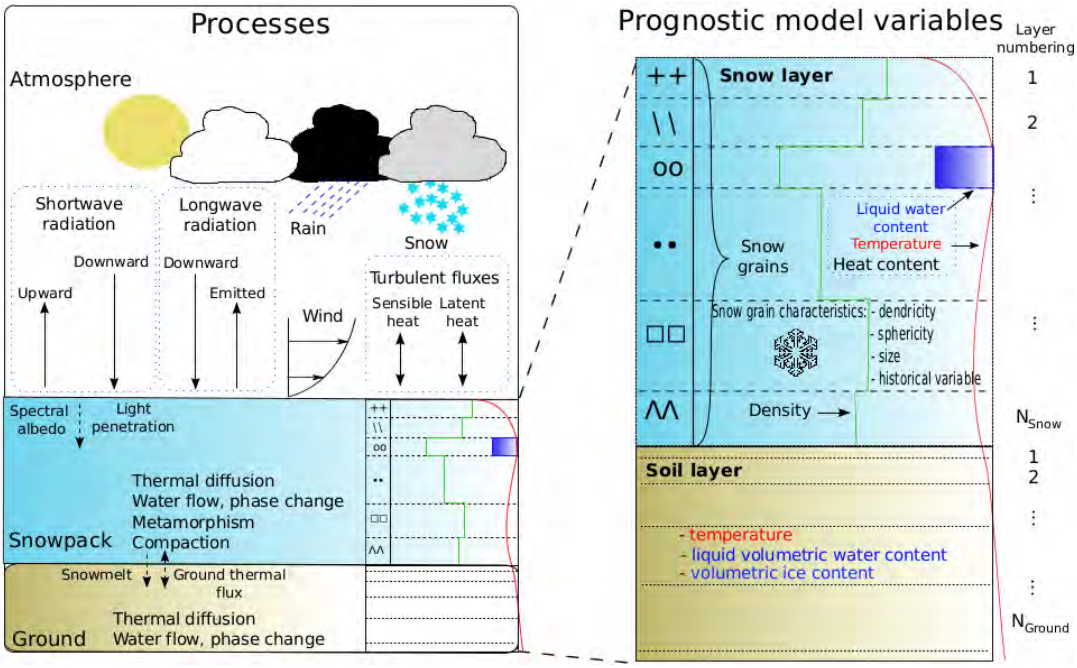

FIGURE 4.2 – Représentation du modèle de couvert nival Crocus.
Image extraite de VIONNET et al., (2012)

Un avantage majeur du modèle ISBA-Crocus par rapport au modèle ISBA-ES dans le cadre de l'hydrologie nivo-glaciaire est qu'il permet la représentation physique de la présence d'un couvert glaciaire : évolution d'un couvert nival sur un sol englacé, transformation de la neige en glace (GASCON et al., 2014) et fonte de la glace déneigée avec utilisation de valeurs réalistes pour les paramètres physiques, notamment en ce qui concerne l'albédo de la glace (DUMONT et al., 2012b). En revanche, le modèle ISBA-Crocus ne simule pas les effets d'extension par gravité du couvert glaciaire.

C'est le modèle ISBA-Crocus qui est utilisé dans ce travail, en raison notamment de la possibilité qu'il offre de simuler explicitement l'évolution du couvert glaciaire et son interaction avec le couvert nival, compte-tenu de la proportion importante de surfaces englacées dans le bassin versant de l'Arve à Chamonix et de l'importance capitale de tenir compte du couvert glaciaire dans un modèle hydrologique (comme indiqué respectivement aux chapitres 2 et 3). Ce modèle de couvert nival est couplé au modèle de sol ISBA-DIF, que nous utilisons pour les raisons indiquées précédemment pour représenter les processus physiques ayant lieu dans le sol.

Le choix qui a été fait pour les modèles de neige et de sol témoigne d'une volonté de développement d'un modèle hydrologique ayant un niveau élevé de représentation de la physique des processus. Après avoir présenté au chapitre 3 les tenants et aboutissants de la diversité des modèles au regard de cette caractéristique, nous indiquons ici les avantages et les inconvénients attendus de ce choix pour le cas spécifique qui nous occupe. Parmi les avantages, nous pouvons mentionner la possibilité de s'associer au dynamisme de la communauté scientifique qui se développe autour de ces modèles, incluant notamment le développement de méthodes d'assimilation de données ainsi que le développement de la possibilité qu'offrent ces modèles de représenter fidèlement la réalité physique de la zone géographique auxquelles ils s'appliquent (par exemple, le schéma MEB décrit par BOONE et al., (2017) permettant une prise en compte séparée du bilan d'énergie du sol couvert ou non couvert de végétation, ou ISBA-TOP décrit par VINCENDON et al., (2010) permettant de représenter le transfert latéral de l'eau dans le sol). Nous pouvons également mentionner le fait que les modèles détaillés permettent de tirer un meilleur profit de la densité et de la diversité toujours grandissantes des mesures qui sont réalisées dans la vallée de l'Arve. En revanche, une plus grande difficulté de mise au point du modèle, la nécessité d'une configuration et d'une évaluation plus détaillées ainsi qu'une plus grande vulnérabilité aux erreurs d'entrée (notamment météorologiques, particulièrement lorsqu'il s'agit de données de prévision) sont à envisager en tant que conséquences de ce choix.

Configurabilité des modèles

Les paramètres du module ISBA sont détaillés dans la documentation technique de SURFEX (http ://www.umr-cnrm.fr/surfex). Nous indiquons ci-après ceux qui sont particulièrement importants dans le cadre de la simulation hydrologique nivo-glaciaire. Le découpage spatial du bassin versant dans le modèle étant réalisé de manière semi-distribuée, la simulation sol/neige peut être configurée de manière indépendante pour chaque UHRH.

Il y a tout d'abord l'initialisation de l'état du sol et du couvert nival. Il s'agit de la température et de l'humidité, individuellement pour chaque couche de sol. Il y

a également l'initialisation de l'état du couvert nival : nombre de couches, et individuellement pour chaque couche : épaisseur et propriétés physiques. Notons dès à présent qu'il est donc possible d'initialiser la présence d'un couvert nival ayant les propriétés physiques de la glace, ce qui permet de représenter la présence d'un couvert glaciaire sur le sol.

Ensuite, il y a le coefficient de ruissellement sous-maille, qui est lié à la simulation de la colonne de sol et qui permet d'ajuster la génération de ruissellement par le modèle lorsque le sol n'est pas saturé, afin de représenter une éventuelle hétérogénéité spatiale de l'humidité de la couche superficielle du sol (HABETS et al., 1999a).

Il y a également les paramètres de composition du sol, permettant au modèle d'en dériver les propriétés physiques qui seront prises en compte pour la réalisation de la simulation. Les paramètres liés à la végétation sont également utiles pour la simulation de l'évapotranspiration, et pour l'estimation d'une profondeur de sol adéquate.

Il est enfin possible d'ajuster l'albédo des glaciers, individuellement pour trois bandes spectrales différentes. Ces valeurs d'albédo sont appliquées par le modèle aux couches de couvert nival ayant les propriétés physiques de la glace.

Sorties des modèles

Le module ISBA possède toutes les sorties nécessaires pour la connaissance complète de l'état de la simulation. Parmi ces nombreuses sorties, certaines sont particulièrement utiles dans le cadre de la simulation hydrologique, soit en donnant directement la contribution hydrologique du sol (production de ruissellement en surface, ou drainage à la base de la colonne de sol) pouvant alors être transmise à un modèle de routage hydrologique, ou en donnant des éléments liés à l'hydrologie et pouvant donc être exploités pour une évaluation plus générale du modèle et dans un but de son utilisation pour une meilleure compréhension du fonctionnement du bassin versant.

L'eau peut cheminer dans un bassin versant par ruissellement (sur le sol ou dans un cours d'eau), ou après infiltration, par transfert latéral ou par vidange des réservoirs profonds. Cela est indiqué en 1.1.1 (page 1) notamment sur la base de HORTON, (1933), DUNNE et BLACK, (1970) et LI et al., (2011). Le modèle ISBA possède deux sorties qui correspondent respectivement à la production de ruissellement par refus d'infiltration et à l'arrivée de l'eau à la base de la colonne de sol après infiltration et percolation : Runoff et Drainage. Ces deux sorties sont directement transmises au modèle de routage hydrologique, et sont exprimées en lame d'eau par unité de temps [1] ou débit par unité de surface.

Parmi les sorties qui sont liées à l'hydrologie sans pour autant être utilisées par le modèle de routage hydrologique, il y a la quantité de neige et de glace sur le sol, exprimée en lame d'eau équivalente. Il est également possible de connaitre la hauteur métrique du couvert nival et glaciaire. Ces sorties permettent d'évaluer la simulation de la contribution de la fonte de la glace et de la neige au débit des rivières, et de procéder à une évaluation approfondie du modèle en les comparant aux observations de terrain correspondantes.

1. Une lame d'eau s'exprime comme une hauteur, d'après la définition donnée par le glossaire d'hydro.eaufrance.fr. Remarquons qu'une lame d'eau peut s'exprimer de manière équivalente en mm ou en $\mathrm{kg\,m^{-2}}$

4.1.1.2 Données météorologiques

Nous utilisons le système de réanalyse SAFRAN (DURAND et al., 1999 ; DURAND et al., 2009b ; DURAND et al., 2009a). Une description succincte de ce système est donnée aux chapitres 2 et 3. Rappelons que ce système fonctionne non seulement en réanalyse, mais également en prévision. Lorsque SAFRAN est utilisé en mode prévision, son rôle est alors de procéder à une descente d'échelle, en mettant à l'échelle du massif (de la même façon que pour la réanalyse) les données issues des modèles de prévision à grande échelle. Il peut alors s'agir de données de prévision déterministe, ou de données de prévision d'ensemble. Lorsque nous utilisons SAFRAN en mode prévision, nous l'associons au modèle de prévision ARPEGE utilisé en mode "prévision d'ensemble", appelé donc PEARP (DESCAMPS et al., 2015) et générant 35 membres de prévision avec une échéance de quatre jours. Cela forme le système appelé PEARP-SAFRAN (VERNAY et al., 2015).

4.1.1.3 Routage hydrologique

Le routage hydrologique consiste à représenter le temps mis par l'eau produite en chaque point du bassin versant pour rejoindre l'exutoire. Il est nécessaire de prendre en compte la diversité des types de chemins parcourus par l'eau à travers le bassin versant, et de faire notamment la différence entre le ruissellement (écoulement de l'eau à la surface du bassin versant) et l'écoulement en profondeur, dans le milieu géologique.

Routage souterrain

Comme indiqué au chapitre 3, les méthodes de représentation des écoulements d'eau dans les milieux souterrains existent avec une grande diversité de complexité. Nous utilisons dans la présente chaine de modélisation un modèle simple qui se base sur une représentation de type réservoir à vidange linéaire, c'est-à-dire se vidant suivant une loi pouvant être décrite comme suit :

$$Qls(t) = \alpha S(t) \tag{4.1}$$

$Qls(t)$ est la lame d'eau par unité de temps venant du réservoir au moment t et allant vers l'exutoire, exprimée en $\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$. Cette lame d'eau est proportionnelle au niveau du réservoir $S(t)$, exprimé en $\mathrm{kg\,m^{-2}}$. Le coefficient α (dont la valeur reste à ajuster) est exprimé en $\mathrm{s^{-1}}$. Ayant $Qls(t) = -S'(t)$, nous pouvons formaliser cette loi en équation différentielle du premier ordre ayant comme solution $Qls(t) = Qls(0)e^{-\alpha t}$ où $1/\alpha$ est alors le temps de transfert caractéristique en secondes.

Ce type de méthode est initialement présenté par MAILLET, (2010) et ses fondements théoriques ont été étendus par WITTENBERG, (1999), d'une part en étendant le type de loi de vidange qui peut alors être non seulement linéaire mais également hyperbolique (qui ne peut dans ce cas pas s'exprimer sous la forme d'une équation différentielle du premier ordre), et d'autre part en développant une méthode de calibration déterministe basée sur la récession. Un exemple d'utilisation de ce type de réservoir et de la méthode de calibration associée est visible dans la thèse de Matthieu Lafaysse dans la suite de laquelle cette présente thèse se trouve. Une discussion sur les points forts et faibles de l'hypothèse de linéarité des écoulements des réservoirs souterrains (sur laquelle s'appuie l'utilisation de ce type de modèle) est donnée par FENICIA et al., (2006), nous indiquant que cette hypothèse montre généralement un certain niveau d'acceptabilité.

Pour représenter le routage souterrain, nous utilisons des réservoirs à vidange linéaire. Néanmoins, la méthode de calibration développée par WITTENBERG, (1999) et utilisée par LAFAYSSE, (2011) afin d'ajuster la valeur du paramètre α ne peut être utilisée ici, en raison de la présence de glaciers dont la contribution hydrologique complexe s'ajoute à celle de la vidange des réservoirs souterrains, ce qui ne permet pas d'observer individuellement cette dernière. Par ailleurs, la thèse de Matthieu Lafaysse utilise un système composé de deux réservoirs montés en série, alors que ce présent travail n'en utilise qu'un seul, ce qui s'est avéré suffisant pour reproduire correctement l'étiage des cours d'eau étudiés dans ce présent travail de thèse.

Routage en surface

L'estimation du temps pris par l'eau ruisselant en surface (sur une pente ou en rivière) pour rejoindre l'exutoire est très délicate, en particulier dans le cas d'un relief complexe. Les méthodes existant pour représenter ce temps dans un modèle hydrologique s'appuient généralement sur deux principes : 1) pour chaque point du bassin versant, l'estimation individuelle d'un temps fixe de parcours de l'eau depuis ce point vers l'exutoire, ou 2) la définition, sur l'ensemble de la surface du bassin versant (ou individuellement sur un ensemble de sous-surfaces) d'une fonction de densité temporelle d'écoulement du ruissellement à l'exutoire. Cette fonction de densité permet de représenter l'étalement dans le temps de l'écoulement à l'exutoire d'une lame de ruissellement produite de manière instantanée sur la surface de bassin versant à laquelle elle est associée. Cette fonction de densité temporelle peut alors être convoluée à la lame de ruissellement par unité de temps produite au fil du temps. L'arrivée du ruissellement à l'exutoire au fil du temps peut donc s'écrire de la façon suivante :

$$Qlr(t) = (Rl * T)(t) \tag{4.2}$$

Dans cette équation, $Qlr(t)$ exprimé en $\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$ est la lame de ruissellement arrivant à l'exutoire à l'instant t, $Rl(t)$ est la lame de ruissellement produite à l'instant t et exprimée également en $\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$. T est la fonction de densité temporelle d'écoulement du ruissellement à l'exutoire, qui est sans dimension comme toute fonction de densité. Le symbole $*$ représente l'opérateur de convolution. La description générale de l'utilisation dans la littérature des fonctions de densité temporelle d'écoulement du ruissellement à l'exutoire est donnée au chapitre 3. C'est ce type de fonction que nous utilisons dans le modèle hydrologique développé dans le cadre de cette thèse.

4.1.2 Chaine générale de modélisation

Nous définissons et décrivons dans cette présente partie les trois versions du modèle utilisées pour les simulations que nous avons réalisées.

4.1.2.1 Description des différentes versions de la chaine

Nous utilisons trois versions de complexité croissante, afin d'évaluer la pertinence des ajouts qui sont réalisés d'une version à l'autre. Ces trois versions sont les suivantes : 1) version sans glaciers et sans transfert (que nous appellerons première version), 2) version avec glaciers et sans transfert (que nous appellerons deuxième version), et 3) version avec glaciers et avec transfert (que nous appellerons troisième version).

La première version consiste à ne pas représenter les glaciers dans le modèle, autrement dit à ignorer l'existence de glaciers sur le bassin versant. Les surfaces englacées du bassin versant sont représentées dans le modèle (de telle sorte que la surface de bassin versant représentée dans le modèle est la même pour les trois versions), mais les glaciers proprement dits ne le sont pas. La deuxième version consiste, par rapport à la première, à ajouter la prise en compte des glaciers. La troisième version consiste, par rapport à la deuxième, à ajouter la représentation du transfert du ruissellement vers l'exutoire. Lorsque ce transfert du ruissellement vers l'exutoire n'est pas représenté (ce qui est le cas pour la première et la deuxième configuration), l'eau produite sur la surface du bassin versant et non infiltrée dans la colonne de sol est considérée par le modèle comme arrivant directement à l'exutoire.

4.1.2.2 Découpage spatial du terrain

Le découpage spatial du terrain des bassins versants étudiés est effectué suivant une approche semi-distribuée dont le principe a déjà été décrit au chapitre 3 et que nous rappelons brièvement ici. Ce type de découpage spatial consiste en la constitution préalable d'un ensemble d'Unités Homogènes de Réponse Hydrologique (UHRH) au sein desquelles sont regroupés les points géographiques du bassin versant ayant des similitudes au regard de critères pré-définis. Dans notre cas, ces critères sont basés sur la topographie (pente, orientation, altitude) obtenus à l'aide d'un modèle numérique de terrain, ainsi que sur le caractère englacé ou non englacé du sol (comme pour SCHAEFLI et al., (2005)). Néanmoins, en fonction des caractéristiques respectives des différentes versions du modèle que nous utilisons, la totalité ou seulement une partie de ces quatre critères peut être utilisée. Nous réalisons un découpage spatial séparé pour le bassin versant principal ainsi que pour ses trois sous-bassins versants : l'Arveyron de la Mer de Glace, le Bisme du Tour et l'Arveyron d'Argentière comme indiqué sur le tableau 2.3 au chapitre 2. Cette démarche de découpage spatial semi-distribué est représentée sur la figure 4.3. Sur cette figure est représenté le cas où les quatre critères indiqués ci-dessus sont utilisés pour le découpage.

Critères topographiques
Les valeurs centrales respectives de chaque classe d'altitude sont les suivantes : 1200, 1500, 1800, 2100, 2400, 2700, 3000, 3300 et 3600 m. Les valeurs centrales pour les classes de pente sont 0 (plat), 20 et 40 degrés. Pour les classes d'orientation, nous considérons une liste de huit valeurs centrales : Nord, Sud, Est, Ouest, Nord-Est, Sud-Est, Nord-Ouest, Sud-Ouest. Ces valeurs sont utilisées par des chaines opérationnelles déjà existantes : SAFRAN-Crocus-MEPRA (DURAND et al., 1999) et SAFRAN-SURFEX/ISBA-Crocus-MEPRA (LAFAYSSE et al., 2013).

Quant aux données topographiques sur la base desquelles le découpage spatial est réalisé, elles sont issues d'un modèle numérique de terrain à 25 m de résolution fourni par l'IGN (www.ign.fr).

Couverture glaciaire
Les cartes d'extension glaciaire utilisées pour le découpage spatial du bassin versant principal et des trois sous-bassins versants sont réalisées par Antoine Rabatel, dans le cadre du Service National d'Observation GLACIOCLIM (https ://glacioclim.osug.fr/) et du projet international GLIMS (Global Land Ice Measurements

from Space, http ://www.glims.org/) comme dit au chapitre 2. Leur résolution initiale est de 15 m.

Dans cette étude, nous utilisons une seule carte de couverture glaciaire pour toute la durée de la simulation, réalisée à partir d'images satellites prises le 20 août 2012. Cela revient à considérer que les contours glaciaires sont constants. La même manière de procéder est visible par exemple dans ZHANG et al., (2016b). Le fait que la période durant laquelle la simulation est réalisée (du 01/08/1990 au 01/10/2015 comme indiqué en détail dans la suite du document) est relativement courte permet de considérer que l'hypothèse de staticité des contours glaciaires est raisonnablement acceptable, d'autant plus que ceux-ci évoluent relativement lentement d'après ce qui a été vu au chapitre 2, notamment sur la figure 2.2. L'utilisation de contours glaciaires statiques est justifiée par la grande complexité, l'incertitude et le coût calculatoire des modèles d'évolution du contour glaciaire (NAZ et al., 2014).

Découpage final
Nous disposons, comme indiqué précédemment, de quatre critères topographiques sur la base desquels nous pouvons former les UHRH. Ces critères sont l'altitude, la pente, l'exposition et l'englacement. Suivant que la version du modèle utilisée représente ou non les glaciers, ces quatre critères ou trois seulement d'entre eux sont utilisés. Nous considérons donc deux découpages différents : l'un, basé sur l'altitude, la pente et l'exposition, qui est utilisé pour la première version du modèle, et l'autre, basé sur les quatre critères disponibles, qui est utilisé pour la deuxième et la troisième version du modèle.

Rappelons qu'un découpage séparé est réalisé pour chaque bassin versant. À partir des UHRH ainsi formées, nous utilisons le logiciel SAGA, basé sur les algorithmes géomorphologiques développés par O'CALLAGHAN et MARK, (1984), BAUER, ROHDENBURG et BORK, (1985) et WANG et LIU, (2006), afin de déterminer les contours des bassins versants étudiés, et connaitre pour chaque UHRH la portion de bassin versant qui lui est associée ainsi que sa superficie. La connaissance de la superficie d'une UHRH est en effet nécessaire afin de pouvoir convertir sa lame d'eau par unité de temps en débit.

Le nombre d'UHRH dont l'aire géographique associée est non nulle, individuellement pour chaque bassin versant et respectivement avec et sans prise en compte du couvert glaciaire, est indiqué dans le tableau 4.1. La distribution des superficies de ces UHRH est représentée individuellement pour chaque bassin versant sur l'histogramme visible sur la figure 4.4. Le nombre important d'UHRH de très petite taille (moins de 0.5 km^2) met en évidence la complexité de la géomorphologie du bassin versant.

4.1.2.3 Composition générale du modèle

Une fois réalisé le découpage spatial du terrain, nous assignons à chaque UHRH une simulation sol-neige indépendante, réalisée par les modèles couplés ISBA-Crocus et ISBA-DIF. En particulier, chacune de ces simulations a sa propre configuration, ses propres entrées (les données météorologiques) et ses propres sorties (dont les sorties Runoff et Drainage, qui nous intéressent particulièrement).

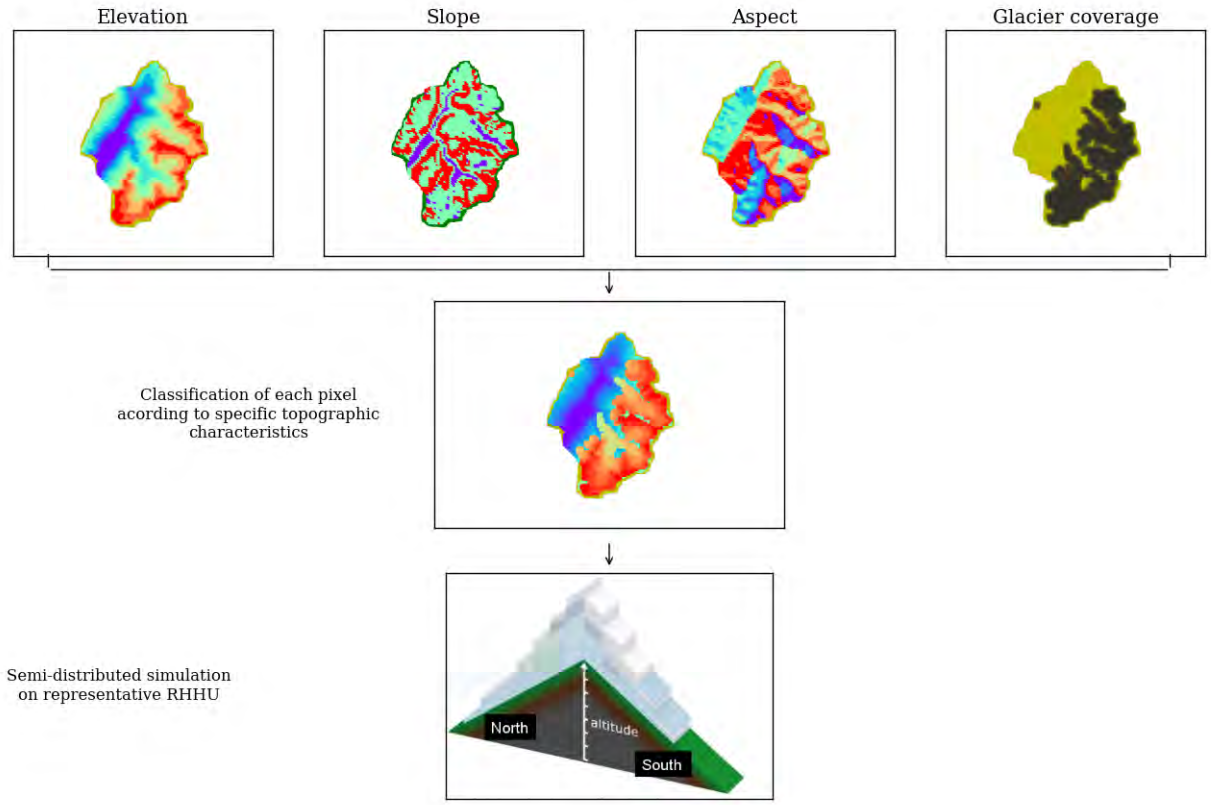

FIGURE 4.3 – Principe du découpage spatial semi-distribué. Cet exemple utilise les quatre critères topographiques disponibles : altitude, pente, exposition et englacement.

Cours d'eau	Nombre d'UHRH vers. 2 et 3			Nombre d'UHRH vers. 1
	Non englacées	Englacées	Total	
Arve (Chamonix)	153	110	263	154
Bisme - glacier du Tour	92	54	146	99
Arveyron d'Argentière	129	88	217	129
Arveyron de la Mer de Glace	146	105	251	146

TABLE 4.1 – Nombre d'UHRH obtenues pour chaque bassin versant avec le découpage spatial associé à la première du modèle ainsi qu'avec celui qui est associé à la deuxième et à la troisième version.

Les données météorologiques sont données, individuellement pour chaque simulation couplée sol-neige, par le système de réanalyse météorologique SAFRAN. Ce système fournit des données météorologiques dépendant, pour un massif donné, de l'altitude, de la pente et de l'exposition. Les données météorologiques fournies à

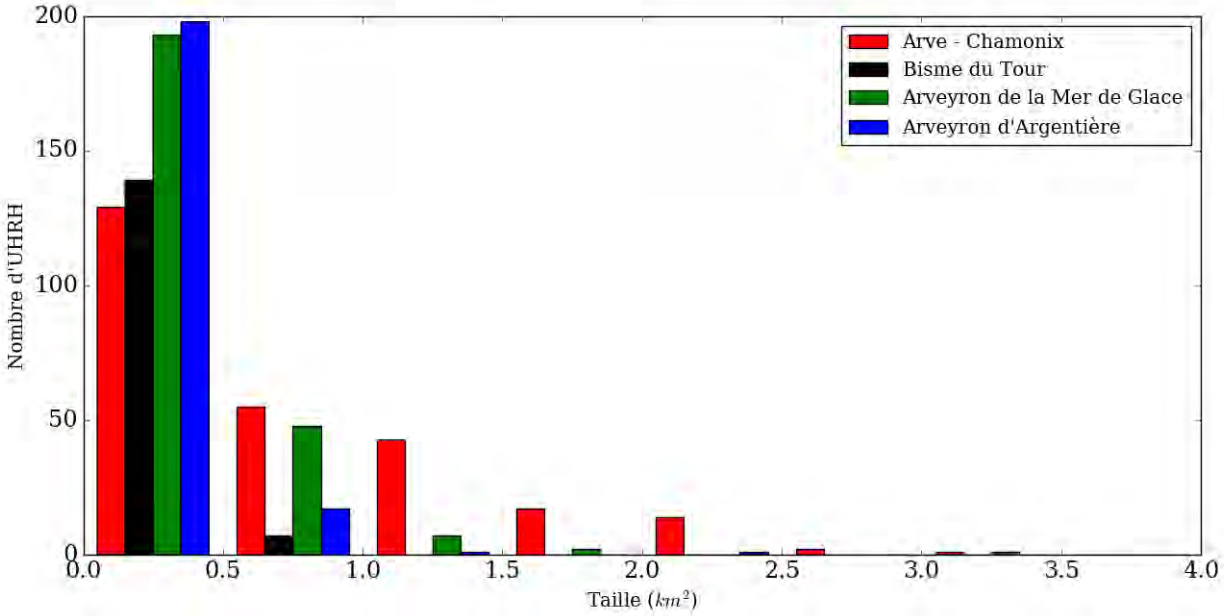

FIGURE 4.4 – Distribution des superficies des UHRH obtenues

chaque simulation couplée sol-neige dépendent donc des caractéristiques topographiques de l'UHRH à laquelle cette simulation est associée.

La représentation du routage souterrain, consistant à prendre en compte le temps de parcours de l'eau dans le milieu géologique après sa percolation à la base de la colonne de sol, s'effectue à l'aide de réservoirs à vidange linéaire dont le principe a été précédemment décrit. Chaque UHRH est dotée de son propre réservoir. Par conséquent, chaque réservoir est associé à une simulation sol-neige. Le réservoir associé à une UHRH se remplit avec la sortie Drainage (exprimée, rappelons-le, en débit par unité de surface, ou lame d'eau par unité de temps) de la simulation sol-neige associée à la même UHRH. Il est alors possible de calculer une lame par unité de temps globale (sur tout le bassin versant) d'écoulements souterrains, en faisant la moyenne des lames par unité de temps d'écoulements souterrains de chaque UHRH en pondérant chaque UHRH par sa superficie. La multiplication de la lame globale par unité de temps d'écoulements souterrains par la superficie du bassin versant permet d'obtenir la contribution simulée des écoulements souterrains au débit simulé à l'exutoire.

Contrairement à la simulation sol-neige et à la représentation du routage souterrain, la représentation du routage en surface ne se fait pas de manière séparée pour chaque UHRH. Elle se fait de manière séparée pour deux regroupements d'UHRH : celles qui concernent des zones englacées, et celles qui concernent des zones non englacées. Rappelons que l'englacement est un critère qui peut être utilisé (suivant la version utilisée du modèle) pour la définition des UHRH. La représentation du temps de transfert du ruissellement vers l'exutoire est donc réalisée de la manière suivante : une lame globale de ruissellement par unité de temps est calculée sur l'ensemble des UHRH non englacées, et une autre lame globale de ruissellement par

unité de temps est calculée sur l'ensemble des UHRH englacées. Deux fonctions de densité sont appliquées respectivement à ces deux lames de ruissellement par unité de temps, de manière séparée. Notons que pour le calcul d'une lame globale de ruissellement par unité de temps sur un regroupement d'UHRH, nous procédons de manière analogue à ce qui est fait pour le routage souterrain : nous faisons la moyenne des lames de ruissellement par unité de temps obtenues respectivement pour chaque UHRH en pondérant chaque UHRH par sa superficie.

La figure 4.5 représente un bassin versant fictif sur la base duquel nous pouvons formaliser les explications données ci-dessus. Notons Q le débit simulé à l'exutoire. Ce débit est la somme de deux contributions : celle notée Qs provenant des écoulements souterrains, et celle notée Qr provenant du ruissellement.

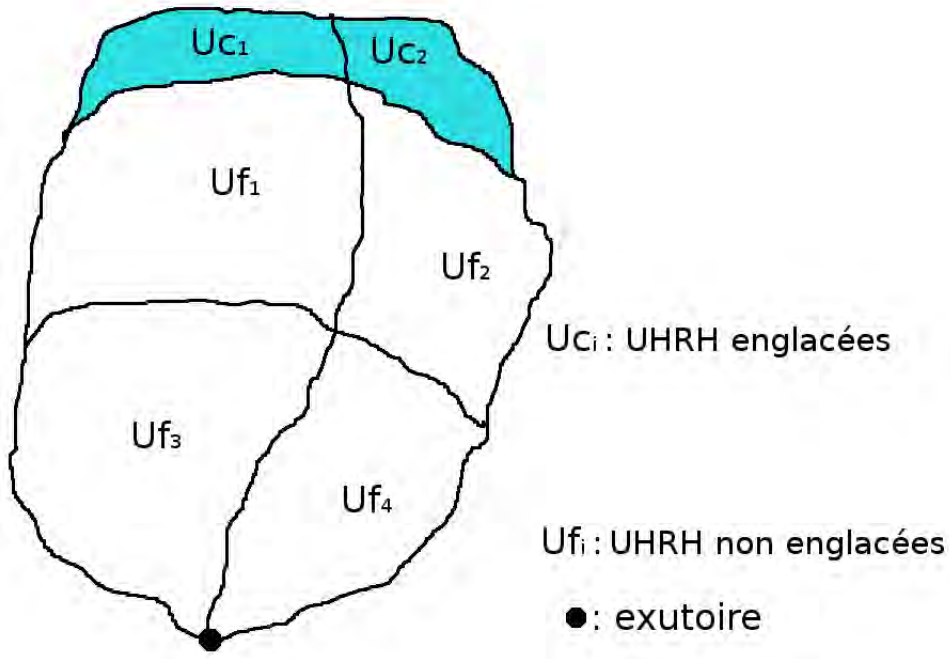

FIGURE 4.5 – Représentation du découpage d'un bassin versant fictif contenant six UHRH dont deux sont englacées.

Conformément aux explications déjà données, la contribution des écoulements souterrains au débit simulé à l'exutoire peut s'écrire comme suit :

$$Qs(t) = \underbrace{\sum_{i=1}^{Nc} Qlsc_i(t).Superficie(Uc_i)}_{\text{Surfaces englacées}} + \underbrace{\sum_{i=1}^{Nf} Qlsf_i(t).Superficie(Uf_i)}_{\text{Surfaces non englacées}} \tag{4.3}$$

Dans cette équation, $Qlsc_i(t)$ est la lame d'écoulement souterrain arrivant à l'instant t à l'exutoire en provenance de la i-ème UHRH englacée (correspondant au $Qls(t)$ de l'équation 4.1). $Qlsf_i$ est défini de la même façon, mais en s'appliquant cette fois à la i-ème UHRH non englacée. Uc_i et Uf_i sont les i-èmes UHRH respectivement

englacées et non englacées, dont les nombres sont respectivement égaux à Nc et à Nf (Nc et Nf étant respectivement égaux à 2 et à 4 dans l'exemple fictif présenté sur la figure 4.5).

Quant à la contribution du ruissellement au débit simulé à l'exutoire, elle peut s'écrire comme suit :

$$Qr(t) = \underbrace{(Qrc * Tc)(t)}_{\text{Surfaces englacées}} + \underbrace{(Qrf * Tf)(t)}_{\text{Surfaces non englacées}} \tag{4.4}$$

Dans cette équation, Tc et Tf sont les fonctions de densité temporelle d'écoulement du ruissellement à l'exutoire, correspondant respectivement aux surfaces englacées et aux surfaces non englacées. $Qsc(t)$ et $Qsf(t)$ sont les quantités de production de ruissellement à l'instant t respectivement sur les surfaces englacées et non englacées, qui peuvent s'écrire comme suit :

$$Qrc(t) = \sum_{i=1}^{Nc} Qlrc_i(t).Superficie(Uc_i) \tag{4.5}$$

et

$$Qrf(t) = \sum_{i=1}^{Nf} Qlrf_i(t).Superficie(Uf_i) \tag{4.6}$$

Dans ces équations, $Qlrc_i$ est la lame de production de ruissellement sur la i-ème UHRH englacée. $Qlrf_i$ est la lame de production de ruissellement sur la i-ème UHRH non englacée.

Une vue générale de la troisième version de la chaine de modélisation est donnée sur la figure 4.6. Une simulation indépendante de l'évolution de l'état de la neige et du sol est réalisée sur chaque UHRH à l'aide du modèle ISBA-Crocus décrit en 4.1.1.1, à partir de données météorologiques adaptées aux caractéristiques topographiques associées. Ces données météorologiques sont fournies par le système de réanalyse SAFRAN, dont une description a été donnée en 4.1.1.2. Le débit simulé à l'exutoire est à comprendre comme la somme de plusieurs contributions : les écoulement souterrains issus individuellement de chaque UHRH, et le ruissellement issu respectivement des UHRH englacées et des UHRH non englacées avec représentation du temps de routage en surface.

4.2 Méthodes d'évaluation de la chaine

La définition d'une méthodologie d'évaluation des résultats de la chaine de modélisation avant même sa configuration et son lancement est une démarche primordiale dans un objectif de connaissance précise des point forts et faibles du modèle développé. La complexité des processus en jeu et des stratégies de modélisation développées pour les représenter nous amène à pratiquer une évaluation multi-critères. Ce concept est décrit en 3.1.4.2 et consiste à évaluer un modèle sur plusieurs sorties de diverses nature, et non seulement sur la sortie principale. Dans le cas d'un modèle hydrologique, la sortie principale est le débit à l'exutoire et des exemples d'autres sorties sont les débits sur des cours d'eaux internes au bassin versant, l'humidité des sols, le niveau des réservoirs souterrains. Dans notre cas, ces sorties intermédiaires utilisées pour une cette démarche d'évaluation multi-critères sont les débit

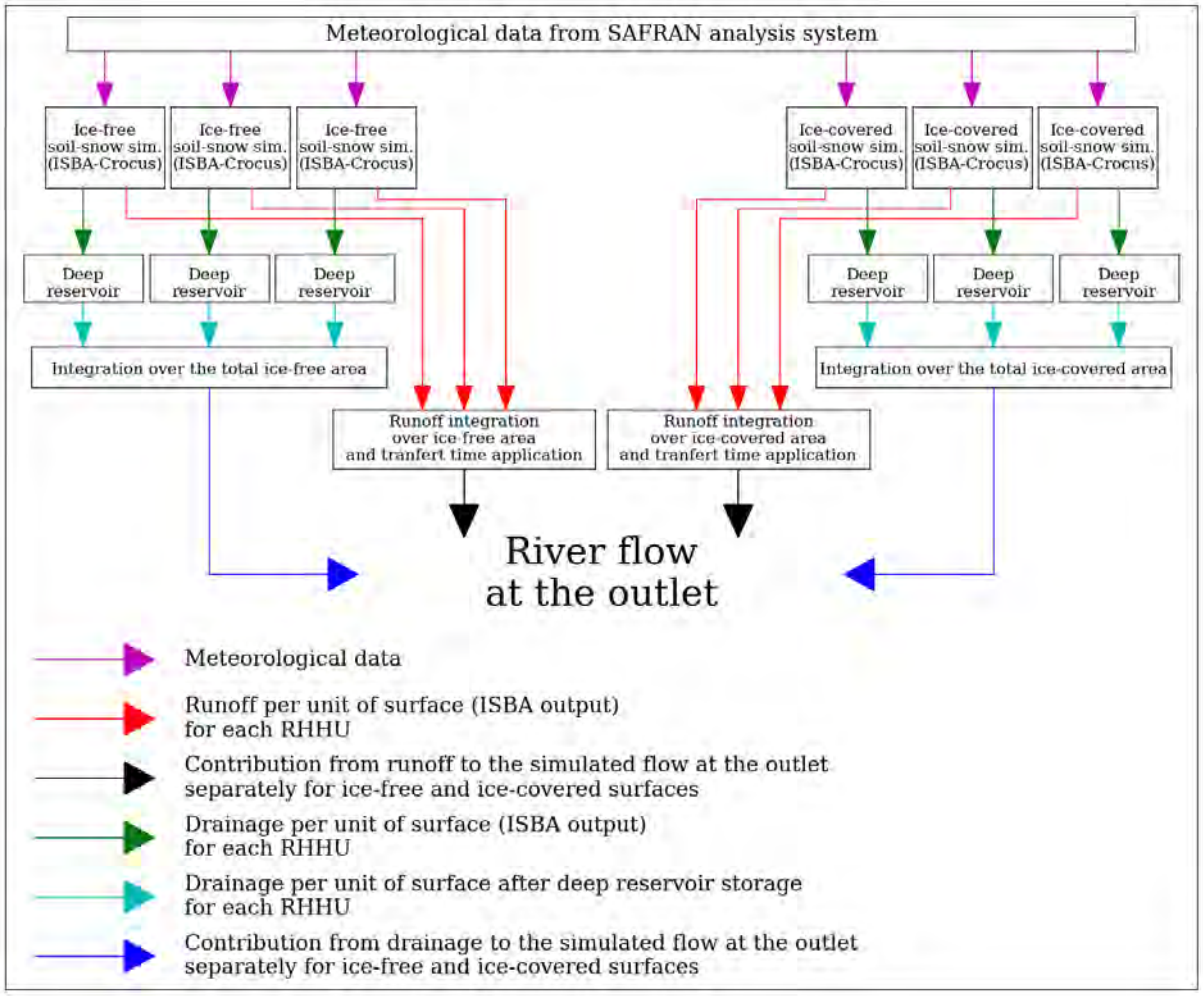

FIGURE 4.6 – Représentation générale du modèle hydrologique (troisième version) développé dans le cadre de cette thèse.

à certains sous-exutoires (à savoir le Bisme du Tour, l'Arveyron de la Mer de Glace et l'Arveyron d'Argentière), ainsi que l'évolution du couvert nival et de l'épaisseur glaciaire.

4.2.1 Évaluation de la chaine en réanalyse

4.2.1.1 Débits simulés

Lors de l'évaluation des débits simulés, à l'exutoire principal ou aux sous-exutoires, il convient d'utiliser les débits naturels reconstitués, dont la construction et la disponibilité sont décrites en 2.5.2 et plus précisément sur la figure 2.14 à la page 30.

L'évaluation des débits simulés peut fondamentalement se faire de deux façons : visuellement et avec l'utilisation d'indicateurs quantitatifs.

La première façon d'évaluer visuellement les hydrogrammes simulés est de les superposer aux hydrogrammes observés, sur une période longue ou sur une période plus courte afin d'évaluer la reproduction d'évènements particuliers. Si cette méthode présente l'avantage de donner rapidement une idée de la qualité de la simulation, elle est très limitée en termes d'informations au sujet du détail des performances intrinsèques du modèle sur le long terme.

Une autre manière d'évaluer visuellement le modèle est de faire la moyenne interannuelle des simulations. Cela permet de voir la manière dont le modèle est capable de reproduire le cycle hydrologique annuel des simulations, ce qui est particulièrement intéressant dans le cas d'un régime fortement irrégulier au cours de l'année, tel le régime nivo-glaciaire.

L'évaluation visuelle de la simulation peut enfin se faire avec l'aide de diagrammes de dispersion. Ce type de représentation présente l'avantage de faire observer l'adéquation des valeurs simulées avec les valeurs observées de débit à un pas de temps éventuellement petit sur une période éventuellement longue, avec une visibilité particulière sur les évènements de crue. Son inconvénient principal est qu'il ne permet pas de comparer la dynamique des débits observés et simulés, c'est-à-dire l'évolution temporelle de ces débits.

La qualité de la simulation, particulièrement sur des longues périodes, peut être évaluée à l'aide d'indicateurs quantitatifs d'adéquation avec les observations, comme dit en 3.1.4.2. Nous utilisons dans cette étude trois indicateurs chiffrés classiquement utilisés en hydrologie : l'indicateur de Nash-Suctliffe, l'indicateur de Kling-Gupta ainsi que le rapport de bilan hydrique (NASH et SUTCLIFFE, 1970 ; GUPTA et al., 2009) dont la description a été donnée au lecteur en 3.1.4.2 à la page 55.

Lorsque des cours d'eau internes au bassin versant étudié sont équipés de stations de mesure, il est possible alors de réaliser des simulations hydrologiques sur les sous-exutoires ainsi formés, et d'y effectuer une comparaison des débits simulés et observés. Cette évaluation du débit simulés sur des sous-exutoires est particulièrement utile dans le cas où le bassin versant principal est très hétérogène en termes de réaction hydrologique, comme c'est le cas lors de la présence de glaciers.

Il va de soi que les valeurs de débits simulés qui sont prises en compte pour le calcul des indicateurs sont uniquement celles où une valeur de débit observé est disponible au même moment pour l'exutoire étudié. Enfin, il est nécessaire de tenir compte du fait que les mesures de débits sont assorties des incertitudes signalées au chapitre 2 (HARMEL et SMITH, 2007). Rappelons que l'origine de cette incertitude se situe majoritairement dans la conversion hauteur-débit par la courbe de tarage. Les sources d'erreurs dans la constitution de la courbe de tarage sont nombreuses et celle-ci peut ne pas être stable au cours du temps.

4.2.1.2 Épaisseur glaciaire

Comme indiqué en 4.1.1.1, le modèle ISBA-Crocus est en mesure de représenter explicitement l'accumulation et la fonte glaciaire. Cela comprend l'accumulation

de la neige sur la glace, la fonte de la neige ainsi accumulée ou sa transformation en glace, ainsi que la transformation de la neige en glace. Nous tirons parti de cette possibilité dans les versions 2 et 3 du modèle, comme indiqué en 4.1.2.1. Ces processus étant très complexes et très influents pour l'hydrologie du bassin versant englacé, il est nécessaire d'évaluer spécifiquement la manière dont ils sont reproduits par le modèle.

L'évaluation de la reproduction par le modèle du bilan de masse glaciaire à l'échelle annuelle peut être réalisée à partir des bilans de masse glaciaire fournis par GLACIOCLIM décrits au chapitre 2, consistant à mesurer à l'échelle pluri-annuelle l'évolution de l'épaisseur d'un glacier en un ensemble de points, et d'intégrer cette mesure à l'ensemble du glacier à l'échelle annuelle. Puisqu'il s'agit de bilans de masse intégrés sur tout le glacier entre le 1er novembre et le 30 octobre de chaque année, nous pouvons, entre les mêmes dates de chaque année, prendre en compte la variation de l'épaisseur de neige et de glace simulée sur chaque UHRH correspondant à un glacier particulier. Puis de la même façon que lors du calcul hydrologique, nous intégrons cette variation sur tout le glacier afin d'obtenir une variation globale à l'échelle annuelle, que nous pouvons alors comparer aux bilans fournis par le service GLACIOCLIM.

4.2.1.3 Couvert nival

Il est indiqué en 4.1.1.1 que nous pouvons tirer profit de la sortie du modèle nous donnant, pour chaque UHRH, la hauteur simulée du couvert nival. Cela peut notamment se faire en projetant cette sortie sur une carte du bassin versant afin d'obtenir une carte de hauteur de neige simulée. L'application d'un seuil de hauteur de neige définissant le caractère enneigé ou non enneigé d'un pixel permet d'en dériver une carte d'enneigement. Cette carte peut être comparée aux cartes journalières d'enneigement à 250 m de résolution spatiale, dérivées des images satellites fournies par le capteur MODIS dont la constitution est décrite en détail au chapitre 2. Ce type de comparaison dans le cadre d'une simulation semi-distribuée est également réalisé par PARAJKA et BLÖSCHL, (2008).

Comme indiqué en 2.5.4, ces cartes satellitaires d'enneigement sont générées au pas journalier sur la base du découpage géographique du modèle numérique de terrain à 250 m de résolution fourni par l'IGN. La projection des résultats de simulation sur une carte découpée spatialement de la même façon permet une comparaison pixel par pixel. Le seuil de hauteur de neige en dessous duquel le pixel est considéré comme non enneigé est fixé à 0.15 m (REVUELTO et al., (2018), en annexe A de ce document). Les zones de forêt sont exclues des cartes d'enneigement et ne sont pas prises en compte dans la comparaison.

La comparaison entre les cartes d'enneigement observées et simulées se fait individuellement pour chaque jour où une carte d'enneigement observé est disponible. Cette comparaison se fonde sur deux critères : la comparaison entre l'aire d'enneigement observée et simulée, ainsi que la similarité spatiale entre les formes visibles sur ces cartes. Ces deux critères peuvent être considérés comme complémentaires, dans la mesure où le premier ne tient pas du tout compte de la similarité spatiale de l'enneigement.

La comparaison des observations et des simulations de l'aire d'enneigement se fait

de la même façon que pour l'évaluation des débits simulés : visuellement au fil du temps, ainsi qu'à l'aide d'indicateurs chiffrés qui sont calculés sur une longue période. Les indicateurs utilisés ici sont le RMSE (Root Mean Squared Error), le MAE (Mean Absolute Error) ainsi que le coefficient de corrélation.

L'évaluation de la similarité spatiale entre les cartes observées et simulées se fait à l'aide de deux indicateurs chiffrés : l'indicateur de Jaccard ainsi que l'ASSD qui ont été décrits au chapitre 3. Rappelons qu'ils fournissent une mesure allant respectivement de 0 (mauvaise simulation) à 1 (simulation parfaite) et de 0 (simulation parfaite) à l'infini (mauvaise simulation). Ils fournissent ces valeurs pour chaque pas de temps. Il est possible d'en dériver des valeurs sur le long-terme, par exemple en faisant la moyenne des valeurs obtenues individuellement pour chaque pas de temps.

Les valeurs prises par ces deux indicateurs ont été calculées au pas journalier (pour les jours où la nébulosité permettait l'obtention d'une carte d'enneigement observé) entre 2001 et 2015. La moyenne des valeurs prises par ces indicateurs a été calculée pour cette période entière, ainsi que pour des sous-périodes : les saisons d'enneigement 2006-2007 et 2007-2008, ainsi que celles des années 2011-2012 et 2012-2013, caractérisées respectivement par un enneigement faible et fort. La moyenne a été également réalisées sur des sous-parties de ces saisons : les mois de janvier, février et mars, ainsi que les mois de mai, juin et juillet.

4.2.2 Évaluation de la chaine en prévision

Les prévisions peuvent servir à générer des alertes. L'aspect incertain de la prévision se retrouvant face à l'enjeu crucial de la génération d'alertes à bon escient, des méthodes d'expertise et d'aide à la prise de décision sont particulièrement utiles (PAGANO et al., 2016). Par exemple, l'utilisation de la prévision d'ensemble vient introduire le concept de probabilité (DEMERITT et al., 2010 ; RAMOS, ANDEL et PAPPENBERGER, 2013 ; SILVESTRO et al., 2017). Dans ces conditions, de nouvelles méthodes d'évaluation doivent être introduites, par rapport à celles qui sont décrites en 4.2.1 pour l'évaluation des simulations en réanalyse et qui consistent notamment en l'utilisation d'indicateurs chiffrés pour quantifier la correspondance d'un hydrogramme simulé et d'un hydrogramme observé sur une longue période.

4.2.2.1 Méthodologie appliquée pour l'évaluation

Le modèle ARPEGE permet une échéance de prévision de quatre jours. La performance des prévisions est évaluée individuellement pour chaque échéance de prévision.

La génération d'alerte, ainsi que l'évaluation de leur correspondance avec les observations est basée sur la notion de dépassement d'un seuil d'alerte de débit. Cela demande de fixer préalablement des valeurs de ce seuil.

Le seuil d'alerte habituellement pris en compte pour l'Arve à Chamonix par les autorités locales est de 70 m^3/s. Néanmoins, les débits relativement faibles observés et simulés lors de la saison 2015 font que le nombre d'évènement qu'on peut comptabiliser sur la base de ce seuil est tout à fait insuffisant pour une évaluation significative (VERNAY et al., 2015). Nous choisissons donc d'utiliser le seuil de 45

m^3/s pour la distinction présence/absence d'évènement dans les simulations en réanalyse lors de l'évaluation des simulations en prévision. Ce dernier seuil permet l'obtention de 1590 évènements (un évènement étant un dépassement de seuil au pas horaire de la simulation en réanalyse), parmi les 8832 pas de temps disponibles sur toute la période étudiée. Le fait que l'évaluation des capacités d'un modèle de reproduire les crues doit être réalisée sur un nombre de cas statistiquement signifiant est également soutenu par CLOKE et PAPPENBERGER, (2009) et BIONDI et al., (2012). Précisons enfin que les prévisions ont lieu au pas horaire.

4.3 Configuration et lancement de la chaine de modélisation

La chaine de modélisation décrite ci-dessus demande à être configurée avant de pouvoir être utilisée. Les valeurs des paramètres de la simulation couplée sol/neige doivent être déterminées. Le modèle de routage hydrologique doit être calibré. Enfin, il est nécessaire de fournir à l'ensemble du modèle un état initial cohérent.

La grande diversité des méthodes de détermination des valeurs de paramètres, allant de la calibration manuelle à l'utilisation de valeurs issues de mesures de terrain, est décrite en 3.1.4. Nous indiquons dans cette présente section de quelles façons les valeurs des différents paramètres ont été respectivement déterminées.

4.3.1 Configuration de la simulation sol/neige

Nous indiquons ici comment sont ajustées les valeurs des paramètres du modèle ISBA-DIF et du modèle ISBA-Crocus auquel il est couplé. Comme dit en 4.1.1.1 à la page 70, il s'agit de la composition du sol, du coefficient de ruissellement sous-maille ainsi que de l'albédo glaciaire. Puisque nous travaillons dans une approche semi-distribuée, nous devons utiliser les mêmes valeurs de paramètres pour tous les points regroupés dans une même UHRH comme indiqué en 3.1.3.3 où est expliqué le principe du découpage semi-distribué et les conséquences qu'il entraine sur la configurabilité du modèle.

Les paramètres de composition du sol sont obtenus dans la base de données HWSD (Harmonized World Soil Database, NACHTERGAELE, (2009)). Les paramètres de végétation, d'où est dérivée une estimation de la profondeur du sol qui sera prise en compte par le modèle, sont obtenus dans la base de données ECOCLIMAP-II/Europe (FAROUX et al., 2013). Ces deux bases de données sont distribuées géographiquement sur la base de mailles carrées avec une largeur de l'ordre du kilomètre. Afin de faire correspondre cette distribution spatiale avec le découpage semi-distribué de notre modèle, nous procédons comme suit : nous choisissons pour chaque bande d'altitude un point géographique dont l'apparence visuelle du sol en termes de végétation est représentative de l'ensemble de la portion de bassin versant se situant dans cette bande d'altitude. L'hypothèse d'homogénéité de la composition du sol sur une même bande d'altitude est donc faite. Le tableau 4.2 indique en degrés décimaux les points géographiques choisis. Les données de composition du sol et de végétation obtenues pour ce point à l'aide des bases de données HWSD et ECOCLIMAP-II/Europe sont alors utilisées pour l'ensemble des UHRH associées à cette bande d'altitude. Ces points sont représentés sur la figure 4.7.

Enfin, le ruissellement sous-maille du modèle ISBA-DIF est configuré à sa valeur par

Bande d'altitude	Longitude	Latitude
1200 m	6.9169	45.9747
1500 m	6.9358	45.9727
1800 m	6.9382	45.9691
2100 m	6.9420	45.9636
2400 m	6.9472	45.9580
2700 m	6.9504	45.9524
3000 m	6.9559	45.9496
3300 m	6.9595	45.9472
3600 m	6.9677	45.9393

TABLE 4.2 – Coordonnées des points géographiques sur la base desquels le modèle est configuré via les bases de données ECOCLIMAP-II/Europe et HWSD

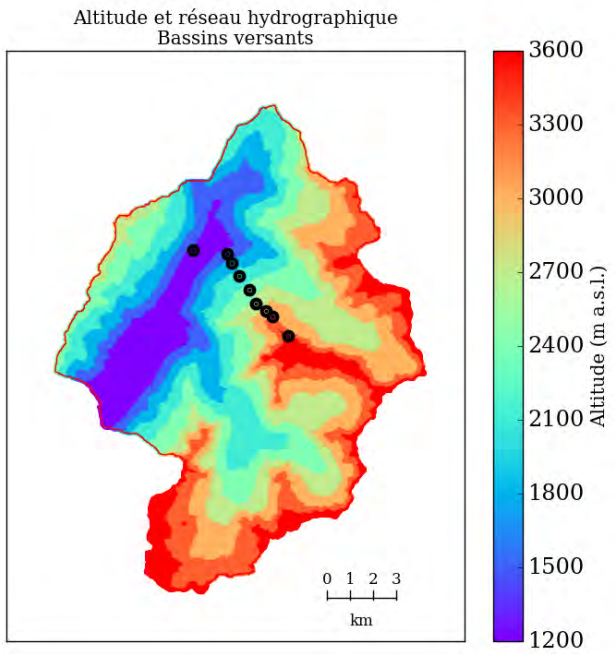

FIGURE 4.7 – Représentation de la localisation de ces points sur la base desquels le modèle est configuré via les bases de données ECOCLIMAP-II/Europe et HWSD

défaut, fixée à 0.5 (HABETS et al., 1999a ; HABETS et al., 1999b). L'albédo glaciaire est aussi configuré à sa valeur par défaut, qui consiste en l'attribution des valeurs 0.38, 0.23 et 0.08 respectivement aux paramètres XALBICE1, XALBICE2 et XALBICE3 correspondant respectivement aux bandes spectrales 0.3-0.8 µm, 0.8-1.5 µm et 1.5-2.8 µm (BRUN et al., 1992).

4.3.2 Configuration du routage hydrologique

Le routage souterrain et le routage en surface sont représentés séparément et par conséquent configurés séparément. Une configuration de la représentation du routage souterrain est effectuée pour la première version du modèle. Une autre configuration est faite pour la deuxième version du modèle, et est conservée pour la troisième version. Quant à la configuration de la représentation du routage en surface, elle n'est naturellement faite que pour la troisième version, la seule qui représente le routage hydrologique en surface.

4.3.2.1 Routage en profondeur

Méthodes
La calibration du routage souterrain est effectuée sur la base d'une comparaison au pas journalier des simulations et des observations. Les observations de débit sont déjà au pas journalier, comme indiqué en 2.5.2. Les simulations de débit sont mises au pas journalier, en faisant pour chaque jour la moyenne des débits simulés au pas horaire par le modèle hydrologique sans prise en compte du temps de ruissellement. Cette moyenne pour chaque jour est faite de 01 h à minuit.

En raison de la présence de glaciers (y compris lorsqu'on ne les représente pas dans le modèle), il n'est pas possible d'utiliser la méthodologie appliquée par LAFAYSSE et al., (2011) d'après WITTENBERG, (1999)), permettant de configurer les réservoirs linéaires de manière analytique sur la base des débits de récession. La détermination des valeur du paramètre α mis en évidence dans l'équation 4.1 (page 75), qui doit être ajustée pour chaque réservoir et donc pour chaque UHRH, est donc réalisée par calibration.

Dans la mesure où l'Arveyron de la Mer de Glace est le seul cours d'eau sur lequel nous disposons de mesures de débit tout au long de l'année et qui ne nécessitent pas de reconstitution, c'est sur la base des simulations hydrologiques effectuées sur ce cours d'eau que sont déterminées les valeurs des paramètres α. Les valeurs obtenues sont utilisées également pour les autres exutoires, faute d'avoir la possibilité pour ces exutoires d'appliquer la même méthode en raison de l'absence de débits naturels reconstitués en période hivernale.

En raison des températures froides observées sur ce bassin versant en hiver, la majorité de l'eau s'écoulant à ce moment dans la rivière provient de la vidange réservoirs profonds. Cela donne une opportunité de calibrer cette vidange. La calibration du routage hydrologique souterrain dans le modèle s'effectue donc sur la base des observations et simulations de débit ayant lieu entre le 15 novembre et le 1er avril de chaque année de la période de simulation utile (voir 4.3.3). La calibration consiste à minimiser l'erreur quadratique de la simulation (c'est-à-dire maximiser la valeur prise par l'indicateur de Nash-Sutcliffe) sur cette période.

Il est précédemment indiqué que chaque UHRH possède son propre réservoir, et que par conséquent, il est possible d'ajuster la valeur du paramètre α de manière individuelle pour chaque UHRH. Toutefois, afin d'éviter toute sur-calibration, nous choisissons d'assigner les mêmes valeurs aux paramètres α respectifs des UHRH ayant le même critère d'englacement. Cela revient à utiliser la même valeur pour

toutes les UHRH de la première version (sans représentation des glaciers), et à utiliser deux valeurs pour la deuxième version (où les glaciers sont représentés dans le modèle) : l'une qui sera utilisée pour toutes les UHRH englacées (notée $\alpha_{glacier}$), et l'autre qui sera utilisée pour les UHRH non englacées (notée $\alpha_{noglacier}$). Cela revient à faire l'hypothèse d'une certaine homogénéité du temps de routage des écoulements souterrains entre n'importe quel point du bassin versant situé sur le même type de surface (englacé ou non) et l'exutoire. Quant à la troisième version, rappelons qu'au niveau du routage hydrologique souterrain les valeurs appliquées aux paramètres α sont celles qui sont obtenues lors de la calibration de la deuxième version.

Résultats
Pour la première version, nous obtenons les meilleurs résultats (selon les critères indiqués ci-dessus) en fixant la valeur du paramètre α égale à $4.1010^{-7}\,s^{-1}$, soit un temps de rétention caractéristique de 28 jours. Pour la deuxième version, les valeurs optimales d'$\alpha_{glacier}$ et $\alpha_{noglacier}$ sont respectivement égales à $1.7410^{-6}\,s^{-1}$ et à $2.6310^{-7}\,s^{-1}$, soit des temps de rétention caractéristique respectivement égaux à 6 jours et demi et à 44 jours. Rappelons que les écoulements sortant du réservoir souterrain d'une UHRH sont directement acheminés à l'exutoire.

Nous pouvons comparer ces valeurs à celles obtenues lors de la calibration du modèle décrit en 3.3.3 (celui qui a été développé et calibré par LAFAYSSE, (2011) et sur la base duquel le modèle utilisé dans cette thèse est développé) sur le bassin versant de la Clarée (affluent de la Durance) à Val-des-Près (dépourvu de couvert glaciaire). La valeur obtenue est alors $\alpha_{noglacier} = 4.1910^{-7}\,s^{-1}$. Les valeurs obtenues sur les autres bassins versants de la Durance se situent entre $3.3610^{-7}\,s^{-1}$ et $5.3810^{-7}\,s^{-1}$ (voir l'annexe B de LAFAYSSE, (2011)). Compte-tenu du fait que les méthodes de calibration utilisées respectivement pour l'Arve et pour la Durance sont tout à fait différentes en raison de la présence d'un couvert glaciaire dont l'ampleur n'a pas de commune mesure entre les bassins versants respectifs de ces deux rivières (et qui est entièrement nul pour le cas précis de la Clarée), il est difficile de tirer des conclusions directes de la comparaison entre les valeurs obtenues. Il faut toutefois remarquer que le bassin versant de la Clarée est d'une taille relativement proche de celui de l'Arve à Chamonix et présente un dénivelé beaucoup plus faible. Ses pentes sont par conséquent moins raides, ce qui peut être envisagé comme élément d'explication d'un écoulement plus lent.

4.3.2.2 Routage en surface (troisième version)

Le modèle développé par LAFAYSSE, (2011) est essentiellement destiné à évaluer la contribution d'une rivière à l'alimentation d'un lac de rétention hydro-électrique, dont le niveau de remplissage évolue à long terme. Une simulation au pas de temps journalier était donc satisfaisante, ce qui ne rendait pas nécessaire la représentation du routage hydrologique en surface.

Dans le cas du bassin versant de l'Arve à Chamonix, présentant une topographie complexe ainsi qu'une réactivité infra-horaire forte (ce qu'illustrent les figures 2.20 à 2.24 visibles aux pages 39 à 41), la recherche d'une bonne reproduction des crues rapides rend nécessaire la représentation de ce routage du ruissellement de surface.

En raison de la différence physique élevée, et par conséquent du comportement hydrologique très différent entre les zones englacées et les zones non englacées, nous représentons indépendamment le routage du ruissellement provenant respectivement de ces deux zones, en considérant une fonction de densité temporelle d'arrivée du ruissellement à l'exutoire différente pour chacune d'entre elles, comme indiqué en 4.1.2.3 et de manière analogue à ce qui est fait par SCHAEFLI et al., (2014).

La configuration du modèle de routage hydrologique de surface consiste à déterminer les deux fonctions de densité de temps de transfert du débit à l'exutoire, associées respectivement aux zones englacées et aux zones non englacées du bassin versant. Il s'agit des fonctions notées Tc et Tf dans l'équation 4.4 (page 82). La nécessité de conservation de la masse donne lieu de faire en sorte que les sommes respectives des points qui constituent ces fonctions soient égales à 1. Il y a par ailleurs lieu de fixer la durée de ces fonctions.

Méthodes

Le routage hydrologique en surface vers l'exutoire est très influencé par la géomorphologie, et la configuration de sa modélisation est donc très dépendante du bassin versant étudié. Il y aurait donc lieu, en principe, de procéder à cette détermination de fonctions de densité de manière individuelle pour chaque bassin ou sous-bassin versant. Toutefois, il se trouve que l'Arveyron de la Mer de Glace est le seul cours d'eau sur lequel nous disposons de données de débit au pas horaire qui n'ont pas lieu d'être reconstituées, avec toutefois une perturbation liée au fonctionnement intermittent d'une centrale hydro-électrique, dont il est nécessaire de tenir compte (voir en 2.5.2 page 28 pour plus de détails à ce sujet).

Nous déterminons donc (de la manière indiquée au paragraphe suivant) les fonctions de densité pour le bassin versant associé à ce cours d'eau, et nous appliquons ces mêmes fonctions aux autres bassins versants. L'évaluation détaillée des résultats de simulation avec ou sans utilisation de ces fonctions de transfert nous permettra d'étudier la pertinence de leur utilisation sur un autre bassin versant que celui sur lequel elles ont été déterminées, en tant que première approximation utilisable dans l'attente de la possibilité de procéder d'une autre manière.

En raison de la petite taille du bassin versant, nous choisissons de fixer la durée de ces fonctions à 24 h. La valeur de chaque point de ces deux fonctions de répartition a été définie à l'aide de l'algorithme de programmation sous contrainte SLSQP (KRAFT, 1998), qui permet de définir les valeurs de ces points qui minimisent l'erreur quadratique de la simulation au pas horaire sur une période de temps pré-définie, sous la contrainte que la somme des points de chacune de ces deux fonctions soit égale à 1 dans un souci de conservation de la masse.

Les variations fréquentes du débit de l'Arveyron de la Mer de Glace en raison du fonctionnement intermittent de la centrale hydro-électrique limitent fortement les choix de période de calibration des fonctions de transfert, d'autant plus que la période choisie pour la calibration doit présenter une dynamique suffisante. Compte-tenu de ces contraintes, la période de temps que nous choisissons pour réaliser cette optimisation est du 20 au 28 août 2014, en raison de la forte dynamique du débit et de l'absence de perturbation hydro-électrique manifeste durant cette période.

Résultats
Les fonctions de transfert obtenues sont montrées sur la figure 4.8. En raison des fortes variations de la fonction de transfert obtenue pour les surfaces englacées, il a été décidé de la lisser (en s'assurant de la conservation de la masse, donc de la somme égale à 1 de chacun des points de la même façon que dans la fonction de transfert initiale comme dit plus haut). C'est la fonction lissée qui est utilisée pour la simulation hydrologique sur l'Arveyron de la Mer de Glace ainsi que sur les autres bassins versants (notamment celui de l'Arve à Chamonix). Si l'utilisation d'une fonction de densité de temps de transfert de débit à l'exutoire sur un autre bassin versant que celui sur lequel elle a été construite est évidemment très discutable voire critiquable, cette manière de faire était difficilement évitable ici compte-tenu des données hydrologiques dont nous disposons et de la difficulté à les exploiter en raison des perturbations d'origine hydro-électrique. La détermination de fonctions de transfert individuelles pour chaque bassin versant à partir de sa géomorphologie fait toutefois partie des perspectives de cette thèse, avec l'aide de la méthode proposée par ZIN, (2002).

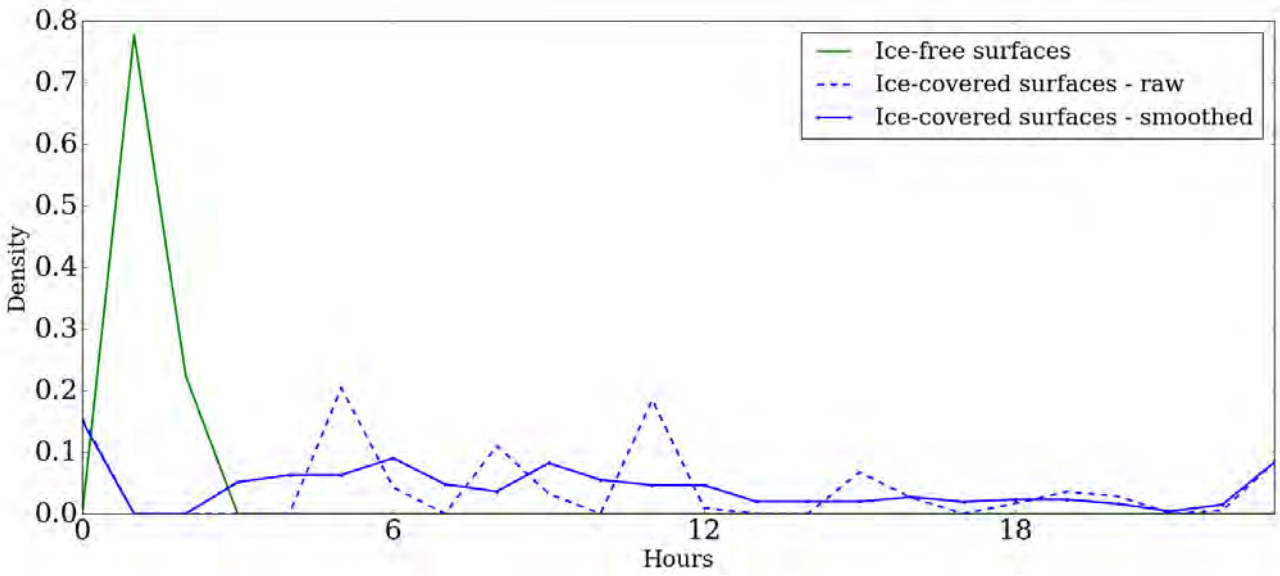

FIGURE 4.8 – Fonctions de transfert obtenues pour le routage du ruissellement

Le tableau 4.3 récapitule la manière dont les différents compartiment du modèle sont configurés. Nous y remarquons que seule la configuration du routage hydrologique (en surface comme en profondeur) a fait appel à une calibration s'appuyant sur les données d'observation hydrologique.

4.3.3 Initialisation du modèle et périodes de simulation

L'initialisation du modèle avec un état plausible et cohérent est d'une grande importance pour la qualité de la simulation, aussi est-il nécessaire de réaliser cette étape avec soin. Nous montrons ici la manière dont nous procédons pour initialiser, individuellement pour chaque UHRH, la simulation couplée sol/neige ainsi que l'état

Compartiment du modèle	Méthode de configuration
Simulation sol/neige	Paramètres initialisés à l'aide des informations fournies par les bases de donnée HWSD et ECOCLIMAP
Routage hydrologique profond	Minimisation de l'erreur quadratique des débits simulés sur l'Arveyron de la Mer de Glace entre le 15 novembre et le 1er avril de chaque année de toute la période de simulation
Routage hydrologique en surface	Minimisation de l'erreur quadratique des débits simulés sur l'Arveyron de la Mer de Glace entre le 20 et le 28 août 2014

TABLE 4.3 – Vue d'ensemble des méthodes de configuration du modèle et des périodes utilisées

de remplissage du réservoir profond associé. En revanche, les fonctions de densité utilisées pour le transfert du ruissellement de surface ayant une longueur fixée à 24 h comme déjà indiqué, l'initialisation de la modélisation de ce transfert n'a pas de grande importance dans le cadre d'une simulation effectuée sur plusieurs années.

4.3.3.1 Initialisation du modèle couplé sol/neige

Il a déjà été dit que le modèle ISBA-Crocus ne simule pas l'extension du glacier par gravité. En conséquence, la présence de glace sur le sol est prise en considération par la présence dans l'état initial du modèle d'une importante couche de neige ayant les propriétés physiques de la glace (GERBAUX et al., 2005). Lors de l'évolution de la simulation, cette couche de glace peut fondre, ou se recouvrir de neige. Cette neige déposée sur la glace peut alors fondre, ou se compacter et venir alors épaissir cette couche de glace déjà existante.

Les UHRH correspondant à une zone englacée sont donc configurées pour être initialisées avec une épaisse couche de neige ayant des propriétés physiques lui permettant de se comporter comme de la glace tempérée, à savoir une densité et une température initiales respectivement de 917 kg/m^3 et 273.16 K. Il y a lieu de s'assurer que cette couche initiale de glace est suffisamment épaisse pour qu'à aucun moment de la simulation elle ne disparaisse complètement. Les UHRH correspondant à une zone non englacée sont quant à elles initialisées sans couvert nival ou glaciaire.

Afin de fournir un état initial cohérent au modèle couplé sol/neige, nous procédons à une mise en régime cyclique. Cela consiste à répéter un nombre fixé de fois une simulation de ce modèle sur la même période temporelle (et donc avec les mêmes données météorologiques fournies en entrée), en initialisant chaque simulation avec l'état final de la simulation précédente. Dans notre cas, cette mise en régime cyclique s'effectue par la répétition de 10 simulations sur la période allant du 01/08/1988 au 01/08/1989. La première de ces simulations est initialisée avec un sol sans enneigement, ayant des valeurs d'humidité prescrites par défaut et des valeurs de température égales aux températures climatologiques moyennes fournies par SAFRAN entre le 01/08/1980 et le 01/08/1990.

L'état du modèle obtenu individuellement pour chaque UHRH à la fin de cette procédure de mise en régime cyclique est utilisé pour initialiser la simulation qui est alors réalisée du 01/08/1989 au 01/10/2015 avec ce modèle.

4.3.3.2 Initialisation des réservoirs profonds

Nous rappelons qu'il y a un réservoir indépendant pour chaque UHRH, ce qui revient à dire qu'il y a un réservoir pour chaque simulation sol/neige indépendante. Chaque réservoir profond est d'abord considéré comme étant vide. Il subit ensuite une de mise en régime cyclique (suivant le même principe que pour l'initialisation de la simulation sol/neige) de 10 tours allant du 01/08/1989 au 01/08/1990 sur la base des résultats de la simulation sol/neige réalisée sur la même UHRH, dont il récupère la sortie Drainage déjà décrite. Une simulation est ensuite réalisée, toujours sur la base des résultats de la simulation sol/neige, du 01/08/1990 au 01/10/2015. Les premières années de cette simulation, c'est-à-dire la période allant du 01/08/1990 au 01/10/1994, sont utilisées pour finaliser l'initialisation du modèle général. Les résultats présentés dans le chapitre 5 sont sur la base des résultats de simulation obtenus sur la période allant du 01/10/1994 au 01/10/2015.

Le processus général d'initialisation du modèle sol/neige et les périodes associées, ainsi que la période de simulation utile dont les résultats sont exploités dans le chapitre 5, sont récapitulés sur la figure 4.9.

4.3.4 Application du modèle en prévision

Une prévision d'ensemble PEARP étant constituée de 35 membres de prévision comme dit en 4.1.1.2, le lancement d'une simulation sol/neige en mode prévision d'ensemble consiste donc à lancer 35 simulations sol/neige indépendantes, chacune étant alimentée en données météorologiques individuellement par un des 35 membres de prévision. En revanche, ces simulations sont toutes lancées avec le même état initial. Cet état initial est l'état de la simulation en mode réanalyse au moment du démarrage de la prévision. Il s'agit de l'état du sol (profil vertical de température et d'humidité), du couvert nival ainsi que du routage hydrologique : niveau des réservoirs souterrains et eau en cours d'écoulement sur la surface du bassin versant.

Des prévisions hydro-météorologiques initialisées comme indiqué ci-dessus et basées sur les données de prévision météorologique fournies par PEARP-SAFRAN (VERNAY et al., 2015) ont été lancées chaque jour entre le 01/05/2015 et le 31/10/2015 ainsi qu'entre le 01/05/2016 et le 31/10/2016.

4.4 Synthèse

Nous avons donc développé un modèle hydrologique nivo-glaciaire dont le découpage spatial, de type semi-distribué, s'appuie sur quatre critères : l'altitude, l'exposition, la pente et l'englacement. Nous avons défini trois versions de ce modèle, permettant d'augmenter progressivement sa complexité : la deuxième version introduit la prise en compte des glaciers, et la troisième version introduit la représentation du temps de parcours de l'eau ruisselant sur le sol. Les méthodes d'évaluation que nous avons présentées permettront de quantifier les performances du modèle non seulement sur la base de la simulation du débit à l'exutoire, mais aussi sur

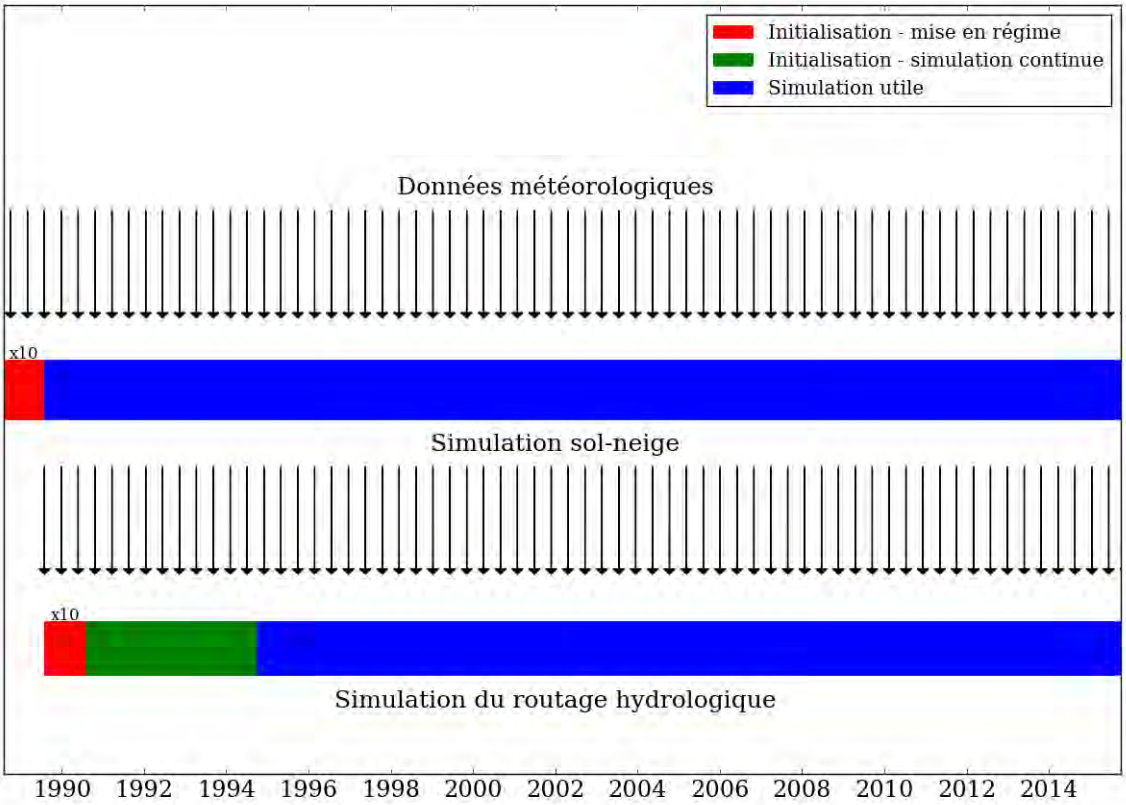

FIGURE 4.9 – Représentation des périodes de simulation. Les périodes utilisées pour l'initialisation et celles utilisées pour la simulation utile sont explicitées. Les flèches indiquent la manière dont les simulations dépendent entre elles, en cohérence avec ce qui est montré sur la figure 4.6.

deux sorties intermédiaires : l'extension du couvert nival et l'évolution de l'épaisseur glaciaire. Par ailleurs, ces méthodes d'évaluation permettront de quantifier la pertinence des ajouts qui ont été réalisés au fil du temps dans le modèle, par une évaluation comparée des trois versions. Enfin, remarquons que deux types de données météorologiques sont utilisées pour alimenter le modèle hydrologique nivo-glaciaire : des données de type "réanalyse" et des données de prévision d'ensemble.

L'ajustement des nombreux paramètres de ce modèle hydrologique a été réalisé à l'aide de valeurs issues de bases de données topographiques pour certains d'entre eux, par calibration sur la base des observations de débit pour d'autres, et enfin en prenant les valeurs couramment utilisées dans la littérature. Les simulations de débit en mode "réanalyse" sur l'exutoire principal (l'Arve à Chamonix) et sur les trois sous-exutoires (le Bisme du Tour, l'Arveyron d'Argentière et l'Arveyron de la Mer de Glace), et à partir des trois configurations présentées, couvrent la période allant du 01/10/1994 au 01/10/2015, et l'évaluation des résultats qu'elles ont permis d'obtenir est réalisée dans le chapitre suivant.

Chapitre 5

Résultats des simulations en réanalyse

La simulation en réanalyse consiste à appliquer au modèle hydrologique des données météorologiques issues de la réanalyse SAFRAN. Les sorties de trois simulations sont évaluées, correspondant aux trois versions indiquées dans le chapitre 4. Il s'agit de la version sans glaciers (première version), de la version avec glaciers et sans transfert (deuxième version) et de la version avec glaciers et avec transfert (troisième version).

5.1 Observation comparée des résultats des trois versions

Le modèle hydrologique développé étant destiné à être utilisé dans le cadre de la prévision de crues, nous nous intéressons à sa capacité de reproduction de tels évènements. Néanmoins, il est d'abord nécessaire d'évaluer son fonctionnement sur le long terme, avec notamment sa capacité de reproduire le cycle hydrologique décrit au chapitre 2, et la façon dont il répond aux données climatologiques à l'échelle annuelle. En effet, il est nécessaire d'avoir une correcte estimation de l'état des différents compartiments hydriques (sol, couvert nival et glaciaire) au moment de l'arrivée d'un évènement pluvieux pour être en mesure de simuler correctement la réponse hydrologique du bassin versant.

5.1.1 Première version

Rappelons que la première version, tout en représentant la totalité du bassin versant de l'Arve à Chamonix et des trois sous-exutoires étudiés, ne représente pas les glaciers qui en couvrent une partie. La figure 5.1 montre la moyenne interannuelle des débits observés et simulés à l'aide de cette configuration, sur l'Arve à Chamonix ainsi que sur les trois sous-exutoires. La figure 5.2 nous montre le diagramme de dispersion des débits observés et simulés au pas de temps journalier.

Il est manifeste sur la figure 5.1 que la première version du modèle ne permet pas de reproduire le cycle hydrologique annuel de manière satisfaisante. Une sous-estimation de la moyenne interannuelle des débits en période estivale par le modèle dans cette version est clairement visible. La figure 5.2 confirme la tendance que cette version a à entrainer le modèle à sous-estimer les débits à l'exutoire, sous-estimation qui est visible au pas journalier.

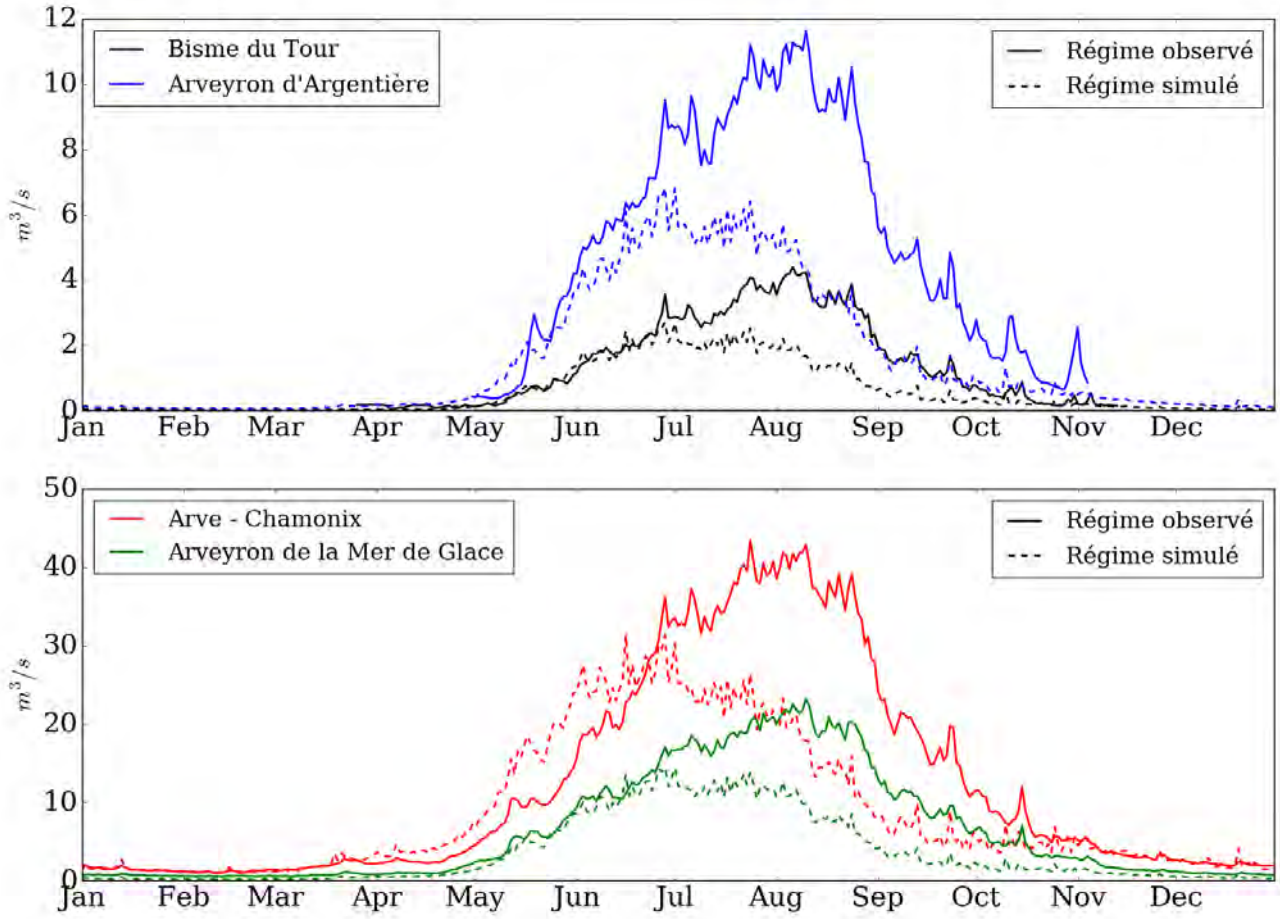

FIGURE 5.1 – Moyennes interannuelles des débits observés et simulés sur l'Arve à Chamonix et les trois sous-exutoires avec la première version.

5.1.2 Deuxième version

La figure 5.3 montre la moyenne interannuelle des débits observés et simulés sur l'Arve à Chamonix ainsi que sur les trois sous-exutoires. La figure 5.4 nous montre le diagramme de dispersion des débits observés et simulés au pas de temps journalier.

La figure 5.3 nous permet de voir que la prise en compte explicite du couvert glaciaire vient remédier à la sous-estimation des débits en période estivale, observée avec la première version. La figure 5.4 nous montre que cette amélioration est visible au pas de temps journalier. Néanmoins, une sur-estimation des débits en période estivale apparait sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Par ailleurs, une sur-estimation des débits en période printanière sur l'Arve à Chamonix, déjà présente sur les résultats de la première version, vient s'aggraver et se propager jusqu'au milieu de l'été.

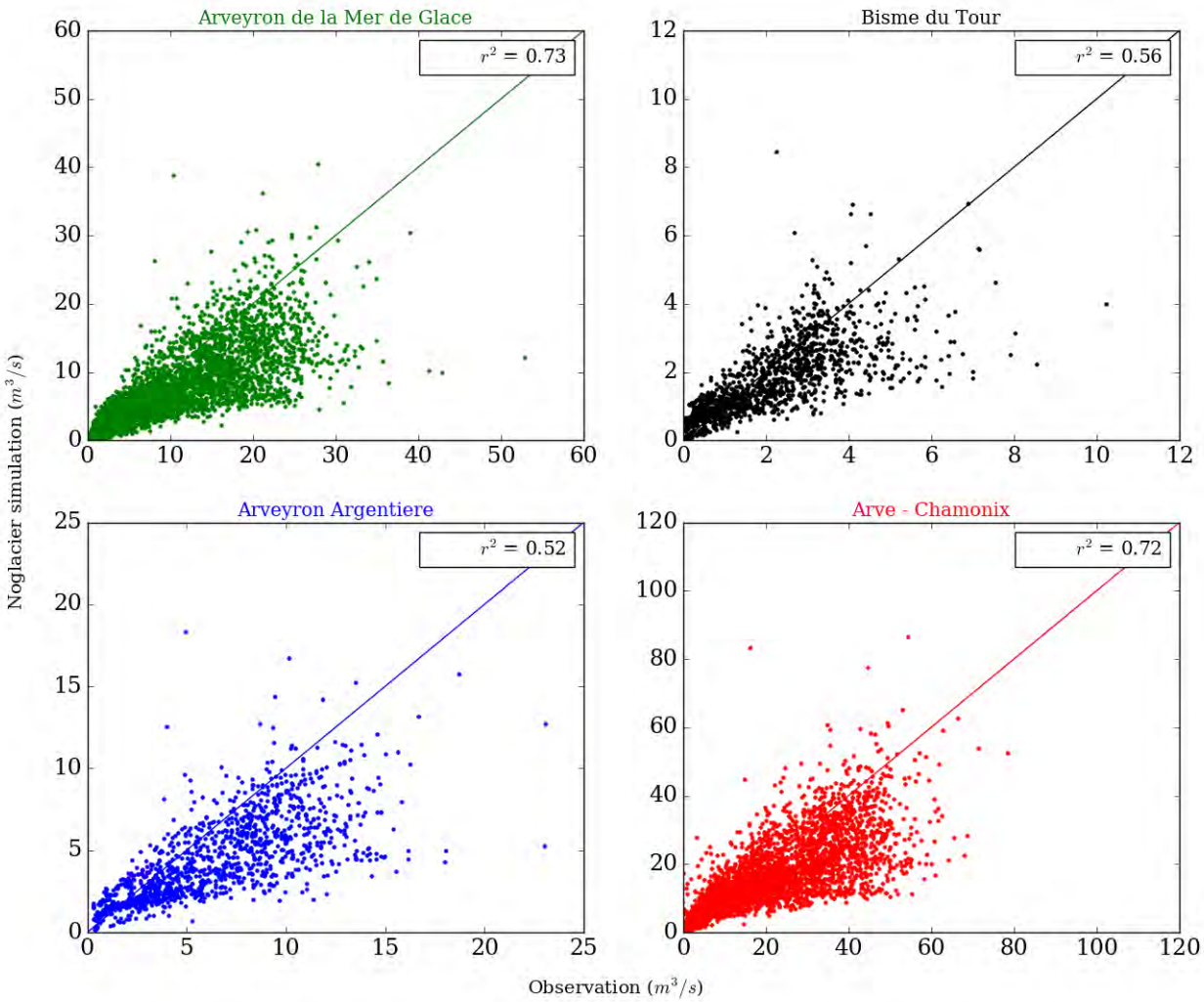

FIGURE 5.2 – Diagramme de dispersion des débits observés et simulés au pas journalier avec la première version

Cette sur-estimation apparait autant sur la figure 5.3 que sur la figure 5.4, c'est-à-dire autant sur la moyenne interannuelle qu'au pas de temps journalier. Nous remarquons enfin que la prise en compte des glaciers n'a pas d'influence particulière sur la moyenne interannuelle des débits simulés en début de saison.

5.1.3 Troisième version

La troisième version, par rapport à la deuxième, consiste à ajouter la représentation du temps de transfert du ruissellement vers l'exutoire. Cela n'a pas d'influence sur le cycle hydrologique annuel, les effets d'un tel ajout étant visibles à un pas de temps très court.

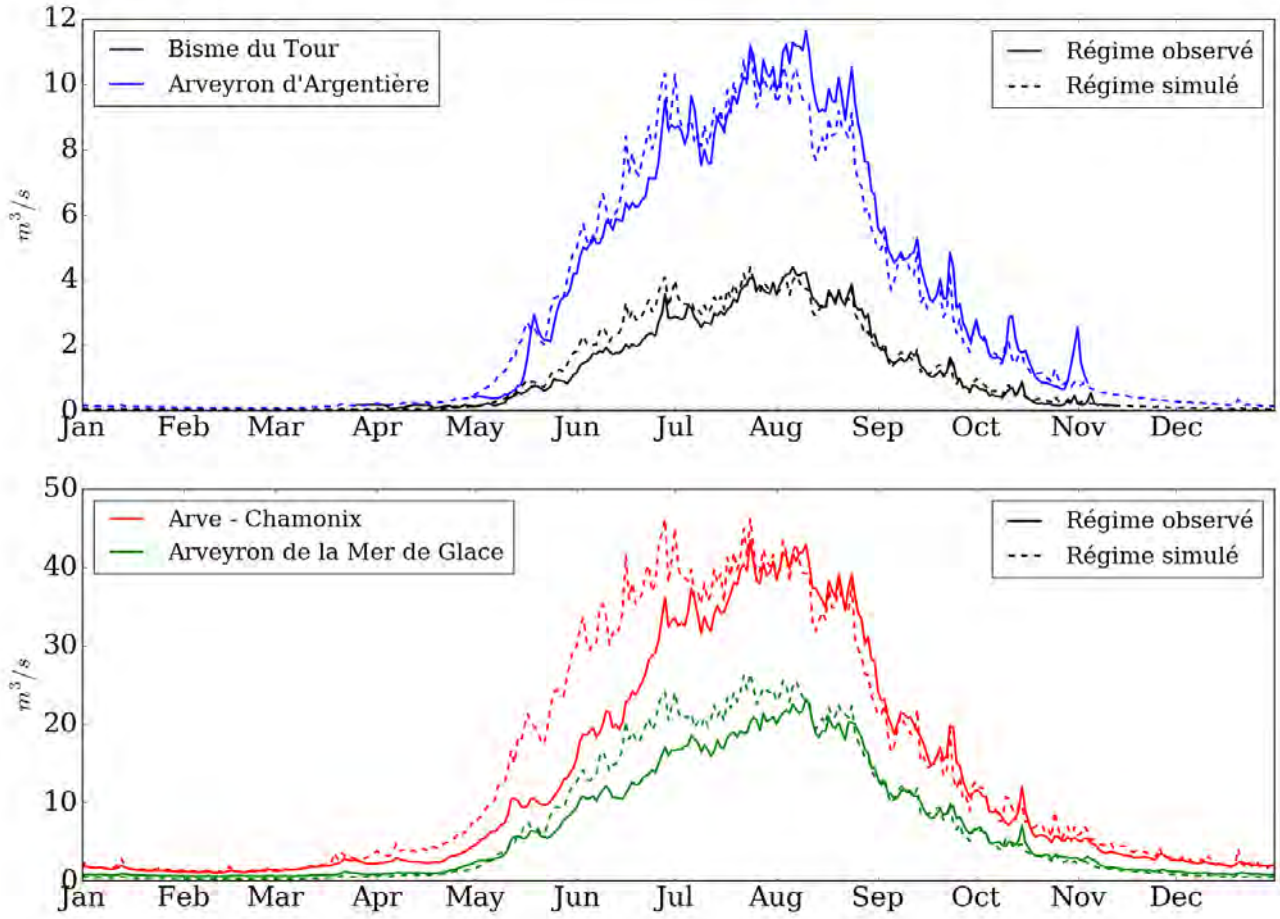

FIGURE 5.3 – Moyennes interannuelles des débits observés et simulés sur l'Arve à Chamonix et les trois sous-exutoires avec la deuxième version.

La figure 5.5 nous montre le diagramme de dispersion des débits observés et simulés au pas de temps journalier avec cette version du modèle. La comparaison de cette figure avec la figure 5.4 permet d'observer l'influence des fonctions de transfert. Comme indiqué en 4.3.2, c'est sur la base des débits de l'Arveyron de la Mer de Glace que ces fonctions sont ajustées. C'est donc sur la simulation de débits de ce cours d'eau que nous commençons par en observer l'influence. L'apport de ces fonctions de transfert est appréciable : nous remarquons en effet qu'elles provoquent une diminution de la dispersion des points autour de la diagonale. Le même constat peut être fait pour les autres cours d'eau, ce qui permet de justifier l'utilisation pour ces autres cours d'eau des fonctions de transfert déterminées sur l'Arveyron de la Mer de Glace en tant que première approximation, en attendant de déterminer spécifiquement une fonction de transfert par bassin versant, prenant en compte les spécificités géomorphologiques de chacun d'entre eux.

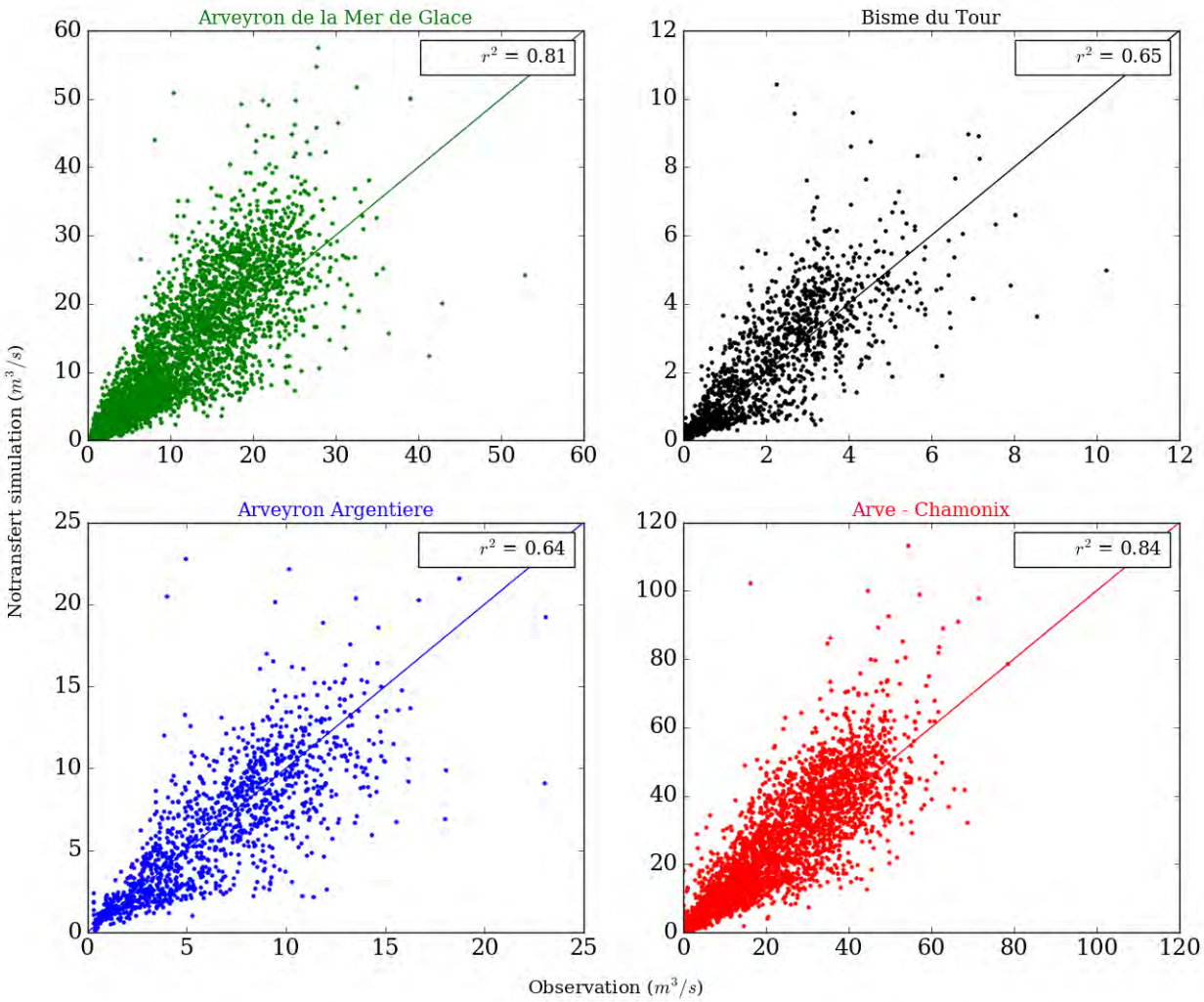

FIGURE 5.4 – Diagramme de dispersion des débits observés et simulés au pas journalier avec la deuxième version

Les figures 5.6 et 5.7 nous montrent les observations et les simulations de débit au pas horaire avec les versions 2 et 3, c'est à dire avec ou sans représentation du ruissellement en surface. Ces figures mettent en évidence l'apport de ces fonctions de transfert, même si elles ne permettent pas de réduire de façon complètement satisfaisante l'amplitude du cycle diurne et si elles n'arrangent évidemment rien à un problème de bilan qui a lieu sur un plus long terme, comme cela est visible sur la figure 5.7.

5.2 Évaluation des sorties intermédiaires

Il est indiqué en 3.1.4.2 qu'il est important d'avoir un niveau d'évaluation du modèle qui est en rapport avec sa complexité et son niveau de détail. La simulation

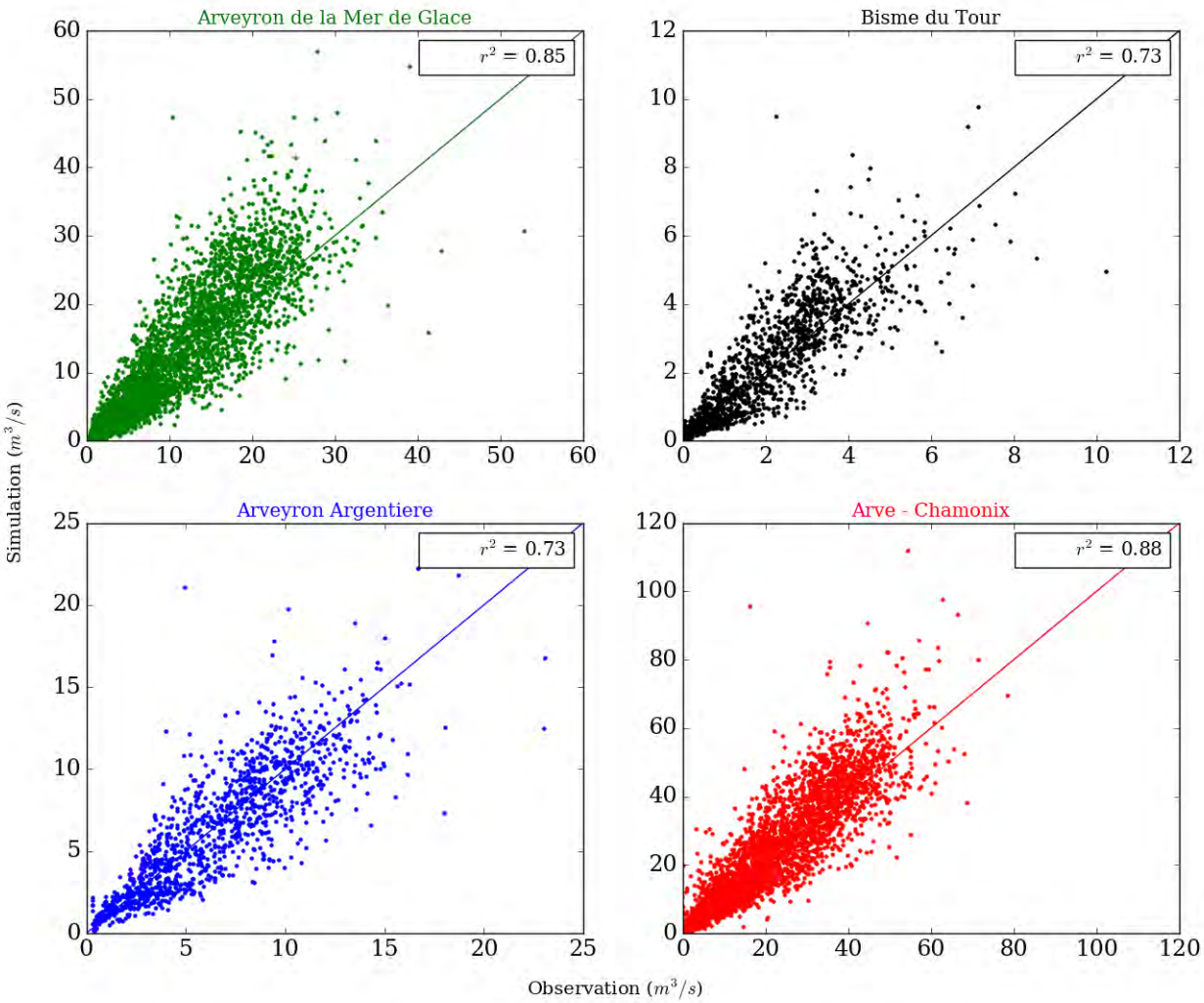

FIGURE 5.5 – Diagramme de dispersion des débits observés et simulés au pas journalier avec la troisième version

du couvert nival et glaciaire représentant une partie importante du modèle hydrologique développé, et ayant une influence majeure sur les résultats finaux, ces deux compartiments sont évalués de façon individuelle à l'aide des bilans de masse glaciaire fournis par le service GLACIOCLIM ainsi que les cartes d'enneigement dérivées des images satellites provenant du capteur MODIS. Ces données sont décrites en 2.5 dans le chapitre 2.

5.2.1 Bilans de masse glaciaire

Nous montrons dans la figure 5.8 la comparaison du bilan de masse glaciaire annuel simulé par le modèle avec celui qui est estimé par GLACIOCLIM suivant la méthodologie décrite en 4.2.1 consistant à comparer à l'échelle annuelle l'intégration sur tout le glacier du bilan de masse mesuré en plusieurs points avec celui qui

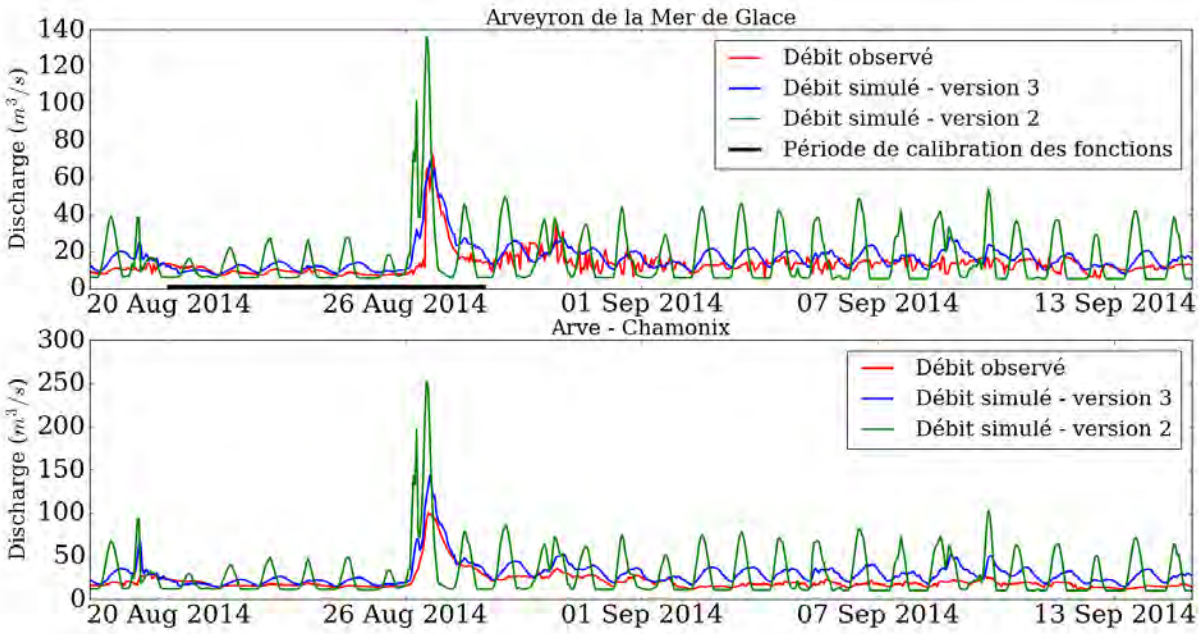

FIGURE 5.6 – Visualisation des résultats de simulation au pas horaire obtenus avec les versions 2 (sans transfert) et 3 (avec transfert), avec représentation de la période de calibration des fonctions de transfert indiquée au chapitre 4.

est simulé par le modèle. Il apparait sur cette figure que le modèle reproduit correctement la tendance du bilan de masse à l'échelle annuelle, avec une très bonne adaptation avec les observations la plupart des années. On note toutefois une sous-estimation pour les deux glaciers étudiés, particulièrement marquée pour certaines années comme 1995 et 1996. On note également une certaine différence entre les observations respectives des deux glaciers lors de l'année 2013. Cette différence n'est pas visible dans la simulation.

Une étude détaillée des résultats de simulation de bilan de masse glaciaire à l'échelle saisonnière et pour chaque tranche d'altitude a été réalisée par REVUELTO et al., (2018) (l'article est visible en annexe A). Il y est remarqué que sur les hautes altitudes (au dessus de 3000 m), l'accumulation hivernale de neige sur les glaciers est sous-estimée par le modèle, et la fonte glaciaire estivale est sur-estimée. Un lien de causalité est envisagé entre ces deux observations : la sous-estimation de l'accumulation hivernale provoque une sous-estimation de la période pendant laquelle la glace est couverte par la neige. La neige ayant comme effet de protéger la glace de la fonte, notamment en raison de son albédo plus élevé, cette sous-estimation est donc une cause tout à fait envisageable de la sur-estimation de la fonte glaciaire estivale. Une sur-estimation de l'accumulation hivernale et une sous-estimation de la fonte estivale apparait en revanche sur les altitudes plus basses.

Enfin, les bilans de masse individuels pour chaque tranche d'altitude visibles dans cette étude nous permettent de remarquer que la différence déjà signalée de bilan de masse à l'échelle annuelle entre les deux glaciers lors de l'année 2013 provient

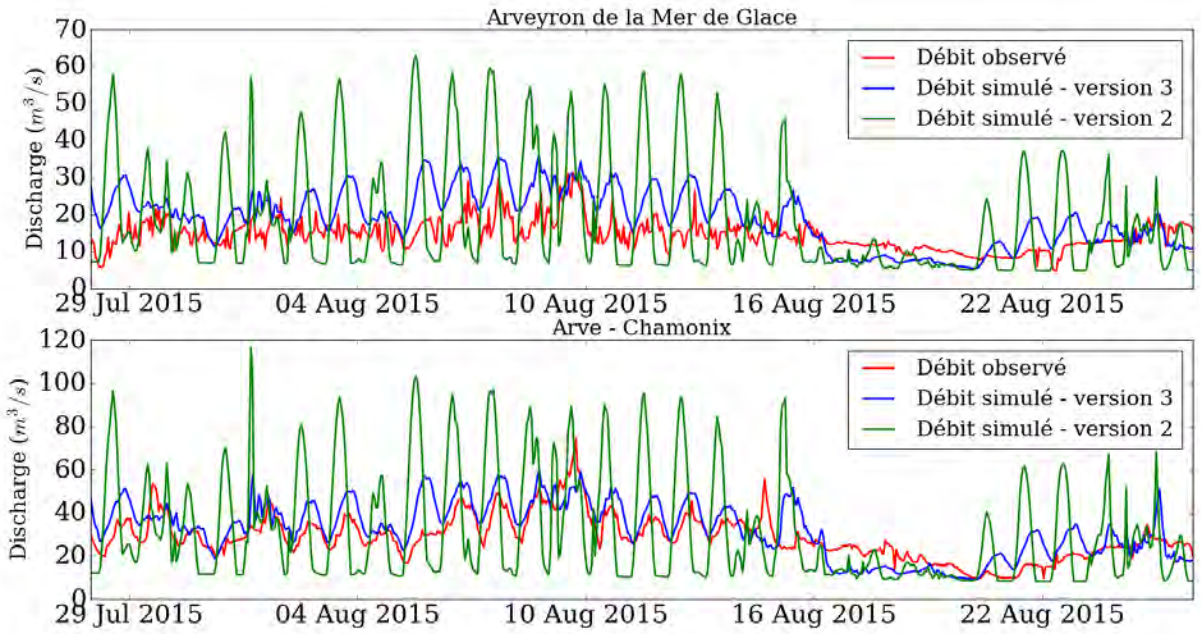

FIGURE 5.7 – Visualisation des résultats de simulation au pas horaire obtenus avec les versions 2 (sans transfert) et 3 (avec transfert) sur une période temporellement éloignée de celle de calibration des fonctions de transfert.

essentiellement des basses altitudes lors de la période estivale.

5.2.2 Extension du couvert nival

Les résultats de l'évaluation de l'extension du couvert nival simulé par le modèle, suivant la méthodologie décrite en 4.2.1.3 à partir des cartes d'enneigement observées décrites en 2.5.4, sont également décrits dans REVUELTO et al., (2018). Rappelons que cette méthodologie consiste à projeter les résultats de la simulation semi-distribuée sur une carte, ce qui donne une carte d'enneigement simulée qui peut être comparée aux cartes d'enneigement observé qui sont dérivées des informations fournies par le capteur MODIS. Nous reproduisons sur la figure 5.9 la comparaison de l'évolution au fil du temps de l'extension du couvert nival simulé par le modèle et observé sur les cartes d'enneigement, visible dans cet article.

Cette comparaison montre que l'évolution au fil du temps de l'extension du couvert nival est reproduite par le modèle de manière globalement correcte. Toutefois, l'observation détaillée de ces résultats de comparaison montre une tendance à la simulation d'un déneigement précoce. Cela est visible sur la comparaison de l'aire d'enneigement simulée et observée. L'observation des valeurs moyennes prises par les deux indicateurs utilisés (voir 4.2.1.3) lors des mois de mai, juin et juillet par rapport aux moyennes faites sur toutes les saisons montre que la simulation de la période de fonte est de moins bonne qualité que la simulation des autres périodes.

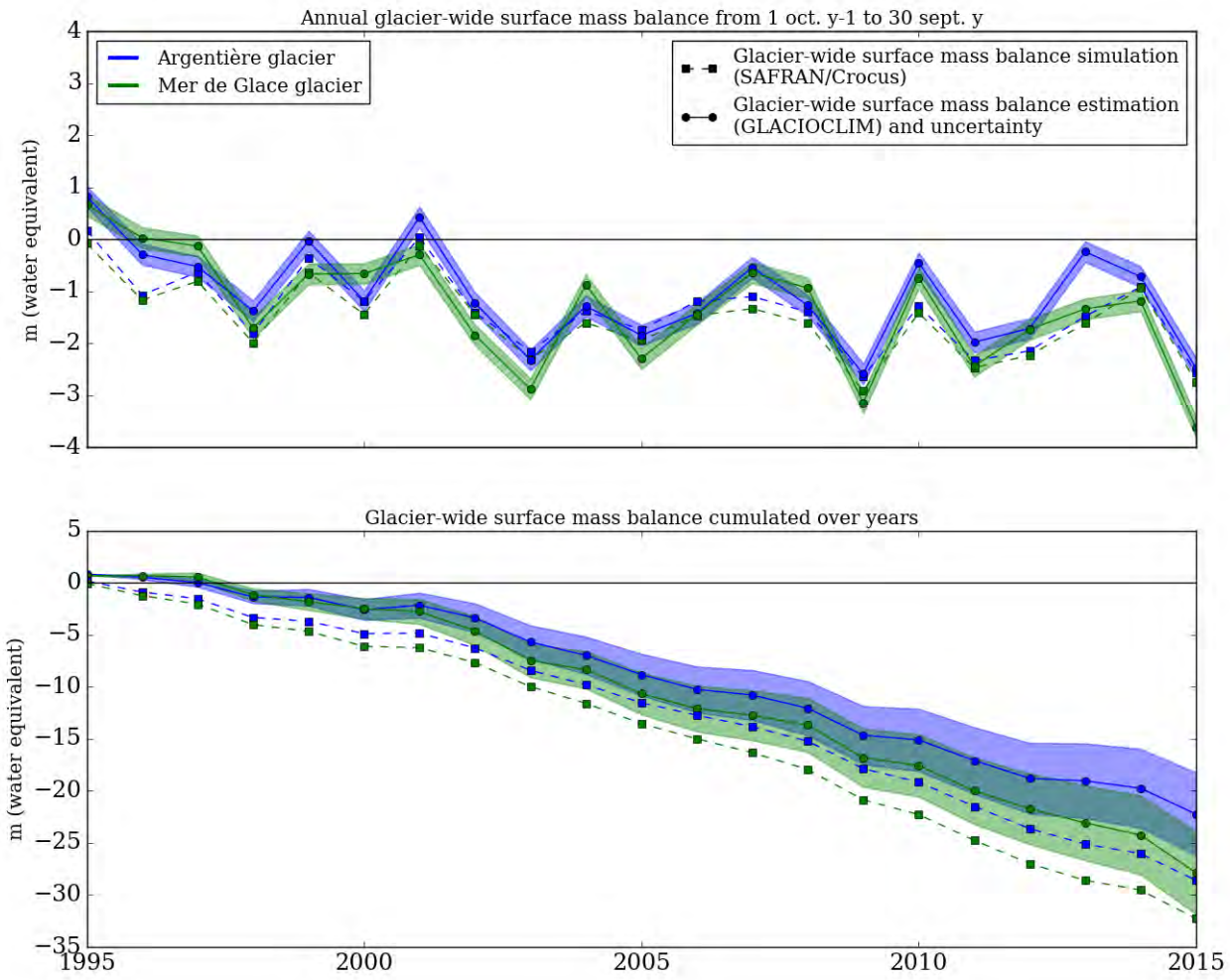

FIGURE 5.8 – Comparaison des bilans de masse glaciaire observés et simulés pour chaque année. Les zones colorées représentent l'incertitude annuelle de 200 mm équivalent en eau autour des valeurs observées

5.3 Évaluation détaillée des résultats

Une évaluation uniquement visuelle et basée sur une moyenne interannuelle des résultats obtenus respectivement avec les trois versions a été montrée en 5.1. Nous procédons maintenant à une évaluation détaillée des résultats, avec notamment l'appui d'indicateurs chiffrés présentés au chapitre 3. Cette évaluation est faite sur toute la période de simulation, ainsi qu'individuellement pour chaque année.

Outre une meilleure connaissance de la qualité générale du modèle, cette évaluation détaillée permet d'apprécier la mesure dans laquelle l'amélioration constatée depuis la première jusqu'à la troisième version est systématiquement visible, ou non, à un

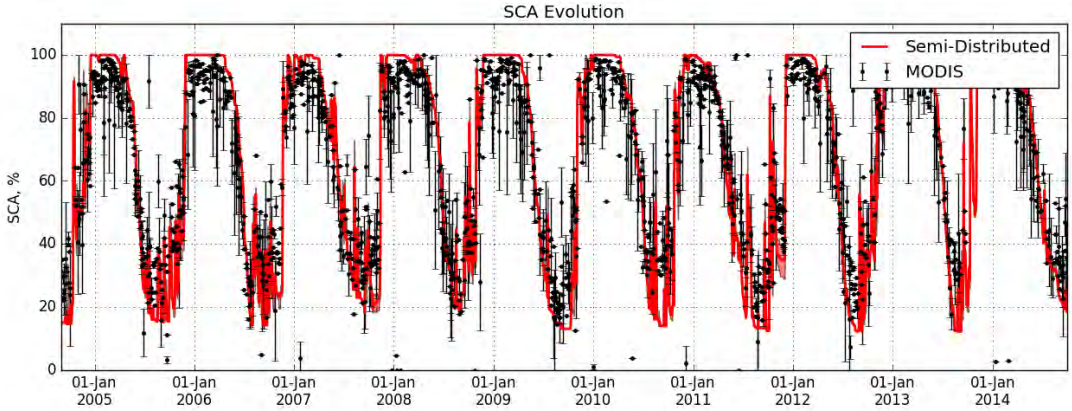

FIGURE 5.9 – Évolution temporelle de l'extension du couvert nival entre les années 2004 et 2014, simulé par le modèle et observée à l'aide des images MODIS. L'incertitude de l'extension du couvert nival observé (entrainée par l'éventuelle présence de nuages) est représentée.

niveau de détail plus important que celui de la moyenne inter-annuelle.

L'évaluation des résultats du modèle est réalisée fondamentalement sur toute la période de simulation utile (du 01/08/1995 au 01/08/2015 comme indiqué en 4.3.3), aux périodes où nous disposons de débits naturels reconstitués. Cela implique notamment l'absence complète d'évaluation des débits simulés après 2004 sur le Bisme du Tour et l'Arveyron d'Argentière. Le détail des périodes de disponibilité de débits naturels reconstitués est indiqué sur la figure 2.14 à la page 30.

Les débits observés et simulés pendant toute la période étudiée sont montrés sur la figure 5.10, avec une moyenne glissante de 30 jours, pour le bassin versant principal ainsi que pour les trois sous-bassins versants. Par ailleurs, la figure 5.11 montre la moyenne interannuelle des débits simulés à partir de la deuxième version, séparément pour les surfaces englacées et non englacées. Notons que la contribution des surfaces englacées ne provient pas uniquement de la fonte glaciaire, mais aussi de la fonte de la neige déposée sur la glace ainsi que des précipitations liquides qui atteignent ces surfaces englacées. La fonte de la neige et les précipitations liquides contribuent dès lors qu'elles percolent à travers la glace et atteignent la base du glacier. La figure 5.10 nous montre, à la suite des figures 5.1 et 5.3 déjà présentées, que le modèle est capable de reproduire la tendance du cycle hydrologique à l'échelle annuelle. Toutefois, des différences apparaissent au niveau du bilan hydrique à l'échelle annuelle, tant entre les années (par exemple entre l'année 1995 et 1998) qu'entre les bassins versants : il est clairement excédentaire sur l'Arve à Chamonix ainsi que sur l'Arveyron de la Mer de Glace, alors qu'il tend à être déficitaire sur l'Arveyron d'Argentière. Une quantification de ce bilan est donnée dans la suite de ce document. Il y a lieu de remarquer que les excès de bilan hydrique à l'échelle annuelle proviennent principalement du début et du milieu de l'été. Ils s'amenuisent à la fin de l'été, alors que la contribution des surfaces englacées au débit simulé reste élevée mais que la contribution des surfaces non englacées au débit simulé devient basse. Cela peut être mis en lien avec la précocité avec laquelle le modèle tend à simuler la disparition du couvert nival, comme signalé en 5.2.2 à la page 104.

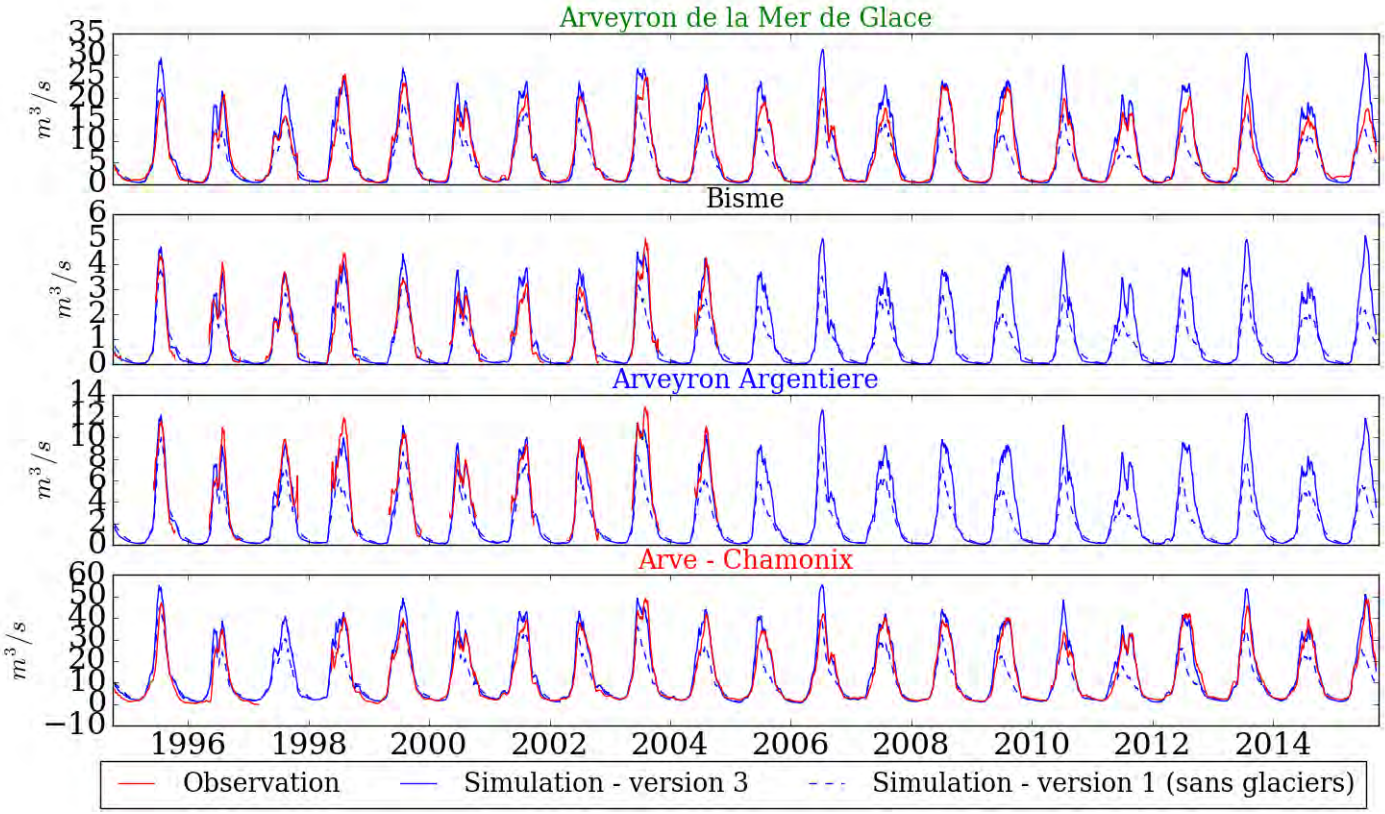

FIGURE 5.10 – Débits simulés et observés sur toute la période de simulation après application d'une moyenne glissante de 30 jours

La moyenne interannuelle du cycle hydrologique observé et simulé montre que l'absence de la simulation des glaciers provoque un déficit hydrique très clairement perceptible durant tout l'été. Néanmoins, pour certaines années comme 1995 et 2006 présentant un bilan hydrique estival clairement excédentaire pour la troisième version (prenant en compte les glaciers), l'absence de prise en compte des glaciers vient compenser cet excès de bilan hydrique et permet donc d'obtenir des résultats de simulation plus proches des observations.

L'évaluation se fait également à l'aide d'indicateurs chiffrés classiquement utilisés en hydrologie. Les valeurs prises par ces indicateurs au pas journalier pour la période d'évaluation de la simulation (du 01/08/1995 au 01/08/2015 comme indiqué plus haut) sont indiqués dans le tableau 5.1, sur la base de trois versions déjà décrites. L'utilisation de fonctions de transfert ayant une influence minime sur le bilan hydrique à l'échelle annuelle, ce dernier indicateur n'est pas indiqué pour la troisième version. Les figures 5.12 à 5.15 indiquent individuellement pour chaque année les valeurs prises par les indicateurs, toujours avec les trois versions, pour les exutoires étudiés. La zone colorée permet d'apprécier l'écart entre le rapport de bilan hydrique obtenu avec respectivement la première et la troisième version. Il est nécessaire de tenir compte pour ces dernières figures qu'en raison des difficultés à obtenir des données de débit naturel reconstitué sur toute l'année (voir en 2.5.2), les valeurs des indicateurs sont calculées sur la base de jeux de données qui peuvent

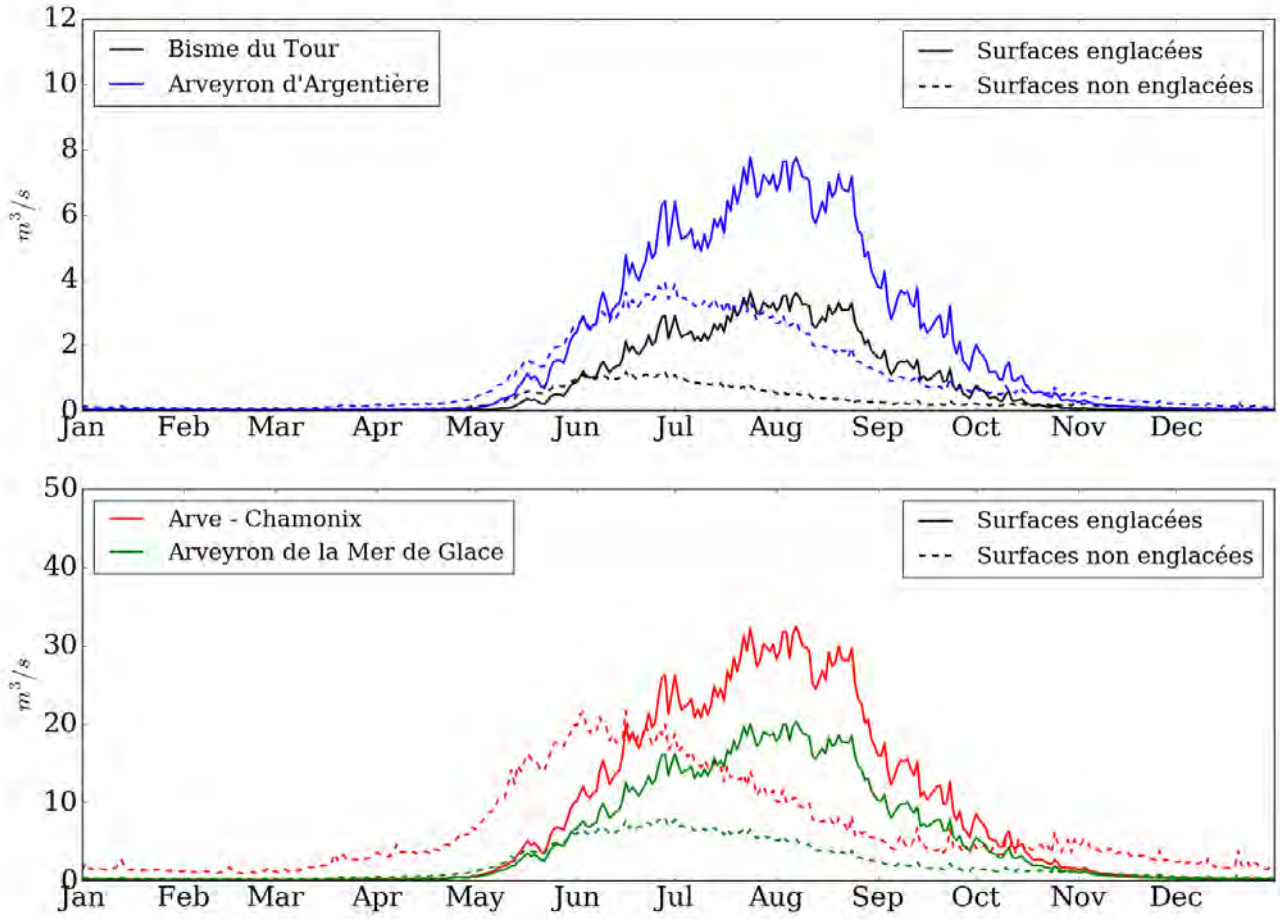

FIGURE 5.11 – Moyennes interannuelles des débits simulés, respectivement pour les surfaces englacées et non englacées.

avoir des tailles très différentes d'une année sur l'autre (voir le tableau 2.4). Précisons enfin que c'est sur la base des débits naturels reconstitués que ces indicateurs sont calculés. Rappelons que la reconstitution de débits naturels consiste à estimer les débits qui auraient naturellement eu lieu dans les cours d'eau s'il n'y avait pas eu d'installation hydro-électrique les modifiant.

Nous remarquons tout d'abord sur ces figures que l'évolution des valeurs annuelles de NSE et de KGE peut avoir des tendances différentes entre les bassins versants étudiés. En particulier, les indicateurs calculés annuellement pour les simulations de débit sur l'Arveyron d'Argentière suivent la tendance inverse de ceux calculés pour le Bisme du Tour et l'Arveyron de la Mer de Glace. Les valeurs de NSE et de KGE calculées pour l'année 2000 sont relativement bonnes sur l'Arveyron de la Mer de Glace et sur l'Arveyron d'Argentière, et mauvaises sur le Bisme du Tour. Par ailleurs, une forte variabilité inter-annuelle des valeurs prises par ces indicateurs est constatée sur tous les bassins versants, à une mesure toutefois légèrement moindre

pour l'Arveyron de la Mer de Glace. Quant au rapport de bilan hydrique, son évolution inter-annuelle est relativement similaire entre les bassins versants.

L'observation des valeurs annuelles des indicateurs pour le Bisme du Tour, l'Arveyron d'Argentière et l'Arveyron de la Mer de Glace (figures 5.12 à 5.14) permet de voir de façon flagrante que la qualité de la reproduction annuelle du bilan hydrique a une influence majeure sur les valeurs prises par le NSE et le KGE. Autrement dit, un rapport de bilan hydrique s'éloignant de 1 (dans un sens ou dans l'autre) aura comme effet de diminuer les valeurs prises par les indicateurs. Outre le fait de montrer l'importance d'une bonne reproduction du bilan hydrique pour l'obtention de bonnes valeurs de NSE et de KGE, cela explique les tendances très différentes que les valeurs de ces indicateurs prennent entre les bassins versants. Nous observons sur le tableau 5.1 que les simulations de débit sur le Bisme du Tour et l'Arveyron de la Mer de Glace donnent un bilan hydrique relativement élevé, alors que celles qui sont réalisées sur l'Arveyron d'Argentière donnent un rapport de bilan hydrique plutôt bas. Ainsi, si l'évolution inter-annuelle du rapport de bilan hydrique est la même entre les bassins versants, elle n'aura en revanche pas les mêmes effets. L'année 2000 peut particulièrement être prise comme exemple : le bilan relativement élevé sur tous les bassins versants lors de cette année est très défavorable pour le Bisme du Tour, et favorable pour l'Arveyron d'Argentière.

Si le tableau 5.1 nous montre que la prise en compte des glaciers entraine une amélioration du NSE et du KGE sur toute la période de simulation, les figures 5.12 à 5.15 montrent que cette amélioration n'est pas systématique lorsque les valeurs de ces indicateurs sont calculées individuellement pour chaque année. Quant au rapport de bilan hydrique, il est sans surprise systématiquement supérieur lorsque la simulation prend en compte les glaciers, aussi bien lorsqu'il est calculé individuellement pour chaque année que sur toute la période de simulation.

Il est tout d'abord aisé de remarquer que la situation où la simulation ne prenant pas en compte les glaciers donne des meilleurs résultats que la simulation les prenant en compte n'apparait jamais lorsque le rapport de bilan hydrique de cette dernière simulation est bas, quel que soit l'exutoire. Nous remarquons aussi que les années où les rapports respectifs des bilans hydriques des simulations prenant et ne prenant pas en compte les glaciers (il s'agit des années 1995, 2001 et à moindre mesure 1999) sont proches pour tous les exutoires, l'étude des bilans de masse glaciaire présentée en 5.2.1 montre que ces années sont caractérisées par un fort enneigement, qui se remarque par la forte accumulation glaciaire hivernale. Elles sont également caractérisées, notamment les années 1995 et 2001, par une ablation estivale modérée.

Pour ces années où il n'y a pas de grande différence entre les rapports de bilan hydrique des deux versions, les situations où le rapport de bilan hydrique de la simulation réalisée à partir de la troisième version est élevé (à savoir : les années 1995 et 2001 pour tous les exutoires, et 1999 pour le Bisme du Tour uniquement) montrent des meilleures performances pour la simulation ne prenant pas en compte les glaciers. Cela peut s'expliquer par le fait que la non prise en compte de la présence des glaciers vient compenser le bilan hydrique trop élevé de la simulation réalisée à partir de la troisième version, ce qui donne à la simulation ne prenant pas en compte les glaciers un bilan hydrique plus proche des observations. Cela montre une nouvelle fois l'influence importante de la qualité de la reproduction du bilan hydrique sur la qualité de la simulation selon le NSE et le KGE, et le fait que la non prise en compte

des glaciers dans le modèle peut avoir un effet positif en venant compenser un excès de simulation de bilan hydrique dans la simulation réalisée à partir de la troisième version.

Dans les cas où le rapport de bilan hydrique est élevé et avec une grande différence entre les rapports respectifs des deux versions (ce qui indique la simulation d'une fonte glaciaire importante), la simulation réalisée à partir de la troisième version est meilleure dans certains cas (notamment les années 2009, 2011 et 2012) et la simulation ne prenant pas en compte les glaciers est meilleure dans d'autres (notamment les années 2006, 2007, 2013). L'observation détaillée des bilans de masse glaciaire présentés en 5.2.1 permet de remarquer des différences importantes au niveau de l'ablation estivale, qui est d'ampleur relativement faible pour les années 2006, 2007 et 2013 alors qu'elle est beaucoup plus conséquente pour les années 2009, 2011 et 2012. Par ailleurs, l'observation des bilans de masse glaciaire des années 1995 et 2001 montrent que l'ablation estivale était faible lors de ces années.

Ces observations nous permettent de remarquer que la prise en compte des glaciers dans le modèle a de manière générale un effet positif, particulièrement lors des années avec une forte ablation. Toutefois, il existe des situations où la non prise en compte de ces glaciers dans le modèle vient compenser un bilan hydrique trop élevé de la simulation réalisée par le modèle qui les prend en compte, et avoir donc un impact positif sur la qualité des résultats de la simulation à l'échelle annuelle. Cette situation se présente uniquement lorsque l'ablation glaciaire estivale est modérée.

Enfin, il apparait sur le tableau 5.1 que l'utilisation de fonctions de transfert a un impact positif sur le NSE et le KGE, pour l'Arveyron de la Mer de Glace mais aussi pour les autres bassins versants. Cela vient appuyer ce qui a pu être observé lors de la comparaison des figures 5.5 et 5.4 ainsi que la considération qui s'en suit, relative à la pertinence de l'utilisation de ces fonctions, y compris lorsque les résultats de simulation sont ensuite agrégés au pas journalier.

Les données du tableau 5.1 montrent l'influence du rapport de bilan hydrique sur les valeurs prises par le KGE. Nous remarquons en effet que l'Arveyron d'Argentière (qui montre un très bon rapport de bilan hydrique) montre le meilleur KGE par rapport aux autres exutoires, malgré le fait que le coefficient de détermination des simulations à cet exutoire est relativement faible (voir figure 5.5), de même que l'indicateur de Nash-Sutcliffe. Cette prise en compte améliorée du rapport de bilan hydrique est également montrée par la forte influence que la non prise en compte des glaciers a sur les valeurs prises par le KGE, plus que sur le NSE. Remarquons également sur la figure 5.5 que les simulations de débit sur l'Arveyron de la Mer de Glace montrent un très bon coefficient de détermination, mais une dynamique très sur-estimée. Cela est visible à travers la valeur prise par le KGE à cet exutoire. Ce problème de sur-estimation de la dynamique lors de la modélisation hydrologique d'un bassin versant englacé est également rencontré par MICHLMAYR et al., (2008). Le problème contraire semble être rencontré par HANZER et al., (2016).

5.4 Simulation de la contribution des surfaces englacées

La figure 5.11 nous a permis d'observer, outre la moyenne inter-annuelle de la simulation hydrologique, les moyennes inter-annuelles des contributions respectives

	NSE			KGE			Rapport bilan hydrique	
	Vers. 3	Vers. 2	Vers. 1	**Vers. 3**	Vers. 2	Vers. 1	**Vers.3**	Vers. 1
Arveyron de la Mer de Glace	**0.72**	(0.66)	[0.67]	**0.69**	(0.68)	[0.64]	**1.15**	(0.75)
Bisme (glacier du Tour)	**0.67**	(0.54)	[0.56]	**0.80**	(0.74)	[0.65]	**1.11**	(0.87)
Arveyron d'Argentiere	**0.70**	(0.57)	[0.32]	**0.85**	(0.79)	[0.55]	**0.99**	(0.73)
Arve - Chamonix	**0.82**	(0.77)	[0.67]	**0.80**	(0.79)	[0.68]	**1.10**	(0.81)

TABLE 5.1 – Valeurs obtenues pour les indicateurs d'adéquation sur toute la période de simulation avec les trois versions utilisées : sans glacier et sans transfert (version 1), avec glacier et sans transfert (version 2), avec glacier et avec transfert (version 3).

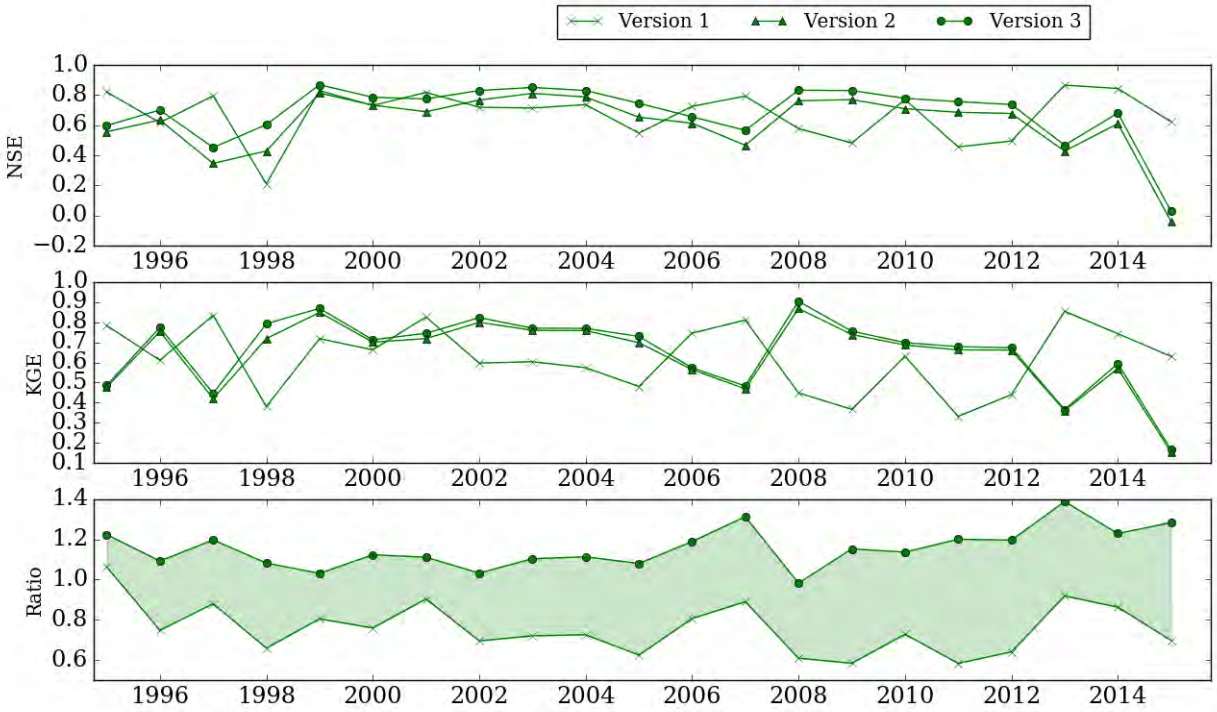

FIGURE 5.12 – Variabilité interannuelle des indicateurs obtenus à partir des résultats de simulation au pas journalier : Arveyron de la Mer de Glace

des surfaces englacées et des surfaces non englacées à la simulation du débit total. Le tableau 5.2 permet d'apprécier quantitativement ces contributions.

Nous remarquons sur ce tableau que si c'est le Bisme du Tour qui possède le bassin versant le plus englacé, et si c'est sur ce bassin versant que la contribution moyenne

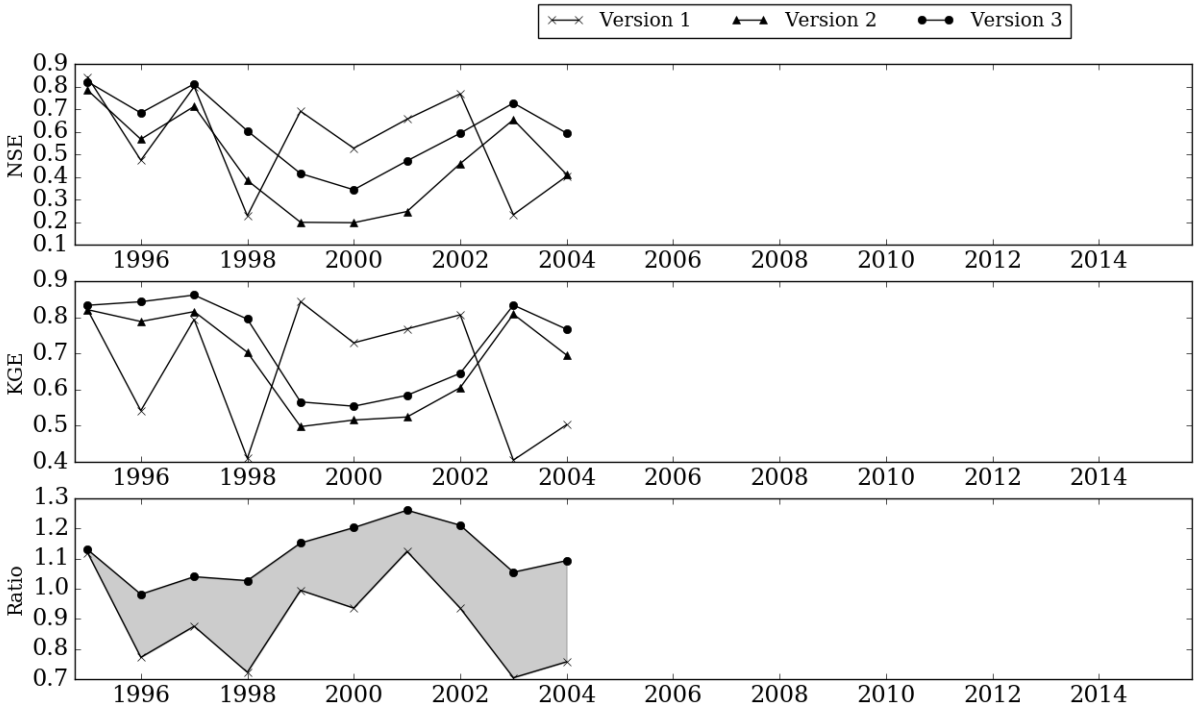

FIGURE 5.13 – Variabilité interannuelle des indicateurs obtenus à partir des résultats de simulation au pas journalier : Bisme du Tour

interannuelle des surfaces englacées est obtenue, l'Arveyron de la Mer de Glace montre un taux de contribution moyenne interannuelle des surfaces englacées plus élevé. L'observation de la figure 5.11 nous montre que la durée annuelle de contribution de ces surfaces est plus longue pour cet exutoire que pour le Bisme du Tour et l'Arveyron d'Argentière. Cela peut être relié à la courbe hypsométrique visible sur la figure 2.3, où nous voyons que le bassin versant de l'Arveyron de la Mer de Glace contient les surfaces englacées les plus basses du bassin versant de l'Arve à Chamonix. Des valeurs élevées de contribution des surfaces englacées sont fréquemment rapportées dans la littérature, comme ZHANG et al., (2016b) où un glacier occupant 20 % de la surface du bassin versant contribue à plus de 60 % du débit à l'exutoire.

	Contribution moyenne	Contribution maximale	Englacement
Arveyron de la Mer de Glace	47.81%	84.54%	53.29%
Bisme (glacier du Tour)	44.95%	91.26%	62.62%
Arveyron d'Argentiere	42.05%	80.35%	48.65%
Arve - Chamonix	31.79%	81.86%	34.90%

TABLE 5.2 – Rapport entre la contribution moyenne des surfaces englacées et le débit moyen total, et maximum atteint par le rapport entre la moyenne interannuelle de la contribution des surfaces englacées et la moyenne interannuelle du débit total. Le taux d'englacement est celui qui est indiqué sur le tableau 2.3

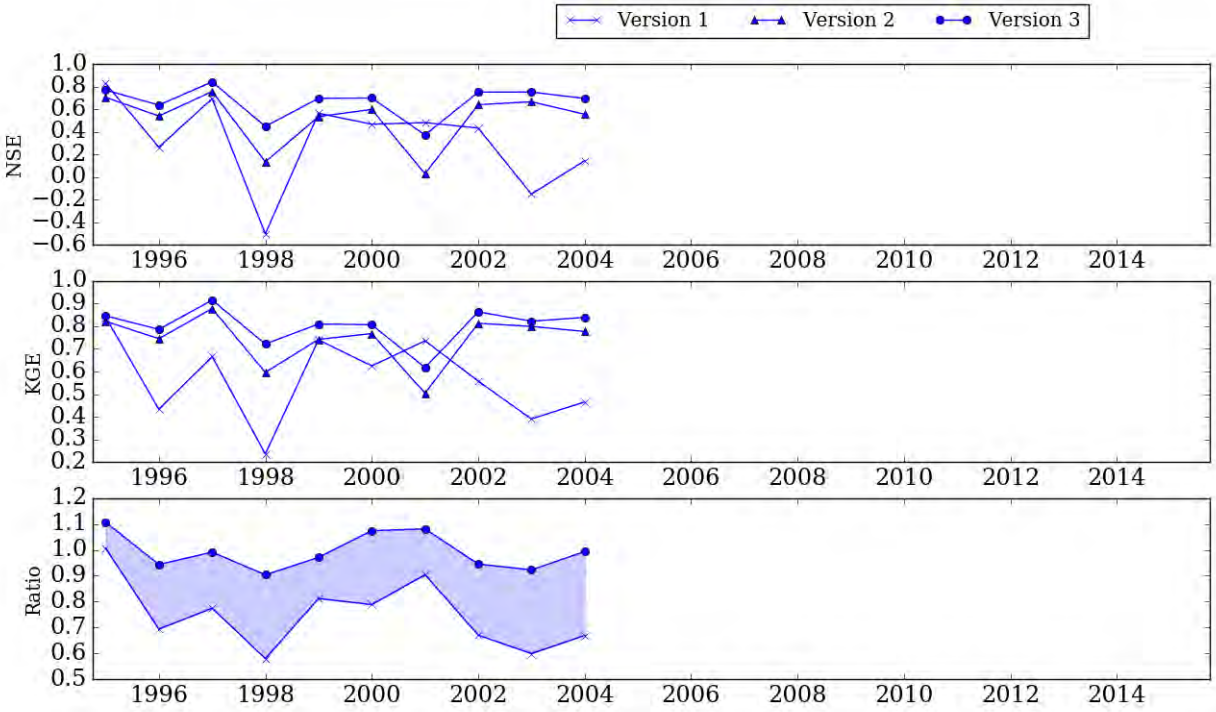

FIGURE 5.14 – Variabilité interannuelle des indicateurs obtenus à partir des résultats de simulation au pas journalier : Arveyron d'Argentière

En outre, la figure 5.11 nous montre qu'en début de saison, d'après le modèle, les surfaces englacées contribuent aux débuts des cours d'eau de façon réduite par rapport aux surfaces non englacées. Pour autant, il a été fait remarquer en 5.1 à partir des constatations faites sur les figures 5.1 et 5.3 que les débits simulés par respectivement la première et la deuxième version du modèle en début de saison n'ont pas de différence remarquable. En revanche, la figure 5.9 déjà présentée nous donne à remarquer qu'en début de saison, d'après le modèle comme d'après les observations, une partie importante du bassin versant de l'Arve à Chamonix (avoisinant les 50% pour la plupart des années) est encore enneigée. Les zones englacées étant situées dans les plus hautes altitudes (ce qui est vérifiable sur les courbes hypsométriques visibles au chapitre 2), elles font donc préférentiellement partie des zones encore enneigées en début de saison. La neige recouvrant les glaciers, la représentation de ces derniers dans le modèle n'a donc que peu d'influence à cette période. Par contre, l'influence importante de la représentation des glaciers dans le modèle apparaît plus tard (vers la mi-mai sur la moyenne interannuelle) et se fait de plus en plus visible au fur et à mesure que la saison avance, que la fonte des neiges continue et que la superficie de glaciers déneigés augmente.

5.5 Reproduction d'évènements particuliers

Les évènements particuliers dont nous étudions en détail la reproduction par le modèle ayant eu lieu pour trois d'entre eux en présence de tout ou partie du réseau

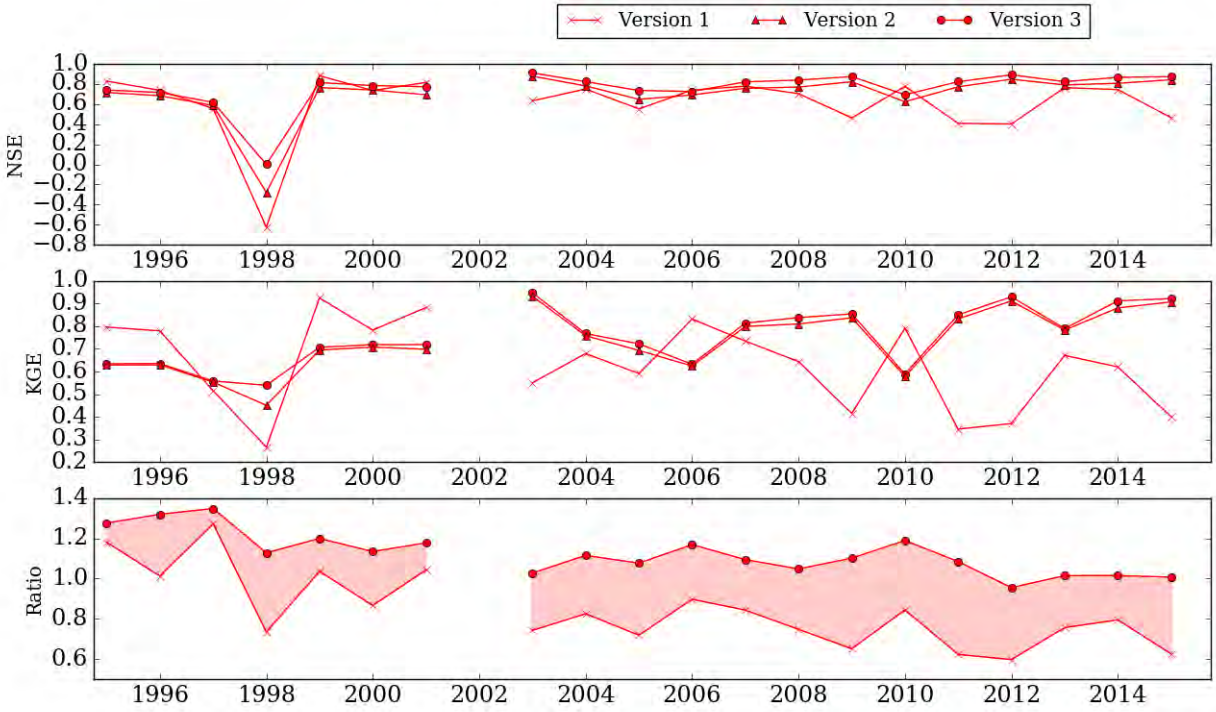

FIGURE 5.15 – Variabilité interannuelle des indicateurs obtenus à partir des résultats de simulation au pas journalier : Arve à Chamonix

météorologique additionnel (décrit en 2.5), nous exploitons ces données lors de l'observation détaillée des périodes durant lesquelles ces évènements ont eu lieu. L'objectif est de voir dans quelle mesure elles rejoignent les données météorologiques fournies par SAFRAN, ces dernières données étant utilisées pour alimenter le modèle hydrologique avec une hypothèse d'homogénéité sur chaque tranche d'altitude du bassin versant comme dit en 2.5.1.

Les périodes que nous montrons afin d'y observer des évènements particuliers sont indiquées dans le tableau 5.3, et sont visibles sur les figures 2.13 et 2.14 du chapitre 2. Ce même tableau indique également la disponibilité des données d'observation du réseau météorologique additionnel lors de ces mêmes périodes, en cohérence avec ce qui est indiqué dans le chapitre 2. Les figures 5.16 à 5.20 montrent les observations et résultats de simulation de débit à ces périodes, ainsi que des observations météorologiques du bassin versant : les précipitations et températures au pas horaire à Chamonix, les gradients altitudinaux de précipitation et de température dans le bassin versant, ainsi que l'altitude de l'isotherme 0. Ces données météorologiques sont issues de SAFRAN (traits pointillés). Lorsqu'elles sont disponibles, les données issues du réseau météorologique additionnel sont aussi affichées, séparément pour les deux versants du bassin (traits pleins avec remplissage).

La figure 5.16 nous montre le détail des observations et des résultats de simulation entre le 15 juillet et le 8 août 1996. C'est sur cette période qu'a eu lieu la crue évoquée en 2.7.2 ayant eu lieu entre le 24 et le 26 juillet 1996, et ayant inondé une partie de Chamonix. Les données de débit observé nous permettent de remarquer que le débit

Dates	Arve Cham.	Arveyron MDG	Arveyron Argentière	Bisme	Rés. AR	Rés. MB
15/7/96 - 8/8/96	oui	oui	oui	oui	non	non
20/8/14 - 1/9/14	oui	oui	non	non	oui	oui
1/5/15 - 8/5/15	oui	oui	non	non	non	non
15/6/15 - 15/7/15	oui	oui	non	non	non	oui
15/7/15 - 15/8/15	oui	oui	non	non	oui	oui

TABLE 5.3 – Disponibilité des données du réseau météorologique additionnel pour les évènements particuliers étudiés

de pointe observé n'a pas eu lieu au même moment pour tous les exutoires, mais de manière retardée pour l'Arveyron de la Mer de Glace et le Bisme du Tour. En raison de l'absence de réseau météorologique additionnel lors de cette période, il n'est pas possible de savoir si ce décalage peut s'expliquer par les conditions météorologiques internes au bassin versant. Le modèle simule quant à lui un débit de pointe au même moment pour tous les bassins versants. L'évènement montré sur cette figure a eu lieu à l'occasion de précipitations intenses survenues en présence d'une isotherme 0 très élevée. Il convient de remarquer que les évènements de précipitation qui ont eu lieu en présence d'une isotherme 0 plus basse ne sont presque pas perceptibles sur les hydrogrammes mesurés.

Toujours sur cette figure, nous pouvons remarquer que l'évènement du 24 juillet 1996 a été précédé d'une période d'augmentation progressive des températures. L'augmentation des débits qui en résulte, du fait de la fonte glaciaire, est remarquable sur tous les exutoires. Elle est correctement reproduite par le modèle, mis à part sur l'Arveyron de la Mer de Glace où elle est sur-estimée.

La figure 5.17 nous montre le détail des observations et des résultats de simulation entre le 20 août et le 1er septembre 2014. Une crue a également eu lieu durant cette période. Il est tout d'abord à remarquer que de la même façon que pour la crue de juillet 1996 (visible sur la figure 5.16), l'isotherme 0 était très élevée lors de la survenue de précipitations. Les données du réseau météorologique additionnel nous montrent que SAFRAN donne globalement une bonne indication des gradients de précipitation et de température, même si les observations du réseau météorologique additionnel montrent que ces gradients ne sont pas les mêmes des deux côtés de la vallée et que leur dynamique à l'échelle horaire n'est pas reproduite par SAFRAN. Remarquons par ailleurs que contrairement à la crue de juillet 1996, le débit de pointe a cette fois lieu le même jour entre l'Arve à Chamonix et l'Arveyron de la Mer de Glace.

La figure 5.18 nous montre le détail des observations et des résultats de simulation entre le 1er mai et le 8 mai 2015, alors que le bassin versant de l'Arve était encore fortement enneigé à partir de 1800 m d'altitude. Nous voyons qu'au début de cette période, deux évènements intenses de précipitation surviennent, avec l'isotherme 0 ayant une altitude basse dans le premier cas et plus haute dans le second. Nous remarquons que la réaction hydrologique au premier évènement de précipitations est assez minime (d'après les observations comme d'après le modèle) alors qu'elle est tout à fait perceptible lors du deuxième évènement. Quant aux évènements modérés de précipitation survenant à la fin de cette période, les débits observés montrent

qu'ils ne provoquent pas de réaction hydrologique particulière. L'augmentation des débits de l'Arveyron de la Mer de Glace à partir du 6 mai 2015 est probablement liée à l'augmentation des températures qui a lieu au même moment.

La figure 5.19 nous montre le détail des observations et des résultats de simulation entre le 15 juin et le 15 juillet 2015. Nous y voyons qu'un évènement de précipitations ayant lieu le 19 juin 2015 provoque une réaction hydrologique nettement visible sur les observations de débit de l'Arve à Chamonix, alors que rien ne se passe sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Cette réaction hydrologique est visible au niveau des résultats de simulation sur tous les bassins versants. L'événement du 23 juin 2015 donne également une réaction hydrologique beaucoup plus nette sur l'Arve à Chamonix que sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Remarquons que l'isotherme 0 était à environ 3000 m d'altitude lors du premier évènement, ce qui entraine une proportion de surfaces soumises aux précipitations respectivement liquides et solides différente entre ces deux bassins versants. Cela peut expliquer la différence de réaction entre les deux cours d'eau. Le fait qu'une réaction hydrologique est tout de même simulée pour l'Arveyron de la Mer de Glace peut alors être lié à la simulation d'une fonte précoce de la neige arrivée au sol. Enfin, un évènement de précipitations a lieu le 23 juin 2015 avec une isotherme 0 très basse. Aucune réaction hydrologique n'est visible sur l'Arveyron de la Mer de Glace, ni dans les observations ni dans les simulations. Une réaction hydrologique est visible sur l'Arve à Chamonix est visible, uniquement dans les observations.

Ces trois évènements de précipitations sont suivis d'une longue période d'augmentation de la température, en l'absence de précipitations. Une augmentation des débits apparait simultanément dans les observations. Cette augmentation des débits est légèrement sur-estimée pour l'Arve à Chamonix, et est fortement sur-estimée pour l'Arveyron de la Mer de Glace. L'évènement de précipitations ayant lieu le 8 juillet, si léger qu'il soit, donne lieu à une réaction hydrologique visible tant sur les observations que sur les résultats de simulation des deux exutoires. L'ampleur de l'évènement est bien représentée, mais la sur-estimation du débit de fonte glaciaire sur l'Arveyron de la Mer de Glace entraine une nette sur-estimation du débit de pointe.

La comparaison des gradients de température estimés par SAFRAN et mesurés par le réseau météorologique additionnel nous montre une certaine correspondance, mis à part la dynamique au pas horaire qui n'est pas visible dans les données SAFRAN, ainsi que lors de la période de fortes chaleurs ayant lieu au début du mois de juillet.

La figure 5.20 nous montre le détail des observations et des résultats de simulation entre le 15 juillet et le 15 août 2015, suivant immédiatement la période représentée sur la figure 5.19. Nous remarquons tout d'abord la continuité de la sur-estimation du débit de fonte sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Au sujet du gradient de température reproduit par SAFRAN et observé sur le réseau météorologique additionnel, les constatations sont les mêmes que celles qui sont faites sur les figures 5.17 et 5.19. Quant aux débits observés et simulés, nous voyons qu'un évènement de précipitations intenses survenant le 25 juillet provoque une réaction au niveau des débits simulés alors qu'il est très peu visible dans les débits observés. L'évènement de précipitations du 9 août 2015 provoque quant à lui une réaction visible sur les observations mais non sur les simulations. Il faut remarquer que d'après les observations du réseau météorologique additionnel, l'altitude de l'isotherme 0 était relativement

faible. Elle était par contre très élevée lors du deuxième évènement.

Les figures 5.16 à 5.20 nous montrent tout d'abord que la réponse des bassins versants aux sollicitations météorologiques est non seulement très hétérogène dans le temps (comme déjà remarqué au chapitre 2) mais aussi entre les bassins versants. Cela peut en partie être relié à l'hétérogénéité météorologique, elle aussi mise en évidence par ces figures. Deux autres choses sont également visibles à travers ces cinq figures : d'une part, la tendance du modèle à sur-estimer la fonte glaciaire lors des évènements de fortes chaleurs (notamment sur l'Arveyron de la Mer de Glace), et d'autre part l'importance de l'altitude de l'isotherme 0 dans la réaction hydrologique des cours d'eau aux évènements de précipitation. Si ces figures montrent que le modèle est capable dans une certaine mesure de reproduire cette influence, il s'avère que c'est un point qui reste à améliorer.

Les figures 5.17 et 5.20, en vertu du fait qu'elles concernent des périodes où les mesures météorologiques fournies par le réseau additionnel sont nombreuses, nous permettent particulièrement de discuter de la question de la précision de l'altitude de l'isotherme 0 (et par conséquent de la limite pluie-neige) fournie par SAFRAN ainsi que de la pertinence de l'hypothèse selon laquelle cette altitude est la même sur toute la vallée de l'Arve. La simple observation des données météorologiques fournies par le réseau additionnel, séparément pour les deux massifs, donne déjà à remarquer que l'altitude de l'isotherme 0 ainsi que le gradient de température peut être très différent entre le massif du Mont-Blanc et le massif des Aiguilles-Rouges. Cela est particulièrement flagrant par exemple sur la période située autour du 26 août 2014 (la même remarque peut être faite pour les gradients de précipitations, très abondantes sur cette période) ainsi que sur les périodes situées autour du 27 juillet et du 10 août 2015. Si l'altitude de l'isotherme 0 fournie par SAFRAN suit globalement la même tendance que celles qui sont fournies séparément pour chaque massif par le réseau additionnel et se situe souvent au milieu de celles-ci, certaines différences ponctuelles sont à remarquer. Par exemple, l'altitude manifestement trop basse de l'isotherme 0 fournie par SAFRAN le 9 août 2015 (figure 5.20), associée à l'indication d'un gradient altitudinal de température trop élevé sur les deux versants, peut être liée à la sous-estimation de la réaction hydrologique du bassin versant à l'évènement précipitant survenant au même moment. Rappelons que sur un bassin versant montrant un fort dénivelé (ce qui est particulièrement souvent le cas dans le cadre de l'hydrologique de montagne), une estimation précise de la limite pluie-neige est nécessaire pour une bonne connaissance de la surface contributive du bassin versant, et donc pour une bonne estimation de la réaction du bassin versant aux évènements précipitants.

5.6 Synthèse

Si les résultats que nous obtenons peuvent nous encourager à poursuivre les investigations en s'appuyant notamment sur l'exploitation des diverses mesures de terrain pour une amélioration des différentes composantes du modèle, il se trouve que les résultats obtenus peinent à égaler ceux qui ont été obtenus avec des modèles plus simples par SCHAEFLI et al., (2005) et plus récemment par UHLMANN, JORDAN et BENISTON, (2013). Cela est d'abord visible au niveau du rapport de bilan hydrique atteint par ces études, qui est assez proche de 1 et présente peu de fluctuations entre les bassins versants et entre les années. Ces deux études présentent également des

valeurs d'indicateur de Nash-Sutcliffe assez élevées (la plus basse étant 0.81 comme indiqué en 3.3.3 à la page 62) et également assez stables. En revanche, la performance de ce présent modèle (en termes de valeurs prises par l'indicateur de Nash-Sutcliffe) est assez comparable à celle obtenue par WARSCHER et al., (2013) utilisant un modèle de neige à bilan d'énergie pour la simulation hydrologique.

Les difficultés auxquelles nous devons particulièrement faire face semblent résider dans la bonne prise en compte de la contribution des surfaces englacées au débit des rivières, ainsi que dans la gestion du routage hydrologique comme cela est particulièrement visible sur la figure 5.7. Une fonte précoce du couvert nival est également remarquée, à travers l'étude détaillée des simulations de débit ainsi que grâce à la démarche d'évaluation multi-critères des résultats du modèle.

Après avoir observé le comportement du modèle lorsqu'il fonctionne sur la base de données de réanalyse météorologique, nous souhaitons maintenant évaluer le modèle et l'adéquation de ses sorties avec les observations lorsqu'il est alimenté par des données de prévision météorologique. Plus particulièrement, nous souhaitons voir dans quelle mesure l'utilisation de données de prévision, par rapport à l'utilisation de données de réanalyse, vient dégrader la qualité des simulations réalisées par le modèle. Cette étude fait l'objet du chapitre suivant.

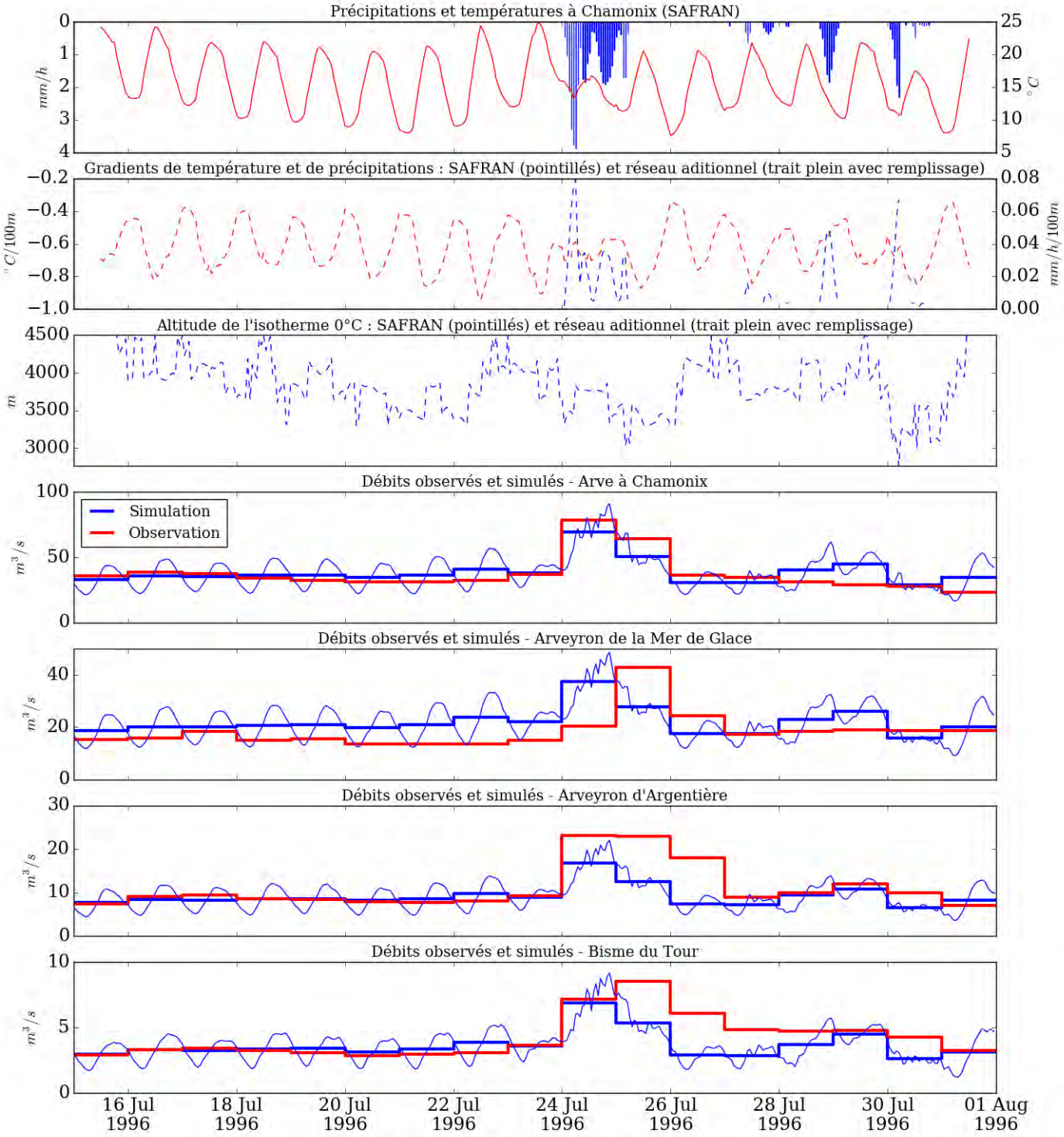

FIGURE 5.16 – Débits simulés/observés et observations météorologiques sur la période du 15 juillet au 8 août 1996.

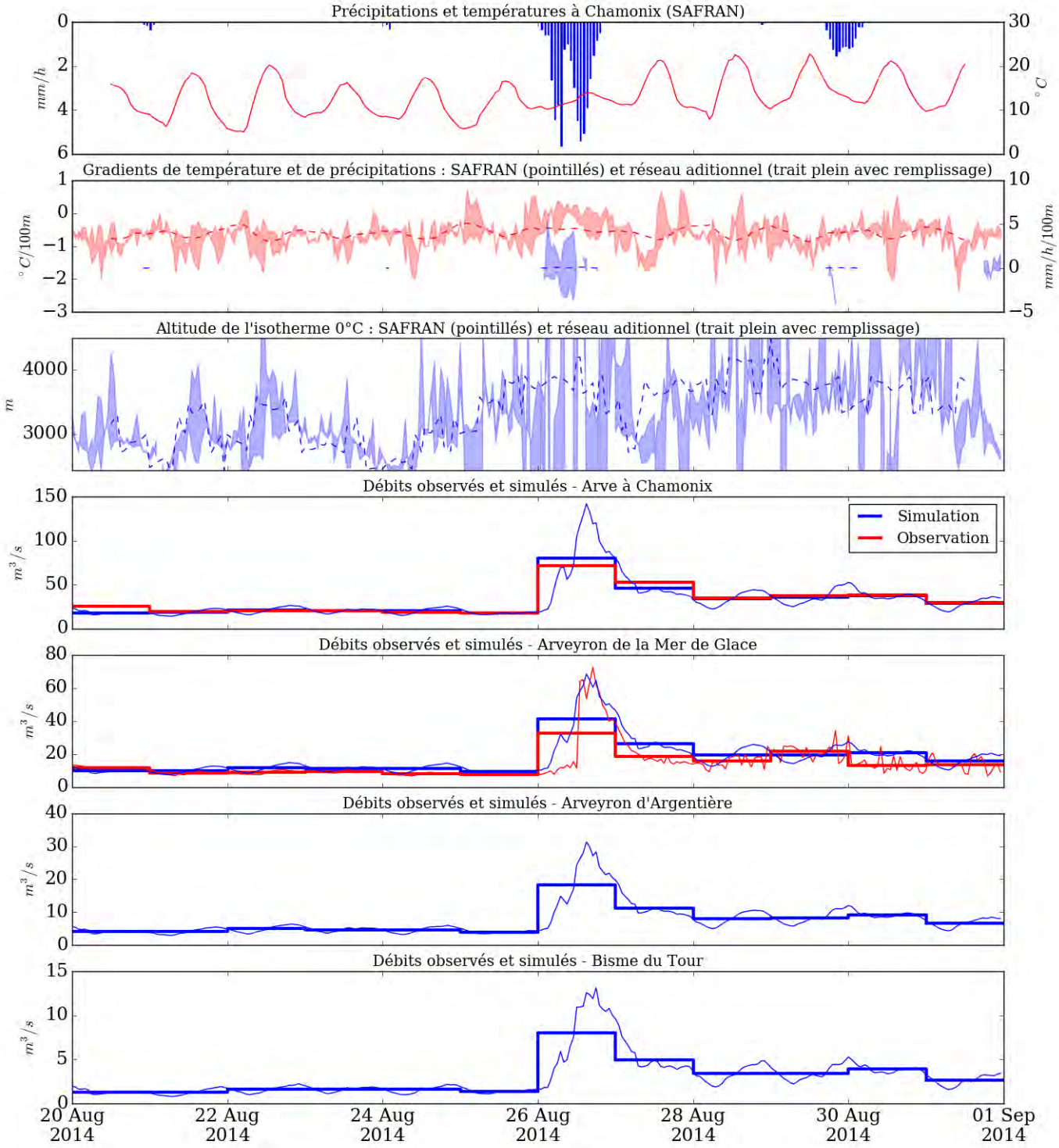

FIGURE 5.17 – Débits simulés/observés et observations météorologiques sur la période du 20 août au 1er septembre 2014.

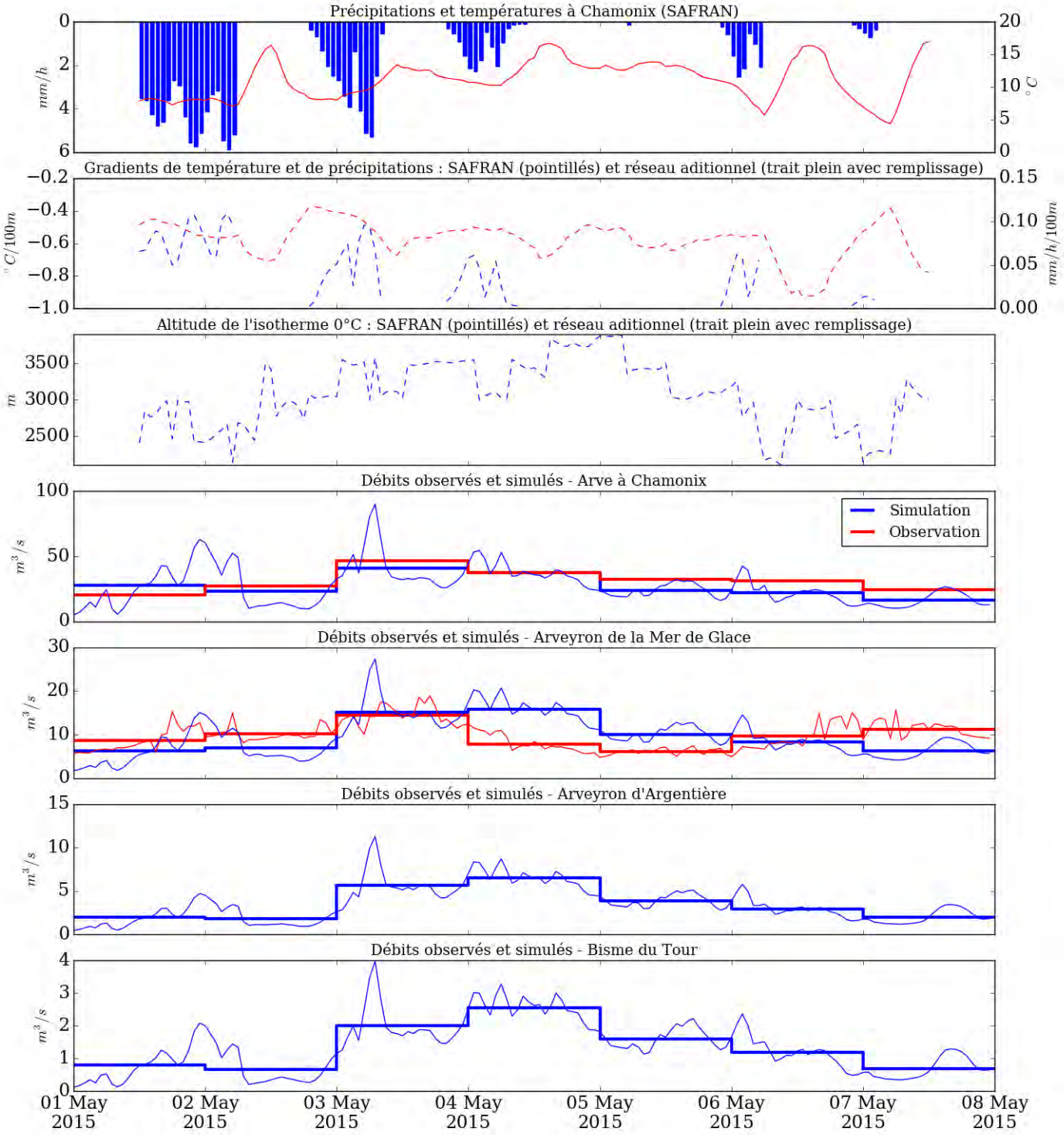

FIGURE 5.18 – Débits simulés/observés et observations météorologiques sur la période du 1er au 8 mai 2015.

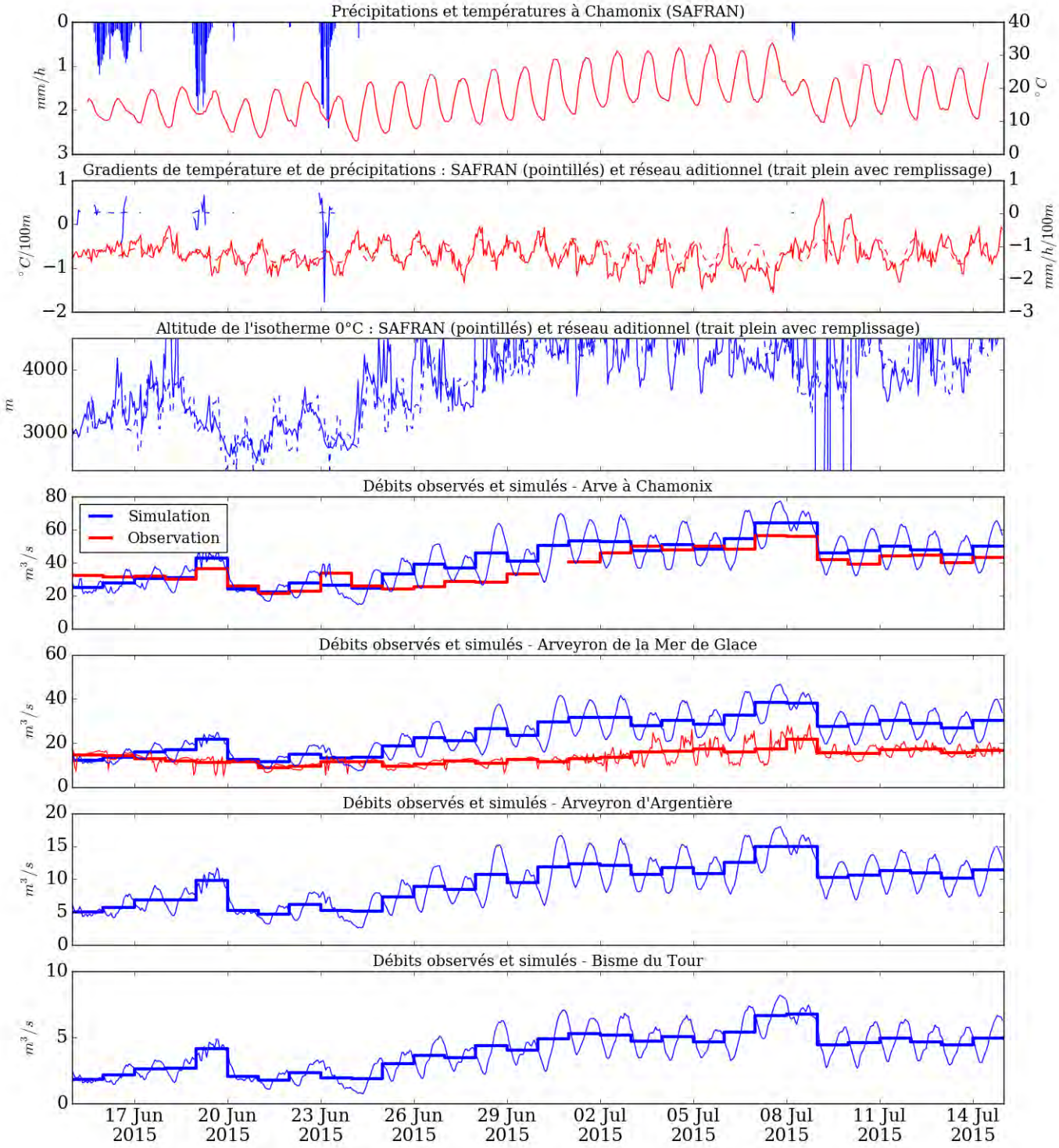

FIGURE 5.19 – Débits simulés/observés et observations météorologiques sur la période du 15 juin au 15 juillet 2015.

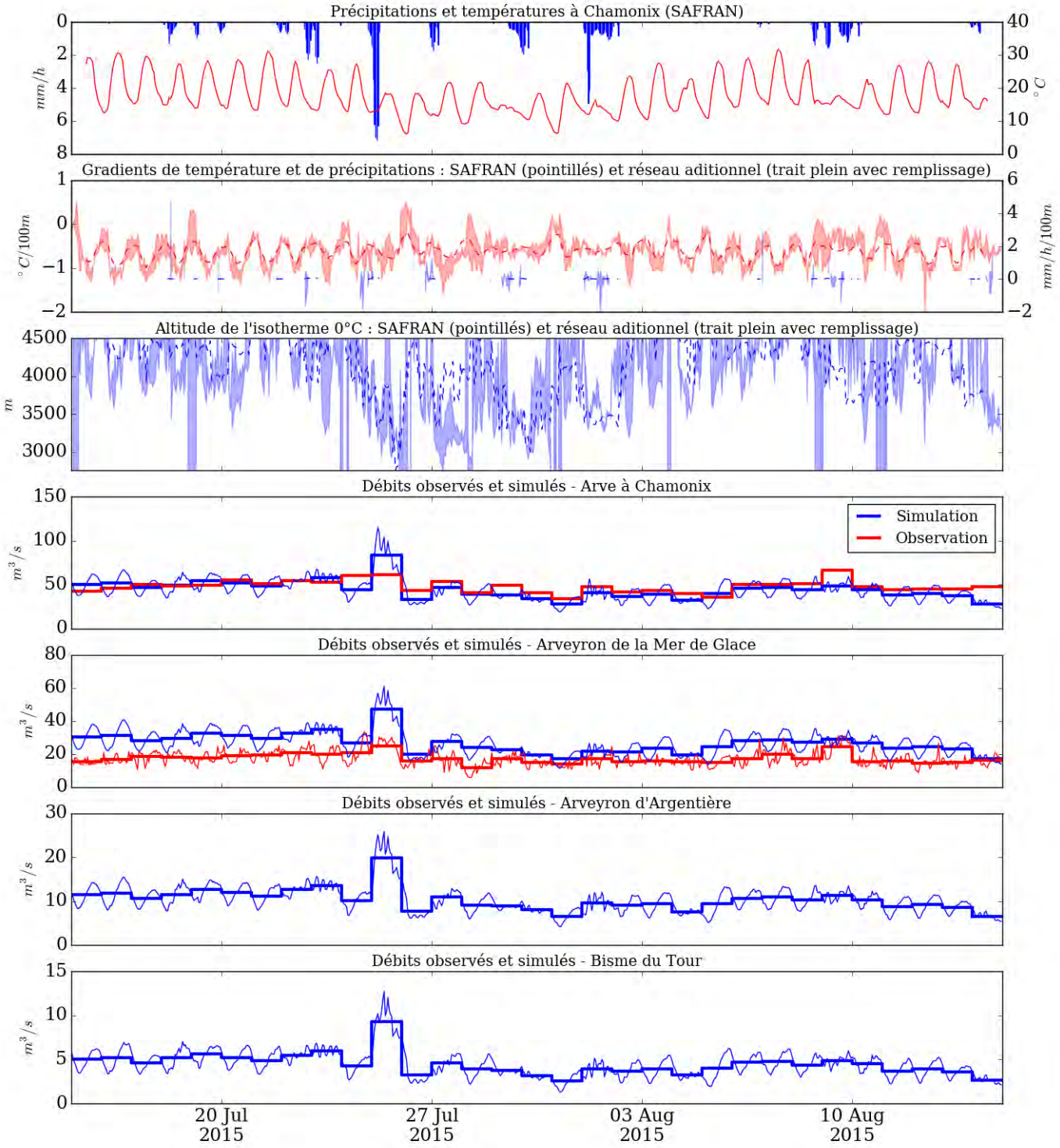

FIGURE 5.20 – Débits simulés/observés et observations météorologiques sur la période du 15 juillet au 15 août 2015.

Chapitre 6

Évaluation des prévisions hydro-météorologique

La prévision hydro-météorologique consiste à fournir au modèle hydrologique des données météorologiques issues d'un modèle de prévision. Des données météorologiques issues de réanalyse sont également utilisées pour alimenter le modèle jusqu'à l'initialisation de la prévision, afin qu'il ait un état initial cohérent. La prévision en temps différé utilise des données de prévision obtenues par le passé. La prévision en temps-réel utilise des données de prévision s'appliquant au futur.

6.1 Matériel et méthodes de travail

Nous donnons ici un rappel de ce qui est dit au chapitre 4 sur la manière de procéder pour le lancement et l'évaluation de prévisions hydro-météorologiques en temps différé. Nous donnons également quelques rappels de ce qui est dit au chapitre 3 au sujet du concept de prévision météorologique d'ensemble.

Comme cela est expliqué par BOUTTIER, (2018), la prévision d'ensemble consiste à lancer plusieurs prévisions météorologiques (appelées "membres"), couvrant la même période temporelle et avec le même modèle de prévision numérique du temps, chacun des lancements du modèle se voyant appliquer une petite modification portant le plus souvent sur son initialisation et sur sa configuration. Ces modifications sont choisies de sorte que la diversité des scénarios météorologiques obtenus permette de représenter le plus fidèlement possible la diversité des possibilités d'évolution de l'état de l'atmosphère, afin notamment d'estimer l'incertitude de la prévision. Par ailleurs, lorsqu'elle est appliquée à la prévision de la survenue d'un évènement dangereux, la prévision d'ensemble permet d'estimer la probabilité de survenue de cet évènement.

Le lancement de prévisions hydro-météorologiques s'effectue en faisant tourner la chaine de modélisation à partir de données météorologiques fournies par la prévision d'ensemble PEARP-SAFRAN (VERNAY et al., 2015). Cette prévision d'ensemble contenant 35 membres, 35 simulations indépendantes sont donc lancées, en étant initialisées par l'état du modèle de la simulation en réanalyse au début de la prévision. Cela a été réalisé pour chaque jour entre le 01/05/2015 et le 31/10/2015, ainsi qu'entre le 01/05/2015 et le 31/10/2016.

La procédure de génération des 35 membres de la prévision d'ensemble PEARP est décrite par DESCAMPS et al., (2015). La différence entre les membres est basée

sur deux éléments : l'initialisation du modèle ainsi que la physique (lois ou configuration) utilisée pour simuler l'évolution de l'état de l'atmosphère. Parmi ces 35 membres, l'un est appelé "membre de contrôle" et est en fait la prévision ARPEGE déterministe (COURTIER et al., 1991). À ce membre sont ajoutés 17 autres membres, obtenus par perturbation de l'état initial du membre de contrôle. Les 17 derniers membres sont enfin générés sur la base de 17 nouvelles perturbations, qui sont en fait les perturbations opposées à celles ayant servi à générer les 17 membres précédents. Ainsi, l'ensemble des états initiaux des 34 membres ainsi générés est centré autour de l'état initial du membre de contrôle. Notons que l'obtention de plusieurs initialisations du modèle est réalisée sur la base d'un système d'assimilation d'ensemble associé au modèle ARPEGE, appelé AEARP (Assimilation d'Ensemble ARPege, voir BERRE et al., (2007)). Quant aux modifications de la physique du modèle, elles concernent notamment le calcul de la convection, de la turbulence et des flux océaniques.

L'évaluation peut se faire de manière déterministe ou de manière probabiliste. La prévision étant probabiliste, il s'agit dans le premier cas d'évaluer non directement la prévision mais la décision qui est faite à partir de celle-ci, décision basée sur un seuil de décision préalablement défini et permettant de définir le niveau de risque (ou probabilité de survenue d'un évènement) à partir duquel une décision d'alerte est donnée. Dans le deuxième cas, l'aspect probabiliste de la prévision est directement pris en compte lors de l'évaluation. Des exemples visuels de prévisions en temps différé sont donnés au début de ce chapitre, comme préliminaire à l'évaluation chiffrée de toutes les prévisions réalisées sur la période indiquée précédemment.

6.2 Exemples de résultats

Les figures 6.1, 6.2 et 6.3 montrent des exemples de résultats de prévision hydrologique d'ensemble, associées aux débits observés et aux débits simulés par la simulation en réanalyse dont les résultats sont présentés au chapitre 5.

Ces figures nous permettent d'abord de remarquer que la qualité de la prévision est fortement tributaire de la qualité de la réanalyse, cette dernière servant à initialiser la prévision. Par ailleurs, il est visible que la dispersion des membres de prévision est assez faible en l'absence de précipitations. Une dispersion très importante est observée, y compris dès le début de la prévision, lors de la présence de précipitations. Cela vient appuyer la pertinence de l'utilisation de la prévision d'ensemble, les précipitations jouant un rôle majeur dans la formation des crues de l'Arve.

6.3 Évaluation chiffrée des performances

Afin d'être en mesure d'évaluer l'apport potentiel des données de prévision météorologique pour la prévision hydrologique de la vallée de l'Arve, et afin d'évaluer uniquement l'aspect prévision en faisant abstraction de l'influence de la réanalyse dont les résultats ont été montrées au chapitre 5, l'évaluation des résultats de simulation en prévision se fait sur la base des résultats de simulation en réanalyse et non des données d'observation de débit, l'objectif étant de quantifier l'impact des écarts des données de prévision météorologique sur les résultats de simulation hydrologique. Cette démarche de dissociation des deux sources d'incertitudes de

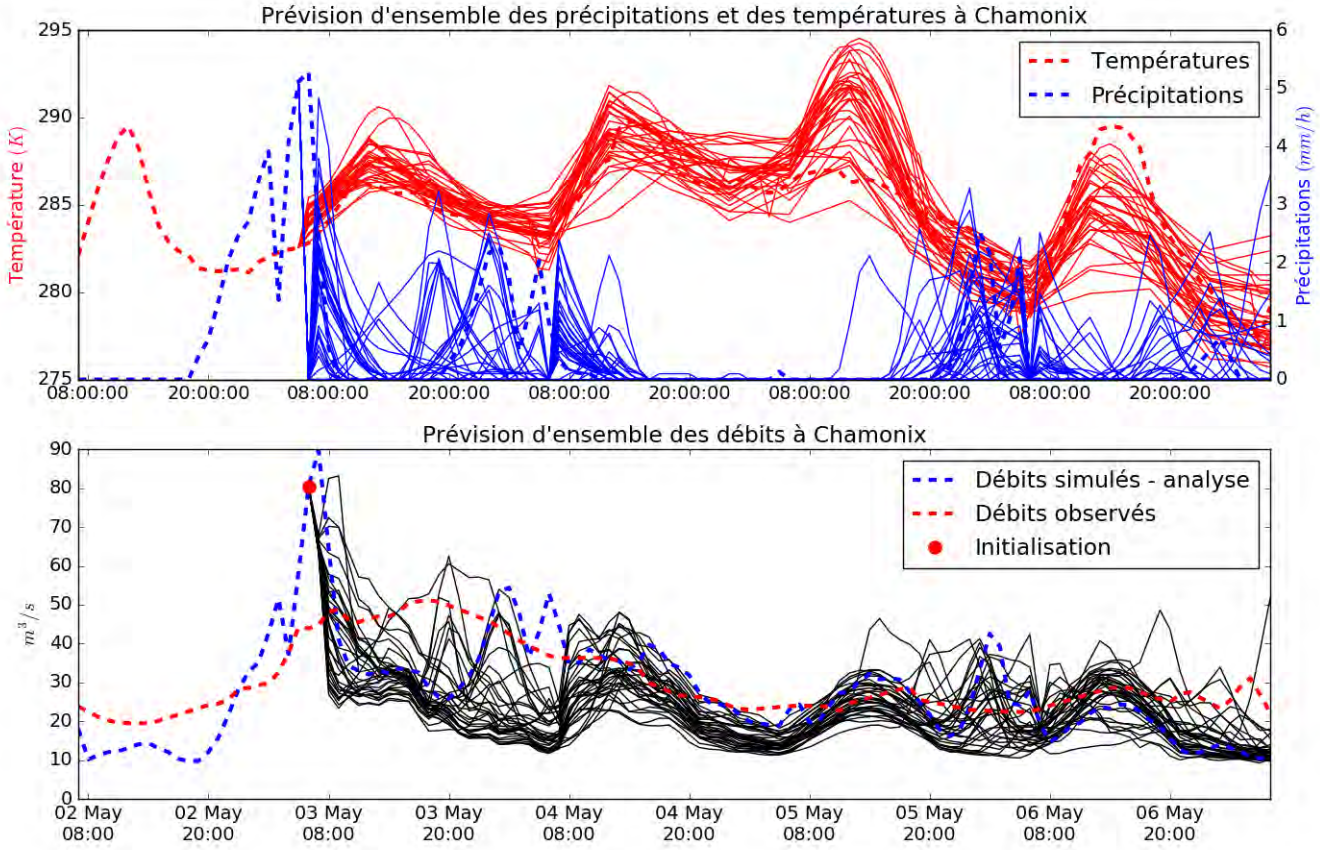

FIGURE 6.1 – Synthèse des prévisions hydro-météorologiques sur l'Arve à Chamonix sur la période du 3 au 7 mai 2015. En haut, réanalyse et prévision d'ensemble des températures et des précipitations à 1200 m d'altitude. En bas, simulation de débit de l'Arve à Chamonix à partir des données de réanalyse météorologique ainsi qu'à partir des prévisions d'ensemble.

la prévision hydro-météorologique (celle liée aux données de prévision météorologique et celle liée au modèle hydrologique) est également faite par PAPPENBERGER et al., (2005), PHILIPP et al., (2008), DEMARGNE et al., (2010), VOISIN et al., (2011), VERKADE et al., (2013), DIOMEDE et al., (2014), ROULIN et VANNITSEM, (2015) et BELLIER, BONTRON et ZIN, (2017).

6.3.1 Prévision déterministe

Lors de l'utilisation de méthodes d'évaluation de prévisions déterministes, il y a à définir un seuil de décision permettant de générer une prise de décision à partir d'une prévision probabiliste. C'est la décision prise, et non directement la prévision, qui est alors évaluée. Les figures 6.4 et 6.5 montrent les courbes ROC obtenues avec quatre fourchettes d'échéance de prévision : 0 à un jour, un à deux jours, deux à trois jours et trois à quatre jours. Les tableaux 6.1 et 6.2 montrent pour les saison 2015 et 2016 les valeurs prises par le PC, le POD, le FAR et le S pour les mêmes fourchettes

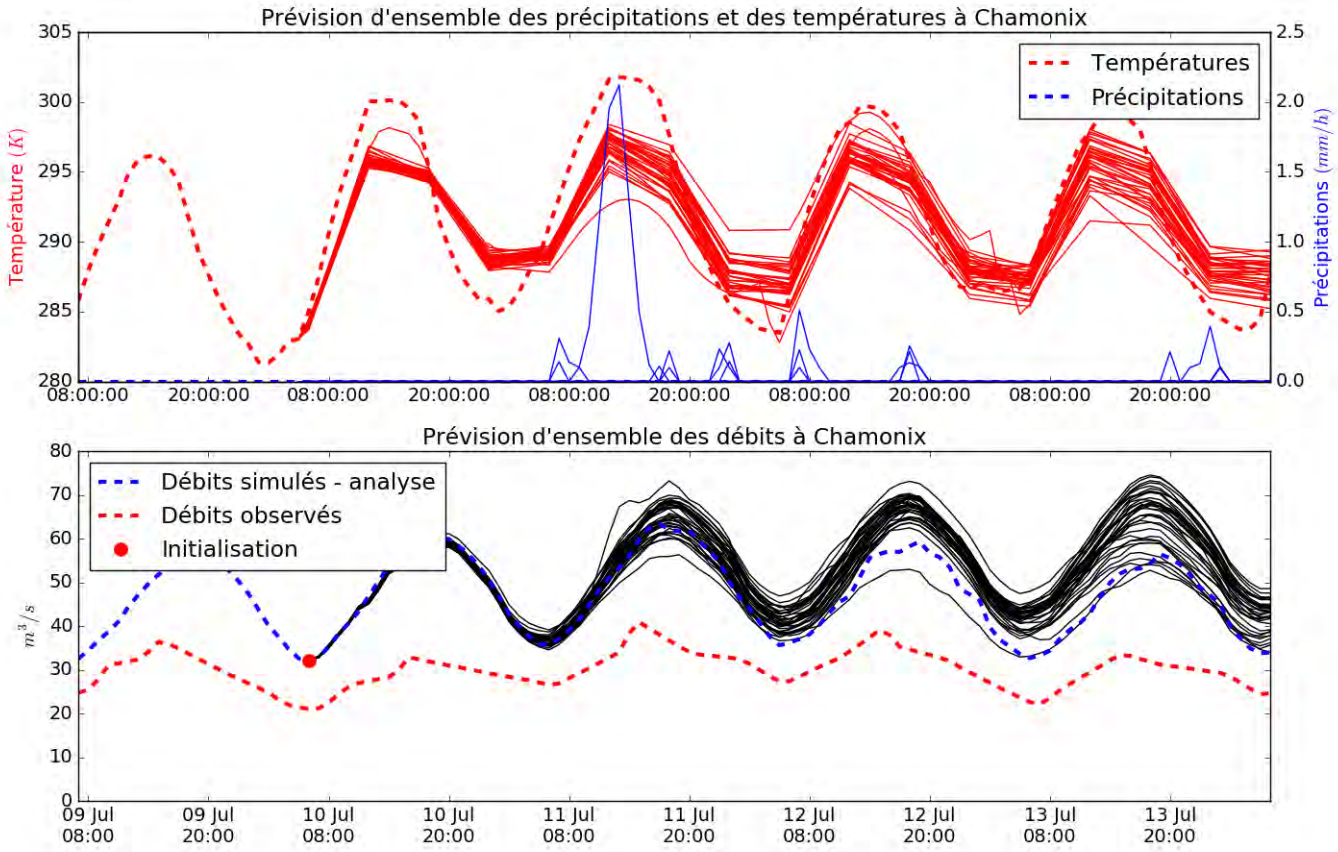

FIGURE 6.2 – Synthèse des prévisions hydro-météorologiques sur l'Arve à Chamonix sur la période du 10 au 14 juillet 2015. En haut, réanalyse et prévision d'ensemble des températures et des précipitations à 1200 m d'altitude. En bas, simulation de débit de l'Arve à Chamonix à partir des données de réanalyse météorologique ainsi qu'à partir des prévisions d'ensemble.

d'échéance, avec les quatre valeurs de seuil de décision suivantes : 0.03, 0.29, 0.57 et 0.86. Dans notre cas de prévision d'ensemble avec 35 membres, elles correspondent respectivement à 1, 10, 20 et 30 membres au-dessus du seuil d'alerte en prévision qui est fixé à 45 m^3/s conformément à ce qui a été indiqué au chapitre 4. Rappelons que le POD, le FAR et le S correspondent respectivement à la proportion de prévisions correctes, à la probabilité de détection d'un évènement, au ratio de fausses alertes (ne devant pas être confondu avec le taux de fausses alertes) et à la spécificité, c'est-à-dire le taux de non-alertes correctes parmi les non-évènements observés. Enfin, le tableau 6.3 montre les aires situées sous les courbes ROC visibles sur les figures 6.4 et 6.5, l'aire sous une courbe ROC étant une mesure de la qualité du système de détection associé comme indiqué en 3.3.4.4.

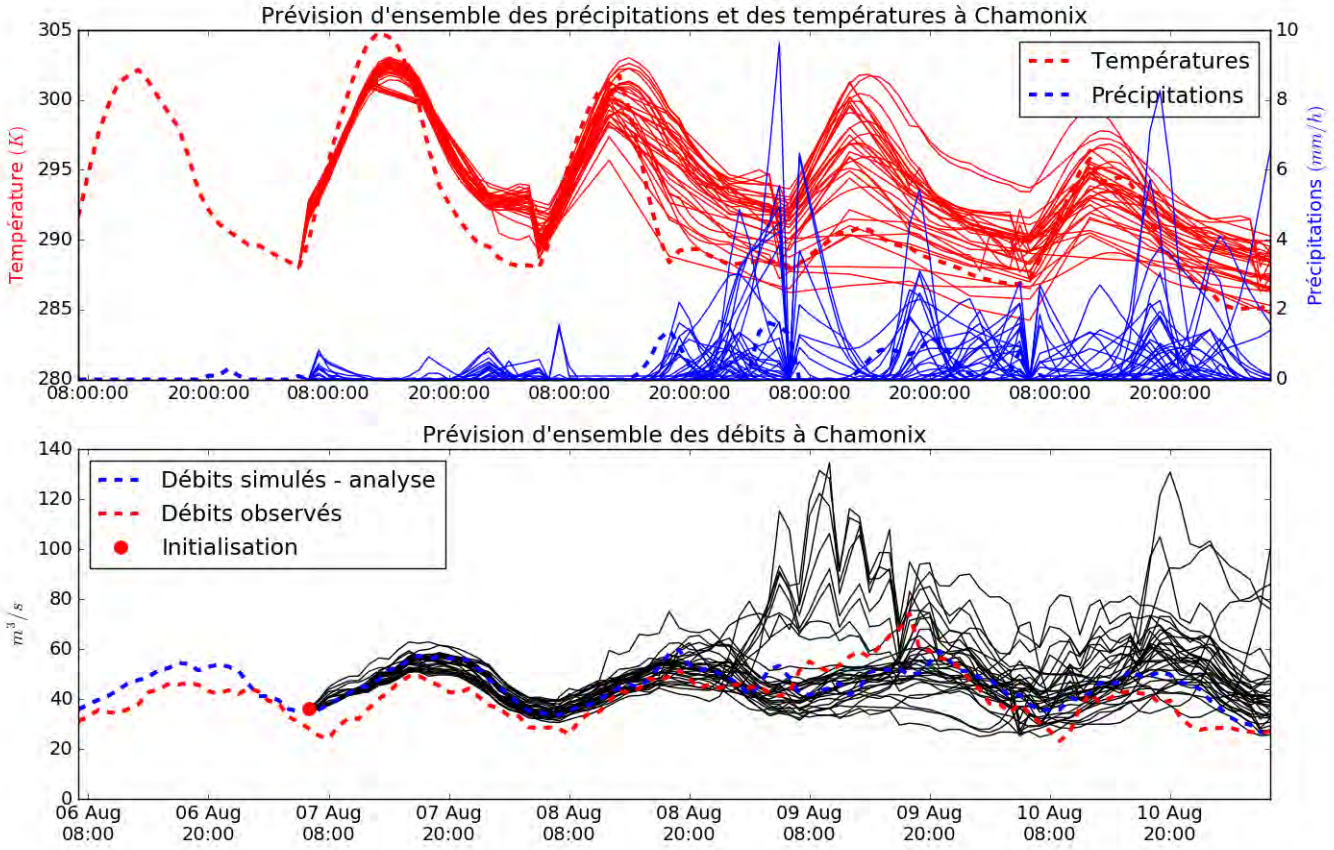

FIGURE 6.3 – Synthèse des prévisions hydro-météorologiques sur l'Arve à Chamonix sur la période du 7 au 11 août 2015. En haut, réanalyse et prévision d'ensemble des températures et des précipitations à 1200 m d'altitude. En bas, simulation de débit de l'Arve à Chamonix à partir des données de réanalyse météorologique ainsi qu'à partir des prévisions d'ensemble.

6.3.2 Prévision probabiliste

L'utilisation de méthodes d'évaluation prenant en compte l'aspect probabiliste de la prévision permet de n'avoir pas à convertir cette prévision probabiliste en prévision binaire. Il n'y a donc pas lieu d'utiliser un seuil de décision.

Nous utilisons l'indicateur de Brier décrit en 3.3.4.4. La probabilité d'évènement émise par le modèle o_j est la proportion de membres de prévision ayant dépassé le seuil d'alerte lors de la $j^{ème}$ observation.

Pour la saison 2015 nous obtenons les valeurs suivantes : 0.044 pour l'échéance de 0 à 1 jour, 0.059 pour l'échéance de 1 à 2 jours, 0.064 pour l'échéance de 2 à 3 jours et enfin 0.069 pour l'échéance de 3 à 4 jours. Pour la saison 2016 nous obtenons les valeurs suivantes : 0.044 pour l'échéance de 0 à 1 jour, 0.062 pour l'échéance de 1 à 2 jours, 0.073 pour l'échéance de 2 à 3 jours et enfin 0.088 pour l'échéance de 3 à 4

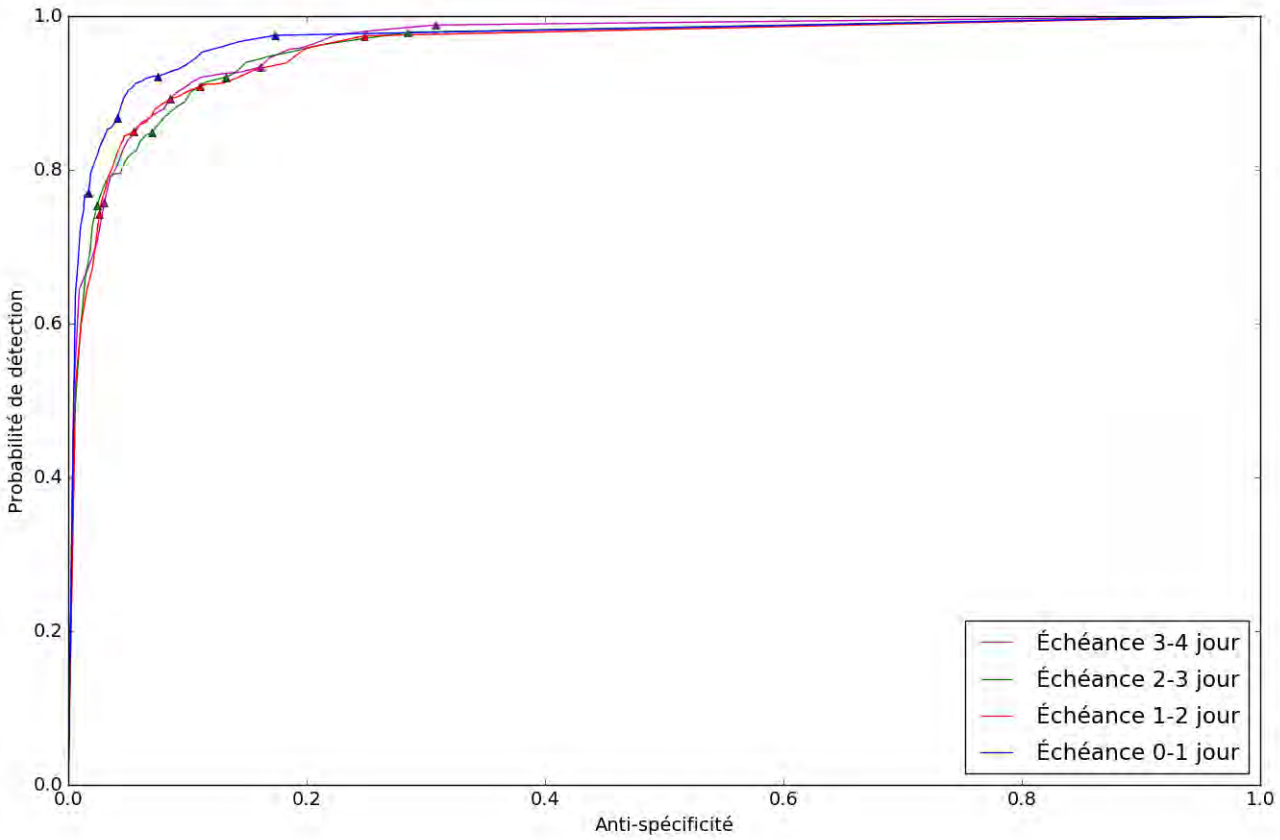

FIGURE 6.4 – Courbe ROC de la probabilité de dépassement de seuil d'alerte de la simulation hydrologique en réanalyse donné par la prévision lors de la saison 2015. Quatre courbes ROC sont générées pour respectivement quatre fourchettes d'échéances de prévision. Les symboles indiquent les seuils de décision de 0.03, 0.29, 0.57 et 0.86 qui sont indiqués dans le tableau 6.1.

jours.

6.3.3 Discussion

L'évaluation des prévisions de dépassement du seuil d'alerte préalablement fixé, réalisée en comparaison des résultats de simulation hydrologique en réanalyse, semblent relativement satisfaisants, dans la mesure où il est possible d'avoir des très bonnes valeurs de probabilité de détection tout en conservant des valeurs de ratio de fausses alertes et de spécificité acceptables. Il faut toutefois malheureusement garder à l'esprit que ce modèle est voué à être confronté aux débits observés, et que les limites de la capacité de la simulation hydrologique en réanalyse à reproduire la dynamique à petite échelle temporelle ont été montrés au chapitre 5. Les résultats obtenus en évaluation de la prévision sont un encouragement à améliorer la performance du modèle en réanalyse. Néanmoins, dans la mesure où une certaine corrélation est atteinte entre les débits observés et les débits simulés en réanalyse pour l'Arve à

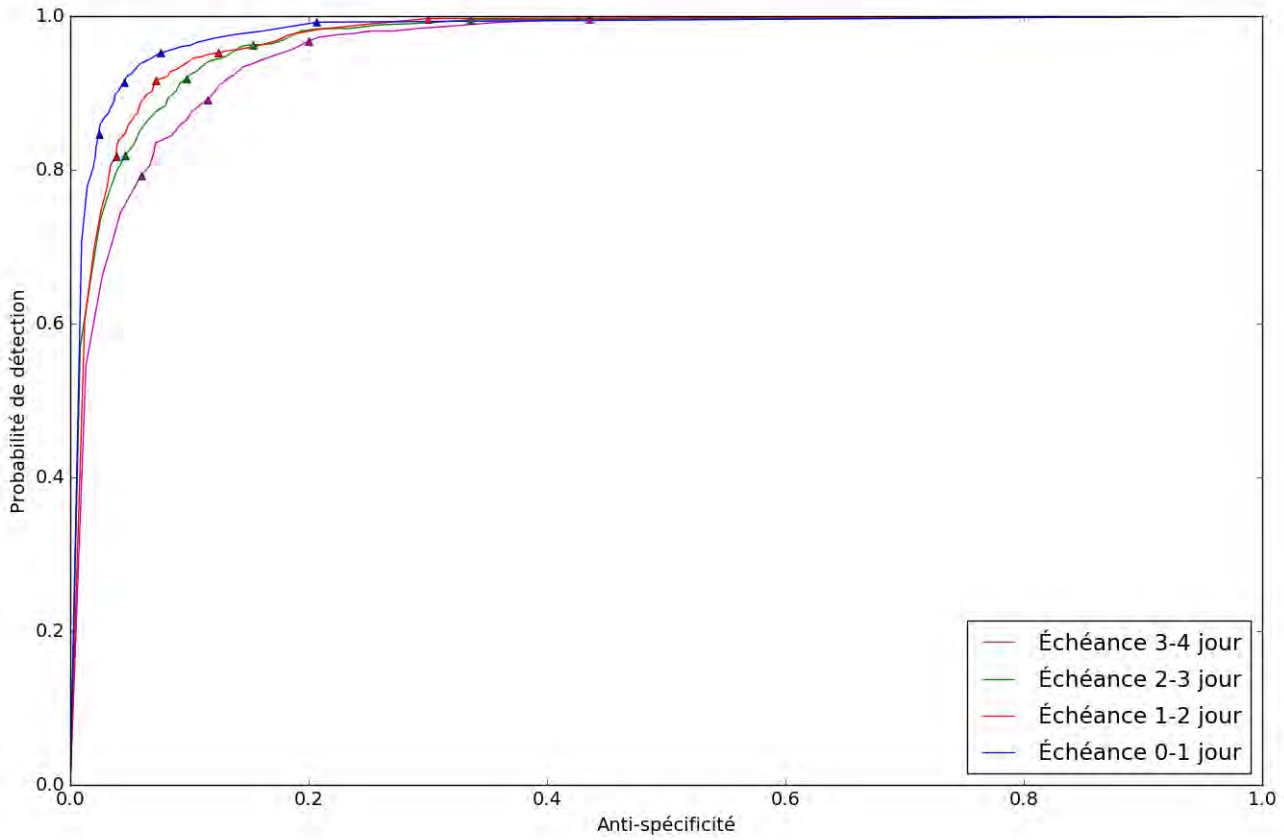

FIGURE 6.5 – Courbe ROC de la probabilité de dépassement de seuil d'alerte de la simulation hydrologique en réanalyse donné par la prévision lors de la saison 2016. Quatre courbes ROC sont générées pour respectivement quatre fourchettes d'échéances de prévision. Les symboles indiquent les seuils de décision de 0.03, 0.29, 0.57 et 0.86 qui sont indiqués dans le tableau 6.2.

Chamonix (r^2=0.88 comme indiqué sur la figure 5.5), une première mesure corrective applicable pour améliorer l'usage du modèle en prévision opérationnelle est de dissocier le seuil d'alerte retenu par les autorités locales de Chamonix (70 m^3/s) du seuil d'alerte utilisé dans le modèle (45 m^3/s). Pour l'expérimentation menée lors de l'été 2017, un seuil d'alerte de 115 m^3/s dans les résultats du modèle a été retenu pour correspondre avec le seuil d'alerte réel de 70 m^3/s (communication personnelle avec Isabella Zin, Matthieu Lafaysse et Samuel Morin). Le choix de ce seuil d'alerte permet de faire correspondre au mieux le nombre de dépassements du seuil d'alerte dans le modèle et dans la réalité entre les années 2013 et 2015.

L'observation des valeurs prises par l'indicateur de Brier en fonction de l'échéance de prévision suggère que la qualité de la prévision diminue avec l'augmentation de l'échéance, ce qu'on pouvait attendre. Cette diminution de la qualité indiquée par l'indicateur de Brier est nette pour les deux saisons, et notamment la saison 2016. En revanche, l'observation détaillée de la courbe ROC en fonction de l'échéance de

	0.03 (1 membre)		0.29 (10 membres)		0.57 (20 membres)		0.86 (30 membres)	
	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j
	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j
PC	0.85	0.79	0.92	0.89	0.94	0.93	0.95	0.93
	0.76	0.74	0.88	0.85	0.92	0.91	0.94	0.93
POD	0.97	0.97	0.92	0.91	0.87	0.85	0.77	0.74
	0.98	0.99	0.92	0.93	0.85	0.89	0.75	0.76
FAR	0.46	0.55	0.28	0.37	0.18	0.24	0.09	0.15
	0.59	0.61	0.41	0.47	0.29	0.33	0.14	0.17
S	0.83	0.75	0.93	0.89	0.96	0.95	0.98	0.97
	0.71	0.69	0.87	0.84	0.93	0.91	0.98	0.97

TABLE 6.1 – Valeurs prises par le PC, le POD, le FAR et le S lors de la saison 2015 en fonction du seuil de décision et de l'échéance de prévision

	0.03 (1 membre)		0.29 (10 membres)		0.57 (20 membres)		0.86 (30 membres)	
	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j
	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j
PC	0.84	0.77	0.93	0.89	0.94	0.93	0.94	0.93
	0.75	0.67	0.88	0.84	0.91	0.89	0.92	0.90
POD	0.99	1.00	0.95	0.95	0.91	0.92	0.85	0.82
	1.00	1.00	0.96	0.97	0.92	0.89	0.82	0.79
FAR	0.39	0.48	0.19	0.28	0.13	0.19	0.08	0.12
	0.51	0.57	0.33	0.39	0.25	0.29	0.15	0.19
S	0.79	0.70	0.92	0.88	0.95	0.93	0.98	0.96
	0.66	0.56	0.85	0.80	0.90	0.88	0.95	0.94

TABLE 6.2 – Valeurs prises par le PC, le POD, le FAR et le S lors de la saison 2016 en fonction du seuil de décision et de l'échéance de prévision

	0-1 j	1-2 j	2-3 j	3-4 j
Été 2015	0.97	0.96	0.96	0.97
Été 2016	0.98	0.97	0.97	0.96

TABLE 6.3 – Aires sous les courbes ROC visibles sur les figures 6.4 et 6.5

prévision, séparément pour les saisons 2015 et 2016 (figures 6.4 et 6.5) et de l'évolution à travers l'échéance des valeurs prises par les autres indicateurs (tableaux 6.1 et 6.2) montrent que s'il y a une nette dégradation de la qualité de la prévision à la fin du premier jour d'échéance, quel que soit le seuil de décision retenu et l'indicateur observé, la probabilité de détection tend à s'améliorer avec l'allongement de l'échéance à partir du deuxième jour. Le tableau 6.3 montre que l'aire sous la courbe ROC, pour les deux saisons, est assez stable avec l'augmentation de l'échéance de prévision, avec même une légère tendance à l'augmentation pour la saison 2015.

L'observation détaillée, sur les tableaux 6.1 et 6.2, des valeurs prises par les indicateurs nous permet de voir que la diminution de la spécificité avec l'augmentation de l'échéance de prévision est beaucoup plus nette pour la saison 2016 que pour la saison 2015, quel que soit le seuil de décision utilisé. Quant à la probabilité de détection, elle est relativement stable avec l'augmentation de l'échéance de prévision sauf pour la saison 2016 lors de l'utilisation de seuils de décision élevés. Cela peut être relié à l'observation faite plus haut de l'évolution de l'aire sous la courbe ROC avec l'augmentation de l'échéance de prévision. Par ailleurs, nous observons pour les saisons 2015 et 2016 et quel que soit le seuil de décision utilisé, une augmentation du ratio de fausses alarmes avec l'augmentation de l'échéance de prévision. Cela peut être relié à la dégradation de la valeur prise par l'indicateur de Brier avec l'augmentation de l'échéance de prévision.

La difficulté de choisir un seuil de décision optimal, illustrée par les observations faites ci-dessus, vient encourager l'utilisation de la prévision probabiliste et la conservation de son aspect probabiliste jusqu'à son usage par un prévisionniste.

Rappelons qu'afin d'obtenir une évaluation significative sur le plan statistique, il a été nécessaire d'utiliser un seuil d'alerte particulièrement bas (45 m^3/s). Cela est à considérer comme une limite de cette évaluation, dans la mesure où cette évaluation n'inclut pas d'évènements extrêmes générés par des conditions météorologiques particulières dont la qualité de la prévision peut être différente de celle de la prévision des circonstances météorologiques normales (FERRO, 2007 ; FRIEDERICHS et THORARINSDOTTIR, 2012 ; SUKOVICH et al., 2014). Seul un complément d'évaluation sur d'autres périodes incluant des débits plus élevés ainsi que de tels évènements permettrait de fixer un seuil d'alerte plus élevé, et d'évaluer la qualité de la prévision spécifiquement dans le cas des hautes eaux. Dans l'état actuel de l'évaluation, les résultats obtenus semblent toutefois encourageants, dans la mesure où les valeurs d'aire sous les courbes ROC (visibles sur le tableau 6.3) sont proches de valeurs jugées satisfaisantes dans d'autres contextes, comme BAE, LEE et MOON, (2018).

6.4 Été 2017 : expérimentation en temps-réel

Nous appliquons à l'expérimentation en temps-réel de la chaine de prévision la démarche d'évaluation précédemment présentée et appliquée aux prévisions en temps différé réalisées pour les étés 2015 et 2016. Cette démarche consiste à comparer les résultats des simulations effectuées à partir de données météorologiques réanalysées avec les résultats des simulations en prévision. Il y a lieu de noter que dans le cas de l'utilisation de la chaine en temps-réel, les données météorologiques réanalysées, toujours fournies par SAFRAN, sont générées à partir d'un réseau météorologique d'une densité réduite, les données de certaines stations n'étant pas récupérées au jour le jour.

6.4.1 Prévision déterministe

De la même façon qu'en 6.3.1, nous évaluons les résultats de prévision après conversion en prévision probabiliste, par l'utilisation d'un seuil de décision. La figure 6.6 montre les courbes ROC obtenues lors de l'expérimentation en temps-réel

ayant eu lieu lors de l'été 2017 avec les mêmes fourchettes d'échéance de prévision que pour les autres saisons (0 à un jour, un à deux jours, deux à trois jours et trois à quatre jours). Le tableau 6.4 montre quant à lui les valeurs prises par le PC, le POD, le FAR et le S, pour les mêmes fourchettes d'échéance et toujours avec les valeurs suivantes de seuil de décision : 0.03, 0.29, 0.57 et 0.86 correspondant respectivement à 1, 10, 20 et 30 membres au dessus du seuil d'alerte. Le tableau 6.5 montre les aires situées sous les courbes ROC visibles sur la figure 6.6.

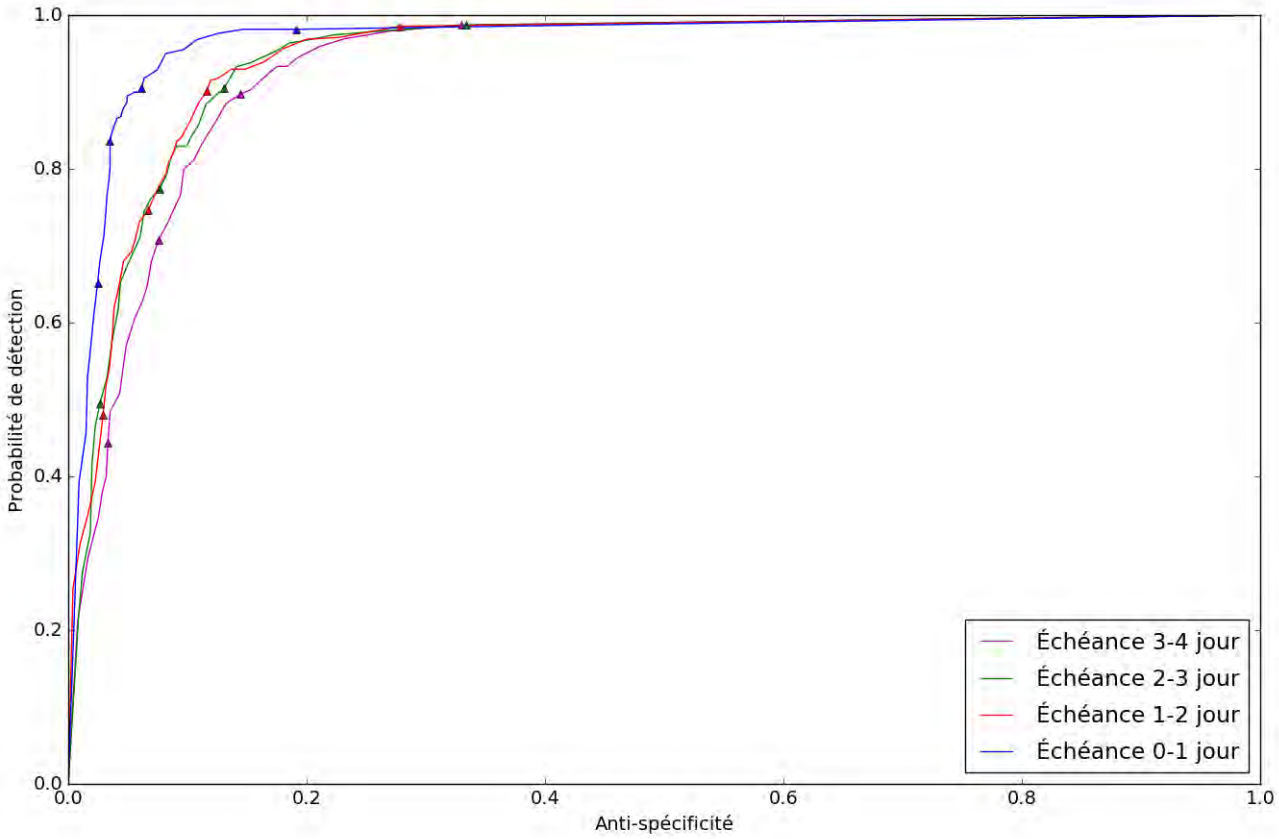

FIGURE 6.6 – Courbe ROC de la probabilité de dépassement de seuil d'alerte de la simulation hydrologique en réanalyse donné par la prévision lors de la saison 2017 (expérimentation en temps-réel). Quatre courbes ROC sont générées pour respectivement quatre fourchettes d'échéances de prévision. Les symboles indiquent les seuils de décision de 0.03, 0.29, 0.57 et 0.86 qui sont indiqués dans le tableau 6.4.

Les résultats obtenus sont du même ordre de grandeur que ceux qui sont obtenus lors des saisons précédentes. La figure 6.6 que l'on peut comparer aux figures 6.4 et 6.5 permet néanmoins de remarquer que lors de cette dernière saison étudiée, l'augmentation du seuil de décision a un impact particulièrement négatif sur la probabilité de détection. Par ailleurs, il est visible sur le tableau 6.4 que l'impact de l'augmentation de ce même seuil sur le ratio de fausses alertes est réduit par rapport à ce qu'on peut remarquer sur les autres saisons (tableaux 6.1 et 6.2). De la même façon que pour la saison 2016, une nette diminution de la spécificité associée à une

	0.03 (1 membre)		0.29 (10 membres)		0.57 (20 membres)		0.86 (30 membres)	
	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j	0-1 j	1-2 j
	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j	2-3 j	3-4 j
PC	0.84	0.78	0.93	0.89	0.94	0.90	0.91	0.86
	0.73	0.74	0.88	0.87	0.90	0.88	0.87	0.85
POD	0.98	0.99	0.90	0.89	0.83	0.73	0.61	0.45
	0.99	0.99	0.89	0.88	0.76	0.68	0.46	0.40
FAR	0.44	0.51	0.21	0.31	0.15	0.23	0.12	0.18
	0.57	0.56	0.35	0.37	0.26	0.28	0.16	0.24
S	0.81	0.72	0.94	0.89	0.96	0.94	0.98	0.97
	0.67	0.67	0.88	0.87	0.93	0.93	0.98	0.97

TABLE 6.4 – Valeurs prises par le PC, le POD, le FAR et le S lors de la saison 2017 (expérimentation en temps-réel) en fonction du seuil de décision et de l'échéance de prévision

	0-1 j	1-2 j	2-3 j	3-4 j
Été 2017 - temps réel	0.97	0.95	0.94	0.93

TABLE 6.5 – Aires sous les courbes ROC visibles sur la figure 6.6

diminution de l'aire sous la courbe ROC est observée lorsque l'augmentation de l'échéance de prévision augmente.

6.4.2 Prévision probabiliste

Nous utilisons l'indicateur de Brier, de la même façon qu'en 6.3.2. Pour l'expérimentation en temps-réel ayant eu lieu lors de la saison 2017 nous obtenons les valeurs suivantes : 0.049 pour l'échéance de 0 à 1 jour, 0.076 pour l'échéance de 1 à 2 jours, 0.076 pour l'échéance de 2 à 3 jours et enfin 0.087 pour l'échéance de 3 à 4 jours. Ces valeurs sont légèrement dégradées par rapport à celles obtenues pour les saisons 2015 et 2016.

6.5 Synthèse

Cette évaluation de l'écart des résultats de simulation hydrologique donnés par le modèle entre la situation où il est alimenté par des données de réanalyse météorologique et celle où il est alimenté par des données de prévision nous montre que les possibilités offertes par la prévision météorologiques sont bien réelles, surtout à très courte échéance. Toutefois, nous subissons certaines limites de la chaine actuelle de simulation, parmi lesquelles se trouvent notamment une sur-estimation fréquente des débits. Par ailleurs, les données de prévision météorologique étant au même format que les données de réanalyse utilisées, l'hypothèse d'homogénéité de ces données sur tout le bassin versant est également faite, les limites de cette hypothèse concernant notamment les précipitations ayant été discutées au chapitre 5. Enfin, nous remarquons que l'intérêt de la prévision d'ensemble est particulièrement prononcé dans les situations où des précipitations sont prévues. La prévision de précipitations entraine non seulement une incertitude dans lesdites précipitations, mais

également dans les températures associées, et par conséquent dans les débits, ces deux variables météorologiques jouant un rôle fondamental dans l'hydrologie de l'Arve.

Chapitre 7

Conclusion et perspectives

L'objectif de ce travail de thèse était d'évaluer l'adéquation d'outils de modélisation déjà couramment utilisés opérationnellement en hydrologie et en météorologie de montagne pour la mise en place d'un prototype pré-opérationnel de prévisions de crues, pour le cas particulier de l'Arve à Chamonix. Les spécificités de cette vallée, notamment en raison de sa petite taille, de sa haute altitude, de son fort englacement et de son escarpement ont rendu nécessaire un important travail d'adaptation de ces outils et de la manière d'évaluer leurs résultats.

Ce travail de thèse constitue une partie d'un projet plus général ayant trait au bassin versant de l'Arve à Chamonix. Dans sa globalité, ledit projet a pour finalité de mieux comprendre le fonctionnement hydro-météorologique de ce bassin versant, avec une attention plus particulière aux mécanismes de formation des crues. La question de la prévisibilité opérationnelle de ces crues fait partie des objectifs de recherche de ce projet, et c'est à cette dernière question qu'est associé ce travail de thèse.

La première étape concrète de ce travail a été de réaliser un jeu de données hydrométriques aussi étendu que possible. L'activité hydro-électrique sur le bassin versant de l'Arve à Chamonix étant très intense et très influente sur les débits des cours d'eau, nous avons été conduits à chercher à reconstituer des débits naturels. Cela nécessite aussi bien la connaissance des débits observés dans les cours d'eau que celle des débits prélevés aux prises situées en amont et non restitués dans le cours d'eau associé. Cela nécessite également une très bonne connaissance de la disposition des équipements hydro-électriques situés sur ce bassin versant afin d'être en mesure d'interpréter de la bonne façon les données hydro-électriques que nous avons pu obtenir. Par ailleurs, cela limite malheureusement la qualité et la richesse du jeu de données constitué, en raison notamment de l'incertitude qui s'ajoute et de l'impossibilité de procéder à une reconstitution à un pas de temps court. Enfin, les difficultés d'ordre administratif qui apparaissent pour obtenir des données hydro-électriques et connaitre précisément leur signification sont également à mentionner.

Si ce travail consiste en une démarche de recherche scientifique, il n'en est pas moins lié à une volonté de traiter concrètement un risque naturel de grande ampleur, ce qui rend nécessaire la conciliation permanente de ces deux objectifs. La possibilité d'utiliser de manière opérationnelle le modèle développé est en effet une finalité majeure de ce travail de thèse, d'après ce qui a été convenu avec les organismes ayant contribué au financement de ce projet.

La multiplicité du nombre de composantes du modèle hydrologique développé

a rendu nécessaire une évaluation approfondie, basée sur certaines sorties intermédiaires du modèle. Il s'agit notamment de l'évaluation de la capacité du modèle de simuler correctement la fonte glaciaire ainsi que l'évolution de l'enneigement. La première étape de ce travail d'évaluation a été de constituer un jeu de données d'observations de terrain associées, venant s'ajouter au jeu de données hydrométriques indiqué plus haut. Cette évaluation a permis de remarquer l'importance de la représentation de ces processus intermédiaires dans le modèle, et l'importance de leur bonne simulation pour obtenir une bonne simulation du débit à l'exutoire. L'intérêt de cette évaluation des sorties intermédiaires en tant qu'appui à l'interprétation des résultats finaux du modèle et à la connaissance de ses points forts et faibles a également été particulièrement mis en évidence, grâce au travail mené en collaboration avec Jesus Revuelto manifesté par l'article visible en annexe A.

Ensuite, une utilisation de ce modèle hydrologique pour la prévision a été mise en oeuvre. Cela a consisté en l'utilisation de données de prévision météorologique en temps différé, afin d'être en mesure d'évaluer l'influence de l'utilisation de données de prévision météorologique en lieu et place de données de réanalyse (basées sur des observations) pour alimenter le modèle, sur les débits simulés à l'exutoire. Des données de prévision d'ensemble étant utilisées, il a été possible de remarquer l'intérêt du concept de prévision probabiliste en de telles situations où l'instabilité météorologique est forte. Plus particulièrement, il apparait que la bonne prévision des évènements de précipitations liquides (en termes d'horaire et d'intensité) est particulièrement compliquée. Ce sont pourtant ces évènements qui régissent majoritairement la dynamique des cours d'eau du bassin versant à l'échelle horaire, d'où l'importance d'une très bonne connaissance de l'incertitude qui leur est associée et des conséquences qu'elle a sur la prévision des débits à l'exutoire.

Une expérience de déploiement en tant que prototype pré-opérationnel du modèle développé a eu lieu lors de l'été 2017, ce qui a permis de montrer la réalité de l'aide qu'il peut apporter aux prévisionnistes malgré ses imperfections. L'évaluation détaillée du modèle et la bonne connaissance de ses points forts et faibles permet qu'ils soient connus des prévisionnistes, et qu'ils puissent donc en tenir compte. Il s'agit en particulier de la tendance qu'a encore le modèle à sur-estimer la dynamique des cours d'eau lors d'évènements précipitants, même si l'utilisation de fonctions de transfert a permis une première avancée à l'encontre de ce problème. La figure 7.1 donne un exemple d'image générée à partir de cette chaine pré-opérationnelle lors de son essai durant l'été 2017. Ce type de figure permet au prévisionniste de visualiser quatre éléments : 1) la quantité de précipitations prévues (en mm/h), la fraction de bassin versant qui recevra ces précipitations sous forme liquide (sur la base de la prévision de la limite pluie-neige), le débit prévu (en m^3/s) ainsi que le débit prévu en faisant abstraction des précipitations, ce qui permet d'apprécier la contribution de la fonte nivale et glaciaire.

En dépit de l'avancée que ce travail a permis de réaliser dans le cadre du problème initial, à savoir la possibilité de prévoir les crues de l'Arve, de nombreuses questions continuent de se poser. L'importance de certaines d'entre elles a pu être particulièrement remarquée. Des remarques générales ont pu être formulées et des perspectives ont pu être envisagées. Nous les indiquons ci-après.

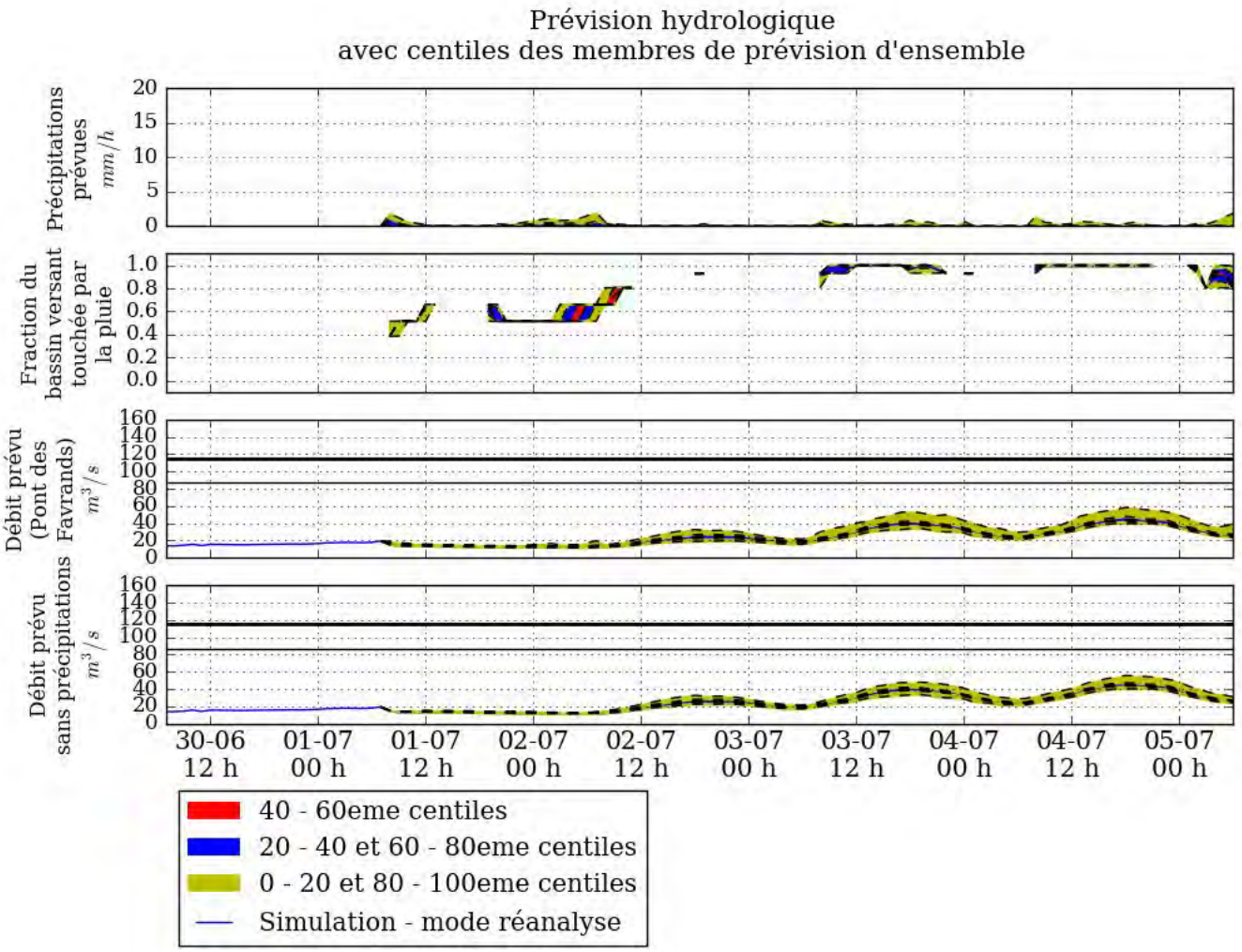

FIGURE 7.1 – Figure générée sur la base des résultats de la chaine opérationnelle lors de son initialisation le 29 juin 2017

Influence des forçages météorologiques

Le problème de la fiabilité des forçages météorologiques en haute montagne, principalement en ce qui concerne les précipitations liquides et solides, est fréquemment signalé dans la littérature (par exemple KUHN, (2003), SCHAEFLI et al., (2005), IMMERZEEL et al., (2015), CHEN et al., (2017b) et RÉVEILLET et al., (2017)). Cette incertitude sur les précipitations concerne autant leur volume que leur répartition spatiale. Ce problème apparait de façon particulièrement flagrante dans ce travail de thèse.

Nous avons en effet pu noter que la qualité des simulations hydrologiques estivales est tributaire non seulement de la qualité des forçages météorologiques du moment, mais également de ceux de l'hiver précédent. Une bonne connaissance de l'enneigement des glaciers est en effet capitale pour une simulation adéquate des débits de fonte glaciaire estivaux. Le manque d'accumulation fréquent dans les données météorologiques des hautes altitudes entraine un excès de simulation de fonte glaciaire

en raison de la simulation d'un découvrement précoce des glaciers.

Le bassin versant de l'Arve à Chamonix étant situé dans une gamme d'altitude correspondant à celle où l'isotherme 0 se trouve fréquemment en période estivale, il a été possible de repérer l'importance de la bonne estimation de la limite pluie-neige lors d'évènements de précipitations. La complexité géomorphologique de cette vallée rend compliquée la connaissance précise de cette limite auprès des pentes, même lorsque l'altitude de l'isotherme 0 est bien connue. L'influence de la limite pluie-neige est également accentuée par la très forte réactivité hydrologique de ce bassin versant, liée à sa petite taille et à ses pentes raides. L'importance particulière de la bonne connaissance de la limite pluie-neige lors de la modélisation hydrologique en zone de montagne avait été signalée par TOBIN, RINALDO et SCHAEFLI, (2012).

Connaissance du milieu étudié

L'utilisation de modèles à bases physiques offre de grandes perspectives de représentation détaillée des processus ayant lieu dans le bassin versant, ce qui est particulièrement appréciable dans le cadre de celui de l'Arve à Chamonix. Toutefois, pour tirer le meilleur parti de ces modèles, ils doivent être adéquatement configurés et il est utile de pouvoir évaluer leurs résultats avec un niveau profond de détail. Ce travail de thèse a permis de montrer à quel point les soucis rencontrées pour connaitre la configuration précise de ce bassin versant et des aménagements qui s'y trouvent, ainsi que pour obtenir des données de mesure fiables et détaillées notamment en ce qui concerne les débits hydrologiques, est une source majeure de difficultés venant limiter la possibilité d'obtenir un modèle hydrologique robuste.

Les difficultés rencontrées pour obtenir des observations de terrain ayant un niveau de détail et de précision en rapport avec la complexité du bassin versant et des aménagements qui s'y trouvent ont été également remarquées lors de la modélisation conceptuelle du routage hydrologique en surface, qui est pourtant essentielle pour une bonne prévision de la dynamique des cours d'eau. La très forte réactivité hydrologique de ce bassin versant nécessite la connaissance des débits observés avec un pas de temps très court.

La connaissance du milieu étudié afin de le représenter dans le modèle est également rendue plus difficile par le changement constant de ce milieu. Il ne s'agit pas uniquement du changement à long-terme (retrait glaciaire, évolution de la végétation) mais également à plus court terme, comme par exemple l'évolution du réseau de drainage interne des glaciers lors de la période de fonte.

Stabilité de la configuration au cours du temps

Cette question est souvent abordée dans la littérature et n'a pas manqué d'apparaitre lors de ce présent travail. S'il apparait que la configuration de la rétention hydrologique souterraine semble être assez stable à travers les années, il apparait en revanche que la configuration du transfert hydrologique en surface l'est beaucoup moins. Cela peut être lié à la difficulté évoquée plus haut de représenter ce phénomène de la bonne façon, compte-tenu de son extrême complexité et instabilité, et de sa dépendance aux conditions initiales du bassin versant, comme l'enneigement et l'humidité du sol.

En raison du fait que la simulation thermique et hydrique de la colonne de sol est configurée à l'aide de données de terrain (végétation et composition du sol) issues de bases de données, une mise à jour pourra être nécessaire, notamment en cas de changement de la végétation sur ce bassin versant, pouvant apparaitre en raison de l'urbanisation et du changement climatique.

Une mise à jour de la proportion de surface englacée du bassin versant devra également être réalisée, en cas d'évolution de celle-ci. Rappelons que dans cette étude, nous ne simulons pas explicitement l'évolution des contours des glaciers, mais nous utilisons des cartes d'englacement dérivées d'images satellites. Cette manière de faire présente l'avantage d'avoir des contours glaciaires précis et fiables dans le modèle. Elle nécessite en revanche une actualisation de ce contour, qui est rendue particulièrement importante par la sensibilité déjà mentionnée de la qualité générale du modèle à la qualité de la représentation des glaciers.

Perspectives

L'utilisation commencée lors de l'été 2017 de ce modèle comme outil d'aide à la prévision du risque de crue de l'Arve à Chamonix provoque un intérêt pour son amélioration et la continuation de la recherche scientifique qui est associée à son développement. Nous indiquons plusieurs perspectives qui sont ressorties de ce travail de thèse et qui pourraient être une piste pour des investigations futures :

— L'exploitation des mesures de terrain réalisées dans cette vallée, dont la densité est toujours grandissante. Ces données de mesure peuvent être utilisées pour une meilleure compréhension du fonctionnement de ce bassin versant, afin de mieux le représenter dans le modèle. Il peut également être envisagé de les exploiter comme données à assimiler dans le modèle ou à utiliser pour la calibration et l'évaluation du modèle (SCHAEFLI et al., 2005).

— La collaboration rapprochée avec les organismes hydro-électriques agissant dans ce bassin versant, pour une communication facilitée des données hydrologiques et de la disposition des ouvrages ayant une influence sur la réponse hydrologique de l'Arve.

— L'exploitation d'autres sources de forçages atmosphériques, afin de quantifier une éventuelle différence par rapport à ce qui est fourni par SAFRAN. Une comparaison peut par exemple faite avec l'outil SPAZM (GOTTARDI et al., 2012) pour l'étude des précipitations. Par ailleurs, les apports de l'utilisation du modèle de résolution kilométrique AROME (SEITY et al., 2011) pour le forçage météorologique de la simulation du couvert nival en zone de montagne ont été mis en évidence par QUÉNO et al., (2016).

— Lors de l'utilisation du modèle en prévision opérationnelle, déterminer une méthode permettant de prendre en compte le débit observé au démarrage de la prévision (RANDRIANASOLO et al., 2010 ; PAGANO et al., 2014 ; LI et al., 2015b ; MURE-RAVAUD et al., 2016). Cela serait une première manière de pallier les biais ayant des tendances systématiques sur le long-terme, par exemple en raison d'une fonte glaciaire trop importante. Par ailleurs, l'utilisation de méthodes de pré-traitement statistique des données de prévision d'ensemble météorologique et de post-traitement des sorties du modèle en prévision, par exemple celles qui sont présentées par ZALACHORI et al., (2012)

et VERKADE et al., (2013), peut également être profitable afin d'identifier et de corriger les erreurs que le modèle peut faire de manière systématique.
— Tirer parti des possibilités offertes par la calibration statistique (PERNOT et CAILLIEZ, 2017) pour améliorer la configuration du modèle, rendue très compliquée par son niveau de complexité.

Il est dit au chapitre 3 que le développement d'un modèle hydrologique est une étape itérative, et que les étapes de développement et d'amélioration d'un modèle sont guidées par les résultats obtenus lors des étapes précédentes. Cela peut s'appliquer au cas présent, dans la mesure où l'étude détaillée des résultats du modèle en réanalyse, visible au chapitre 5, nous a permis d'identifier plusieurs sources de faiblesse du modèle. Parmi elles se trouve la simulation de la contribution des surfaces englacées. Les exemples d'exploitation des bilans de masse glaciaire pour l'ajustement (structure du modèle et calibration) de la représentation du couvert glaciaire dans un modèle hydrologique sont nombreux dans la littérature (certains sont indiqués au chapitre 3). Il se trouve par ailleurs que nous disposons d'un grand nombre de mesures de bilan de masse glaciaire sur deux glaciers du bassin versant de l'Arve (décrites au chapitre 2). Dans ce travail de thèse, ces bilans de masse glaciaire ont été exploités uniquement pour l'évaluation du modèle. Leur exploitation pour l'amélioration du modèle au niveau de sa prise en compte de l'évolution du couvert glaciaire permettrait vraisemblablement de lutter contre une source importante d'erreurs de simulations, principalement en période estivale. Rappelons toutefois que nous avons montré que la simulation des surfaces englacées, malgré son imperfection, apporte une valeur ajoutée au modèle.

Nous avons par ailleurs remarqué au chapitre 5 que la survenue d'évènements précipitants en période estivale entraine une grande hétérogénéité spatiale de l'isotherme 0. Cette hétérogénéité n'est pas prise en compte dans le modèle. L'exploitation du réseau météorologique additionnel (décrit au chapitre 2) permettrait de quantifier cette hétérogénéité, et d'étudier la possibilité de la représenter dans le modèle, notamment en voyant s'il est possible de relier cette hétérogénéité à d'autres variables météorologiques.

Un autre point faible du modèle est la prise en compte du routage hydrologique. Il est indiqué au chapitre 4 que cette partie du travail a été fortement perturbée par des difficultés rencontrées lors de la recherche de l'obtention de données hydrologiques à un pas de temps réduit. Une collaboration rapprochée avec les organismes réalisant ces mesures, ainsi que ceux qui gèrent les ouvrages ayant une influence sur la dynamique des débits, serait une opportunité d'avoir la possibilité de tenir compte de ces éléments lors de l'utilisation des données de terrain pour la caractérisation de la réponse hydrologique du bassin versant. Cela permettrait également d'être en mesure d'avoir toutes les informations nécessaires pour interpréter et exploiter au mieux les données que ces organismes nous transmettent. Par ailleurs, l'utilisation d'une méthode proposée par ZIN, (2002) de détermination de fonctions de transfert sur la base de la géomorphologie permettrait d'obtenir une représentation du routage en surface plus adaptée aux caractéristiques individuelles des bassins versants étudiés.

Enfin, l'exploitation des possibilités offertes par les méthodes d'assimilation serait une manière de lutter contre plusieurs défauts remarqués au chapitre 5, comme ceux

qui sont liés au manque d'accumulation dans les hautes altitudes en période hivernale et à la disparition précoce du couvert nival, ainsi que ceux qui sont liés à l'apparition d'une simulation hydrologique excédentaire pendant une longue période. Remarquons que l'utilisation de méthodes d'assimilation de données de télédétection pour le modèle ISBA-Crocus existe et est en cours de développement (CHARROIS et al., 2016), avec une attention particulière à la palliation du problème de bonne estimation des précipitations solides, dont les conséquences ont été mentionnées à plusieurs reprises dans ce document.

Annexe A

Article co-écrit avec Jesús Revuelto

Cet article a été écrit et soumis dans la revue The Cryosphere dans le cadre de la comparaison de l'évolution du couvert nival simulée respectivement par le modèle décrit et utilisé dans cette présente thèse ainsi que dans une version distribuée du même modèle. La version distribuée du modèle permet notamment de prende en compte les effets d'ombrages.

Conjointement à la comparaison du couvert nival simulé avec celui qui est observé grâce aux données MODIS, les résultats fournis respectivements par les deux versions du modèle ont été évalués par rapport aux bilans de masse glaciaire fournis par le service d'observation GLACIOCLIM. Une étude détaillée a pu être menée à ce sujet, incluant l'évaluation séparée des simulations d'évolution de bilan de masse à différentes altitudes.

Cet article est principalement présenté ici dans le cadre de l'évaluation détaillées qu'il présente des résultats de la version semi-distribuée du modèle. Ces résultats d'évaluation sont par ailleurs résumés au chapitre 5.

remote sensing

MDPI

Article

Multi-Criteria Evaluation of Snowpack Simulations in Complex Alpine Terrain Using Satellite and In Situ Observations

Jesús Revuelto [1,2,*], Grégoire Lecourt [1], Matthieu Lafaysse [1], Isabella Zin [2], Luc Charrois [1], Vincent Vionnet [1,3], Marie Dumont [1], Antoine Rabatel [2], Delphine Six [2], Thomas Condom [2], Samuel Morin [1], Alessandra Viani [2,4] and Pascal Sirguey [5]

1 Université Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France-CNRS, CNRM, Centre d'Etudes de la Neige, 38000 Grenoble, France; gregoire.lecourt@gmail.com (G.L.), matthieu.lafaysse@meteo.fr (M.L.), luc.charrois@gmail.com (L.C.), vincent.vionnet@usask.ca (V.V.), marie.dumont@meteo.fr (M.D.), samuel.morin@meteo.fr (S.M.)

2 Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), 38000 Grenoble, France; isabella.zin@univ-grenoble-alpes.fr (I.Z.), antoine.rabatel@univ-grenoble-alpes.fr (A.R.), delphine.six@univ-grenoble-alpes.fr (D.S.), thomas.condom@univ-grenoble-alpes.fr (T.C.), vianialessandra@gmail.com (A.V.)

3 Centre for Hydrology, University of Saskatchewan, Saskatoon, SK S7N 5A9, Canada

4 University of Brescia, Department of Civil Engineering, Architecture, Land, Environment and Mathematics (DICATAM), 25123 Brescia, Italy

5 National School of Surveying, University of Otago, 9054 Dunedin, New Zealand; pascal.sirguey@otago.ac.nz

* Correspondence: jesus.revuelto@meteo.fr

Received: 2 May 2018; Accepted: 21 July 2018; Published: 24 July 2018

Abstract: This work presents an extensive evaluation of the Crocus snowpack model over a rugged and highly glacierized mountain catchment (Arve valley, Western Alps, France) from 1989 to 2015. The simulations were compared and evaluated using in-situ point snow depth measurements, in-situ seasonal and annual glacier surface mass balance, snow covered area evolution based on optical satellite imagery at 250 m resolution (MODIS sensor), and the annual equilibrium-line altitude of glaciers, derived from satellite images (Landsat, SPOT, and ASTER). The snowpack simulations were obtained using the Crocus snowpack model driven by the same, originally semi-distributed, meteorological forcing (SAFRAN) reanalysis using the native semi-distributed configuration, but also a fully distributed configuration. The semi-distributed approach addresses land surface simulations for discrete topographic classes characterized by elevation range, aspect, and slope. The distributed approach operates on a 250-m grid, enabling inclusion of terrain shadowing effects, based on the same original meteorological dataset. Despite the fact that the two simulations use the same snowpack model, being potentially subjected to same potential deviation from the parametrization of certain physical processes, the results showed that both approaches accurately reproduced the snowpack distribution over the study period. Slightly (although statistically significantly) better results were obtained by using the distributed approach. The evaluation of the snow cover area with MODIS sensor has shown, on average, a reduction of the Root Mean Squared Error (RMSE) from 15.2% with the semi-distributed approach to 12.6% with the distributed one. Similarly, surface glacier mass balance RMSE decreased from 1.475 m of water equivalent (W.E.) for the semi-distributed simulation to 1.375 m W.E. for the distribution. The improvement, observed with a much higher computational time, does not justify the recommendation of this approach for all applications; however, for simulations that require a precise representation of snowpack distribution, the distributed approach is suggested.

Keywords: snow and ice remote sensing; snowpack simulation; mountain areas; complex terrain

1. Introduction

The dynamics of the accumulation and melting of snow and ice in mountain areas has major effects on the timing and level of discharge from rivers in downstream areas. One-sixth of the Earth's population depends directly on the water supply from snow and ice melt in mountain areas [1]. Thus, significant research effort has been applied to the study of snow and ice dynamics in these regions [2–5], with particular focus on mountain hydrology [6–9]. The snowpack dynamics and its spatial extent also control many mountain processes, including soil erosion, plant survival [10], and glacier surface mass balance [11–13].

Some of the most dangerous natural hazards in mountain areas are also directly related to the distribution of the snowpack and ice, and their evolution over time. This is the case for snow avalanches [14], and floods in mountain rivers and downstream areas [15]. To enable anticipation of the occurrence of snow-related hazards and to reduce the threat to populations and infrastructure [16,17]; various models have been developed to reproduce and forecast the evolution of the snowpack on a daily or sub-daily basis.

Detailed snowpack models [18,19] are increasingly used together with hydrological models to simulate river discharges, and this depends on reliable simulation of snow and ice melting [20–22]. The more accurate the information on snowpack dynamics, the more accurate the discharge forecasts based on hydrological models. However, the spatio-temporal distribution of the snowpack is highly variable in mountain areas [4,23,24], and the runoff from mountain catchments depends on many interrelated processes that are highly variable in space and time, including infiltration, surface runoff, groundwater recharge, freezing of soil, and the snowpack distribution [25]. For example, in areas where snow persists throughout the year, the snowpack dynamics has a major impact on groundwater storage [26]. Finally, snowpack models are also combined with other models and techniques to forecast avalanche hazards [18,27].

Reproducing snowpack dynamics in heterogeneous mountain areas remains challenging. Some snowpack processes, including wind-induced redistribution and small scale topographic control on the snow distribution [28–32] have not yet been fully integrated into numerical snowpack models which can be used operationally. Moreover, the additive nature of snowpack dynamics involves discrepancies between observed and simulated snowpacks, which can accumulate over the simulation period (e.g., [33]).

The various approaches available for running snowpack simulations range from punctual simulations (snowpack dynamics simulated for a particular location having specific characteristics) to semi-distributed and distributed approaches that simulate snow dynamics over broad areas.

The semi-distributed approach, based on an unstructured grid design, involves simulating the snowpack evolution over areas defined using discrete values for topographic variables including altitude, aspect, and slope [34,35]. The French numerical chain S2M (SAFRAN-SURFEX/ISBA-Crocus-MEPRA; [36]), simulates the snowpack evolution using a semi-distributed approach. In this chain the SURFEX/ISBA-Crocus snowpack model ([19]; hereafter referred to as Crocus) is applied over a semi-distributed discretization of the French mountain ranges for various topographic classes. Semi-distributed hydrological simulations are also widely used, which involve discretizing catchments into hydrologic response units (HRU), with the flow contribution from the HRUs being routed and compounded into an overall catchment discharge [37]. This simulation method is also applied to river discharge simulations in mountain areas, with the output of semi-distributed snowpack simulations used as inputs to the hydrological models [21].

The other modeling approach to simulating snowpack dynamics over extended areas is distributed simulations. This method involves simulation of the temporal evolution of environmental variables (e.g., snowpack or other hydrological variables) over a gridded representation of the terrain. In this approach the terrain is not discretized in classes. Rather, it explicitly considers the characteristics (e.g., elevation, slope, aspect) for each pixel when simulating its snowpack evolution.

Distributed and semi-distributed approaches have advantages and disadvantages, particularly the lower computing resource requirements of semi-distributed simulations, and the fact that terrain representation of distributed simulations is closer to reality. Some snowpack processes cannot be accurately reproduced using the semi-distributed approach, including wind-induced snow

redistribution, small scale topographic control of precipitation, and terrain shadowing effects [32,38,39]. However, evaluating the performance of these simulation approaches depends on the intended use of the simulations [40,41]. Similarly, the results obtained will depend on the spatial scale and the quality of the meteorological forcing model, and whether it is distributed or semi-distributed [42,43].

As far as the authors know, no attempt to compare distributed and semi-distributed snowpack simulations results has been made to date. This is significant because the implementation of the most promising advances in simulation is mainly considered for distributed simulations. This is the case for assimilation of satellite data [44–46]; the inclusion of small scale processes in simulations, including snow redistribution by wind [30,32]; and gravitational or topographic controls on snow movements [29,47,48]. Semi-distributed simulations may also allow the implementation of satellite data assimilation techniques (as suggested in [49]) but would require specific methods for aggregating observations into the semi-distributed clustering of the simulation domain and they would reduce potential benefits of high resolution satellite observations.

The impact of effects solely arising from the representation of the topography on snowpack simulations has not yet been assessed in detail. For example, the influence of terrain shadowing effects on Crocus model outputs, allowed in distributed simulations of sufficiently high spatial resolution, has not been analyzed specifically.

Optical remote sensing data are increasingly used to extensively evaluate snowpack simulations over large areas and for long time periods [42,50,51]. However, such data do not provide detailed information about snowpack bulk variables such as snow depth and snow water equivalent [52–54] and thus must be combined with in-situ observations to provide a complete evaluation, such as the snow depth evolution observed with automatic weather stations or glacier surface mass balance.

The main goal of this work is to study of the impact on the Crocus snowpack model simulation of including terrain shadowing effects by comparing semi-distributed simulations (which do not include terrain shadowing) and distributed simulations (which include terrain shadowing). The upper Arve catchment (French Alps) was selected as the study area, since it is characterized by a high spatial heterogeneity with an important altitudinal gradient and the presence of large glaciated areas. The evaluation is based on the analysis of the Crocus model capabilities on simulating different snowpack variables (mainly snow depth, snow water equivalent and snow covered area) compared with in-situ observations as well as remote sensing observations. Consequently, we assessed the ability of the model to simulate the snowpack evolution using a multi-criteria approach (e.g., Hanzer et al., 2016). This way, we firstly assessed the ability of the model to simulate the snowpack evolution at a local scale for specific stations having continuous snow observation data. These punctual simulations enabled initial analysis of the capacity of the model to subsequently evaluate the distributed and semi-distributed approaches to simulating the snowpack dynamics over a broader area. The simulation results from both approaches were compared with observations for the snow covered area based on MODIS satellite sensors, the glacier surface mass balance (winter, summer, and annual), and the glacier equilibrium-line altitude derived from satellite images (Landsat, SPOT, and ASTER). This enabled assessment of the use of semi-distributed or distributed simulations for analysis of snow and ice dynamics. The simulations were based on data for the upper Arve catchment for the 26 years from 1989 to 2015.

2. Study Area and Period

The upper Arve catchment is located in the western Alps, France, between the northeast slopes of the Mont Blanc massif and the southwest slopes of the Aiguilles Rouges massif. The catchment extends from the headwaters of the Arve River to the town of Chamonix (Figure 1), and includes major tributaries carrying melt water from three glacierized areas (*Arveyron de la Mer de Glace, Arveyron d'Argentière, and Bisme du Tour*) to the main river. The upper Arve catchment covers 205 km^2 and has a high degree of topographic heterogeneity, with steep slopes in some areas, and gentle slopes on large glacierized areas and at the lower elevation zones of the valley, which is a typical U-shaped glacial valley. Elevation ranges from 1020 to

4225 m.a.s.l., with 65% of the surface area above 2000 m.a.s.l. Glaciers cover 33% of the area [55], and 22% is covered by forests, mainly in the lower elevation areas. Chamonix climatology is classified as a Cfb Köpen-Geiger type with a mean annual precipitation of 1055 mm., and a mean annual temperature of 7.3 °C (observed in the 1981–2015 time period). The water discharge regime is strongly dependent on the snow melt dynamics during spring and early summer, with the major contribution of melt water from glacierized areas occurring during late summer and autumn; this is termed a nivo-glacial regime of river discharge [56]. The Mont Blanc and Aiguilles Rouges massifs are also highly spatially heterogeneous, having various slopes and aspects over a wide range of elevations in glacierized and non-glacierized areas; this affects the spatio-temporal evolution of snow and ice.

The area is subject to severe flood hazard. This is a consequence of the steepness of the terrain, which results in a rapid hydrological response to precipitation, the typically rapid meteorological changes that occur in this mountain area (mainly associated with convective episodes during spring and summer). Such hazards are particularly significant in the town of Chamonix in the bottom of the valley, featuring high population densities and infrastructure especially in summertime at the peak of the tourism season. The study period spams from 1989 to 2015 in order to evaluate simulations with different seasonal conditions.

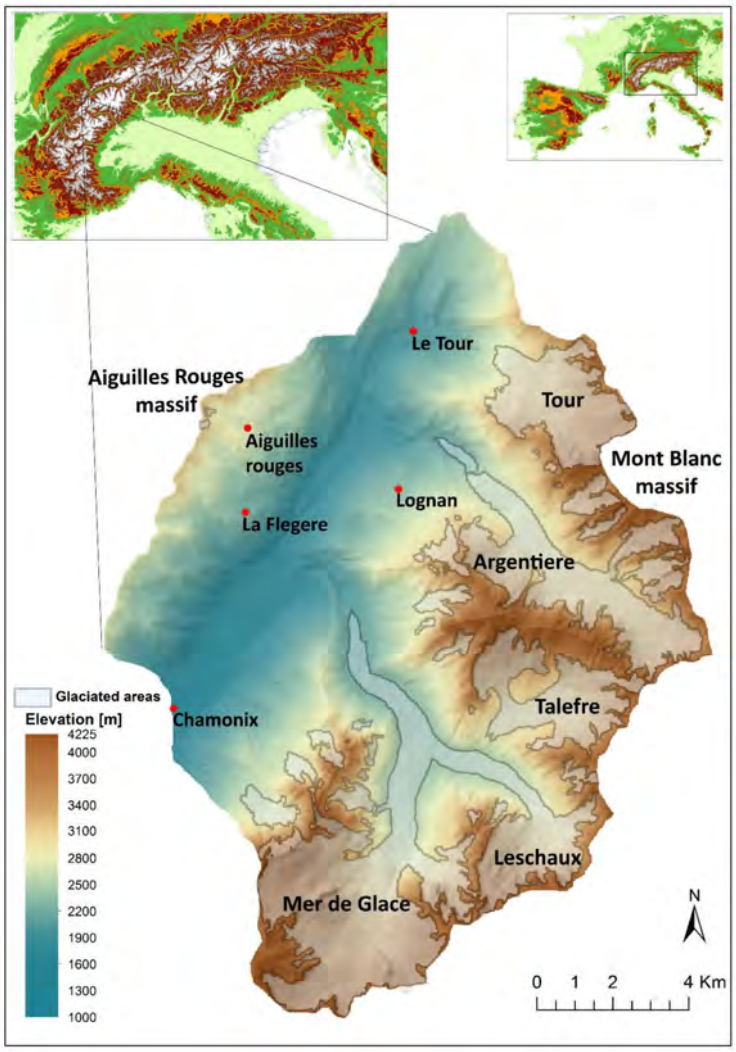

Figure 1. Upper Arve catchment study area. The white shaded area shows the extent of the glaciers in 2012 (Gardent et al., 2014). The inner maps show various magnifications of the Alps and the location of the Arve valley within the mountain range. The red points show the position of the five Météo-France stations located in the study area.

3. Observation Datasets

3.1. Punctual Snow Depth Observations

The Météo-France observation network has 5 stations in the study area (Figure 1), located at different elevations. Some of these stations acquired data during all snow seasons throughout the entire study period, including the Nivose Aiguilles Rouges (2365 m.a.s.l.), Chamonix (1025 m.a.s.l.), and Le Tour (1470 m.a.s.l.) automated stations. The other two stations started measurements later, and provided manual observational data since the 1994–1995 snow season (Lognan station; 1970 m.a.s.l) and since the 2003–2004 snow season (La Flegere station; 1850 m.a.s.l.). At these stations the temporal evolution of the snow depth was observed at daily or sub-daily time intervals, and these data were used to evaluate SAFRAN–Crocus in non-glacierized areas during winter and spring (periods with snow presence).

3.2. Snow Cover Area Distribution Based on the MODIS Sensor

3.2.1. Processing of the MODIS Data to Estimate the Snow Covered Area

Many studies have demonstrated the usefulness of MODIS images for snow cover mapping in mountain areas [52,53,57]. The MODIS mission database provides long temporal coverage (the mission was launched in 2000, and obtains daily images), which enabled a comparison between the simulated and observed snow cover evolution for 14 snow seasons (out of the 26) simulated on an almost daily basis (comparisons were limited by cloud cover in the study area). Sub-pixel snow monitoring of the snow cover at 250-m spatial resolution was performed using MODImLab software, designed specifically to address the effect of complex terrain on the satellite signal. The processing chain is described in [58,59]. Multispectral fusion between MOD02HKM (500 m; bands 3–7) and MOD02QKM (bands 1 and 2) [60], enable this software to generate images at 250 × 250 m spatial resolution to derive various snow and ice products. MODImLab snow products have been already validated with Landsat [59] and SPOT [61] optical imagery showing a strong agreement.

We used the unmixing_wholesnow (UWS, [62]) product, as it has been shown to outperform other snow and ice products for assessing the evolution of the Snow Covered Area (SCA) using a spectral unmixing technique developed by [50]. We also considered the cloudiness product in MODImLab to determine the fraction of the catchment affected by cloud cover. The generation of the UWS and cloudiness products in MODImLab software was based on the same DEM used for the snowpack simulations. This ensured a direct match between of observation and simulation pixels. To avoid errors related to cloud presence in the study area, only days having cloud cover representing <20% of the total surface area were considered in the analysis. With this threshold, 54% of the available MODIS images during the study period were discarded. Despite the fact that for particularly short time periods the limitations of the availability of MODIS images did not enable the evaluation of SCA, the seasonal and annual evaluation performed in this work are not affected by these potential limitations. For the worst winter season (in terms of MODIS data availability), at least a 43% of dates are included, thereby having a temporal distribution that enables an appropriate evaluation.

3.2.2. Thresholds to Assess whether a Pixel is Snow-Covered in MODIS Images and from Model Output on the 250 m × 250 m Grid

Different thresholds of the unmixing_wholesnow (UWS) MODImLab product were considered in order to distinguish whether a pixel is snow covered. The UWS values used in the sensibility test were 0.25, 0.35 and 0.45. Similarly, three simulated snow depth threshold values (0.10, 0.15, and 0.20 m [42,52] were examined to consider a pixel as snow-covered in the simulations as a sensitivity test.

3.3. Glacier Surface Mass Balance

Glaciers located in the Mer de Glace and Argentière sub-catchments have been monitored, in a sufficient number of measurement locations for our analysis, since 1995 by the French Service National d'Observation

GLACIOCLIM. During this period, field data were obtained twice per year, during the maximum (end April–May) and minimum (around October) snow accumulation periods. These data enabled calculation of the surface mass balance (SMB) for summer (annual difference between the maximum and minimum acquisitions), winter (annual difference between the minimum of the previous year and the maximum acquisitions), and annually (year to year differences in the minimum acquisitions) at each individual point of the network (Figure 2). The observation procedure involves the use of glaciological methods [63] to retrieve the surface mass balance for the various time periods. Stakes (markers over the glaciers) are set up in both accumulation and ablation areas throughout the glaciers, and reflect the evolution of the various zones of the glaciers. The spatial distribution of the stakes is shown in Figure 2. For further information on the methods for SMB data collection, see [12].

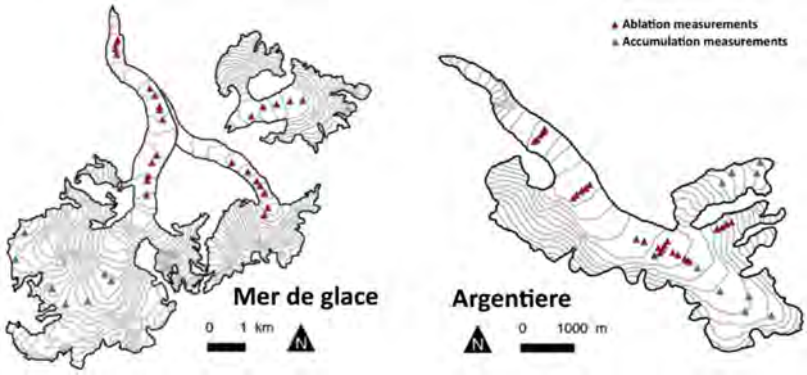

Figure 2. Glacier surface mass balance (SMB) measurement locations for ablation and accumulation areas in the Mer de Glace and Argentière glaciers.

3.4. Glacier Equilibrium-Line Altitude

The glacier equilibrium-line altitude (ELA) is the annual maximum elevation of the snow-ice transition over glacierized areas. Since 1984 the temporal evolution of the ELA for the five largest glaciers in the study area has been estimated using various satellite sensors [64,65]. Data on the inter-annual evolution of the ELA for the Tour, Argentière, and Mer de Glace glaciers (and its main tributaries, the Leschaux and Talèfre glaciers) was available for the entire study period, based on images from Landsat 4TM, 5TM, 7 ETM+, SPOT 1–5, and ASTER. The spatial resolution of these images ranges from 2.5 to 30 m. The method of snow line delineation using multispectral images combining green, near-infrared, and short-wave infrared bands has been fully described by [66]. The satellite acquisition date depends on various factors including the availability of satellite images for the study area and cloud presence, but images obtained during the period of minimum snow accumulation (late August to early October) were used to obtain the ELA.

4. Methods

4.1. Simulation Setup

We used the Crocus snowpack model to simulate the temporal evolution of snow and ice in the upper Arve catchment. Crocus is a multilayer model that simulates snowpack evolution based on the energy and mass exchanges between the various snow layers within the snowpack, and between the snowpack and its interface with the atmosphere and the soil (i.e., the top and bottom of the snow column). Crocus snowpack model includes the simulation of snow microstructure and their evolution based on semi-quantitative notions as sphericity and dendriticity of snow grains, providing high detail on the evolution of internal snowpack properties. The model was developed [67] as a one-dimensional multilayer physical scheme, simulating energy and mass transfers (radiative balance, turbulent heat, ground heat flux . . .). The simulated snowpack is vertically discretized in a maximum of 50 layers.

Different rules are designed to develop a realistic of snowpack layering. Crocus is implemented in the externalized surface model SURFEX [19]. Within SURFEX [68], Crocus is coupled to the multilayer land surface model ISBA-DIF (Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere; diffusion version; [69].

The meteorological forcing required to drive the temporal evolution of the simulations was obtained from the SAFRAN meteorological reanalysis [27,70]. This provides the atmospheric variables needed to run Crocus at hourly time step, including air temperature, specific humidity, long wave radiation, direct and diffuse short-wave radiation, wind speed, and precipitation phase and rate. SAFRAN was specifically developed to provide meteorological forcing for mountain areas at a suitable altitudinal resolution for performing snowpack simulation addressing the impact of elevation differences on snow conditions for particular terrain classes. SAFRAN and Crocus have been applied for several decades in French mountain regions, contributing to operational avalanche warning and snow monitoring activities of Météo-France, in a semi-distributed mode [36,70].

The SAFRAN meteorological reanalysis system provides outputs for punctual simulations, or semi-distributed outputs. In the first case the analysis is performed directly for the elevations of the points of interest, and takes into account the direct solar radiation masks associated to the surrounding topography. In the semi-distributed mode, SAFRAN outputs are provided for 300-m elevation bands. The spatial extent of this analysis is approximately 1000 km^2. This corresponds roughly to the spatial domain from which in-situ meteorological observations are used to generate the reanalysis product. These regions are referred to as "massifs" [27,70]. This study uses only the Mont-Blanc massif, which covers the entire study catchment.

4.2. Punctual, Semi-Distributed, and Distributed Approaches

The temporal evolution of snow and ice was simulated using punctual, semi-distributed, and distributed approaches, based on the same meteorological forcing and using the same Crocus model version. In order to compare the outcome of the two spatialized simulation strategies, their results are either produced natively on a 250 m grid, or either distributing the semi-distributed SAFRAN–Crocus model runs onto the 250 m grid using the corresponding topographical classes. This spatial resolution was selected because it renders slopes sufficiently well to describe small valleys with significant shadowing effects. The 250 m grid cell size of the simulations also enables a direct comparison with optical satellite products at the same spatial resolution. It will also allow for exploring snow mechanical stability in future avalanche hazard forecasting applications, with slope at this resolution being steep enough for avalanche.

4.2.1. Punctual Simulation

Punctual snowpack simulations were performed for the five Météo-France meteorological and snow observing stations within the study area, based on the elevation, slope, and aspect for each station. Punctual simulations included a topographic mask from a 50-m digital elevation model (DEM) from the French Geographical Institute (*Institut National de l'information Géographique et forestière*), to account for any terrain shadowing effect on simulation of the incoming shortwave radiation. For the location of each of these five meteorological stations a separate snowpack simulation was obtained. Each of these simulations was run with the specific characteristics of its location, forcing Crocus model with the meteorological forecast extracted for the specific position of the station.

4.2.2. Semi-Distributed Simulation

Semi-distributed simulations were carried out based on the following topographic classes:

- altitude: 300-m elevation bands from 900 m.a.s.l. to 4100 m.a.s.l
- aspect: eight aspect classes (north, northeast, east, southeast, south, southwest, west, and northwest)
- slope: flat terrain, 20° and 40°

These topographic classes are the same as those used for snow monitoring and avalanche forecasting [36]. To consider snow and ice evolution on glacierized and non-glacierized areas,

two distinct simulations were run for all terrain classes, one initialized using bare ground, and another involving a given thickness of ice to initialize the simulation on glacierized areas (see Section 4.3).

In a final stage, the snowpack semi-distributed simulations (which have an unstructured grid design) were assigned or re-projected onto the pixels of 250 × 250 m grid used for the distributed simulations). The pixels were categorized according to the semi-distributed terrain classes: slopes from 0° to 10° were considered flat, those from 10 to 30° were assigned to the 20° slope class, and those higher than 30° were assigned to the 40° class. From this categorization of the DEM, the snowpack simulation outputs were assigned to each terrain class for all time steps. Therefore, for each time step, a snow and ice distribution map was generated, which distributed the semi-distributed snowpack simulation obtained for the various terrain classes.

4.2.3. Distributed Simulation

The distributed snowpack simulations were performed in a DEM having 250 × 250 m grid spacing over the study area. The altitudinal resolution of SAFRAN elevation bands was defined to account for substantial changes on snowpack conditions to forecast avalanche hazard in a semi-distributed configuration. This meteorological forcing was spatially distributed over the 250-m grid DEM as follows: For each pixel of the 250-m grid, the meteorological variables at a given altitude were linearly interpolated between the closest 300-m elevation bands of the SAFRAN reanalysis, following [43].

The distributed Crocus simulations were performed, accounting for the elevation, aspect, slope but also soil, and land cover characteristics for each pixel derived from ECOCLIMAP-II/Europe;. This surface database combines the information of CLC 2000 (Corine Land Cover) and GLC2000 (Global Land Cover). Moreover, it includes information of the leaf area index from MODIS observations and the normalized difference vegetation index from SPOT, derived from the 1999 to 2005 time period [71]. ECOCLIMAP-II/Europe is only used in one time step for the initialization of soil. Topographic shadowing effect of short wave radiation [29] was accounted for in the distributed simulations. The inclusion of particular pixel features and topographic shadowing are the main differences between the semi-distributed and distributed simulations. Figure 3 shows a schematic representation of distributed and semi-distributed approaches.

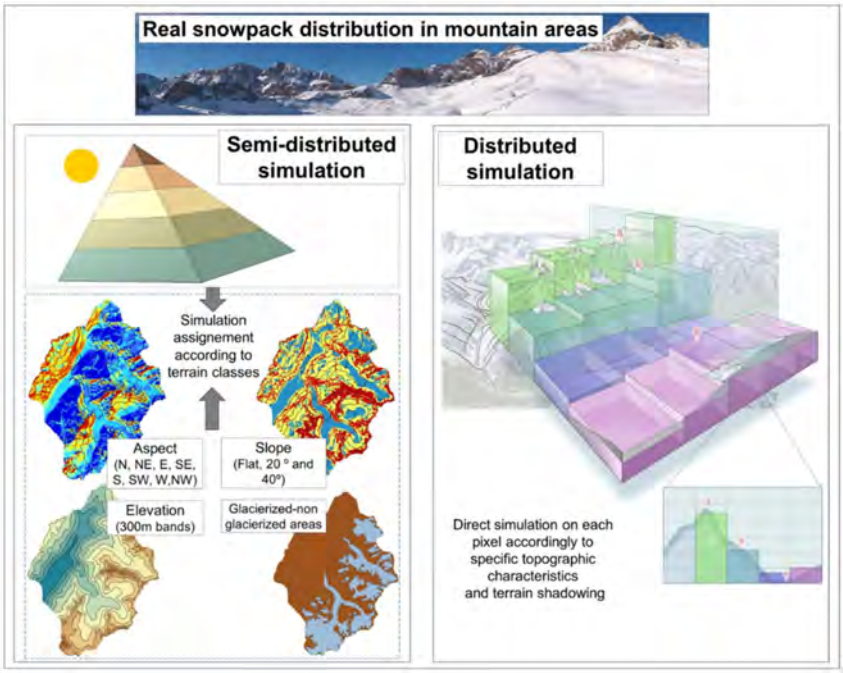

Figure 3. Schematic representation of the approaches used to account for mountain spatial heterogeneity when simulating snowpack dynamics.

4.3. Modeling of Glacierized Areas

As Crocus is a multilayer snowpack model that simulates the energy and mass exchanges between the various snowpack layers, it also enables simulation of the glacier surface mass balance [58,72–74]. However, the model does not simulate glacier dynamics. The extent of glacierized areas was based on the most recent data on their surface area, inventoried in 2012 [65]. Although other historic surface inventories of glacierized areas within the upper Arve catchment were available (1986 and 2003; [55]), the most recent inventory was used for simplicity throughout the entire simulation period, because the change in the glacierized surface area between the inventoried dates represents less than a 1% of the total study surface area.

4.4. Treatment of Forested Area

Since snowpack simulations in forested areas were not configured to account for sub-canopy processes and satellite observations can be significantly biased by the presence of the trees, these areas were masked out in the SCA analysis.

4.5. Time Span and Initialization of the Simulations

As previously described, simulations were run for the period 1989–2015. Starting from an initial vertical temperature profile of the ground layers corresponding to the mean annual temperature, a spin-up simulation for the 1988–1989 snow year (1 August 1988 to 31 July 1989) was repeated iteratively 10 times, to ensure a realistic ground state when launching simulations. This approach has been found to allow for a reasonable initialization for the simulations of the full time period studied.

Glacierized areas were reinitialized at the beginning of each snow season (1 August) to a value of 40-m thickness of ice, if the total ice thickness was lower than this value, which ensured that ice would be present for the entire snow season (from 1 August of one year to 31 July of the next year). In the case where snow was present on top of ice in a glacierized part on the date of reinitialization, additional ice was added below the snow surface, so that the state of the surface would not change but the total ice amount would be adjusted. The six deepest Crocus layers (these that simulate ice evolution) were initialized with a density value of 917 kg/m^3 and a temperature of 273.16 K. The thickness of these layers were set to progressively transition from a shallow thickness for the upper ice layer (0.01 m) to thicker layers in the deepest part of the ice (with a 5-fold difference factor between one layer and the one above), resulting in a total ice thickness of 39.06 m. The ice initialization was also performed during the spin-up so that ground layers below the ice covered areas would also reach a reasonable thermodynamic equilibrium.

4.6. Evaluation Strategy

The availability of direct snow and ice observations for mountain areas is limited. Broadly, when the time between observations is short, the spatial extent is limited and oppositely, when large areas are observed, the temporal frequency is low. Consequently, evaluation of the performance of a model in reproducing the snowpack evolution is difficult because of a lack of information. Although we did not evaluate a hydrological model; in this study, the "observation scale" defined by [75] aided the assessment of the representativeness of the available observations. The observation scale is defined by: (i) the spatial/temporal extent (coverage) of a dataset; (ii) the spacing (space and time resolution) between samples; and iii) the integration volume (time) of a sample (also known as support). These three criteria can rarely be optimized simultaneously. Hanzer et al. [54] provided an overview of the various characteristics and complementary features of various methods, which can be used for evaluation of snow/glacier/hydrological simulations in mountainous catchments. In this study we used the following four observation datasets described on Section 3:

- In situ snow depth from Météo-France stations within the simulation domain.
- Snow covered area (SCA) from MODIS images at 250 m resolution, using a dedicated method to address the influence of complex topography on satellite images.
- Seasonal and annual glacier surface mass balance (SMB) for in-situ stakes measurements.

- Glacier equilibrium-line altitude (ELA) from Landsat/SPOT/ASTER.

Based on the radar charts presented by [54], shown in their Figures 4 and 5, the four datasets used in this study cover almost the full radar chart space ("optimal" validation dataset, which would be perfect if it would be completely covered), thus providing almost an optimal evaluation of the simulation performance.

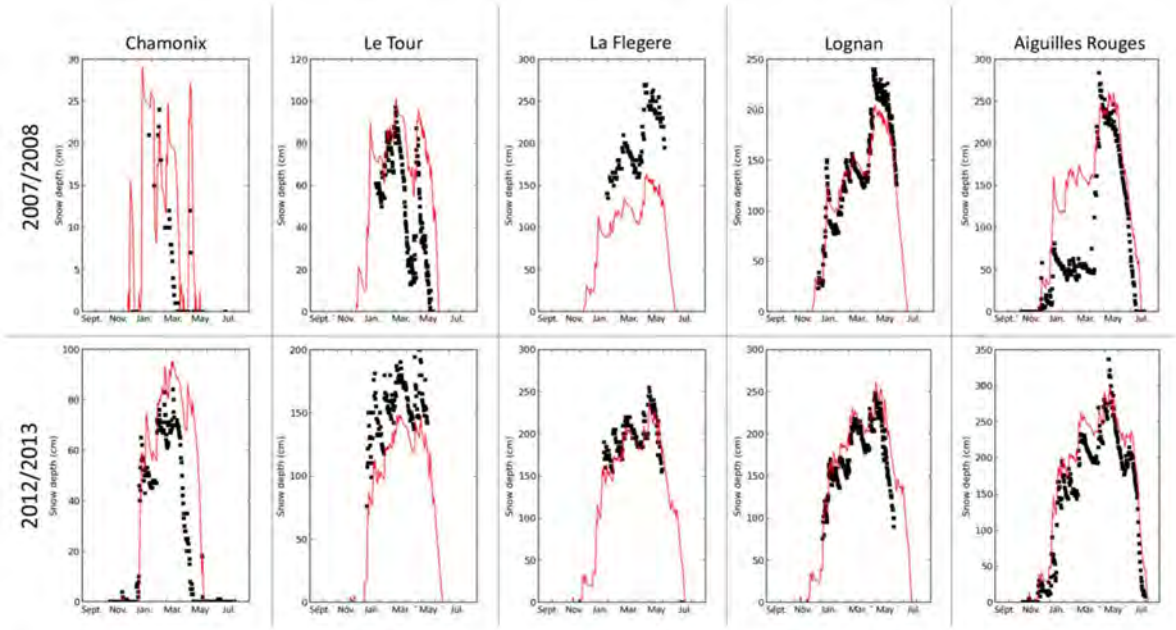

Figure 4. Observed (black squares) and simulated (red lines) snow depth evolution for the 2007–2008 (upper panel) and 2012–2013 (bottom panel) snow seasons. The elevations of the stations are: Chamonix: 1025 m.a.s.l.; Le Tour: 1470 m.a.s.l.; La Flegere: 1850 m.a.s.l.; Lognan: 1970 m.a.s.l.; and Aiguilles Rouges: 2365 m.a.s.l.

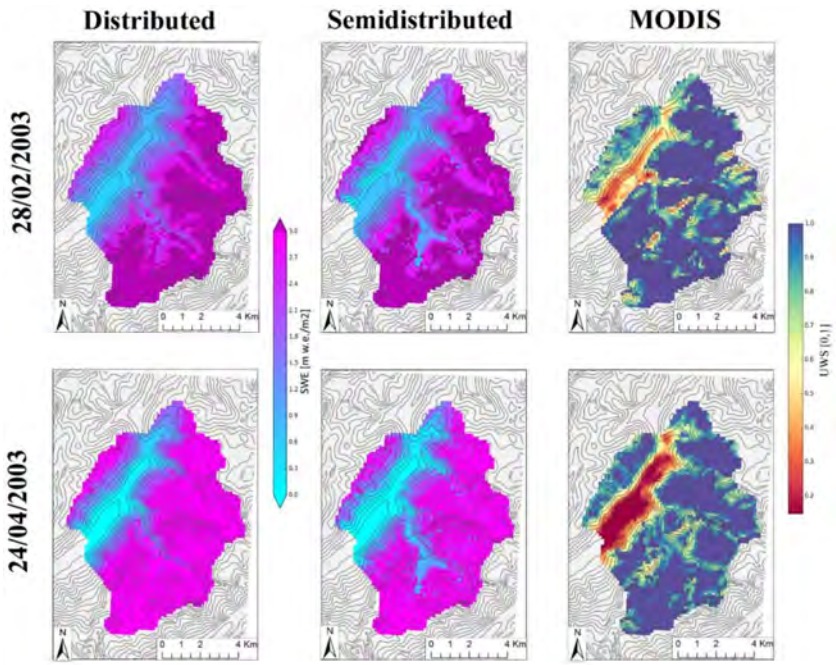

Figure 5. Spatial distribution of the Snow Water Equivalent (SWE) simulated with distributed (left panels) and semi-distributed (middle panels) approaches for the 28 February 2003 (upper panels) and for the 24 April 2003 (lower panels). Right maps show the UWS MODImLab product for same dates.

The four datasets allowed performing a multi-criteria, multi-spatial and multi-temporal evaluation of the simulations with all observations available within the study area. However, not all simulations (punctual, semi-distributed, and distributed) were evaluated using all four observation datasets. The punctual snow depth simulations only provided a preliminary evaluation of the simulation setup in terms of reproducing the temporal snowpack evolution, so only punctual snow depth observations were used in the evaluation of this simulation approach. The three other datasets (SCA, and glacier SMB and ELA) were used in evaluating the semi-distributed and distributed simulations, as these datasets had the appropriate spatial and temporal extents needed to assess the performance of these two approaches.

4.6.1. In Situ Snow Depth Evaluation

With this database has been calculated the root mean squared error (RMSE) and the bias of the punctual simulations for the time periods with data available.

4.6.2. Snow Covered Area Evaluation from MODIS Images:

Statistical Framework for the Comparison between MODIS Images and Model Output

The temporal evolution of the snow covered area (SCA) within the study area predicted by each simulation approach (semi-distributed and distributed) was compared to SCA observations in terms of the root mean squared error (RMSE), the mean absolute error (MAE), and R^2 calculated on the basis of daily values spanning the entire simulation period during which MODIS data are available (14 years). Special care was taken to ensure the statistical significance of the difference in skill between semi-distributed and distributed simulations since there is a high variability of the skill of a snowpack model from one season to another [76,77]. As a result, the skill of a simulation configuration can change depending on the selected years for evaluation. To assess whether the results obtained with distributed and semi-distributed simulations are significantly different in comparison with the inter-annual variability of the model skill, the uncertainty of the scores was quantified by a bootstrap approach [78]. A total of 100 samples from 14 complete years were randomly selected among the 2000–2014 time series of observed and simulated SCA values. Indeed, a stability test (not shown here) showed that results were stable after 100 repetitions. The sampling was applied on an annual basis instead of individual dates to avoid being affected by the high temporal autocorrelation of the skill during the same snow season. From the 100 samples, we computed the standard deviation of each score, considered as a random variable. Thus, the scores samples of the semi-distributed and distributed simulations could be compared by a t-student test.

In addition, in order to better understand and analyze the statistical results, the temporal evolution of the SCA for selected snow seasons was also analyzed to assess the difference between observations and simulations in different time periods within the season. Error metrics obtained on these snow seasons were compared to average values from the bootstrapped sample.

Evaluation of Spatial Similarity

The spatial similarity between the observed and simulated SCA was evaluated for each simulation approach based on two similarity metrics: the Jaccard index (J), and the average symmetric surface distance (ASSD). The spatial similarity must be evaluated using both metrics simultaneously, in order to avoid mishandling the extreme case where one feature is fully included in the other one, even if there is a large discrepancy. Based on the UWS and snow depth thresholds previously selected from the analysis described above, binary maps (snow presence and absence) were generated for all observation and simulation datasets, by design sharing the same grid, and used to perform these evaluations.

The Jaccard index is the ratio of the intersection between the observed (O) and the simulated (S) snow covered area and their union (Equation (1)). The index values range from 0 to 1, with a value of 1 representing a perfect match between the observed and simulated SCA.

$$J = \frac{|O \cap S|}{|O \cup S|} \tag{1}$$

The ASSD quantifies the distance between the boundaries of the observed and simulated snow covered area. The ASSD is based on the modified directed Hausdroff distance between boundaries [79]; see [42,59] for more details). ASSD values are expressed in meters, and the smaller the distance the better the match between surface boundaries. The Jaccard index and ASSD were calculated for the 2001–2002 to the 2014–2015 snow seasons. To assess the performance of the two simulation approaches for specific periods, the 2006–2007 and 2007–2008 snow seasons (characterized by lower than average snow conditions) and the 2011–2012 and 2012–2013 snow seasons (characterized by higher than average snow conditions) were analyzed for both the accumulation period (January, February, and March; JFM) and the melt period (May, June, and July; MJJ).

4.6.3. Surface Mass Balance Evaluation from In-Situ Stakes

In this study, we directly used SMB seasonal and annual components at 65 locations encompassing different glaciers, which were directly compared to model simulations corresponding to these locations. RMSE, MAE and R^2 coefficient values were computed for each sub-basin for the winter, summer and annual SMB components. These three error metrics were calculated by computing the difference between the observed and the simulated SMB (difference of the simulated snow water equivalent between consecutive observation dates) for the simulation pixels in which observation stakes are located. Similar to the SCA evaluation, the significance of the differences between the distributed and semi-distributed approaches was assessed using a bootstrap method based on the resampling of the 20 available observation years

Finally the simulated (distributed and semi-distributed) and observed temporal evolutions of the SMBs were compared for several elevation bands (the average and standard deviation for all locations within each band were calculated). To address the elevational dependence of the SMB, the seasonal evolution of the observed and simulated seasonal and annual SMB were compared for two snow seasons having opposite characteristics (high (2012–2013) and low (2007–2008) levels of snow accumulation) for the Mer de Glace glacier.

4.6.4. Equilibrium Line Altitude Evaluation from Landsat/SPOT/ASTER

The simulated ELA was calculated for the same dates as the satellite acquisitions. Because of the difference in the spatial resolution of the simulation (250 m) and satellite observations ($\leq$30 m), the average elevation and its standard deviations of the ELA were compared.

5. Results

5.1. Punctual Snow Depth

The observed and simulated snow depth evolution for the 2007–2008 and 2012–2013 snow seasons (lower than and higher than average snow conditions, respectively) for the five stations are shown in Figure 4. The snow depth evolution shows the ability of the SAFRAN–Crocus model chain to reproduce the temporal evolution of snow at these observation stations, taking into account their altitude and terrain shadowing masks, based on a meteorological analysis performed at the scale of the entire Mont-Blanc massif.

Some snow accumulation events were underestimated or overestimated in the SAFRAN–Crocus simulations, compared to observations, as illustrated by the discrepancies between the simulated and observed snow depths, including for the Le Tour (overestimation) and La Flégère (underestimation)

stations for the 2007–2008 snow season. If these large discrepancies, mainly coming from deviations on the forecasted snow precipitations amounts are neglected (for instance the observed and simulated snow depths are forced to match just after accumulation events), then we can conceive that the snow depth temporal evolution is well reproduced. This can be well visualized for Lognan station or for La Flegere station on 2007/2008. Table 1 shows the RMSE and bias errors between observations and simulations at the five stations. There is a high level of variability between the errors for the various stations. It is noteworthy that the number of observations available and the time periods (which could have marked differences on total seasonal snow accumulation) affected the significance of the RMSE and bias for the various stations (Table 1). The RMSE values ranged from 20.8 to 66.6 cm and the bias ranged from −19.1 to 49.4 cm. These values are small relative to the total snowpack thickness (snow depth observations were commonly >200 cm, and in some cases exceeded 300 cm). However, for the Aiguilles Rouges station the RMSE and bias estimates were higher than for the other stations. This may be because this station is exposed to major wind-induced snow transport episodes that were not accounted for in the simulation. In addition to these events, this station is also affected by errors related to the meteorological forcing, such as the large underestimation for the first snowfall in 2007–2008.

Table 1. Error statistics (bias and Root Mean Squared Error (RMSE)) between simulated and in situ snow depth observations for the five meteorological stations in the study area for periods for which observations were available. The locations of the stations are shown in Figure 1.

Observatory	RMSE (cm)	Bias[cm]	Period	Num. Obs.
Chamonix	23.3	12.1	1983–2015	6704
Le Tour	29.6	13.0	1985–2015	6323
Nivose Aiguilles Rouges	66.6	49.4	1983–2015	5902
La Flegere	45.0	−19.1	2003–2015	1231
Lognan	20.8	1.9	1994–2015	5964

5.2. Snow Cover Area Distribution

Table 2 shows the SCA simulation results estimated tested against 0.1, 0.15 and 0.2 m snow depth thresholds compared with the various UWS thresholds tested, for the 2008–2009 and 2009–2010 snow seasons (average snow accumulations) and for the semi-distributed and distributed approaches. It shows that the evaluation metrics are only slightly sensitive to the choice of these thresholds and that for every threshold and metrics the ranking of the two approaches remains the same. In light of the results of the sensitivity tests, we selected a 0.15 m snow depth threshold for the simulations and 0.35 SCA threshold for MODImLab UWS product for classifying a pixel as snow-covered or not.

Table 2. Unmixing_wholesnow (UWS) threshold selection for various snow thicknesses selected as thresholds for the 2008–2009 and 2009–2010 snow seasons for distributed and semi-distributed simulations. Bold values indicate the selected snow depth and snow cover area (SCA) thresholds.

Threshold		Distributed Approach			Semi-Distributed Approach		
SCA [0, 1]	SD (m)	R^2	RMSE	MAE	R^2	RMSE	MAE
0.25	0.10	0.803	13.84	9.85	0.790	15.48	10.36
	0.15	0.807	13.75	9.54	0.793	15.04	9.79
	0.20	0.806	13.79	9.60	0.789	16.41	12.05
0.35	0.10	0.821	12.64	8.36	0.809	14.31	9.79
	0.15	**0.828**	**12.51**	**8.24**	**0.815**	**13.59**	**9.60**
	0.20	0.815	12.86	8.54	0.811	14.90	10.49
0.45	0.10	0.812	13.47	9.33	0.798	15.29	10.47
	0.15	0.813	13.69	9.58	0.805	14.31	9.81
	0.20	0.813	13.38	9.24	0.80	16.29	11.17

Figure 5 depicts the spatial distribution of the snow water equivalent (SWE) simulated (with both approaches) for two dates: in the accumulation period (28 February 2003) and in the early melting period (24 April 2003). Figure 5 also shows for both dates the UWS product from MODImLab. The overall SWE spatial patterns and values are similar in both approaches. However, the semi-distributed simulation fails on reproducing the accumulation on certain areas (for instance in low areas of Mer de Glace glacier see location in Figure 1). Some of the discrepancies between the observed SCA and the simulated SWE are related with deviations in the simulations but others also originated on deficiencies of remote sensing observations on complex alpine terrain (highly rugged topography, vegetation and mixes pixels)".

5.2.1. Snow Covered Area Dynamics

The results of simulation of the SCA in the study area for 5 of the 14 snow seasons allowing a comparison with MODIS data are shown in Figure 6 (left panel). This figure shows that both approaches were able to reproduce the SCA evolution based on MODIS images. In view of dispersion graphs (Figure 6 right panel) the bias for low SCA values is more pronounced for semi-distributed simulations than for distributed simulations. These discrepancies are mainly due to the differences between observations and simulations on the late melting period.

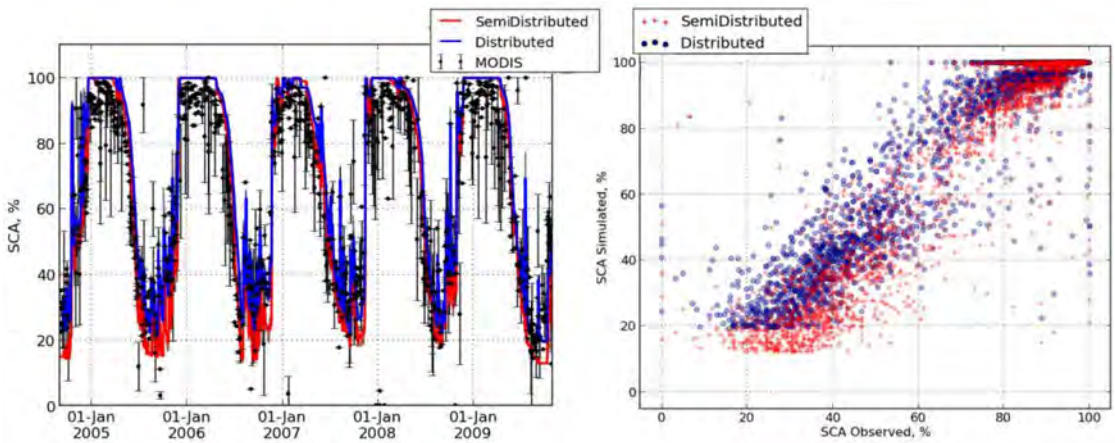

Figure 6. (**Left**) Temporal evolution of the SCA (2005–2010) based on semi-distributed and distributed simulations and MODIS sensor observations. The vertical bars associated with the MODIS observations show the uncertainty associated with cloud presence for days having $\leq$20% snow cover. (**Right**) Scatter plot between observed (X axis) and simulated (Y axis) SCA obtained with semi-distributed and distributed approaches for the whole time period with observations.

Figure 7 (left panel) shows the SCA evolution for four snow seasons, two having lower than average snow conditions (2006–2007 and 2007–2008 seasons) and two having higher than average snow conditions (2011–2012 and 2012–2013 seasons). In winter the simulation slightly overestimated the SCA compared with observations, but during summer and autumn the simulations underestimated the SCA. However, the distributed simulations reproduced the observed SCA more closely. For all four seasons, the semi-distributed simulations generated larger underestimates of the SCA during summer and early autumn than the distributed approach (Figure 7 right).

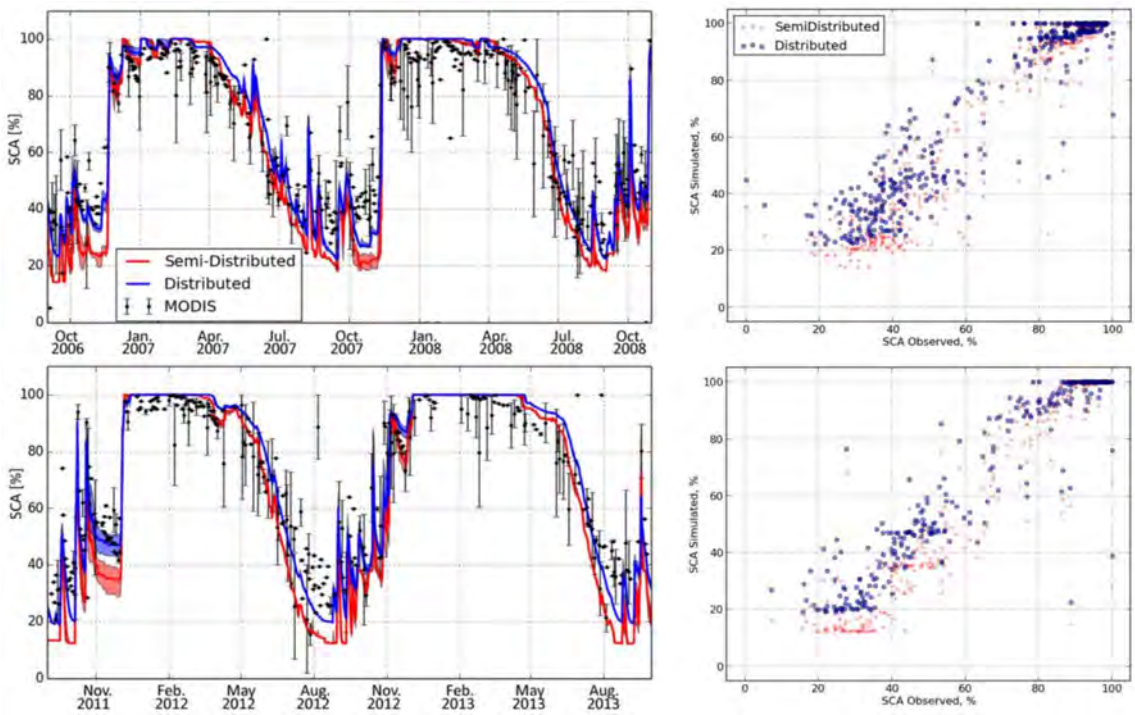

Figure 7. (**Left**) Observed and simulated SCA evolution for a period of low level snowpack accumulation (2006–2008; upper panel) and a period of high level snowpack accumulation (2011–2013 lower panel). The vertical bars for the MODIS observations show the uncertainty associated with cloud presence for days having $\leq$20% snow cover. Red and blue shading for the distributed and semi-distributed SCA simulations show the uncertainty associated with various snow depth thresholds for determining whether a pixel was snow covered. The lower limit of the shading represents the SCA evolution for a 0.1 m threshold, the upper limit of the shading represents a 0.2 m snow depth threshold, and the middle line represents a 0.15 m snow depth threshold. (**Right**) Scatter plot between observed (*X* axis) and simulated (*Y* axis) SCA obtained with semi-distributed and distributed approaches for same time period of the left graphs (respectively 2006–2008 and 2011–2013).

Using the terrain aspect classification for semi-distributed simulations, it is possible to evaluate the impact of terrain shadowing effects. From the eight orientation classes we identified two main groups: those having a northern aspect (N, NW, NE) and those having a southern aspect (S, SE, SW). Figure 8 shows the observed and simulated SCA evolution for higher than average and lower than average snow accumulation seasons in relation to these two terrain classes. The variability in the SCA was well captured for the two aspects by both the semi-distributed and distributed simulations. Overall, the simulation underestimated the SCA during late spring and summer in northern aspects. For southern aspects, the simulation of the SCA evolution was poorer during winter.

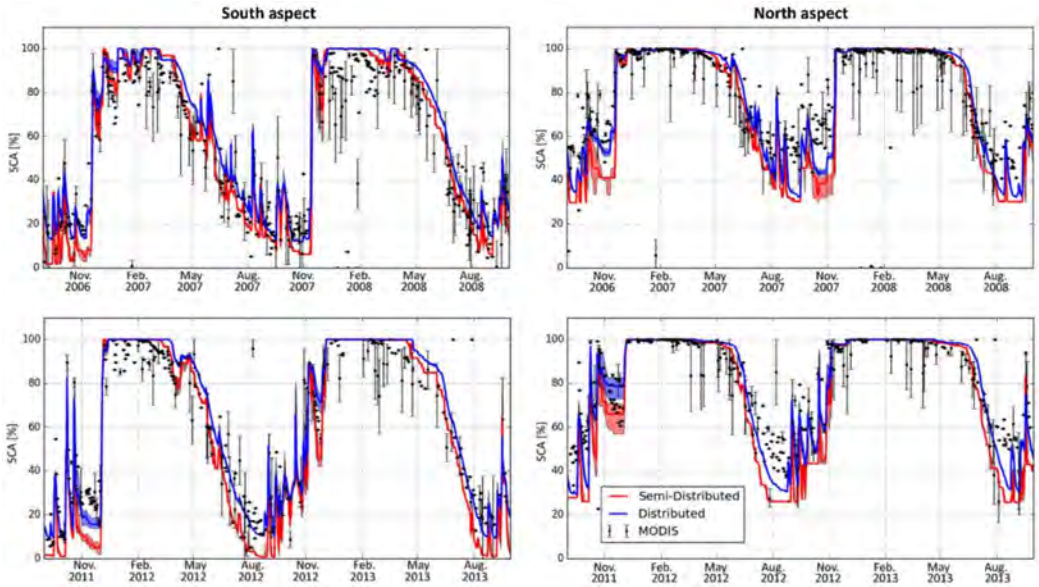

Figure 8. Evolution of the SCA in relation to north and south aspect for the 2006–2008 (**upper panel**; low level of snowpack accumulation) and 2011–2013 (**lower panel**; high level of snowpack accumulation) snow seasons. Vertical bars for the MODIS observations show the uncertainty associated with cloud presence for days having ≤20% snow cover. Red and blue shading for the distributed and semi-distributed SCA simulations show the uncertainty associated with various snow depth thresholds for determining whether a pixel was snow covered. The lower limit of the shading represents the SCA evolution for a 0.1 m threshold, the upper limit of the shading represents a 0.2 m snow depth threshold, and the middle line represents a 0.15 m snow depth threshold.

Error estimates for the SCA simulated for the whole study area, and for north and south aspects (Tables 3–5), were lower for the distributed simulations than for semi-distributed ones. For instance the average RMSE error for the SCA decreases from 15.2% for the semi-distributed approach to 12.6% for the distributed simulations considering the whole study period. When accumulation period (January, February and March) RMSE is computed, a value of 6.34% is obtained for semi-distributed simulations and 6.28% for distributed ones. In contrast when these values are obtained for the melting period (May, June and July) it is obtained a 21.08% RMSE for the semi-distributed approach and a 15.61% RMSE for the distributed approach. RMSE and MAE standard deviations obtained from the bootstrapping (Table 3) were lower than the difference between the scores obtained for distributed and semi-distributed approaches. The *p*-values for these two error metrics were lower than 0.01 and thus the null hypothesis was rejected with a 99% confidence interval, demonstrating that the skills of distributed and semi-distributed simulations are not statistically equivalent. Conversely the R^2 standard deviation of the SCA is high compared to the difference between the scores of the two approaches. As a result, the high *p*-value indicated (in this case above 0.05) that the null hypothesis should be accepted and that these scores are not statistically different between the two approaches. R^2, MAE and RMSE average values for snow conditions higher than average (2006–2007 and 2007–2008 snow seasons, Table 4) and lower than average (2011–2012 and 2012–2013 snow seasons, Table 5) also show the better capacity of distributed simulations to reproduce SCA evolution. The t-student test demonstrated that RMSE and MAE results for the approaches are statistically different, and that for all aspects and time periods, the distributed simulations exhibits lower error statistics. We can conclude that the distributed approach significantly better reproduce the SCA evolution.

The differences in the error metrics (RMSE and MAE) between distributed and semi-distributed simulations are significant for both, north and south aspects but higher for north aspect. However, it must be highlighted that for the whole catchment and for any aspect, the null hypothesis can be accepted based on the R^2 value between distributed and semi-distributed approaches. This means that the added value of the distributed approach is not visible on this criterion.

Table 3. R^2, mean absolute error (MAE) and RMSE average and standard deviations values from the 100 sample bootstrapping for the observed and simulated SCA (based on the distributed and semi-distributed approaches) for the entire time period with SCA observation (2001–2015). Results for the entire study area and for North and South Expositions are presented. Error metrics in bold note *p*-values of the *T*-student test lower than 0.01 (99% confidence interval for rejecting null hypothesis).

Exposition	Approach	R^2	MAE	RMSE
Whole catchment	Semi-distributed	0.819 ± 0.022	**10.40 ± 0.39**	**15.2 ± 0.71**
	Distributed	0.821 ± 0.021	**8.34 ± 0.30**	**12.6 ± 0.77**
North aspect	Semi-distributed	0.721 ± 0.036	**10.09 ± 0.52**	**15.98 ± 0.88**
	Distributed	0.726 ± 0.035	**7.57 ± 0.38**	**12.73 ± 0.97**
South aspect	Semi-distributed	0.858 ± 0.018	**10.17 ± 0.31**	**14.78 ± 0.64**
	Distributed	0.857 ± 0.016	**9.83 ± 0.39**	**13.19 ± 0.70**

Table 4. RMSE, MAE and R^2 values for the observed and simulated SCA (based on the distributed and semi-distributed approaches) for 2006–2008 time periods for the whole catchment, Northern aspect (N, NE, NW) and Southern aspect (S, SE, SW).

Period	Approach	R^2	MAE	RMSE
Whole catchment	Semi-distributed	0.744	10.756	16.903
	Distributed	0.756	8.74	14.82
Northern aspect	Semi-distributed	0.58	11.26	18.36
	Distributed	0.59	8.61	15.62
Southern aspect	Semi-distributed	0.80	10.17	16.48
	Distributed	0.815	10.34	16.21

Table 5. RMSE, MAE and R^2 values for the observed and simulated SCA (based on the distributed and semi-distributed approaches) for 2011–2013 time period for the whole catchment, Northern aspect (N, NE, NW) and Southern aspect (S, SE, SW).

Period	Approach	R^2	MAE	RMSE
Whole catchment	Semi-distributed	0.881	11.56	15.58
	Distributed	0.895	7.99	11.10
Northern aspect	Semi-distributed	0.82	11.30	16.38
	Distributed	0.84	7.79	11.69
Southern aspect	Semi-distributed	0.902	10.98	15.09
	Distributed	0.905	8.25	11.81

5.2.2. Evaluation of the Spatial Similarity

The temporal spatial similarity between the observed and simulated SCA is exemplified in the temporal evolution of the Jaccard index and ASSD. Table 6 shows the average values for J and ASSD for the entire study period and for the 2006–2007 and 2007–2008 snow seasons (lower than average snow conditions) and the 2011–2012 and 2012–2013 snow seasons (higher than average snow conditions).

Table 6. Average values of the Jaccard index and average symmetric surface distance (ASSD) values for each simulation approach for various time periods.

Period	Approach	Jaccard	ASSD
Entire period (2001–2015)	Semi-distributed	0.817	0.912
	Distributed	0.832	0.975
2006–2007 to 2007–2008	Semi-distributed	0.783	0.920
	Distributed	0.801	0.952
2011–2012 to 2012–2013	Semi-distributed	0.826	0.897
	Distributed	0.836	0.952

The higher scores found during seasons having high levels of snow accumulation were expected because of the larger areas covered by snow. Figure 9 shows the temporal evolution of the Jaccard index and ASSD for high and low level snow accumulation seasons. The difference between the distributed and semi-distributed simulations was almost undetectable for most dates and only during the last part of the melting season (August–September), distributed simulations were found to be perform slightly better (higher J index and lower ASSD). This shows that except for some particular time periods, differences in the spatial similarity with the observed SCA with the two simulation approaches are minor.

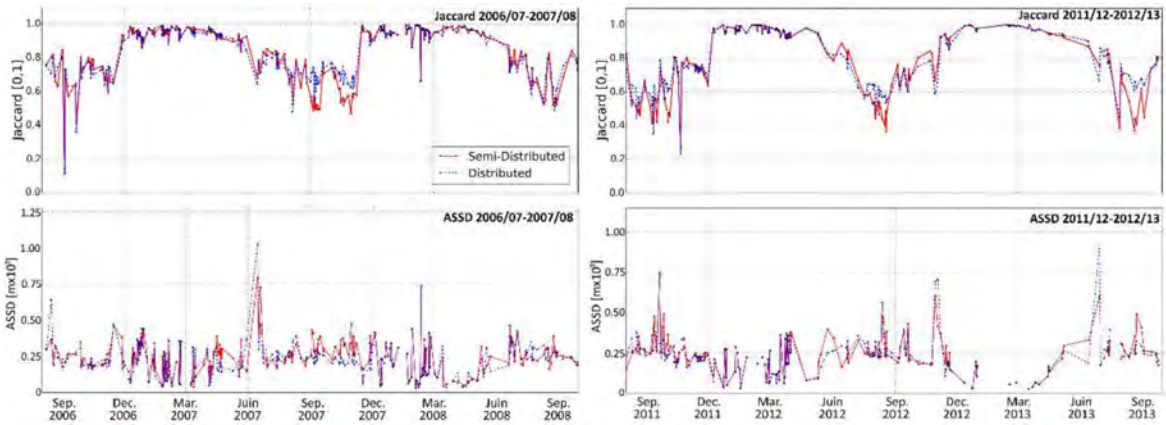

Figure 9. Jaccard index and ASSD values for low level (2006–2007 and 2007–2008) and high level (2011–2012 and 2012–2013) snow accumulation seasons.

Table 7 shows the average Jaccard and ASSD index values obtained for the JFM and MJJ periods for the four snow seasons analyzed in detail (high and low level snow accumulation seasons). Again, a minor improvement on capturing the spatial patterns in heterogeneous mountain terrain was obtained with distributed snowpack simulations. Not surprisingly, the values in Table 7 also show higher scores for the two simulations approaches during winter and early spring, when the SCA was higher.

Table 7. Average values of the Jaccard index and ASSD for each simulation approach for the maximum (January, February, March (JFM)) and minimum (May, June, July (MJJ)) snow accumulation periods.

Period	Approach	Jaccard Index		ASSD	
		JFM	MJJ	JFM	MJJ
2006–2007	Semi-distributed	0.9535	0.802	0.687	1.152
	Distributed	0.9557	0.823	0.704	1.104
2007–2008	Semi-distributed	0.950	0.793	0.717	1.062
	Distributed	0.951	0.809	0.724	1.043
2011–2012	Semi-distributed	0.968	0.756	0.711	0.983
	Distributed	0.967	0.754	0.734	0.994
2012–2013	Semi-distributed	0.980	0.790	0.199	1.271
	Distributed	0.990	0.799	0.198	1.250

5.3. Glacier Surface Mass Balance

Figures 10 and 11 show the simulated and observed temporal evolution of the surface mass balance for the 300-m elevation bands. They show good agreement between observations and simulations with respect to year-to-year SMB variability. During winter the snow accumulation at high elevations was underestimated. For elevations above 2700 m.a.s.l. observations indicate higher positive glacier SMB than the simulations, and the difference between the observed and simulated SMB increased at higher elevations.

During summer, when solid precipitation has no or marginal influence in low elevation areas and little influence at higher elevations, the observed and simulated SMB values were similar for elevations above 2100 m.a.s.l. for the Mer de Glace glacier, and above 2400 m.a.s.l. for the Argentière glacier. Nevertheless, in high elevation areas the summer SMB deviation was also underestimated on the simulations.

The combination of the simulated winter SMB and summer SMB produced an annual SMB showing underestimated snow accumulation at high elevations (>3000 m.a.s.l.) and understimated melting at low elevations (2400 m.a.s.l. for the Argentière glacier, and <2100 m.a.s.l. for the Mer de Glace glacier). Thus, the glacier annual SMB included summer and winter variations, which in some cases negated each other. The contrasting performance of the simulations in reproducing the SMB between high and low elevations is clearly illustrated in Figure 12. This shows the altitudinal dependence of the SMB for two snow seasons, one having a lower than average level of snow accumulation and the other a higher than average level. The simulated summer, winter and annual SMB values for the two approaches underestimated the observed values at both low (higher negative loss of water equivalents observed) and high (lower positive loss of water equivalents observed) elevation areas. Nevertheless, the SMB simulations at intermediate elevations correctly reproduced the observed values, and the temporal evolution of the SMB for the 20 years (Figures 10 and 11) was well reproduced by the simulations overall. These results are consistent with the findings of [74] in another glacier of the French Alps using comparable modeling tools.

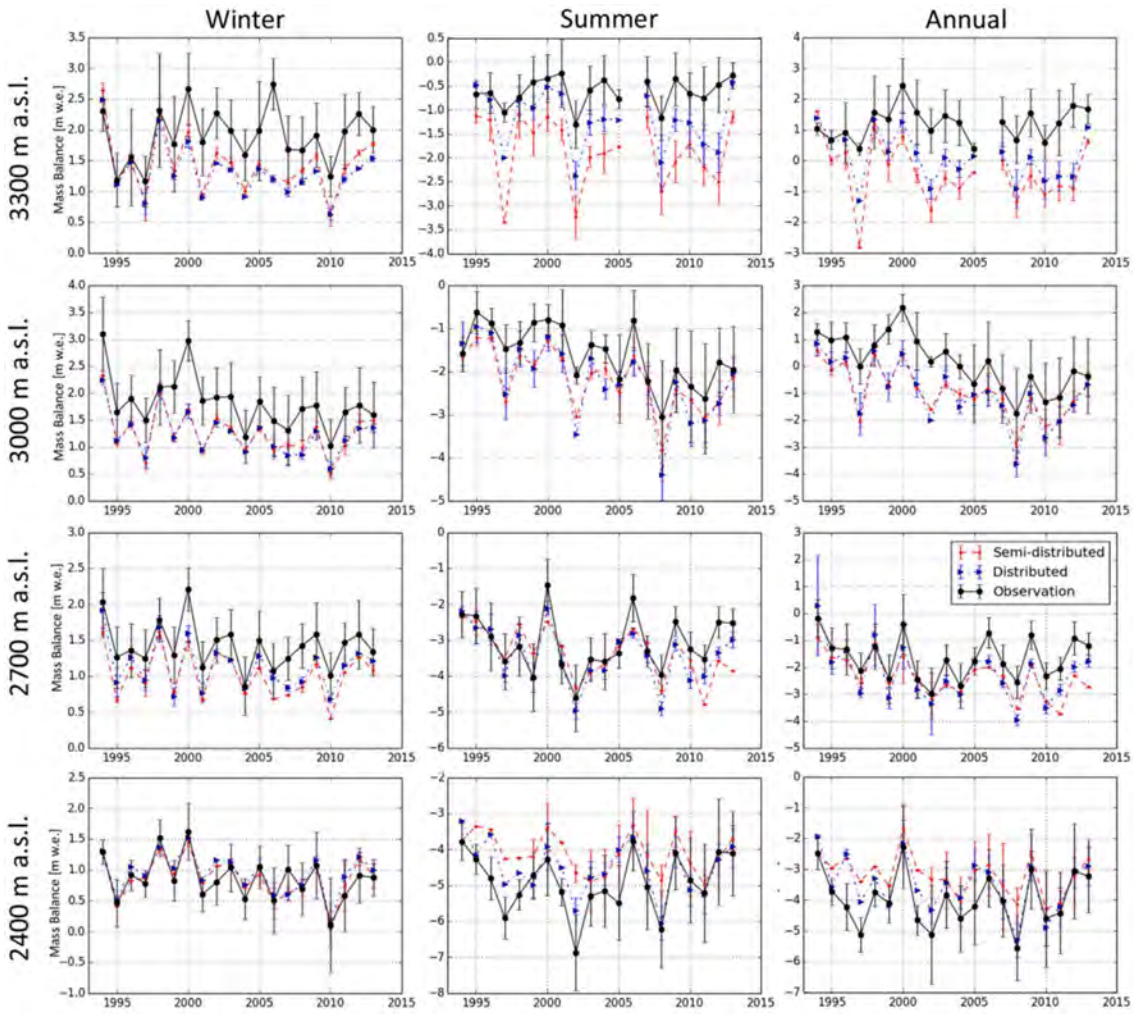

Figure 10. Temporal evolution of the observed and simulated (semi-distributed and distributed) SMB for the Argentière glacier for the four 300-m elevation bands for the period 1994–2013. The points show the average observation and simulation values for the same measurement locations, and the vertical bars show the standard deviations for those values.

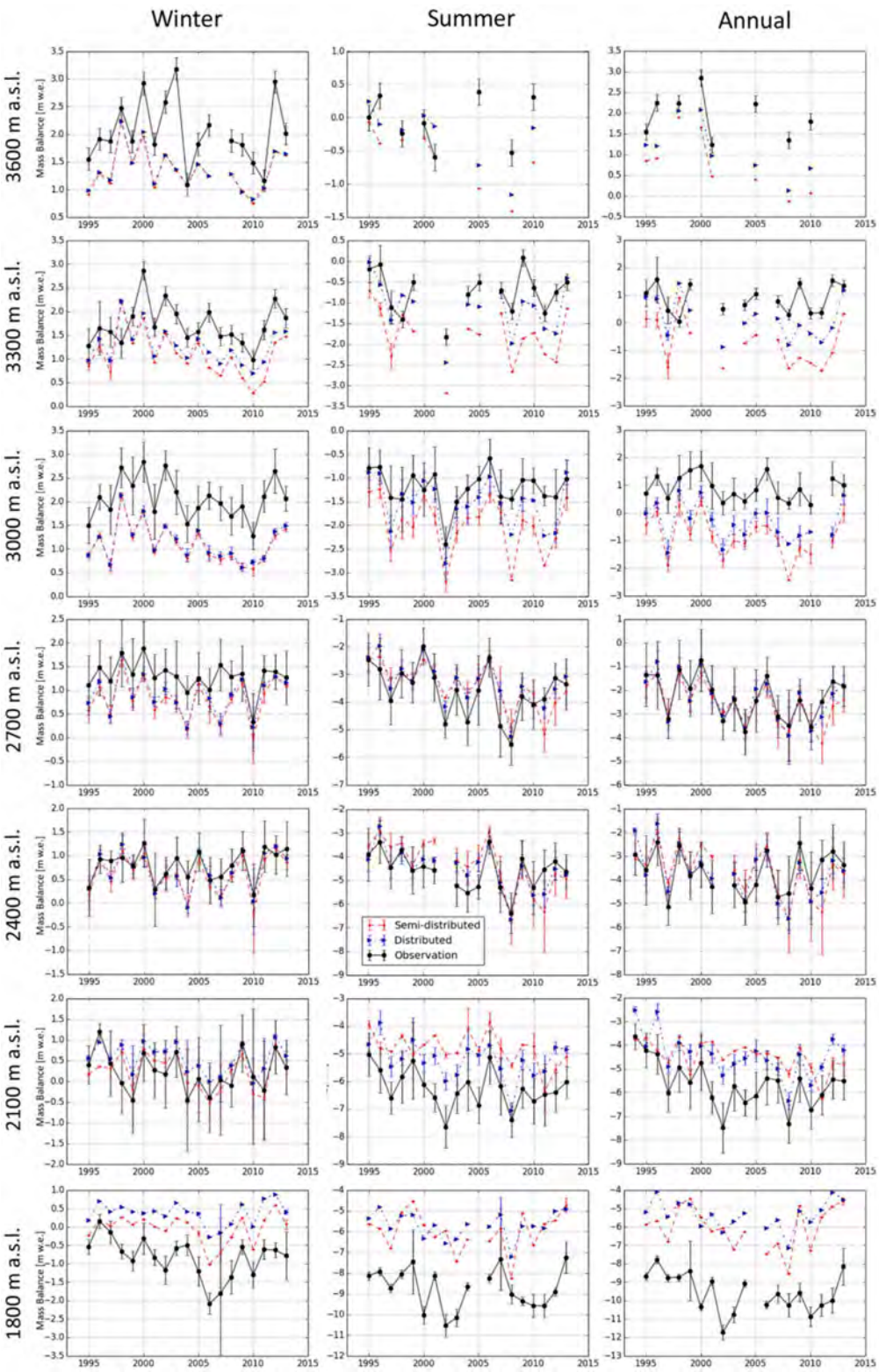

Figure 11. Temporal evolution of the observed and simulated (semi-distributed and distributed) SMB for the Mer de Glace glacier for the seven 300-m elevations bands for the period 1994–2013. The points show the average observation and simulation values for the same measurement locations, and the vertical bars show the standard deviations for those values.

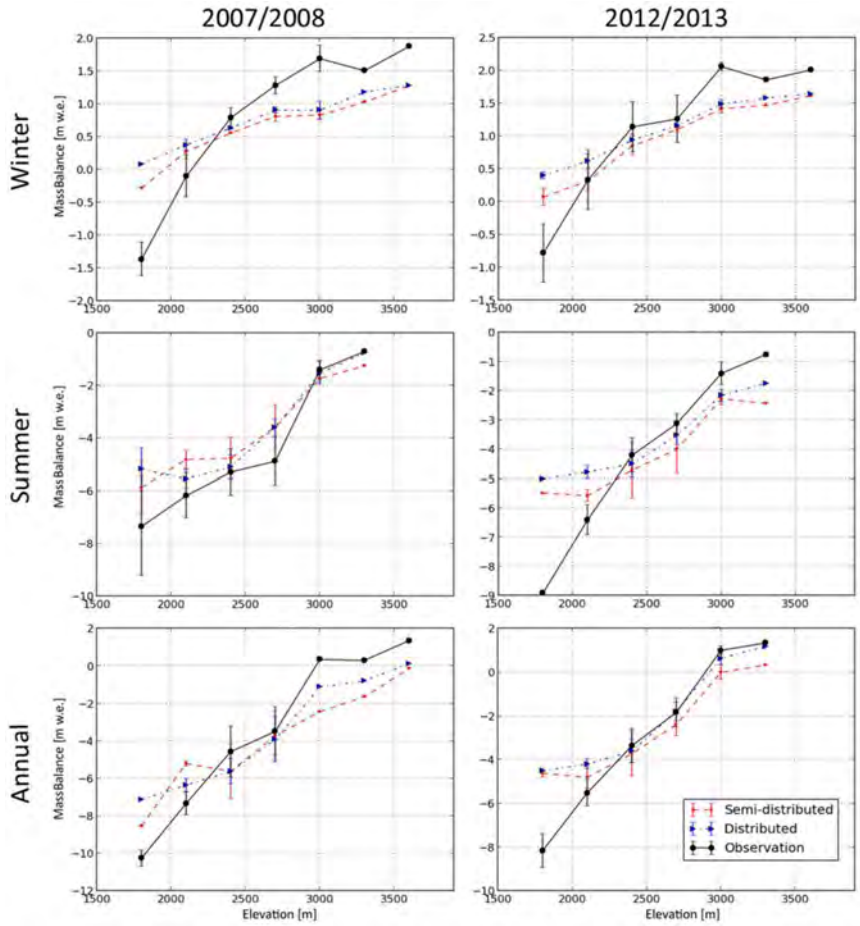

Figure 12. Altitudinal dependence of the observed and simulated (semi-distributed and distributed) SMB for two snow seasons (2007–2008: low level snow accumulation; and 2012–2013: high level snow accumulation) at the Mer de Glace glacier.

The performance of simulations in reproducing glacier SMB must take account of the areal extent at differing elevations. Elevations > 3000 m.a.s.l. represent 37% and 52% of the surface areas of the Argentière and Mer de Glace glaciers, respectively. The Argentière glacier has <10% of its surface area below 2400 m.a.s.l., and the Mer de Glace glacier has <7% below 2100 m.a.s.l. These relative extents of glacierized surface area show that for large areas of the glaciers, the SMB was accurately reproduced by the simulations. However, for large parts of the glacierized areas, there were marked differences between the observations and simulations; although the year-to-year evolution was accurately reproduced, this demonstrates the need to improve simulation methods.

In general, the distributed simulation values for the SMB were slightly closer to the observed SMB values than were those from the semi-distributed simulations (in average the RMSE is reduced from 1.475 m of Water Equivalent (WE) for semi-distributed to 1.375 m W.E. for distributed simulations). Table 8 shows RMSE, MAE and R^2 means and standard deviations obtained from the 100-member bootstrap sample (a stability test, not shown, showed that stable results were attained with this sample size). For most of the error metrics, the standard deviations are lower than score differences and the *p*-values are low enough to reject the null hypothesis. This shows that results obtained with the two simulation approaches are statistically different. In winter, the SMB simulations show similar results. For both glaciers, lower RMSE and MAE are obtained for distributed simulations and better R^2 for semi-distributed simulations. In contrast, during summer all scores show better results when the distributed approach is used. The annual SMB also exhibit better results for distributed simulations.

Table 8. R^2, MAE and RMSE average and standard deviations values from the 100 sample bootstrapping for the observed and simulated SMB for Mer de Glace (Mdg) and Argentière (Arg) glaciers (based on the distributed and semi-distributed approaches. Error metrics in bold note *p*-values of the T-student test lower than 0.01 (99% confidence interval for rejecting null hypothesis).

Glacier	Period	Approach	RMSE	MAE	R^2
Arg	WSMB	Semi-distributed	**0.56 ± 0.027**	**0.43 ± 0.022**	**0.54 ± 0.065**
		Distributed	**0.51 ± 0.028**	**0.42 ± 0.023**	**0.50 ± 0.073**
	SSMB	Semi-distributed	**0.96 ± 0.057**	**0.78 ± 0.045**	**0.75 ± 0.031**
		Distributed	**0.77 ± 0.049***	**0.62 ± 0.047**	**0.84 ± 0.019**
	ASMB	Semi-distributed	**1.21 ± 0.059**	**0.99 ± 0.055**	0.72 ± 0.021
		Distributed	**1.18 ± 0.062**	**0.909 ± 0.054**	0.71 ± 0.055
Mdg	WSMB	Semi-distributed	**0.73 ± 0.031**	0.57 ± 0.024	**0.64 ± 0.041**
		Distributed	**0.76 ± 0.026**	0.58 ± 0.027	**0.59 ± 0.045**
	SSMB	Semi-distributed	**1.47 ± 0.093**	**1.18 ± 0.083**	**0.746 ± 0.049**
		Distributed	**1.19 ± 0.069**	**0.86 ± 0.057**	**0.86 ± 0.014**
	ASMB	Semi-distributed	**1.74 ± 0.095**	**1.36 ± 0.075**	**0.76 ± 0.041**
		Distributed	**1.57 ± 0.088**	**1.16 ± 0.069**	**0.838 ± 0.020**

5.4. Glacier Equilibrium Line Altitude

The temporal evolution of the ELA for the five largest glaciers in the study area is shown in Figure 13. Despite differences in the spatial resolutions of simulations and observations of ELA, simulations were able to capture changes in ELA during the 26 years of the study. For most of the years and glaciers simulated, ELA values derived from the distributed approach were closer to those observed. However, for certain years, better results were obtained with semi-distributed simulations.

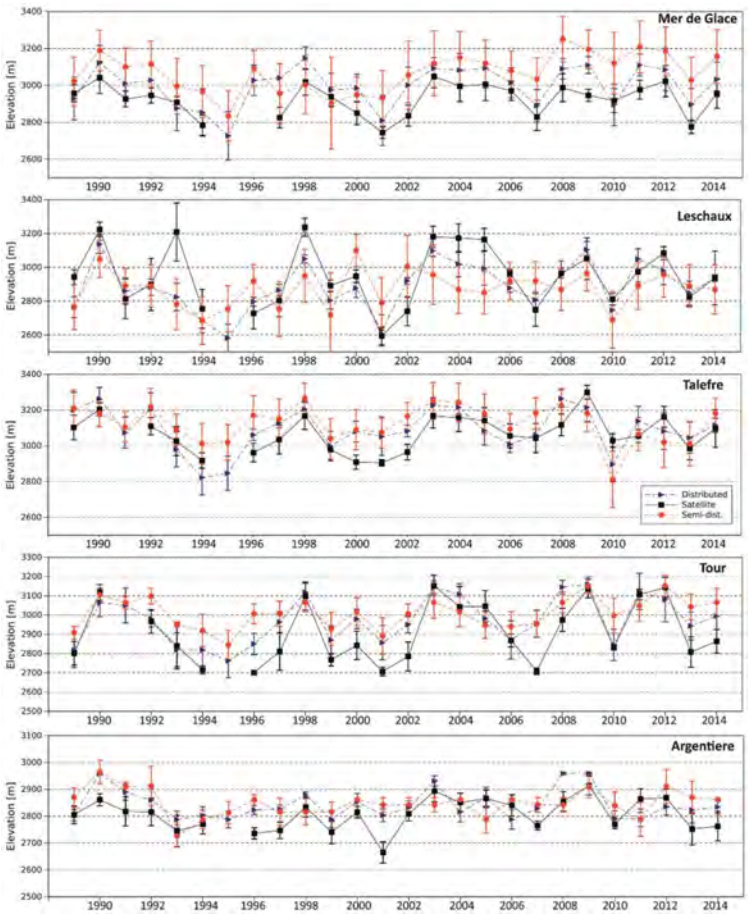

Figure 13. Observed and simulated evolution of the equilibrium-line altitude (ELA) for the five glaciers during the study period, based on the same dates as those for the satellite image acquisition.

Table 9 shows the average absolute differences between observations and simulations and the linear adjustments for the five glaciers. These results show a systematic positive bias on the simulated ELA which is consistent with the underestimation of the summer SMB revealed by the results introduced previously.

Table 9. Average differences, standard deviations, slope of the linear adjustment, and R^2 values for the observed and simulated ELA five glaciers of the study area.

Glacier	Approach	Avg Dif (m)	Std. Dev (Differences) (m)	Slope	R^2
Mer de Glace	Semi-distributed	155.11	69.62	0.715	0.420
	Distributed	88.57	48.90	0.869	0.627
Leschaux	Semi-distributed	158.34	101.84	0.188	0.102
	Distributed	110.73	109.67	0.560	0.586
Talèfre	Semi-distributed	105.14	59.25	0.4936	0.2336
	Distributed	80.12	41.87	0.766	0.476
Le Tour	Semi-distributed	105.14	59.25	0.339	0.528
	Distributed	84.33	68.71	0.625	0.715
Argentière	Semi-distributed	63.89	42.87	0.270	0.103
	Distributed	54.52	31.85	0.578	0.381

6. Discussion

6.1. Overview of SAFRAN–Crocus Performance

The observation dataset used in this study enabled a multi-criteria spatio-temporal evaluation of the performance of snowpack simulations at the scale of a large alpine catchment, featuring a complex topography and significant glacier coverage (32%). These analyses were accomplished using the operational, semi-distributed version of SAFRAN–Crocus. This may constitute the most exhaustive evaluation of this model chain over a large mountain area for a long time period. The analysis of the results of semi-distributed and distributed simulations provided, in addition, a holistic evaluation of the snow and ice dynamics in the study area. Overall, the SAFRAN–Crocus simulations have shown a good capability for reproducing the temporal evolution and spatial variability of snow and ice during the study period.

The simulations were evaluated using snow depth data from five Météo-France stations. Their ability to reproduce a bulk variable such as snow depth suggests that the main simulation processes were satisfactory, especially those related to the various components of the energy and mass balance. These findings are consistent with previous evaluations of the SAFRAN–Crocus system [36,70]. Crocus simulates the energy and mass exchanges with soil and atmosphere and also within the snowpack layers in 1D, but it does not intrinsically simulate small scale topographic effects on snow depth distribution in 2D and beyond, such as preferential deposition, wind-induced snow drift and snow avalanches [29]. The goal of the present study was to assess specifically the added-value of accounting for topography-driven radiative effects (topographical shadowing), which the distributed approach allows, in contrast to the semi-distributed approach. Further studies will explore in more detail how more sophisticated model approaches could further improve the performance of distributed simulations, which is deliberately beyond the scope of the present study [31,80,81].

Distributed information on the snowpack evolution from the MODIS sensor enabled evaluation of the simulation results on a suitable temporal scale. Although many MODIS images were discarded because of cloud cover, they demonstrated the capacity of SAFRAN–Crocus to simulate the spatial distribution of the SCA over time for large areas having high spatial heterogeneity. The 14-year time period spanned is longer than in all the previous similar evaluations of this model choice, and at a higher spatial resolution [42]. The evaluation of the spatial similarity between simulations and observations (Jaccard index and ASSD) showed that the SCA spatial pattern was well reproduced. The simulated SCA for winter was in close agreement with observations, as most of the study area was covered by snow. In contrast, during summer the performance of simulations declined,

as evidenced by the increase in ASSD and the decrease in the Jaccard index. As small scale topographic effects, that control snow accumulation on preferential accumulation areas, were not included in the simulations, deviations from observations could have increased for certain periods, particularly the late melt period. These processes, which are mainly driven by small topographic features, can be long-lasting during the late melt period [29,82]. This was particularity evident in comparisons of the scores for the 2006–2007 and 2007–2008 periods (lower than average snow conditions) with those for the 2011–2012 and 2012–2013 periods (higher than average snow conditions) (Table 3). The differences in response may have originated from the higher weight of glacier melt processes in years with shallower than average snow depth. For these years, the good capability of the model on reproducing snow melting is lumped because the snow distribution is not appropriately simulated.

The availability of observations of the glacier SMB over a long time period provided an opportunity to evaluate the performance of the simulations in capturing the snow and ice temporal evolution over a wide range of elevations over glacierized areas. Contrasting simulation performances were found in the various elevation bands, and changed with the time period involved (summer, winter, or annual scales). The performances in simulating the SMB for the Argentière and Mer de Glace glaciers differed at high and low elevations. Although the observed SMB was always higher than the simulated one for elevations exceeding 2700 m, the opposite was observed for areas having elevations below 2100–2400 m. As the temporal variability of solid precipitation generally explains the temporal variability of the winter SMB [12], it is important to consider differences between simulated and observed solid precipitation, and how these could affect underestimation of the SMB in simulations. Studies in the same study area and nearby glaciers suggest that at high elevations the SAFRAN reanalysis may underestimate solid precipitation at ratios ranging from 1:1.2 at 2000 m.a.s.l. and 1:2.0 at 3200 m.a.s.l., with an average of 1:1.5 at the glacier scale [12,56,72,74]. This mainly results from the lack of precipitation observations at high elevations available for assimilation into the SAFRAN reanalysis; consequently divergences increase with elevation. Despite this shortcoming, the simulations captured the inter-annual fluctuation of the winter SMB for all elevation bands. During summer, SMB is mainly driven by temperature variations in the two glaciers [12], thus simulations results are closer to observations, particularly at higher elevations. In summer, most precipitation is liquid, and so has a lower impact on the energy balance of the glaciers [83]; this may explain the improvement in summer simulations for most elevations.

For the entire study period the SAFRAN–Crocus simulations effectively reproduced the observed inter-annual evolution of the study area glacier ELA. However, some differences were evidenced, particularly on steeper glaciers, because the high spatial heterogeneity was not well captured by the simulations. For mid-latitude mountain glaciers, the annual evolution of the ELA can be considered to be a good proxy for the glacier surface mass balance [66]. Thus, observations of the glacier SMB, together with the ELA, provide for a complete evaluation of glacier temporal evolution.

6.2. Distributed vs. Semi-Distributed Approaches

In this study we performed distributed and semi-distributed snowpack simulations using the same, originally semi-distributed, meteorological forcing (SAFRAN), the same snowpack model (Crocus), and the same evaluation setup. Thus, the two approaches were affected by the same methodological limitations, and differences in performance can directly be traced to differences in the approaches themselves. The simulation results were consistent with the observed SCA evolution using the two approaches. However, better results were obtained from the distributed simulations during late summer. Similarly, an improvement on simulation results was obtained with distributed simulations. This is probably due to the fact that the energy balance is more accurately simulated in the distributed approach, as it accounts for terrain shadowing effects on incoming solar radiation. Therefore, for aspects and/or time periods for which the differences on simulation of the incoming solar radiation have a critical weight, differences on snowpack simulation between the two approaches are more pronounced.

Based on the glacier SMB scores and their temporal evolution, it was found that the ranking of the simulation approach could be different depending on the season. The winter SMB evaluation showed similar results for the two methods. In contrast, the distributed approach was better at simulating the summer SMB. The distributed approach exhibited better skill at the annual scale.

The distributed simulation of the ELA generally showed closest agreement with observations, but not for every year. This may be related to the coarse pixel size, which did not enable to capture the effects of the high spatial heterogeneity of the terrain. The annual ELA covers a small area of the glaciers (it represents the snow line limit between snow-free and snow-covered areas), and thus the effect of spatial heterogeneity is likely to be significant.

Overall, the distributed simulations were slightly better at reproducing observational data during the whole study period. For SCA and SMB, the improvements described above are significant according to the bootstrap results analysis. However, it should be noticed that the bootstrap method applied here only compares the difference of skill between two simulations with the inter-annual variability of the scores. In addition it has been shown how, that for particular dates and/or specific time periods, semi-distributed simulations do not appropriately reproduce snowpack distribution, since are not able to take into account the influence of terrain shadowing. This is particularly evident during melting period. This way, the SCA spatial distribution and the SMB seasonal and inter-annual evolution obtained with distributed simulations is closer to reality at the end of the snow season than semi-distributed simulations, from which we can expect a superior performance of distributed simulations on reproducing SWE. Despite no observation database was available to evaluate the SWE distribution over the whole study area, the (potential) better capacity of distributed simulations is very-likely to be non-negligible regarding hydrological issues such as streamflow evolution.

Nevertheless, the differences involved by the spatial discretization (distributed vs semi-distributed) can still be lower than other sources of uncertainties common to the two approaches. For example, the two simulations are performed with the same snowpack model and share the same errors in the physical parameterizations of various processes (liquid water percolation, compaction, metamorphism, turbulent surface fluxes, etc.) and the same missing physical processes (e.g., snow redistribution by the wind). Furthermore, the two simulations are forced with the same meteorological reanalysis and share the same meteorological errors. Ensemble simulations based on multiphysics modelling systems [77] and on ensemble meteorological forcings [84], applied to the two approaches, could be performed (with much higher numerical costs) to investigate the significance of the impact of these approaches compared to these uncertainties. Although this is beyond the scope of this work, the significance of the improvements obtained with the distributed discretization should be considered depending on the magnitude of simulations errors resulting from meteorological and snowpack model errors [33,76,85].

Furthermore, depending on the purpose of the simulations and the accuracy required, other factors must be considered. The total CPU time for simulating one complete snow season with the distributed approach is 20 h for a domain of about 10,000 grid cells. Therefore, running several years, several experiments, or larger domains generally require parallel computing resources to improve the real execution time compared to the CPU time. When sufficient resources are available, the superior results of distributed simulations encourage this choice. In the contrary, semi-distributed simulations have lower computing resource requirements, on the order of a factor 100 for this study (about 0.2 CPU hours). A good example of an application in which the computational requirements have a determinant weight are ensemble simulations for projections in several climate scenarios (e.g., [86]), which can be expensive to run and analyze in a distributed configuration, without a substantial added value.

6.3. Limitations of the Satellite Evaluation Datasets

Data on the spatial extent of SCA derived from MODIS images enabled distributed evaluation of the simulations. However, its usefulness in analysis of the performance of spatial simulations is limited, as it does not provide information on other snowpack variables, and imposes restrictions on the spatial resolution. Satellite observations also involve uncertainty, depending on the routines

applied for generating the final product and the thresholds used to decide whether a pixel area as covered by snow. After a sensibility test we adopted a 0.35 UWS threshold for considering a pixel as snow covered in satellite imagery [50,61]. We also performed an analysis to select the simulated snow depth threshold for considering a pixel to be snow covered. The 0.15 m threshold selected is consistent with values reported in previous studies [42,52]. Despite mountain areas having a high spatial heterogeneity which also affects snowpack distribution, these thresholds enabled a binary representation of snow presence/absence which finally ensured a consistent SCA evaluation of both simulation approaches.

Such binary classification is a well-established snowpack variable to evaluate its temporal evolution over extended areas [52]. However further investigations analysing in detail fractional snow cover [87,88], compared to simulated snowpack, which at the moment produce constant snow for each pixel; would allow the evaluation of higher spatial resolution snowpack simulations. This is not possible with the binary classification performed in this work.

In addition to the above issues, satellite products can have errors for specific dates. For a small number of days during the study period the SCA obtained from MODIS images did not describe the real extent of snow cover. For these days the SCA did not match the temporal SCA evolution observed on previous and later dates. Furthermore, days having the maximum cloud cover allowed in our analysis could have ±20% SCA variability. This induces uncertainty in the observation for certain dates which can be greater than this of the pixel classification as snow covered in the simulations (note the ±0.05 m snow depths threshold tested). In addition, pixels classified as snow covered in which bare soil may have a non-negligible extension (pixels close to the 0.35 UWS threshold) could introduce discrepancies between observations and simulations, mainly during summer.

Some issues were also evident in evaluation of the ELA. For the smallest glaciers, a reduced number of pixels having the 250-m pixel resolution were considered. As the ELA observations were based on Landsat, SPOT and ASTER satellite images (2.5–30 m resolution) the spatial variability of the simulation made it difficult to identify the glacier margins. The combination of problems in delimitating glacierized areas over smaller ice bodies, and the smooth topography characterizing the simulations compared with real terrain, could cause simulation errors for smaller glaciers.

6.4. Future Perspectives on Distributed Snowpack Simulations

Simulating the snowpack evolution in mountain areas is challenging and will remain so for the decades to come. Although advances in meteorological/snowpack models and simulation approaches are improving the prediction of observational data, inaccuracies remain. Many studies have highlighted the potential to improve snowpack modeling by assimilating observational data [46,89]. Satellite data enables the distribution of the snowpack over large areas to be determined, and the assimilation of such data into snowpack models has been shown to significantly improve the simulation results in theory [44]. In distributed snowpack simulations, almost direct satellite data can be assimilated, in contrast to the semi-distributed approach which needs aggregation methods to enable satellite data assimilation, thereby losing part of the information in this process. Additionally, meteorological forcing models featuring higher spatial resolution are improving simulations of the spatial pattern of meteorological variables in mountain areas [43,90,91]. This will improve snowpack simulations [42,92]; even though it is challenging to combine high resolution numerical weather prediction models with precipitation measurements assimilation in analysis systems. Interest in distributed snowpack simulations will be enhanced when reliable high spatial resolution meteorological forcing data are available, as only this simulation approach can take full advantage of such data.

Further research is needed on parameterizing small scale snowpack processes for incorporation in modeling, including wind driven snow transport [93,94], avalanche snow redistribution [47], and topographic control on snow distribution [29]. Inclusion of these processes, together with the incorporation of reliable meteorological forcing and satellite data, assimilation will improve the accuracy of snowpack simulations over extensive mountain areas.

7. Conclusions

This study provided a detailed assessment of the ability of the SAFRAN–Crocus system to simulate the snow and ice dynamics in complex alpine terrain using distributed and semi-distributed simulation approaches. The study was undertaken in the upper Arve catchment in the western French Alps, with simulations run for the 1989–1990 to the 2014–2015 snow seasons.

The simulations were evaluated based on observations of snow depth derived from five meteorological stations within the study area. This was only performed using punctual snowpack simulations, in order to provide an assessment of model performance over glacier-free terrain. Despite some discrepancies between observations and simulations, the model reliably reproduced the snow depth time series, especially during melt periods.

In regard to the spatial scale of snowpack simulations over extended areas, the semi-distributed and distributed simulations were compared using the same observation datasets, including: (i) the temporal evolution of the snow-covered area based on data from the MODIS sensor, specifically processed to address the impact of complex topography on satellite observation; (ii) measurements of surface mass balance of glaciers within the upper Arve catchment; and (iii) observational data on the annual evolution of the equilibrium-line altitude for the various glaciers considered based on high resolution satellite imagery. Detailed treatment of the effects of complex terrain on the satellite signal such as the one implemented in MODImLab enables an accurate evaluation of the snowpack simulations. Such satellite products are especially useful for assessing in detail the impact of including complex terrain induced shading in the snowpack simulations.

The two simulation methods reproduced quite accurately, and with similar skill, the evolution of the SCA during accumulation events, which was expected because they relied on the same meteorological forcing data. From the winter to early spring period, when the study area is almost completely covered by snow, there was little difference between the two approaches. However, for the melting period the distributed simulations better reproduced the observations.

The simulations for low elevations and elevations > 2700 m.a.s.l. underestimated (negative underestimation in low elevations and positive in high) the observed glacier SMB. Nevertheless, the results of the two simulations were in close agreement with observations at mid-elevation areas, and adequately reproduced the observed annual glacier SMB at all elevations. Overall, the distributed simulations yielded slightly better results.

Based on comparison with ELA data obtained from various satellites at the end of summer, the SAFRAN–Crocus accurately reproduced the inter-annual variability of the snowpack over glacierized areas. However, differences between observations and simulations were shown, particularly for the smallest glacierized areas, where the spatial resolution of the simulations did not enable the high spatial variability of the topography to be included.

Overall, the results of this study demonstrated that distributed simulations reproduce slightly better (but statistically significantly) snowpack dynamics in the alpine terrain of our study area during the whole study period. Distributed simulations take into account the specific topographic characteristics of each pixel (local values of aspect, slope and elevation) and more importantly the effects of terrain shadowing by surrounding areas. Accounting for these two effects over long time periods led to statistically significant better results for the distributed approach. However, the lower computational requirements of semi-distributed simulations together with the flexibility on the design and application scale of the simulation; makes this approach suitable to simulate snowpack evolution for applications that do not require the highest simulation performance and in which the interpretation of results allows higher uncertainties. The intrinsic added value of distributed simulations in our case is limited over the semi-distributed approach when regarding global values but it is better able to reproduce snowpack distribution over complex terrain, leading to improved results on simulating snow spatial distribution. Moreover the methodological framework introduced here paves the way for future assessments of the performance of more sophisticated method, using spatially distributed meteorological forcing and/or relying on satellite data assimilation to improve model predictions during the course of the snow season.

Author Contributions: J.R., G.L. and M.L. performed the simulations. J.R. evaluated simulations with the different databases. J.R., M.L., V.V. M.D. and S.M. wrote the article. D.S., T.C., A.R., M.L., M.D. and J.R. obtained and organized the different databases. L.C. and J.R. processed MODIS images. P.S. and M.D. developed MODImLab software A.V. helped on the evaluation on glaciarized areas. I.Z., D.S. and S.M. leaded the research project. All coauthors helped discussing and reviewing the article.

Funding: This study was funded by Syndicat mixte d'aménagement de l'Arve et de ses abords (SM3A), Communauté de Communes de la Vallée de Chamonix Mont-Blanc and Fondation Terre Solidaire in the framework of the Programmed'Action de Prévention des Inondations (PAPI). We thank Glacioclim (https://glacioclim.osug.fr) for generating the glacier surface mass balance database used in the study. J. Revuelto benefited from a grant within the above-cited PAPI project and is now supported by a Post-doctoral Fellowship of the AXA research fund (le Post-Doctorant Jesús Revuelto est bénéficiaire d'une bourse postdoctorale du Fonds AXA pour la Recherchem Ref: CNRM 3.2.01/17). IGE and CNRM/CEN are part of Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56). This work was partly supported by the French national programme LEFE/INSU and the ANR JCJC EBONI grant ANR-16-CE01-0006.

Acknowledgments: We thank the editor and the anonymous reviewers of this work, their comments have led to an improved manuscript version.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

References

1. Barnett, T.P.; Adam, J.C.; Lettenmaier, D.P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* **2005**, *438*, 303–309. [CrossRef] [PubMed]
2. Egli, L.; Jonas, T. Hysteretic dynamics of seasonal snow depth distribution in the Swiss Alps. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, L02501. [CrossRef]
3. Lehning, M.; Grünewald, T.; Schirmer, M. Mountain snow distribution governed by an altitudinal gradient and terrain roughness. *Geophys. Res. Lett.* **2011**, *38*, L19504. [CrossRef]
4. López-Moreno, J.I.; Fassnacht, S.R.; Heath, J.T.; Musselman, K.N.; Revuelto, J.; Latron, J.; Morán-Tejeda, E.; Jonas, T. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Adv. Water Resour.* **2013**, *55*, 40–52. [CrossRef]
5. McCreight, J.L.; Slater, A.G.; Marshall, H.P.; Rajagopalan, B. Inference and uncertainty of snow depth spatial distribution at the kilometre scale in the Colorado Rocky Mountains: The effects of sample size, random sampling, predictor quality, and validation procedures. *Hydrol. Process.* **2012**, *28*, 933–957. [CrossRef]
6. DeBeer, C.M.; Pomeroy, J.W. Modelling snow melt and snowcover depletion in a small alpine cirque, Canadian Rocky Mountains. *Hydrol. Process.* **2009**, *23*, 2584–2599. [CrossRef]
7. López-Moreno, J.I.; García-Ruiz, J.M. Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees/Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. *Hydrol. Sci. J.* **2004**, *49*, 787–802. [CrossRef]
8. Oreiller, M.; Nadeau, D.F.; Minville, M.; Rousseau, A.N. Modelling snow water equivalent and spring runoff in a boreal watershed, James Bay, Canada. *Hydrol. Process.* **2014**, *28*, 5991–6005. [CrossRef]
9. Viviroli, D.; Dürr, H.H.; Messerli, B.; Meybeck, M.; Weingartner, R. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resour. Res.* **2007**, *43*, W07447. [CrossRef]
10. Wipf, S.; Stoeckli, V.; Bebi, P. Winter climate change in alpine tundra: Plant responses to changes in snow depth and snowmelt timing. *Clim. Chang.* **2009**, *94*, 105–121. [CrossRef]
11. López-Moreno, J.I.; Revuelto, J.; Rico, I.; Chueca-Cía, J.; Julián, A.; Serreta, A.; Serrano, E.; Vicente-Serrano, S.M.; Azorin-Molina, C.; Alonso-González, E.; et al. Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. *The Cryosphere* **2016**, *10*, 681–694. [CrossRef]
12. Réveillet, M.; Vincent, C.; Six, D.; Rabatel, A. Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances? *J. Glaciol.* **2017**, *63*, 39–54.
13. Sold, L.; Huss, M.; Hoelzle, M.; Andereggen, H.; Joerg, P.C.; Zemp, M. Methodological approaches to infer end-of-winter snow distribution on alpine glaciers. *J. Glaciol.* **2013**, *59*, 1047–1059. [CrossRef]
14. Schweizer, J.; Kronholm, K.; Jamieson, J.B.; Birkeland, K.W. Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2008**, *51*, 253–272. [CrossRef]
15. Gaál, L.; Szolgay, J.; Kohnová, S.; Hlavčová, K.; Parajka, J.; Viglione, A.; Merz, R.; Blöschl, G. Dependence between flood peaks and volumes: A case study on climate and hydrological controls. *Hydrol. Sci. J.* **2015**, *60*, 968–984. [CrossRef]

16. Berghuijs, W.R.; Woods, R.A.; Hutton, C.J.; Sivapalan, M. Dominant flood generating mechanisms across the United States. *Geophys. Res. Lett.* **2016**, *43*, 2016GL068070. [CrossRef]
17. Tacnet, J.-M.; Dezert, J.; Curt, C.; Batton-Hubert, M.; Chojnacki, E. How to manage natural risks in mountain areas in a context of imperfect information? New frameworks and paradigms for expert assessments and decision-making. *Environ. Syst. Decis.* **2014**, *34*, 288–311. [CrossRef]
18. Bartelt, P.; Lehning, M. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: Numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2002**, *35*, 123–145. [CrossRef]
19. Vionnet, V.; Brun, E.; Morin, S.; Boone, A.; Faroux, S.; Le Moigne, P.; Martin, E.; Willemet, J.-M. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model Dev.* **2012**, *5*, 773–791. [CrossRef]
20. Avanzi, F.; De Michele, C.; Morin, S.; Carmagnola, C.M.; Ghezzi, A.; Lejeune, Y. Model complexity and data requirements in snow hydrology: Seeking a balance in practical applications. *Hydrol. Process.* **2016**, *30*, 2106–2118. [CrossRef]
21. Braun, L.N.; Brun, E.; Durand, Y.; Martin, E.; Tourasse, P. Simulation of discharge using different methods of meteorological data distibution, basin discretization and snow modelling. *Nord. Hydrol.* **1994**, *25*, 129–144. [CrossRef]
22. Lehning, M.; Völksch, I.; Gustafsson, D.; Nguyen, T.A.; Stähli, M.; Zappa, M. ALPINE3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrol. Process.* **2006**, *20*, 2111–2128. [CrossRef]
23. Scipión, D.E.; Mott, R.; Lehning, M.; Schneebeli, M.; Berne, A. Seasonal small-scale spatial variability in alpine snowfall and snow accumulation. *Water Resour. Res.* **2013**, *49*, 1446–1457. [CrossRef]
24. Seidel, F.C.; Rittger, K.; Skiles, S.M.; Molotch, N.P.; Painter, T.H. Case study of spatial and temporal variability of snow cover, grain size, albedo and radiative forcing in the Sierra Nevada and Rocky Mountain snowpack derived from imaging spectroscopy. *The Cryosphere* **2016**, *10*, 1229–1244. [CrossRef]
25. Seyfried, M.S.; Wilcox, B.P. Scale and the Nature of Spatial Variability: Field Examples Having Implications for Hydrologic Modeling. *Water Resour. Res.* **1995**, *31*, 173–184. [CrossRef]
26. Hood, J.L.; Hayashi, M. Characterization of snowmelt flux and groundwater storage in an alpine headwater basin. *J. Hydrol.* **2015**, *521*, 482–497. [CrossRef]
27. Durand, Y.; Giraud, G.; Brun, E.; Merindol, L.; Martin, E. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.* **1999**, *45*, 469–484. [CrossRef]
28. Mott, R.; Schirmer, M.; Bavay, M.; Grünewald, T.; Lehning, M. Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere* **2010**, *4*, 545–559. [CrossRef]
29. Revuelto, J.; Vionnet, V.; López-Moreno, J.I.; Lafaysse, M.; Morin, S. Combining snowpack modeling and terrestrial laser scanner observations improves the simulation of small scale snow dynamics. *J. Hydrol.* **2016**, *533*, 291–307. [CrossRef]
30. Schirmer, M.; Wirz, V.; Clifton, A.; Lehning, M. Persistence in intra-annual snow depth distribution: 1.Measurements and topographic control. *Water Resour. Res.* **2011**, *47*, W09516. [CrossRef]
31. Trujillo, E.; Ramírez, J.A.; Elder, K.J. Topographic, meteorologic, and canopy controls on the scaling characteristics of the spatial distribution of snow depth fields. *Water Resour. Res.* **2007**, *43*, W07409. [CrossRef]
32. Vionnet, V.; Martin, E.; Masson, V.; Guyomarc'h, G.; Naaim-Bouvet, F.; Prokop, A.; Durand, Y.; Lac, C. Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere* **2014**, *8*, 395–415. [CrossRef]
33. Raleigh, M.S.; Lundquist, J.D.; Clark, M.P. Exploring the impact of forcing error characteristics on physically based snow simulations within a global sensitivity analysis framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2015**, *19*, 3153–3179. [CrossRef]
34. Fiddes, J.; Gruber, S. TopoSUB: A tool for efficient large area numerical modelling in complex topography at sub-grid scales. *Geosci. Model Dev.* **2012**, *5*, 1245–1257. [CrossRef]
35. Fiddes, J.; Gruber, S. TopoSCALE v.1.0: Downscaling gridded climate data in complex terrain. *Geosci. Model Dev.* **2014**, *7*, 387–405. [CrossRef]
36. Lafaysse, M.; Morin, S.; Coléou, C.; Vernay, M.; Serça, D.; Besson, F.; Willemet, J.M.; Giraud, G.; Durand, Y. Towards a new chain of models for avalanche hazard forecasting in French mountain ranges, including low altitude mountains. In Proceedings of the International Snow Science Workshop Grenoble, Chamonix Mont, France, 7–11 October 2013.

37. Nester, T.; Kirnbauer, R.; Parajka, J.; Blöschl, G. Evaluating the snow component of a flood forecasting model. *Hydrol. Res.* **2012**, *43*, 762–779. [CrossRef]
38. Grünewald, T.; Schirmer, M.; Mott, R.; Lehning, M. Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. *The Cryosphere* **2010**, *4*, 215–225. [CrossRef]
39. Revuelto, J.; López-Moreno, J.I.; Azorin-Molina, C.; Vicente-Serrano, S.M. Topographic control of snowpack distribution in a small catchment in the central Spanish Pyrenees: Intra- and inter-annual persistence. *Cryosphere* **2014**, *8*, 1989–2006. [CrossRef]
40. Carpenter, T.M.; Georgakakos, K.P. Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *J. Hydrol.* **2006**, *329*, 174–185. [CrossRef]
41. Orth, R.; Staudinger, M.; Seneviratne, S.I.; Seibert, J.; Zappa, M. Does model performance improve with complexity? A case study with three hydrological models. *J. Hydrol.* **2015**, *523*, 147–159. [CrossRef]
42. Queno, L.; Vionnet, V.; Dombrowski-Etchevers, I.; Lafaysse, M.; Dumont, M.; Karbou, F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts. *The Cryosphere* **2016**, *10*, 1571–1589. [CrossRef]
43. Vionnet, V.; Dombrowski-Etchevers, I.; Lafaysse, M.; Quéno, L.; Seity, Y.; Bazile, E. Numerical Weather Forecasts at Kilometer Scale in the French Alps: Evaluation and Application for Snowpack Modeling. *J. Hydrometeorol.* **2016**, *17*, 2591–2614. [CrossRef]
44. Charrois, L.; Cosme, E.; Dumont, M.; Lafaysse, M.; Morin, S.; Libois, Q.; Picard, G. On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model. *The Cryosphere* **2016**, *10*, 1021–1038. [CrossRef]
45. Dumont, M.; Durand, Y.; Arnaud, Y.; Six, D. Variational assimilation of albedo in a snowpack model and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier. *J. Glaciol.* **2012**, *58*, 151–164. [CrossRef]
46. Thirel, G.; Salamon, P.; Burek, P.; Kalas, M. Assimilation of MODIS snow cover area data in a distributed hydrological model using the particle filter. *Remote Sens.* **2013**, *5*, 5825–5850. [CrossRef]
47. Bernhardt, M.; Schulz, K. SnowSlide: A simple routine for calculating gravitational snow transport. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*, L11502. [CrossRef]
48. Christen, M.; Kowalski, J.; Bartelt, P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2010**, *63*, 1–14. [CrossRef]
49. Mary, A.; Dumont, M.; Dedieu, J.-P.; Durand, Y.; Sirguey, P.; Milhem, H.; Mestre, O.; Negi, H.S.; Kokhanovsky, A.A.; Lafaysse, M.; et al. Intercomparison of retrieval algorithms for the specific surface area of snow from near-infrared satellite data in mountainous terrain, and comparison with the output of a semi-distributed snowpack model. *The Cryosphere* **2013**, *7*, 741–761. [CrossRef]
50. Charrois, L.; Dumont, M.; Sirguey, P.; Morin, S.; Lafaysse, M.; Karbou, F. Comparing different MODIS snow products with distributed distributed simulation of the snowpack in the French Alps. In Proceedings of the International Snow Science Workshop Grenoble—Chamonix Mont-Blanc—2013, Grenoble, France, 7–11 October 2013; pp. 937–941.
51. Dressler, K.A.; Leavesley, G.H.; Bales, R.C.; Fassnacht, S.R. Evaluation of gridded snow water equivalent and satellite snow cover products for mountain basins in a hydrologic model. *Hydrol. Process.* **2006**, *20*, 673–688. [CrossRef]
52. Gascoin, S.; Hagolle, O.; Huc, M.; Jarlan, L.; Dejoux, J.-F.; Szczypta, C.; Marti, R.; Sánchez, R. A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.* **2015**, *19*, 2337–2351. [CrossRef]
53. Parajka, J.; Blöschl, G. Spatio-temporal combination of MODIS images—Potential for snow cover mapping. *Water Resour. Res.* **2008**, *44*. [CrossRef]
54. Hanzer, F.; Helfricht, K.; Marke, T.; Strasser, U. Multilevel spatiotemporal validation of snow/ice mass balance and runoff modeling in glacierized catchments. *The Cryosphere* **2016**, *10*, 1859–1881. [CrossRef]
55. Gardent, M.; Rabatel, A.; Dedieu, J.-P.; Deline, P. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Glob. Planet. Chang.* **2014**, *120*, 24–37. [CrossRef]
56. Viani, A.; Condom, T.; Vincent, C.; Rabatel, A.; Bacchi, B.; Sicart, J.E.; Revuelto, J.; Six, D.; Zin, I. Glacier-wide summer surface mass-balance calculation: hydrological balance applied to the Argentière and Mer de Glace drainage basins (Mont Blanc). *J. Hydrol.* **2018**, *64*, 119–131. [CrossRef]

57. Klein, A.G.; Barnett, A.C. Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000–2001 snow year. *Remote Sens. Environ.* **2003**, *86*, 162–176. [CrossRef]
58. Dumont, M.; Gardelle, J.; Sirguey, P.; Guillot, A.; Six, D.; Rabatel, A.; Arnaud, Y. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. *The Cryosphere* **2012**, *6*, 1527–1539. [CrossRef]
59. Sirguey, P.; Mathieu, R.; Arnaud, Y. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand: Methodology and accuracy assessment. *Remote Sens. Environ.* **2009**, *113*, 160–181. [CrossRef]
60. Sirguey, P.; Mathieu, R.; Arnaud, Y.; Kahn, M.M.; Chanussot, J. Improving MODIS spatial resolution for snow mapping using wavelet fusion and ARSIS concept. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* **2008**, *5*, 78–82. [CrossRef]
61. Dedieu, J.-P.; Carlson, B.Z.; Bigot, S.; Sirguey, P.; Vionnet, V.; Choler, P. On the Importance of High-Resolution Time Series of Optical Imagery for Quantifying the Effects of Snow Cover Duration on Alpine Plant Habitat. *Remote Sens.* **2016**, *8*, 481. [CrossRef]
62. Sirguey, P. *MODImLAB User's Manual V.1.2.5.d, July 2016*; Copyright Pascal Sirguey; Univerity of Otago: Dunedin, New Zealand, 2016.
63. Cuffey, K.M.; Paterson, W.S.B. *The Physics of Glaciers*; Academic Press Inc.: Amsterdam, The Netherlands, 2010.
64. Rabatel, A.; Dedieu, J.-P.; Vincent, C. Spatio-temporal changes in glacier-wide mass balance quantified by optical remote-sensing on 30 glaciers in the French Alps for the period 1983–2014. *J. Glaciol.* **2016**, *62*, 1153–1166. [CrossRef]
65. Rabatel, A.; Letréguilly, A.; Dedieu, J.-P.; Eckert, N. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: Evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *The Cryosphere* **2013**, *7*, 1455–1471. [CrossRef]
66. Rabatel, A.; Dedieu, J.-P.; Vincent, C. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: Validation on three French glaciers, 1994–2002. *J. Glaciol.* **2005**, *51*, 539–546. [CrossRef]
67. Brun, E.; David, P.; Sudul, M.; Brunot, G. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.* **1992**, *38*, 13–22. [CrossRef]
68. Masson, V.; Le Moigne, P.; Martin, E.; Faroux, S.; Alias, A.; Alkama, R.; Belamari, S.; Barbu, A.; Boone, A.; Bouyssel, F.; et al. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.* **2013**, *6*, 929–960. [CrossRef]
69. Decharme, B.; Boone, A.; Delire, C.; Noilhan, J. Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **2011**, *116*, D20126. [CrossRef]
70. Durand, Y.; Laternser, M.; Giraud, G.; Etchevers, P.; Lesaffre, B.; Mérindol, L. Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2009**, *48*, 429–449. [CrossRef]
71. Faroux, S.; Kaptué Tchuenté, A.T.; Roujean, J.-L.; Masson, V.; Martin, E.; Le Moigne, P. ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1-km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geosci. Model Dev.* **2013**, *6*, 563–582. [CrossRef]
72. Gerbaux, M.; Genthon, C.; Etchevers, P.; Vincent, C.; Dedieu, J.P. Surface mass balance of glaciers in the French Alps: Distributed modeling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.* **2005**, *51*, 561–572. [CrossRef]
73. Lejeune, Y.; Bertrand, J.-M.; Wagnon, P.; Morin, S. A physically based model of the year-round surface energy and mass balance of debris-covered glaciers. *J. Glaciol.* **2013**, *59*, 327–344. [CrossRef]
74. Réveillet, M.; Six, D.; Vincent, C.; Rabatel, A.; Dumont, M.; Lafaysse, M.; Morin, S.; Vionnet, V.; Litt, M. Relative performance of empirical and physical models in assessing seasonal and annual glacier surface mass balance in the French Alps. *The Cryosphere* **2018**, *12*, 1367–1386. [CrossRef]
75. Blöschl, G.; Sivapalan, M. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrol. Process.* **1995**, *9*, 251–290. [CrossRef]
76. Essery, R.; Morin, S.; Lejeune, Y.; Menard, C. A comparison of 1701 snow models using observations from alpine site. *Adv. Water Resour.* **2013**, *55*, 131–148. [CrossRef]
77. Lafaysse, M.; Cluzet, B.; Dumont, M.; Lejeune, Y.; Vionnet, V.; Morin, S. A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling. *The Cryosphere* **2017**, *11*, 1173–1198. [CrossRef]
78. Efron, B. Bootstrap methods: Another look at the jackknife. In *En Breakthroughs in Statistics*; Springer: New York, NY, USA, 1992; pp. 569–593.

79. Dubuisson, M.P.; Jain, A.K. A modified Hausdorff Distance for Object Matching. In Proceedings of the 12th IAPR International Conference on Computer Vision & Image Processing; IEEE: Piscataway, NJ, USA, 1994; pp. 566–568.
80. Cristea, N.C.; Breckheimer, I.; Raleigh, M.S.; HilleRisLambers, J.; Lundquist, J.D. An evaluation of terrain-based downscaling of fractional snow covered area datasets based on Lidar-derived snow data and orthoimagery. *Water Resour. Res.* **2017**, *53*, 6802–6820. [CrossRef]
81. Deems, J.S.; Fassnacht, S.R.; Elder, K.J. Fractal Distribution of Snow Depth from Lidar Data. *J. Hydrol.* **2006**, *7*, 285–297. [CrossRef]
82. Sturm, M.; Wagner, A.M. Using repeated patterns in snow distribution modeling: An Arctic example. *Water Resour. Res.* **2010**, *46*, W12549. [CrossRef]
83. Hock, R. Glacier melt: A review of processes and their modelling. *Prog. Phys. Geogr.* **2005**, *29*, 362–391. [CrossRef]
84. Vernay, M.; Lafaysse, M.; Mérindol, L.; Giraud, G.; Morin, S. Ensemble forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard. *Cold Regions Sci. Technol.* **2015**, *120*, 251–262. [CrossRef]
85. Sauter, T.; Obleitner, F. Assessment of the uncertainty of snowpack simulations based on variance decomposition. *Geosci. Model Dev. Discuss.* **2015**, *8*, 2807–2845. [CrossRef]
86. Verfaillie, D.; Lafaysse, M.; Déqué, M.; Eckert, N.; Lejeune, Y.; Morin, S. Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. *The Cryosphere* **2018**, *12*, 1249–1271. [CrossRef]
87. Pimentel, R.; Herrero, J.; Polo, M.J. Subgrid parameterization of snow distribution at a Mediterranean site using terrestrial photography. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2017**, *21*, 805–820. [CrossRef]
88. Pimentel, R.; Herrero, J.; Polo, M.J. Quantifying Snow Cover Distribution in Semiarid Regions Combining Satellite and Terrestrial Imagery. *Remote Sens.* **2017**, *9*, 995. [CrossRef]
89. Griessinger, N.; Seibert, J.; Magnusson, J.; Jonas, T. Assessing the benefit of snow data assimilation for runoff modeling in Alpine catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2016**, *20*, 3895–3905. [CrossRef]
90. Schirmer, M.; Jamieson, B. Verification of analysed and forecasted winter precipitation in complex terrain. *The Cryosphere* **2015**, *9*, 587–601. [CrossRef]
91. Weusthoff, T.; Ament, F.; Arpagaus, M.; Rotach, M.W. Assessing the Benefits of Convection-Permitting Models by Neighborhood Verification: Examples from MAP D-PHASE. *Mon. Weather Rev.* **2010**, *138*, 3418–3433. [CrossRef]
92. Förster, K.; Meon, G.; Marke, T.; Strasser, U. Effect of meteorological forcing and snow model complexity on hydrological simulations in the Sieber catchment (Harz Mountains, Germany). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2014**, *18*, 4703–4720. [CrossRef]
93. Dadic, R.; Mott, R.; Lehning, M.; Burlando, P. Parameterization for wind–induced preferential deposition of snow. *Hydrol. Process.* **2010**, *24*, 1994–2006. [CrossRef]
94. Winstral, A.; Marks, D.; Gurney, R. Simulating wind-affected snow accumulations at catchment to basin scales. *Adv. Water Resour.* **2012**, *55*, 64–79. [CrossRef]

© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Bibliographie

ADDOR, N. et al. (2011). « An operational hydrological ensemble prediction system for the city of Zurich (Switzerland) : skill, case studies and scenarios ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 15.7, p. 2327–2347. DOI : 10.5194/hess-15-2327-2011. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/2327/2011/.

ALFIERI, L. et al. (2016). « Modelling the socio-economic impact of river floods in Europe ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16.6, p. 1401–1411. DOI : 10.5194/nhess-16-1401-2016. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/16/1401/2016/.

ANDRÉASSIAN, Vazken et al. (2001). « Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models ». In : *Journal of Hydrology* 250.1, p. 206 –223. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00437-1. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401004371.

ANDRÉASSIAN, Vazken et al. (2014). « Seeking genericity in the selection of parameter sets : Impact on hydrological model efficiency ». In : *Water Resources Research* 50.10, p. 8356–8366. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2013WR014761. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014761.

ARNOLD, S. et al. (2009). « Uncertainty in parameterisation and model structure affect simulation results in coupled ecohydrological models ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.10, p. 1789–1807. DOI : 10.5194/hess-13-1789-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1789/2009/.

ATKINSON, S. E., R. A. WOODS et M. SIVAPALAN (2002). « Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales ». In : *Water Resources Research* 38.12. 1314, p. 50–1–50–17. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2002WR001487. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001487.

BACHMAIR, Sophie, Markus WEILER et Gunnar NÜTZMANN (2009). « Controls of land use and soil structure on water movement : Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone ». In : *Journal of Hydrology* 369.3. Transfer of pollutants in soils, sediments and water systems : From small to large scale (AquaTerra), p. 241 –252. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.031. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409001115.

BADRZADEH, Honey, Ranjan SARUKKALIGE et A.W. JAYAWARDENA (2015). « Hourly runoff forecasting for flood risk management : Application of various computational intelligence models ». In : *Journal of Hydrology* 529.Part 3, p. 1633 –1643. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.057. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415005843.

BAE, D.-H., M.-H. LEE et S.-K. MOON (2018). « Development of a precipitation–area curve for warning criteria of short-duration flash flood ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 18.1, p. 171–183. DOI : 10.5194/nhess-18-171-2018.

URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/18/171/2018/.

BAI, Yaoling, Thorsten WAGENER et Patrick REED (2009). « A top-down framework for watershed model evaluation and selection under uncertainty ». In : *Environmental Modelling & Software* 24.8, p. 901 –916. ISSN : 1364-8152. DOI : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2008.12.012. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815208002399.

BALES, Roger C. et al. (2006). « Mountain hydrology of the western United States ». In : *Water Resources Research* 42.8. W08432, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2005WR004387. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004387.

BALIN, D., B. LOVIS et S. LANE (2013). « Temperature-driven 'meteorological memory' and hydrological response of an Alpine river basin ». In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*. T. 15. EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU2013–11700.

BÁRDOSSY, A. et S. K. SINGH (2008). « Robust estimation of hydrological model parameters ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 12.6, p. 1273–1283. DOI : 10.5194/hess-12-1273-2008. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/1273/2008/.

BARNETT, T. P., J. C. ADAM et D. P. LETTENMAIER (2005). « Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions ». In : *Nature* 438. Review Article, 303 EP –. URL : http://dx.doi.org/10.1038/nature04141.

BARTHOLMES et TODINI (2005). « Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 9.4, p. 333–346. DOI : 10.5194/hess-9-333-2005. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/9/333/2005/.

BARTHOLMES, J. C. et al. (2009). « The european flood alert system EFAS – Part 2 : Statistical skill assessment of probabilistic and deterministic operational forecasts ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, p. 141–153. DOI : 10.5194/hess-13-141-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/141/2009/.

BAUER, J., H. ROHDENBURG et H. R. BORK (1985). « Ein Digitales Reliefmodell als Vorraussetzung fuer ein deterministisches Modell der Wasser- und Stoff-Fluesse ». In : *Parameteraufbereitung fuer deterministische Gebiets-Wassermodelle, Grundlagenarbeiten zu Analyse von Agrar-Oekosystemen*. Sous la dir. de H. R. BORK et H. ROHDENBURG. T. 1, p. 1–15.

BELLAIRE, S., J. B. JAMIESON et C. FIERZ (2011). « Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data ». In : *The Cryosphere* 5.4, p. 1115–1125. DOI : 10.5194/tc-5-1115-2011. URL : https://www.the-cryosphere.net/5/1115/2011/.

BELLIER, Joseph, Guillaume BONTRON et Isabella ZIN (2017). « Using Meteorological Analogues for Reordering Postprocessed Precipitation Ensembles in Hydrological Forecasting ». In : *Water Resources Research* 53.12, p. 10085–10107. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2017WR021245. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2017WR021245.

BERRE, L. et al. (2007). « A variational assimilation ensemble and the spatial filtering of its error covariances : increase of sample size by local spatial averaging ». In : *ECMWF Workshop on Flow-dependent aspecyts of data assimilation, 11-13 June 2007*. ECMWF. Shinfield Park, Reading : ECMWF, p. 151–168.

BESIC, Nikola et al. (2014). « Calibration of a distributed SWE model using MODIS snow cover maps and in situ measurements ». In : *Remote Sensing Letters* 5.3,

p. 230–239. DOI : 10.1080/2150704X.2014.897399. eprint : https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.897399. URL : https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.897399.

BEVEN, Keith (1989). « Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models ». In : *Journal of Hydrology* 105.1, p. 157 –172. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90101-7. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169489901017.

BEVEN, Keith et Andrew BINLEY (1992). « The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction ». In : *Hydrological Processes* 6.3, p. 279–298. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.3360060305. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360060305.

BEVEN, Keith et Jim FREER (2001). « A dynamic TOPMODEL ». In : *Hydrological Processes* 15.10, p. 1993–2011. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.252. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.252.

BEVEN, Keith et Peter GERMANN (1982). « Macropores and water flow in soils ». In : *Water Resources Research* 18.5, p. 1311–1325. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR018i005p01311. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR018i005p01311.

BEVEN, K.J. (2002). « Chapter 12 Uncertainty and the detection of structural change in models of environmental systems ». In : *Environmental Foresight and Models*. Sous la dir. de M.B. BECK. T. 22. Developments in Environmental Modelling Supplement C. Elsevier, p. 227 –250. DOI : https://doi.org/10.1016/S0167-8892(02)80013-6. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167889202800136.

BHUMRALKAR, Chandrakant M. (1975). « Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model ». In : *Journal of Applied Meteorology* 14.7, p. 1246–1258. DOI : 10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:NEOTCO>2.0.CO;2.

BIONDI, Daniela et al. (2012). « Validation of hydrological models : Conceptual basis, methodological approaches and a proposal for a code of practice ». In : *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 42-44.Supplement C. Estimating and representing uncertainty in applied hydrology, hydraulics and water quality studies, p. 70 –76. ISSN : 1474-7065. DOI : https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.07.037. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1474706511001537.

BISSELINK, B. et al. (2016). « Assessing the role of uncertain precipitation estimates on the robustness of hydrological model parameters under highly variable climate conditions ». In : *Journal of Hydrology : Regional Studies* 8.Supplement C, p. 112 –129. ISSN : 2214-5818. DOI : https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.09.003. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581816300817.

BLASONE, R.-S., H. MADSEN et Dan ROSBJERG (2007). « Parameter estimation in distributed hydrological modelling : comparison of global and local optimisation techniques ». In : *Hydrology Research* 38.4-5, p. 451–476. ISSN : 0029-1277. DOI : 10.2166/nh.2007.024. eprint : http://hr.iwaponline.com/content/38/4-5/451.full.pdf. URL : http://hr.iwaponline.com/content/38/4-5/451.

BLÖSCHL, Günter et al. (2015). « Increasing river floods : fiction or reality ? » In : *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water* 2.4, p. 329–344. ISSN : 2049-1948. DOI : 10.1002/wat2.1079. URL : http://dx.doi.org/10.1002/wat2.1079.

BOOIJ, Martijn J. et Maarten S. KROL (2010). « Balance between calibration objectives in a conceptual hydrological model ». In : *Hydrological Sciences Journal* 55.6, p. 1017–1032. DOI : 10.1080/02626667.2010.505892. eprint : https://doi.org/10.1080/02626667.2010.505892. URL : https://doi.org/10.1080/02626667.2010.505892.

BOONE, A. (2000). « Modelisation des processus hydrologiques dans le schema de surface ISBA : inclusion d'un reservoir hydrologique, du gel et modelisation de la neige ». Thèse de doct. Université Paul Sabatier.

— (2002). *Description du schema de neige ISBA-ES (Explicit Snow)*. Rapp. tech. Note de Centre, Meteo-France/CNRM, 70.

BOONE, A. et al. (2000). « The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme ». In : *Journal of Applied Meteorology* 39.9, p. 1544–1569. DOI : 10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2.

BOONE, A. et al. (2017). « The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8 – Part 1 : Model description ». In : *Geoscientific Model Development* 10.2, p. 843–872. DOI : 10.5194/gmd-10-843-2017. URL : https://www.geosci-model-dev.net/10/843/2017/.

BOONE, Aaron, Jean-Christophe CALVET et Joël NOILHAN (1999). « Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method ». In : *Journal of Applied Meteorology* 38.11, p. 1611–1630. DOI : 10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2.

BOONE, Aaron et Pierre ETCHEVERS (2001). « An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model : Local-Scale Evaluation at an Alpine Site ». In : *Journal of Hydrometeorology* 2.4, p. 374–394. DOI : 10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2.

BOUGEAULT, P. (2018). *Introduction à la prévision météorologique*. http://www.encyclopedie-environnement.org/air/introduction-a-prevision-meteorologique/. [Online ; accessed 21-August-2018].

BOUTTIER, F. (2018). *La prévision d'ensemble*. http://www.encyclopedie-environnement.org/air/prevision-densemble/. [Online ; accessed 21-August-2018].

BOYLE, Douglas P., Hoshin V. GUPTA et Soroosh SOROOSHIAN (2000). « Toward improved calibration of hydrologic models : Combining the strengths of manual and automatic methods ». In : *Water Resources Research* 36.12, p. 3663–3674. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2000WR900207. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2000WR900207.

BOYLE, Douglas P. et al. (2001). « Toward improved streamflow forecasts : value of semidistributed modeling ». In : *Water Resources Research* 37.11, p. 2749–2759. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2000WR000207. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2000WR000207.

BRAUD, I. et al. (2014). « Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash flood understanding ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.9,

p. 3733–3761. DOI : 10.5194/hess-18-3733-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/3733/2014/.

BRAUN, L.N. et al. (1994). « Simulation of Discharge using Different Methods of Meteorological Data Distribution, Basin Discretization and Snow Modelling ». In : *Hydrology Research* 25.1-2, p. 129–144. ISSN : 0029-1277. eprint : http://hr.iwaponline.com/content/25/1-2/129.full.pdf. URL : http://hr.iwaponline.com/content/25/1-2/129.

BRIER, GLENN W. (1950). « VERIFICATION OF FORECASTS EXPRESSED IN TERMS OF PROBABILITY ». In : *Monthly Weather Review* 78.1, p. 1–3. DOI : 10.1175/1520-0493(1950)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1520-0493(1950)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1520-0493(1950)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2.

BRODERICK, Ciaran et al. (2016). « Transferability of hydrological models and ensemble averaging methods between contrasting climatic periods ». In : *Water Resources Research* 52.10, p. 8343–8373. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2016WR018850. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2016WR018850.

BRUN, E. et al. (1989). « An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting ». In : *Journal of Glaciology* 35.121, 333–342. DOI : 10.3189/S0022143000009254.

BRUN, E. et al. (1992). « A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting ». In : *Journal of Glaciology* 38.128, 13–22. DOI : 10.3189/S0022143000009552.

BRUN, E. et al. (2012). « Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications ». In : *La Météorologie* 76, p. 44–54. DOI : 10.4267/2042/47245. URL : http://hdl.handle.net/2042/47245.

BUNDT, Maya et al. (2001). « Carbon and Nitrogen Dynamics in Preferential Flow Paths and Matrix of a Forest Soil ». In : 65.

BURGUETE, J., P. GARCÍA-NAVARRO et R. ALIOD (2002). « Numerical simulation of runoff from extreme rainfall events in a mountain water catchment ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2.1/2, p. 109–117. DOI : 10.5194/nhess-2-109-2002. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/2/109/2002/.

BUTTS, Michael B. et al. (2004). « An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation ». In : *Journal of Hydrology* 298.1. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP), p. 242 – 266. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.042. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404002471.

CARRERA, Jesus et Shlomo P. NEUMAN (1986). « Estimation of Aquifer Parameters Under Transient and Steady State Conditions : 1. Maximum Likelihood Method Incorporating Prior Information ». In : *Water Resources Research* 22.2, p. 199–210. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR022i002p00199. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR022i002p00199.

CEPPI, A. et al. (2013). « Effects of temperature on flood forecasting : analysis of an operative case study in Alpine basins ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13.4, p. 1051–1062. DOI : 10.5194/nhess-13-1051-2013. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/13/1051/2013/.

CHANDWANI, Vinay et al. (2015). « Soft Computing Approach for Rainfall-runoff Modelling : A Review ». In : *Aquatic Procedia* 4.Supplement C. INTERNATIONAL CONFERENCE ON WATER RESOURCES, COASTAL AND OCEAN ENGINEERING (ICWRCOE'15), p. 1054 –1061. ISSN : 2214-241X. DOI : https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.133. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214241X15001340.

CHARROIS, L. et al. (2016). « On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model ». In : *The Cryosphere* 10.3, p. 1021–1038. DOI : 10.5194/tc-10-1021-2016. URL : https://www.the-cryosphere.net/10/1021/2016/.

CHEN, Xi et al. (2017a). « Improved modeling of snow and glacier melting by a progressive two-stage calibration strategy with GRACE and multisource data : How snow and glacier meltwater contributes to the runoff of the Upper Brahmaputra River basin ? » In : *Water Resources Research* 53.3, p. 2431–2466. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2016WR019656. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2016WR019656.

CHEN, Y. et al. (2017b). « Review article : Hydrological modeling in glacierized catchments of central Asia – status and challenges ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 21.2, p. 669–684. DOI : 10.5194/hess-21-669-2017. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/669/2017/.

CHEN, Y.-C. (2013). « Flood discharge measurement of a mountain river – Nanshih River in Taiwan ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17.5, p. 1951–1962. DOI : 10.5194/hess-17-1951-2013. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/1951/2013/.

CLARK, M. P. et al. (2009). « Consistency between hydrological models and field observations : linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale ». In : *Hydrological Processes* 23.2, p. 311–319. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.7154. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7154.

CLARK, M. P. et al. (2017). « The evolution of process-based hydrologic models : historical challenges and the collective quest for physical realism ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 21.7, p. 3427–3440. DOI : 10.5194/hess-21-3427-2017. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/3427/2017/.

CLARK, Martyn P. et al. (2011). « Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models : A review ». In : *Water Resources Research* 47.7. W07539, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2011WR010745. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010745.

CLOKE, H.L. et F. PAPPENBERGER (2009). « Ensemble flood forecasting : A review ». In : *Journal of Hydrology* 375.3, p. 613 –626. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.005. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409003291.

CONDOM, Thomas et al. (2007). « Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10N–55S) ». In : *Global and Planetary Change* 59.1. Mass Balance of Andean Glaciers, p. 189 –202. ISSN : 0921-8181. DOI : https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.021. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818106002955.

CONFESOR, Remegio B. et Gerald W. WHITTAKER (2007). « Automatic Calibration of Hydrologic Models With Multi-Objective Evolutionary Algorithm and Pareto Optimization1 ». In : *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*

43.4, p. 981–989. ISSN : 1752-1688. DOI : 10.1111/j.1752-1688.2007.00080.x. URL : http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00080.x.

CORZO, G. A. et al. (2009). « Combining semi-distributed process-based and data-driven models in flow simulation : a case study of the Meuse river basin ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.9, p. 1619–1634. DOI : 10.5194/hess-13-1619-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1619/2009/.

COUNCIL, National Research (1998). *Hydrologic Sciences : Taking Stock and Looking Ahead*. Washington, DC : The National Academies Press. ISBN : 978-0-309-06076-9. DOI : 10.17226/6107. URL : https://www.nap.edu/catalog/6107/hydrologic-sciences-taking-stock-and-looking-ahead.

COURTIER, P. et al. (1991). « The Arpege project at Meteo France ». In : *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, 9-13 September 1991*. T. II. ECMWF. Shinfield Park, Reading : ECMWF, p. 193–232.

COUTTERAND, Sylvain (2010). « Etude géomophologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation ». Thèse de doct. Université de Savoie.

CROCHEMORE, Louise et al. (2015). « Comparing expert judgement and numerical criteria for hydrograph evaluation ». In : *Hydrological Sciences Journal* 60.3, p. 402–423. DOI : 10.1080/02626667.2014.903331. eprint : https://doi.org/10.1080/02626667.2014.903331. URL : https://doi.org/10.1080/02626667.2014.903331.

D'AMBOISE, C. J. L. et al. (2017). « Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7.3) snowpack model ». In : *Geoscientific Model Development* 10.9, p. 3547–3566. DOI : 10.5194/gmd-10-3547-2017. URL : https://www.geosci-model-dev.net/10/3547/2017/.

DATIN, R. (1998). « Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques : développements de Topmodel pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie : application au bassin versant de l'Ardèche ». Thèse de doct. Université Grenoble Alpes.

DEARDORFF, J. W. (1977). « A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models ». In : *Journal of Applied Meteorology* 16.11, p. 1182–1185. DOI : 10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2.

DECHARME, B. et H. DOUVILLE (2007). « Global validation of the ISBA sub-grid hydrology ». In : *Climate Dynamics* 29.1, p. 21–37. DOI : 10.1007/s00382-006-0216-7. URL : https://doi.org/10.1007/s00382-006-0216-7.

DECHARME, B. et al. (2011). « Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 116.D20. D20126, n/a–n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/2011JD016002. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016002.

DECHARME, B. et al. (2016). « Impacts of snow and organic soils parameterization on
northern Eurasian soil temperature profiles simulated
by the ISBA land surface model ». In : *The Cryosphere* 10.2, p. 853–877. DOI : 10.

5194/tc-10-853-2016. URL : https://www.the-cryosphere.net/10/853/2016/.

DECHARME, Bertrand, Eric MARTIN et Stéphanie FAROUX (2013). « Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 118.14, p. 7819–7834. ISSN : 2169-8996. DOI : 10.1002/jgrd.50631. URL : http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50631.

DEHOTIN, J. et I. BRAUD (2008). « Which spatial discretization for distributed hydrological models ? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 12.3, p. 769–796. DOI : 10.5194/hess-12-769-2008. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/769/2008/.

DELACOUR, H. et al. (2005). « La courbe ROC (receiver operating characteristic) : principes et principales applications en biologie clinique ». In : *Annales de Biologie Clinique* 63.2, p. 145–154.

DEMARGNE, Julie et al. (2010). « Diagnostic verification of hydrometeorological and hydrologic ensembles ». In : *Atmospheric Science Letters* 11.2, p. 114–122. ISSN : 1530-261X. DOI : 10.1002/asl.261. URL : http://dx.doi.org/10.1002/asl.261.

DEMERITT, David et al. (2010). « Challenges in communicating and using ensembles in operational flood forecasting ». In : *Meteorological Applications* 17.2, p. 209–222. ISSN : 1469-8080. DOI : 10.1002/met.194. URL : http://dx.doi.org/10.1002/met.194.

DESCAMPS, L. et al. (2015). « PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141.690, p. 1671–1685. ISSN : 1477-870X. DOI : 10.1002/qj.2469. URL : http://dx.doi.org/10.1002/qj.2469.

DESPAX, A. (2016). « Incertitude des mesures de débit des cours d'eau au courantomètre. Amélioration des méthodes analytiques et apports des essais interlaboratoires. » Thèse de doct. Université Grenoble Alpes.

DESROZIERS, G. (2018). *Assimilation des données météorologiques*. http://www.encyclopedie-environnement.org/air/assimilation-donnees-meteorologiques/. [Online ; accessed 21-August-2018].

DI BALDASSARRE, G. et A. MONTANARI (2009). « Uncertainty in river discharge observations : a quantitative analysis ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.6, p. 913–921. DOI : 10.5194/hess-13-913-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/913/2009/.

DIETRICH, J. et al. (2009). « Assessing uncertainties in flood forecasts for decision making : prototype of an operational flood management system integrating ensemble predictions ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9.4, p. 1529–1540. DOI : 10.5194/nhess-9-1529-2009. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/1529/2009/.

DIOMEDE, Tommaso et al. (2014). « Calibration of Limited-Area Ensemble Precipitation Forecasts for Hydrological Predictions ». In : *Monthly Weather Review* 142.6, p. 2176–2197. DOI : 10.1175/MWR-D-13-00071.1. eprint : https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00071.1. URL : https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00071.1.

DORNES, PABLO F. et al. (2008). « Influence of landscape aggregation in modelling snow-cover ablation and snowmelt runoff in a sub-arctic mountainous environment ». In : *Hydrological Sciences Journal* 53.4, p. 725–740. DOI : 10.1623/hysj.

53.4.725. eprint : https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.725. URL : https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.725.

DORTHE-MONACHON, C. (1986). « Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute savoie, France) - Essai de reconstitution paléogéographique. » Thèse de doct. Faculté de Lettres de l'Université de Lausanne.

DOTTORI, F., M. L. V. MARTINA et E. TODINI (2009). « A dynamic rating curve approach to indirect discharge measurement ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.6, p. 847–863. DOI : 10.5194/hess-13-847-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/847/2009/.

DOTTORI, F. et al. (2016). « INSYDE : a synthetic, probabilistic flood damage model based on explicit cost analysis ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16.12, p. 2577–2591. DOI : 10.5194/nhess-16-2577-2016. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/16/2577/2016/.

DOUINOT, Audrey, Hélène ROUX et Denis DARTUS (2017). « Modelling errors calculation adapted to rainfall – Runoff model user expectations and discharge data uncertainties ». In : *Environmental Modelling & Software* 90.Supplement C, p. 157 – 166. ISSN : 1364-8152. DOI : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.01.007. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815216304042.

DOUVILLE, H., J. F. ROYER et J. F. MAHFOUF (1995a). « A new snow parameterization for the Météo-France climate model ». In : *Climate Dynamics* 12.1, p. 21–35. ISSN : 1432-0894. DOI : 10.1007/BF00208760. URL : https://doi.org/10.1007/BF00208760.

— (1995b). « A new snow parameterization for the Météo-France climate model ». In : *Climate Dynamics* 12.1, p. 37–52. ISSN : 1432-0894. DOI : 10.1007/BF00208761. URL : https://doi.org/10.1007/BF00208761.

DUAN, Qingyun, Soroosh SOROOSHIAN et Vijai GUPTA (1992). « Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models ». In : *Water Resources Research* 28.4, p. 1015–1031. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/91WR02985. URL : http://dx.doi.org/10.1029/91WR02985.

DUBUISSON, M. P. et A. K. JAIN (1994). « A modified Hausdorff distance for object matching ». In : *Proceedings of 12th International Conference on Pattern Recognition*. T. 1, 566–568 vol.1. DOI : 10.1109/ICPR.1994.576361.

DUETHMANN, Doris et al. (2014). « The value of satellite-derived snow cover images for calibrating a hydrological model in snow-dominated catchments in Central Asia ». In : *Water Resources Research* 50.3, p. 2002–2021. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2013WR014382. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014382.

DUMONT, M. et al. (2012a). « Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data ». In : *The Cryosphere* 6.6, p. 1527–1539. DOI : 10.5194/tc-6-1527-2012. URL : https://www.the-cryosphere.net/6/1527/2012/.

DUMONT, Marie et al. (2012b). « Variational assimilation of albedo in a snowpack model and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier ». In : *Journal of Glaciology* 58.207, 151–164. DOI : 10.3189/2012JoG11J163.

DUNNE, Thomas et Richard D. BLACK (1970). « An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils ». In : *Water Resources Research* 6.2, p. 478–490. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR006i002p00478. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR006i002p00478.

DURAND, Y. et al. (1999). « A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting ». In : *Journal of Glaciology* 45.151, 469–484. DOI : 10.3189/S0022143000001337.

DURAND, Yves, Gérald GIRAUD et Laurent MÉRINDOL (1998). « Short-term numerical avalanche forecast used operationally at Météo-France over the Alps and Pyrenees ». In : *Annals of Glaciology* 26, 357–366. DOI : 10.3189/1998AoG26-1-357-366.

DURAND, Yves et al. (2009a). « Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002) : Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48.3, p. 429–449. DOI : 10.1175/2008JAMC1808.1. eprint : https://doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1. URL : https://doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1.

DURAND, Yves et al. (2009b). « Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005) : Climatology and Trends for Snow Cover ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48.12, p. 2487–2512. DOI : 10.1175/2009JAMC1810.1. eprint : https://doi.org/10.1175/2009JAMC1810.1. URL : https://doi.org/10.1175/2009JAMC1810.1.

DUTRA, Emanuel et al. (2010). « An Improved Snow Scheme for the ECMWF Land Surface Model : Description and Offline Validation ». In : *Journal of Hydrometeorology* 11.4, p. 899–916. DOI : 10.1175/2010JHM1249.1. eprint : https://doi.org/10.1175/2010JHM1249.1. URL : https://doi.org/10.1175/2010JHM1249.1.

DUTRA, Emanuel et al. (2012). « Complexity of Snow Schemes in a Climate Model and Its Impact on Surface Energy and Hydrology ». In : *Journal of Hydrometeorology* 13.2, p. 521–538. DOI : 10.1175/JHM-D-11-072.1. eprint : https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-072.1. URL : https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-072.1.

EDF (2012). *Déplacement du captage sous-glaciaire de l'aménagement hydroélectrique des Bois*. http://energie.edf.com/fichiers/fckeditor/Commun/En_Direct_Centrales/Hydraulique/Centres/Les_Alpes/DP%20PE%20des%20Bois.pdf. [Online ; accessed 14-March-2017].

ENGELHARDT, M., T. V. SCHULER et L. M. ANDREASSEN (2014). « Contribution of snow and glacier melt to discharge for highly glacierised catchments in Norway ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.2, p. 511–523. DOI : 10.5194/hess-18-511-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/511/2014/.

ESSE, W. R. van et al. (2013). « The influence of conceptual model structure on model performance : a comparative study for 237 French catchments ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17.10, p. 4227–4239. DOI : 10.5194/hess-17-4227-2013. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/4227/2013/.

FANG, X. et al. (2010). « Prediction of snowmelt derived streamflow in a wetland dominated prairie basin ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 14.6, p. 991–1006. DOI : 10.5194/hess-14-991-2010. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/991/2010/.

FAROUX, S. et al. (2013). « ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models ». In : *Geoscientific Model Development* 6.2, p. 563–582. DOI : 10.5194/gmd-6-563-2013. URL : http://www.geosci-model-dev.net/6/563/2013/.

FENICIA, F. et al. (2006). « Is the groundwater reservoir linear ? Learning from data in hydrological modelling ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 10.1, p. 139–

150. DOI : 10.5194/hess-10-139-2006. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/10/139/2006/.

FENICIA, Fabrizio et al. (2008). « Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement ». In : *Water Resources Research* 44.1. W01402, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2006WR005563. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005563.

FERRO, Christopher A. T. (2007). « A Probability Model for Verifying Deterministic Forecasts of Extreme Events ». In : *Weather and Forecasting* 22.5, p. 1089–1100. DOI : 10.1175/WAF1036.1. eprint : https://doi.org/10.1175/WAF1036.1. URL : https://doi.org/10.1175/WAF1036.1.

FIDDES, J. et S. GRUBER (2012). « TopoSUB : a tool for efficient large area numerical modelling in complex topography at sub-grid scales ». In : *Geoscientific Model Development* 5.5, p. 1245–1257. DOI : 10.5194/gmd-5-1245-2012. URL : https://www.geosci-model-dev.net/5/1245/2012/.

FINGER, David et al. (2011). « The value of glacier mass balance, satellite snow cover images, and hourly discharge for improving the performance of a physically based distributed hydrological model ». In : *Water Resources Research* 47.7. W07519, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2010WR009824. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009824.

FINGER, David et al. (2015). « The value of multiple data set calibration versus model complexity for improving the performance of hydrological models in mountain catchments ». In : *Water Resources Research* 51.4, p. 1939–1958. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2014WR015712. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2014WR015712.

FLOUDAS, C. A. et H. Th. JONGEN (2005). « Global Optimization : Local Minima and Transition Points ». In : *Journal of Global Optimization* 32.3, p. 409–415. ISSN : 1573-2916. DOI : 10.1007/s10898-004-0865-1. URL : https://doi.org/10.1007/s10898-004-0865-1.

FONSECA, Rahul M., Albert C. REYNOLDS et Jan Dirk JANSEN (2016). « Generation of a Pareto front for a bi-objective water flooding optimization problem using approximate ensemble gradients ». In : *Journal of Petroleum Science and Engineering* 147.Supplement C, p. 249 –260. ISSN : 0920-4105. DOI : https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.06.009. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0920410516302285.

FORMETTA, G. et al. (2014). « Snow water equivalent modeling components in NewAge-JGrass ». In : *Geoscientific Model Development* 7.3, p. 725–736. DOI : 10.5194/gmd-7-725-2014. URL : https://www.geosci-model-dev.net/7/725/2014/.

FRANKS, Stewart W. et al. (1998). « On constraining the predictions of a distributed model : The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process ». In : *Water Resources Research* 34.4, p. 787–797. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/97WR03041. URL : http://dx.doi.org/10.1029/97WR03041.

FRANZ, Kristie J., Terri S. HOGUE et Soroosh SOROOSHIAN (2008). « Operational snow modeling : Addressing the challenges of an energy balance model for National Weather Service forecasts ». In : *Journal of Hydrology* 360.1, p. 48 –66. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.013. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408003508.

FRANZ, Kristie J. et Logan R. KARSTEN (2013). « Calibration of a distributed snow model using MODIS snow covered area data ». In : *Journal of Hydrology* 494.Supplement C, p. 160 –175. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/

j.jhydrol.2013.04.026. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941300320X.

FRIEDERICHS, Petra et Thordis L. THORARINSDOTTIR (2012). « Forecast verification for extreme value distributions with an application to probabilistic peak wind prediction ». In : *Environmetrics* 23.7, p. 579–594. ISSN : 1099-095X. DOI : 10.1002/env.2176. URL : http://dx.doi.org/10.1002/env.2176.

FUJITA, K. et A. SAKAI (2014). « Modelling runoff from a Himalayan debris-covered glacier ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.7, p. 2679–2694. DOI : 10.5194/hess-18-2679-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/2679/2014/.

GALLICE, A. et al. (2016). « StreamFlow 1.0 : an extension to the spatially distributed snow model Alpine3D for hydrological modelling and deterministic stream temperature prediction ». In : *Geoscientific Model Development* 9.12, p. 4491–4519. DOI : 10.5194/gmd-9-4491-2016. URL : https://www.geosci-model-dev.net/9/4491/2016/.

GAN, R. et Y. LUO (2013). « Using the nonlinear aquifer storage–discharge relationship to simulate the base flow of glacier- and snowmelt-dominated basins in northwest China ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17.9, p. 3577–3586. DOI : 10.5194/hess-17-3577-2013. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/3577/2013/.

GANDIN, L. S. (1965). « Objective analysis of meteorological fields ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 92.393, p. 447–447. DOI : 10.1002/qj.49709239320. eprint : https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.49709239320. URL : https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49709239320.

GARAVAGLIA, F. et al. (2017). « Impact of model structure on flow simulation and hydrological realism : from a lumped to a semi-distributed approach ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 21.8, p. 3937–3952. DOI : 10.5194/hess-21-3937-2017. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/3937/2017/.

GARDENT, Marie (2014). « Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire ». Thèse de doct. Université de Grenoble.

GARDENT, Marie et al. (2014). « Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s ». In : *Global and Planetary Change* 120.Supplement C, p. 24 –37. ISSN : 0921-8181. DOI : https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181811400099X.

GARDNER, Alex S. et Martin J. SHARP (2010). « A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization ». In : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* 115.F1. F01009, n/a–n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/2009JF001444. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2009JF001444.

GASCOIN, S. et al. (2011). « Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile ». In : *The Cryosphere* 5.4, p. 1099–1113. DOI : 10.5194/tc-5-1099-2011. URL : https://www.the-cryosphere.net/5/1099/2011/.

GASCON, Gabrielle et al. (2014). « How well is firn densification represented by a physically based multilayer model ? Model evaluation for Devon Ice Cap, Nunavut, Canada ». In : *Journal of Glaciology* 60.222, 694–704. DOI : 10.3189/2014JoG13J209.

GAŇOVÁ, L. et al. (2017). « Identification of urban flood vulnerability in Eastern Slovakia by mapping the potential natural sources of flooding - implications for territorial planning ». In : *Urbanism. Architecture. Constructions / Urbanism. Arhitectura. Constructii* 8 (4), p. 365–376.

GEMS, B. et al. (2016). « 3-D hydrodynamic modelling of flood impacts on a building and indoor flooding processes ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16.6, p. 1351–1368. DOI : 10.5194/nhess-16-1351-2016. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/16/1351/2016/.

GERBAUX, M. et al. (2005). « Surface mass balance of glaciers in the French Alps : distributed modeling and sensitivity to climate change ». In : *Journal of Glaciology* 51.175, 561–572. DOI : 10.3189/172756505781829133.

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.Supplement C, p. 154 –167. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.02.014. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941200114X.

GUPTA, Hoshin V. et Grey S. NEARING (2014). « Debates—the future of hydrological sciences : A (common) path forward ? Using models and data to learn : A systems theoretic perspective on the future of hydrological science ». In : *Water Resources Research* 50.6, p. 5351–5359. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2013WR015096. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2013WR015096.

GUPTA, Hoshin V. et al. (2009). « Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling ». In : *Journal of Hydrology* 377.1, p. 80 –91. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409004843.

GUPTA, Hoshin V. et al. (2012). « Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy ». In : *Water Resources Research* 48.8. W08301, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2011WR011044. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011044.

GUPTA, Hoshin Vijai, Soroosh SOROOSHIAN et Patrice Ogou YAPO (1998). « Toward improved calibration of hydrologic models : Multiple and noncommensurable measures of information ». In : *Water Resources Research* 34.4, p. 751–763. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/97WR03495. URL : http://dx.doi.org/10.1029/97WR03495.

GUPTA, Vijai Kumar et Soroosh SOROOSHIAN (1985). « The Automatic Calibration of Conceptual Catchment Models Using Derivative-Based Optimization Algorithms ». In : *Water Resources Research* 21.4, p. 473–485. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR021i004p00473. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR021i004p00473.

GUSE, Björn et al. (2016). « Demasking the integrated information of discharge : Advancing sensitivity analysis to consider different hydrological components and their rates of change ». In : *Water Resources Research* 52.11, p. 8724–8743. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2016WR018894. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2016WR018894.

HABETS, F et al. (1999a). « The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part I : Model and database ». In : *Journal of Hydrology* 217.1, p. 75 –96. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00019-0. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169499000190.

HABETS, F et al. (1999b). « The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area : Part II : Simulation of streamflows and annual water budget ». In : *Journal of Hydrology* 217.1, p. 97 –118. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00020-7. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169499000207.

HABETS, F. et al. (2008). « The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 113.D6. D06113, n/a–n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/2007JD008548. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008548.

HABETS, Florence, Aaron BOONE et Joël NOILHAN (2003). « Simulation of a Scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA ». In : *Global and Planetary Change* 38.1. Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, Phase 2(e), p. 137 –149. ISSN : 0921-8181. DOI : https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00016-X. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181810300016X.

HANZER, F. et al. (2016). « Multilevel spatiotemporal validation of snow/ice mass balance and runoff modeling in glacierized catchments ». In : *The Cryosphere* 10.4, p. 1859–1881. DOI : 10.5194/tc-10-1859-2016. URL : http://www.the-cryosphere.net/10/1859/2016/.

HARMEL, R. Daren et Patricia K. SMITH (2007). « Consideration of measurement uncertainty in the evaluation of goodness-of-fit in hydrologic and water quality modeling ». In : *Journal of Hydrology* 337.3, p. 326 –336. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.043. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407000741.

HARMEL, R.D. et al. (2014). « Evaluating, interpreting, and communicating performance of hydrologic/water quality models considering intended use : A review and recommendations ». In : *Environmental Modelling & Software* 57.Supplement C, p. 40 –51. ISSN : 1364-8152. DOI : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.02.013. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815214000644.

HENDRICKSON, Jene' D., Soroosh SOROOSHIAN et Larry E. BRAZIL (1988). « Comparison of Newton-type and direct search algorithms for calibration of conceptual rainfall-runoff models ». In : *Water Resources Research* 24.5, p. 691–700. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR024i005p00691. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR024i005p00691.

HINGRAY, B. et al. (2010). « Signature-based model calibration for hydrological prediction in mesoscale Alpine catchments ». In : *Hydrological Sciences Journal* 55.6, p. 1002–1016. DOI : 10.1080/02626667.2010.505572. eprint : https://doi.org/10.1080/02626667.2010.505572. URL : https://doi.org/10.1080/02626667.2010.505572.

HIROTA, Tomoyoshi et al. (2002). « An extension of the force-restore method to estimating soil temperature at depth and evaluation for frozen soils under snow ». In : 107.

HOCK, Regine (2003). « Temperature index melt modelling in mountain areas ». In : *Journal of Hydrology* 282.1. Mountain Hydrology and Water Resources, p. 104 –115. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002579.

— (2005). « Glacier melt : a review of processes and their modelling ». In : *Progress in Physical Geography* 29.3, p. 362–391. DOI : 10.1191/0309133305pp453ra.

eprint : https://doi.org/10.1191/0309133305pp453ra. URL : https://doi.org/10.1191/0309133305pp453ra.

HOLZMANN, Hubert et C MASSMANN (2013). « Development and test of a modular hydrological model concept with different degrees of complexity ». In : 64, p. 47–52.

HORTON, Robert E. (1933). « The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle ». In : *Eos, Transactions American Geophysical Union* 14.1, p. 446–460. ISSN : 2324-9250. DOI : 10.1029/TR014i001p00446. URL : http://dx.doi.org/10.1029/TR014i001p00446.

HSU, Kuo-lin, Hoshin Vijai GUPTA et Soroosh SOROOSHIAN (1995). « Artificial Neural Network Modeling of the Rainfall-Runoff Process ». In : *Water Resources Research* 31.10, p. 2517–2530. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/95WR01955. URL : http://dx.doi.org/10.1029/95WR01955.

HUSS, Matthias (2011). « Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe ». In : *Water Resources Research* 47.7. W07511, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2010WR010299. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010299.

IMMERZEEL, W. W. et al. (2015). « Reconciling high-altitude precipitation in the upper Indus basin with glacier mass balances and runoff ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 19.11, p. 4673–4687. DOI : 10.5194/hess-19-4673-2015. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/4673/2015/.

JAIN, Sharad Kumar et al. (2018). « A Brief review of flood forecasting techniques and their applications ». In : *International Journal of River Basin Management* 0.0, p. 1–16. DOI : 10.1080/15715124.2017.1411920. eprint : https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1411920. URL : https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1411920.

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. URL : http://dx.doi.org/10.1029/93WR00877.

JIA, Y. et al. (2009). « Distributed modeling of landsurface water and energy budgets in the inland Heihe river basin of China ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.10, p. 1849–1866. DOI : 10.5194/hess-13-1849-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1849/2009/.

JOBARD, S. et M. DZIKOWSKI (2006). « Evolution of glacial flow and drainage during the ablation season ». In : *Journal of Hydrology* 330.3, p. 663 –671. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.031. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406002423.

JORDAN, Peter (1983). « Meltwater movement in a deep snowpack : 1. Field observations ». In : *Water Resources Research* 19.4, p. 971–978. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR019i004p00971. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR019i004p00971.

JOST, Georg et al. (2007). « The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale ». In : *Journal of Hydrology* 347.1, p. 101 – 115. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.006. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407004908.

JÓHANNESSON, Tómas, Charles RAYMOND et Ed WADDINGTON (1989). « Time-scale adjustment of glaciers to changes in mass balance ». In : 35, p. 355–369.

KASIVISWANATHAN, K.S. et al. (2016). « Potential application of wavelet neural network ensemble to forecast streamflow for flood management ». In : *Journal of Hydrology* 536.Supplement C, p. 161 –173. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.044. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169416300786.

KASTELEC, D. (1995). « Dynamic model MEBIT for simulation of soil physical processes ». In : *Contributions to Methodology and Statistics*.

KAUFFELDT, A. et al. (2016). « Technical review of large-scale hydrological models for implementation in operational flood forecasting schemes on continental level ». In : *Environmental Modelling & Software* 75.Supplement C, p. 68 –76. ISSN : 1364-8152. DOI : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.09.009. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815215300529.

KAVETSKI, Dmitri, Stewart W. FRANKS et George KUCZERA (2013). « Confronting Input Uncertainty in Environmental Modelling ». In : *Calibration of Watershed Models*. American Geophysical Union, p. 49–68. ISBN : 9781118665671. DOI : 10.1029/WS006p0049. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WS006p0049.

KERR, Tim et al. (2013). « Snow distribution in a steep mid-latitude alpine catchment ». In : *Advances in Water Resources* 55.Supplement C. Snow–Atmosphere Interactions and Hydrological Consequences, p. 17 –24. ISSN : 0309-1708. DOI : https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.12.010. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S030917081200320X.

KIESEL, Jens et al. (2017). « Improving hydrological model optimization for riverine species ». In : *Ecological Indicators* 80.Supplement C, p. 376 –385. ISSN : 1470-160X. DOI : https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.04.032. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1470160X17302091.

KIRCHNER, James W. (2006). « Getting the right answers for the right reasons : Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology ». In : *Water Resources Research* 42.3. W03S04, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2005WR004362. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004362.

— (2009). « Catchments as simple dynamical systems : Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward ». In : *Water Resources Research* 45.2. W02429, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2008WR006912. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2008WR006912.

KLOK, E. J. et al. (2001). « Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin ». In : *Hydrological Sciences Journal* 46.4, p. 553–570. DOI : 10.1080/02626660109492850. eprint : https://doi.org/10.1080/02626660109492850. URL : https://doi.org/10.1080/02626660109492850.

KONZ, Markus et Jan SEIBERT (2010). « On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration ». In : *Journal of Hydrology* 385.1, p. 238 –246. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.025. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410000958.

KÖPLIN, N. et al. (2013). « The importance of glacier and forest change in hydrological climate-impact studies ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17.2, p. 619–635. DOI : 10.5194/hess-17-619-2013. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/619/2013/.

KOREN, V et al. (2000). « Use of soil property data in the derivation of conceptual rainfall-runoff model parameters ». In : *15th Conference on Hydrology, AMS, Long Beach, CA*. AMS, 103–106.

KOSTER, Randal D. et al. (2000). « A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model : 1. Model structure ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 105.D20, p. 24809–24822. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/2000JD900327. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900327.

KOVALETS, Ivan V., Sergey L. KIVVA et Oleg I. UDOVENKO (2015). « Usage of the WRF/DHSVM model chain for simulation of extreme floods in mountainous areas : a pilot study for the Uzh River Basin in the Ukrainian Carpathians ». In : *Natural Hazards* 75.2, p. 2049–2063. ISSN : 1573-0840. DOI : 10.1007/s11069-014-1412-0. URL : https://doi.org/10.1007/s11069-014-1412-0.

KRAFT, D. (1998). *A software package for sequential quadratic programming*. Rapp. tech. DLR German Aerospace Center - Institute for Flight Mechanics, Koln, Germany.

KRAUSE, P., D. P. BOYLE et F. BÄSE (2005). « Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment ». In : *Advances in Geosciences* 5, p. 89–97. DOI : 10.5194/adgeo-5-89-2005. URL : https://www.adv-geosci.net/5/89/2005/.

KUHN, M (2003). « Redistribution of snow and glacier mass balance from a hydrometeorological model ». In : *Journal of Hydrology* 282.1. Mountain Hydrology and Water Resources, p. 95 –103. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00256-7. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002567.

KUMAR, Rohini, Luis SAMANIEGO et Sabine ATTINGER (2010). « The effects of spatial discretization and model parameterization on the prediction of extreme runoff characteristics ». In : *Journal of Hydrology* 392.1, p. 54 –69. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.047. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410004865.

LAFAYSSE, M. (2011). « Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées ». Thèse de doct. Université Toulouse III-Paul Sabatier.

LAFAYSSE, M. et al. (2011). « Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin ». In : *Journal of Hydrology* 403.1, p. 116 –129. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.046. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411002265.

LAFAYSSE, M. et al. (2013). « Towards a new chain of models for avalanche hazard forecasting in French mountain ranges, including low altitude mountains ». In : *Proceedings of International Snow Science Workshop Grenoble–Chamonix Mont-Blanc*. CEN, p. 162–166. URL : http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW13_paper_O1-02.pdf.

LAVENNE, A. de et al. (2016). « Spatial variability of the parameters of a semi-distributed hydrological model ». In : *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 373, p. 87–94. DOI : 10.5194/piahs-373-87-2016. URL : https://www.proc-iahs.net/373/87/2016/.

LEDOUX, E., GIRARD, G. et VILLENEUVE, J. P. (1984). « Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique ». In : *La Houille Blanche* 1-2, p. 101–120. DOI : 10.1051/lhb/1984005. URL : https://doi.org/10.1051/lhb/1984005.

LEGATES, David R. et Gregory J. MCCABE (1999). « Evaluating the use of "goodnessoffit" Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation ». In :

Water Resources Research 35.1, p. 233–241. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/1998WR900018. URL : http:https://doi.org/10.1029/1998WR900018.

LEGROS, J.-P. et Y.-M. CABIDOCHE (1977). « Les types de sols et leur répartition dans les alpes et les pyrénées cristallines ». In : *Documents de cartographie écologique* 19, p. 1–19.

LEHNING, Michael et al. (2006). « ALPINE3D : a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology ». In : *Hydrological Processes* 20.10, p. 2111–2128. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.6204. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6204.

LELOUP, P. H. et al. (2005). « Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif : The Mont Blanc ». In : *Tectonics* 24.4. TC4002, n/a–n/a. ISSN : 1944-9194. DOI : 10.1029/2004TC001676. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001676.

LEON, Arturo S., Leonardo S. NANIA et Venkataramana SRIDHAR (2010). « Discussion of &#x201c ;Potential Dangers of Simplifying Combined Sewer Hydrologic/Hydraulic Models&#x201d ; by J. P. Cantone and A. R. Schmidt ». In : *Journal of Hydrologic Engineering* 15.7, p. 587–588. DOI : 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000184. eprint : https://ascelibrary.org/doi/pdf/10.1061/%28ASCE%29HE.1943-5584.0000184. URL : https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%29HE.1943-5584.0000184.

LI, Hong, C.-Y. XU et Stein BELDRING (2015). « How much can we gain with increasing model complexity with the same model concepts ? » In : *Journal of Hydrology* 527.Supplement C, p. 858 –871. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.05.044. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415003947.

LI, Hong et al. (2015a). « Integrating a glacier retreat model into a hydrological model – Case studies of three glacierised catchments in Norway and Himalayan region ». In : *Journal of Hydrology* 527.Supplement C, p. 656 –667. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.05.017. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415003674.

LI, Runkui et al. (2012). « Effects of spatial aggregation of soil spatial information on watershed hydrological modelling ». In : *Hydrological Processes* 26.9, p. 1390–1404. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.8277. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8277.

LI, Xiao-Yan et al. (2011). « Controls of infiltration–runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain ». In : *CATENA* 86.2, p. 98 –109. ISSN : 0341-8162. DOI : https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.03.003. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816211000555.

LI, Yuan et al. (2015b). « Assimilation of stream discharge for flood forecasting : Updating a semidistributed model with an integrated data assimilation scheme ». In : *Water Resources Research* 51.5, p. 3238–3258. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2014WR016667. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2014WR016667.

LIANG, Xu, Jianzhong GUO et L.Ruby LEUNG (2004). « Assessment of the effects of spatial resolutions on daily water flux simulations ». In : *Journal of Hydrology* 298.1. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP), p. 287 –310. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.07.007. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404002495.

LUDWIG, R. et al. (2009). « The role of hydrological model complexity and uncertainty in climate change impact assessment ». In : *Advances in Geosciences* 21, p. 63–71. DOI : 10.5194/adgeo-21-63-2009. URL : https://www.adv-geosci.net/21/63/2009/.

LÓPEZ-MORENO, J.I. et al. (2013). « Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain : Implications for estimating snow water equivalent ». In : *Advances in Water Resources* 55.Supplement C. Snow–Atmosphere Interactions and Hydrological Consequences, p. 40 –52. ISSN : 0309-1708. DOI : https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.08.010. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812002382.

MACHGUTH, H., M. PAUL F. andHoelzle et W. HAEBERLI (2006). « Distributed glacier mass-balance modelling as an important component of modern multi-level glacier monitoring ». In : *Annals of Glaciology* 43, p. 335–343.

MAILLET, E.T. (2010). *Essais D'Hydraulique Souterraine Et Fluviale (1905)*. Kessinger Publishing. ISBN : 9781161872910. URL : https://books.google.fr/books?id=6pszbwAACAAJ.

MARSHALL, S. J. (2014). « Meltwater run-off from Haig Glacier, Canadian Rocky Mountains, 2002ndash ;2013 ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.12, p. 5181–5200. DOI : 10.5194/hess-18-5181-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/5181/2014/.

MARTINEZ, Guillermo F. et Hoshin V. GUPTA (2011). « Hydrologic consistency as a basis for assessing complexity of monthly water balance models for the continental United States ». In : *Water Resources Research* 47.12. W12540, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2011WR011229. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011229.

MARTY, R. (2010). « Prévision hydrologique d'ensemble adaptée aux bassins à crue rapide ». Thèse de doct. Université de Grenoble.

MASSON, Frédéric, Frédérick GAL et Philippe-Hervé LELOUP (2002). « Une carte gravimétrique haute résolution du massif du Mont-Blanc : implications structurales ». In : *Comptes Rendus Geoscience* 334.14, p. 1011 –1019. ISSN : 1631-0713. DOI : https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01846-1. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071302018461.

MASSON, V. et al. (2013). « The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes ». In : *Geoscientific Model Development* 6.4, p. 929–960. DOI : 10.5194/gmd-6-929-2013. URL : https://www.geosci-model-dev.net/6/929/2013/.

MAYR, Elisabeth et al. (2013). « Calibrating a spatially distributed conceptual hydrological model using runoff, annual mass balance and winter mass balance ». In : *Journal of Hydrology* 478.Supplement C, p. 40 –49. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.035. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412010141.

MAZZORANA, B. et al. (2012). « Towards dynamics in flood risk assessment ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12.11, p. 3571–3587. DOI : 10.5194/nhess-12-3571-2012. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/3571/2012/.

MCGUIRE, Kevin J. et Jeffrey J. MCDONNELL (2010). « Hydrological connectivity of hillslopes and streams : Characteristic time scales and nonlinearities ». In : *Water Resources Research* 46.10. W10543, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2010WR009341. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009341.

MENONI, S. et al. (2016). « Flood damage : a model for consistent, complete and multipurpose scenarios ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16.12,

p. 2783–2797. DOI : 10.5194/nhess-16-2783-2016. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/16/2783/2016/.

MERZ, B. et al. (2010). « Fluvial flood risk management in a changing world ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10.3, p. 509–527. DOI : 10.5194/nhess-10-509-2010. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/509/2010/.

MERZ, R. et G. BLÖSCHL (2003). « A process typology of regional floods ». In : *Water Resources Research* 39.12. 1340, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2002WR001952. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001952.

MERZ, Ralf, Juraj PARAJKA et Günter BLÖSCHL (2011). « Time stability of catchment model parameters : Implications for climate impact analyses ». In : *Water Resources Research* 47.2. W02531, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2010WR009505. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009505.

MICHAELIDES, Katerina et John WAINWRIGHT (2002). « Modelling the effects of hillslope–channel coupling on catchment hydrological response ». In : *Earth Surface Processes and Landforms* 27.13, p. 1441–1457. ISSN : 1096-9837. DOI : 10.1002/esp.440. URL : http://dx.doi.org/10.1002/esp.440.

MICHLMAYR, Gernot et al. (2008). « Application of the Alpine 3D model for glacier mass balance and glacier runoff studies at Goldbergkees, Austria ». In : *Hydrological Processes* 22.19, p. 3941–3949. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.7102. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7102.

MILLARES, A., M. J. POLO et M. A. LOSADA (2009). « The hydrological response of baseflow in fractured mountain areas ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.7, p. 1261–1271. DOI : 10.5194/hess-13-1261-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1261/2009/.

MODARRES, R. (2009). « Multi-criteria validation of artificial neural network rainfall-runoff modeling ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.3, p. 411–421. DOI : 10.5194/hess-13-411-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/411/2009/.

MOLTENI, F. et al. (1996). « The ECMWF Ensemble Prediction System : Methodology and validation ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 122.529, p. 73–119. DOI : 10.1002/qj.49712252905. eprint : https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.49712252905. URL : https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712252905.

MOUSSA, R. et N. CHAHINIAN (2009). « Comparison of different multi-objective calibration criteria using a conceptual rainfall-runoff model of flood events ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.4, p. 519–535. DOI : 10.5194/hess-13-519-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/519/2009/.

MUELLER, M. H., R. WEINGARTNER et C. ALEWELL (2013). « Importance of vegetation, topography and flow paths for water transit times of base flow in alpine headwater catchments ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17.4, p. 1661–1679. DOI : 10.5194/hess-17-1661-2013. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/1661/2013/.

MURE-RAVAUD, Mathieu et al. (2016). « A web based tool for operational real-time flood forecasting using data assimilation to update hydraulic states ». In : *Environmental Modelling & Software* 84.Supplement C, p. 35 –49. ISSN : 1364-8152. DOI : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.06.002. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815216301839.

MUTZNER, Raphael et al. (2015). « Controls on the diurnal streamflow cycles in two subbasins of an alpine headwater catchment ». In : *Water Resources Research* 51.5, p. 3403–3418. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2014WR016581. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2014WR016581.

MUÑOZ, Enrique et al. (2014). « Identifiability analysis : towards constrained equifinality and reduced uncertainty in a conceptual model ». In : *Hydrological Sciences Journal* 59.9, p. 1690–1703. DOI : 10.1080/02626667.2014.892205. eprint : https://doi.org/10.1080/02626667.2014.892205. URL : https://doi.org/10.1080/02626667.2014.892205.

NACHTERGAELE, F. (2009). *Harmonized World Soil Database*. Rapp. tech. ood et Agriculture Organization of the United Nations (FAO). URL : http://www.fao.org/fileadmin/templates/nr/documents/HWSD/HWSD_Documentation.pdf.

NADEN, S.-P. (1992). « Spatial variability in flood estimation for large catchments : the exploitation of channel network structure ». In : *Hydrological sciences - Journal des sciences hydrologiques* 37.1, p. 53–61.

NASH, J.E. et J.V. SUTCLIFFE (1970). « River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles ». In : *Journal of Hydrology* 10.3, p. 282–290. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902556.

NAZ, B. S. et al. (2014). « Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.2, p. 787–802. DOI : 10.5194/hess-18-787-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/787/2014/.

NOILHAN, J. et J.-F. MAHFOUF (1996). « The ISBA land surface parameterisation scheme ». In : *Global and Planetary Change* 13.1. Soil Moisture Simulation, p. 145–159. ISSN : 0921-8181. DOI : https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0921818195000437.

NOILHAN, J. et S. PLANTON (1989). « A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models ». In : *Monthly Weather Review* 117.3, p. 536–549. DOI : 10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.

O'CALLAGHAN, J.-F. et D.-M. MARK (1984). « The extraction of dainage networks from digital elevation data ». In : *Computer Vision, Graphics and Image Processing* 28, 323–344.

ODONI, Nicholas A. et Stuart N. LANE (2010). « Knowledge-theoretic models in hydrology ». In : *Progress in Physical Geography* 34.2, p. 151–171. DOI : 10.1177/0309133309359893. eprint : https://doi.org/10.1177/0309133309359893. URL : https://doi.org/10.1177/0309133309359893.

ORTH, Rene et al. (2015). « Does model performance improve with complexity ? A case study with three hydrological models ». In : *Journal of Hydrology* 523.Supplement C, p. 147 –159. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.044. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941500061X.

OUDIN, Ludovic et al. (2006). « Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models ». In : *Journal of Hydrology* 320.1. The model parameter estimation experiment, p. 62 –83. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.016. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169405003409.

PACHEPSKY, Y. A. et al. (2016). « Evaluating Hydrological Model Performance using Information Theory-based Metrics ». In : *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 2016, p. 1–24. DOI : 10.5194/hess-2016-46. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2016-46/.

PAGANO, Thomas C. et al. (2014). « Challenges of Operational River Forecasting ». In : *Journal of Hydrometeorology* 15.4, p. 1692–1707. DOI : 10.1175/JHM-D-13-0188.1. eprint : https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0188.1. URL : https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0188.1.

PAGANO, Thomas C. et al. (2016). « Automation and human expertise in operational river forecasting ». In : *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water* 3.5, p. 692–705. ISSN : 2049-1948. DOI : 10.1002/wat2.1163. URL : http://dx.doi.org/10.1002/wat2.1163.

PALMER, T N et al. (1997). « The ECMWF Ensemble Prediction System ». In : *Meteorological Applications* 4.4, p. 301–304. DOI : 10.1017/S1350482797000649. eprint : https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1017/S1350482797000649. URL : https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1017/S1350482797000649.

PANICONI, Claudio et Mario PUTTI (2015). « Physically based modeling in catchment hydrology at 50 : Survey and outlook ». In : *Water Resources Research* 51.9, p. 7090–7129. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2015WR017780. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2015WR017780.

PAPPENBERGER, F. et al. (2005). « Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions within the European Flood Forecasting System (EFFS) ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 9.4, p. 381–393. DOI : 10.5194/hess-9-381-2005. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/9/381/2005/.

PAQUET, E. et M.-T. LAVAL (2004). « Evolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes ». In : *La Houille Blanche* 2, p. 75–82. DOI : doi.org/10.1051/lhb:200402008.

PARAJKA, J. et G. BLÖSCHL (2008). « The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models ». In : *Journal of Hydrology* 358.3, p. 240 –258. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.006. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408002862.

PATUREL, J.E., E. SERVAT et A. VASSILIADIS (1995). « Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data — case of the GR2M model ». In : *Journal of Hydrology* 168.1, p. 111 –125. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02654-T. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949402654T.

PAVELSKY, Tamlin M., Sarah KAPNICK et Alex HALL (2011). « Accumulation and melt dynamics of snowpack from a multiresolution regional climate model in the central Sierra Nevada, California ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 116.D16. D16115, n/a–n/a. ISSN : 2156-2202. DOI : 10.1029/2010JD015479. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2010JD015479.

PECHLIVANIDIS, I. G. et al. (2012). « Using an informational entropy-based metric as a diagnostic of flow duration to drive model parameter identification ». In : *Global Nest Journal* 14.3, p. 325–334. ISSN : 1790-7632.

PECHLIVANIDIS, I. G. et al. (2014). « Use of an entropy-based metric in multiobjective calibration to improve model performance ». In : *Water Resources Research* 50.10, p. 8066–8083. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2013WR014537. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014537.

PERNOT, Pascal et Fabien CAILLIEZ (2017). « A critical review of statistical calibration/prediction models handling data inconsistency and model inadequacy ». In : *AIChE Journal* 63.10, p. 4642–4665. ISSN : 1547-5905. DOI : 10.1002/aic.15781. URL : http://dx.doi.org/10.1002/aic.15781.

PERRIN, C., C. MICHEL et V. ANDRÉASSIAN (2001). « Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments ». In : *Journal of Hydrology* 242.3, p. 275 –301. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00393-0. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169400003930.

PERRIN, Charles, Claude MICHEL et Vazken ANDRÉASSIAN (2003). « Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation ». In : *Journal of Hydrology* 279.1, p. 275 –289. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002257.

PERRIN, CHARLES et al. (2007). « Impact of limited streamflow data on the efficiency and the parameters of rainfall—runoff models ». In : *Hydrological Sciences Journal* 52.1, p. 131–151. DOI : 10.1623/hysj.52.1.131. eprint : https://doi.org/10.1623/hysj.52.1.131. URL : https://doi.org/10.1623/hysj.52.1.131.

PFISTER, Laurent et al. (2017). « Bedrock geology controls on catchment storage, mixing, and release : A comparative analysis of 16 nested catchments ». In : *Hydrological Processes* 31.10. HYP-16-0708.R1, p. 1828–1845. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.11134. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.11134.

PHILIPP, A et al. (2008). « Flash flood forecasting combining meteorological ensemble forecasts and uncertainty of initial hydrological conditions ». In : *Australasian Journal of Water Resources* 12.3, p. 257–267. DOI : 10.1080/13241583.2008.11465352. eprint : https://doi.org/10.1080/13241583.2008.11465352. URL : https://doi.org/10.1080/13241583.2008.11465352.

Plan local d'urbanisme de Chamonix Mont-Blanc (2005). Rapp. tech. Mairie de Chamonix Mont-Blanc.

PLATE, E. J. (2009). « HESS Opinions "Classification of hydrological models for flood management" ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.10, p. 1939–1951. DOI : 10.5194/hess-13-1939-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1939/2009/.

POKHREL, P., H. V. GUPTA et T. WAGENER (2008). « A spatial regularization approach to parameter estimation for a distributed watershed model ». In : *Water Resources Research* 44.12. W12419, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2007WR006615. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006615.

POMEROY, J. W. et al. (1998). « Coupled modelling of forest snow interception and sublimation ». In : *Hydrological Processes* 12.15, p. 2317–2337. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/(SICI)1099-1085(199812)12:15<2317::AID-HYP799>3.0.CO;2-X. URL : http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199812)12:15<2317::AID-HYP799>3.0.CO;2-X.

PONCELET, Carine et al. (2017). « Process-based interpretation of conceptual hydrological model performance using a multinational catchment set ». In : *Water Resources Research* 53.8, p. 7247–7268. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2016WR019991. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2016WR019991.

POULIN, Annie et al. (2011). « Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin ». In : *Journal of Hydrology* 409.3, p. 626 –636. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.057. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411006135.

QIU, C. et al. (2014). « Development of a river flow forecast model by coupling a snow accumulation/melt model with a distributed run-off model ». In : *Journal of Flood Risk Management* 7.1, p. 89–99. ISSN : 1753-318X. DOI : 10.1111/jfr3.12039. URL : http://dx.doi.org/10.1111/jfr3.12039.

QUÉNO, L. et al. (2016). « Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts ». In : *The Cryosphere* 10.4, p. 1571–1589. DOI : 10.5194/tc-10-1571-2016. URL : https://www.the-cryosphere.net/10/1571/2016/.

QUINTANA SEGUÍ, P. et al. (2009). « Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, p. 163–181. DOI : 10.5194/hess-13-163-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/163/2009/.

RABATEL, Antoine, Jean-Pierre DEDIEU et Christian VINCENT (2005). « Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series : validation on three French glaciers, 1994–2002 ». In : *Journal of Glaciology* 51.175, 539–546. DOI : 10.3189/172756505781829106.

RABUFFETTI, D. et al. (2008). « Operational flood-forecasting in the Piemonte region – development and verification of a fully distributed physically-oriented hydrological model ». In : *Advances in Geosciences* 17, p. 111–117. DOI : 10.5194/adgeo-17-111-2009. URL : https://www.adv-geosci.net/17/111/2008/.

RAGETTLI, S. et F. PELLICCIOTTI (2012). « Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin : On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters ». In : *Water Resources Research* 48.3. W03509, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2011WR010559. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010559.

RAKOVEC, O. et al. (2016). « Improving the realism of hydrologic model functioning through multivariate parameter estimation ». In : *Water Resources Research* 52.10, p. 7779–7792. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2016WR019430. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2016WR019430.

RAMOS, M. H., S. J. van ANDEL et F. PAPPENBERGER (2013). « Do probabilistic forecasts lead to better decisions ? » In : *Hydrology and Earth System Sciences* 17.6, p. 2219–2232. DOI : 10.5194/hess-17-2219-2013. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/2219/2013/.

RANDRIANASOLO, A. et al. (2010). « Comparing the scores of hydrological ensemble forecasts issued by two different hydrological models ». In : *Atmospheric Science Letters* 11.2, p. 100–107. ISSN : 1530-261X. DOI : 10.1002/asl.259. URL : http://dx.doi.org/10.1002/asl.259.

RAUMER, J.-F. von et F. BUSSY (2004). *Mont-Blanc and Aiguilles-Rouges geology of their polymetamorphic basement*. Rapp. tech. 42. Mémoires de Géologie (Lausanne).

RAZAVI, Saman et al. (2010). « Reducing the computational cost of automatic calibration through model preemption ». In : *Water Resources Research* 46.11. W11523,

n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2009WR008957. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008957.

REID, Tim D. et Ben W. BROCK (2010). « An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer ». In : *Journal of Glaciology* 56.199, 903–916. DOI : 10.3189/002214310794457218.

REN, Zongping et al. (2016). « Soil hydraulic conductivity as affected by vegetation restoration age on the Loess Plateau, China ». In : *Journal of Arid Land* 8.4, p. 546–555. ISSN : 2194-7783. DOI : 10.1007/s40333-016-0010-2. URL : https://doi.org/10.1007/s40333-016-0010-2.

REUSSER, D. E. et al. (2009). « Analysing the temporal dynamics of model performance for hydrological models ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.7, p. 999–1018. DOI : 10.5194/hess-13-999-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/999/2009/.

RÉVEILLET, M. et al. (2017). « Relative performance of empirical and physical models in assessing seasonal and annual glacier surface mass balance in the French Alps ». In : *The Cryosphere Discussions* 2017, p. 1–27. DOI : 10.5194/tc-2017-188. URL : https://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2017-188/.

REVILLA-ROMERO, Beatriz et al. (2015). « Filling the gaps : Calibrating a rainfall-runoff model using satellite-derived surface water extent ». In : *Remote Sensing of Environment* 171.Supplement C, p. 118 –131. ISSN : 0034-4257. DOI : https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.10.022. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425715301747.

REVUELTO, Jesús et al. (2018). « Multi-Criteria Evaluation of Snowpack Simulations in Complex Alpine Terrain Using Satellite and In Situ Observations ». In : *Remote Sensing* 10.8. ISSN : 2072-4292. DOI : 10.3390/rs10081171. URL : http://www.mdpi.com/2072-4292/10/8/1171.

RIBOUST, P. et al. (2017). « How to simulate radiative inputs in complex topographic areas, an analysis on 115 Swiss Alps weather stations ». In : *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 2017, p. 1–36. DOI : 10.5194/hess-2017-539. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2017-539/.

RICHE, F. et M. SCHNEEBELI (2013). « Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations ». In : *The Cryosphere* 7.1, p. 217–227. DOI : 10.5194/tc-7-217-2013. URL : https://www.the-cryosphere.net/7/217/2013/.

RITTER, Axel et Rafael MUÑOZ-CARPENA (2013). « Performance evaluation of hydrological models : Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments ». In : *Journal of Hydrology* 480.Supplement C, p. 33 –45. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412010608.

RÖSSLER, O. et al. (2014). « Retrospective analysis of a nonforecasted rain-on-snow flood in the Alps – a matter of model limitations or unpredictable nature ? » In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.6, p. 2265–2285. DOI : 10.5194/hess-18-2265-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/2265/2014/.

ROULIN, Emmanuel et Stéphane VANNITSEM (2015). « Post-processing of medium-range probabilistic hydrological forecasting : impact of forcing, initial conditions and model errors ». In : *Hydrological Processes* 29.6. HYP-14-0208.R1, p. 1434–1449.

ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.10259. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10259.

RUSLI, Steven Reinaldo, Doddi YUDIANTO et Jin tao LIU (2015). « Effects of temporal variability on HBV model calibration ». In : *Water Science and Engineering* 8.4, p. 291 –300. ISSN : 1674-2370. DOI : https://doi.org/10.1016/j.wse.2015.12.002. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674237015000903.

RÉVEILLET, MARION et al. (2017). « Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances ? » In : *Journal of Glaciology* 63.237, 39–54. DOI : 10.1017/jog.2016.110.

SAGHAFIAN, Bahram, Pierre Y JULIEN et H RAJAIE (2002). « Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique ». In : *Journal of Hydrology* 261.1, p. 193 –203. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00007-0. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169402000070.

SCHAAKE, John C. et al. (2007). « HEPEX : The Hydrological Ensemble Prediction Experiment ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 88.10, p. 1541–1547. DOI : 10.1175/BAMS-88-10-1541. eprint : https://doi.org/10.1175/BAMS-88-10-1541. URL : https://doi.org/10.1175/BAMS-88-10-1541.

SCHAEFLI, B. et M. HUSS (2011). « Integrating point glacier mass balance observations into hydrologic model identification ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 15.4, p. 1227–1241. DOI : 10.5194/hess-15-1227-2011. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/1227/2011/.

SCHAEFLI, B. et E. ZEHE (2009). « Hydrological model performance and parameter estimation in the wavelet-domain ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.10, p. 1921–1936. DOI : 10.5194/hess-13-1921-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1921/2009/.

SCHAEFLI, B. et al. (2005). « A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 9.1/2, p. 95–109. DOI : 10.5194/hess-9-95-2005. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/9/95/2005/.

SCHAEFLI, B. et al. (2011). « HESS Opinions : Hydrologic predictions in a changing environment : behavioral modeling ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 15.2, p. 635–646. DOI : 10.5194/hess-15-635-2011. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/635/2011/.

SCHAEFLI, B. et al. (2014). « SEHR-ECHO v1.0 : a Spatially Explicit Hydrologic Response model for ecohydrologic applications ». In : *Geoscientific Model Development* 7.6, p. 2733–2746. DOI : 10.5194/gmd-7-2733-2014. URL : https://www.geosci-model-dev.net/7/2733/2014/.

SCHAEFLI, Bettina (2016). « Snow hydrology signatures for model identification within a limits-of-acceptability approach ». In : *Hydrological Processes* 30.22. HYP-15-0871.R1, p. 4019–4035. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.10972. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10972.

SCHAEFLI, Bettina et Hoshin V. GUPTA (2007). « Do Nash values have value ? » In : *Hydrological Processes* 21.15, p. 2075–2080. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.6825. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6825.

SCHANER, Neil et al. (2012). « The contribution of glacier melt to streamflow ». In : *Environmental Research Letters* 7.3, p. 034029. URL : http://stacks.iop.org/1748-9326/7/i=3/a=034029.

SCHIMEL, David et al. (2002). « Carbon sequestration studied in western U.S. mountains ». In : *Eos, Transactions American Geophysical Union* 83.40, p. 445–449. ISSN : 2324-9250. DOI : 10.1029/2002EO000314. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2002EO000314.

SCHNEEBELI, Martin et Sergey A. SOKRATOV (2004). « Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity ». In : *Hydrological Processes* 18.18, p. 3655–3665. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.5800. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.5800.

SCHULLA, J. et K. JASPER (2000). *Model Description WaSiM-ETH*. Rapp. tech. Swiss Fed. Inst. of Technol, Zürich : Inst. for Atmos. et Clim. Sci.

SCHÖBER, Johannes et al. (2014). « Snow cover characteristics in a glacierized catchment in the Tyrolean Alps - Improved spatially distributed modelling by usage of Lidar data ». In : *Journal of Hydrology* 519.Part D, p. 3492 –3510. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.054. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941400016X.

SEGAL, M., Z. PAN et W. J. Gutowski JR. (2000). « Some Conceptual and Scaling Evaluations of Snowmelt Events Forced by Warm Soil ». In : *Journal of Hydrometeorology* 1.4, p. 364–369. DOI : 10.1175/1525-7541(2000)001<0364:SCASEO>2.0.CO;2. eprint : https://doi.org/10.1175/1525-7541(2000)001<0364:SCASEO>2.0.CO;2. URL : https://doi.org/10.1175/1525-7541(2000)001<0364:SCASEO>2.0.CO;2.

SEIBERT, J. (2000). « Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 4.2, p. 215–224. DOI : 10.5194/hess-4-215-2000. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/4/215/2000/.

SEIBERT, J. et M. J. P. VIS (2012). « Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 16.9, p. 3315–3325. DOI : 10.5194/hess-16-3315-2012. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/3315/2012/.

SEIBERT, J et al. (2000). « Multiscale calibration and validation of a conceptual rainfall-runoff model ». In : *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25.1, p. 59 –64. ISSN : 1464-1909. DOI : https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00121-5. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1464190999001215.

SEIBERT, J. et al. (2017). « Technical Note : Representing glacier dynamics in a semi-distributed hydrological model ». In : *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 2017, p. 1–20. DOI : 10.5194/hess-2017-158. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2017-158/.

SEIBERT, Jan et Jeffrey J. MCDONNELL (2002). « On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology : Use of soft data for multicriteria model calibration ». In : *Water Resources Research* 38.11. 1241, p. 23–1–23–14. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2001WR000978. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2001WR000978.

SEILLER, G., R. ROY et F. ANCTIL (2017). « Influence of three common calibration metrics on the diagnosis of climate change impacts on water resources ». In : *Journal of Hydrology* 547.Supplement C, p. 280 –295. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.004. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169417300744.

SEITY, Y. et al. (2011). « The AROME-France Convective-Scale Operational Model ». In : *Monthly Weather Review* 139.3, p. 976–991. DOI : 10.1175/2010MWR3425.1.

eprint : https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1. URL : https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1.

SHAMIR, Eylon et al. (2005). « Application of temporal streamflow descriptors in hydrologic model parameter estimation ». In : *Water Resources Research* 41.6. W06021, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2004WR003409. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003409.

SHI, Wei et al. (2016). « A hydrological model modified for application to flood forecasting in medium and small-scale catchments ». In : *Arabian Journal of Geosciences* 9.4, p. 296. ISSN : 1866-7538. DOI : 10.1007/s12517-016-2314-0. URL : https://doi.org/10.1007/s12517-016-2314-0.

SHIN, Mun-Ju et al. (2015). « A review of foundational methods for checking the structural identifiability of models : Results for rainfall-runoff ». In : *Journal of Hydrology* 520.Supplement C, p. 1 –16. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.040. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169414009603.

SHRESTHA, Roshan, Yasuto TACHIKAWA et Kaoru TAKARA (2006). « Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling ». In : *Journal of Hydrology* 319.1, p. 36 –50. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.025. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940500226X.

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.Supplement C, p. 51 –66. ISSN : 0309-1708. DOI : https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.04.011. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170816303918.

SILVESTRO, F. et al. (2017). « Experiences of dealing with flash floods using an ensemble hydrological nowcasting chain : implications of communication, accessibility and distribution of the results ». In : *Journal of Flood Risk Management* 10.4, p. 446–462. ISSN : 1753-318X. DOI : 10.1111/jfr3.12161. URL : http://dx.doi.org/10.1111/jfr3.12161.

SINGH, P et al. (1997). « Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events : a field study ». In : *Journal of Hydrology* 202.1, p. 1 –20. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00004-8. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169497000048.

SINGH, R. et al. (2015). « Brief Communication : Climatic, meteorological and topographical causes of the 16–17 June 2013 Kedarnath (India) natural disaster event ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15.7, p. 1597–1601. DOI : 10.5194/nhess-15-1597-2015. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/15/1597/2015/.

SOROOSHIAN, Soroosh et Vijai Kumar GUPTA (1985). « The Analysis of Structural Identifiability : Theory and Application to Conceptual Rainfall-Runoff Models ». In : *Water Resources Research* 21.4, p. 487–495. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/WR021i004p00487. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WR021i004p00487.

SOSPEDRA-ALFONSO, Reinel, Joe R. MELTON et William J. MERRYFIELD (2015). « Effects of temperature and precipitation on snowpack variability in the Central Rocky Mountains as a function of elevation ». In : *Geophysical Research Letters* 42.11. 2015GL063898, p. 4429–4438. ISSN : 1944-8007. DOI : 10.1002/2015GL063898. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2015GL063898.

STAUDINGER, M. et al. (2011). « Comparison of hydrological model structures based on recession and low flow simulations ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 15.11, p. 3447–3459. DOI : 10.5194/hess-15-3447-2011. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/3447/2011/.

STEGEHUIS, A. I. et al. (2015). « An observation-constrained multi-physics WRF ensemble for simulating European mega heat waves ». In : *Geoscientific Model Development* 8.7, p. 2285–2298. DOI : 10.5194/gmd-8-2285-2015. URL : https://www.geosci-model-dev.net/8/2285/2015/.

SUKOVICH, Ellen M. et al. (2014). « Extreme Quantitative Precipitation Forecast Performance at the Weather Prediction Center from 2001 to 2011 ». In : *Weather and Forecasting* 29.4, p. 894–911. DOI : 10.1175/WAF-D-13-00061.1. eprint : https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00061.1. URL : https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00061.1.

SWIFT, Darrel A. et al. (2005). « Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes ». In : *Journal of Hydrology* 309.1, p. 133 –148. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.11.016. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404005682.

TAHA, A., J.M. GRESILLON et B.E. CLOTHIER (1997). « Modelling the link between hillslope water movement and stream flow : application to a small Mediterranean forest watershed ». In : *Journal of Hydrology* 203.1, p. 11 –20. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00081-4. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169497000814.

TARASOVA, L. et al. (2016). « Effects of input discretization, model complexity, and calibration strategy on model performance in a data-scarce glacierized catchment in Central Asia ». In : *Water Resources Research* 52.6, p. 4674–4699. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/2015WR018551. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2015WR018551.

TAYLOR, Susan et al. (2001). « Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt ». In : *Water Resources Research* 37.3, p. 759–769. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2000WR900341. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2000WR900341.

THIELEN, J. et al. (2009). « The European Flood Alert System – Part 1 : Concept and development ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, p. 125–140. DOI : 10.5194/hess-13-125-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/125/2009/.

TOBIN, Cara, Andrea RINALDO et Bettina SCHAEFLI (2012). « Snowfall Limit Forecasts and Hydrological Modeling ». In : *Journal of Hydrometeorology* 13.5, p. 1507–1519. DOI : 10.1175/JHM-D-11-0147.1. eprint : https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0147.1. URL : https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0147.1.

TOBIN, Cara et al. (2013). « Improving the degree-day method for sub-daily melt simulations with physically-based diurnal variations ». In : *Advances in Water Resources* 55.Supplement C. Snow–Atmosphere Interactions and Hydrological Consequences, p. 149 –164. ISSN : 0309-1708. DOI : https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.08.008. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170812002369.

TONG, J., S. J. DÉRY et P. L. JACKSON (2009). « Topographic control of snow distribution in an alpine watershed of western Canada inferred from spatially-filtered MODIS snow products ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.3, p. 319–326.

DOI : 10.5194/hess-13-319-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/319/2009/.

TOTH, E. (2009). « Classification of hydro-meteorological conditions and multiple artificial neural networks for streamflow forecasting ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.9, p. 1555–1566. DOI : 10.5194/hess-13-1555-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1555/2009/.

TURKINGTON, T. et al. (2014). « Empirical atmospheric thresholds for debris flows and flash floods in the southern French Alps ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14.6, p. 1517–1530. DOI : 10.5194/nhess-14-1517-2014. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/14/1517/2014/.

TURNIPSEED, A.A. et al. (2002). « Energy budget above a high-elevation subalpine forest in complex topography ». In : *Agricultural and Forest Meteorology* 110.3, p. 177 –201. ISSN : 0168-1923. DOI : https://doi.org/10.1016/S0168-1923(01)00290-8. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192301002908.

UHLMANN, Bastienne, Frédéric JORDAN et Martin BENISTON (2013). « Modelling runoff in a Swiss glacierized catchment—part I : methodology and application in the Findelen basin under a long-lasting stable climate ». In : *International Journal of Climatology* 33.5, p. 1293–1300. ISSN : 1097-0088. DOI : 10.1002/joc.3501. URL : http://dx.doi.org/10.1002/joc.3501.

VALÉRY, Audrey, Vazken ANDRÉASSIAN et Charles PERRIN (2014). « 'As simple as possible but not simpler' : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine ? Part 1 – Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments ». In : *Journal of Hydrology* 517.Supplement C, p. 1166 –1175. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.059. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169414003333.

VANHAUTE, W. J. et al. (2012). « Calibration of the modified Bartlett-Lewis model using global optimization techniques and alternative objective functions ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 16.3, p. 873–891. DOI : 10.5194/hess-16-873-2012. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/873/2012/.

VANSTEENKISTE, Thomas et al. (2014). « Intercomparison of five lumped and distributed models for catchment runoff and extreme flow simulation ». In : *Journal of Hydrology* 511.Supplement C, p. 335 –349. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.050. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169414000729.

VAUTARD, Robert et al. (2007). « Air quality in Europe during the summer of 2003 as a prototype of air quality in a warmer climate ». In : *Comptes Rendus Geoscience* 339.11. Impact du changement climatique global sur la qualité de l'air à l'échelle régionale, p. 747 –763. ISSN : 1631-0713. DOI : https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.08.003. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071307002015.

VERBUNT, M. et al. (2003). « The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling ». In : *Journal of Hydrology* 282.1. Mountain Hydrology and Water Resources, p. 36 –55. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00251-8. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169403002518.

VERHOEST, Niko, Peter A TROCH et François P De TROCH (1997). « On the applicability of Bartlett–Lewis rectangular pulses models in the modeling of design storms at a point ». In : *Journal of Hydrology* 202.1, p. 108 –120. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00060-7. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169497000607.

VERKADE, J.S. et al. (2013). « Post-processing ECMWF precipitation and temperature ensemble reforecasts for operational hydrologic forecasting at various spatial scales ». In : *Journal of Hydrology* 501, p. 73 –91. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.039. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413005660.

VERNAY, Matthieu et al. (2015). « Ensemble forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard ». In : *Cold Regions Science and Technology* 120.Supplement C, p. 251 –262. ISSN : 0165-232X. DOI : https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.04.010. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0165232X15000981.

VINCENDON, Béatrice et al. (2010). « Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods ». In : *Journal of Hydrology* 394.1. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls, p. 256 –266. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.012. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410001976.

VIONNET, V. et al. (2012). « The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 ». In : *Geoscientific Model Development* 5.3, p. 773–791. DOI : 10.5194/gmd-5-773-2012. URL : https://www.geosci-model-dev.net/5/773/2012/.

VIVIROLI, D. et R. WEINGARTNER (2004). « The hydrological significance of mountains : from regional to global scale ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 8.6, p. 1017–1030. DOI : 10.5194/hess-8-1017-2004. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/8/1017/2004/.

VIVIROLI, D. et al. (2011). « Climate change and mountain water resources : overview and recommendations for research, management and policy ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 15.2, p. 471–504. DOI : 10.5194/hess-15-471-2011. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/471/2011/.

VIVONI, E. R. et al. (2007). « Controls on runoff generation and scale-dependence in a distributed hydrologic model ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 11.5, p. 1683–1701. DOI : 10.5194/hess-11-1683-2007. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1683/2007/.

VOISIN, Nathalie et al. (2011). « Application of a Medium-Range Global Hydrologic Probabilistic Forecast Scheme to the Ohio River Basin ». In : *Weather and Forecasting* 26.4, p. 425–446. DOI : 10.1175/WAF-D-10-05032.1. eprint : https://doi.org/10.1175/WAF-D-10-05032.1. URL : https://doi.org/10.1175/WAF-D-10-05032.1.

WAGENER, T. et al. (2001). « A framework for development and application of hydrological models ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 5.1, p. 13–26. DOI : 10.5194/hess-5-13-2001. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/5/13/2001/.

WAGENER, T. et al. (2003). « Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling : dynamic identifiability analysis ». In : *Hydrological Processes* 17.2, p. 455–476. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.1135. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1135.

WAGENER, Thorsten (2003). « Evaluation of catchment models ». In : *Hydrological Processes* 17.16, p. 3375–3378. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.5158. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.5158.

WAGENER, Thorsten et Hoshin V. GUPTA (2005). « Model identification for hydrological forecasting under uncertainty ». In : *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 19.6, p. 378–387. ISSN : 1436-3259. DOI : 10.1007/s00477-005-0006-5. URL : https://doi.org/10.1007/s00477-005-0006-5.

WAGENER, Thorsten, Howard S. WHEATER et Hoshin V. GUPTA (2003). « Identification and Evaluation of Watershed Models ». In : *Calibration of Watershed Models*. American Geophysical Union, p. 29–47. ISBN : 9781118665671. DOI : 10.1029/WS006p0029. URL : http://dx.doi.org/10.1029/WS006p0029.

WALLNER, M., U. HABERLANDT et J. DIETRICH (2012). « Evaluation of different calibration strategies for large scale continuous hydrological modelling ». In : *Advances in Geosciences* 31, p. 67–74. DOI : 10.5194/adgeo-31-67-2012. URL : https://www.adv-geosci.net/31/67/2012/.

WANG, L. et H. LIU (2006). « An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling ». In : *International Journal of Geographical Information Science* 20.2, p. 193–213. DOI : 10.1080/13658810500433453. eprint : https://doi.org/10.1080/13658810500433453. URL : https://doi.org/10.1080/13658810500433453.

WARSCHER, M. et al. (2013). « Performance of complex snow cover descriptions in a distributed hydrological model system : A case study for the high Alpine terrain of the Berchtesgaden Alps ». In : *Water Resources Research* 49.5, p. 2619–2637. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1002/wrcr.20219. URL : http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20219.

WEBER, Markus et al. (2010). « Contribution of rain, snow-and icemelt in the Upper Danube discharge today and in the future ». In : 33, p. 221–230.

WEVER, N. et al. (2014). « Model simulations of the modulating effect of the snow cover in a rain-on-snow event ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.11, p. 4657–4669. DOI : 10.5194/hess-18-4657-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/4657/2014/.

WEYMAN, D. R. (1970). « THROUGHFLOW ON HILLSLOPES AND ITS RELATION TO THE STREAM HYDROGRAPH ». In : *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin* 15.3, p. 25–33. DOI : 10.1080/02626667009493969. eprint : https://doi.org/10.1080/02626667009493969. URL : https://doi.org/10.1080/02626667009493969.

WHEATER, H. S., A. J. JAKEMAN et K. J. BEVEN (1993). « Progress and directions in rainfall-runoff modelling ». In : *Modelling Change in Environmental Systems*. Sous la dir. d'A. J. JAKEMAN, M. B. BECK et M. J. MCALEER. Wiley, p. 101–132. URL : http://trove.nla.gov.au/work/11427148?selectedversion=NBD10695622.

WI, S. et al. (2015). « Calibration approaches for distributed hydrologic models in poorly gaged basins : implication for streamflow projections under climate change ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 19.2, p. 857–876. DOI : 10.5194/hess-19-857-2015. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/857/2015/.

WIGMOSTA, Mark S., Lance W. VAIL et Dennis P. LETTENMAIER (1994). « A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain ». In : *Water Resources Research* 30.6, p. 1665–1679. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/94WR00436. URL : http://dx.doi.org/10.1029/94WR00436.

WILLIAMS, C. J., J. P. MCNAMARA et D. G. CHANDLER (2009). « Controls on the temporal and spatial variability of soil moisture in a mountainous landscape : the signature of snow and complex terrain ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 13.7, p. 1325–1336. DOI : 10.5194/hess-13-1325-2009. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1325/2009/.

WINSEMIUS, H. C. et al. (2009). « On the calibration of hydrological models in ungauged basins : A framework for integrating hard and soft hydrological information ». In : *Water Resources Research* 45.12. W12422, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2009WR007706. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2009WR007706.

WITTENBERG, Hartmut (1999). « Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes ». In : *Hydrological Processes* 13.5, p. 715–726. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N. URL : http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N.

WÖHLING, Thomas, Luis SAMANIEGO et Rohini KUMAR (2013). « Evaluating multiple performance criteria to calibrate the distributed hydrological model of the upper Neckar catchment ». In : *Environmental Earth Sciences* 69.2, p. 453–468. ISSN : 1866-6299. DOI : 10.1007/s12665-013-2306-2. URL : https://doi.org/10.1007/s12665-013-2306-2.

WOO, Ming-ko, Philip MARSH et John W. POMEROY (2000). « Snow, frozen soils and permafrost hydrology in Canada, 1995–1998 ». In : *Hydrological Processes* 14.9, p. 1591–1611. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/1099-1085(20000630)14:9<1591::AID-HYP78>3.0.CO;2-W. URL : http://dx.doi.org/10.1002/1099-1085(20000630)14:9<1591::AID-HYP78>3.0.CO;2-W.

WOO, Ming-Ko et Robin THORNE (2006). « Snowmelt contribution to discharge from a large mountainous catchment in subarctic Canada ». In : *Hydrological Processes* 20.10, p. 2129–2139. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.6205. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6205.

WOODS, R. (2004). « The impact of spatial scale on spatial variability in hydrologie response : experiments and ideas ». In : *IAHS Publ.* 287, p. 153–167.

YANG, J., F. CASTELLI et Y. CHEN (2014). « Multiobjective sensitivity analysis and optimization of distributed hydrologic model MOBIDIC ». In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.10, p. 4101–4112. DOI : 10.5194/hess-18-4101-2014. URL : https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/4101/2014/.

YILMAZ, Koray K., Hoshin V. GUPTA et Thorsten WAGENER (2008). « A process-based diagnostic approach to model evaluation : Application to the NWS distributed hydrologic model ». In : *Water Resources Research* 44.9. W09417, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2007WR006716. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006716.

YOUNG, Peter C., Anthony J. JAKEMAN et David A. POST (1997). « Recent advances in the data-based modelling and analysis of hydrological systems ». In : *Water Science and Technology* 36.5. WATERMATEX '97 Systems Analysis and Computing in Water Quality Management : Towards A New Agenda, p. 99 –116. ISSN : 0273-1223. DOI : https://doi.org/10.1016/S0273-1223(97)00465-4. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273122397004654.

ZALACHORI, I. et al. (2012). « Statistical processing of forecasts for hydrological ensemble prediction : a comparative study of different bias correction strategies ». In : *Advances in Science and Research* 8.1, p. 135–141. DOI : 10.5194/asr-8-135-2012. URL : https://www.adv-sci-res.net/8/135/2012/.

ZAPPA, M. et C. KAN (2007). « Extreme heat and runoff extremes in the Swiss Alps ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7.3, p. 375–389. DOI : 10.5194/nhess-7-375-2007. URL : https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/7/375/2007/.

ZEHE, Erwin et Günter BLÖSCHL (2004). « Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales : Role of initial conditions ». In : *Water Resources Research* 40.10. W10202, n/a–n/a. ISSN : 1944-7973. DOI : 10.1029/2003WR002869. URL : http://dx.doi.org/10.1029/2003WR002869.

ZEINIVAND, H. et F. DE SMEDT (2009). « Hydrological Modeling of Snow Accumulation and Melting on River Basin Scale ». In : *Water Resources Management* 23.11, p. 2271–2287. ISSN : 1573-1650. DOI : 10.1007/s11269-008-9381-2. URL : https://doi.org/10.1007/s11269-008-9381-2.

ZHANG, Ang et al. (2016a). « Double-layer parallelization for hydrological model calibration on HPC systems ». In : *Journal of Hydrology* 535.Supplement C, p. 737 – 747. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.024. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941600041X.

ZHANG, Guoshuai et al. (2016b). « Modeling hydrological process in a glacier basin on the central Tibetan Plateau with a distributed hydrology soil vegetation model ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 121.16. 2016JD025434, p. 9521–9539. ISSN : 2169-8996. DOI : 10.1002/2016JD025434. URL : http://dx.doi.org/10.1002/2016JD025434.

ZHANG, Hua et al. (2011). « Multi-period calibration of a semi-distributed hydrological model based on hydroclimatic clustering ». In : *Advances in Water Resources* 34.10, p. 1292 –1303. ISSN : 0309-1708. DOI : https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.06.005. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170811001175.

ZHANG, Xuesong et al. (2009). « Evaluation of global optimization algorithms for parameter calibration of a computationally intensive hydrologic model ». In : *Hydrological Processes* 23.3, p. 430–441. ISSN : 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.7152. URL : http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7152.

ZIN, Isabella (2002). « Incertitudes et ambiguité dans la modélisation hydrologique ». Thèse de doct. Université de Grenoble.

ZOCCATELLI, Davide et al. (2015). « The relative role of hillslope and river network routing in the hydrologic response to spatially variable rainfall fields ». In : *Journal of Hydrology* 531.Part 2. Hydrologic Applications of Weather Radar, p. 349 – 359. ISSN : 0022-1694. DOI : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.08.014. URL : http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415005739.

Résumé

Les risques naturels en montagne font l'objet de mesures de prévention, souvent liées à des démarches de prévision. Dans certaines situations, la prévision de la survenue d'évènements liés à ces risques, voire la simple connaissance des processus physiques qui leur est associé, constitue un enjeu scientifique important compte-tenu de la grande complexité et de la forte hétérogénéité de ce milieu.

La connaissance des mécanismes de formation des crues rapides sur les petits bassins versants englacés, ainsi que la perspective de leur prévision, est un exemple de ces risques difficilement maitrisables. La diversité des facteurs influençant les débits des rivières, leur complexité individuelle ainsi que celle de la manière dont ils interagissent, la forte variabilité spatio-temporelle des conditions météorologiques de la montagne ainsi que les modifications ayant lieu sur le long terme en raison du changement climatique font que ce phénomène nécessite une étude approfondie mobilisant des compétences pluri-disciplinaires, allant de la mesure de terrain au développement de modèles numériques prenant en compte les divers phénomènes liés à ce risque.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet mis en oeuvre en partenariat avec les collectivités locales oevrant dans la vallée de Chamonix, voué à apporter un appui scientifique à la maitrise de ce risque. Au sein de ce projet, cette thèse porte sur le développement et le déploiement d'un modèle hydrologique prenant en compte la neige et les glaciers. Ce modèle se veut avoir deux objectifs : 1) servir d'outil de recherche permettant par exemple d'exploiter les mesures de terrain réalisées, en les confrontant aux résultats produits par ce modèle, et plus généralement de servir d'outil d'étude et de compréhension du fonctionnement de ce bassin, et 2) servir d'outil d'aide à la prévision des crues, en étant en mesure de fournir une prévision des débits de l'Arve à Chamonix à partir des données de prévision météorologique.

L'exploitation des possibilités toujours grandissantes de la modélisation à bases physiques fait également partie des objectifs de cette thèse. En particulier, l'utilisation d'un modèle de neige à bilan d'énergie permettant notamment une représentation détaillée de l'interaction neige-glace a été mise en oeuvre, associée à l'exploitation des nombreuses mesures de terrain pour une évaluation en profondeur des résultats du modèle. Enfin, un déploiement expérimental de ce modèle en prévision a eu lieu à la fin de cette thèse.

Mots-clefs Hydrologie, neige, glaciers, crues

Établissement Université Toulouse 3 Paul Sabatier