

*Master Sciences de l'Eau et de l'Environnement*

## **Hydrosystèmes et Bassins Versants : diagnostic et risque environnemental**

*Rapport de stage de fin d'études pour l'obtention  
de la 2<sup>nd</sup>e année de Master*

### **Modélisation des glaciers pour l'amélioration des débits simulés en haute montagne : diagnostic sur des bassins versants alpins**



**KOUYATE Saran**  
Aout 2020

*Année universitaire : 2019 – 2020*

**INRAE**

*Encadrement : Guillaume Thirel  
Gaia Piazzini*

*Organisme d'accueil : INRAE Institut national de  
recherche pour l'agriculture, l'alimentation et  
l'environnement (Antony)*

## Table des matières

I-	Introduction.....	5
II-	Etat des connaissances.....	7
	II-1 Fonctionnement hydrologique des bassins montagneux.....	7
	II-2 Description des processus glaciaires.....	8
	II-3 Méthodes de calcul de la fonte glaciaire.....	9
III-	Présentation des sites d'étude.....	11
	III-1 Le bassin versant de l'Arve.....	12
	III-2 Le sous bassin versant de l'Arvan.....	13
	III-3 Le bassin versant de la Doire du Verney.....	13
IV-	Présentation des données.....	15
	IV-1 Données de forçage.....	15
	IV-2 Données de validation.....	15
	IV-3 Données cartographiques et épaisseurs des glaciers.....	16
V-	Méthodologie.....	17
	V-1 Le Package airGR.....	17
	V-1-1 Modèle hydrologique.....	17
	V-1-2 Module de neige.....	18
	V-2 Discrétisation et spatialisation des données.....	20
	V-3 Développement du module de glace.....	21
	V-4 Application du module de glace.....	22
	V-4-1 Etude de sensibilité.....	22
	V-4-2 Simulation du bilan de masse.....	23
	V-4-3 Analyse hydrologique.....	23
	V-4-4 Critères de performance.....	24
VI-	Résultats.....	26
	VI-1 Analyse de sensibilité.....	26
	VI-2 Simulation du bilan de masse.....	28
	VI-3 Analyse hydrologique.....	28
VII-	Discussion.....	32
	VII-1 Simulation du bilan de masse.....	32
	VII-2 Simulation de débit.....	33
VIII-	Conclusion et perspectives.....	34
IX-	Bibliographie.....	35
X-	Liste des Figures et des Tableaux.....	40
XI-	Annexes.....	42

## Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier mes encadrants Gaia Piazzini et Guillaume Thirel pour leur disponibilité, leur patience à mon égard et pour la qualité de l'encadrement. Je remercie également Francesco Avanzi de la CIMA Recherche Fondation ainsi que tous les collaborateurs de l'Agence Régionale de la Vallée d'Aoste en Italie pour leur disponibilité et les données fournies pour la réalisation de ce stage.

Je remercie tous les membres de l'unité HYCAR de l'INRAE d'Antony pour leur accueil chaleureux et leur bonne humeur. Je remercie Charles Perrin qui m'a permis de postuler à ce stage. Merci à Olivier Delaigue, pour sa formation au logiciel Rstudio qui m'a été d'une grande aide pour la réalisation de ce stage.

Je remercie les enseignants du Département de Géosciences de l'Université de Tours pour la qualité des enseignements reçus durant ces quatre années, pour les outils, les connaissances théoriques et pratiques qui m'ont été utiles au bon déroulement de ce stage.

Pour finir je remercie ma famille qui me soutient depuis toujours et sur qui je peux compter en toutes circonstances.

## Résumé

Les glaciers jouent un rôle important dans le cycle de l'eau, principalement dans les régions montagneuses. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique associé au recul des glaciers, la compréhension des processus à l'origine des écoulements glaciaires ainsi que du fonctionnement hydrologique des bassins versants montagneux devient une nécessité. La modélisation hydrologique se présente comme un outil adapté à cet effet. Cependant, la simplification des processus dans la plupart des modèles hydrologiques représente une limite de performance dans les régions de montagne, d'où le recours à des modules de neige et de glace. L'objectif de cette étude est de développer et d'implémenter un module de glace dans la suite de modélisation hydrologique GR-CemaNeige (airGR). Le module de glace est testé sur quatre glaciers alpins pour les simulations de bilan de masse. Le couplage du module de glace avec le modèle hydrologique GR4J et le module de neige CemaNeige a permis de faire des simulations des débits sur deux bassins versants alpins partiellement englacés.

Les critères de performances de KGE variant entre -0.16 et 0.53 ont montré que le module de glace ne simule pas avec précision le bilan de masse des glaciers. Ces résultats mettent en évidence les limites de l'approche mise en œuvre, qui considère les glaciers comme un système statique pendant les simulations. L'application d'une paramétrisation prenant en compte l'évolution de la géométrie glaciaire permettra d'améliorer les performances du module de glace.

Le couplage de module de glace avec le modèle hydrologique GR4J et le module de neige CemaNeige montre que le modèle est capable de simuler les débits à l'exutoire des bassins versants, avec des critères NSE et KGE de l'ordre de 0.70. La comparaison des performances de différents modèles a montré que le module de glace dans sa configuration actuelle, ne permet pas une amélioration des simulations des débits. Ce résultat peut être dû aux incertitudes de calibration des paramètres qui affectent la robustesse du modèle. Une procédure de calibration des différents paramètres du modèle couplé permettra une amélioration des performances. De plus, une analyse sur un échantillon plus important de bassins versants et de glaciers permettra une évaluation plus pertinente des performances du modèle.

Mots clés: Modélisation hydrologique, Glaciers, Alpes, GR4J, CemaNeige, Bilan de masse.

## Abstract

Mountains glaciers play a key role in water cycle, mainly in mountainous areas. In the current context of global warming associated with the glaciers retreat, understanding the processes that induce glacial melt as well as the hydrological functioning of mountain catchments becomes a necessity. Hydrological modeling is presented as a suitable tool for this purpose. However, the simplification of the processes in most hydrological models represents a limitation in mountain regions, hence the use of snow and glacier modules. In this study, a glacier module was developed and implemented in the hydrological modeling package GR-CemaNeige (airGR). For mass balance simulation, the glacier module is tested on four alpine glaciers. The coupled glacio-hydrological model (glacier module, CemaNeige and GR4J) is tested on two partially glacierized catchments.

Numerical criteria of KGE ranging between -0.16 and 0.53 shown that the glacier module is not able to accurately simulate glacier mass balance. These results highlight the limitations of the approach implemented; which considers glaciers as a static system during simulations. The application of a parameterization to take into account glacier geometry evolution will improve the performances.

The numerical criteria of KGE and NSE evaluated between observed and simulate streamflow (about 0.70) shows that the coupled glacio-hydrological model is able to simulate catchments streamflows. The comparison of the performances of different models showed that the glacier module in its current configuration, does not allow simulations improvement. This result can be due to the uncertainties of coupled model calibration, which affect model robustness. A calibration procedure of model parameters will improve the performances. In addition an analysis on a larger catchments and glaciers sample will allow a more relevant evaluation of model performance.

Key words: Hydrological modelling, Glaciers, Alpes, GR4J, CemaNeige, mass balance.

## I- Introduction

Les glaciers jouent un rôle important dans le stockage et la distribution de l'eau sur Terre. Ils stockent environ 75% de l'eau douce, dont environ 95% dans les calottes glaciaires et 0.5% dans les glaciers de montagne (Li et al., 2015 ; Khadka et al., 2014). L'apport des glaciers de montagne, bien que mineur par rapport à celui des calottes glaciaires, a une importance cruciale pour les régions montagneuses et leur aval, en raison des populations dépendant de cet apport. Les débits de fonte glaciaire apportent une contribution significative dans la gestion des aménagements hydroélectriques (Beniston, 2003), des systèmes d'irrigation et constituent un soutien d'étiage pour de nombreux cours d'eau de montagne (Marshall, 2014).

Les glaciers sont considérés comme l'un des indicateurs les plus sensibles au changement climatique. Une modification de leur taille et de leur forme due à l'augmentation des températures estivales, peut affecter considérablement le régime hydrologique des cours d'eau. En effet, la dynamique d'accumulation et de fonte (de la neige et de la glace) joue un rôle important dans le cycle de l'eau. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, de nombreuses études ont mis en évidence le recul des glaciers ainsi que la diminution des précipitations solides hivernales. Par exemple, Vincent et al. (2019) ont montré que dans les Alpes françaises, l'épaisseur moyenne des glaciers a diminué d'environ 30% depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle. L'étude des glaciers de montagne est donc nécessaire non seulement pour comprendre la complexité hydrologique des régions montagneuses, mais aussi pour une meilleure gestion de la ressource en eau dans les têtes de bassins ainsi qu'à leur aval. Pour l'évaluation de la contribution des glaciers au débit ainsi que pour l'étude de l'impact du changement climatique, le recours à la modélisation devient une nécessité.

La simulation continue des débits par les modèles hydrologiques représente de nos jours un outil standard pour la gestion de la ressource en eau à l'échelle des bassins versants (par exemple les modèles GR<sup>1</sup>, Michel, 1983, Perrin et al., 2003). Les modèles hydrologiques peuvent avoir différents niveaux de complexité selon la représentation des processus hydrologiques, de l'espace et du temps. Il existe trois types de modèles permettant de représenter les processus : les modèles empiriques, conceptuels et physiques. Les modèles empiriques reposent sur une relation directe entre les entrées et les sorties des modèles (e.g. des modèles de régression), sans décrire les processus. Les modèles conceptuels représentent les processus de manière simplifiée (sans utiliser de lois physiques). Ils permettent une représentation des principaux processus sous la forme de réservoirs (réservoir de glace et de neige, par exemple). Enfin, les modèles physiques s'appuient sur des équations, qui permettent de décrire les processus physiques. La représentation de l'espace se caractérise par trois types de modèle en fonction de la discrétisation spatiale : les modèles globaux, distribués et semi-distribués. Les modèles globaux permettent de représenter un bassin versant comme une seule entité spatiale homogène, sans prendre en compte la variabilité spatiale des processus hydrologiques. D'un autre côté, les modèles distribués et semi-distribués prennent en compte la variabilité spatiale des processus, par découpage des bassins versants. Le découpage est réalisé selon des critères hydrologiques (découpage en sous bassins versants), topographiques (découpage en bandes d'altitude), ou selon un maillage régulier. La discrétisation temporelle implique une modélisation à différents pas des temps (allant du pas de temps horaire au pas de

---

<sup>1</sup> Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR) développés par le CEMAGREF au début des années 1980, afin de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Michel, 1983)

temps interannuel). Toutefois, le choix du type d'approche pour la représentation des processus, de l'espace et du temps dépend des objectifs de modélisation.

Malgré cette diversité d'approche, les performances des modèles hydrologiques peuvent être limitées dans les bassins de montagne, si la dynamique glacio-nivale n'est pas prise en compte (Schaepli et al., 2005). La représentation des processus glaciaires et nivaux dans les modèles hydrologiques est donc l'un des enjeux majeurs de la modélisation hydrologique en région de montagne. Au cours des dernières décennies, la représentation des processus nivaux dans les modèles hydrologiques a largement été étudiée, mais l'information glaciaire est quant à elle peu valorisée dans certains modèles. Or, pour une meilleure simulation des débits, la prise en compte de la présence de glaciers dans un bassin versant, même à petite proportion est primordiale pour l'amélioration des simulations. Pour ce type d'application, les modèles glacio-hydrologiques permettent une meilleure quantification de chacune des contributions aux écoulements d'un bassin versant.

Différents langages de programmation permettent le développement et l'utilisation des modèles hydrologiques (e.g., *R*, *python*, *Matlab*, *Fortran*). Pendant ces dernières décennies, le langage de programmation open source *R* est largement utilisé dans les sciences hydrologiques en raison de sa facilité d'utilisation et de la diversité des packages de modélisation hydrologique (Slater et al., 2019). Il existe de nombreux packages de modélisation hydrologique dont entre autres le package *airGR* (Coron et al., 2020), *dynatopmodel* (Beven et Freer, 2001), *HBV.IANIGLA* (Bergström et Lindström, 2015). La plupart de ces modèles possèdent des modules de neige, comme le module *CemaNeige* du package *airGR* (Valery et al., 2010) et le module *HBV* du package *HBV.IANIGLA* (Bergström et Lindström, 2015). Par ailleurs, très peu de packages *R* permettent de modéliser la dynamique glaciaire. En effet, seuls les packages *HBV-IANIGLA* (Toum, 2019) et *GlacierSMBM* (Groos et Mayer, 2017) sont disponibles sur le réseau de stockage des packages *R* (CRAN, Comprehensive R Archive Network).

L'objectif de ce stage est de développer et d'implémenter un module de fonte glaciaire dans la suite de modélisation hydrologique GR-CemaNeige (package *airGR*), développé par l'équipe « Hydrologie des Bassins Versants » de l'unité de recherche HYCAR du centre INRAE d'Antony. Le module de glace est développé selon une approche parcimonieuse à l'image des modèles du package *airGR*, afin de faciliter le couplage avec les modèles hydrologiques GR et le module de neige CemaNeige. Le module de glace doit non seulement permettre de simuler le bilan de masse des glaciers, mais aussi les débits des bassins versants englacés par couplage avec un modèle hydrologique.

Les processus glacio-hydrologiques caractéristiques des bassins versants de montagne sont décrits dans un premier temps. Ensuite, différentes méthodes de calcul de fonte glaciaire sont testées sur quatre glaciers alpins, afin de choisir la plus performante. Une étude de sensibilité a permis d'obtenir le meilleur jeu de paramètres de chaque méthode. La méthode la plus performante est sélectionnée à l'issue d'une procédure de validation du bilan de masse observé et simulé par les différentes méthodes. Le module de glace développé avec la meilleure méthode est ensuite couplé avec un modèle hydrologique et le module de neige pour effectuer une analyse hydrologique des bassins versants. Les résultats des différentes analyses sont illustrés et discutés en termes de simulations du bilan de masse des glaciers et des débits. Enfin, les principales conclusions de cette étude sont présentées.

## II- Etat des connaissances

### II-1 Fonctionnement hydrologique des bassins montagneux

Les principaux processus hydrologiques caractéristiques des bassins versants montagneux sont l'évapotranspiration, la sublimation, la fonte de la neige et de la glace, l'infiltration, le ruissellement de surface et les écoulements souterrains (Figure 1). Lorsque les précipitations tombent pendant les périodes de basse température, elles sont stockées sous forme de neige et de glace avant de fondre au printemps et en été. Les environnements montagneux sont donc d'une importance capitale pour l'hydrologie, dans la mesure où ils offrent une régulation naturelle de l'eau pendant les périodes de faibles précipitations (Klemeš, 1986). Cette importance hydrologique des environnements de montagne se mesure le plus souvent par leur contribution en termes de débit. En effet, de nombreuses études ont montré que le débit annuel fourni par les zones en altitude d'un bassin versant est proportionnellement supérieur à la surface totale du bassin versant (Viviroli et al. 2003 ; Viviroli et Weingartner, 2000).

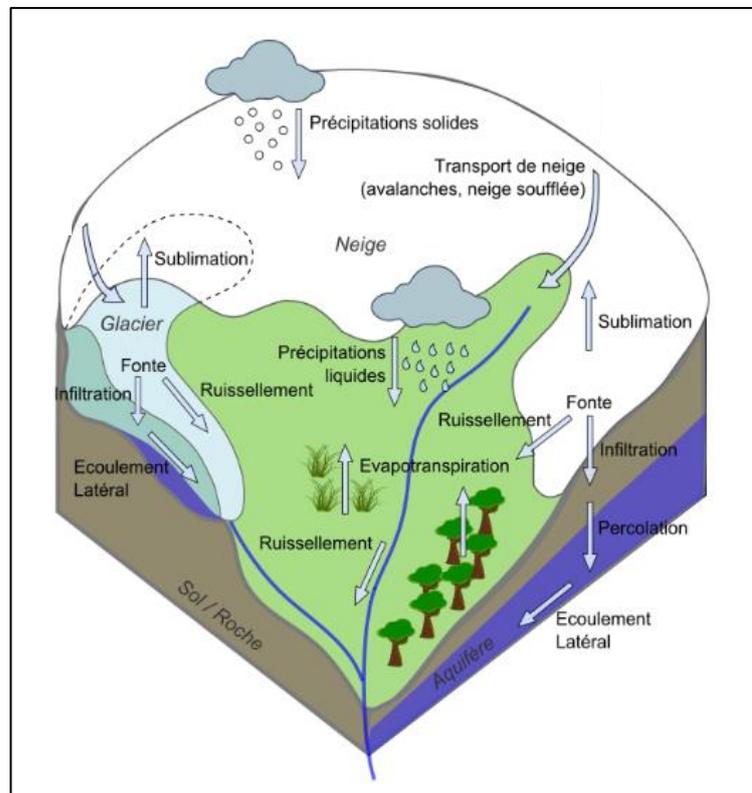


Figure 1: Cycle de l'eau et les principaux processus hydrologiques des bassins versants de montagne. Modifié d'après Mimeau, 2016.

Les débits observés à l'exutoire des bassins versants montagneux proviennent des précipitations ainsi que de la fonte de la neige et de la glace. Le régime hydrologique dans les régions montagneuses est donc dépendant de l'importance de la composante nivale et glaciaire. Les principaux régimes rencontrés dans ces environnements sont le régime nival et le régime glaciaire, associé au régime pluvial. Le régime glaciaire est caractérisé par un pic de débit en été (juillet et août), en raison de la fonte de la neige et de la glace, avec un cycle journalier prononcé pendant la saison de fonte. Le régime nival est quant à lui caractérisé par un maximum de débit en juin. La variabilité interannuelle de ce régime est conditionnée par celle des précipitations, engendrant un étiage moins fort que pour un régime glaciaire.

L'hydrologie de montagne est définie par des caractéristiques spécifiques. Sous les mêmes latitudes, les débits observés dans les régions montagneuses sont plus élevés qu'en régions de plaines, rapportés à la surface des bassins versants. Cela est dû à l'existence de gradients des champs de précipitations et de température avec l'altitude. Ces régions sont donc caractérisées par une réponse rapide pouvant entraîner des inondations et des crues dans les zones en aval. Cette concentration rapide des eaux est imputable aux sols peu évolués (du fait des basses températures), à la faible abondance des végétations ainsi qu'à des pentes rudes (engendrant une faible capacité de rétention des sols). Au vu de ces caractéristiques de l'hydrologie de montagne, le développement d'un modèle nécessite la prise en compte de différentes considérations, notamment la spatialisaiton des variables météorologiques ainsi que la discrétisation spatiale des bassins versants en unités hydrologique homogènes.

## II-2 Description des processus glaciaires

L'analyse du bilan de masse d'un glacier permet d'étudier l'état du glacier, sa réponse au climat et son évolution. Le bilan de masse exprimé en mètre équivalent en eau (m.w.e, meter water equivalent en anglais) est défini comme la différence entre la glace accumulée (accumulation) et la glace fondue (ablation). Il est mesuré sur un intervalle de temps spécifique, généralement une année. L'accumulation comprend tous les processus qui apportent de la matière au glacier (les chutes de neige, les avalanches, les apports de neige par le vent) dans la partie haute du glacier. L'ablation comprend tous les processus qui causent la perte de la neige et de la glace (la fonte, l'évaporation). Ces processus sont localisés dans la partie basse du glacier (la zone d'ablation), où le bilan de masse est négatif. Les deux zones sont séparées par la ligne d'équilibre du glacier, caractérisée par un bilan de masse nul (Figure 2). La combinaison de processus d'accumulation et d'ablation engendre le mouvement des glaciers (Huss et al., 2010).

Le bilan de masse d'un glacier dépend de son bilan d'énergie. En effet, l'ablation d'un glacier est régie par un échange d'énergie entre l'atmosphère et la surface du glacier. L'énergie totale reçue par le glacier ou le manteau neigeux ( $Q_{net}$ ) est déterminée à partir de ce bilan d'énergie. L'équation 1 présente les différentes composantes du bilan d'énergie.

$$Q_{net} = SW_{in} - SW_{ref} + LW_{in} - LW_{ref} + LE + H \quad (1)$$

Où  $SW_{in}$  et  $SW_{ref}$  sont respectivement les rayonnements à courtes longueurs d'ondes incident et réfléchi ;  $LW_{in}$  et  $LW_{ref}$  sont respectivement les rayonnements à grandes longueurs d'ondes incident et réfléchi ;  $LE$  est le flux turbulent de chaleur latente et  $H$  le flux turbulent de chaleur sensible.

Les fractions de rayonnement solaire incident et réfléchi dépendent de différents facteurs, dont entre autres l'exposition et l'orientation du glacier, la couverture nuageuse et l'albédo. L'albédo a un impact significatif sur le bilan d'énergie car il détermine la capacité d'une surface à réfléchir le rayonnement incident (plus sa valeur est élevée, plus l'énergie est réfléchie). L'albédo de la neige fraîche, qui varie entre 0.75 et 0.9 [-], est plus important que celui de la glace, qui se situe entre 0.3 et 0.4 [-]. En revanche, la conductivité thermique de la glace (environ 2.1 W/m.K), dépendante de sa densité, est sensiblement plus importante que celle du manteau neigeux (environ 0.045 W/m.K). L'énergie reçue par un manteau neigeux est donc moins importante que pour un glacier découvert de neige. Toutes ces considérations impliquent que pour des conditions climatiques identiques, la glace absorbe plus d'énergie que la neige et par conséquent fond plus que la neige (Hock, 2003).

Les fractions de rayonnement à grandes longueurs d'ondes incident et réfléchi sont respectivement émises par l'atmosphère et par la surface de la terre.  $LW_{in}$  dépend de la température et de l'humidité de l'air, tandis que  $LW_{ref}$  est fonction de la température et des propriétés physiques de la surface de la neige ou de la glace. Le flux turbulent de la chaleur sensible et de la chaleur latente représente la composante de transfert d'énergie par convection. Ces apports de chaleur se font par la pluie à la surface du glacier ou par le sol.

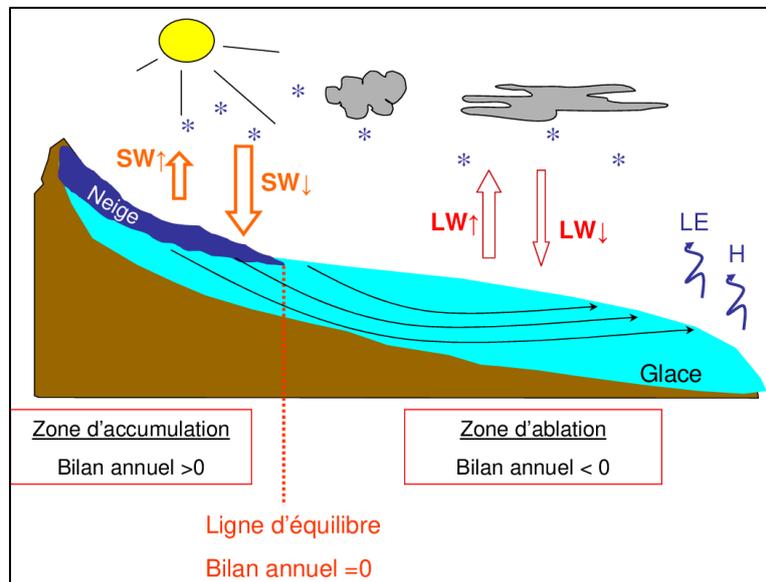


Figure 2 : Différents compartiments d'un glacier et variables du bilan d'énergie. D'après Mimeau 2016.

### II-3 Méthodes de calcul de la fonte glaciaire

Pour la représentation de la fonte glaciaire, des modèles de bilan énergétique et des modèles degré-jour ont été développés au cours des dernières décennies (e.g. Hock et al., 2003 ; Pellicciotti et al., 2005). La première approche s'appuie sur un modèle dans lequel chacune des composantes du bilan énergétique est prise en compte, sur la base des mesures directes des variables météorologiques nécessaires. La deuxième approche utilise un modèle qui calcule le taux de fonte à partir d'une relation empirique, où la température de l'air est la seule variable d'entrée mesurée. Les modèles degré-jour sont largement utilisés pour la modélisation de la fonte glaciaire (Braithwaite et Olesen, 1989 ; Hock, 2005 ). Ils sont classés parmi les modèles les plus efficaces en raison de leur simplicité de calcul et de la disponibilité des données de température de l'air. Le modèle s'appuie sur un seul coefficient, ou facteur de proportionnalité, appelé « facteur degré-jour » exprimé en [mm/°C/pas de temps] :

$$M = \begin{cases} Kf(T - T_0) & \text{si } T > T_0 \\ 0 & \text{si } T \leq T_0 \end{cases} \quad (2)$$

Où  $M$  est le taux de fonte [mm/pas de temps],  $T$  est la température moyenne de l'air à chaque pas de temps [°C],  $Kf$  est le facteur degré-jour pour la glace ou de la neige (mm/°C/pas de temps),  $T_0$  est la température seuil de déclenchement de la fonte (°C) généralement considérée autour de 0 °C (Hock, 1999 ; Pellicciotti, 2005).

Bien que facile à mettre à œuvre, les modèles degré-jour impliquent une forte simplification des processus physiques (Hock et al., 2005). Face aux avantages et aux limites de ces méthodes, certains auteurs ont entrepris l'ajout de variables supplémentaires. Braun (1990) prend en compte l'effet de la différence de l'albédo de la neige et de la glace (Eq. 3), tandis que Hock (1999) prend en compte le rayonnement, considéré comme une source importante pour la fonte glaciaire (Eq.4).

$$M = \begin{cases} Kf \cdot r \cdot (T - T_0) & \text{si } T > T_0 \\ 0 & \text{si } T \leq T_0 \end{cases} \quad (3)$$

Où  $r$  [-] est un facteur multiplicatif pour tenir compte de la fonte accélérée de la glace par rapport à la neige en raison de l'effet de l'albédo différent ( $r > 1$ ).

$$M = \begin{cases} Kf + Rf \cdot I & \text{si } T > T_0 \\ 0 & \text{si } T \leq T_0 \end{cases} \quad (4)$$

Où  $Rf$  est le facteur de rayonnement [ $\text{m}^2/\text{mm}/\text{W}/\text{pas de temps}/^\circ\text{C}$ ],  $I$  est le rayonnement à courtes longueurs d'ondes [ $\text{Wm}^2$ ].

D'un autre côté, les modèles basés sur une représentation aussi fidèle que possible du bilan d'énergie nécessitent la connaissance d'un plus grand nombre de variables. Pellicciotti et al. (2005) proposent une formulation incluant l'albédo et le rayonnement à courtes longueurs d'ondes :

$$M = \begin{cases} Tf \cdot T + Rf \cdot (1 - \alpha) \cdot G & \text{si } T > T_0 \\ 0 & \text{si } T \leq T_0 \end{cases} \quad (5)$$

Où  $Tf$  et  $Rf$  sont deux coefficients empiriques, respectivement le facteur de température [ $\text{mm}/\text{j}/^\circ\text{C}$ ] et le facteur de rayonnement [ $\text{m}^2/\text{mm}/\text{W}/\text{pas de temps}/^\circ\text{C}$ ],  $\alpha$  est l'albédo de la glace et  $G$  est le rayonnement global [ $\text{Wm}^2$ ].

### III- Présentation des sites d'étude

Dans le cadre de cette étude, trois bassins versants localisés en France et en Italie ont été sélectionnés pour tester le module de glace : le bassin versant de l'Arve et le sous-bassin versant amont de l'Arvan (en France), le bassin versant de la Doire du Verney (en Italie). La première raison de la sélection de ces bassins s'explique par la présence d'un glacier, avec des fractions de surface englacée variant entre 2 et 22%, et des superficies de bassins versants variant entre 58 et 192 km<sup>2</sup> (Tableau 1). La qualité, la disponibilité et la profondeur des séries temporelles des données, nécessaires à une modélisation pluriannuelle, renforcent le choix de ces bassins (Section IV). Sur tous les bassins versants, la température est caractérisée par un cycle annuel avec des maxima en été et des minima en hiver (Figure 3a). Le débit est caractérisé par une variabilité saisonnière liée au régime de température. En effet, le débit est en grande partie déterminé par la fonte de la neige et de la glace pendant les périodes chaudes de l'année. Les bassins versants présentent un régime nivo-glaciaire avec des hydrogrammes montrant un pic de débit entre mai et août (Figure 3b).

Tableau 1. Caractéristiques des bassins versants.

Bassins	Superficie bassin [km <sup>2</sup> ]	Superficie glaciers [km <sup>2</sup> ]	Surface englacée [%]	Altitude minimum [m]	Altitude maximum [m]	Précipitations Moyenne annuelle [mm]	Température moyenne annuelle [°C]
Arve	198,25	45.09	22,74	1027	4230	1275	1,35
Arvan	58,66	2.01	3,54	1368	3373	2146	3,13
Doire du Verney	137,11	5.91	4,31	2650	3380	1337	1,50

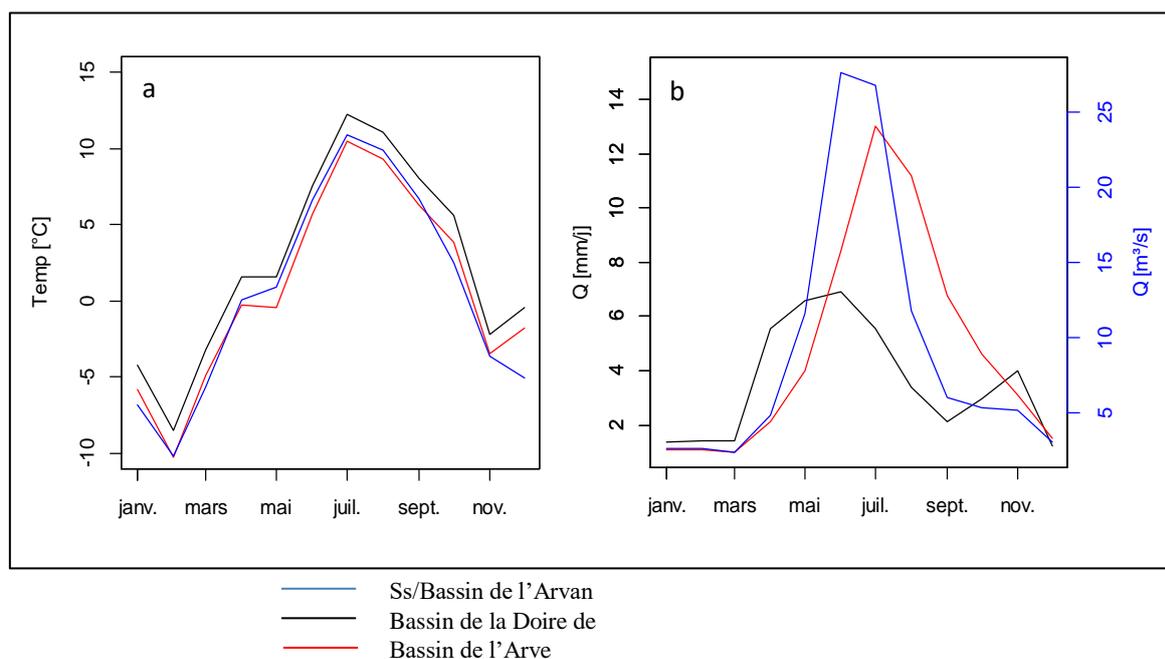


Figure 3: Moyenne mensuelle des températures (a) et des débits (b) calculée pour la période de 2002-2010

### III-1 Le bassin versant de l'Arve

Le bassin versant de l'Arve est situé à Chamonix en Haute-Savoie (France). Il couvre une superficie de 198.25 km<sup>2</sup> avec une gamme d'altitude variant entre 1027 et 4230 m (Figure 4). Il est caractérisé par un climat montagnard localement influencé par la présence des glaciers. Les précipitations moyennes annuelles atteignent 1275 mm, avec une grande quantité tombant en hiver sous forme de neige (Lecourt, 2018). Cette étude s'intéresse à deux glaciers situés à l'Est du bassin versant :

- Le glacier de l'Argentière et son affluent le glacier de la Tour Noir.
- La Mer de Glace et ses affluents les glaciers du Leschaux et du Talèfre .

Dans cette étude, nous nous proposons de modéliser les glaciers dans leur entièreté, en prenant en compte les affluents des glaciers. La superficie totale des glaciers du bassin versant de l'Arve est de 45.09 km<sup>2</sup> soit 35.32 km<sup>2</sup> pour la Mer de Glace-Leschaux-Talèfre et 9.77 km<sup>2</sup> pour le Glacier de l'Argentière-Tour Noir. Les glaciers ont une exposition Nord-Sud et s'étendent sur des latitudes variant de 1664 à 3681 m (l'Argentière-Tour Noir) et de 1563 à 4033 m (Glace-Leschaux-Talèfre).

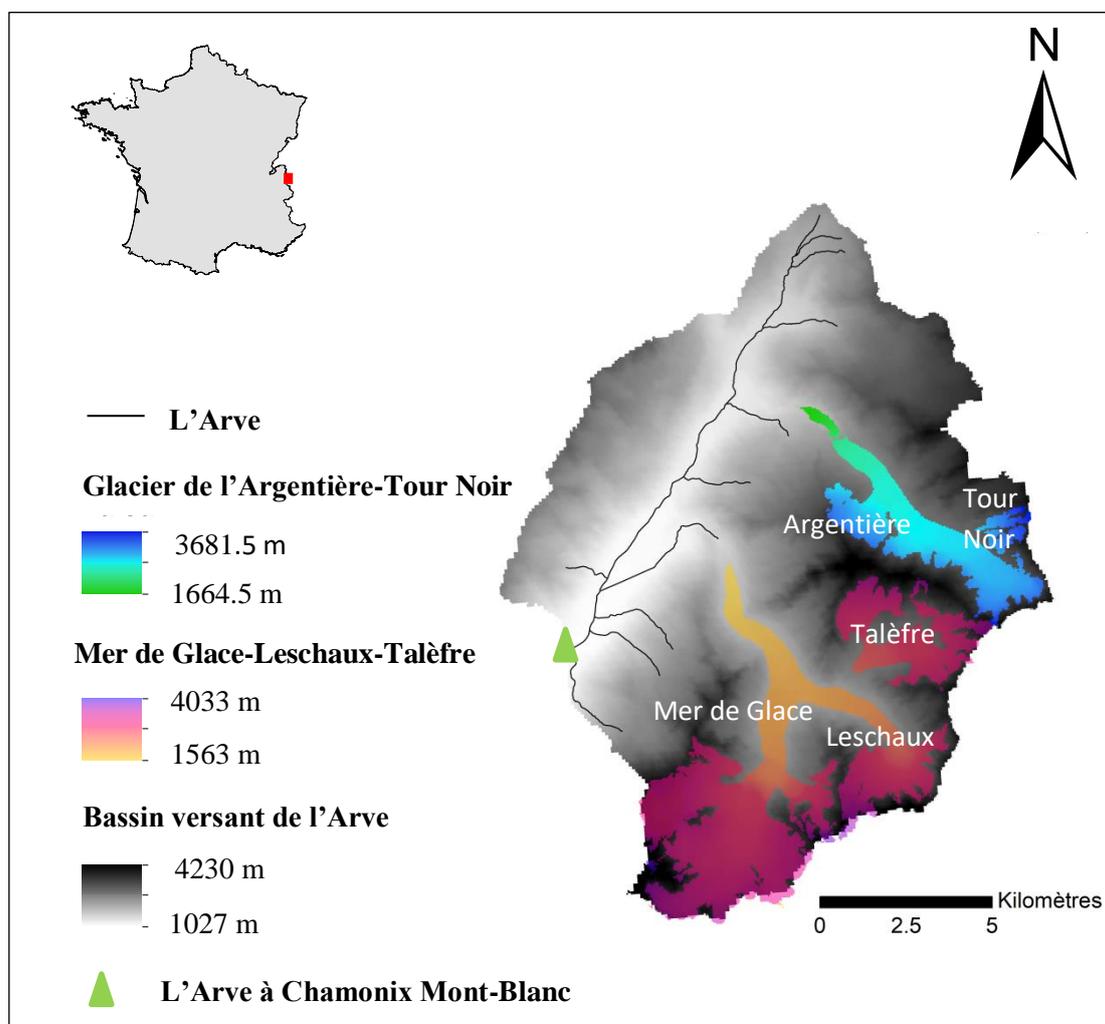


Figure 4 : Bassin versant de L'Arve : réseau hydrographique, altitude, couverture glaciaire et station météorologique à Chamonix Mont-Blanc

### III-2 Le sous bassin versant de l'Arvan

Le sous-bassin qui fait l'objet de cette étude se situe en amont du bassin versant de l'Arvan, en Haute-Savoie. Avec une superficie de 58 km<sup>2</sup>, le sous-bassin versant s'étend sur une gamme d'altitude variant entre 1359 et 3381 m. Il est caractérisé par un climat humide, avec une température moyenne annuelle de 3.13 °C et des précipitations moyennent de 2146 mm par an. Le glacier de Saint Sorlin est un glacier relativement petit, d'environ 2 km<sup>2</sup>. Il est caractérisé par une exposition Nord-Est et s'étend sur une gamme d'altitude variant entre 2650–3410 m (Figure 5).

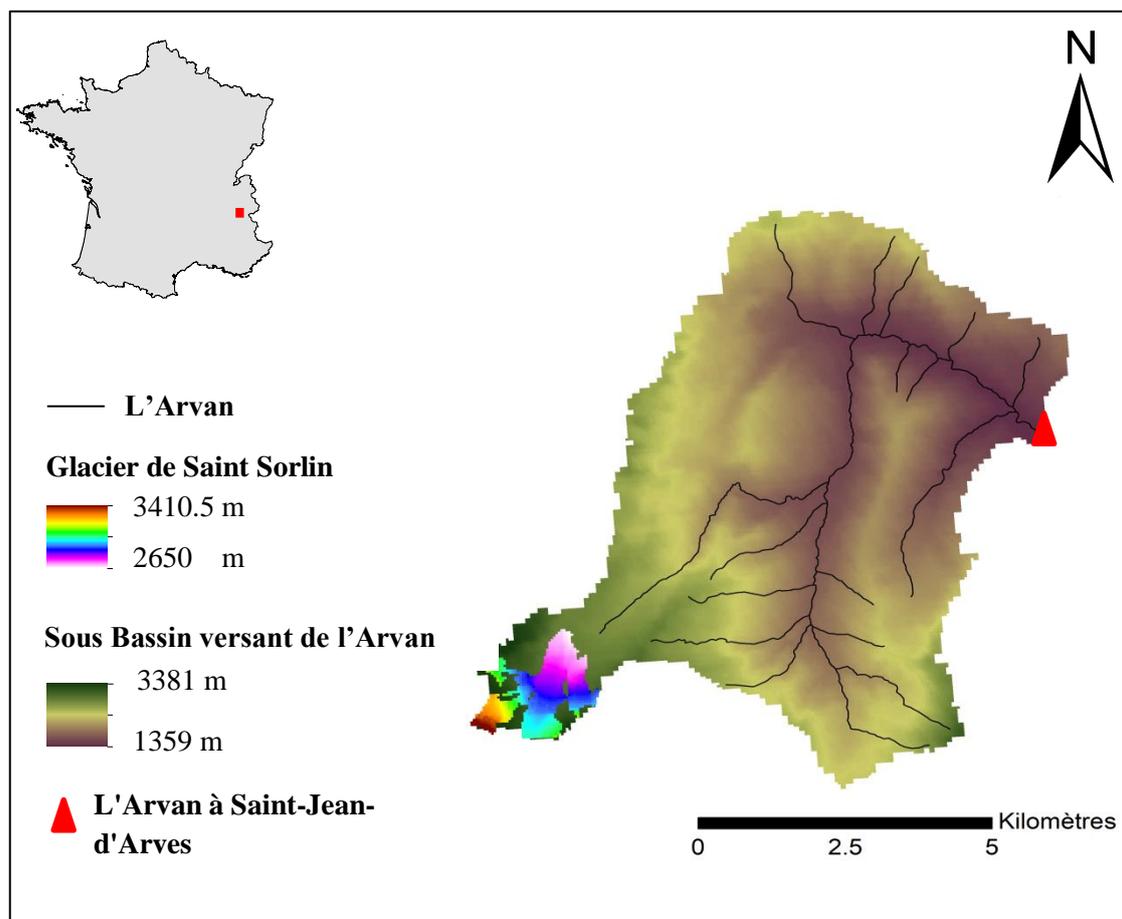


Figure 5 : Sous-bassin versant de L'Arvan : réseau hydrographique, altitude, couverture glaciaire et station météorologique à Saint-Jean d'Arves

### III-3 Le bassin versant de la Doire du Verney

Il s'agit d'un bassin versant situé dans la région de la Vallée d'Aoste, au Nord-Ouest de l'Italie (Figure 6). Le bassin versant à une superficie de 137.11 km<sup>2</sup> et s'étend sur une gamme d'altitude de 1030 à 3380 m. Il est caractérisé par une température moyenne annuelle de 1.50 °C et des précipitations moyennent de 1337 mm. Le glacier du Rutor est un petit glacier d'environ 6 km<sup>2</sup>, situé au sud du bassin versant de la Doire du Vernay. Le glacier a une exposition Nord-Ouest et s'étend sur des altitudes variant entre 2650 et 3380 m.

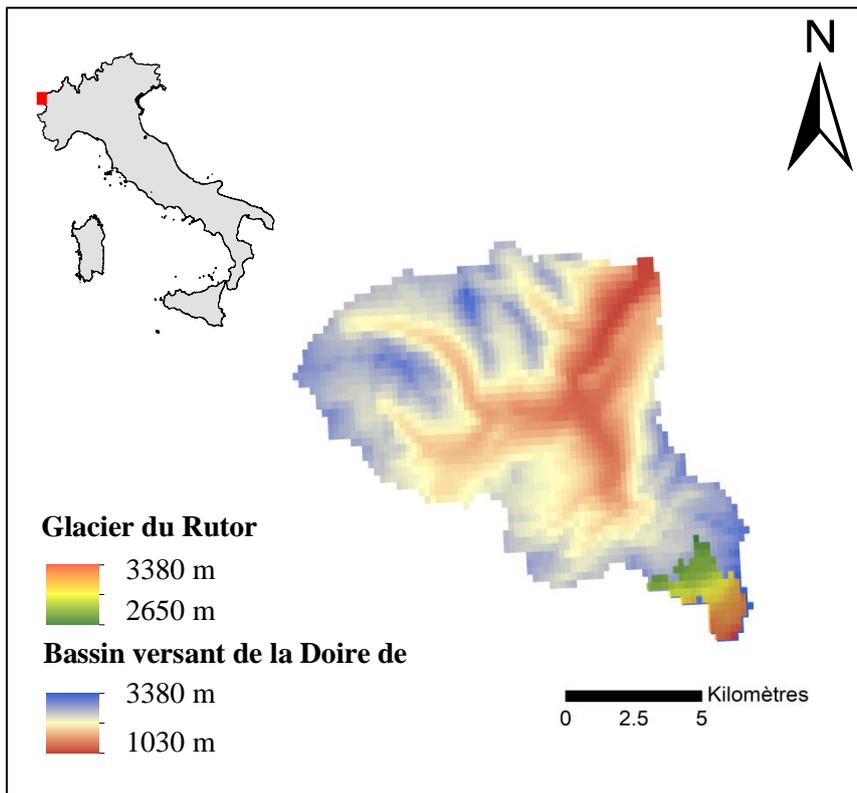


Figure 6 : Bassin versant de la Doire de Vernay : altitude, couverture glaciaire.

## IV- Présentation des données

### IV-1 Données de forçage

Dans le cadre de cette étude, le modèle est exécuté en utilisant différentes données météorologiques en entrée. Pour le bassin versant de la Doire du Verney en Italie, les données de température, de rayonnement et de précipitations ont été fournies par le Centre Fonctionnel de la Vallée d'Aoste du Département de la protection Civile de l'Italie. Pour les bassins versants en France, ces données proviennent de la base SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie, Vidal et al., 2009). Initialement, cette base de données a été mise au point pour fournir des données de forçages atmosphériques pour la prévision des risques d'avalanche (Durand et al., 1993). La réanalyse SAFRAN décrit un ensemble de données atmosphériques, à l'échelle d'une grille régulière de 8 km x 8 km couvrant toute la France. Cette base de données permet d'obtenir au pas de temps horaire et journalier des données de 7 paramètres atmosphériques, dont la température de l'air, les précipitations liquides, le rayonnement visible et infrarouge. Pour cette base, les séries chronologiques sont disponibles de 1958 à 2019. Les données de la réanalyse SAFRAN ont été utilisées dans le cadre de diverses études sur des bassins influencés par la neige et les glaciers (Valery et al., 2010 ; Vincent et al., 2019).

### IV-2 Données de validation

Les données de validation dont nous disposons sont les données de bilan de masse mesurées sur les glaciers et les mesures de débits à l'exutoire des bassins versants.

- Les données de bilan de masse glaciaire

En France, les mesures de bilan de masse réalisées par le service GLACIOCLIM sont utilisées pour valider le module de glace. Ce service réalise des mesures ponctuelles de lame d'eau perdue ou gagnée par les glaciers à l'aide de balises couvrant les zones d'accumulation et d'ablation des glaciers. Ces mesures associées à un processus de photogrammétrie numérique permettent d'estimer le bilan de masse global des glaciers à l'échelle annuelle. En Italie, des données ponctuelles de bilan de masse ont été fournies par l'Agence de Protection de l'Environnement de la Vallée d'Aoste (ARPA). Afin d'avoir une représentation du bilan de masse annuelle à l'échelle du glacier, les données de bilan de masse fournies par Strigaro et al. (2016) ont été utilisées. Ces données reconstruites correspondent à une moyenne des bilans de masse de plusieurs glaciers des Alpes occidentales. Le tableau 2 **Tableau 2 : Périodes de disponibilité des données de validation** présente la période de disponibilité des données de bilan de masse pour tous les glaciers. Bien que les données soient disponibles depuis 1958 (notamment pour le glacier de Saint Solin et la Mer de Glace), les données de bilan de masse utilisées dans cette étude seront limitées à la période où les observations des données météorologiques sont disponibles.

- Les données hydrométriques

Les données hydrométriques utilisées pour la validation de l'analyse hydrologique des bassins versants en France sont issues de la banque HYDRO du Ministère de la Transition Ecologique (Leleu et al., 2014). En Italie les données ont été fournies par le Centre Fonctionnel de la Vallée d'Aoste du Département de la protection Civile de l'Italie. Les périodes de disponibilité des données de débit sont répertoriées dans le tableau 2.

Tableau 2 : Périodes de disponibilité des données de validation

Glaciers	Bilan de masse	Débits
Mer de Glace	1958 - 2019	1960-2019
Argentière	1976- 2019	
Saint Sorlin	1958-2019	2000-2015
Rutor	1975- 2018	2002-2019

### IV-3 Données cartographiques et épaisseurs des glaciers

Pour l’obtention des informations altimétriques des bassins, un modèle numérique de terrain (MNT) des Alpes françaises de l’Institut Géographique National (IGN) a été utilisé (Bolibar et al., 2020). Le MNT a une résolution de 25 m avec une précision comprise entre 1 et 4 m (Rabatel et al., 2016). Le MNT de la région de la Vallée d’Aoste, d’une résolution de 240 m, a été fourni par l’Autorité Régionale de la Vallée d’Aoste.

Les données d’épaisseur de glace de l’ensemble des glaciers en France ont été tirées de la base de données de Farinotti et al., (2019). Cette base de données fournit une estimation de l’épaisseur d’environ 215000 glaciers dans le monde. Les valeurs d’épaisseur de glace représentent la dernière estimation disponible, obtenue en évaluant la moyenne d’un ensemble de différentes méthodes basées sur les principes de la dynamique de l’écoulement des glaciers. Pour chaque glacier, l’épaisseur des glaciers est estimée pour l’année 2003. Un fichier raster de l’épaisseur du glacier du Rutor, d’une résolution de 240 m, a été fourni par l’Agence de Protection de l’Environnement de la Vallée d’Aoste (ARPA).

## V- Méthodologie

Dans cette section, les outils utilisés ainsi que les différentes étapes de l'élaboration du module de glace sont présentés. Le module a été développé à partir de la dernière version disponible du package airGR (1.4.3.6). Le package airGR est brièvement présenté ainsi que les différents modèles du package utilisés dans le cadre de cette étude. A l'image des modèles du package, le module de glace a été développé selon une approche conceptuelle et parcimonieuse.

### V-1 Le Package airGR

*airGR* est un package *R* qui regroupe les outils de modélisation hydrologique développés par l'équipe « Hydrologie des bassins versants » de l'unité de recherche HYCAR du centre INRAE d'Antony. Le package comprend 7 modèles hydrologiques pluie-débit de type conceptuel et global (*GR4H*, *GR4J*, *GR5H*, *GR5J*, *GR6J*, *GR2M*, *GR1A*) et un module de neige semi-distribué, *CemaNeige* (Valéry et al., 2010, Coron et al., 2017, 2020). Sur la base de données chronologiques des précipitations et de l'évapotranspiration les modèles hydrologiques permettent de simuler la transformation pluie-débit afin d'obtenir une estimation des débits à l'exutoire des bassins versants (Perrin et al., 2003). Les sorties du package comprennent des critères numériques de performances, des graphiques, des séries de débits simulés ainsi que les variables internes des modèles. Les débits peuvent être simulés à différents pas de temps, en fonction du modèle GR utilisé (du pas de temps horaire au pas de temps interannuel). *airGR* permet l'utilisation des modèles hydrologiques couplés avec le module *CemaNeige*, afin d'améliorer les simulations des débits dans les bassins versants sous influence nivale. Les modèles du package sont codés en Fortran afin d'assurer un faible temps de calcul. L'exécution des modèles ainsi que les autres fonctions, notamment l'algorithme de calage et les critères d'évaluation sont codés en *R*.

#### V-1-1 Modèle hydrologique

Parmi les modèles hydrologiques disponibles dans le package *airGR*, le module de glace a été couplé avec le modèle *GR4J*. *GR4J* est un modèle global et conceptuel fonctionnant au pas de temps journalier appartenant à la famille des modèles hydrologiques GR. A partir de données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle, *GR4J* permet de reproduire la réponse en débit d'un bassin versant. La version utilisée dans le cadre de cette étude est celle à 4 paramètres décrite par Perrin et al., 2003 (Figure 7) : la capacité du réservoir de production en mm ( $X_1$ ), le coefficient d'échanges souterrains en mm/jour ( $X_2$ ), la capacité à un jour du réservoir de routage en mm ( $X_3$ ) et le temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1, en jours ( $X_4$ ).

Le comportement hydrologique du bassin versant est simulé à partir des fonctions de production et de routage (ou de transfert). La fonction de production permet de déterminer le bilan en eau à l'échelle du bassin versant. La première étape de calcul de cette fonction est la neutralisation de la lame d'eau liquide par l'évapotranspiration. Ensuite, une fonction de rendement permet d'alimenter le réservoir de production avec une partie de l'eau liquide après interception. Ce réservoir est ensuite vidé par évaporation ou par percolation. La lame d'eau se divise en deux composantes principales. L'hydrogramme unitaire HU1 permet de router 90% de la lame d'eau vers le réservoir de routage (Q9) et l'hydrogramme unitaire HU2 transfère les 10% restant de la lame

d'eau vers l'exutoire ( $Q_1$ ). Le débit total à l'exutoire correspond à la sortie du réservoir de routage ( $Q_r$ ) et la composante de l'écoulement de l'hydrogramme unitaire HU2 ( $Q_d$ )

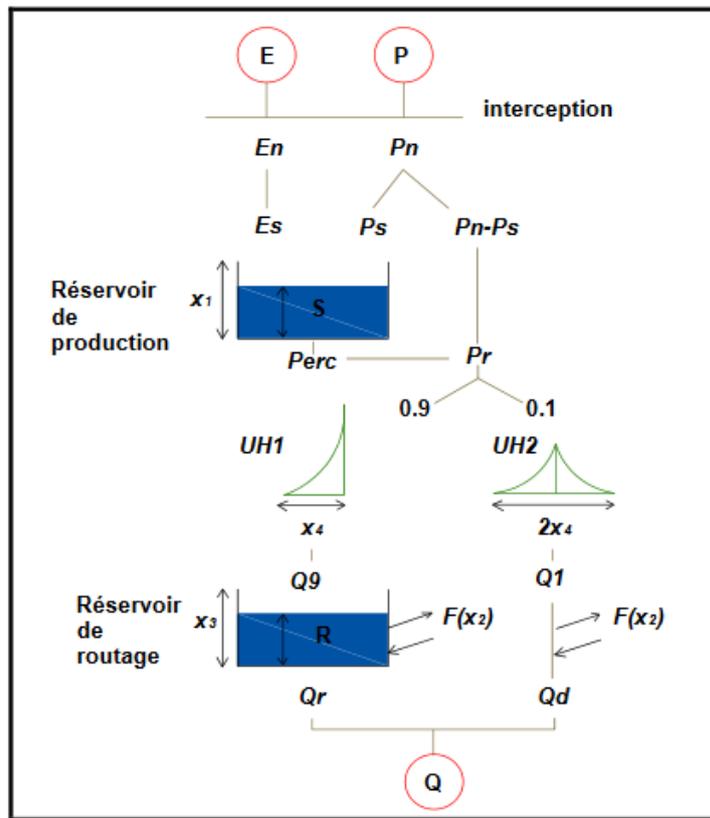


Figure 7 : Schéma de fonctionnement du modèle GR4J. D'après Riboust, 2018

### V-1-2 Module de neige

Le module CemaNeige permet de prendre en compte la couverture neigeuse saisonnière et épisodique ainsi que sa contribution au débit des cours d'eau. CemaNeige est un module semi-distribué basé sur une discrétisation spatiale du bassin versant en différentes bandes d'altitude d'égales surfaces. Pour chaque bande d'altitude, les données d'entrée de précipitation et de température de l'air sont extrapolées en utilisant des gradients orographiques (Valéry, 2010, Eq. 6). Les données de précipitation sont extrapolées selon un gradient constant ( $4.1 \cdot 10^{-4}$  par m), tandis que les gradients de température varient selon les jours.

$$T_z = T + \theta_{\text{altitude}} * (Z_z - Z_{\text{med\_BV}}) \quad (6)$$

$$P_z = P * \exp [\beta_{\text{altitude}} * (Z_z - Z_{\text{med\_BV}})]$$

Où  $T_z$  et  $P_z$  sont respectivement la température et la précipitation de la bande d'altitude considérée au temps  $t$  ;  $T$  et  $P$  sont la température et la précipitation moyenne du bassin au temps  $t$  ;  $\theta_{\text{altitude}}$  et  $\beta_{\text{altitude}}$  sont respectivement les gradients de température et de précipitation ;  $Z_z$  et  $Z_{\text{med\_BV}}$  sont respectivement l'altitude de la bande considérée et l'altitude médiane du bassin versant.

CemaNeige permet la séparation des précipitations solides et liquides par la détermination de la fraction solide des précipitations.

$$P_{sol} = \text{fracNeige} * P_{tot} \quad (7)$$

$$P_{liq} = P_{tot} - P_{sol}$$

Où  $P_{sol}$  et  $P_{liq}$  sont les précipitations solides et liquides,  $P_{tot}$  correspond aux précipitations enregistrées sur le bassin versant,  $\text{FracNeige}$  est la fraction solide des précipitations.

La fraction solide est calculée en fonction des températures et de l'altitude médiane du bassin versant. Si l'altitude médiane est inférieure à 1500 m, la fraction solide des précipitations est fonction des températures minimales et maximales de la bande considérée. Dans le cas échéant, la fraction solide est fonction de l'intervalle de température [-1 ; +3 °C] (L'Hôte, 2005 ; Valery et al., 2010). Le manteau neigeux est alimenté par l'accumulation des précipitations solides, le stock de neige ( $G$ ) au temps  $t+1$  correspond au stock de neige au temps  $t$  plus les précipitations solides tombées dans l'intervalle de temps. Le calcul de la fonte de neige se fait en deux étapes. La première étape consiste à calculer la fonte potentielle selon une méthode degré-jour (équation 2). La quantité de neige réellement fondue est ensuite calculée dans la deuxième étape en fonction de la couverture neigeuse dans le bassin versant ( $P_{enneigé}$ ). Cette couverture neigeuse est simulée en comparant le stock de neige  $G$  à un stock seuil pour lequel toute la partie la surface du bassin versant est couverte de neige ( $G_{seuil}$ ). Chacune des bandes d'altitude est caractérisée par deux variables d'état à chaque pas de temps : le stock de neige  $G$  [mm w.e.] et l'état thermique du manteau neigeux,  $eTG$  [°C], qui permet d'activer et de désactiver la fonte de la neige. CemaNeige est également caractérisé par 2 paramètres libres, à savoir le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau  $CTG[-]$  et le facteur degré-jour de la neige  $K_f$  [mm/°C/jour]. A chaque pas de temps, une soustraction de la fonte simulée du stock de neige ( $G$ ) est effectuée afin d'actualiser le stock de neige. Pour la simulation des débits, la fraction liquide des précipitations ainsi que la lame de fonte issue du manteau neigeux sont intégrées au modèle hydrologique. La Figure présente le schéma de fonctionnement de CemaNeige.

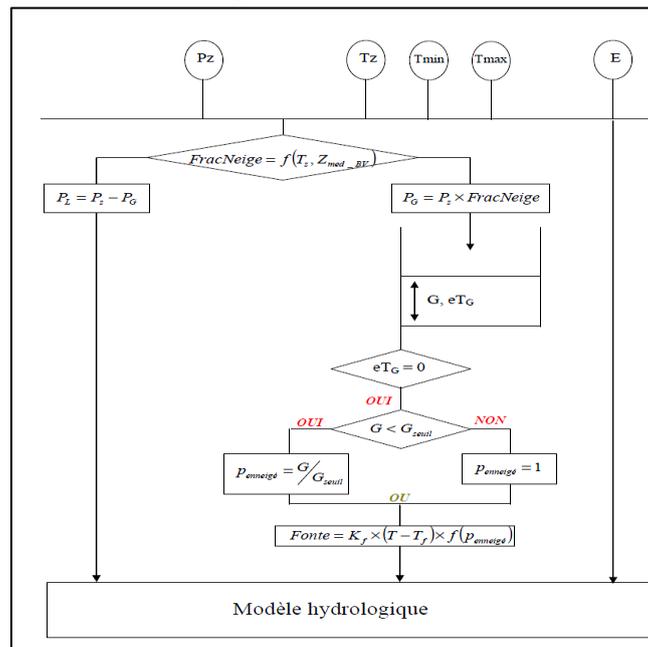


Figure 8 : Schéma de fonctionnement du module CemaNeige. D'après Valéry, 2010

## V-2 Discrétisation et spatialisation des données

Comme dans le module de neige, la prise en compte de la variabilité des conditions météorologiques nécessite une discrétisation des bassins versants. L'hétérogénéité des bassins versants étudiés (due à la présence des glaciers) encourage divers degrés de discrétisation. Deux niveaux de discrétisation ont été adoptés dans le cadre de cette étude. La première étape consiste à séparer les parties englacée et non englacée du bassin versant comme proposé par Schaefli et al. (2005). Les modèles numériques de terrain des bassins versants et des glaciers ont permis d'obtenir les surfaces et les courbes hypsométriques de chaque partie. Le deuxième niveau de discrétisation consiste à diviser chaque partie en un ensemble de bandes d'altitude (5 bandes pour le glacier et 5 bandes pour la partie non englacée, Figure 9). Pour chaque bande d'altitude, les séries de précipitations et de température ont été extrapolées en fonction de l'altitude, selon l'approche implémentée dans CemaNeige (Valéry, 2010). Les séries chronologiques de rayonnement ont également été extrapolées selon un gradient constant de  $1,3 \text{ W/m}^2$  pour  $100 \text{ m}$  d'altitude (Marty et al., 2002). Le module de glace développé pendant ce stage est appliqué sur la partie englacée du bassin versant afin de simuler l'accumulation et la fonte de la neige sur le glacier ainsi que la fonte du glacier sur chaque bande d'altitude glaciaire. Pour la partie non englacée, CemaNeige sera utilisé pour la simulation de la dynamique du manteau neigeux.

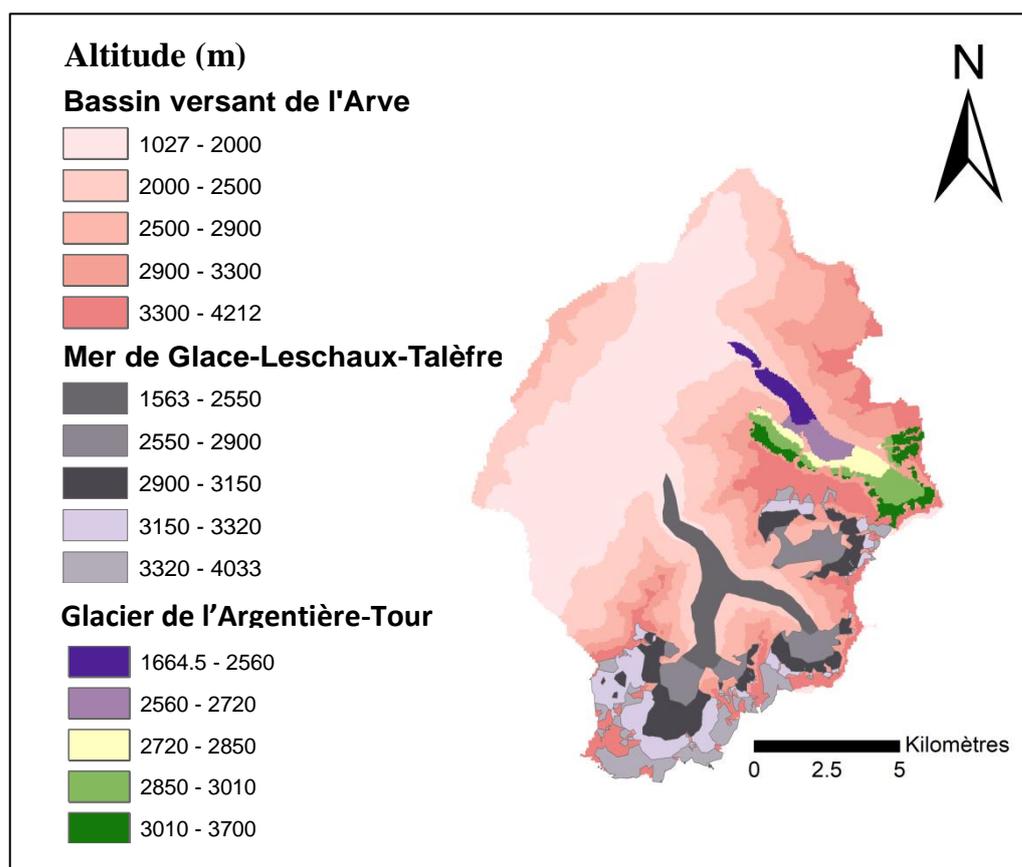


Figure 9: Discrétisation spatiales en bandes d'altitude (m) du bassin versant de l'Arve, de la Mer de Glace et du glacier de l'Argentière.

### V-3 Développement du module de glace

- Accumulation de la neige et stock du glacier

Le manteau neigeux sur le glacier est alimenté par l'accumulation des précipitations solides selon la méthode de CemaNeige. Le stock de glace pour chaque bande d'altitude a été initialisé à l'aide des données d'épaisseur du glacier (voir section IV-3). Les données d'épaisseurs sont des estimations pour l'année 2003, les simulations de fonte des glaciers devraient donc commencer à cette date. Cependant, la période d'observation des données météorologiques étant plus profonde, une reconstruction de l'épaisseur des glaciers a été effectuée sur la base de la fonte estimée par le module de glace à l'issue d'une première simulation. L'évolution de la géométrie glaciaire n'est pas modélisée dans le cadre de cette étude. Cette hypothèse suggère que le glacier est considéré comme un système statique au cours des simulations. A chaque pas de temps, une recharge du stock de glace a été effectuée. Pour cela, l'approche de Konz et Seibert (2010) est utilisée. Cette approche consiste à transférer 0.1% de la neige accumulée sur le glacier vers le stock de glace (soit environ 30% par an).

- Fonte de la neige et du glacier

L'activation de la fonte de chaque bande d'altitude sera en fonction d'une épaisseur de neige seuil noté  $Z_{act}$  [mm]. Cette approche se base sur les observations effectuées par Gerdel (1948), qui ont montré que les oscillations journalières de la température de surface se propagent sur une épaisseur de neige variant entre 7 et 15 cm (Gsell, 2015). Dans le cadre de cette étude, quatre différentes méthodes de calcul de fonte glaciaire sont testées (degré-jours et bilan énergétique, Section II-3), afin de choisir la plus performante. Une réactualisation du stock glaciaire est effectuée à chaque pas de temps par la soustraction de la fonte simulée du stock de glace. La variation de la moyenne du stock de glace des cinq bandes d'altitude a permis de déterminer le bilan de masse annuel. Ce bilan de masse est évalué entre le 1<sup>er</sup> janvier de l'année en cours et le 1<sup>er</sup> janvier l'année précédente. Pour les différentes méthodes, la fonte de la neige accumulée sur le glacier sera modélisée selon une approche degré-jour.

Le tableau 3 présente les différentes méthodes de calcul de fonte glaciaire ainsi que les paramètres pris en compte. Les paramètres de la dynamique du manteau neigeux sur le glacier sont le facteur degré-jour de la neige  $Kf_{neige}$  [mm/j/°C] et le coefficient de pondération du manteau neigeux CTG [-]. Les paramètres de la dynamique glaciaire sont représentés par l'épaisseur de neige pour l'activation de la fonte glaciaire  $Z_{act}$  [mm], le facteur degré-jour de la glace  $Kf_{glace}$  [mm/j/°C], les facteurs de fonte  $Mf$  et  $Tf$  [mm/j/°C], le facteur de Braun  $r$  [-] et l'albédo de la glace  $\alpha$  [-].

Tableau 3 : Différentes méthodes de calcul de la fonte glaciaire ainsi que les paramètres.

Méthodes	Equations	Données en entrée	Paramètres
A : Degré-jour classique	Eq.2	Température	$Z_{act}$ , CTG, $Kf_{neige}$ , $Kf_{glace}$
B : Braun (1990)	Eq.3	Température	$Z_{act}$ , CTG, $Kf_{neige}$ , $Kf_{glace}$ , $r$
C : Hock (1999)	Eq.4	Température, rayonnement solaire	$Z_{act}$ , CTG, $Kf_{neige}$ , $Mf$ , $Rf$
D : Pellicciotti (2005)	Eq.5	Température, rayonnement global	$Z_{act}$ , CTG, $Kf_{neige}$ , $Tf$ , $Rf$ , $\alpha$

## V-4 Application du module de glace

Plusieurs étapes ont été nécessaires afin de répondre aux objectifs de cette étude. Dans un premier temps, les quatre méthodes de calcul de fonte glaciaire ont été implémentées dans le package airGR (soit 4 modules de glace). Une étude de sensibilité a permis de déterminer les valeurs des paramètres de chaque méthode. La méthode la plus performante a été identifiée à l'issue d'une analyse des performances en termes de simulation de bilan de masse. Le module de glace (développé avec la méthode la plus performante) a finalement été couplé avec le modèle hydrologique GR4J et le module de neige CemaNeige pour effectuer les simulations de débit sur les bassins versants.

### V-4-1 Etude de sensibilité

L'objectif de cette étude est l'identification des valeurs optimales des paramètres de chaque méthode. Une première étude de sensibilité a permis de définir les valeurs optimales des paramètres de la dynamique du manteau neigeux (CTG et  $K_{f_{neige}}$ ) sur chaque glacier. Pour l'obtention des valeurs optimales des paramètres de la dynamique glaciaire, 100 ensembles de paramètres ont été générés. Pour chaque méthode, 10 valeurs de deux paramètres jugés importants sur la base de considérations théoriques ont été utilisées pour générer les 100 ensembles. Par exemple, pour la méthode A, 10 valeurs de  $Z_{act}$  et 10 valeurs de  $K_{f_{glace}}$  ont été utilisées. Les valeurs des paramètres présentant les meilleures performances dans la littérature ont été utilisées pour effectuer ces tests (Tableau 4). La représentation graphique des résultats du test de sensibilité a été effectuée à l'aide des cartes de chaleur (heatmaps). Ces cartes codent un critère numérique donné sous la forme d'une grille de cellules colorées et permettent d'évaluer la surface de réponse associée à différents jeux de paramètres. Le package *Heatmaply* (Galili et al., 2013) disponible sur le CRAN a été utilisé pour cette représentation graphique.

Tableau 4 : Gamme de valeurs des différents paramètres

Paramètres	Gamme de valeurs	Références
CTG [-]	0 - 1	Valery, 2010
$K_{f_{neige}}$ [mm/j/°C]	1 - 10	Valery, 2010, Hock et al., 1999
$K_{f_{glace}}$ [mm/j/°C]	1 - 7	Keeler et Rupper, 2014, Hock et al., 1999
R [-]	>1	Braun, 1990
Mf [mm/j/°C]	1 - 7	Pellicciotti et al., 2005, Hock et al., 1999
Tf [mm/j/°C]	1 - 5	Pellicciotti et al., 2005
Rf [W/m <sup>2</sup> /mm/j/°C]	$2 \cdot 10^{-5}$ - 0.075	Pellicciotti et al., 2005, Goos et al., 2017
$\alpha$ [-]	0.3 - 0.4	-
$Z_{act}$ [mm]	7 - 15	Gerdel, 1948

## V-4-2 Simulation du bilan de masse

Pour répondre au premier objectif de cette modélisation, les simulations de bilan de masse sont effectuées avec les différentes méthodes. Les méthodes sont forcées par des données météorologiques journalières et validés par les données de bilan de masse mesurées. Le tableau 5 présente les périodes de simulation de bilan de masse des différents glaciers. A l'issu des simulations, la méthode la plus performante a été identifiée en comparant les scores des différentes méthodes évalués par rapport aux observations. Des critères numériques de performance ont été utilisés pour cette évaluation (section V-4-4).

Tableau 5 : Périodes de simulation du bilan de masse.

Glaciers	Bilan de masse
Argentière	1976-2018
Mer de Glace	1976-2018
Saint Sorlin	1976-2018
Rutor	2003-2018

## V-4-3 Analyse hydrologique

Une approche basée sur les réservoirs (de glace, de neige) est utilisée pour la simulation de débit. Le réservoir de glace tient compte de la fonte simulée par le module de glace ainsi que des précipitations liquides tombant sur le glacier. De même, le réservoir de neige comprend la fonte nivale simulée par le modèle CemaNeige et les précipitations liquides sur la partie non englacée du bassin versant. Pour la détermination de la fraction de précipitation sur le glacier, un paramètre supplémentaire, correspondant au pourcentage de la surface englacée (tableau 1) noté GCA, a été appliqué aux précipitations liquides du bassin versant et à la fonte simulée par le module de glace. Ce paramètre a également été appliqué aux précipitations liquides sur la partie non englacée du bassin versant ainsi qu'à la fonte nivale simulée par CemaNeige, en les multipliant par un facteur égal à  $(1 - GCA)$ . L'ensemble des simulations des modules de neige et de glace par bande d'altitude ont été intégrées au modèle hydrologique GR4J. La figure 10 présente la structure du module de glace, couplé avec CemaNeige et GR4J. Le modèle couplé est forcé par des données journalières (température, rayonnement, précipitations et évapotranspiration) et validé par les données de débits mesurées à l'exutoire de chaque bassin versant. En raison de la proportion limitée du glacier du Rutor (5 km<sup>2</sup>) par rapport à la surface de son bassin versant (137.11 km<sup>2</sup>, tableau 1), une analyse hydrologique pertinente ne peut être effectuée sur ce bassin. Les simulations de débit seront donc effectuées uniquement pour le bassin versant de l'Arve et le sous bassin versant de l'Arvan.

L'application du modèle couplé nécessite la prise en compte des paramètres du modèle hydrologique GR4J, de CemaNeige et du module de glace. Le jeu de paramètre du module de glace présentant les meilleures performances en termes de simulation de bilan de masse sera utilisé pour les simulations de débits. En revanche, les valeurs des paramètres du modèle hydrologique (GR4J) et du module de neige (CemaNeige) ont été obtenues à l'issu d'une procédure de calage sur les deux bassins versants. Cette étape permet d'optimiser les paramètres en s'appuyant sur les

entrées et les sorties des modèles ainsi que les caractéristiques des bassins versants. Une fonction objectif (Section V.5) permet d'exprimer les différences entre les simulations du modèle et les observations. Ce calage a été effectué avec un algorithme de calibration implémenté dans le package airGR.

Pour l'évaluation des performances du module de glace couplé avec CemaNeige et GR4J, une procédure d'évaluation de type calage-contrôle (*Split-Sample Test*) a été réalisée sur deux périodes indépendantes (Klemeš, 1986). La première partie de cette procédure consiste à simuler le débit avec un jeu de paramètres optimum. La deuxième étape consiste à exécuter le modèle hydrologique avec ce jeu de paramètres sur une deuxième période indépendante. La comparaison des critères numériques de performances obtenues sur les deux périodes permet alors d'évaluer sereinement les performances du modèle. Le schéma de la procédure de Split-Sample Test est présenté dans l'annexe 1. Le tableau 6 présente les périodes de simulation des débits sur les bassins versants.

Tableau 6 : Périodes de simulation des débits

Bassins versants	Calage	Contrôle
Arve	1961-1985	1985-2018
Ss/BV Arvan	2001-2008	2008-2015

#### V-4-4 Critères de performance

Les critères de performance permettent d'analyser les performances d'un modèle, en évaluant la qualité de ses simulations par rapport à une référence, notamment des observations. Pour l'étude de sensibilité, l'erreur moyenne quadratique (RMSE, root mean square error en anglais) entre le bilan de masse observé sur chaque glacier et simulé par chaque méthode a été utilisée pour coder les cartes de chaleur.

Les performances de chaque méthode dans la simulation de bilan de masse ont été évaluées à l'aide du critère de Kling-Gupta (KGE, Kling-Gupta efficiency en anglais; Gupta et al., 2009). Les valeurs de ce critère sont comprises entre  $-\infty$  et 1, où les valeurs proches de 1 indiquent les meilleures performances. Le KGE tient compte de la corrélation linéaire entre les simulations et les observations ( $r$ ), du rapport des écarts-types entre les simulations et des observations ( $\beta$ ) et le rapport entre la moyenne des simulations et des observations ( $\gamma$ ) (équation. 8).

Le critère classique de Nash (NSE, Nash and Sutcliffe efficiency ; Nash et Sutcliffe, 1970) et le KGE ont été utilisés pour évaluer les performances du modèle couplé en termes de simulations de débit. Le critère de Nash varie également entre  $-\infty$  et 1, où les valeurs proches de 1 indiquent les meilleures performances. Les équations 8 présentent les différents critères d'évaluation utilisés dans le cadre de cette étude.

$$RMSE = \frac{\sum_{n=1}^i (S_i - O_i)}{\sum_{n=1}^i O_i} * 100 \quad (8)$$

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

$$NSE = \frac{\sum_{n=1}^i (S_i - O_i)^2}{\sum_{n=1}^i (S_i - \bar{O}_i)^2} * 100$$

Où  $O_i$  et  $S_i$  sont respectivement les données observées et simulées,  $\bar{O}$  et  $\bar{S}$  sont les valeurs moyennes des données observées et simulées,  $n$  représente la longueur de la série.

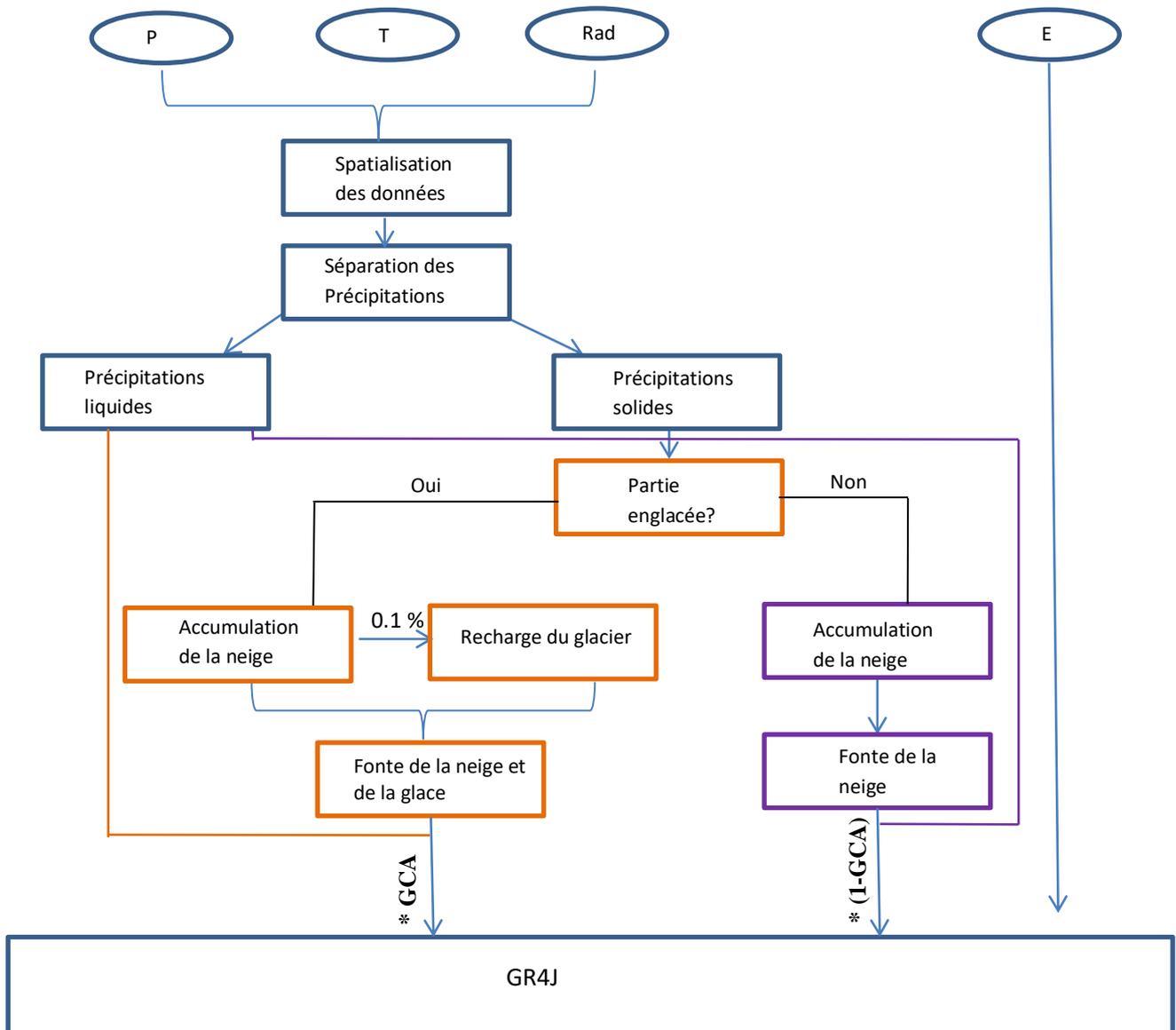


Figure 10 : Structure du modèle pour une bande d'altitude. En orange le module de glace et en violet le module de neige. En entrée du modèle : Les entrées du modèles sont les précipitations (P), la température (T), le rayonnement (R) pour les méthodes C et D, et l'évapotranspiration (E).

## VI- Résultats

### VI-1 Analyse de sensibilité

Les jeux de paramètres optimums de chaque méthode ont été obtenus par l'analyse de la surface de réponse générée par les cartes de chaleur (Figure 11, Annexe 2). La figure 11 présente les cartes obtenues sur chaque glacier avec la méthode C. Cette carte a été réalisée en faisant varier uniquement le facteur de fonte ( $M_f$  [mm/j/°C]) et l'épaisseur de neige permettant l'activation de la fonte glaciaire ( $Z_{act}$  [mm]). La carte de chaleur est codée avec les valeurs de RMSE calculées entre le bilan de masse simulé et observé. Les résultats montrent que les plus faibles valeurs de RMSE sont obtenues pour des facteurs de fonte situés entre 1 et 5 [mm/j/°C] et des valeurs de  $Z_{act}$  entre 0.001 et 1 mm. Ces résultats montrent également que le RMSE varie très peu en fonction du paramètre  $Z_{act}$ .

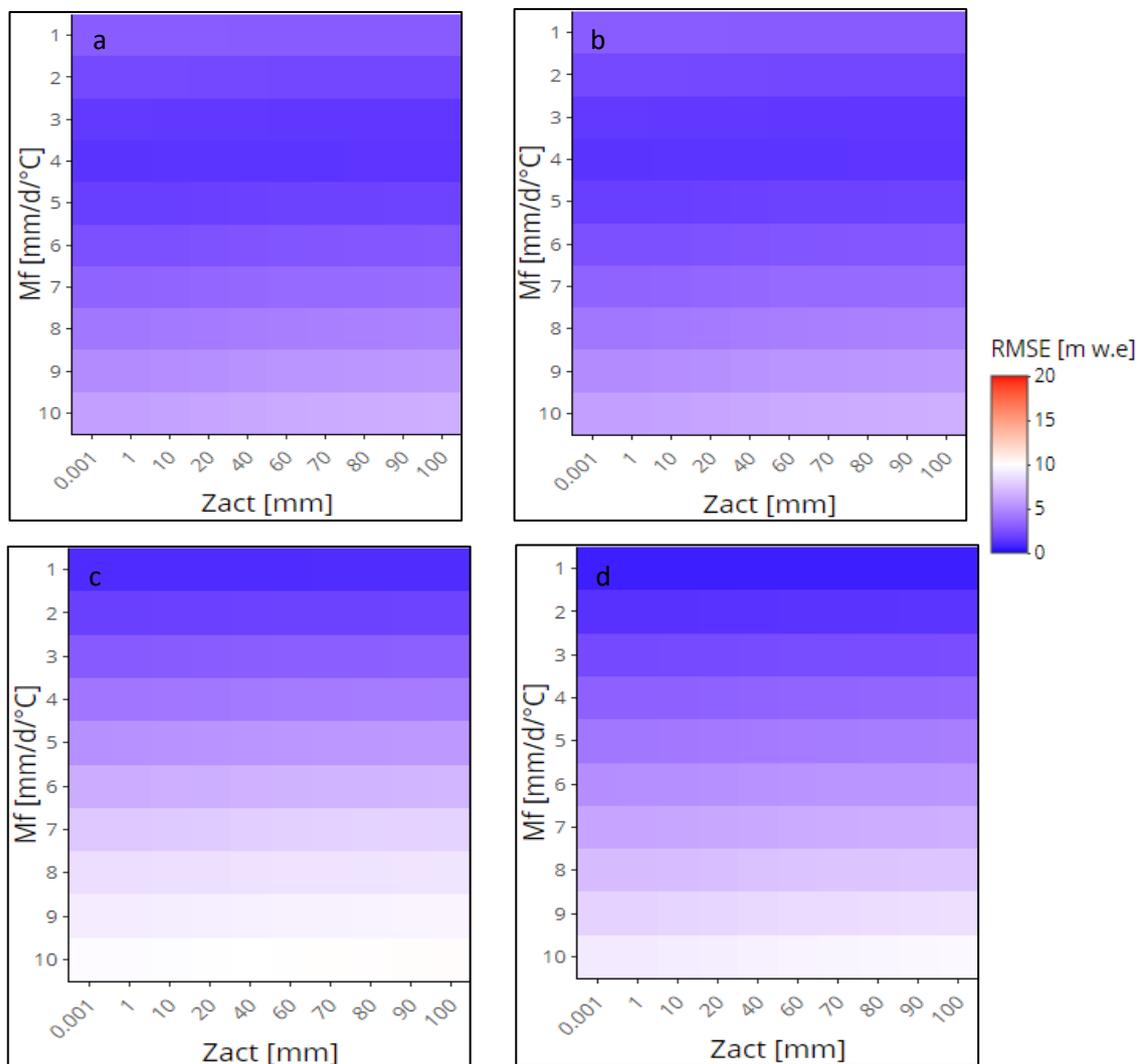


Figure 11 : Cartes de chaleur de la méthode C (Hock et al., 1999) sur les différents glaciers. (a) le glacier de l'Argentière, (b) la Mer de Glace, (c) le glacier de Saint Sorlin, (d) le glacier du Rutor.

Dans chaque méthode, les valeurs du jeu de paramètres décrivant la dynamique du manteau neigeux ont été obtenues à l'issue de la première étude de sensibilité sur chaque glacier. Ces valeurs varient entre 0.1 et 0.3 [-] et entre 1 et 2 [mm/j/°C] respectivement pour CTG et Kfs. Le tableau 7 récapitule les valeurs optimales des paramètres de la dynamique glaciaire de chaque méthode ainsi que les valeurs de RMSE entre le bilan de masse observé et simulé. Pour les méthodes A et B, le facteur degré-jour de la glace ( $K_{f_{\text{glace}}}$ ) varie entre 1 et 6 [mm/j/°C]. Les facteurs de fonte (Mf) et de température (Tf) pour les méthodes C et D, sont compris dans la même gamme de valeurs. Ces valeurs sont en accord avec les valeurs de littérature (Hock et al., 1999, Pellicciotti et al., 2005). De plus, les simulations de Keeler et Rupper (2014) sur plusieurs glaciers dans les Alpes ont montrés que les valeurs du paramètre degré-jour sont comprises entre 1 et 7 [mm/j/°C] dans cette région. Le facteur de rayonnement utilisé dans les formulations C et D à une valeur de  $2.10^{-5}$  [W/m<sup>2</sup>/mm/j/°C]. Sur tous les glaciers, le coefficient de Braun (r) de la méthode B varie entre 1.2 et 2.2. Une valeur fixe de l'albédo de la glace égal à 0.3 [-] a été obtenue pour toutes les simulations avec la méthode D. L'épaisseur seuil de neige pour l'activation de la fonte de la glace ( $Z_{\text{act}}$ ) varie entre 0.001 et 10 mm, pour toutes les méthodes testées, sauf pour la méthode C sur le glacier de l'Argentière où ce paramètre vaut 100 mm.

Tableau 7: Paramètres optimums de la dynamique glaciaire et RMSE entre bilan de masse simulé et observé sur les quatre glaciers par les différentes méthodes: Saint Sorlin (SS), Argentière (ARG), Mer de Glace (MDG), Rutor (RU).

Méthodes	Glaciers	Paramètres							
		$K_{f_{\text{glace}}}$ [mm/j/°C]	Mf [mm/j/°C]	Tf [mm/j/°C]	r [-]	Rf [W/m <sup>2</sup> /mm /j/°C]	$\alpha$ [-]	$Z_{\text{act}}$ [mm]	RMSE [m w.e]
A	SS	1						0.001	0.868
	ARG	6						0.001	1.242
	MDG	4						10	1.335
	RU	1						0.001	0.584
B	SS	1			1.2			0.001	1.061
	ARG	3			2			10	1.227
	MDG	2			2.2			0.001	1.348
	RU	1			1.2			0.001	0.621
C	SS		1			$2.10^{-5}$		0.001	0.985
	ARG		5			$2.10^{-5}$		100	1.197
	MDG		4			$2.10^{-5}$		0.001	1.347
	RU		1			$2.10^{-5}$		0.001	0.586
D	SS			4.5		$2.10^{-5}$	0.3	20	0.99
	ARG			1		$2.10^{-5}$	0.3	10	1.292
	MDG			2.5		$2.10^{-5}$	0.3	0.001	1.307
	RU			1		$2.10^{-5}$	0.3	0.001	0.583

## VI-2 Simulation du bilan de masse

Le tableau 8 présente les valeurs du critère de performance KGE entre le bilan de masse observé et simulé. Pour les glaciers du bassin versant de l'Arve, des valeurs négatives du critère KGE (de l'ordre - 0.2) ont été obtenues avec les méthodes A, B et D. Sur les glaciers de Saint Sorlin et du Rutor, les valeurs du critère KGE varient entre 0.18 et 0.53 pour toutes les méthodes. Globalement, ces résultats montrent qu'aucune méthode ne permet une reconstruction précise du bilan de masse glaciaire (Figure 12, annexe 3). La figure 12 présente le bilan de masse observé sur le glacier de l'Argentière et simulé par les différentes méthodes. Cette figure montre que les simulations de bilan de masse reproduisent assez bien la tendance des observations à partir des années 1990, mais généralement avec des sous-estimations (avant 1990) et des surestimations (à partir des années 2000).

Tableau 8 : Critères KGE entre le bilan de masse observé et simulé par les différentes méthodes sur les quatre glaciers

Glaciers/Méthodes	A	B	C	D
Mer de Glace	-0,22	-0,25	0,31	-0,16
Argentière	-0,23	-0,20	-0,11	-0,19
Saint Sorlin	0,32	0,18	0,53	0,24
Rutor	0,35	0,37	0,38	0,35

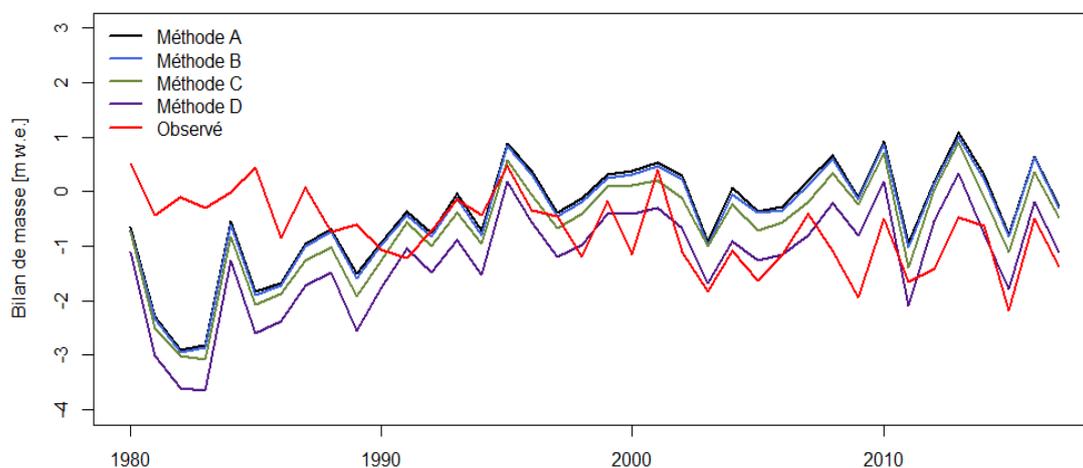


Figure 12 : Bilan de masse simulé par les différentes méthodes et observé sur le glacier de l'Argentière (bassin versant de l'Arve).

Les résultats ne montrent pas une amélioration des performances avec la complexification des méthodes (de A à D). La méthode D incluant le rayonnement et l'albédo montre une dégradation des performances par rapport à la méthode C (tableau 8). Par ailleurs, la prise en compte du rayonnement dans la méthode C garantit des performances améliorées par rapport aux trois autres méthodes, sur les différents glaciers. Sur la base de ces résultats, le choix du module de glace se porte sur la méthode C incluant le rayonnement, la température et les précipitations en données d'entrée. Le module de glace développé avec cette méthode est baptisé « CemaGlace ».

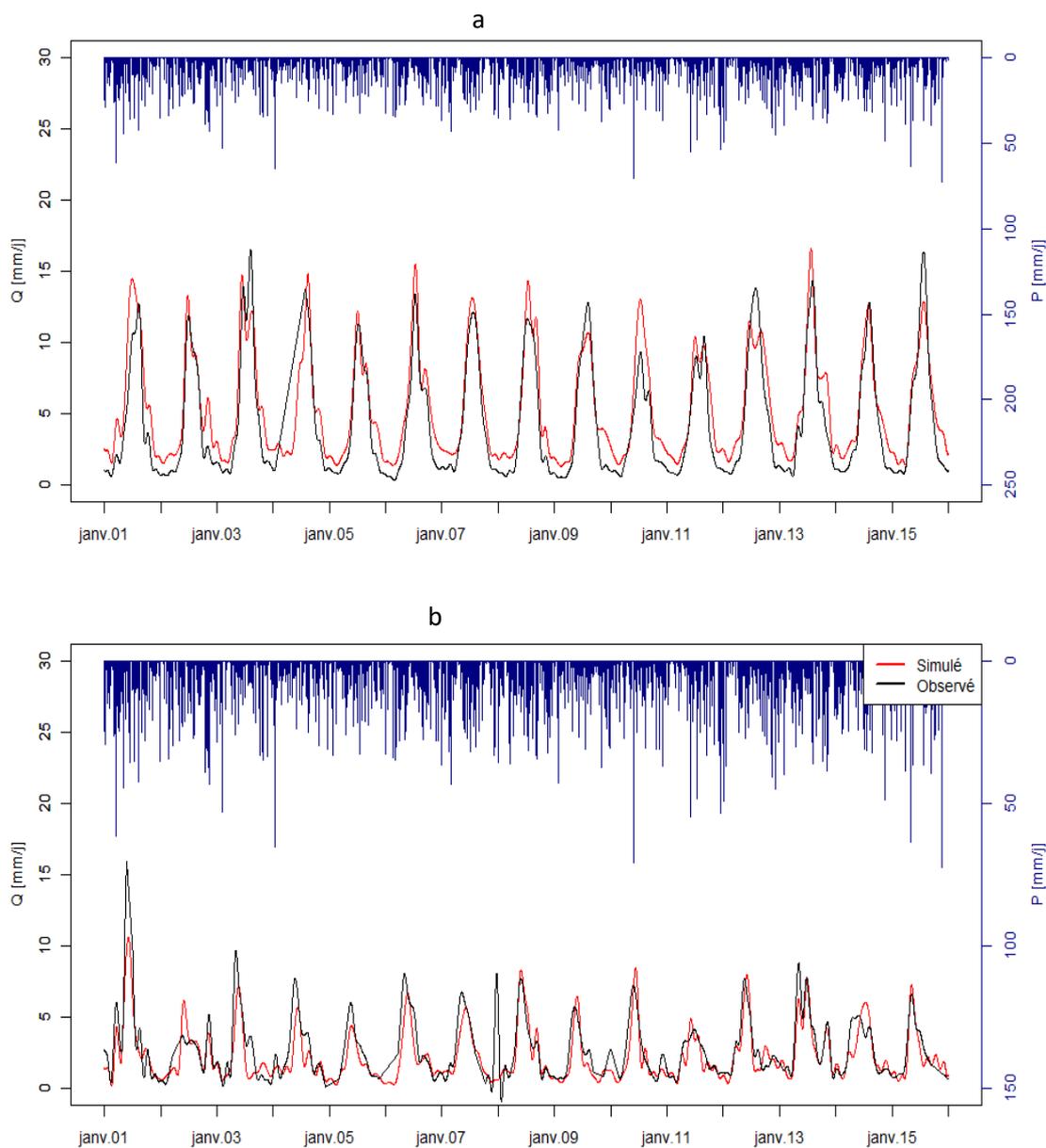


Figure 13 : Débit journalier simulé et observé sur bassin versant de l'Arve (a) le sous bassin versant de l'Arvan (b)

### VI-3 Analyse hydrologique

Les performances du modèle hydrologique couplé avec CemaNeige et CemaGlace ont été évaluées en comparant les débits simulés et observés sur les bassins versants. Sur le bassin versant de l'Arve, le modèle a été calé sur la période de 1961 à 1985 et validé sur la période de 1985 à 2018. Pour le sous bassin versant de l'Arvan, le calage a été effectué pour la période de 2000 à 2008 et la validation de 2008 à 2015. Le tableau 9 présente les valeurs numériques de NSE et de KGE pour les périodes de calage et de validation, ainsi que pour les séries complètes. Ces critères variant entre 0.45 et 0.74 sur les périodes de calage et de validation montrent l'efficacité et la robustesse du modèle sur les deux bassins versants. Les hydrogrammes de débit simulé et observé présentés dans la figure 13 (Annexe 4), montrent visuellement les performances du modèle couplé

dans la simulation des débits. En effet, les résultats montrent que les débits simulés reproduisent assez bien les tendances saisonnières sur les deux bassins versants.

Tableau 9: Critères d'évaluation du modèle pour les périodes de calage, de contrôle et sur la série complète

Bassins Versants	Critères	Calage	Contrôle	Période totale
Arve	NSE	0.74	0.68	0.74
	KGE	0.70	0.72	0.75
Arvan	NSE	0.45	0.65	0.54
	KGE	0.68	0.70	0.63

Pour l'évaluation du module de glace sur les simulations de débit, une comparaison a été effectuée entre les performances de différents modèles, avec et sans le module de glace. Pour cela les débits ont été simulés avec le modèle hydrologique GR4J, le module de neige couplé avec GR4J (CemaNeigeGR4J) et le modèle couplé CemaGlace-CemaNeige-GR4J (CemaNeigeGlaceGR4J). Ces simulations ont été effectuées sur la série complète des données des deux bassins versants. Le tableau 10 montre les valeurs des critères KGE et NSE issus des différentes simulations. Les résultats montrent que les valeurs des critères KGE et NSE obtenues avec CemaNeigeGR4J sont plus élevées par rapport aux valeurs obtenues avec GR4J et CemaNeigeGlaceGR4J. Cela suggère que le module de glace ne permet pas une amélioration des critères de performance sur les deux bassins versants.

Tableau 10 : Critères de performance (KGE et NSE) entre les débits simulés et observés par le modèle hydrologique GR4J, le modèle couplé GR4J avec le module de neige (CemaNeigeGR4J) et couplé avec les modules de neige et de glace (CemaNeigeGlaceGR4J).

Bassin/Arve	NSE	KGE	Ss-Bassin/Arvan	NSE	KGE
GR4J	0,004	0,025	GR4J	0,064	-0,005
CemaNeigeGR4J	0,821	0,901	CemaNeigeGR4J	0,551	0,680
CemaNeigeGlaceGR4J	0,741	0,752	CemaNeigeGlaceGR4J	0,544	0,639

La figure 14 présente la moyenne mensuelle de la fonte de neige et de la glace ainsi que les débits simulés et observés sur les deux bassins versants. Les résultats montrent une saisonnalité de la fonte glaciaire et nivale en accord avec le régime de débit. Sur les deux bassins versants, la contribution de la neige au débit total simulé est beaucoup plus importante que celle des glaciers (Figure 14, annexe 5). Cette contribution est estimée à 42% et à 22% respectivement pour le bassin versant de l'Arve et le sous bassin de l'Arvan. La fonte glaciaire est définie comme la fonte provenant du glacier, sans compter la fonte de la neige et les précipitations sur le glacier. La contribution de cette fonte au débit simulé est d'environ 27.46% et 0.8% respectivement pour le bassin versant de l'Arve et le sous bassin versant de l'Arvan. La contribution des zones englacées de chaque bassin versant au débit total a été calculée en prenant en compte la fonte de la neige sur le glacier, la fonte du glacier ainsi que les précipitations liquides sur le glacier. Cette contribution est

estimée à 36% et 2.25% respectivement pour le bassin versant de l'Arve et le sous bassin versant de l'Arvan (Annexe 5).

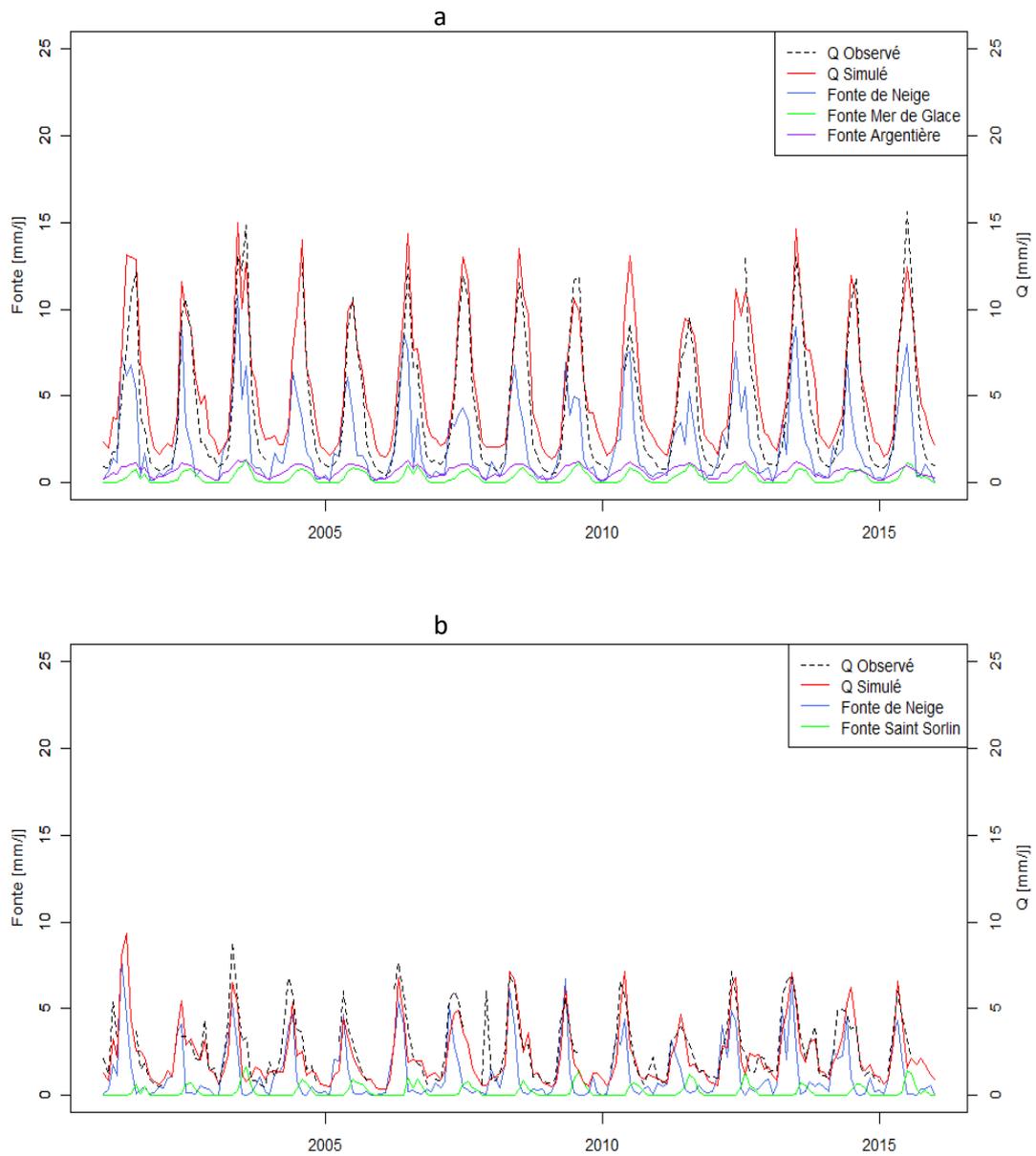


Figure 14 : Moyenne mensuelle de la contribution des différents réservoirs au débit total simulé sur le bassin versant de l'Arve (a) et le sous bassin de l'Arvan (b).

## VII- Discussion

### VII-1 Simulation du bilan de masse

Différentes méthodes de calcul de fonte glaciaire ont été testées au cours de cette étude. Une analyse de sensibilité a permis d'identifier les valeurs des paramètres optimums de chaque méthode. Les résultats de l'étude de sensibilité ont montrés des valeurs de paramètres cohérentes avec celles indiquées dans la littérature (tableau 4). L'évaluation des biais entre le bilan de masse observé et simulé par les différentes méthodes a permis de choisir la méthode présentant les meilleurs performances. Parmi les méthodes testées, les meilleures performances étaient attendues pour la méthode D qui prend en compte le rayonnement et l'albédo considérés comme des sources importantes de la fonte glaciaire. Une hypothèse possible pouvant expliquer l'échec de cette méthode peut être la valeur de l'albédo constante. La considération de la variation temporelle de l'albédo permettra d'effectuer une meilleure évaluation de cette méthode. La méthode C a été retenue dans le cadre de développement du modèle de glace puisque ses performances sont meilleures par rapport aux trois autres méthodes. Dans le contexte de développement d'un modèle parcimonieux, cette méthode est adaptée car elle utilise des données facilement accessibles comme les méthodes degré-jour. L'utilisation d'un échantillon plus important de glaciers et de bassins versants permettra de faire un choix plus pertinent quant à la méthode de calcul.

Quelle que soit la méthode de calcul utilisée, les résultats montrent que le module de glace ne simule pas avec précision le bilan de masse des glaciers. Ces résultats permettent de mettre en évidence les limites de l'approche utilisée, détaillées dans les paragraphes suivant :

- Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, considérer que le glacier n'évolue pas au cours des simulations sur une longue période reste une approximation non négligeable. En effet, les glaciers sont caractérisés par des variations annuelles progressives, notamment pour les années extrêmes. Même si cela ne concerne qu'une petite fraction de la surface totale des glaciers (zone d'ablation), la disparition de cette partie du glacier est inévitable au fil des années.
- En général, la configuration et le degré de complexité des modules de glace dépendent de l'objectif de modélisation. Par exemple, une modélisation de la dynamique glaciaire sur une longue période nécessite la prise en compte de l'évolution des glaciers dans les modèles. Huss et al. (2010) proposent une paramétrisation de l'évolution de la géométrie des glaciers (la paramétrisation delta H). Cette paramétrisation permet une réactualisation de la géométrie du glacier à la fin de chaque année, par l'utilisation d'une loi polynomiale. La prise en compte de cette paramétrisation devrait améliorer considérablement les performances du module de glace et son utilisation pour une modélisation à long terme.
- Le suivi des glaciers alpins réalisé par Fallourd (2006) a montré que certains glaciers alpins (dont le glacier de l'Argentière) sont couverts de débris rocheux et morainiques en fin de printemps et début d'été. Très peu de modèles considèrent l'influence des débris sur la fonte glaciaire (Groos et Mayer, 2017). La prise en compte de la relation entre les débris et la fonte de la glace pourrait améliorer les performances de CemaGlace en termes de simulations de bilan de masse.

## VII-2 Simulation de débit

Les valeurs des critères numériques KGE et NSE variant entre 0.45 et 0.77 montrent que CemaGlace couplé avec CemaNeige et GR4J est capable de simuler le débit sur les bassins versants. La comparaison des performances du modèle avec et sans le module de glace montre que le modèle hydrologique GR4J seul n'est pas adapté pour les simulations de débits sur des bassins versants de montagne. Cela relève l'importance de la prise en compte de la dynamique nivale et glaciaire dans les modèles hydrologiques, pour une meilleure simulation de débits dans les environnements de montagnes.

Les meilleurs performances obtenues avec le modèle couplé CemaNeigeGR4J suggèrent que le module de glace, dans son actuelle configuration, ne permet pas une amélioration des simulations de débit, principalement sur une longue période. Une hypothèse possible pouvant expliquer ce résultat peut être la calibration des paramètres. En effet, les paramètres de la dynamique glaciaire utilisés dans le modèle CemaNeigeGlaceGR4J ont été obtenus par une analyse de sensibilité sur les simulations de bilan de masse. En général, les modèles sont affectés par différentes sources d'incertitudes. Dans un contexte d'orographie complexe en montagne, les principales sources d'incertitudes sont l'incertitude liée à la spatialisation des données météorologiques et à la calibration des paramètres des modèles dans un cadre général. Ces incertitudes sont susceptibles de se répercuter sur les simulations de débits et de générer un problème de robustesse du modèle. Un calage du modèle CemaNeigeGlaceGR4J tenant compte de l'information nivale, glaciaire ainsi que du débit permettra une amélioration des performances du modèle.

En termes de contribution des différents réservoirs, les résultats ont montré une contribution bien plus importante de la neige au débit total simulé par rapport aux glaciers sur les deux bassins. Cela s'explique par le fait que la surface enneigée est plus importante par rapport à l'emprise des glaciers. De plus, l'utilisation des données de débits mesurés en aval des glaciers permettra une meilleure quantification de chacun des réservoirs. La contribution de la fonte glaciaire au débit est plus importante dans le bassin de l'Arve, par rapport au sous-bassin versant de l'Arvan. La première raison de cette différence de contribution des glaciers est la surface englacée des bassins versants. En effet, la contribution plus élevée du bassin de l'Arve est due à sa surface englacée plus importante (environ 23%), par rapport à 2% de surface englacée dans le sous bassin de l'Arvan.

## VIII- Conclusion et perspectives

L'influence des glaciers dans l'hydrologie des bassins de montagne a largement été étudiée au cours des dernières décennies. Cette étude s'est intéressée au développement et à l'implémentation d'un module de glace dans le package de modélisation hydrologique airGR. Ce module vise à simuler le bilan de masse des glaciers et à estimer l'apport de la fonte glaciaire aux débits simulés dans des bassins versants englacés par couplage avec un modèle hydrologique. Le module développé nécessite comme données en entrées les précipitations, la température de l'air, le rayonnement, les données d'épaisseurs des glaciers, ainsi que l'évapotranspiration lorsque le module de glace est couplé avec un modèle hydrologique. Le module de glace a été testé sur 4 glaciers alpins. Selon l'approche de modélisation utilisée, les glaciers sont considérés statiques pendant les simulations, c'est-à-dire qu'aucune modification de leur géométrie n'est prise en compte. Les critères numériques obtenus à l'issue des simulations de bilan de masse varient entre - 0.16 et 0.53. Ces résultats montrent que le module de glace ne simule pas avec précision le bilan de masse des glaciers, et mettent en évidence les limites de l'approche utilisée. La considération de l'évolution de la géométrie des glaciers est une piste pour l'amélioration des performances du module de glace.

Le module de glace couplé avec le modèle hydrologique GR4J et le module de neige CemaNeige a été testé sur 2 bassins alpins où de larges bases de données de haute qualité sont disponibles. Les critères de performance KGE et NSE de l'ordre de 0.70 montrent que le modèle est capable de simuler le débit sur les deux bassins. Cependant des meilleures performances du modèle peuvent être obtenues par la prise en compte de l'information nivale et glaciaire dans la calibration du modèle. L'évaluation de la contribution des glaciers au débit a montré que la contribution des glaciers et des zones englacées est proportionnelle à l'extension des surfaces englacées. Cette étude est une première approche de modélisation des glaciers dans le package airGR, l'utilisation du modèle sur un échantillon plus large de bassins versants et de glaciers permettra de faire une évaluation plus pertinente des performances de CemaGlacé.

## IX- Bibliographie

- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35.
- Beniston, M., 2003. Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change*, 59 :5-31
- Bergström, S., 1975. Development of a snow routine for the HBV-2 model. *Nordic Hydrology*, 6(2): 73-92.
- Bergström, S., Lindström, G., 2015. Interpretation of runoff processes in hydrological modelling—experience from the HBV approach, *Hydrological Processes*, 29 :3535–3545.
- Beven, K., Freer, J., 2001. A dynamic TOPMODEL, *Hydrological Processes*, 15 :1993–2011.
- Braithwaite, R. J., Olesen, O. B., 1989. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland, Springer Netherlands.
- Braun, L. N., 1990. Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. *IAHS*, 193.
- Braun, L. N., Renner, C. B., 1992. Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrological Sciences Journal*, 37 (3): 217–231.
- Braun, L. N., Weber, M., Schulz, M., 2000. Consequences of climate change for runoff from alpine regions. *Annals of glaciology*, 31 (1):19–25.
- Bolibar, J., Rabatel, A., Gouttevin, A., Galiez, C., Condom, T., Sauquet, E., 2020. Deep learning applied to glacier evolution modelling . *The Cryosphere*, 14 : 565–584.
- Coron, L., 2013. Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens, Thèse de doctorat, AgroParisTech.
- Coron, L., Delaigue, O., Thirel, G., Perrin, C., Michel, C. 2020. airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling. R package version 1.4.3.65. DOI: 10.15454/EX11NA.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The Suite of Lumped GR Hydrological Models in an R package. *Environmental Modelling and Software*, 94:166-171.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B. et Martin, E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18: 65-71.
- Fallourd, R., 2006. Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain, Thèse de doctorat, Université de Grenoble.
- Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J.J. Landmann, J., Machguth, H., Maussion, F., Pandit., A., 2019. A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*, 12 : 168–173.

- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., 2009. An estimate of the glacier ice volume in the swiss alps. *Global and Planetary Change*, 68 (3): 225–231.
- Farinotti, D., Usselman, S., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., 2012. Runoff evolution in the swiss alps: projections for selected high-alpine catchments based on ENSEMBLES scenarios. *Hydrological Processes*, 26 (13):1909–1924.
- Galili, T., O'Callaghan, A., Sidi, J., Sievert, C., 2013. Heatmaply : An R package for creating interactive cluster heatmaps for online publishing, *Bioinformatics*, btx757, <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/btx657>
- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.P., Deline, P., 2004. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change*, 120 :24-37.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., Dedieu, J. P., 2005. Surface mass balance of glaciers in the french alps : distributed modeling and sensitivity to climate change. *Journal of glaciology*, 51 (175): 561–572.
- Gerdel, R. W., 1948. Penetration of radiation into the snow pack. *Transaction American Geophysical Union*, 29 (3): 366–374.
- Gsell, P. S., 2015. Apports et voies d'amélioration de la représentation des glaciers et de leur évolution au sein d'un modèle hydrologique, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie- Paris VI.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., Martinez, G. F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377(1-2): 80-91.
- Huss, M., 2011. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe, *Water Resources Research*, 47, W07511.
- Huss, M., Farinotti, D., 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research*. 117, F04010.
- Huss, M., Farinotti, D., Bauder, A., Funk, M., 2008. Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrological Processes*, 22: 3888-3902.
- Huss, M., Juvet, G., Farinotti, D., Bauder, A., 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14: 815-829.
- Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149): 101-111.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282:104-115.
- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 29: 362-391.
- Hock, R., Jansson, P., 2006. Modeling glacier hydrology. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, Ltd.

- Jouvet, G., Huss, M., Blatter, H., Picasso, M., Rappaz, J., 2009. Numerical simulation of Rhonegletscher from 1874 to 2100. *Journal of Computational Physics*, 228 (17): 6426-6439.
- Kaser, G., Grohauser, M., Marzeion, B., 2010. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104 (47): 20223-20227.
- Khadka, D., Babel, M.S., Shrestha, S., Tripathi, N.K., 2014. Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region. *Journal of Hydrology*, 511:49-60.
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrological Sciences Journal*, 31 (1):13–24.
- Konz, M., Seibert, J., 2010. On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration. *Journal of Hydrology*, 385(1-4): 238-246.
- Konz, M., Uhlenbrook, S., Braun, L., Shrestha, A., Demuth, S., 2007. Implementation of a process- based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized Himalayan headwater. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(4): 323–1339.
- L'Hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y. et Etchevers, P., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: Comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6): 989-998.
- Lecourt, G., 2018. Modélisation à bases physiques de l'hydrologie de l'Arve à Chamonix et application à la prévision des crues, Thèse de doctorat, Université de Toulouse.
- Leleu, I., Tonnelier, I., Puechberty, R., Gouin, P., and Viquendi, I., 2014. Re-founding the national information system designed to manage and give access to hydrometric data. *La Houille blanche*, 1: 25-32.
- Li, H., Beldring, S., Xu, C.Y., Huss, M., Melvold, K., Jain, S.K., 2015. Integrating a glacier retreat model into a hydrological model – Case studies of three glacierised catchments in Norway and Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 527: 656-667.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201(4): 272-288.
- Marty, C., Philipona, R., Fröhlich, C., Ohmura, A., 2002. Altitude dependence of surface radiation fluxes and cloud forcing in the alps: Results from the alpine surface radiation budget network. *Theoretical and Applied Climatology*, 72 : 137-155
- Mattavelli, M., Moretti, M., Cugini, M., Maggi, V., De Amicis, M. 2015. Analisi gis per il calcolo di bilanci di massa volumetrici glaciologici. Intervento presentato a: Conferenza Esri Italia 2015.
- Mayr, E., Hagg, W., Mayer, C., Braun, L., 2013. Calibrating a spatially distributed conceptual hydrological model using runoff, annual mass balance and winter mass balance. *Journal of hydrology*, 478 (28): 40-49.

- Marshall, S.J., 2014. Meltwater runoff from Haig Glacier, Canadian Rocky Mountains, 2002–2013. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18: 518-5200.
- Michel, C., 1983. Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche*(1), 39-44.
- Mimeau, L., 2016. Quantification des contributions aux écoulements dans un bassin par modélisation glacio-hydrologique. Application à un sous-bassin de la Dudh Koshi (Népal, Himalaya), Thèse de doctorat, Université de Grenoble Alpes.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175): 573-587.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289
- Rabatel, A., Dedieu, J.P., Vincent, C., 2016. 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. *Journal of Glaciology*, International Glaciological Society, 2016, 62 (236), pp.1153-1166
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union, 9 (1-2):95-109.
- Six, D., Vincent, C., 2014. Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps. *Journal of Glaciology*, 60(223): 867-878.
- Slater, L. J., Thirel, G., Harrigan, S., Delaigue, O., Hurley, A., Khouakhi, A., Prosdocimi, I., Vitolo, C., and Smith, K., 2109. Using R in hydrology: a review of recent developments and future directions, *Hydrology and Earth System Sciences*, 23:2939–2963.
- Strigaro, D., Moretti, M., Mattavelli, M., Frigerio, I., DeAmicis, M., Maggi, V., 2016. A GRASS GIS module to obtain an estimation of glacier behavior under climate change: A pilot study on Italian glacier. *Computers & Geosciences*, 94: 68-76.
- Toum, E.: HBV.IANIGLA: Decoupled Hydrological Model for Research and Education Purposes, <https://CRAN.R-project.org/package=HBV.IANIGLA>, R package version 0.1.1, 2019.
- Valery, A., 2010. Modélisation précipitations – débit sous influence nivale, Elaboration d’un module neige et évaluation sur 380 bassins versants, Thèse de doctorat, AgroParisTech.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. et Soubeyroux, J.-M., 2009. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*.
- Vincent, C., Peyaud, V., Laarman, O., Six, D., Gilbert, A., Gillet-Chaulet, F., Berthier, E., Morin, S., Verfaillie, D., Rabatel, A., Jourdain, B., Bolibar, J., 2019. Déclin des deux plus grands glaciers des Alpes françaises au cours du XXI<sup>e</sup> siècle : Argentière et Mer de Glace. *La Météorologie*, 106: 49-58

Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. The hydrological significance of mountains: from regional to global scale, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8 (6):1017–1030.

Viviroli, D., Weingartner, R., Messerli, B., 2003. Assessing the hydrological significance of the world's mountains, *Mountain Research and Development*, 23 (1): 32–40.

Zhang, Y., Liu, S., Xu, J., Shangguan, D., 2008. Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China. *Environmental Geology*. 56(1): 59–68.

## X- Liste des Figures et des Tableaux

### Figures

Figure 1: Cycle de l'eau et les principaux processus hydrologiques des bassins versants de montagne. Modifié d'après Mimeau, 2016.

Figure 2 : Différents compartiments d'un glacier et variables du bilan d'énergie. D'après Mimeau, 2016.

Figure 3: Moyenne mensuelle des températures et des débits calculée pour la période de 2002-2010.

Figure 4 : Bassin versant de L'Arve : réseau hydrographique, altitude, couverture glaciaire et station météorologique à Chamonix Mont-Blanc.

Figure 6 : Bassin versant de la Doire de Vernay : altitude, couverture glaciaire.

Figure 7 : Schéma de fonctionnement du modèle GR4J. D'après Riboust, 2018.

Figure 8 : Schéma de fonctionnement du module CemaNeige. D'après Valéry, 2010.

Figure 9: Discrétisation spatiales en bandes d'altitude (m) du bassin versant de l'Arve, de la Mer de Glace et du glacier de l'Argentière.

Figure 10 : Structure du modèle pour une bande d'altitude. En orange le module de glace et en violet le module de neige. En entrée du modèle : Les entrées du modèles sont les précipitations (P), la température (T), le rayonnement (R) pour les méthodes C et D, et l'évapotranspiration (E).

Figure 11 : Cartes de chaleur de la méthode C (Hock et al., 2005) sur les différents glaciers. (a) le glacier de l'Argentière, (b) la Mer de Glace, (c) le glacier de Saint Sorlin, (d) le glacier du Rutor .

Figure 12 : Bilan de masse simulé par les différentes méthodes et observé sur le glacier de l'Argentière (bassin versant de l'Arve).

Figure 12 : Bilan de masse simulé par les différentes méthodes et observé sur le glacier de l'Argentière (bassin versant de l'Arve).

Figure 13 : Débit journalier simulé et observé sur le sous bassin versant de l'Arvan (a) et bassin versant de l'Arve (b).

Figure 14 : Moyenne mensuelle de la contribution des différents réservoirs au débit total simulé sur le bassin versant de l'Arve (a) et le sous bassin de l'Arvan (b).

### Tableaux

Tableau 1. Caractéristiques des bassins versants.

Tableau 2 : Périodes de disponibilité des données de validation

Tableau 3 : Différentes méthodes de calcul de la fonte glaciaire ainsi que les paramètres.

Tableau 4 : Gamme de valeurs des différents paramètres.

Tableau 5 : Périodes de simulation du bilan de masse.

Tableau 6 : Périodes de simulation des débits

Tableau 7: Paramètres optimums de la dynamique glaciaire et RMSE entre bilan de masse simulé et observé sur les quatre glaciers par les différentes méthodes: Saint Sorlin (SS), Argentière (ARG), Mer de Glace (MDG), Rutor (RU).

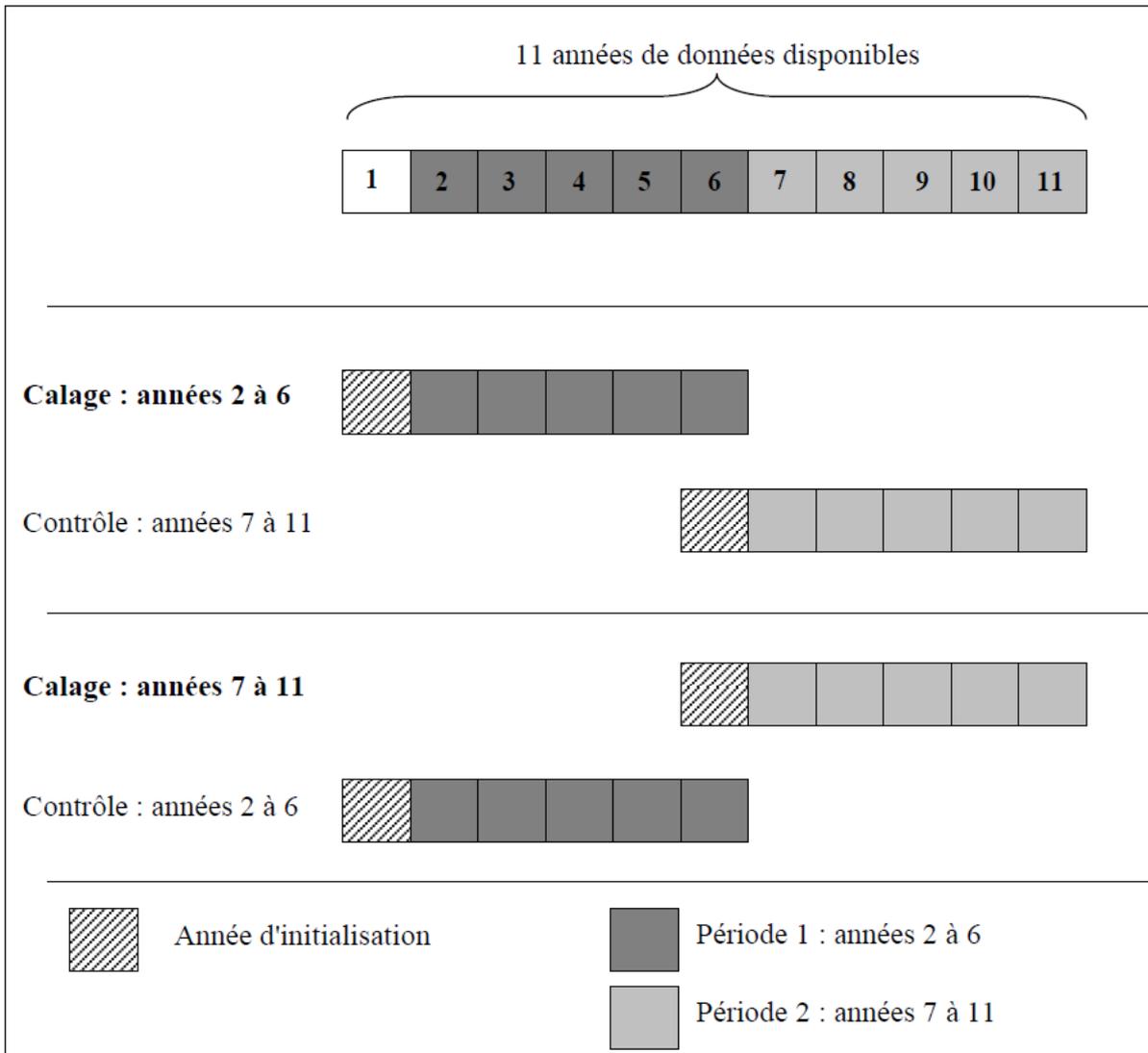
Tableau 8 : Critères KGE entre le bilan de masse observé et simulé par les différentes méthodes sur les quatre glaciers.

Tableau 9 : Critères d'évaluation du modèle pour les périodes de calage, de contrôle et sur la série complète.

Tableau 10 : Critères de performance (KGE et NSE) entre les débits simulés et observés par le modèle hydrologique GR4J, le modèle couplé GR4J avec le module de neige (CemaNeigeGR4J) et couplé avec les modules de neige et de glace (CemaNeigeGlaceGR4J).

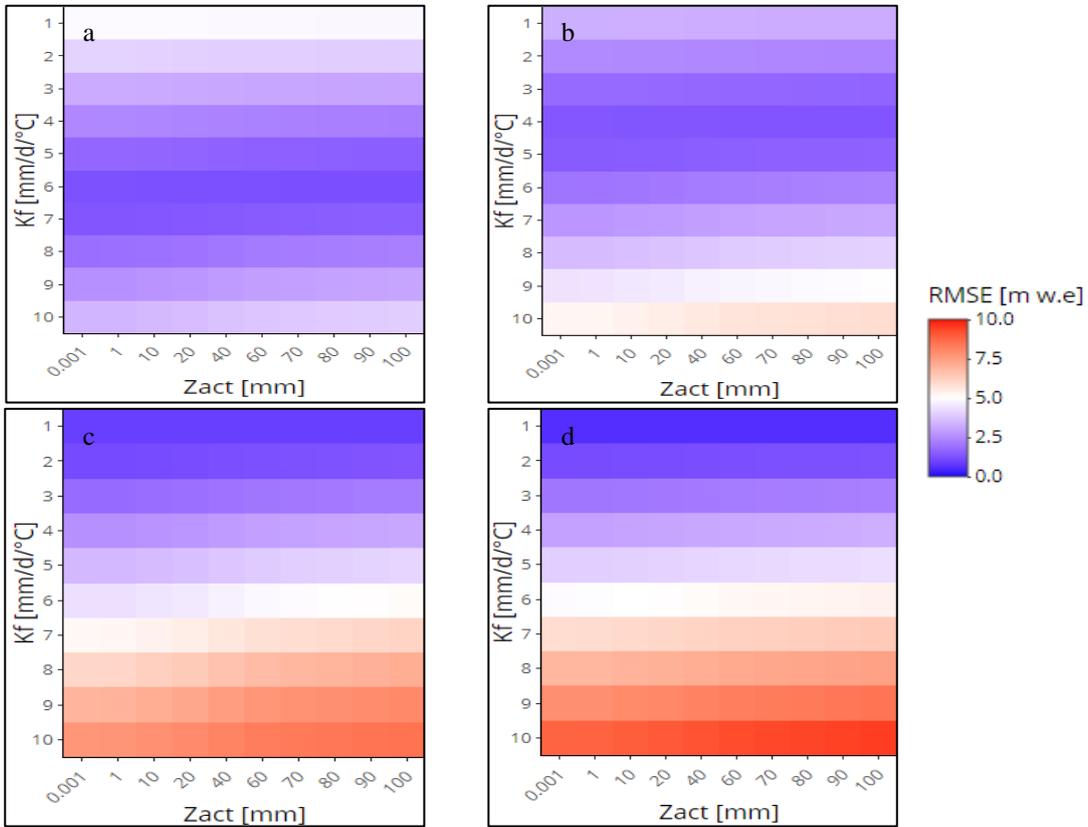
## XI- Annexes

**Annexe 1** : Schéma de la procédure du "split-sample test" (Klemeš, 1986). Séparation de l'ensemble des données disponibles sur la période totale en deux périodes, le calage se fait sur la première et la validation sur la deuxième. Une année complète est toujours conservée pour l'initialisation.

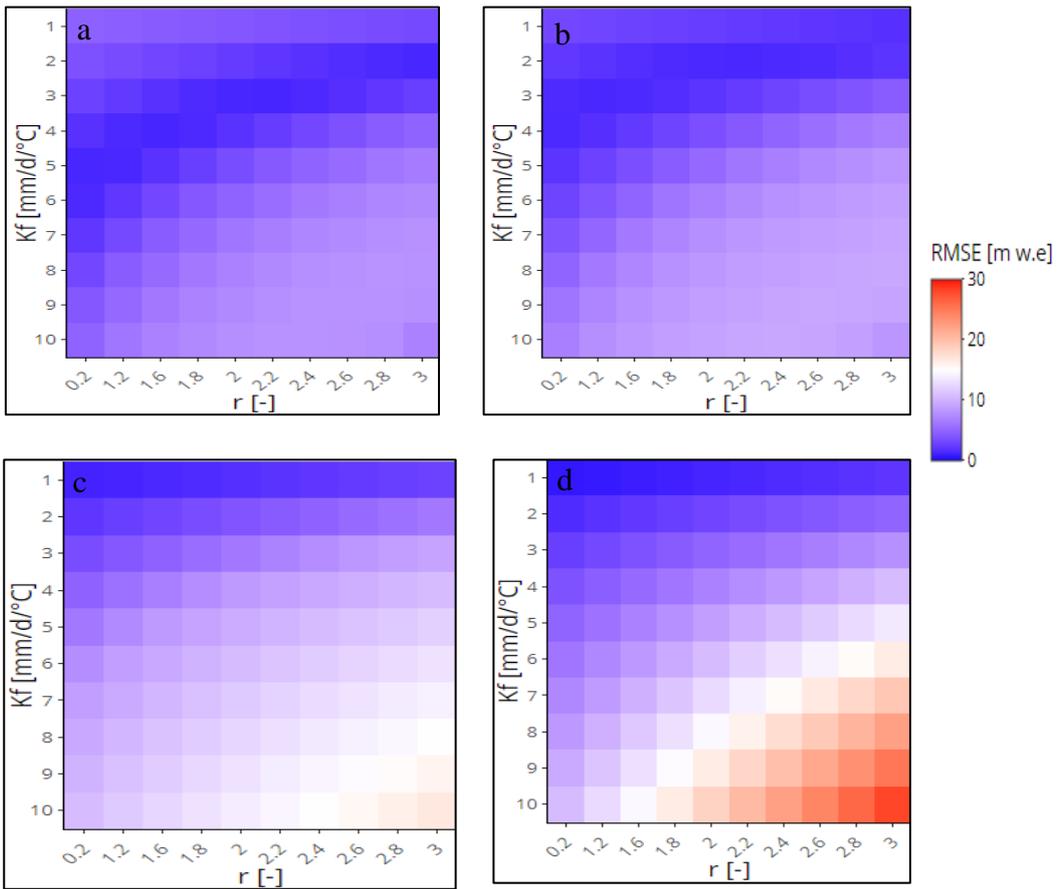


**Annexe 2** : Heatmaps obtenus par simulation avec les méthodes A, B et D sur les différents glaciers. (a) le glacier de l'Argentièrre, (b) la Mer de Glace, (c) le glacier de Saint Sorlin, (d) le glacier du Rutor

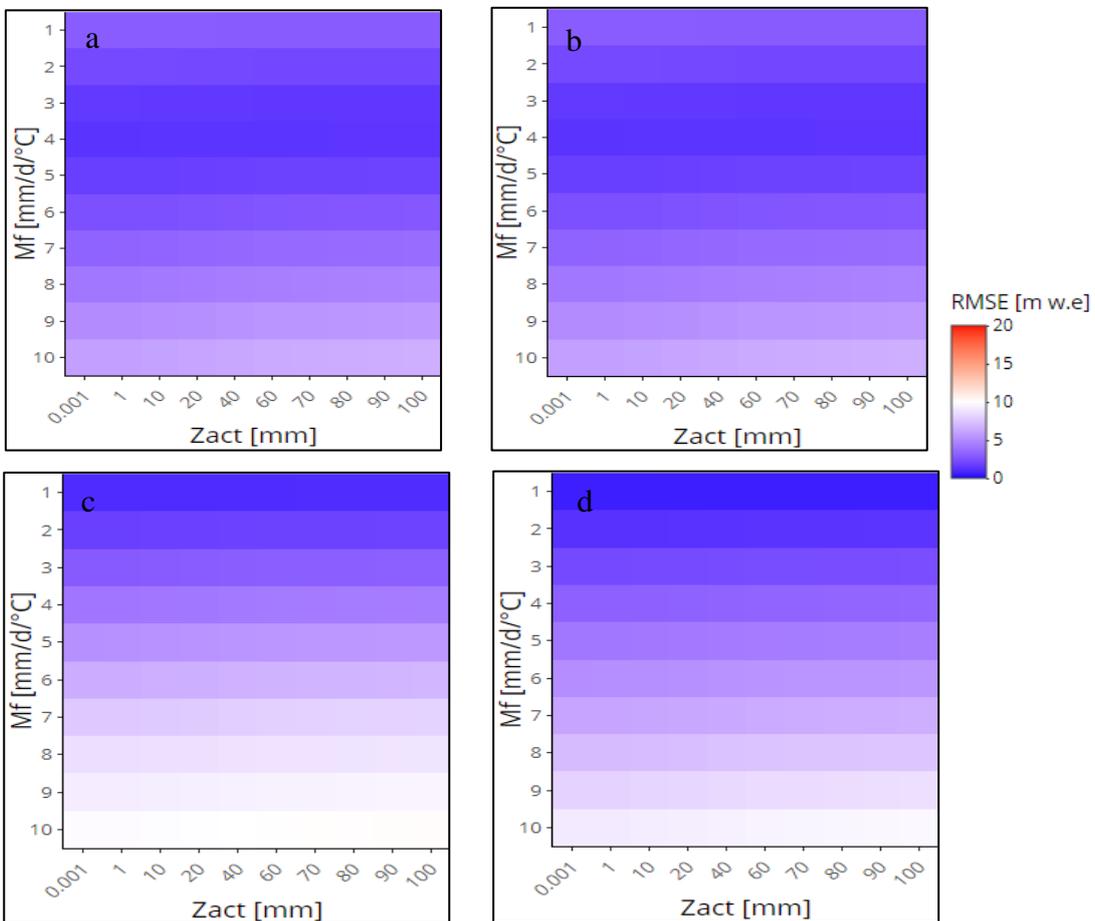
### Méthode A



### Méthode B

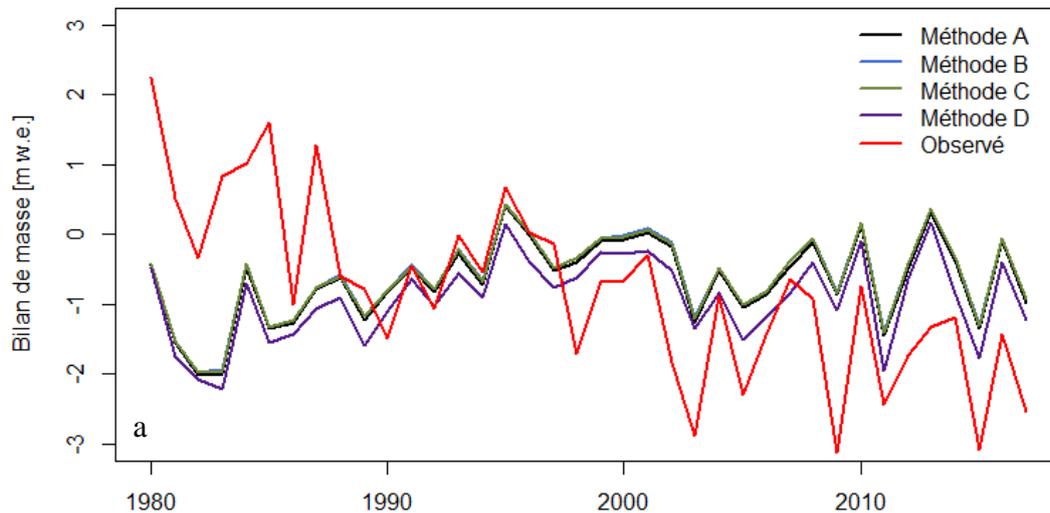


### Méthode D

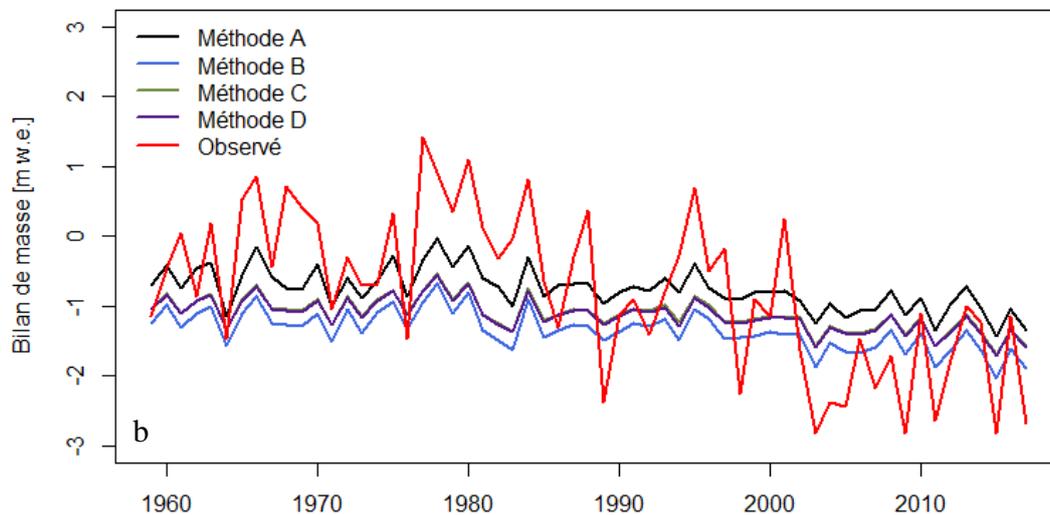


**Annexe 3 :** Bilan de masse simulés par les différentes méthodes et observé sur les glaciers. (a) la Mer de Glace, (b) le glacier de Saint Sorlin, (c) le glacier du Rutor.

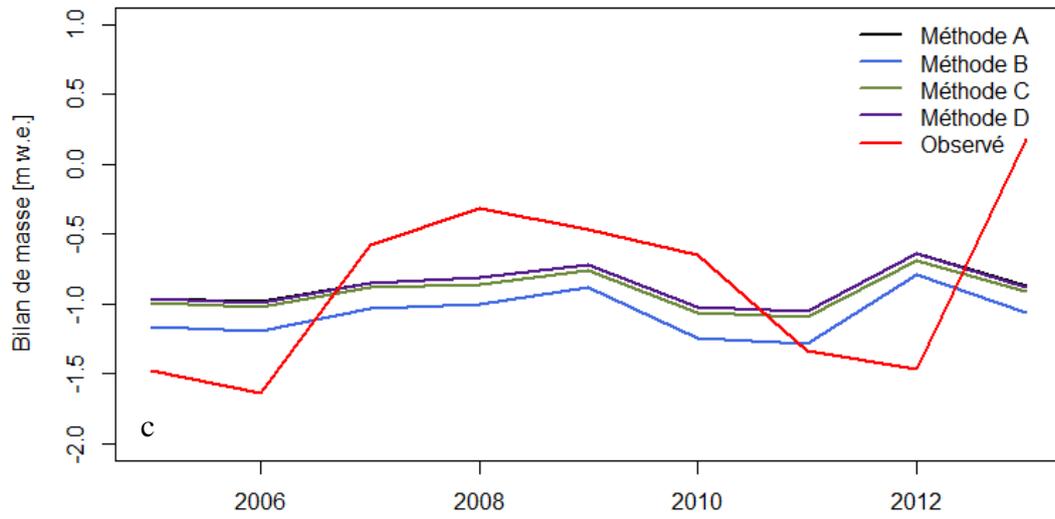
Annexe 3a



Annexe 3b

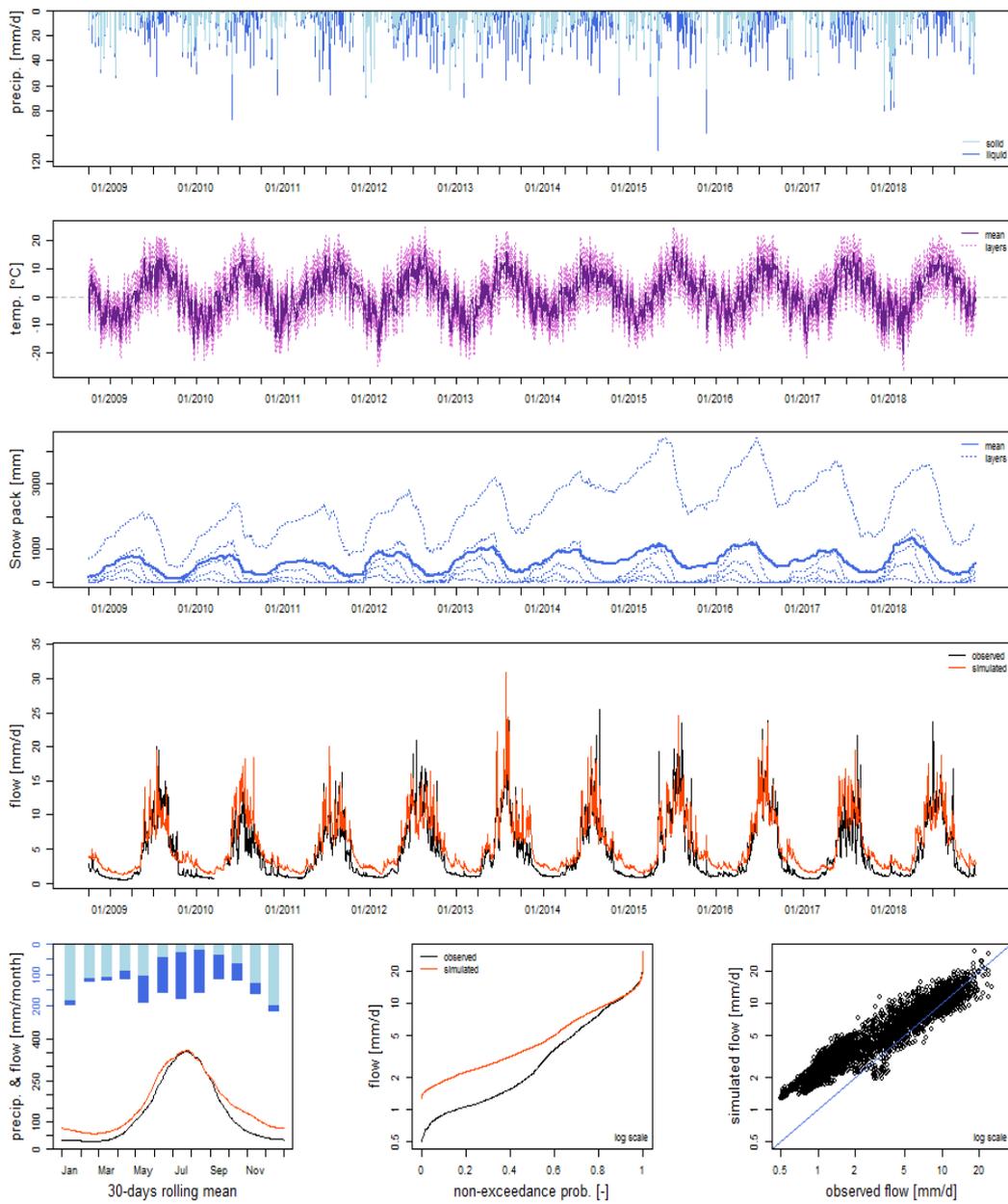


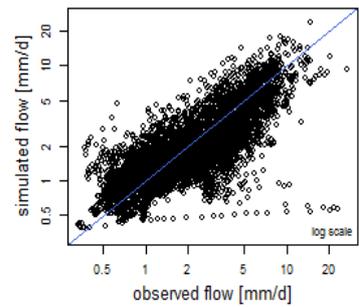
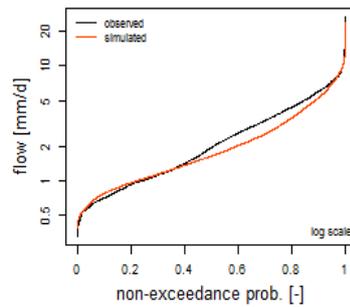
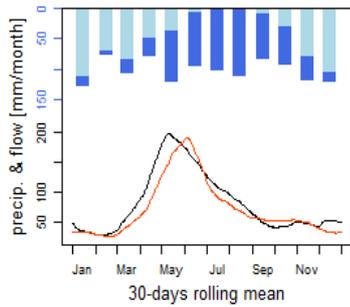
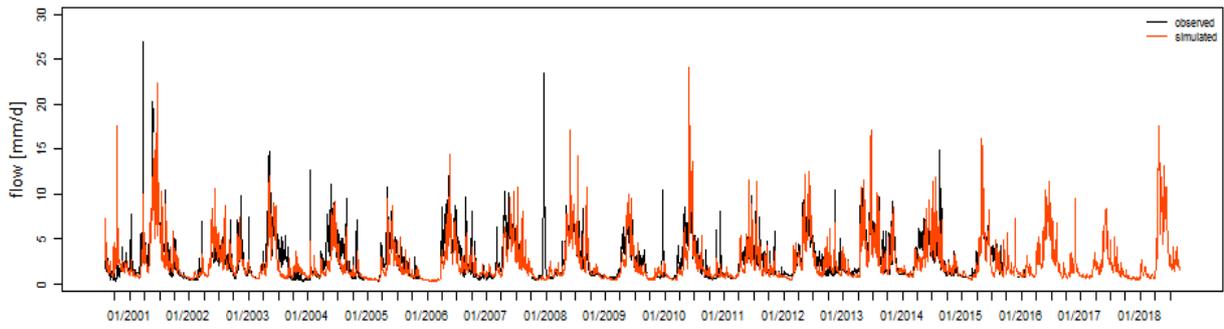
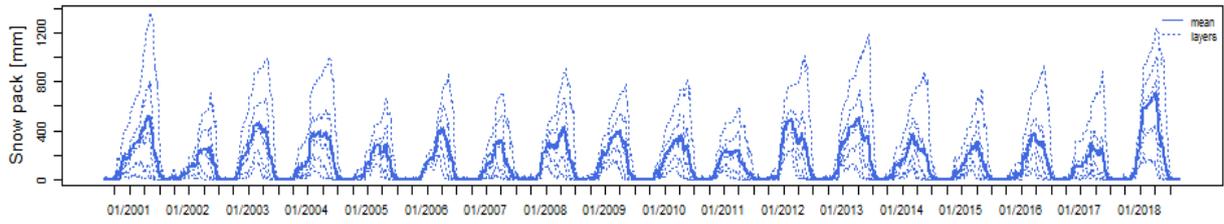
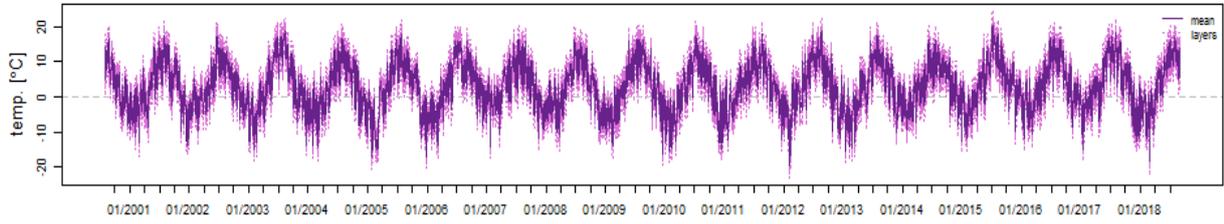
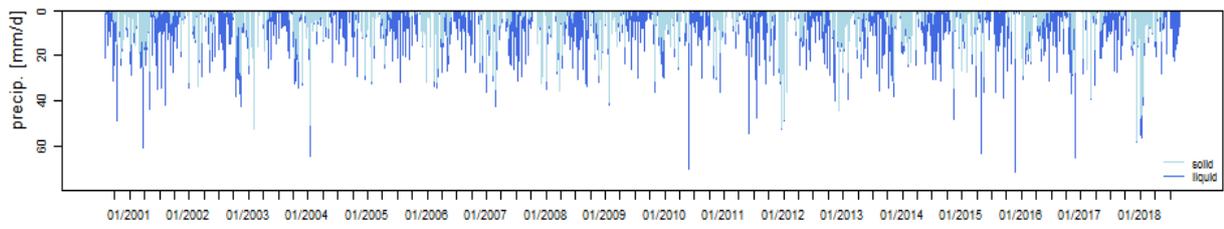
Annexe 3a



**Annexe 5:** Graphiques en sortie du package *airGR*. Débit observé et simulé respectivement en noir et en orange (a) Bassin versant de l'Arve, (b) Sous bassin versant de l'Arvan.

Annexe 5a





**Annexe 5:** Contribution des différents réservoirs au débit total simulé sur le bassin versant de l'Arve et le sous bassin versant de l'Arvan.

