



HAL
open science

De la neige au débit: de l'intérêt d'une meilleure contrainte et représentation de la neige dans les modèles

Philippe Riboust

► To cite this version:

Philippe Riboust. De la neige au débit: de l'intérêt d'une meilleure contrainte et représentation de la neige dans les modèles. Hydrologie. Sorbonne Université UPMC, 2018. Français. NNT : . tel-02108942v1

HAL Id: tel-02108942

<https://hal.science/tel-02108942v1>

Submitted on 11 Apr 2018 (v1), last revised 24 Apr 2019 (v2)

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale Géosciences, Ressources naturelles et Environnement

METIS UMR 7619 (UPMC) – Equipe HYDRO (Irstea)

De la neige au débit : de l'intérêt d'une meilleure contrainte et représentation de la neige dans les modèles

Par Philippe Riboust

Dirigée par Nicolas Le Moine, Guillaume Thirel et Pierre Ribstein

Présentée et soutenue publiquement le 12 janvier 2018

Devant un jury composé de :

M ^{me} . Agnès Ducharne	UPMC, Paris, France	Président du Jury
M ^{me} . Catherine Ottlé	LSCE, Gif-sur-Yvette, France	Rapporteur
M. Massimiliano Zappa	WSL, Birmensdorf, Suisse	Rapporteur
M. Jean-Emmanuel Sicart	IGE, Grenoble, France	Examineur
M. Pierre Ribstein	UPMC, Paris, France	Directeur de Thèse
M. Nicolas Le Moine	UPMC, Paris, France	Encadrant de Thèse
M. Guillaume Thirel	Irstea, Antony, France	Encadrant de Thèse
M. Alain Gautheron	DREAL, Grenoble, France	Invité

Résumé Les bassins de montagne ont la particularité d'accumuler les précipitations sous forme solide ce qui provoque souvent une forte hausse des débits lors de la fonte printanière. Pour les hydrologues, la particularité de ces bassins nécessite l'utilisation d'un modèle de neige en plus du modèle hydrologique afin de simuler correctement les débits. Le plus souvent, les paramètres du modèle de neige sont calés sur les données de débits en même temps que les paramètres du modèle hydrologique. Le modèle de neige est ainsi dépendant du modèle hydrologique avec lequel il est couplé, ce qui peut favoriser la représentation du débit au détriment de celle de la neige.

L'objectif de cette thèse est de rendre le calage du modèle de neige plus indépendant de celui du modèle hydrologique, tout en restant facilement utilisable en opérationnel. Ceci implique une exécution rapide du modèle et l'utilisation de variables de forçages simples. Dans cette optique, un modèle contraint sur des données d'observations de la neige permettrait d'améliorer d'une part la robustesse des paramètres du modèle de neige et d'autre part la simulation de l'état du manteau neigeux. Un modèle de neige ayant la capacité de simuler de manière explicite l'état du manteau neigeux conduirait à une meilleure gestion des ressources en eau, que ce soit en prévision (gestion des barrages, des cours d'eau) ou bien dans le cas des études d'impact du changement climatique (meilleure extrapolation temporelle et spatiale).

Plusieurs études ont montré que la représentation de la neige était améliorée par l'utilisation des données satellites de surface d'enneigement MODIS conjointement aux données de débits. Dans la première partie de cette thèse, nous avons étudié et modifié le modèle degrés-jour semi-distribué CemaNeige afin qu'il puisse simuler de manière plus réaliste la variable de surface d'enneigement du bassin versant. Cette modification, couplée au calage du modèle sur des données de surface enneigée et sur le débit, a permis d'améliorer la simulation de l'enneigement par le modèle sans détériorer significativement les performances en débits. Les paramètres ainsi calés ont rendu le modèle de neige plus robuste en simulation de périodes passées et moins dépendant du modèle hydrologique utilisé. Cependant, l'échelle spatiale de modélisation du modèle degrés-jour est trop grande et ne permet pas la comparaison avec des mesures d'équivalent en eau de la neige ponctuelles.

Afin d'obtenir des simulations du volume de neige qui puissent être comparées à des données ponctuelles, il est nécessaire de distribuer la modélisation de la neige sur le bassin versant. Nous avons alors débuté le développement d'un nouveau modèle de neige à l'échelle ponctuelle, basé sur la résolution du bilan de masse et du bilan d'énergie. L'utilisation de données de forçage identiques à celles du modèle degrés-jour (températures et précipitations journalières) est la contrainte principale imposée au modèle. Ainsi, un modèle de rayonnements a été créé afin de simuler les rayonnements solaires et atmosphériques incidents à partir de données d'amplitude de températures journalières. Ce modèle de rayonnements est capable de fournir des données de forçage à un modèle de neige résolvant les équations de la chaleur au sein du manteau neigeux à l'aide d'une représentation spectrale du profil de température. Cette représentation permet de simuler les profils et gradients de températures en utilisant moins de variables d'état qu'une discrétisation verticale par couches. La modélisation du changement de phase et de l'évolution du contenu en eau au sein du manteau reste à développer.

Abstract Mountain watersheds have the peculiarity of accumulating precipitations in a solid form and maintaining low flows during winter. This accumulated snow melts during the spring and can cause high river runoff. For hydrologists, the use of a snow model in addition to a hydrological model is required in order to correctly simulate runoff in these watersheds. Snow model parameters are often calibrated on runoff data at the same time as hydrological model parameters. Snow models are thus dependent on the hydrological model they are coupled with, which can promote higher performance on runoff simulation at the expense of snow state simulations performances.

The objective of this thesis is to make the calibration of the snow model more independent from the calibration of the hydrological model, while remaining easily usable for runoff forecasting. This also means that the model should not be costly computationally-speaking and should use simple forcing variables. Calibrating snow model on observed snow data would on one hand improve the robustness of the snow model parameters and on the other hand improve the snowpack modelling. A snow model with the ability of explicitly simulating the state of the snowpack would help to bring better management of water resources, whether for forecasting (management of dams, high and low flows) or climate change impacts studies (better temporal and spatial extrapolation).

Several studies have shown that the use of snow cover area observations from MODIS remote sensing data for snow model calibration gives better snow simulation. We modified the semi-distributed CemaNeige degree-day model so that it can explicitly simulate the watershed snow cover area. This modification coupled with the calibration of the model on snow cover area data and on river runoff data significantly improved the simulation of the snow cover area by the model without significantly deteriorating the runoff performances. We also found that parameters calibrated this way were more robust. However, the spatial scale used by the degree-day model is too large and does not allow comparison with in-situ snow water equivalent measurements.

In order to simulate a snow water equivalent comparable to in-situ data, it is necessary to distribute the snow model on the watershed. Therefore, we started the development of a new point scale snow model based on the resolution of the mass and the energy balance. The use of identical forcing data as for degree-day models (temperature and precipitation) is the main constrain imposed to the model. Therefore, a radiation model was created to simulate incoming solar and atmospheric radiations from daily temperature range data. This radiation model is able to provide forcing data to a snow model that solves the heat equations within the snowpack by using a spectral representation of the temperature profile. This representation simulates the temperature profile and gradients using fewer state variables than a vertical discretization of the snowpack. The development of the model is not complete, the modeling of the phase change and the evolution of the water content within the snowpack remain to be developed.

Remerciements En ouverture de ce manuscrit, j'aimerais en premier lieu remercier toutes les personnes qui ont participé, de près ou de loin à cette aventure de trois ans. J'espère que vous ne m'en voudrez pas trop, je ne suis pas très doué pour les discours, alors les remerciements par écrit, c'est pire !

En premier lieu, j'aimerais remercier mes deux encadrants, Guillaume Thirel et Nicolas Le Moine ainsi que mon directeur de thèse Pierre Ribstein. Guillaume, merci de m'avoir conseillé et pour les discussions que nous avons eu tout du long de ma thèse et également pour la rapidité de toutes tes relectures ! Nicolas, merci d'avoir passé du temps à m'expliquer de nombreuses fois les concepts de ton modèle et de m'avoir conseillé pendant ma thèse. Tu as su me donner quelques défis scientifiques. Pierre, bien que Guillaume et Nicolas étaient déjà au top pour m'encadrer, tu as toujours été présent pour répondre à mes questions non seulement d'ordre scientifique mais également sur le plan personnel et professionnel.

J'aimerais également remercier les membres du jury de l'intérêt qu'ils ont su montrer et pour les discussions autour de mon sujet de thèse : Catherine Ottlé et Massimiliano Zappa en tant que rapporteurs de ma thèse, Jean-Emmanuel Sicart et Alain Gautheron en tant qu'examineurs de la thèse et enfin Agnès Ducharne, présidente du jury.

Les membres de mon comité de thèse Vazken Andréassian, Thomas Condom, Rémy Garçon, Isabelle Gouttevin, Frédéric Hendricks et Charles Obled m'ont également apportés de nombreux conseils qui ont aiguillés mes recherches pendant ces trois années. Je n'oublie pas non plus d'autres membres de EDF, notamment Matthieu Le Lay qui nous a confié des données d'observation de la neige, ainsi que les membres du Centre d'Etudes de la Neige, qui nous ont fait visiter le Col de Porte ainsi que fourni des données de simulation CROCUS.

J'ai eu le bonheur lors de ma thèse de pouvoir faire partie de deux équipes différentes, le laboratoire METIS avec un big up pour le couloir 56-55 4ème étage et l'équipe Hydro de l'IRSTEA Antony (d'ailleurs que de changements depuis le 1er janvier 2018, l'UPMC devient Sorbonne Universités et l'équipe Hydro quitte HBAN pour HYCAR, il y a moyen de s'y perdre). Une grande pensée pour mes anciens co-bureau Andrea (mon pote de la Butte aux Cailles) et Carine (qui n'as jamais deux chaussures de la même couleur) et mes co-bureaux d'aujourd'hui, Audrey (la petite blonde à ressorts), Manon (la blonde sans ressorts), Morgane (l'australienne) et Julia. Je remercie également les autres membres de l'équipe hydro : Vazken, Charles, Olivier, Pierre, Cédric, Daniela, Léonard, Julie, Laure, Alban, Maria-Helena, José, sans oublier les anciens permanents et stagiaires. Du côté de METIS, j'ai également une pensée pour Marie, Vincent, Paul, Elsa, Raphaël, Danièle, Ludovic, Thomas, Matthieu, Sylvain, Fabrice et j'en ai très certainement oublié. Deux équipes veut également dire deux QG, je ne peux pas oublier de mentionner ici les soirées au Mamane (et dernièrement au Spoutnik) et aux Sciences ;).

Merci à tous mes amis pour m'avoir fait sortir de ma bulle lors de la période de rédaction (que ce soit pour aller prendre un verre, ou que ce soit pour jouer à des jeux de société), je ne les citerais pas ici, mais chacun se reconnaîtra.

Papa, Maman, vous m'avez toujours soutenus et m'avez toujours prouvé que tout est possible avec un peu (beaucoup?) de travail. Vous aviez raison, ça y est je suis docteur! Corinne et Dominique vous êtes toujours à l'écoute, merci pour vos conseils précieux. William, à quand une nouvelle partie de Goldeneye 64?

J'ai gardé mes remerciements les plus profonds pour la fin, Virginie je te remercie de toujours me soutenir (et ce même pendant la rédaction) et de me pousser à toujours donner le meilleur de moi même. Merci pour les beaux moments que nous avons passés aux quatre coins du monde, et encore plus pour ceux que nous avons passés dans notre petit appartement. Nous nous sommes mariés pendant ma thèse, deux aventures pour le prix d'une! (Pour de vrai je pouvais pas attendre de finir ma thèse pour nous marier). Dans deux jours nous continuerons notre aventure en Nouvelle Zélande, et qui sait où les prochaines nous mènerons?

Merci à tous!

Table des matières

Introduction générale	xi
I Revue de littérature, problématique et objectifs de la thèse	1
I.1 De l'importance de l'hydrologie nivale	1
I.2 La modélisation	7
I.3 Des pistes d'amélioration de la simulation de la neige	15
I.4 Problématique et objectifs	20
PARTIE 1 Amélioration de la représentation de la neige dans un modèle degrés-jour	23
II Présentation du modèle degrés-jour CemaNeige et des données	31
II.1 La chaîne de modélisation	31
II.2 Les données	39
III Utilisation de données de SCA pour le calage d'un modèle degrés-jour simple	43
III.1 Études préliminaires	43
III.2 Résumé de l'article	45
III.3 Revisiting a simple degree-day model for integrating satellite data : implementation of SWE-SCA hysteresees	47
III.4 Analyses complémentaires du modèle neige avec hystérésis	69
III.5 Synthèse	78
IV Évaluations détaillées du modèle CemaNeige sur le bassin de la Haute Durance	81
IV.1 Le bassin de la Durance	81
IV.2 Simulations sur la Durance	87
IV.3 Validation sur des données de SWE	93
IV.4 Influence de l'échelle spatiale sur la simulation du SWE	99
IV.5 Synthèse	104

TABLE DES MATIÈRES

PARTIE 2	Développement d'un modèle à bilan d'énergie simplifié à l'échelle ponctuelle	109
V	Les bilans de masse et d'énergie	119
V.1	Les équations de base des bilans	119
V.2	Les composantes du bilan d'énergie	121
V.3	Présentation des données	127
V.4	Estimation de la part relative de chaque flux dans le bilan énergétique .	133
VI	Création d'un modèle de rayonnements incidents	139
VI.1	Revue bibliographique sur la modélisation des rayonnements	140
VI.2	Résumé de l'article	147
VI.3	Empirical modelling of radiative inputs in complex topographic areas, an analysis on 115 Swiss Alps weather stations	148
VI.4	Simulations des rayonnements utilisant les variables d'humidité observées	173
VI.5	Simulation des données de rayonnements aux pas de temps infra-journaliers	174
VI.6	Synthèse	184
VII	Développement d'un modèle avec une représentation spectrale du profil de température	187
VII.1	Transferts de masse et de chaleur à l'intérieur du manteau neigeux . . .	188
VII.2	Principe de la modélisation de la conduction thermique dans le manteau neigeux	191
VII.3	Analyse de sensibilité du modèle de neige	212
VII.4	Simulations de l'état du manteau neigeux dans le cas d'une neige sèche .	217
VII.5	Synthèse	226
VIII	Conclusions et perspectives	231
A	Informations complémentaires sur les données utilisées dans ce manuscrit	243
A.1	Liste des 277 bassins versants utilisés	243
A.2	Liste des stations Suisses utilisées	276
B	Cartographies des variations de performances pour des pondérations différentes entre critères de débit et de SCA	283
B.1	Période de validation 2000-2005	284
B.2	Période de validation 2005-2010	288
C	Développement du modèle neige : Compléments mathématiques	293
C.1	Calcul du coefficient de couplage $h(t)$	293
C.2	Modèle de compaction	295
C.3	Modélisation de l'albédo	295
C.4	Décomposition de \tilde{T} par des fonctions propres	296
D	Comparaison des simulations du modèle de neige développé à METIS et du modèle SMASH	299

Bibliographie

303

Introduction générale

L'hydrologie de surface est l'étude du cycle de l'eau, et plus particulièrement des débits des rivières. L'hydrologie nivale quant à elle étudie plus spécifiquement les débits provenant de la fonte des neiges et des glaciers. La neige et les glaciers sont de grands réservoirs d'eau douce, il est estimé que l'eau issue de la fonte alimente 1/6^{ème} de la population mondiale (Barnett *et al.*, 2005). En zone de montagne, les ressources en eau sont également souvent utilisées à des fins d'irrigation et de production hydroélectrique. Les systèmes de prévision et de gestion des ressources sont ainsi complexes car ils doivent satisfaire ces demandes contradictoires. Les zones de montagne sont très sensibles aux variations climatiques qui peuvent modifier le régime hydrologique d'une région et impacter la gestion des ressources.

L'hydrologue travaille à l'échelle du bassin versant. Il correspond au territoire dans lequel toute l'eau provenant des précipitations converge vers un même exutoire. Pour prévoir les débits, des outils de modélisation pluie-débit ont été créés. Ils permettent de calculer les débits à l'exutoire du bassin versant à partir du volume des précipitations tombées sur celui-ci. Dans le cas particulier des bassins nivaux, le processus d'accumulation et de fonte de neige doit être pris en compte pour la modélisation des débits. Des modèles de neige spécialisés ont été conçus afin de représenter ces processus.

Le premier modèle de neige dont nous avons connaissance a été répertorié dans les travaux de Imbeaux (1892) sur le bassin de la Durance. Celui-ci estimait la fonte à partir de la température de l'air, en prenant en compte l'effet de l'altitude sur les températures. Depuis, de nombreux modèles de neige ont été conçus, dont la complexité varie grandement. Les plus simples permettent de simuler la fonte et l'accumulation de la neige à partir des températures de l'air et les plus complexes prennent en compte un maximum de processus physiques pour simuler l'état du manteau neigeux. Les modèles les plus complexes tels que CROCUS Brun *et al.* (1989) ont été créés dans le but de simuler les risques d'avalanche. La simulation de ce type de risque demande une modélisation précise du manteau neigeux, puisque de nombreux facteurs influent sur ces risques d'avalanche. Les modèles plus simples, bien qu'ils ne représentent pas l'ensemble de ces processus, sont capables de simuler les débits des bassins versants nivaux avec de très bonnes performances lorsqu'ils sont couplés aux modèles hydrologiques. Ils ont l'avantage d'être plus rapides à exécuter que les modèles physiques, et plus aptes à être utilisés en modélisation opérationnelle.

Afin d'adapter la simulation du modèle aux débits observés du bassin versant d'intérêt, il est nécessaire d'ajuster les paramètres du modèle. Cette phase de calage est cruciale,

elle détermine la qualité de la simulation des débits pour un bassin donné. Habituellement, le calage du modèle de neige est réalisé en même temps que le calage du modèle hydrologique sur les débits à l'exutoire du bassin versant. Un critère de performance calculé à partir des simulations et des observations des débits permet d'évaluer la qualité du jeu de paramètres utilisé. Cette méthode de calage a l'avantage d'être simple à mettre en œuvre, cependant elle implique souvent une dépendance du modèle de neige envers le modèle hydrologique avec lequel il est calé.

L'objectif de ce manuscrit est de proposer des éléments méthodologiques permettant de limiter la dépendance des paramètres du modèle de neige aux paramètres du modèle hydrologique lors du calage. On gardera constamment à l'esprit dans ce travail un objectif de parcimonie et d'utilisation opérationnelle des modèles. Ainsi les forçages utilisés devront être des forçages simples (températures de l'air et précipitations) et le temps d'exécution des modèles doit rester contenu. Ce manuscrit est composé de huit chapitres organisés autour de deux grandes parties.

Dans le premier chapitre, nous présentons le contexte scientifique de la thèse en introduisant les notions générales au sujet de l'hydrologie, de la nivologie ainsi que de la modélisation en générale. Nous discuterons de l'état de l'art dans le domaine de la modélisation de la neige pour la simulation de l'hydrologie nivale.

La première partie du manuscrit, constituée de trois chapitres, se concentre sur l'amélioration d'un modèle degrés-jour notamment via l'utilisation de données de télédétection de surface enneigée. Dans le deuxième chapitre, nous présentons le modèle de neige Cema-Neige ainsi que les jeux de données utilisés dans cette partie du manuscrit. Le troisième chapitre est basé sur un article accepté au *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. Dans cet article, nous modifions la structure du modèle CemaNeige afin que celui-ci soit capable de simuler la surface enneigée du bassin versant. Nous proposons ensuite une méthodologie de calage du modèle sur ces données d'enneigement. Enfin, nous déterminons dans ce chapitre si le découplage partiel du calage entre modèle de neige et modèle hydrologique est bénéfique sur le plan de la robustesse des modèles. Le quatrième chapitre se focalise sur le bassin de la Haute Durance. A l'aide de données d'équivalent en eau de la neige fournies par EDF, nous estimons la capacité du nouveau modèle à simuler la quantité de neige présente sur le bassin versant. Ce chapitre met également en avant les limitations de la modélisation degrés-jour à l'échelle globale, ceux-ci n'étant pas aptes à simuler une quantité de neige au sol comparable à des observations ponctuelles. Afin de pallier ce problème et obtenir un modèle capable d'estimer la quantité de neige au sol, il est nécessaire d'utiliser un modèle de neige distribué.

La deuxième partie du manuscrit pose les bases du développement d'un modèle de neige à bilan d'énergie. Dans le cinquième chapitre, nous présentons les diverses composantes du bilan d'énergie ainsi que leur saisonnalité et les ordres de grandeurs associés à chacune d'elles. Nous profitons également de ce chapitre pour présenter les données utilisées dans cette deuxième partie du manuscrit. Le sixième chapitre est basé sur un article soumis à *Hydrology and Earth System Sciences*, qui définit une méthode de simulation des rayonnements solaires et atmosphériques nécessaires pour le forçage du modèle

de neige à bilan d'énergie. Cette méthodologie a été mise en œuvre car nous souhaitons que le modèle de neige à bilan d'énergie soit utilisable dans les mêmes conditions qu'un modèle degrés-jour. Ainsi, seules les variables de températures et de précipitations sont nécessaires pour forcer le modèle de neige. Enfin, le septième chapitre présente le modèle neige développé actuellement à l'UMR METIS. Nous en détaillons les principes et les motivations. Ensuite, nous calons ce modèle de neige en utilisant des données de rayonnements observés et simulés par le modèle créé précédemment.

Enfin, le dernier chapitre du manuscrit synthétise les résultats importants de cette thèse et propose des perspectives aux travaux réalisés.

Revue de littérature, problématique et objectifs de la thèse

I.1 De l'importance de l'hydrologie nivale

I.1.1 Bilan énergétique et bilan hydrique à l'échelle du globe

A l'échelle planétaire, et à une échelle de temps assez longue, le bilan énergétique et le bilan hydrique sont considérés comme étant équilibrés, c'est-à-dire que les flux entrants sont égaux aux flux sortants. Le soleil émet majoritairement des rayonnements de courtes longueurs d'onde (SW, pour ShortWave). Cet apport d'énergie alimente la circulation de l'atmosphère et de l'océan, permettant également l'échange des flux entre l'océan, l'atmosphère et les surfaces continentales. L'atmosphère et la surface ont également un autre rôle au niveau énergétique puisqu'ils émettent des rayonnements à ondes longues (les rayonnements infra-rouges). Ce cycle énergétique à l'échelle de la planète est présenté en figure [F-I.1](#).

Le rayonnement solaire est absorbé seulement en partie par la surface (environ 47%), le reste est soit réfléchi (30%) soit absorbé par l'atmosphère (23%). L'énergie absorbée par la surface et par l'atmosphère est réémise majoritairement sous la forme de rayonnements à ondes longues. La majeure partie de ce flux est absorbée par l'atmosphère (à 90%), qui à son tour va émettre des rayonnements à ondes longues en direction de la surface (63%) et vers le sommet de l'atmosphère (37%). Ainsi, la présence de l'atmosphère et sa composition en gaz à effet de serre (GES) entraînent une rétroaction du système énergétique dans le spectre du rayonnement infrarouge.

Les flux turbulents sont des flux associés à des transferts de masse. Les flux de chaleur sensible et latents sont associés aux flux de mouvements verticaux de l'atmosphère. Il s'agit de la composante la plus faible du bilan d'énergie de surface. Les flux de chaleur latente couplent le bilan d'énergie au bilan de masse d'eau. Ils sont associés aux changements de phase par évaporation à la surface et par condensation dans l'atmosphère. Le bilan de masse ou cycle de l'eau est présenté de manière schématique sur la figure [F-I.2](#).

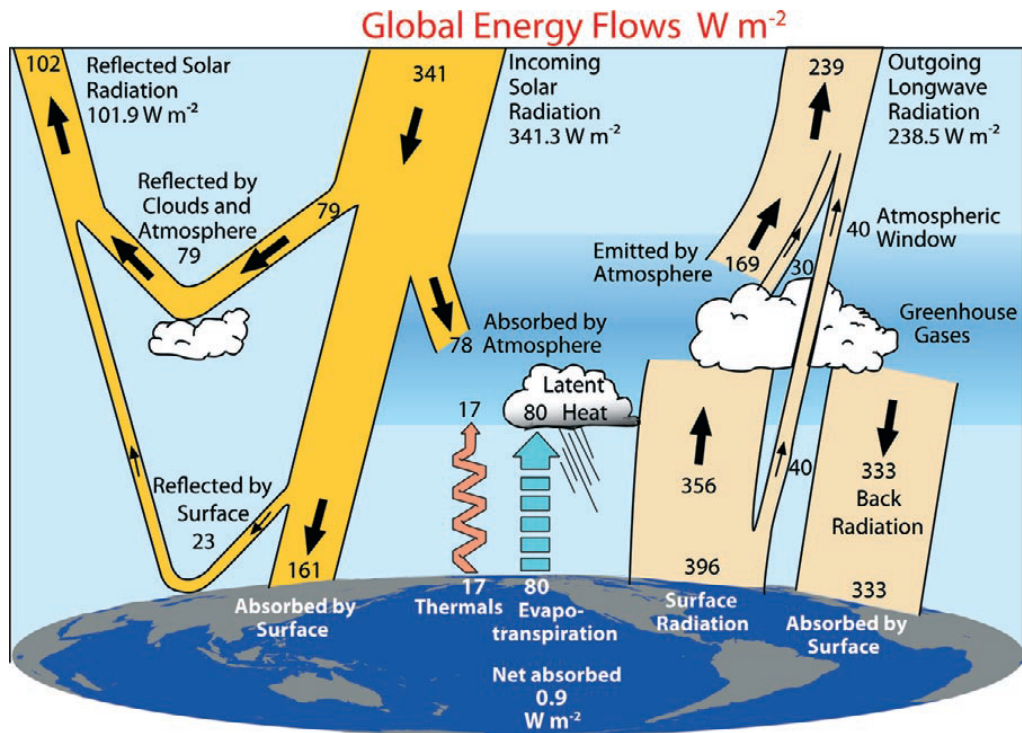


FIGURE F-I.1 Schéma du bilan d'énergie à l'échelle planétaire, tiré de Trenberth et al. (2009)

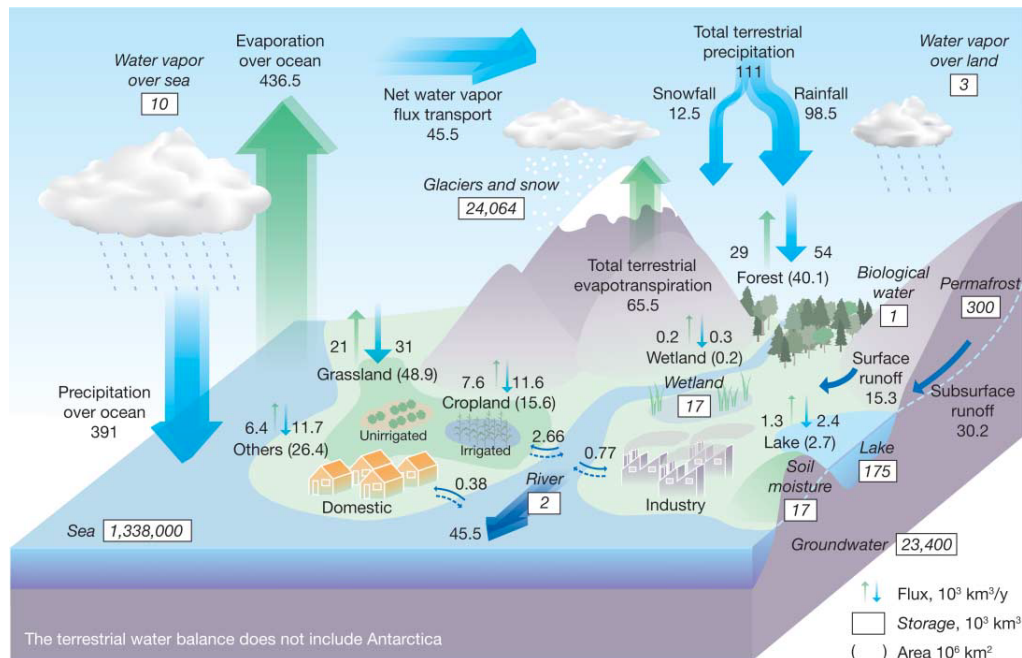


FIGURE F-I.2 Schéma du cycle de l'eau, tiré de Oki & Kanae (2006)

La majeure partie des flux d'évaporation et de précipitation s'effectue au niveau des océans. Approximativement, le quart de la masse d'eau évaporée précipite au-dessus des continents. Seule 11% de ces précipitations continentales tombent sous forme de neige. Enfin, environ 60% des précipitations continentales sont consommées par évapotranspiration.

Au niveau global et inter-annuel, les bilans peuvent être considérés comme équilibrés. Cependant, au niveau régional où à des échelles de temps plus fines, ce n'est pas forcément le cas. Le rythme des saisons marque bien les différences qui peuvent exister entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. L'inégalité du rayonnement solaire provient de l'obliquité de la Terre provenant de l'inclinaison entre le plan écliptique de l'orbite de la Terre autour du Soleil et l'axe de rotation de la Terre. De manière générale, le rayonnement solaire est plus important dans les mois d'été de l'hémisphère Nord et le moins important dans les mois d'hiver. C'est le contraire dans l'hémisphère Sud. Ces variations spatio-temporelles des composantes énergétiques sont également associées à des variations fortes dans les bilans d'eau.

Des phénomènes climatiques marqués peuvent être évoqués ici, tels que l'alternance des moussons et saisons sèches en Asie du Sud, ou bien le phénomène El Niño. Ainsi non seulement la circulation globale, mais également les particularités régionales, influencent les températures et le régime des précipitations.

I.1.2 Hydrologie et particularités de l'hydrologie nivale

Hydrologie

L'hydrologie est l'étude du cycle de l'eau et des ressources en eau. Ce cycle comprend les échanges entre la surface et l'atmosphère mais également entre la surface et le sous-sol. Le bassin versant est l'échelle spatiale la plus souvent utilisée en hydrologie. Il correspond au territoire où toutes les précipitations recueillies contribuent au débit de son exutoire, lieu de convergence des eaux. Habituellement, les frontières du bassin versant sont définies par les crêtes topographiques qui définissent les lignes de partage des eaux. On parle alors de bassin versant topographique. Des échanges sont possibles entre les bassins par écoulement souterrain. Les frontières des bassins hydrogéologiques peuvent donc différer de celles des bassins versants topographiques.

De la même manière que le bilan d'énergie ou de masse est équilibré au niveau planétaire, la conservation de la masse à l'échelle du bassin versant indique que les entrées du bilan hydrologique doivent être égales aux sorties. Les composantes de ce bilan sont représentées par l'équation suivante :

$$P = Q + E + \Delta S + L$$

Les précipitations forment la seule composante de ce bilan d'eau strictement entrante dans le bassin versant (P). Les sorties du système sont composées du débit à l'exutoire du bassin versant (Q) et de l'évapotranspiration (E). Deux variables peuvent compenser les déséquilibres entre ces composantes d'entrée et de sortie de bilan : la variable ΔS représentant la variation de stock d'eau sur le bassin versant et la variable L correspondant

aux échanges souterrains avec d'autres bassins versants. Ces deux variables peuvent être des entrées ou des sorties d'eau. Ces variations de stock peuvent, selon le bassin versant considéré, représenter plusieurs choses :

- **Les variations du niveau des nappes** : une partie des précipitations va s'infiltrer et alimenter les nappes souterraines. L'écoulement de ces nappes est lent comparé à l'écoulement en rivière. Les nappes sont souvent alimentées lors des précipitations au printemps et à l'automne, et se tarissent lors des étiages d'été, ainsi que lors des étiages d'hiver dans le cas particulier des bassins nivaux.
- **Les variations du stock d'eau en surface** : les lacs, réservoirs artificiels et cours d'eau stockent l'eau ruisselée et diffèrent son arrivée à l'exutoire du bassin. L'évolution du stockage des bassins est variable selon les saisons et les apports des précipitations.
- **Les variations du stock de neige** : les précipitations neigeuses hivernales diffèrent également l'arrivée des précipitations à l'exutoire du bassin. La neige agit tel un réservoir qui va conserver le volume précipité en hiver et le restituer lors de la fonte printanière.

Le passage de la pluie qui tombe sur le bassin versant au débit à l'exutoire est donc complexe et dépend des bassins, des échelles spatiales et temporelles. Les questions que se posent l'hydrologue sont :

- Que deviennent les précipitations qui tombent sur le bassin versant ?
- Quel est le débit à l'exutoire du bassin versant ?
- Est-il possible de prévoir ce débit ? (et de le valoriser ?)

Ces questions se posent car la ressource en eau douce est limitée et sa seule source provient des précipitations (que ce soit pour l'alimentation des cours d'eau ou des nappes souterraines). Ces précipitations ne sont pas constantes, entraînant une fluctuation importante du débit des rivières tout au long de l'année. Si l'on met de côté l'effet anthropique sur la qualité de l'eau et sa pollution, deux aléas majeurs intéressent les hydrologues. Des précipitations abondantes peuvent provoquer un fort ruissellement, selon l'imperméabilité et la saturation en eau des sols. Si la quantité d'eau ruisselée est trop grande, le réseau de rivières ne peut plus drainer efficacement le bassin versant et déborde. Les précipitations intenses peuvent également provoquer des inondations par remontée de nappe. Au contraire lors d'un déficit de précipitations, les débits des rivières sont uniquement alimentés par les nappes souterraines. Ces faibles débits peuvent devenir insuffisants pour des besoins d'irrigation, l'approvisionnement en eau des riverains et peuvent avoir un fort impact sur les écosystèmes aquatique.

L'impact économique des inondations et des étiages est important. Les événements récents d'inondations sur les bassins de la Loire et de la Seine en mai-juin 2016 ont engendré entre 800 et 1256 millions d'euros de dommages (Perrin *et al.*, 2017, résultats de modélisation), avec 1148 communes déclarées en situation de catastrophe naturelle. L'impact des étiages est tout aussi important : récemment la Californie (US) a subi une sécheresse intense entre 2012 et 2016, et la perte économique a été estimée à 2.7 milliards

de dollars rien que pour l'année 2015 (Howitt *et al.*, 2015). Ces pertes proviennent d'une baisse de productivité agricole et industrielle à cause du manque d'eau.

Hydrologie nivale

L'hydrologie nivale est une spécialisation de l'hydrologie qui s'intéresse en particulier à l'effet des précipitations neigeuses sur le débit des rivières. L'hydrologie nivale doit impérativement être prise en compte dans le cas de bassins versants montagneux mais également dans certains bassins versants de plaines de hautes latitudes, où la neige a une forte importance dans le régime hydrologique.

De nombreuses rivières en France sont influencées par la neige car beaucoup d'entre elles prennent leur source en montagne. La précipitation sous forme de neige s'accumule en hiver et la majeure partie fond durant le printemps et le début d'été. Cette accumulation de neige peut conceptuellement être présentée comme un réservoir qui retarde le ruissellement de l'eau en rivière. Le débit des rivières à forte influence nivale chute au cours de l'hiver jusqu'au début de la fonte, du fait d'un écoulement fortement limité. Les bassins versants nivaux peuvent également être impactés par une influence glaciaire (Schaeffli *et al.*, 2005). Ces bassins versants, en plus de l'influence de la neige, ont alors un apport en eau quasi constant en été qui correspond à la fonte du glacier dont le rythme est moins fluctuant que celui de la fonte de la neige.

Au printemps, le débit des rivières croît lors de la fonte. A cette période de l'année, les sols sont gorgés d'eau (et peuvent même être encore gelés), la percolation de l'eau dans les couches souterraines est alors très limitée. La majeure partie de l'eau de fonte est alors amenée à ruisseler et à se retrouver très rapidement en rivière. Lors d'événements de pluie sur des zones encore enneigées, le phénomène de pluie sur neige a lieu. Ces phénomènes peuvent être particulièrement dévastateurs puisque la lame d'eau précipitée s'ajoute souvent à la lame d'eau de fonte, pouvant provoquer des inondations soudaines. Plusieurs études (Würzer *et al.*, 2016; Garvelmann *et al.*, 2015) ont montré que les forts ruissellements lors de pluie sur neige proviennent de deux facteurs majeurs :

1. Bien que l'énergie apportée par la pluie en elle-même soit faible, la forte humidité de l'air lors d'évènements de pluie sur neige va induire une forte augmentation des flux de chaleur latente (condensation). Ceux-ci vont alors alimenter le manteau neigeux en énergie, augmentant son potentiel de fonte.
2. Si la neige est mûre, c'est-à-dire saturée d'eau, la lame d'eau précipitée va ruisseler plutôt que pénétrer dans la neige. En cas de regel de surface et de pentes fortes, ce ruissellement peut être amplifié. Ce ruissellement rapide et quasi total de l'eau de pluie favorise l'apparition de crues rapides. Si au contraire la neige est sèche (ce qui est rare lors d'évènements de pluie), le ruissellement de la pluie est limité à cause de l'interception de la pluie par le manteau neigeux.

L'hydrologie nivale intéresse particulièrement les producteurs d'électricité puisque la majeure partie de l'eau emmagasinée dans les réservoirs de production hydro-électrique

provient de la fonte des neiges. La prévision des débits dans ces zones est primordiale afin d’optimiser la gestion des ressources en eau et de maximiser la production électrique.

1.1.3 L’impact du changement climatique

Les émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) ont un effet avéré sur le climat. Les derniers rapports du GIEC (IPCC, 2013, Groupe d’expert Intergouvernemental sur l’Evolution du Climat), annoncent que le volume de neige et de glace au sol a chuté depuis les années 1970. La hausse de la concentration en CO_2 et autres GES dans l’atmosphère augmente l’émissivité de l’atmosphère (capacité à absorber et à émettre du rayonnement infra-rouge), favorisant l’accroissement des températures de surface. Le cycle d’émission-absorption entre la surface et l’atmosphère est ainsi amplifié.

Le régime nival et le régime glaciaire sont particulièrement impactés par les changements climatiques. Dans le cas des Alpes, Etchevers *et al.* (2002) et Ottlé *et al.* (2001) ont très tôt montré la sensibilité du régime nival à une augmentation de la température. De nombreuses études (Etchevers *et al.*, 2002; Hingray *et al.*, 2009; Horton *et al.*, 2006; Lafaysse *et al.*, 2014; Ottlé *et al.*, 2001; Minville *et al.*, 2008; Sturm *et al.*, 2017) montrent qu’une augmentation de la température pourrait influencer le régime nival de la manière suivante :

- **Diminution du volume de neige précipité** : Une hausse de la température aurait tendance à augmenter l’altitude de l’isotherme $0^\circ C$. Ceci aurait pour conséquence une diminution de la surface enneigée globale et du volume de neige accumulé (Sturm *et al.*, 2017). Ainsi, l’été hivernal et la crue printanière seraient moins marqués à cause d’une proportion plus forte de précipitations sous forme de pluies par rapport aux précipitations solides.
- **Diminution de la durée d’enneigement** : En plus de la diminution du stock de neige, il est attendu que les premières accumulations de neige aient lieu plus tardivement dans la saison hivernale. De la même manière, il est attendu que la fonte démarre de manière plus précoce (Hingray *et al.*, 2009). Au Québec, les études montrent que le pic de crue printanier pourrait avoir lieu avec 1 à 3 semaines d’avance à l’horizon 2050 (Minville *et al.*, 2008). Cette avancée de la fonte printanière couplée à un volume de fonte plus faible pourrait avoir comme conséquence un été plus intense en été.

Du fait que les bassins versants nivaux ont un débit moyen annuel à leur exutoire supérieur comparé à celui des bassins sans influence nivale, une réduction du débit est attendue suite à la diminution des précipitations neigeuses (Berghuijs *et al.*, 2014). Köplin *et al.* (2014) ont montré que les impacts du changement climatique sont attendus majoritairement sur l’élévation de la ligne de neige à cause de l’augmentation de la température (et de l’isotherme $0^\circ C$) pour les Alpes. Pour certains bassins nordiques où les précipitations neigeuses ont lieu même à faible altitude, le changement climatique tendra à impacter majoritairement les bassins de plus faible latitude (Boyer *et al.*, 2010).

L’impact du changement climatique à venir sur l’hydrologie nivale est donc un sujet qui intéresse particulièrement les acteurs de la production électrique puisqu’ils pourraient

voir le volumes d'eau provenant de la fonte des neiges diminuer. [Sturm *et al.* \(2017\)](#) estiment que la perte économique liée à la division par deux du volume de neige précipité s'élèverait de 120 à 4760 milliards de dollars selon l'inflation et selon la vitesse à laquelle cette diminution aura lieu (ie. aura-t-elle lieu à une échéance de 5, 20 ou 100 ans?). Il existe toujours de très grandes incertitudes dans les chaînes de modélisation, que ce soit au niveau des scénarios d'émission de GES, de la modélisation du climat, de la descente d'échelle des données climatiques, de la modélisation hydrologique et nivale. L'amélioration des outils de modélisation est une étape importante pour mieux s'adapter aux changements climatiques à venir.

I.2 La modélisation

I.2.1 Généralités

a) Qu'est-ce qu'un modèle ?

La modélisation est un exercice cherchant à conceptualiser un système observé afin de le reproduire. La modélisation peut avoir comme objectif l'analyse de phénomènes et de processus naturels ou bien la prédiction du comportement du système suite à des sollicitations prédéfinies par le modélisateur ([De Marsily, 2000](#)). La structure générale des modèles peut être représentée schématiquement par la figure F-I.3.

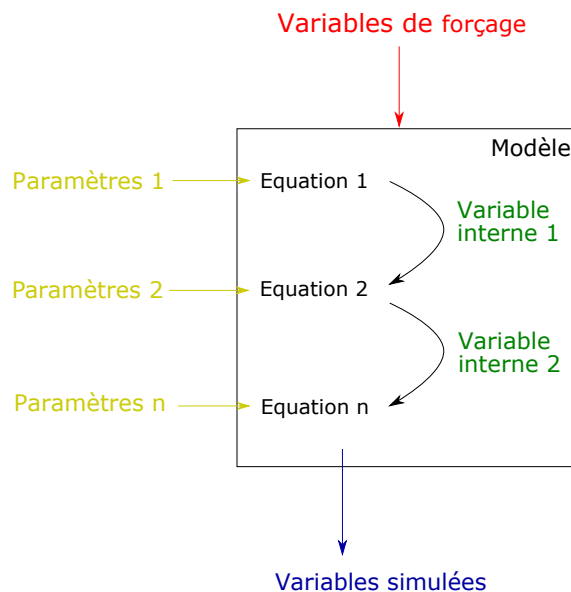


FIGURE F-I.3 Représentation schématique de la structure d'un modèle.

Les modèles sont composés d'équations mathématiques simplifiant les phénomènes observés. Il existe deux approches principales qui peuvent être utilisées afin de créer la structure d'un modèle, les approches ascendantes (bottom-up) et descendantes (top-down) ([Hrachowitz & Clark, 2017](#)) :

- Les modèles conceptuels, appelés également modèles holistiques ou encore modèles à approche descendante, sont des modèles qui prennent en compte le système d'une manière globale et essaient de trouver un lien entre les entrées du système et la variable que l'on cherche à simuler. Cette transformation s'effectue selon une approche empirique et mathématique, dont la conceptualisation ne vise pas à reproduire de manière détaillée la physique du système (Pechlivanidis & Jackson, 2011).
- L'approche de la modélisation à base physique ou approche ascendante est quant à elle complètement opposée à l'approche holistique. Elle vise à reproduire le maximum de processus physiques intermédiaires faisant le lien entre les entrées et les sorties du modèle. Souvent, ceci se traduit dans le domaine de la météorologie ou de l'hydrologie par la résolution des bilans d'énergie et de masse au sein du système (Pechlivanidis & Jackson, 2011). Cette approche basée sur les processus a besoin d'une forte connaissance du système modélisé et de types de forçages différents.

Cette classification des modèles n'empêche pas un modèle considéré comme physique d'utiliser des paramétrisations qui peuvent être conceptuelles, et certains modèles conceptuels d'être complexifiés par des formulations qui peuvent être basées sur la physique (de Marsily, 1994).

Les modèles utilisent en entrée une (des) variable(s) observée(s) ou bien une (des) variable(s) estimée(s). Ces entrées sont les variables de forçage du modèle. En sortie, le modèle fournit à l'utilisateur une ou plusieurs simulations qui représentent une (des) variable(s) physique(s). Le développement du modèle est fortement impacté par le forçage qui va lui être imposé et par les simulations souhaitées. La structure du modèle dépend du type de variables utilisées, de leur structure spatiale et temporelle ainsi que de l'incertitude de mesure.

Toute variable calculée au sein du modèle à l'exception des sorties (simulations) est considérée comme une variable interne. Il s'agit des résultats intermédiaires du modèle, permettant le passage d'une paramétrisation à une autre (ie. d'une équation à une autre, Fig. F-I.3). Les variables intermédiaires ont peu de sens physique dans le cas des modèles conceptuels et sont souvent difficilement comparables à une observation (à l'opposé des variables simulées). Dans le cas d'une modélisation à base physique, les variables internes sont censées au contraire avoir une représentation physique et donc être représentatives d'un processus.

Les paramètres du modèle permettent à celui-ci d'adapter sa réponse afin que les simulations soient les plus fidèles possible aux variables que l'on souhaite estimer. Le modélisateur peut modifier la valeur de ces paramètres manuellement ou à l'aide d'une procédure de calage dans le but d'obtenir des performances optimales de simulation (de Marsily, 1994). Cependant, les simulations d'un modèle doivent toujours être interprétées avec précaution, puisqu'elles sont dépendantes des hypothèses formalisées par l'utilisateur. Ces simulations ont donc de nombreuses incertitudes qui doivent être clairement définies et analysées.

b) Les échelles de modélisation

Les modèles hydrologiques et nivologiques peuvent être classés en trois catégories différentes selon leur échelle de modélisation :

- **Modélisation globale** : les modèles conceptuels utilisent souvent l'échelle globale, qui consiste à modéliser le système dans son ensemble. Dans le cas de l'hydrologie, cela se rapporte à modéliser le bassin versant comme étant un ensemble homogène. L'avantage est de nécessiter seulement un forçage moyen sur le bassin.
- **Modélisation distribuée** : L'échelle distribuée est souvent associée aux modèles physiques. Ici, le système est décomposé en mailles uniformes, chacune étant résolue par le modèle. A la différence de la modélisation globale, la modélisation distribuée permet de prendre en compte les variabilités spatiales existant dans le système.
- **Modélisation semi-distribuée** : Cette approche est une approche "hybride" entre la modélisation globale et la modélisation distribuée. Celle-ci consiste à décomposer le système global en plusieurs sous-systèmes. Dans le cas de l'hydrologie, les sous-bassins versants forment les sous-systèmes de l'échelle semi-distribuée. Dans le cas de la nivologie, l'échelle semi-distribuée correspond souvent à des bandes d'altitude.

L'échelle spatiale et temporelle dépend souvent du type d'approche de modélisation qui est mis en place et des objectifs de l'utilisateur. Il est important à noter que les deux échelles sont souvent liées, une modélisation fine spatialement nécessite souvent également une résolution temporelle fine. Habituellement, la modélisation globale est réalisée au pas de temps journalier. Cependant, en hydrologie prévisionnelle, un pas de temps infra-journalier est souvent nécessaire afin de mieux prévoir les pics de crue.

1.2.2 La modélisation de la neige

En hydrologie nivale, la neige peut être décrite comme un réservoir d'eau dont l'entrée est constituée des précipitations solides et dont la sortie correspond majoritairement à la fonte de la neige (et à la sublimation dans les climats arides). Cette accumulation d'eau solide est souvent représentée par l'équivalent en eau de la neige (Snow Water Equivalent, SWE). Cet équivalent en eau correspond à la quantité d'eau accumulée disponible (en mm ou en $kg.m^{-2}$) pour la fonte. Une telle représentation du volume de neige accumulé est pratique car elle ne dépend pas de sa masse volumique contrairement à la hauteur de neige. En effet, la compaction du manteau neigeux augmente au cours du temps, ce qui augmente la masse volumique de la neige. Il est donc difficile de prédire la quantité d'eau de fonte disponible seulement avec une hauteur de neige car il est également nécessaire de connaître sa densité.

a) La répartition pluie-neige

La première étape afin de définir l'accumulation de neige sur le bassin versant est de définir la phase des précipitations sur le bassin. Habituellement, celle-ci est définie à partir de la température de l'air. Deux méthodes simples sont souvent utilisées. La première consiste à déterminer un seuil fixe de température qui va définir la forme des précipitations

(Anderson, 1973). Ce seuil peut être fixé ou bien être calé comme un paramètre libre. La seconde méthode consiste à définir deux seuils de températures, dont les extrêmes déterminent la phase des précipitations et dont l'intervalle central définit un mélange pluie-neige (USACE, 1956).

b) La modélisation de l'accumulation et de la fonte

De nombreuses manières de modéliser l'accumulation et la fonte de la neige existent, utilisant soit l'approche ascendante soit l'approche descendante. Dans le domaine de la modélisation de la neige, les modèles conceptuels les plus fréquents sont les modèles degrés-jour.

Modèles degrés-jour Les modèles degrés-jour représentent de manière simple l'accumulation et la fonte de la neige. Il s'agit de modèles conceptuels et empiriques qui simplifient les processus du bilan d'énergie à la surface de la neige dans le but d'estimer la lame de fonte. Les modèles degrés-jour reposent sur le concept selon lequel la température est un bon proxy pour représenter les processus de fonte, c'est-à-dire qu'elle est assez informative pour résumer les processus complexes du bilan d'énergie (Hock, 2003; Jabot *et al.*, 2012). Ces modèles ont l'avantage de nécessiter uniquement des données de précipitations et de températures, données qui devraient être mesurées par un réseau de stations assez dense. Les mesures de température peuvent être interpolées relativement facilement, voire extrapolées en altitude.

De très nombreux modèles de neige ont été développés. Nous pouvons en citer quelques-uns tels que CemaNeige (Valéry *et al.*, 2014b,a, 2010) ainsi que la partie nivale des modèles hydrologiques MORDOR (Paquet, 2004), HBV (Lindström *et al.*, 1997) ou bien HSAMI (Fortin, 2000). L'efficacité de ces modèles, la simplicité de leur mise en œuvre ainsi que la rapidité des calculs sont des atouts et expliquent le fait qu'ils soient communément utilisés à des fins de recherche mais également en opérationnel (Hock, 2003). Les modèles de neige degrés-jour les plus simples au pas de temps journalier ont souvent une forme proche de l'équation suivante (Eq. (E-I.1)) :

$$F = \min(K_f \cdot (T_a - T_f); 273.15) \quad (\text{E-I.1})$$

K_f (en $mm \cdot K^{-1} \cdot j^{-1}$) le coefficient de fonte qui est le plus souvent calé, T_a la température de l'air (en K) et T_f (en K) la température de fonte. Cette température de fonte peut être fixée à une valeur de $273.15 K$ (ie. la température de fonte de la glace) ou calée. La lame de fonte (F en $mm \cdot j^{-1}$) est calculée pour toute température de l'air supérieure au seuil de fonte. Le plus souvent, les modèles degrés-jour représentent le manteau neigeux comme une unique couche de neige homogène (que ce soit en température ou en masse volumique).

Certains modèles (Valéry *et al.*, 2010, 2014b; Anderson, 1973) considèrent un stock de froid dans le manteau qui va retarder la fonte de la neige. Ceci permet de représenter l'inertie thermique du manteau neigeux. Ainsi, la fonte ne va pas automatiquement avoir lieu lorsque la température de l'air est supérieure à la température de fonte (Jabot *et al.*,

2012), il faudra également que le stock de froid soit nul.

D'autres modèles degrés-jour sont plus complexes, tentant de reproduire la variabilité infra-journalière des températures (Jabot *et al.*, 2012). Pour cela, les rayonnements solaires potentiels (Sans prise en compte de l'atmosphère) peuvent être utilisés (Hock, 1999) de même que les rayonnements solaires observés (Pellicciotti *et al.*, 2005). L'utilisation de ces variables permet d'améliorer les résultats de simulation car elle ajoute au modèle degrés-jour une variabilité infra-journalière apportée par le rayonnement. Cette idée d'utilisation de pas de temps infra-journaliers dans les modèles degrés-jour pour la simulation de la fonte a été reprise par Tobin *et al.* (2013), qui utilisent un coefficient de fonte ayant une forme sinusoïdale dans la journée.

Afin de mieux représenter la fonte, certains modèles implémentent un coefficient de fonte variable selon les saisons. Anderson (1968) a implémenté une forme sinusoïdale de variation du coefficient de fonte, permettant d'accroître le taux de fonte en été et de le réduire pour l'hiver.

Les modèles de bilan d'énergie Les modèles de neige les plus complexes cherchent à représenter les processus qui régissent l'accumulation et la fonte de la neige de la manière la plus réaliste possible. Ces modèles à bilan d'énergie, ou encore modèles physiques, s'articulent autour du concept de la conservation de l'énergie et de la conservation de la masse (Essery *et al.*, 2013). Ces concepts permettent au modèle physique de déterminer l'état de la neige sur toute sa profondeur en termes de température et de teneur en eau. La chaleur sensible transmise au manteau neigeux est associée aux gradients de température existant au sein de celui-ci. Nous pouvons citer les travaux de Obled & Rosse (1975) et de Boone (2002) à ce sujet, qui ont créé un modèle physique qui, à partir des composantes du bilan d'énergie, calcule la température de surface ainsi que la température interne du manteau neigeux. La chaleur latente, liée au changement de phase du manteau neigeux, est associée à la saturation en eau de la neige et à la percolation de l'eau liquide dans les pores de la neige. Cette percolation est complexe puisque tout un système d'échange de chaleur existe entre l'eau de percolation et la matrice de neige qui l'entoure. De nombreux travaux ont été réalisés sur ce sujet ; nous pouvons citer, entre autres, Colbeck & Davidson (1972) qui ont étudié la percolation gravitaire de l'eau dans la neige et Wever *et al.* (2014) qui ont modélisé l'écoulement de l'eau dans la neige par la résolution des équations de Richards.

Ces modèles prennent en compte de nombreuses données météorologiques telles que les températures et précipitations mais également les rayonnements solaires, les rayonnements infrarouges, l'humidité de l'atmosphère, la vitesse du vent, etc. Les modèles de bilan d'énergie sont souvent développés à une échelle ponctuelle, au niveau de stations expérimentales mesurant la totalité des données nécessaires à la création et la validation de la chaîne de modélisation de la neige. Dès lors, un défi de la modélisation à base physique est de spatialiser les processus observés et paramétrés à l'échelle de la station expérimentale jusqu'à l'échelle du bassin versant entier. Pour les variables de forçage difficilement observables, des réanalyses provenant de modèles globaux ou régionaux du climat de type SAFRAN (Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010) permettent tout

de même d'estimer la valeur des variables météorologiques. Il s'agit cependant de résultats de modélisation qui sont soumis à des incertitudes provenant de la taille des mailles de calcul (64 km^2 pour les réanalyses SAFRAN) ne permettant pas de reproduire avec assez de précision les effets de la topographie sur les variables de forçage.

Afin de calculer les gradients de température et la concentration en eau liquide dans la neige, les modèles à bilan d'énergie modélisent le plus souvent le stock de neige en discrétisant le manteau neigeux en différentes couches. Ils calculent, entre autres pour chacune de ces couches, la température moyenne, la masse volumique, la conductivité thermique de la neige et sa saturation en eau liquide. C'est le cas du modèle CROCUS (Brun *et al.*, 1989) qui a été créé pour répondre aux besoins de modélisation du risque d'avalanche et de fonte du stock neigeux pour l'hydrologie. Ce modèle, élaboré à partir des données provenant du site du Col de Porte (Morin *et al.*, 2012), sépare le manteau neigeux en un maximum de 50 couches de neige homogènes. Ces couches ont les contraintes suivantes : elles doivent avoir une épaisseur de 5 mm minimum (et de 1 cm maximum pour les couches les plus proches de la surface) et si le nombre de couches est trop grand, les couches provenant d'un même événement de précipitation neigeuse et ayant la densité la plus proche sont fusionnées. Comme autres exemples de modèles à bilan d'énergie, nous pouvons évoquer le modèle UEB (Tarboton *et al.*, 1994; Tarboton & Luce, 1996), le modèle ISBA-ES (Boone, 2002), ou encore le modèle Alpine3D (Lehning *et al.*, 2006).

Essery *et al.* (2013) ont réalisé une étude d'inter-comparaison entre de nombreux modèles à bilan d'énergie. Ils ont repris de nombreuses paramétrisations différentes de modèles de neige existants. En les combinant de toutes les manières possibles, ils sont arrivés à 1701 modèles de neige différents. Ces nombreuses combinaisons différentes ne leur ont pas permis de mettre en avant un modèle en particulier. Cependant, certains processus sont à privilégier par rapport à d'autres afin d'améliorer les performances du modèle. Parmi ces processus peuvent être cités : la prise en compte du stockage de l'eau liquide et de son regel dans le manteau ainsi que la simulation de la densité de la neige, de la température de surface et de l'albédo. Ils sont également arrivés à la conclusion que la moyenne de l'ensemble des simulations des meilleurs modèles donne de meilleurs résultats que de choisir la simulation réalisée par un unique modèle déterministe. Une simulation similaire d'ensemble multi-physique a également été testée par Lafaysse *et al.* (2017) avec le modèle CROCUS. Ils ont également conclu qu'il existait une équifinalité entre les paramétrisations des différents processus de fonte de la neige.

Un programme d'intercomparaison de modèles de neige appelé SnowMIP (Etchevers *et al.*, 2004) a comparé 23 modèles de neige de complexités différentes sur plusieurs sites de mesures expérimentales. Ils sont parvenus à la conclusion que la simulation de la température de surface (nécessaire pour estimer la fonte) par les différents modèles dépend de toutes les composantes du bilan énergétique dont l'équilibre est complexe. En effet, il n'est pas rare qu'un des éléments du bilan soit compensé par un autre. Les flux turbulents, étant les flux les plus complexes à estimer, tendent à compenser les erreurs introduites par la paramétrisation des autres flux (Etchevers *et al.*, 2004).

I.2.3 La modélisation hydrologique

La modélisation hydrologique, ou la modélisation pluie-débit, consiste à simuler le débit à l'exutoire d'un bassin versant à partir de la pluie. La combinaison de la fonction d'infiltration de Horton et de l'hydrogramme unitaire (Sherman, 1932) a posé certaines bases de la modélisation du débit de crue (et de la modélisation hydrologique) (Beven, 2004). Ces deux concepts sont les suivants :

- **La fonction de production** : La fonction de production ou fonction d'infiltration vise à répartir le volume d'eau précipité au sein du modèle, également appelé pluie brute. Ce volume d'eau est partagé entre le volume d'eau qui pénètre le sol par infiltration et le volume d'eau qui ruisselle. La lame d'eau de ruissellement (appelée pluie nette) est déterminante pour définir les volumes de crue. D'une manière générale, la fonction de production régit le bilan en eau du bassin versant.
- **La fonction de transfert** : La fonction de transfert ou fonction de routage permet de déterminer un hydrogramme de crue à partir de la pluie nette calculée par la fonction de production. Cette fonction propage la lame d'eau dans le bassin versant en la répartissant dans le temps. La fonction de transfert peut être basée sur le concept d'hydrogramme unitaire. La forme de cet hydrogramme dépend de plusieurs facteurs : le temps de réponse, le temps de concentration et le temps de montée du bassin. Ces caractéristiques du bassin versant déterminent la forme de cet hydrogramme (Roche, 1963).

Ce modèle combiné de Horton-Sherman est un modèle d'événement de crue simple mais dont le concept a inspiré de nombreux modèles. Afin d'effectuer une modélisation continue des débits, d'autres processus sont à prendre en compte tels l'évapotranspiration (processus à ajouter à la fonction de production) et l'écoulement souterrain (à ajouter à la fonction de transfert). La simulation continue des débits est indispensable à des fins de prévision des crues, des étiages ou encore à des fins de gestion de ressources en eau.

Les modèles hydrologiques sont souvent classés selon deux familles, celle des modèles conceptuels (modèles hydrologiques à approche descendante) et celles des modèles hydrologiques physiques (à approche ascendante). Le plus souvent, ces modèles ne sont pas appliqués aux mêmes échelles géographiques. Les modèles hydrologiques conceptuels ont le plus souvent été développés à l'échelle globale (pour l'hydrologue il s'agit de l'échelle du bassin versant) ou bien à l'échelle semi-distribuée. Ces modèles semi-distribués visent à simuler le débit de sous-bassins hydrologiques avant de simuler le débit à l'exutoire du bassin versant considéré. Nous pouvons citer le modèle conceptuel global GR4J (Perrin *et al.*, 2001) et le modèle semi-distribué HBV (Lindström *et al.*, 1997). Une version semi-distribuée du modèle GR4J est en cours de développement (Lobligeois, 2014; De Lavenne *et al.*, 2016).

Les modèles à base physique sont le plus souvent distribués, le bassin versant est alors découpé en mailles de surface identique ou bien ayant des caractéristiques semblables. Ceci permet aux modèles physiques de représenter un nombre de processus beaucoup plus important que les modèles conceptuels puisque l'aspect spatial de la topographie,

des précipitations et de la géologie du bassin versant est pris en compte. Cette variabilité spatiale permet, en théorie, de représenter au mieux le ruissellement et son routage ainsi que l'infiltration et l'écoulement souterrain. Les modèles physiques prennent également en compte d'autres données telles l'utilisation des sols et le type de végétation. Comme exemple de modèles hydrologiques à base physique, nous pouvons nommer les modèles mHM (Samaniego *et al.*, 2010), Hydrotel (Fortin *et al.*, 1995) ou encore le modèle SWAT (Neitsch *et al.*, 2011).

1.2.4 L'ajustement des paramètres du modèle

Deux bassins versants exposés au même forçage peuvent avoir une réponse très différente en termes de débits. En effet, les caractéristiques physiques du bassin (forme, surface, topographie, géologie, utilisation des sols, présence de neige) et son climat conditionnent la forme de l'hydrogramme à l'exutoire pour une précipitation donnée. Afin que les modèles conceptuels puissent simuler toute la variété des réponses des bassins, il est nécessaire d'ajuster les paramètres des modèles. Les modèles à base physique ont également besoin de paramètres, ce qui peut s'expliquer par le fait que, même si la plupart des processus sont représentés, leur connaissance à des échelles spatiales et temporelles fines n'est pas aisée. Plus le modèle est complexe et représente de nombreux processus, plus les forçages doivent être précis. De nombreuses incertitudes existent telles la spatialisaiton des pluies, la connaissance de la géologie, ou encore la perméabilité des sols. Les paramètres permettent de pallier à ces incertitudes spatiales et temporelles (Beven, 2012; Moradkhani & Sorooshian, 2008).

Les paramètres sont donc des degrés de liberté qui permettent à l'hydrologue d'ajuster le modèle afin que les débits simulés soient les plus proches possibles des débits observés à l'exutoire du bassin versant. L'optimisation de ces paramètres (i.e le calage du modèle) peut être faite manuellement ou de manière automatique en utilisant un algorithme de calage. Un tel algorithme teste une multitude de jeux de paramètres et propose à l'hydrologue celui qui permet au modèle de produire les simulations les plus performantes. Celles-ci sont calculées à partir d'un critère de performances. Le plus connu en hydrologie est le critère de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970), cependant une multitude d'autres critères sont disponibles tel le RMSE ou le KGE (Gupta *et al.*, 2009; Kling *et al.*, 2012). Les critères permettent de donner plus de poids à certains aspects des hydrogrammes. Par exemple, le critère de Nash est connu pour donner plus de poids à la performance de simulation des débits forts plutôt qu'à la simulation des débits faibles (Moriassi & Arnold, 2007). Ainsi, le choix du critère d'évaluation du modèle dépend beaucoup du type d'étude réalisé (Pushpalatha *et al.*, 2012). Utiliser un critère d'évaluation est obligatoire lors d'un calage de manière automatique, cependant il peut être dangereux de valider l'utilisation d'un modèle seulement avec des critères de performances (Crochemore *et al.*, 2015).

Le nombre de paramètres des modèles peut varier grandement. Le modèle d'hydrologie nivale GR4J-CemaNeige (Perrin *et al.*, 2003; Valéry *et al.*, 2014a) est l'un des modèles les plus parcimonieux, ayant seulement 6 paramètres libres (4 pour GR4J et 2 pour CemaNeige). Le modèle québécois HSAMI comporte quant à lui 23 paramètres pour la modélisation des débits. En dernier exemple, le modèle SWAT2000 comporte 14 paramètres

ajustables afin de fournir une simulation de débit, et à cela s'ajoutent 16 paramètres pour simuler la concentration de sédiments et de phosphore. Plus un modèle comporte de paramètres plus celui-ci aura de degrés de liberté pour s'ajuster aux débits observés. Cependant, une surparamétrisation du modèle détériore souvent les résultats lors de simulations réalisées en dehors de la période de calage (Chen *et al.*, 2017). Un modèle surparamétré a une équifinalité forte, c'est-à-dire que de multiples jeux de paramètres donnent la même performance de simulation (Beven, 2006), ce qui est néfaste pour la robustesse du modèle. Par conséquent, tendre vers un modèle parcimonieux et créer des critères d'optimisation plus complexes est nécessaire. Chen *et al.* (2017) ont étudié le modèle HSAMI et l'utilisation de ses paramètres pour le calage. Ils se sont rendus compte qu'utiliser les 23 paramètres lors du calage du modèle leur permettait d'atteindre les meilleures performances en calage. Cependant, caler le modèle sur 12 paramètres seulement (donc ayant 11 paramètres fixés sur 23) donnait de meilleures performances en période de validation. Ceci montre donc que limiter le nombre de paramètres à caler permet d'améliorer les performances du modèle. Une analyse de sensibilité suivant la méthode de Sobol leur a permis ensuite de déterminer la variance de chaque paramètre afin d'établir une stratégie quant aux choix des paramètres à fixer.

Lorsqu'il est nécessaire de simuler un bassin versant où les débits ne sont pas observés, le calage du modèle ne peut avoir lieu. Dans ce cas, des techniques de régionalisation doivent être mises en œuvre. Ces techniques visent à déterminer soit les paramètres associés au bassin à partir d'une régression des paramètres utilisant les caractéristiques physiques des bassins, soit directement les débits en moyennant les simulations provenant des jeux de paramètres des bassins voisins (Oudin *et al.*, 2008; Poncelet, 2016). Dans le domaine de la modélisation physique de la neige, la question de la régionalisation se pose également puisque les modèles de neige à bilan d'énergie sont souvent développés à l'échelle ponctuelle. La spatialisation de ces modèles et de leurs forçages à l'échelle du bassin versant s'apparente donc à de la régionalisation.

I.3 Des pistes d'amélioration de la simulation de la neige

De nombreuses incertitudes existent encore dans le cadre de l'hydrologie nivale. Afin de les réduire, trois axes sont souvent proposés :

1. Améliorer la structure des modèles
2. Améliorer la qualité des forçages météorologiques
3. Améliorer le calage et la contrainte des modèles

I.3.1 Améliorer la structure des modèles

Les modèles à bilan d'énergie s'avèrent être très complexes, avec une représentation de très nombreux processus (e.g. CROCUS). Bien qu'une complexité minimale semble requise, l'augmentation de la complexité et du nombre de processus représentés n'est pas forcément gage d'amélioration des performances de modélisation (Essery *et al.*, 2013). Les modèles degrés-jour et les modèles de bilan d'énergie sont opposés dans leurs approches

et ont chacun leurs avantages et inconvénients. Le choix d'utiliser ou de créer un modèle de neige est souvent contraint par les données disponibles et le temps de calcul que l'utilisateur est prêt à accepter (en fonction de ses objectifs).

Certains chercheurs ont utilisé des approches hybrides entre les modèles de neige à bilan d'énergie et les modèles degrés-jour (Jabot, 2013). Les premiers qui ont été développés sont des modèles basés sur des degrés-jour mais qui ont également une composante de rayonnement solaire (Brubaker *et al.*, 1996; Hock, 1999; Martinec, 1989; Pellicciotti *et al.*, 2008). D'autres ont cherché à paramétrer les processus du bilan d'énergie exclusivement à partir de la température et de la précipitation (Archibald & Walter, 2014; Walter *et al.*, 2005). Ce dernier type de modélisation est très intéressant car il regroupe les avantages des modèles degrés-jour, puisqu'il utilise uniquement la température et la précipitation comme données d'entrées, et les avantages des modèles à bilan d'énergie. En effet, ce modèle individualise les termes du bilan de masse et d'énergie en modélisant chacun d'entre eux de manière empirique. (Walter *et al.*, 2005) ont utilisé directement des formulations des différentes composantes disponibles dans la littérature. Les résultats de cette étude sont encourageants puisque même si les performances en calage ne sont pas beaucoup améliorées, le modèle est plus facilement régionalisable à une autre station qu'un modèle degrés-jour classique. Ceci montre que les paramètres du modèle qu'ils ont développé sont plus robustes que ceux d'un modèle classique.

Au niveau de la simulation de la conduction d'énergie au sein du manteau neigeux, la plupart des modèles degrés-jour représentent la température du stock de neige de manière simple (voire la négligent) et la plupart des modèles à bilan d'énergie la modélisent par un schéma numérique lourd. You *et al.* (2014) ont représenté le manteau neigeux par une unique couche dont la température varie avec la profondeur de manière linéaire, permettant d'améliorer la représentation du stock d'énergie au sein du manteau neigeux. Ces modèles ont l'avantage d'être plus rapides qu'un schéma numérique, car il est alors possible de décrire analytiquement l'état du manteau neigeux sur toute sa profondeur.

La masse d'eau liquide au sein du manteau neigeux est également une variable d'état permettant de mieux modéliser la lame de fonte. Avanzi *et al.* (2015) ont développé un modèle de neige degrés-jour à une couche (HyS) dont la particularité est d'intégrer un processus gérant la dynamique du volume d'eau liquide dans le manteau neigeux. Ils ont ensuite comparé ce modèle au modèle CROCUS. Le modèle CROCUS beaucoup plus complexe ne donne des résultats de SWE que très légèrement supérieurs au modèle HyS avec le désavantage d'avoir besoin d'un forçage beaucoup plus complexe (Avanzi *et al.*, 2016).

1.3.2 Améliorer la qualité des forçages météorologiques

La plupart des modèles de neige sont distribués afin de prendre en compte la variation de température selon l'altitude, ce qui est indispensable dans le cas de la modélisation en montagne (Le Moine *et al.*, 2015; Valéry *et al.*, 2010). En effet, la température varie fortement avec l'altitude et c'est celle-ci qui définit la phase des précipitations en montagne. L'estimation des températures a donc un fort impact sur l'accumulation et la fonte

de neige. Outre la variation de température selon l'altitude, la topographie influence de manière non négligeable l'évolution des précipitations (Beniston, 2003). En effet, selon la circulation générale de l'atmosphère, certains versants sont plus touchés par les précipitations que d'autres, ce qui est difficile à extrapoler. Cet effet orographique provient du fait que la couche d'air humide de surface s'élève le long du versant exposé au vent. A cause de cette élévation, la température de l'air va baisser et l'humidité relative va augmenter, ce qui provoque souvent des précipitations sur les versants en amont et une descente d'air chaud et sec en aval de la montagne (effet de Foehn). De plus, en montagne, des vents anabatiques et catabatiques ont un effet local en pic de montagne ou en fond de vallée. L'air en surface a tendance à monter le long de la pente en journée et la nuit l'air froid dévale du sommet jusqu'à la vallée. Ces différentes caractéristiques font des montagnes une zone complexe où les phénomènes météorologiques peuvent être très localisés avec des gradients forts.

Diverses méthodes d'interpolation prenant en compte la topographie existent. Les plus simples suivent une extrapolation linéaire de la température selon l'altitude, d'autres plus complexes prennent aussi en compte l'orientation des versants ainsi que des vents dominants afin de tenir compte des effets de l'orographie sur les précipitations. Masson & Frei (2014) ont comparé diverses méthodes d'interpolation altitudinale et horizontale. Ils sont arrivés à la conclusion que l'interpolation par krigeage en fonction d'un paramètre d'élévation donnait les meilleurs résultats. L'interpolation linéaire générait plus d'erreurs alors que l'utilisation d'autres prédicteurs au sein du krigeage tels les gradients topographiques et l'orientation du vent, n'améliorait pas de manière significative les résultats. Ces résultats ont été validés selon la technique de jackknife, aussi appelée "leave-one-out". Celle-ci consiste à retirer une station du lot et de caler toutes les autres, la station retirée sert alors de point de validation. Ce processus est réitéré pour toutes les stations de la base de données. Valery *et al.* (2009) ainsi que Le Moine *et al.* (2013, 2015) ont considéré une autre approche où les mesures de précipitation sont corrigées en utilisant un modèle hydrologique simple (bilan d'eau annuel). Ceci permet de modifier les valeurs des précipitations en prenant en compte le gradient altitudinal mais également la sous-captation des instruments de mesure tout en gardant un bilan d'eau équilibré au sein du bassin versant.

La sous-captation des mesures de précipitation n'est pas à négliger en montagne (Gottardi, 2009) puisque la mesure des précipitations est souvent sous-estimée par rapport à la réalité. Les précipitations neigeuses sont encore plus sensibles à ce phénomène, la neige ayant tendance à être soufflée par le vent sans forcément être captée. A cela s'ajoute l'incertitude de la phase des précipitations. En effet, la partition pluie-neige est peu observée et souvent définie par le modèle de neige en fonction de la température de l'air lors de la précipitation. Or, la partition pluie-neige est une information importante, elle définit si l'eau va s'infiltrer et/ou ruisseler ou bien s'accumuler sous forme de neige. Harpold *et al.* (2017) mettent en avant le fait que le partitionnement des phases est très simpliste. Sims & Liu (2015) ont créé une nouvelle paramétrisation plus précise de la phase des précipitations, qui demande cependant un nombre important de données de forçage. Malheureusement, les données de précipitation qui forcent les modèles hydrologiques sont souvent biaisées ce qui influence la paramétrisation, le calage et les simulations des modèles (Oudin *et al.*, 2006; Stisen *et al.*, 2012).

1.3.3 Améliorer le calage des modèles

En lui-même, le modèle de neige peut être utilisé indépendamment du modèle hydrologique. La lame d'eau de fonte calculée par le modèle de neige entre dans le modèle de production du modèle hydrologique puis dans le modèle de routage pour atteindre au final l'exutoire du bassin versant. Ainsi, les modèles de neige ne sont pas forcément spécifiques à un modèle hydrologique unique et devraient pouvoir être couplés à d'autres modèles hydrologiques. Il est également possible d'utiliser un modèle de neige distribué spatialement (en altitude par exemple) avec un modèle hydrologique global.

Généralement, le calage du modèle de neige se réalise conjointement avec le calage du modèle hydrologique, en se basant sur les observations de débits. Lors de ce type de calage, le modèle de neige permet au modèle pluie-débit d'accumuler les précipitations hivernales et de les restituer lors de la fonte. Au final, le calage du modèle de neige est seulement piloté par le débit, il est donc fortement influencé par le modèle hydrologique (He *et al.*, 2014; Merz *et al.*, 2011). Ainsi, le modèle de neige pourra être indûment utilisé pour compenser certains processus mal représentés par le modèle pluie-débit. Nous pouvons alors nous attendre à ce que les simulations du modèle de neige soient peu représentatives du manteau neigeux, puisque le débit n'informe que très peu sur l'étendue des zones enneigées (Bloschl *et al.*, 1991a,b; He *et al.*, 2014).

Les paramètres des modèles hydrologiques et des modèles de neige doivent être calés à partir de données observées et d'un critère d'optimisation afin de pouvoir utiliser le modèle. Le calage par le débit et le critère de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970; Moriasi & Arnold, 2007) sont les plus utilisés pour contraindre les modèles. Cependant il peut être utile d'ajouter des contraintes afin d'améliorer la robustesse du jeu de paramètres identifié, c'est-à-dire son aptitude à être transféré à d'autres bassins ou à être utilisé pour des prévisions futures (e.g. impacts du changement climatique). Le calage multi-critère est également un type de calage couramment mis en œuvre. Celui-ci consiste à caler le modèle en utilisant un seul type d'observation et de multiple critères d'évaluation afin de déterminer la performance du modèle (Efstratiadis & Koutsoyiannis, 2010; Finger *et al.*, 2011). Une seconde méthode est de contraindre le modèle sur plusieurs types de données mesurées. Par exemple, des calages ont été effectués en utilisant des observations du niveau de nappe et d'humidité du sol en plus du débit (Efstratiadis & Koutsoyiannis, 2010), sachant que des techniques d'observations satellitaires de l'humidité au sol ont été utilisées pour des études récentes (Alburn *et al.*, 2015; Kumar *et al.*, 2014). Dans le cas des modèles de neige, plusieurs observations de la neige aptes à être utilisées lors du calage du modèle sont disponibles.

Données mesurées au sol Les données au sol utilisées pour mesurer la neige sont souvent des données ponctuelles comme la hauteur de neige ou le SWE. Météo France regroupe plus 130 stations de mesure de la hauteur de neige au sein de la base de données d'observations nivo-météorologiques. Le réseau de perches à neige permet d'obtenir une information sur la hauteur du manteau neigeux. Cette information est intéressante, même si elle est peu informative puisque, sans la densité de la neige, il est impossible de

connaître la quantité d'eau qui est contenue dans la neige.

La mesure directe de SWE peut être réalisée à partir de nivomètres à rayonnements cosmiques (NRC) (Kodama *et al.*, 1979) ou par l'utilisation de coussin à neige (Archer & Stewart, 1995). Les deux techniques de mesures sont très différentes puisque les NRC mesurent l'atténuation des rayonnements cosmiques provoquée par la présence des molécules d'eau, alors que les coussins à neige déterminent la masse de la neige par une mesure de pression. Les NRC ont été installés en France par les équipes d'EDF, ils sont réputés fiables et donnent des informations en temps réel de bonne qualité (Paquet & Laval, 2006; Morin *et al.*, 2012). Ces instruments donnent une information ponctuelle sur l'état du manteau neigeux. L'estimation du volume de neige à l'échelle du bassin versant par interpolation de données ponctuelles est difficile du fait de leur faible densité géographique (Kelly *et al.*, 2003; Thirel *et al.*, 2012). Ces données peuvent être utilisées au sein des modèles de neige distribués à des fins d'assimilation (e.g. Magnusson *et al.*, 2014) ou en calage en complément de données de télédétection (e.g. Besic *et al.*, 2014).

Mesures par télédétection Les images satellites d'observation de la neige peuvent être utilisées pour le calage des modèles de neige (Besic *et al.*, 2014; He *et al.*, 2014; Parajka & Blöschl, 2008b, etc.) ou bien pour des techniques d'assimilation (Slater & Clark, 2006; Thirel *et al.*, 2013). L'instrument de télédétection MODIS (pour MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) est un instrument embarqué au sein de deux satellites nommés Terra et Aqua. Les données provenant de cet instrument permettent de créer un grand nombre de produits dont des produits d'albédo, de température de surface ou encore de surface enneigée. Ces dernières sont les plus couramment utilisées dans le domaine de la simulation nivale et fournissent les données de surface d'enneigement (Snow Cover Area, SCA) à une résolution spatiale de 500 m deux fois par jour. Ces données sont constituées d'une information binaire pour chaque pixel indiquant la présence de neige ou non. Bien que ces images ne donnent que peu d'information sur la quantité d'eau présente dans le manteau neigeux (ou équivalent en eau de la neige, SWE), elles donnent une information temporelle sur le début de l'accumulation de neige ainsi que son retrait.

Selon la région étudiée, la fiabilité de ces données est variable puisque la présence de nuages masque l'information de SCA. Diverses méthodes de filtrage existent pour minimiser l'effet du couvert nuageux présent dans les données, telles que l'utilisation d'un filtre spatial et temporel ou l'utilisation d'une ligne d'enneigement (Da Ronco & De Michele, 2014; Parajka & Blöschl, 2008a; Poggio *et al.*, 2012). Hormis la problématique de l'enneigement, il est reconnu que les données MODIS de SCA sont de bonne qualité, même en temps réel (Thirel *et al.*, 2012). L'utilisation des données MODIS permet de mieux identifier les paramètres du modèle et de mieux séparer la contribution de la pluie et de la neige au sein du débit (Finger *et al.*, 2015). Des données satellites de SWE sont également disponibles, cependant leur fiabilité et leur résolution sont assez mauvaise, ce qui rend leur utilisation impossible dans le domaine de l'hydrologie (Schneider & Molotch, 2016; Davis *et al.*, 2008). He *et al.* (2014) ont tout de même réussi à caler un modèle de neige conceptuel uniquement grâce à des données MODIS et des données de hauteur de neige moyennées sur le bassin, en estimant une masse volumique moyenne de la neige sur le

bassin versant. Leurs résultats se montrent encourageants, même si l'estimation qu'ils ont faite de la masse volumique de la neige est simple. En effet, ils estiment le volume de neige à partir du SCA et de la hauteur de neige moyenne mesurée sur des perches à neige. Ils estiment ensuite la masse volumique à partir des mesures cumulées de précipitations et de l'évolution du volume de neige calculé sur la période d'accumulation.

Ces différents types de données peuvent être utilisés pour contraindre et apporter de l'information au modèle. Les trois types de données de neige cités donnent peu d'informations indépendamment, les utiliser conjointement pour contraindre le modèle devrait donner de meilleurs résultats (Besic *et al.*, 2014).

1.4 Problématique et objectifs

Nous avons vu que les modèles de neige pouvaient servir de variable d'ajustement au modèle hydrologique pour compenser certains déficits de la simulation du débit. En effet, les modèles de neige sont le plus souvent contraints uniquement sur les débits conjointement à un modèle hydrologique. Ceux-ci sont alors très dépendants du modèle pluie-débit auxquels ils sont couplés puisque l'identification de la composante nivale peut interférer avec d'autres composantes du signal de débit (Merz *et al.*, 2011). Il est donc intéressant de se demander s'il est possible de découpler partiellement le calage du modèle neige du calage du modèle pluie-débit. Utiliser des données de mesures nivologiques pour le calage est une opportunité de mieux contraindre le modèle de neige, et permettrait potentiellement de découpler en partie son calage de celui du modèle pluie-débit.

Valoriser l'utilisation de données d'observation de la neige pour le calage des modèles aurait plusieurs avantages potentiels :

- **Meilleure simulation du stock nival.** Actuellement, de nombreux modèles de neige conceptuels considèrent le stock nival comme étant une variable interne du modèle uniquement. Elle est ainsi difficilement observable à l'échelle du bassin versant et le modélisateur se soucie peu de son exactitude. Un modèle de neige simulant le stock nival de manière plus réaliste et calé à partir d'observations de l'état de celui-ci devrait permettre d'obtenir des estimations plus réalistes de la quantité d'eau retenue sous forme de neige dans les massifs montagneux. Cette information pourrait être utile pour la gestion des barrages ainsi que pour la prévention des crues.
- **Assimilation de données de neige.** Des données d'observation de neige pourraient être plus facilement utilisées pour l'assimilation de données avec un modèle de neige simulant de manière explicite le stock nival. Ceci pourrait être utile pour les services de prévision des crues.
- **Paramétrisation plus robuste du modèle neige.** Un modèle neige plus robuste pourrait réduire les incertitudes de simulations. Ceci est intéressant lors de calages s'effectuant hors de la zone de confort de l'hydrologue, par exemple lors de régionalisation à des bassins non jaugés ou bien lors de simulations en conditions de changement climatique.

Cette thèse s’inscrit dans une volonté de créer un outil pouvant être utilisé en prévision de manière opérationnelle, dans des études de changements climatiques ou encore de régionalisation. De ce fait, certaines contraintes s’appliquent sur le type de modèle neige et de modèle pluie-débit à utiliser. Il est en effet indispensable de limiter les temps de calculs et ainsi que le nombre de données de forçage nécessaires pour ce type d’utilisation. Le modèle utilisé devra donc être :

- **Rapide (temps de calcul).** Pour la prévision des crues et des étiages, l’utilisation d’un modèle ayant de faibles temps de calcul est indispensable.
- **Parcimonieux.** Afin d’obtenir un modèle robuste, et de limiter l’équifinalité, limiter le nombre de paramètres reste judicieux.
- **Peu de variables d’entrées nécessaires.** Afin d’être facilement utilisable en opérationnel, et non dépendant de sorties de modèles climatiques, le modèle doit utiliser en entrée un minimum de variables météorologiques (si possible uniquement les températures minimum et maximum journalières ainsi que les précipitations).

L’approche de modélisation degrés-jour semble répondre à ces diverses contraintes, cependant le manque de processus modélisés et le calage uniquement par le débit peut être un frein à la simulation du volume de neige stocké en montagne. Ainsi, cette thèse est axée sur les deux hypothèses de recherche suivantes, qui seront validées ou non au court du manuscrit.

1. Un modèle degrés-jour a une représentation suffisante des processus d’accumulation et de fonte afin de simuler de manière correcte l’accumulation de neige en montagne (en climat tempéré).
2. Un modèle de neige calé conjointement sur des données de neige et de débit est plus robuste qu’un modèle calé uniquement sur les débits.

L’objectif de la première partie de la thèse est d’explorer la possibilité d’adapter un modèle degrés-jour simple afin d’utiliser les données de SCA MODIS en calage. Ainsi, on attend de l’utilisation conjointe des débits et du SCA MODIS une meilleure contrainte et une amélioration de la robustesse du modèle de neige. Cet objectif sera illustré avec le modèle CemaNeige qui sera amélioré et calé avec MODIS. Celui-ci sera comparé au modèle CemaNeige calé uniquement sur les débits en termes de performances et de robustesse dans des contextes de simulations différentes du split-sample test (i.e., différentes d’un calage-contrôle sur une période de calage et une période de validation). Enfin, une analyse plus approfondie sur le site d’étude de la Haute Durance sera réalisée afin de valider les performances du modèle calé sur des données de neige. Nous en profiterons pour comparer les variables internes de stock de neige avec des mesures ponctuelles d’équivalent en eau de la neige qui nous ont été fournies par EDF DTG.

Dans la deuxième partie de la thèse, nous explorerons la possibilité de créer un modèle de neige à bilan d’énergie forcé par les mêmes types de données qu’un modèle degrés-jour. Du fait de sa structure physique, l’utilisation d’un modèle à bilan d’énergie permettrait d’exploiter des types d’observations plus variés pour le calage des modèles de neige.

CHAPITRE I. REVUE DE LITTÉRATURE, PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA THÈSE

PARTIE 1: Amélioration de la représentation de la neige dans un modèle degrés-jour

Introduction

Dans la première partie de ce manuscrit, nous allons utiliser le modèle degrés-jour CemaNeige développé par Valéry (2010) à l'IRSTEA (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture). Ce modèle parcimonieux permet de simuler la fonte de la neige à l'échelle du bassin versant dans le but de fournir une lame d'eau de fonte au modèle hydrologique.

L'objectif de cette partie est de mettre en place une méthode de calage permettant non seulement au modèle de neige de simuler des débits lorsqu'il est couplé à un modèle hydrologique, mais également de simuler l'état du manteau neigeux. Ceci permettrait de compléter les observations de débits par des observations du couvert neigeux pour le calage du modèle de neige. Nous espérons ainsi pouvoir découpler en partie le calage du modèle de neige au calage du modèle hydrologique.

Les bénéfices de ce découplage permettraient, entre autres, d'améliorer la robustesse des paramètres du modèle de neige conceptuel et d'améliorer les performances de simulation de la neige par le modèle, sans détériorer les performances de simulation du débit par le modèle hydrologique avec lequel il est couplé. Ceci demandera cependant une modification de la structure du modèle afin que celui-ci puisse simuler explicitement l'évolution du SCA.

Nomenclature

Symbole	Unité	Description	Type de variable
α	-	Pondération du critère de KGE' sur le débit pour le calage du modèle	Critère
β_i	-	Pondération du critère de KGE' sur le SCA de la bande i pour le calage du modèle	Critère
γ	-	Ratio des coefficients de variations pour le calcul du KGE'	Critère
μ	-	Moyenne	Critère
ρ	$kg.m^{-3}$	Masse volumique de l'eau	Constante
σ	-	Écart type	Critère
ω	-	Ratio des moyennes (Biais) pour le calcul du KGE'	Critère
$C Q \& CN_v$	-	Modèle CemaNeige originel, calé sur les débits	Modèle
$C Q SCA$	-	Modèle CemaNeige originel, calé sur les débits et le SCA	Modèle
$C_{p,g}$	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	Capacité calorifique de la glace	Constante
eT	-	Coefficient de pondération de l'état thermique du manteau neigeux	Paramètre
eT_G	$^{\circ}C$	État thermique du manteau neigeux	Interne
ΔeT_G	$^{\circ}C$	Variation de l'état thermique du manteau neigeux entre deux pas de temps	Interne
F	$mm.j^{-1}$	Lame d'eau de fonte	Simulée
$F_{glacier}$	$mm.j^{-1}$	Lame d'eau de fonte glaciaire	Interne
F_{pot}	$mm.j^{-1}$	Lame d'eau de fonte potentielle, modulée le SCA	Interne
K_f	$mm.K^{-1}.j^{-1}$	Coefficient de fonte	Paramètre
$K_{f,g}$	$mm.K^{-1}.j^{-1}$	Coefficient de fonte glaciaire	Paramètre
L_{fus}	$J.kg^{-1}$	Chaleur latente de fusion	Constante
LH	(-)	Modèle CemaNeige avec hystérésis linéaire (Magand <i>et al.</i> , 2014)	Modèle

Symbole	Unité	Description	Type de variable
LH^* & CN_{HL}^*	(-)	Modèle CemaNeige avec hystérésis linéaire modifiée	Modèle
LW_n	$J.m^{-2}.j^{-1}$	Rayonnement infra-rouge net	Forçage
MH	(-)	Modèle CemaNeige avec hystérésis MAT-SIRO (Nitta et al., 2014)	Modèle
N_{melt}	-	Facteur de forme de la courbe de fonte de Swenson	Paramètre
P	$mm.j^{-1}$	Précipitations journalières à la bande d'altitude considérée	Forçage
P_{bassin}	$mm.j^{-1}$	Précipitations journalières sur le bassin versant	Forçage
P_{liq}	$mm.j^{-1}$	Précipitations journalières sous forme liquide sur la bande d'altitude	Forçage
P_{sol}	$mm.j^{-1}$	Précipitations journalières sous forme solide sur la bande d'altitude	Forçage
$\bar{P}_{sol_{annuel}}$	$mm.j^{-1}$	Précipitations solides annuelles moyenne	Forçage
SH	(-)	Modèle CemaNeige avec l'hystérésis Swenson (Swenson & Lawrence, 2012)	Modèle
SCA	(-)	Fraction de surface enneigée sur la bande d'altitude ou sur le bassin versant	Simulée
$SCA E$	(-)	SCA évalué avec une pondération identique pour chacune des bandes d'altitude	Critère
$SCA G$	(-)	SCA évalué sur le bassin versant de manière globale	Critère
$SCA H$	(-)	SCA évalué avec une pondération plus forte pour les bandes d'altitude élevées	Critère
$SCA I$	(-)	SCA évalué uniquement sur les deux bandes d'altitude les plus élevées	Critère
SWE	$kg.m^{-2}$ ou mm	Équivalent en eau de la neige	Interne
R_{sp}	-	Ratio entre le seuil d'enneigement lors de la fonte et la précipitation solide annuelle sur la bande d'altitude	Paramètre
r	-	Coefficient de corrélation de Pearson pour le calcul du KGE'	Critère

Symbole	Unité	Description	Type de variable
ΔSWE	$kg.m^{-2}$ ou mm	Variation de SWE entre deux pas de temps	Interne
T_{bassin}	$^{\circ}C$	Température moyenne journalière sur le bassin versant	Forçage
T_m	$^{\circ}C$	Température moyenne journalière sur la bande d'altitude	Forçage
T_{max}	$^{\circ}C$	Température maximale journalière sur la bande d'altitude	Forçage
T_{min}	$^{\circ}C$	Température minimale journalière sur la bande d'altitude	Forçage
Θ_P	m^{-1}	Facteur de correction des précipitations pour la prise en compte de l'effet orographique	Fixée
Θ_T	$K.m^{-1}$	Gradient de température en fonction de l'altitude	Fixée
$T_{h,acc}$	mm	Seuil d'enneigement lors de l'accumulation	Paramètre
$T_{h,max}$	mm	Seuil d'enneigement lors de la fonte, maximum local de SWE	Interne
$T_{h,melt}$	mm	Seuil d'enneigement à la fonte	Paramètre
Δt	$jour$	Pas de temps du modèle (journalier)	Constant
S	$mm.j^{-1}$	Sublimation de la neige	Interne
S_{pot}	$mm.j^{-1}$	Sublimation potentielle de la neige, dépendante du SCA	Interne
SW_n	$J.m^{-2}.j^{-1}$	Rayonnement solaire net	Forçage
v_{min}	-	Coefficient de vitesse de fonte, dépendant du SCA	Interne
X_1	mm	Taille du réservoir de production	Paramètre
X_2	mm	Lame d'eau échangée par le souterrain	Paramètre
X_3	mm	Taille du réservoir de routage	Paramètre
X_4	$jour$	Temps de base de l'hydrogramme unitaire	Paramètre
Y_n	$J.m^{-2}.j^{-1}$	Surplus d'énergie disponible suite à la variation de température du manteau neigeux	Interne

Symbole	Unité	Description	Type de variable
z_{bande}	m	Altitude médiane de la bande d'altitude	Forçage
z_{bassin}	m	Altitude médiane du bassin versant	Forçage
$\%_{neige}$	-	Fraction des précipitations sous forme solide	Interne



Présentation du modèle degrés-jour CemaNeige et des données

II.1 La chaîne de modélisation

II.1.1 Le modèle degrés-jour CemaNeige, un modèle semi-distribué au pas de temps journalier

CemaNeige, le modèle de neige de l'Irstea créé par [Valéry *et al.* \(2014a,b\)](#), est un modèle de neige conceptuel degrés-jour simple, n'ayant que deux paramètres libres (i.e. ayant besoin d'être calés). Il est couplé le plus souvent au modèle pluie-débit GR4J, un modèle global au pas de temps journalier à 4 paramètres libres. Le modèle CemaNeige utilise comme forçages la température moyenne et les précipitations agrégées sur le bassin versant au pas de temps journalier. Le modèle est appliqué au pas de temps journalier. Il est semi-distribué spatialement avec une décomposition du bassin versant en bandes d'altitude. Le modèle est représenté schématiquement sur la figure [F-II.2](#).

La modélisation de l'accumulation de la neige sur chacune des bandes d'altitude au sein du modèle CemaNeige se décompose en quatre processus principaux exposés ci-dessous.

Extrapolation des forçages en altitude L'effet de la topographie sur les températures et les précipitations est pris en compte dans le modèle CemaNeige. [Valéry *et al.* \(2010\)](#) ont développé une méthode simple d'extrapolation des températures et des précipitations. Cette méthode consiste à modéliser le bassin versant de manière semi-distribuée le divisant en plusieurs bandes d'altitude. [Valéry *et al.* \(2010\)](#) proposent une division du bassin versant en cinq bande d'altitude d'égale superficie dont les bornes sont déterminées à partir de l'hypsométrie du bassin versant. Les températures et les précipitations de chaque bande d'altitude sont ensuite extrapolées à partir de la température et de la précipitation moyenne sur le bassin versant. Le modèle CemaNeige est exécuté sur le bassin autant de fois qu'il y a de bandes d'altitude.

Le gradient de température utilisé est de la forme suivante (Eq. ([E-II.1](#)))

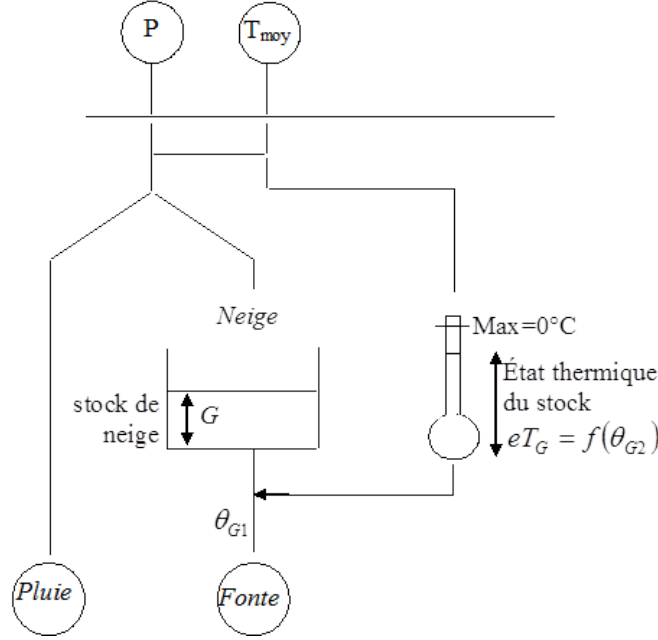


FIGURE F-II.1 Représentation schématique des processus du modèle CemaNeige (Valéry et al., 2014a). La variable G représente la variable interne de SWE, les paramètres θ_{G1} et θ_{G2} représentent respectivement le coefficient de fonte K_f et le coefficient de pondération de l'état thermique cT .

$$T_m(t, bande) = T_{bassin}(t) + \Theta_T * (z_{bande} - z_{bassin}) \quad (\text{E-II.1})$$

Où la température moyenne journalière sur la bande d'altitude considérée (T_m en K) dépend de la température moyenne du bassin (T_{bassin} en K) ainsi que de la différence entre l'altitude médiane du bassin (z_{bassin} en m) et l'altitude médiane de la bande d'altitude (z_{bande} en m). Un gradient de température en fonction de l'altitude (Θ_T en $K.m^{-1}$) permet de modéliser le fait que la température de l'air tend généralement à diminuer avec l'altitude (environ $-5.6 K.km^{-1}$ dans les Alpes, Rolland, 2003)). Le gradient utilisé au sein de cette équation a été estimé pour les bassins français et varie selon le jour julien entre $-4.3 K.km^{-1}$ en décembre et $-6 K.km^{-1}$ au mois de juin (Valéry, 2010; Valéry et al., 2010).

La correction des précipitations est réalisée selon l'équation (E-II.2) :

$$P(t, bande) = P_{bassin}(t) \cdot \exp(\Theta_P \cdot (z_{bande} - z_{bassin})) \quad (\text{E-II.2})$$

Où la précipitation moyenne de la bande d'altitude considérée (P en $mm.j^{-1}$) dépend de la précipitation moyenne sur le bassin (P_{bassin} en $mm.j^{-1}$). La correction des précipitations sur le bassin suit une fonction exponentielle dépendant de la différence entre l'altitude médiane du bassin (z_{bassin} en m) et l'altitude médiane de la bande d'altitude (z_{bande} en m) et d'un facteur de correction (Θ_P en m^{-1}). La valeur de cette correction est constante pour la France, fixée à une valeur de $4.1 \cdot 10^{-4} m^{-1}$ (Valéry et al., 2010).

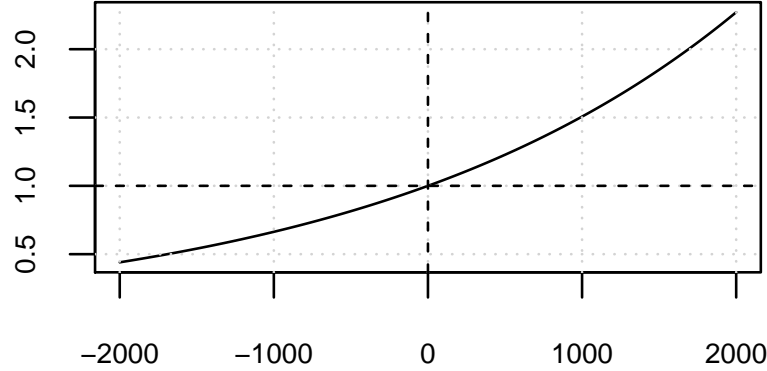


FIGURE F-II.2 Facteur correctif des précipitations Θ_P en fonction de la différence d'altitude entre l'altitude médiane de la bande considérée et l'altitude médiane du bassin versant.

La séparation pluie-neige La séparation pluie-neige est réalisée en fonction de la température moyenne de l'air au pas de temps journalier. La détermination de la phase de la pluie au sein du modèle CemaNeige est réalisée grâce à deux méthodes différentes. La méthode choisie dépend de l'altitude de la bande considérée.

$$\%_{neige}(t, bande) = 1 - \frac{T_{max}(t, bande)}{T_{max}(t, bande) - T_{min}(t, bande)}; \text{ si } z_{bande} \leq 1500 \text{ m} \quad (\text{E-II.3})$$

$$\begin{cases} \%_{neige}(t, bande) = 0; \text{ si } T_m(t, bande) \geq 3^\circ\text{C} \\ \%_{neige}(t, bande) = 1; \text{ si } T_m(t, bande) \leq -1^\circ\text{C} \\ \%_{neige}(t, bande) = \frac{3 - T_m(t, bande)}{4}; \text{ si } -1^\circ\text{C} < T_m(t, bande) < 3^\circ\text{C} \end{cases} ; \text{ si } z_{bande} > 1500 \text{ m} \quad (\text{E-II.4})$$

Les équations (E-II.3) proviennent du modèle Hydrotel développé par [Turcotte et al. \(2007\)](#) alors que l'équation (E-II.4) provient des études de [USACE \(1956\)](#). Les deux équations utilisent la température de l'air journalière (moyenne T_m , maximale T_{max} et minimale T_{min} , en $^\circ\text{C}$) pour calculer le pourcentage de précipitations sous forme de neige ($\%_{neige}$) et sous forme de pluie. Le choix d'utiliser deux formulations dans le modèle CemaNeige provient des analyses réalisées lors de la thèse de [Valéry \(2010\)](#) qui a montré que les bassins les plus élevés ont de meilleures performances avec l'équation (E-II.4) et les bassins les moins élevés avec l'équation (E-II.3). [Valéry et al. \(2014b\)](#) explique que la formulation développée par [Turcotte et al. \(2007\)](#) est certainement désavantagée par rapport à celle de [USACE \(1956\)](#) en haute altitude du fait que l'extrapolation des extrêmes de températures journalières est beaucoup plus incertaine que l'extrapolation des moyennes journalières.

Accumulation de neige et température interne de la neige Le réservoir de neige se remplit au fur et à mesure suite aux précipitations solides. Le réservoir de neige n'est pas limité en volume, contrairement à ce qui peut être trouvé dans les réservoirs de production des modèles hydrologiques.

$$SWE(t, bande) = SWE(t - 1, bande) + [P_{sol}(t, bande) - F(t, bande)] \Delta t$$

Ainsi la quantité de neige accumulée au pas de temps considéré (en volume d'eau équivalent $SWE(t)$ en mm ou en $kg.m^{-2}$), dépend de la quantité de neige sur la bande d'altitude au pas de temps précédent ($SWE(t - 1)$ en mm ou en $kg.m^{-2}$), des précipitations solides ($P_{sol}(t, bande)$ en $mm.j^{-1}$) et de la fonte ($F(t, bande)$ en $mm.j^{-1}$) ayant eu lieu sur la bande d'altitude en une journée ($\Delta t = 1\text{jour}$). Un stock de froid permet de représenter conceptuellement la température du manteau neigeux. Cet indice de température varie selon l'équation suivante (le paramètre libre est noté en rouge) :

$$eT_G(t, bande) = cT eT_G(t - 1, bande) + (1 - cT) T_m(t, bande) \quad (\text{E-II.5})$$

Ainsi, la variable d'état eT_G correspond à l'état thermique du manteau, qui est un indice de la température interne de la neige (en $^{\circ}C$). Cette variable est calculée à partir du paramètre libre cT , le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau (Eq. (E-II.5)). Celui-ci va déterminer l'inertie du manteau neigeux par rapport aux variations de la température de l'air. Si cT est nul, le manteau n'a aucune inertie et a la même température que celle de l'air. Au contraire, plus la valeur de cT est proche de 1 et moins la température interne du manteau neigeux est sensible aux variations de température de l'air. La valeur de eT_G est plafonnée et ne peut dépasser $0^{\circ}C$ qui est la température à partir de laquelle la fonte peut être enclenchée.

La fonte de la neige Deux conditions doivent être remplies afin que la fonte ait lieu. Il faut que la température moyenne de l'air soit supérieure à la température de fonte (fixée à $0^{\circ}C$) et que l'état du manteau neigeux eT_G atteigne la valeur de $0^{\circ}C$. La fonte potentielle est calculée à partir de l'équation (E-II.6) :

$$F_{pot}(t, bande) = K_f T_m(t, bande); \text{ si } eT_G(t, bande) = 0 \ \& \ T_m(t, bande) > 0 \quad (\text{E-II.6})$$

Cette fonte potentielle (F_{pot} en $mm.j^{-1}$) dépend du coefficient de fonte K_f , un paramètre libre exprimé en $mm.^{\circ}C^{-1}.j^{-1}$. Il s'agit du second paramètre libre du modèle de neige. Cette fonte est appelée fonte potentielle car celle-ci est modulée en fonction de la surface enneigée sur la bande d'altitude considérée. Le pourcentage d'enneigement est calculé de la manière suivante :

$$SCA(t, bande) = \min\left[1, \frac{SWE(t, bande)}{T_{h,melt}}\right] \quad (\text{E-II.7})$$

La fraction enneigée (SCA , pour Snow Cover Area) évolue de manière linéaire en fonction de l'accumulation de neige (SWE) jusqu'à un certain seuil. Cette valeur seuil de SWE est appelée $T_{h,melt}$ (melting Threshold). La valeur de ce seuil est fixée dans CemaNeige comme étant égale à 90% du cumul de précipitation solide annuel moyen sur le bassin versant. A partir de cette fraction enneigée et de la fonte potentielle, la fonte effective (F en $mm.j^{-1}$) est calculée de la manière suivante :

$$F(t, bande) = (SCA(t, bande)(1 - v_{min}) + v_{min}) F_{pot}(t, bande) \quad (\text{E-II.8})$$

Ainsi, selon l'équation (E-II.8), la fonte effective est maximale lorsque l'enneigement est au plus haut (i.e., $SCA = 1$) et la plus faible lorsque l'enneigement est nul. La vitesse de fonte minimale dépend de la valeur v_{min} (–) habituellement fixée à 0.1. A cette valeur minimale, la fonte aura une valeur égale à 10% de la fonte potentielle. Cette paramétrisation de la fonte dépend du SCA et représente le fait qu'à un stade avancé de la fonte, la neige restante est majoritairement située dans des crevasses ou des versants non exposés au soleil. Cette neige est donc moins propice à fondre. La fonte F exprimée en $mm.j^{-1}$ additionnée à la valeur de la précipitation liquide journalière est transférée ensuite en entrée du modèle hydrologique.

Les variables de SCA et de SWE telles que présentées dans le modèle CemaNeige sont des variables internes qui peuvent être conceptuellement reliées au SWE et au SCA réels, mais n'ont pas été explicitement créés afin d'être comparées aux observations de ces deux variables.

Le modèle CemaNeige est disponible au sein du package R airGR (Coron *et al.*, 2017a,b). Les développements de cette partie de la thèse ont été effectués à partir de la version 1.0.2 de ce package.

Le modèle CemaNeige a été développé sur une série de 380 bassins différents provenant des Alpes françaises et suisses, de la Suède et du Canada. Certaines modifications ont pu être apportées au modèle afin de prendre en compte des processus spécifiques de certaines zones du globe, par différents groupes de recherche.

II.1.2 Modifications du modèle de neige pour des usages spécifiques

a) Modélisation de la neige en zone semi-aride

Hublart *et al.* (2016) ont utilisé le modèle CemaNeige couplé à GR4J afin de simuler le débit du bassin de la rivière Claro situé dans le massif des Andes chiliennes. Ce bassin de $1515 km^2$ a un dénivelé d'altitude très élevé puisque son exutoire est situé à $550 m$ d'altitude alors que l'extrémité du bassin a une altitude avoisinant les $5500 m$. Du fait de la faible humidité de l'air, de vents et de rayonnements solaires intenses, le processus de sublimation joue un rôle dominant dans cette région (Gascoïn *et al.*, 2013). Il a alors été jugé nécessaire d'ajouter un processus de sublimation dans le modèle CemaNeige pour ce cas spécifique (Hublart *et al.*, 2016). L'équation (E-II.6) a été modifiée de la manière suivante (Eq. (E-II.9)) :

$$F_{pot}(t, bande) = K_f T_m(t, bande) + Y_n(t, bande)/(\rho L_{fus});$$

$$si T_m(t, bande) > 0^\circ C \text{ et } eT_G(t, bande) = 0^\circ C \quad (E-II.9)$$

où ρ correspond à la masse volumique de l'eau ($1000 kg.m^{-3}$) et L_{fus} correspond à la chaleur latente de fusion (égale à $0.34 MJ.kg^{-1}$). $Y_{n,t}$ (en $J.m^{-2}.j^{-1}$) correspond au surplus d'énergie disponible suite aux variations de température du manteau neigeux. Deux formulations ont été proposées par Hublart *et al.* (2016), la première permettant de représenter la sublimation sans ajout particulier de données de forçage (Eq. (E-II.10)) et

la seconde nécessitant l'utilisation d'observations de rayonnements solaires et atmosphériques incidents (Eq. (E-II.11)).

$$Y_n(t, bande) = -C_{p,g} SWE_t \Delta eT_G(t, bande) \quad (\text{E-II.10})$$

$$Y_n(t, bande) = SW_n(t, bande) + LW_n(t, bande) - C_s SWE(t, bande) \Delta eT_G \quad (\text{E-II.11})$$

$$\text{avec } \Delta eT_G(t, bande) = eT_G(t, bande) - eT_G(t-1, bande) \quad (\text{E-II.12})$$

où ΔeT_G (Eq. (E-II.12)) est la variation de l'état thermique du manteau neigeux entre deux pas de temps, $C_{p,g}$ la constante spécifique de chaleur de la glace ($2.1 \text{ kJ.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), SW_n le flux net journalier de rayonnement solaire et LW_n le flux net journalier de rayonnement infrarouge (les deux en $\text{J.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$). La sublimation potentielle (S_{pot} en mm.j^{-1}) a lieu uniquement lorsqu'il n'y a pas de fonte et s'écrit de la manière suivante (Eq. (E-II.13))

$$S_{pot}(t, bande) = Y_n(t, bande)/(\rho L_{sub}); \text{ si } T_m(t, bande) < 0^\circ\text{C} \quad (\text{E-II.13})$$

De la même manière que la fonte dans le modèle CemaNeige originel, la sublimation réelle (S en mm.j^{-1} , Eq. (E-II.14)) dépend de la sublimation potentielle S_{pot} , de la fraction enneigée (SCA) et de la chaleur latente de sublimation (égale à 2.84 MJ.kg^{-1}).

$$S(t, bande) = ((1 - v_{min}) + SCA(t, bande) v_{min}) S_{pot}(t, bande) \quad (\text{E-II.14})$$

Cette formulation de la sublimation permet une ablation de neige sans passer par la fonte, i.e. sans produire de lame d'eau liquide. Il est à noter que la formulation de la sublimation telle qu'elle a été mise en place dans CemaNeige lors l'étude de [Hublart et al. \(2016\)](#) n'ajoute aucun nouveau paramètre à caler. Les résultats obtenus ont montré une faible amélioration des performances de la modélisation hydrologique dans le bassin versant étudié par l'ajout du processus de sublimation. L'utilisation des variables de rayonnement s'est avérée décevante puisqu'elle n'a pas apporté d'amélioration de performances en débit. En plus de la paramétrisation de la sublimation, ils ont également ajouté la prise en compte des prélèvements d'eau sur le bassin lors de cette même étude. Bien qu'il s'agisse du processus ayant fortement amélioré la simulation des débits par le modèle, ce cas ne sera pas présenté ici puisqu'il s'agit d'une prise en compte d'un processus appartenant au modèle hydrologique et non pas au modèle neige.

b) Modélisation de l'hydrologie de l'Himalaya

[Pokhrel et al. \(2014\)](#) ont étudié le bassin versant de Dudh Koshi au Népal, d'une surface de 3719 km^2 dont l'altitude est comprise entre 455 et 8848 m (altitude moyenne de 4512 m). A cause du dénivelé très important (et difficilement comparable aux dénivelés des Alpes) les gradients de températures et de précipitations ont été recalculés afin de mieux correspondre aux observations. En effet, l'extrapolation des précipitations développé par [Valéry et al. \(2010\)](#) augmente la quantité de précipitations en fonction de l'altitude, une hypothèse qui peut être justifiable pour des bassin alpins mais qui peut être biaisée pour des bassin de l'Himalaya ayant des altitudes beaucoup plus élevées. Les résultats de cette étude montrent que le couple CemaNeige-GR4J n'est pas adapté à la

simulation de l'hydrologie nivale dans ce type de bassin versant (NSE de 0.64 en validation). En effet, le modèle CemaNeige prend uniquement en compte la fonte nivale, mais ne dispose pas d'un processus de fonte glaciaire, indispensable pour ces bassins de très haute altitude.

Dans une étude similaire, [Nepal et al. \(2016\)](#) ont ajouté au modèle hydrologique GR4J un modèle de neige (différent de CemaNeige) et un modèle degrés-jour simple de fonte glaciaire. Cette étude a été réalisée sur le bassin népalais du Tamor (4005 km² dont 407 km² de glaciers), rivière tributaire du Koshi. Avec un modèle de glacier simple (Eq. (E-II.15)) ils sont arrivés à une valeur de NSE en validation de 0.88.

$$F_{glacier} = K_{f,g} T_m(t, bande) \quad (\text{E-II.15})$$

La différence principale entre les deux paramétrisations se situe au niveau des valeurs du coefficient de fonte de la neige K_f et de la glace $K_{f,g}$: la valeur de $K_{f,g}$ est généralement plus petite que celle du K_f . De plus le réservoir de glace n'est généralement pas modélisé car le stock de glace est considéré infini ([Nepal et al., 2016](#)). L'amélioration des performances sur ce bassin versant montre l'intérêt d'ajouter un processus de glacier pour les bassins de très haute altitude, même si un modèle neige très simplifié a été utilisé dans ce cas précis.

II.1.3 Le modèle hydrologique GR4J

Le modèle GR4J développé par [Perrin et al. \(2003\)](#) est un modèle hydrologique global au pas de temps journalier. Ce modèle est parcimonieux avec seulement quatre paramètres libres. Le schéma du modèle est proposé dans la figure F-II.3.

Le modèle GR4J est forcé par des données de précipitations. Lorsque le modèle de neige est utilisé, la lame de fonte est ajoutée à la lame d'eau liquide précipitée. L'évapotranspiration potentielle (ETP en mm.j⁻¹) est également un forçage du modèle hydrologique. L'évapotranspiration potentielle est une variable qui est généralement simulée par la formulation de [Oudin et al. \(2005a,b\)](#) à partir de la température de l'air.

La fonction de production du modèle GR4J est une fonction à réservoir. Ce réservoir est alimenté par la pluie, dont une partie est interceptée, une autre s'infiltré dans le réservoir et une dernière ruisselle. La pluie interceptée correspond à la précipitation totale dont l'ETP journalière est soustraite, cette pluie n'atteint ni le réservoir de production, ni le ruissellement mais comble (en partie ou totalement) les besoins en ETP. Le surplus de précipitation, s'il y en a, est appelé précipitation nette (P_n) et le surplus d'ETP est appelé évapotranspiration potentielle nette (E_n). La proportion de pluie infiltrée dépend de la quantité d'eau dans le réservoir de production par rapport à sa capacité (notée x_1 en mm, paramètre libre du modèle). Selon les besoins en ETP nette (E_n), une partie de l'eau stockée dans le réservoir de production est prélevée et sort du modèle. Une faible partie du réservoir sort également par percolation ($Perc$ en mm) et va vers la fonction de routage. Cette percolation alimente le débit de base lorsqu'aucune précipitation n'a lieu.

La lame d'eau atteignant la fonction de routage correspond à la somme d'eau ruisselée ($P_n - P_s$) et d'eau percolée ($Perc$) au pas de temps considéré. La fonction de routage est

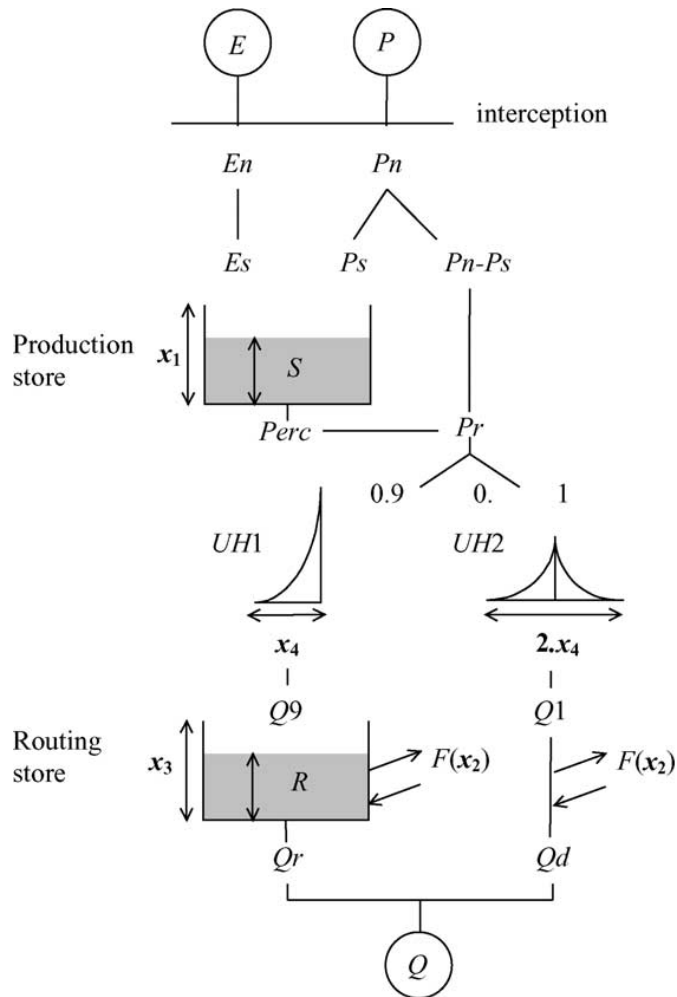


FIGURE F-II.3 Représentation schématique du modèle GR4J (Perrin et al., 2003)

divisée en deux branches. 90% de la lame d'eau va traverser l'hydrogramme unitaire (dont le temps de base est égal au paramètre x_4) et un réservoir de routage dont la capacité est limitée (x_3 en mm , paramètre du modèle). Cette branche constitue la part de la lame d'eau qui a un écoulement lent. La deuxième branche dont le temps de base est doublé ($2 x_4$) constitue la branche d'écoulement rapide du modèle GR4J. Un dernier paramètre, x_2 , permet au modèle de gérer les échanges avec d'autres bassins versants. Ce paramètre permet l'apport (en cas de déficit) ou le retrait (en cas de surplus) d'eau.

II.1.4 L'algorithme de calage

Afin de caler le couple de modèle CemaNeige-GR4J, l'algorithme de calage utilisé est celui développé par Mathevet (2005). Lors de sa thèse, celui-ci a ajouté à l'algorithme local de calage développé par Michel (1989) une phase de recherche globale dans l'espace des paramètres. Cet algorithme se décompose en deux étapes :

- Une première étape permet de déterminer le jeu de paramètres utilisé comme point de départ de l’optimisation. Cette première étape est la phase de recherche globale dans l’espace des paramètres. A chaque paramètre à optimiser est non seulement attribué un intervalle mais également des quantiles 16.66, 50 et 83.33 de distribution. En utilisant les trois valeurs de quantiles de chaque paramètre, toutes les combinaisons possibles sont testées (au total $3^{n_{param}}$, n_{param} étant le nombre de paramètres du modèle). Le jeu de paramètres ayant la performance la plus élevée est choisi en tant que point de départ de la recherche locale.
- La recherche locale utilise l’algorithme pas-à-pas développé par Michel (1989) et Edijatno (1991). Cet algorithme de calage utilise une méthode de type gradient. Il fait évoluer les paramètres un-à-un avec un pas variable selon l’évolution de l’optimisation. Si la direction générale de l’optimisation reste identique sur plusieurs itérations (i.e. si les performances augmentent continuellement avec des paramètres allant dans une même direction), le pas d’évolution augmente afin d’accélérer le calage. Si au contraire, il n’y a pas d’amélioration du critère de performances, le pas diminue. L’algorithme est stoppé une fois que le pas diminue jusqu’à un certain seuil, c’est-à-dire lorsque l’algorithme converge et que la performance du modèle ne varie plus de manière significative.

II.2 Les données

II.2.1 Forçage atmosphérique

a) Données SAFRAN

Le schéma d’analyse SAFRAN (Système d’Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) développé par Météo-France est la première étape de la chaîne du système de modélisation et de réanalyse hydrométéorologique SIM (Safran-Isba-Modcou). Ce système permet de fournir un forçage atmosphérique sous forme de grille à partir de données provenant de modèles climatiques et de données d’observations atmosphériques et de surface. Ces grilles de résolution 64 km^2 ($8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$) permettent de forcer des schémas de surface et des modèles hydrologiques (Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010).

Les données SAFRAN comprennent les variables suivantes :

- Température de l’air en surface (K)
- Vent ($m.s^{-1}$)
- Nébulosité ($-$)
- Précipitations (mm , séparée en solide et liquide)
- Humidité spécifique (kg_{vap}/kg_{air})
- Rayonnement solaire global et diffus ($J.cm^2$)
- Rayonnement infra-rouge ($J.cm^2$)

Ces données de réanalyses sont disponibles au pas de temps horaire à partir de 1958. Afin de forcer le couple de modèle CemaNeige-GR4J, les données SAFRAN ont été agrégées temporellement au pas de temps journalier et spatialement à l’échelle des bassins versants.

b) Données SPAZM

La méthode de réanalyse statistique SPAZM (SPAtialisation en Zones de Montagnes) a été développée par [Gottardi \(2009\)](#); [Gottardi et al. \(2012\)](#). Cette méthode statistique permet d'interpoler les pluies à des mailles de résolution de 1 km^2 en prenant en compte l'effet du relief sur les pluies. La méthode d'interpolation spatiale les pluies observées par le réseau de pluviomètres en se basant sur huit ébauches différentes, classées par type de temps (i.e., par type de circulation générale atmosphérique). Cette méthode fournit les données de températures minimales et maximales journalières ainsi que les données de précipitations. Une correction des précipitations est également ajoutée afin de pallier la sous-captation des pluviomètres en zone de montagne.

II.2.2 Autres observations

a) Données de débit

Les données de débits utilisées pour cette étude proviennent de la banque HYDRO (<http://hydro.eaufrance.fr/>). Celle-ci fournit les données de hauteur d'eau et de débits provenant d'environ 5000 stations de mesures françaises. Les données de débits utilisées sont agrégées au pas de temps journalier.

b) Données de surface d'enneigement

Les deux satellites Terra et Aqua embarquent chacun l'instrument MODIS (pour Moderate resolution Imaging Spectroradiometer) de télédétection. Cet instrument mesure les longueurs d'ondes émises et réfléchies par la Terre sur 36 bandes spectrales différentes (sensibilité entre $0.4 \mu\text{m}$ et $14.4 \mu\text{m}$ de longueur d'onde). Selon la bande spectrale mesurée, la résolution de la mesure varie entre 250 m et 1 km . L'utilisation de deux satellites permet d'obtenir au total une à deux images par jour selon la zone d'étude. Le satellite Terra a été lancé en 1999 alors que le satellite Aqua a été lancé en 2002. Ces satellites passent au dessus du même lieu chaque jour à la même heure solaire, ils ont une orbite dite héliosynchrone. La position de cette orbite permet aux satellites d'être toujours placés au dessus de la face ensoleillée de la Terre, ce qui est indispensable car de nombreux capteurs de ces satellites mesurent des ondes dans le spectre du visible.

A partir des sondes MODIS, de nombreux algorithmes permettent d'extraire des données brutes plusieurs types de produits et d'observations utilisables dans le cadre de la modélisation (<https://modis.gsfc.nasa.gov>) :

- **Observations atmosphériques** : Concentration en aérosols, en vapeur d'eau, présence ou absence de nuages.
- **Observations océaniques** : Température de surface des océans, concentration en chlorophylle-a, valeur instantanée ou journalière du rayonnement photosynthétiquement actif.
- **Observations du sol** : Température de surface, évapotranspiration, types de sols, type de végétaux, albédo.
- **Observations de la cryosphère** : Couverture de neige, température de surface de la glace et de la neige.

Le produit de couverture de neige MODIS, MOD10A1 pour les produits provenant de Terra et MYD10A1 provenant d’Aqua, sont disponibles à la résolution 500 m (Hall *et al.*, 2006) sur le site du National Snow and Ice Data Center (NSIDC, <http://nsidc.org>). Ces données donnent une information quasi binaire sur l’absence ou la présence de la neige sur chacun des pixels. En cas d’absence de données, la raison est également indiquée (e.g. présence de nuages, mauvaise qualité). La raison la plus commune d’absence de données est la présence des nuages au dessus du pixel considéré. Comme le produit SCA MODIS fait appel à des observations provenant de la bande spectrale du visible, la présence de nuages rend impossible l’observation de la neige.

Il peut être difficile d’obtenir une information d’enneigement de qualité car les nuages peuvent être très présents. Plusieurs méthodes existent afin de combler ces lacunes de mesures. La plus simple est de combiner les données des deux satellites Terra et Aqua (Parajka & Blöschl, 2008a). Puisqu’ils survolent la même zone à deux moments différents de la journée, il est possible que le couvert nuageux soit présent seulement à un des deux moments. Enfin, l’enneigement n’étant pas une variable qui évolue de manière rapide, temporellement ou spatialement, il est possible de mettre en place un filtre spatio-temporel. Le filtre temporel permet de remplacer les pixels sans données par l’observation précédente ayant une donnée utilisable. Cette approche est seuillée, Parajka & Blöschl (2008a) ayant testé un seuil de 3 et de 7 jours. Le filtre spatial permet d’attribuer à un pixel la valeur des pixels directement voisins. Ces approches utilisées conjointement permettent de réduire efficacement le nombre de pixels couverts par les nuages (Parajka & Blöschl, 2008a). Krajčič *et al.* (2014) ont développé une méthode plus complexe d’élimination de lacunes en déterminant à l’aide des observations MODIS la ligne d’élévation de la ligne de neige. Ceci consiste à estimer qu’à partir d’une altitude donnée tous les pixels sont enneigés et sous un second seuil d’altitude aucun pixel n’est enneigé. Les pixels situés entre les deux seuils ne sont pas prédéterminés comme enneigés ou non par le modèle et sont déterminés directement par les observations MODIS. Ces deux seuils de la ligne d’enneigement sont des variables évoluant dans le temps selon les observations MODIS.

Pour cette étude, une méthode simple a été utilisée afin de traiter les données MODIS. Les données provenant de Terra et Aqua ont été fusionnées afin de limiter l’impact de l’enneigement. Dans le cas où les deux satellites donnent une information contradictoire, les images provenant d’Aqua sont privilégiées, car la précision de l’instrument MODIS y est supérieure. Les données ont ensuite été agrégées par bassin ou par bande d’altitude et considérées fiables s’il y a au moins 60% de pixels sans nuage dans la journée considérée.

c) Mesures ponctuelles de la neige

Des données de neige mesurées à cinq stations NRC (Nivomètre à Rayonnement Cosmique) au pas de temps journalier nous ont été confiées par EDF. A ces stations sont mesurés la hauteur de neige (en m) ainsi que l’équivalent en eau de la neige (SWE, en mm). Les NRC mesurent l’atténuation du rayonnement cosmique par les molécules d’eau présentes dans la neige (Kodama *et al.*, 1979; Paquet & Laval, 2006). Les mesures provenant des NRC sont des mesures fiables à-même d’être utilisées pour des fins de calage ou d’assimilation au sein des modèles hydrologiques (Paquet & Laval, 2006). Ces données de

CHAPITRE II. PRÉSENTATION DU MODÈLE DEGRÉS-JOUR CEMANEIGE ET DES DONNÉES

neige ont été utilisées conjointement à des données d'enneigement MODIS afin de caler le modèle hydrologique MORDOR ([Besic et al., 2014](#)).



Utilisation de données de SCA pour le calage d'un modèle degrés-jour simple

III.1 Études préliminaires

De nombreuses études ont montré l'impact bénéfique de l'utilisation de données de SCA MODIS pour le calage des modèles de neige degrés-jour (Udnæs *et al.*, 2007; Parajka & Blöschl, 2008b; Sorman *et al.*, 2009; Franz & Karsten, 2013). Les données SCA MODIS ont été agrégées afin de déterminer la fraction enneigée du bassin versant. Cette fraction enneigée est ensuite utilisée en tant que variable d'évaluation au côté des données de débits afin de caler le couple de modèle hydrologique et de modèle neige (pour plus de détails voir la section I.3.3). Bien que les performances en débit ne soient pas significativement meilleures lorsque le modèle neige est couplé avec le modèle hydrologique, la modélisation du SCA par les modèles calés de cette manière est souvent améliorée. L'utilisation de variables d'observation de la neige pour le calage du modèle permet également de mieux identifier les paramètres (Grayson *et al.*, 2002, pour l'utilisation de SCA issue des données satellites SPOT XS).

Deux stagiaires IRSTEA ont travaillé sur le calage du modèle CemaNeige avec des données d'observation MODIS. Le but du stage de Gosset (2014), encadrée par Guillaume Thirel, était de mettre en place une méthode de calage du modèle CemaNeige couplé au modèle GR5J (modèle GR4J modifié pour mieux prévoir les étiages, Le Moine *et al.*, 2007) avec des données de SCA MODIS et des données de débit. Ce test a été réalisé sur 687 bassins versants français dont 89 bassins de montagne. La méthodologie mise en place mettait en avant le calage du modèle avec un critère d'évaluation dont 50% était alloué aux performances en Nash-Sutcliffe (NSE) sur les débits et 50% aux performances en NSE sur le SCA. La performance en SCA a été établie en comparant les données observées MODIS directement à la variable interne SCA de CemaNeige (Eq. (E-II.7)).

Les résultats de cette étude montrent que le modèle CemaNeige n'est pas capable de

simuler des valeurs réalistes de SCA. Ceci provient du paramètre fixe $T_{h,melt}$, impliqué dans le calcul du SCA (Eq. (E-II.7)), dont la valeur est fixée à 90% du cumul annuel moyen des précipitations neigeuse. En effet, la simulation de l'enneigement de la bande d'altitude considérée n'atteint que très rarement une valeur de 100% avec une telle valeur de $T_{h,melt}$. Ceci est en opposition avec ce que nous pouvons observer par les données de SCA MODIS. Si, en revanche, le seuil est fixé à une valeur plus basse (par exemple 40 mm), ceci améliore la performance du SCA pendant l'accumulation de la neige (début d'hiver), mais lors de la fonte le SCA a tendance à baisser trop tardivement (Fig. F-III.1).

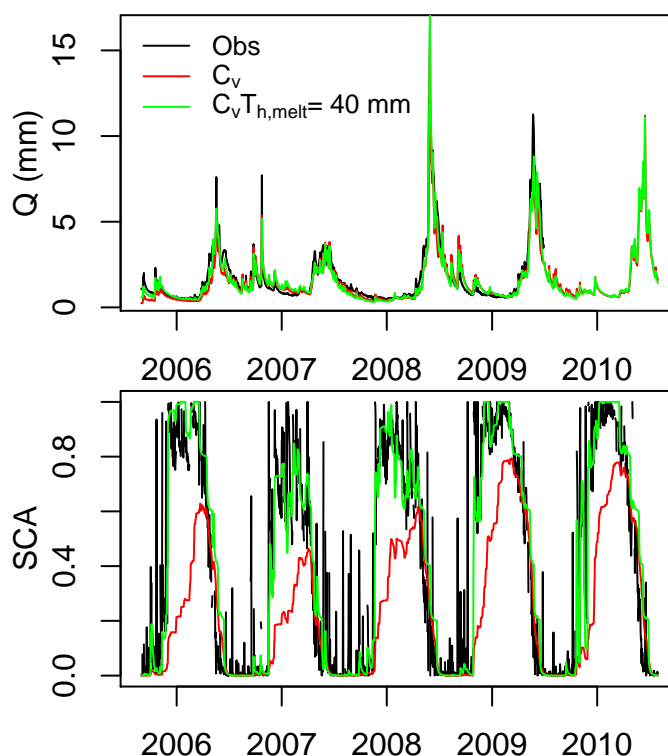


FIGURE F-III.1 Simulation du débit et du SCA par le modèle CemaNeige sur le bassin de la Durance à Embrun en période de validation. Deux valeurs de $T_{h,melt}$ ont été utilisées, une valeur fixe de 40 mm (courbes vertes) ainsi que la valeur telle que définie dans le modèle CemaNeige de Valéry et al. (2014b) (C_v , courbes rouges). Les paramètres de CemaNeige dans ce cas ont été déterminés par un calage sur le débit uniquement.

En utilisant l'une ou l'autre des valeurs de $T_{h,melt}$, le calage du modèle avec des données MODIS tend à détériorer de manière significative les débits du couple CemaNeige-GR5J sans améliorer grandement les performances de SCA. Ce stage a permis de mettre en évidence le fait que la variable interne de SCA du modèle CemaNeige est difficilement comparable aux observations "réelles" de SCA par MODIS. Ceci n'est pas surprenant du fait que la variable interne de SCA n'a pas été prévue à l'origine pour être utilisée en tant que sortie du modèle de neige.

Suite à cette étude, un autre stage a été réalisé par [Mascret \(2015\)](#), encadré par Guillaume Thirel et moi-même. Le but de ce nouveau stage était d'analyser la structure du modèle CemaNeige afin de comprendre quelles modifications structurelles étaient nécessaires pour que la variable interne de SCA du modèle devienne une variable simulée de manière explicite (i.e. comparable à des observations). Cette étude s'est basée sur un échantillon restreint de deux bassins versants, le bassin de la Durance à Embrun et le bassin de la Garonne à Saint-Béat. Cette étude préliminaire a permis de mettre en évidence le fait que la formulation du SCA devait prendre en compte deux étapes :

- En période d'accumulation, le SCA doit augmenter de manière rapide en fonction de la neige accumulée (SWE).
- En période de fonte, la diminution du SCA en fonction du SWE doit être plus graduelle.

L'évolution différente du SCA selon la croissance ou la décroissance de la variable de SWE sera nommée hystérésis de la relation SWE-SCA. Afin de mieux représenter l'évolution du SCA en fonction du SWE dans le modèle, une hystérésis entre ces deux variables a été introduite. Trois formulations provenant de la littérature ont été testées. La plus simple, proposée par [Magand *et al.* \(2014\)](#), est une hystérésis simple basée sur deux évolutions linéaires définissant la relation SWE-SCA pour une accumulation ou pour une fonte de la neige. La phase de fonte a été dans un second temps représentée sous la forme d'une courbe suivant une fonction racine carrée ([Nitta *et al.*, 2014](#)). Enfin, la dernière formulation de la fonte testée, développée par [Swenson & Lawrence \(2012\)](#), est différente des deux dernières. Celle-ci permet de faire varier la forme de la courbe de fonte en fonction d'un paramètre de forme.

L'utilisation de l'hystérésis au sein du modèle CemaNeige a permis de simuler l'évolution du SCA de manière réaliste, ce qui n'était pas permis avec la formulation d'origine du modèle. Cette simulation du SCA est réalisée sans dégradation de la performance sur les débits, en ajoutant seulement deux paramètres libres au modèle. Cependant, la question du calage du modèle de neige avec hystérésis n'avait que très peu été abordée lors de ce stage.

III.2 Résumé de l'article

La section suivante [III.3](#) retranscrit un article qui a été accepté au sein de la revue *Journal of Hydrology and Hydromechanics* ([Riboust *et al.*, n.d.](#)). Cet article fait suite aux deux stages réalisés à l'IRSTEA, et décrit l'utilisation d'une hystérésis dans le modèle CemaNeige pour le calage du modèle avec des données satellites MODIS de SCA. Quatre versions différentes du modèle CemaNeige modifié par les différentes hystérésis utilisées dans le cadre du stage de [Mascret \(2015\)](#) ont été testées sur 277 bassins montagneux français (la liste est disponible en annexe [A](#)). Ces bassins ont été sélectionnés selon deux critères : ils doivent être peu influencés et avoir un enneigement moyen annuel suffisant ($SCA > 10\%$ au moins pour 30 jours par ans et un exutoire situé au moins à 300 m d'altitude).

Une comparaison des trois formulations d'hystérésis a été réalisée lors de cette étude. Les différents modèles testés ont tous été calés en réalisant un split-sample test (Klemeš, 1986), avec un critère de performance prenant en compte le KGE' (Kling-Gupta efficiency, Gupta *et al.*, 2009; Kling *et al.*, 2012) calculé sur les débits et le KGE' calculé sur le SCA.

Les résultats de cette étude ont confirmé les résultats précédents, montrant qu'un calage du modèle CemaNeige sans hystérésis avec des données de SCA n'améliore que très peu la simulation du SCA tout en détériorant la simulation des débits. Introduire une hystérésis dans le modèle CemaNeige et utiliser les données de SCA comme critère d'évaluation lors du calage permet d'améliorer grandement la simulation du SCA sans modification significative des performances en simulation des débits. Les résultats montrent que la formulation la plus simple de Magand *et al.* (2014) donne le meilleur compromis entre performances en débits et performances en SCA.

Par ailleurs, plusieurs pondérations entre le critère de performance alloué au débit et le critère de performance alloué au SCA ont été testées pour le critère de calage. Les résultats montrent qu'une pondération du critère d'optimisation de 0.75 pour le KGE' sur le débit et de 0.25 pour le KGE' sur le SCA forme un bon compromis. Du fait de la présence de cinq bandes d'altitude, des tests ont également été effectués afin de calculer de la manière la plus appropriée le critère de performance de SCA. Les meilleurs résultats de calage ont été obtenus en moyennant les KGE' SCA obtenus sur chacune des cinq bandes d'altitude.

Une analyse des paramètres a montré que l'utilisation du modèle avec hystérésis permet de mieux les identifier et de limiter leurs dispersion. Enfin, quelques tests de robustesse ont été soumis au modèle CemaNeige avec hystérésis. Une simulation sur une période passée a été réalisée ainsi qu'une simulation en condition non-jaugée. Le nouveau modèle calé sur le SCA s'est avéré légèrement plus robuste que le modèle originel pour la simulation de périodes passées. Ce résultat est très intéressant dans le contexte d'application du modèle en condition de changement climatique. La simulation en condition non-jaugée n'a pas montré d'amélioration significative, du fait que l'utilisation du modèle hydrologique sans calage ni méthode de régionalisation poussée est ici le facteur limitant. Enfin, nous avons montré dans cet article que caler le modèle de neige avec uniquement des données de SCA détériore les performances en débit. Le SCA n'est pas assez informatif pour pouvoir caler les coefficients de fonte de manière correcte, il est obligatoire d'utiliser des données de débit pour le calage.

Dans cet article la notation de la fonte F sera noté *Melting* et la notation de la température moyenne sur la bande d'altitude T_m sera notée T_{mean} .

III.3 Revisiting a simple degree-day model for integrating satellite data : implementation of SWE-SCA hystereseS

III.3.1 Abstract

Conceptual degree-day snow models are often calibrated using runoff observations. This makes the snow models dependent on the rainfall-runoff model they are coupled with. Numerous studies have shown that using Snow Cover Area (SCA) remote sensing observation from MODIS satellites helps to better constrain parameters. The objective of this study was to calibrate the CemaNeige degree-day snow model with SCA and runoff observations. In order to calibrate the snow model with SCA observations, the original CemaNeige SCA formulation was revisited to take into account the hysteresis that exists between SCA and the snow water equivalent (SWE) during the accumulation and melt phases. Several parametrizations of the hysteresis between SWE and SCA were taken from land surface model literature. We showed that they improve the performances of SCA simulation without degrading the river runoff simulation. With this improvement, a new calibration method of the snow model was developed using jointly SCA and runoff observations. Further analysis showed that the CemaNeige calibrated parameter sets are more robust for simulating independent periods than parameter sets obtained from discharge calibration only. Calibrating the snow model using only SCA data gave mixed results, with similar performances as using median parameters from all watersheds calibration.

III.3.2 Introduction

Snow accumulation in winter as well as spring snowmelt gives to mountain catchments a particular hydrological response that should be taken into account when modelling river runoff. Rainfall-runoff models are often coupled with snow models so that solid precipitation storage in snow reservoirs can be represented and released as river runoff when this accumulated snow melts. Improving the snow dynamics modelling is a necessity for improving hydrological forecasting for snow-dominated catchments. Snow-dominated areas are very sensible to temperature changes; therefore climate change can drastically impact the hydrological cycle (Beniston *et al.*, 2017; Bernsteinová *et al.*, 2015) and the population living in these regions (one sixth of the world, estimated by Barnett *et al.* (2005)). For studying the impacts of climate change in mountains and other snow-dominated region, the robustness and reliability of models have to be assessed (and improved) in order to ensure that the model structure and parameters are still valid for simulating river runoff in a different climate context (Thirel *et al.*, 2015a,b).

To improve the robustness of degree-day empirical snow models, numbers of studies have demonstrated the advantages of snow cover data in addition to the runoff observations to calibrate and validate models (eg. Franz & Karsten, 2013; Parajka & Blöschl, 2008b) or using data assimilation techniques (Andreadis & Lettenmaier, 2006; Rodell & Houser, 2004; Slater & Clark, 2006; Thirel *et al.*, 2013). Snow models are traditionally calibrated only with runoff observations, making the obtained parameter sets dependent on the rainfall-runoff model used. Adding snow data information to the calibration procedure allows the snow model to be less dependent on the hydrological model, and therefore

allows to obtain more robust snow parameter sets (Franz & Karsten, 2013). In addition to the improvement of the robustness of the snow model, this procedure also helps to better identify its structure and parameters (Grayson *et al.*, 2002; He *et al.*, 2014; Parajka & Blöschl, 2008a,b). Most of these studies used satellite Snow Cover Area (SCA) from the MODIS sensor (Hall *et al.*, 2006), which provides a spatialized vision of the presence of snow on the ground at a 500m resolution. The main disadvantage of MODIS satellite data is that it cannot provide SCA data when there is cloud cover. Several methods have been developed to compensate for these deficiencies, most of which are based on a spatiotemporal filter, i.e., replacing the missing pixel value with its nearest neighbors, whether it be spatial or temporal (Da Ronco & De Michele, 2014; Parajka & Blöschl, 2008a; Poggio *et al.*, 2012). Another approach, which can be additionally used for filling lacunar MODIS data, is to determine the regional snowline elevation (Gafurov & Bárdossy, 2009; Krajčič *et al.*, 2014, 2016; Parajka *et al.*, 2010). SCA data give only geographic information about presence or absence of snow without giving any information about the quantity of Snow Water Equivalent (SWE) present on the watershed. SWE would be more valuable than SCA for snow models, but unfortunately the accuracy of remote sensing SWE data is too low to be used effectively (Vuyovich *et al.*, 2014) and point scale measurements are scarce and difficult to interpolate (Parajka *et al.*, 2012).

SCA parametrization within snow models is highly dependent on the resolution selected. When the model represents an area with a heterogeneous topography, the relation between the SCA and the quantity of SWE averaged over the area forms a hysteresis (Luce *et al.*, 2014). During an accumulation period, the SCA increases very quickly and remains stable, whereas the SWE increases slowly. On the opposite, during a melting period, the decrease in the SCA is slower and more gradual. The relation between SWE and SCA therefore differs depending on whether a snowmelt period or a snow accumulation period is considered. Snow accumulates heterogeneously in the watershed due to redistribution of snow by wind drift (Essery & Pomeroy, 2004). During the melting period, snow tends to melt uniformly with variations depending on the mountain slope and orientation (Egli & Jonas, 2009). Snow patches tend to be created during the melting period, due to the combination of heterogeneous snow depths and to heterogeneous melt rates at watershed scale (Egli & Jonas, 2009; Helbig *et al.*, 2015; Magand *et al.*, 2014). This representation of the snow cover area is an issue that has greatly interested the Land Surface Modelling (LSM) community. As snow's albedo has a strong retroaction on the earth-atmosphere coupling because of its influence on the energy budget, precise knowledge of the SCA is necessary (Zaitchik & Rodell, 2009). This is why LSMs often integrate a parametrization of hysteresis, linking SCA to SWE, whose complexity can vary (Liston, 2004; Magand *et al.*, 2014; Nitta *et al.*, 2014; Niu & Yang, 2007; Swenson & Lawrence, 2012). Parametrizations of the hysteresis have been introduced in a few snow models (Clark *et al.*, 2011; Duethmann *et al.*, 2014; Franz & Karsten, 2013; Kolberg & Gottschalk, 2006; Magnusson *et al.*, 2014), as the hysteresis may be even found at small geographical scales (Luce & Tarboton, 2004).

To more accurately represent river runoff in snow-covered catchments using lumped GR rainfall-runoff models (Le Moine *et al.*, 2007; Perrin *et al.*, 2003; Pushpalatha *et al.*, 2011), the CemaNeige snow-accounting routine (Valéry *et al.*, 2014a,b) was developed. The present study is based on this model, which is a degree-day model whose primary

III.3 REVISITING A SIMPLE DEGREE-DAY MODEL FOR INTEGRATING SATELLITE DATA : IMPLEMENTATION OF SWE-SCA HYSTERESES

objective is to assist the hydrological model in accurately simulating mountain river runoff as parsimoniously as possible, i.e., with the minimum of free parameters to calibrate. Once its development had been completed, the number of parameters necessary for the snow module was limited to two and required only air temperature (mean temperature or minimum and maximum daily temperatures) and daily precipitation as forcing variables. The CemaNeige snow model has been tested on French, Swiss, Swedish and Canadian watersheds (Valéry *et al.*, 2014b), and an intercomparison of multiple snow-accounting models coupled with different rainfall-runoff models has been made (Troin *et al.*, 2015, 2016). This study showed that the CemaNeige snow-accounting model gave good performances in the Québec area when coupled with any hydrological model. In other types of climate, the CemaNeige snow model has shown some limitations. In Nepal (Pokhrel *et al.*, 2014) the model performances were limited, certainly due to the fact that glacier melt and sublimation processes are not yet represented in CemaNeige. In the dry Andes, the CemaNeige model had to be adapted in order to take into account the sublimation process which is a major cause of snow ablation in arid mountain catchments (Hublart *et al.*, 2016).

The objective of the study is to improve the robustness of the CemaNeige snow-accounting model when used with a rainfall-runoff model. For this, the use of MODIS SCA data for calibration was investigated and diverse weights in the objective function, between SCA and discharge, were tested. In order to make full use of MODIS SCA data at the catchment scale, SWE-SCA hysteresis were implemented in the snow model and assessed.

III.3.3 DATA

a) SAFRAN and MODIS data

The forcing data used by the GR4J model with CemaNeige comes from SAFRAN data (Quintana-Seguí *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010). SAFRAN is an atmospheric re-analysis model : it assimilates surface observations to calculate the energy fluxes as well as temperature, precipitation, humidity, and wind on a regular $64 - km^2$ grid. For the needs of this study, only SAFRAN temperature and precipitation data were used, after they were aggregated by catchment on the daily time step. The MODIS snow cover product (Hall *et al.*, 2006) came from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC, <http://nsidc.org>). The first measurements were taken in summer 2000 by the Terra satellite, followed 2 years later by measurements from the Aqua satellite. The MODIS instruments measure visible radiance. A post-treatment deduces binary snow cover data on $500 - m$ resolution grids once or twice a day. For this study, the MODIS data were aggregated over different elevation zones on each catchment so that they would be comparable to the CemaNeige simulations. This aggregation makes it possible to obtain a snow fraction for each band. The quality of the snow fraction provided by MODIS is considered unsatisfactory if the proportion of pixels covered by clouds is greater than 40% of the total number of pixels of the elevation zone considered. If this threshold is not satisfied, these data are not taken into account for the calibration and evaluation procedures.

b) Selection of catchments

The catchments for this study were selected based on several criteria :

- data availability
- sufficient catchment snow cover
- low catchment's anthropization

The availability of runoff data and MODIS data is a limiting factor. The runoff data used came from the Hydro database (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>); they were available at the daily time step and extracted up to the end of 2010. In addition to this, the MODIS data begins in 2000. We decided to preserve the catchments whose runoff data contained a maximum of 1 year of missing data for the 2000–2005 period and the 2005–2010 period. Moreover, only the catchments whose runoff was nearly natural, for example not influenced by dams, were retained. This limits the number of catchments available in high-altitude mountainous areas, which are often developed for hydroelectric power production. To ensure that the watersheds were frequently snow-covered, we decided to retain only those whose outlet was located above 300 m and whose annual snow cover lasted a minimum 30 days on the catchment's highest elevation zone (i.e. 20% of the watershed area) according to MODIS data. Finally, 277 catchments fulfilled these conditions and were used for this study (Figure F-III.2).

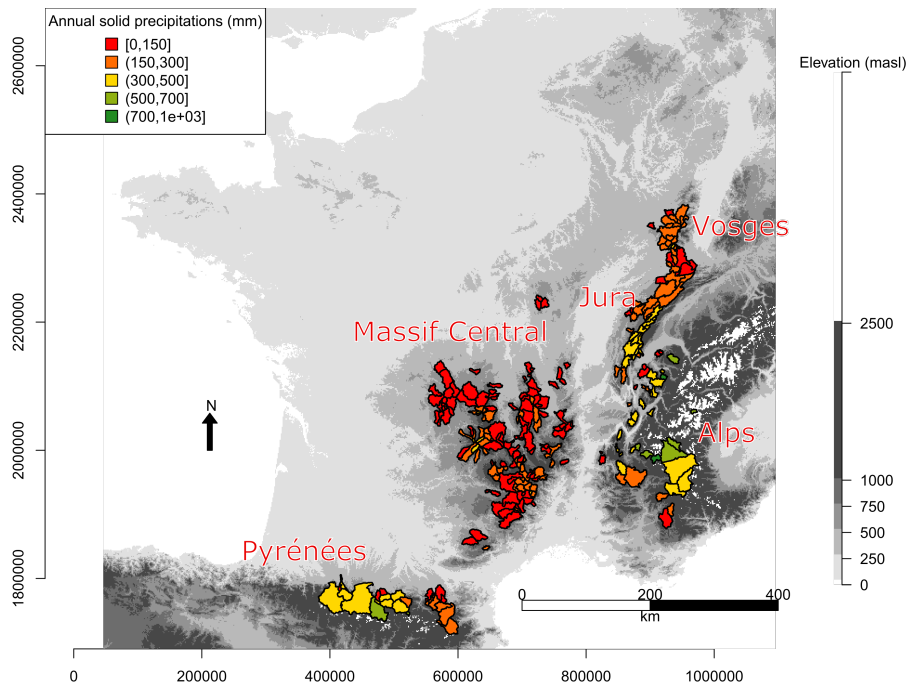


FIGURE F-III.2 Map of the 277 watersheds used in this study. The color of the basins represents the mean annual solid precipitation.

III.3.4 Methods

a) Description of the CemaNeige snow-accounting model

The CemaNeige snow-accounting model (Figure F-III.3) is a degree-day snow model with two free parameters with a simple representation of the catchment's SCA (Valéry *et al.*, 2014b). The snowmelt generated by the snow module is considered as liquid precipitation in the GR4J rainfall-runoff model. To take into account the effects of the relief on precipitation, the CemaNeige snow-accounting model is distributed into elevation zones with equal surface area, usually five bands. Temperature and precipitation are extrapolated for each elevation zone (Valéry *et al.*, 2014a). Both the basic version of CemaNeige and the GR4J model come from the R airGR package (Coron *et al.*, 2017b,a).

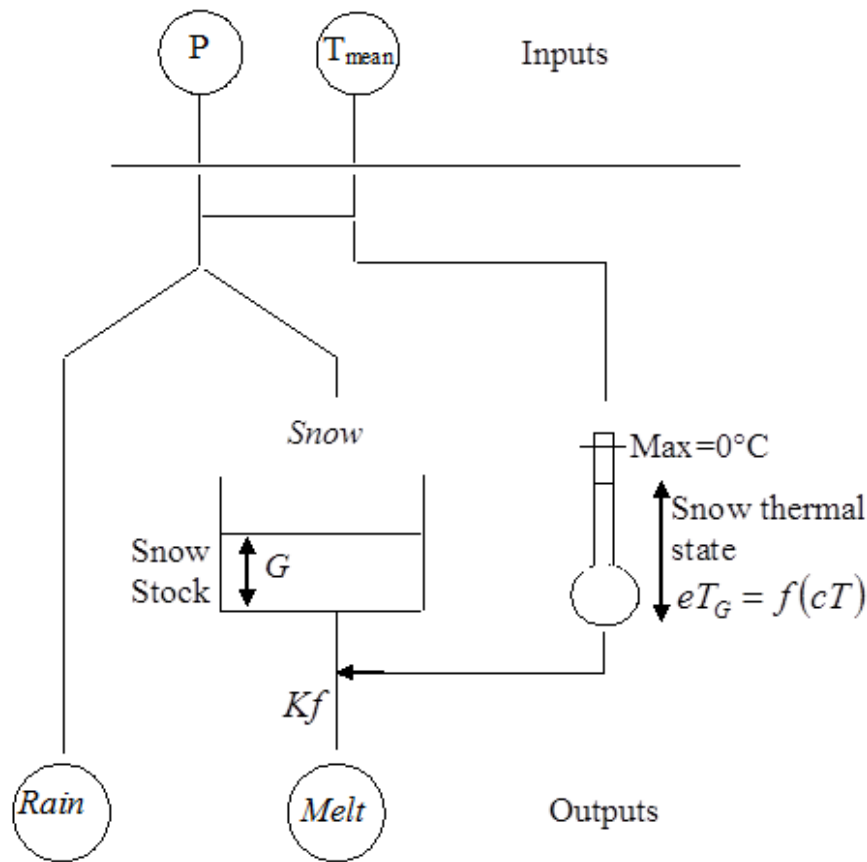


FIGURE F-III.3 Schematic representation of the CemaNeige snow model (Modified from Valéry *et al.* (2014b)).

The CemaNeige model determines the fraction of solid precipitation that accumulates when temperature conditions are adapted. To take into account the thermal inertia of the snowpack, melting is delayed by a formulation taking the air temperature of the preceding days into account (eq. (E-III.1)), modulated by one parameter (cT). The snowpack's cold content (eTG) is calculated based on weighting between the value of the internal variable eTG of the preceding time step and the air temperature of the day considered.

$$eT_{G,t} = \min(cT eT_{G,t-1} + (1 - cT) T_{mean,t}, 0) \quad (\text{E-III.1})$$

When the snow mantel's temperature simulation (eT_G) reaches a value of 0 and the mean air temperature (T_{mean}) is greater than 0°C , potential melting ($Melting_{pot}$) is calculated, which is dependent on the melting factor K_f (eq. (E-III.2)).

$$Melting_{pot,t} = K_f T_{mean,t} \quad (\text{E-III.2})$$

This potential melting is modulated depending on the overall snow surface by the following formula :

$$Melting_t = (0.9 SCA_t + 0.1) Melting_{pot,t} \quad (\text{E-III.3})$$

For a 100% SCA, melting will be identical to potential melting. The more the SCA decreases, the more the melting speed decreases, to a minimum of 10% of the potential melting. The SCA is calculated in the model as follows :

$$SCA_t = \min\left(\frac{SWE_t}{T_{h, melt}}, 1\right) \quad (\text{E-III.4})$$

where the SWE is the quantity of snow accumulated on the catchment in snow water equivalent (a state variable of the model, in mm) and where $T_{h, melt}$ is the model's melting threshold. This $T_{h, melt}$ melting threshold is calculated as being equal to 90% of mean annual solid precipitation on the catchment considered (Valéry *et al.*, 2014b).

This melting modulation stems from the fact that preferential melting is usually established based on the mountain's slope exposure : shaded slopes tend to melt less quickly than sunny slopes. The conceptual model therefore includes a state variable close to the SCA. However, this formulation of the SCA does not necessarily give values that can be directly compared to the MODIS observations because this melting formulation only takes into account that the relation between the SWE and the SCA is not unequivocal and differs depending on whether an accumulation or a melting period is considered. To take this into account, we suggest a hysteresis that allows simulating a fast increase of the SCA at the accumulation period and a smooth decrease at the ablation period. The fast increase at the accumulation period is due to an homogeneous increase of the SCA with snowfall (although the redistribution of snow creates high disparities in snow depths). The heterogeneous SWE coupled to heterogeneous melt rates due to the topography tends to create patchy snow areas (Liston, 2004; Magand *et al.*, 2014).

b) Hysteresis

To take this melting heterogeneity into account, several hystereses were implemented and tested in the CemaNeige snow-accounting routine. The hystereses selected in the literature are presented in this section.

b).1 Accumulation curve The snow cover curve dependent on the SWE in case of accumulation was formulated with a linear function dependent on an accumulation threshold Th_{acc} . This follows the following relation :

$$\Delta SWE_t = P_{sol_t} - Melting_t \quad (\text{E-III.5})$$

$$SCA_t = \min \left(SCA_{t-1} + \frac{P_{sol_t}}{T_{h,acc}}, 1 \right); \text{ if } \Delta SWE_t \geq 0 \quad (\text{E-III.6})$$

where ΔSWE represents the variation of SWE at the time step considered (a positive ΔSWE corresponds to a snow accumulation, a negative ΔSWE to melting), SCA_{t-1} corresponds to the SCA calculated at the preceding time step and P_{sol_t} corresponds to the quantity of snowfall at current time step (in mm). This simple formulation was used in the CLSM model (Magand *et al.*, 2014). The slope of this relation is set by the parameter $T_{h,acc}$, which defines the threshold of SWE (in mm) based from which the SCA is equal to 1. This formulation of the SCA in an accumulation period is used in this article for all the hysteresis models tested.

b).2 Melting curve The different formulations tested for this study are presented in Figure F-III.4; Figure F-III.4a presents the melting curve as it is implemented in the current CemaNeige snow-accounting model ((Valéry *et al.*, 2014b), Eq. (E-III.4)).

Linear hysteresis (LH) The first hysteresis tested (Fig. F-III.4b) is a simple linear hysteresis that was implemented in the CLSM model (Magand *et al.*, 2014).

$$\begin{cases} SCA_t = \min \left(\frac{SWE_t}{T_{h,max}}, 1 \right) \\ SWE_{t\ melt} = SWE_{t-1} \text{ if } SCA_{t-1} = 1 \end{cases} ; \text{ if } \Delta SWE_t < 0 \quad (\text{E-III.7})$$

$$T_{h,max} = \begin{cases} T_{h,melt}; \text{ if } SWE_{t\ melt} > T_{h,melt} \\ SWE_{t\ melt}; \text{ if } SWE_{t\ melt} \leq T_{h,melt} \end{cases} \quad (\text{E-III.8})$$

This parametrization of the hysteresis melting curve part depends on a local maximum threshold ($T_{h,max}$), which defines the inflexion point and the slope of the melting curve (in red on Fig. 3b). If the accumulated snow before snowmelt exceeds a calibrated melt threshold ($T_{h,melt}$), the local threshold ($T_{h,max}$) takes the ($T_{h,melt}$) value. On Fig. F-III.4b, this means that when melting occurs, the SCA value decreases only if the SWE value is lower than 250 mm (this value has been taken as an example). If during the winter, the accumulated SWE never exceeds the $T_{h,melt}$ value, or in the case that there is a snow accumulation after the melting phase has started (represented by the yellow curve in Fig. 3b), the local maximal threshold ($T_{h,max}$) takes the maximal SWE value before the beginning of the melt ($SWE_{t\ melt}$, Eq. (E-III.8)).

Modified linear hysteresis (LH*) A variation of the linear hysteresis is proposed in this article, where :

$$T_{h,melt} = \bar{P}_{sol_{annual}} \cdot R_{sp} \quad (\text{E-III.9})$$

$\bar{P}_{sol_{annual}}$ represents the mean annual precipitation for the elevation zone of the catchment considered and R_{sp} is a parameter between 0 and 1. This formulation defines a different $T_{h,melt}$ for each of the catchment's elevation zones, which is not the case in Equation (E-III.7).

MATSIRO hysteresis (MH) This third hysteresis tested was used within the MATSIRO surface model (Nitta *et al.*, 2014). The formulation is similar to the linear hysteresis formulation, except that instead of following a linear slope, the hysteresis follows a square root function for the melting curve.

$$\begin{cases} SCA_t = \min\left(\sqrt{\frac{SWE_t}{T_{h,max}}}, 1\right) \\ SWE_{t\ melt} = SWE_{t-1} \text{ if } SCA_{t-1} = 1 \end{cases} ; \text{ if } \Delta SWE_t < 0 \quad (\text{E-III.10})$$

$$T_{h,max} = \begin{cases} T_{h,melt}; \text{ if } SWE_{t\ melt} > T_{h,melt} \\ SWE_{t\ melt}; \text{ if } SWE_{t\ melt} \leq T_{h,melt} \end{cases}$$

This parametrization also calls on the $T_{h,melt}$ parameter. As equation (E-III.8), the value of $T_{h,max}$ depends on the state of the accumulated SWE at the beginning of the melting period ($SWE_{t\ melt}$) and of the value of the $T_{h,melt}$ parameter. This curve shape implies that the decrease in the SCA accelerates as the SWE decreases. In other words, this formulation would mean that at the beginning of melting, a decrease in the SWE affects the south-exposed snow cover only slightly. As the quantity of snow diminishes, melting affects the entire catchment and the SCA drops rapidly. The shape of this hysteresis can be consulted in Figure F-III.4c. Like the linear hysteresis, Equation (E-III.10) updates the melting threshold with the SWE value if the SWE accumulated does not go beyond the $T_{h,melt}$ value or in the case of a snow accumulation within a snow melt period.

Swenson hysteresis (SH) The last parametrization tested comes from the CLM4 model (Swenson & Lawrence, 2012). It is very different from the other methods since it does not use the melting threshold to manage melting. Instead, a N_{melt} parameter directly imposes the shape of the melting curve (Equations (E-III.11) and (E-III.12)).

$$SCA_t = 1 - \left(\frac{1}{\pi} \arccos\left(2\frac{SWE_t}{SWE_{t\ melt}} - 1\right)\right)^{N_{melt}} ; \text{ if } \Delta SWE < 0 \quad (\text{E-III.11})$$

$$SWE_{t\ melt} = SWE_t \left[\frac{\cos(\pi(1 - SCA_{t-1})) + 1}{2}\right]^{-1/N_{melt}} \quad (\text{E-III.12})$$

The higher the N_{melt} value, the lower the decrease in the SCA will be at the beginning of melting and it will accelerate progressively, which makes it possible to model the threshold effect as it is in the hysteresis presented above. In contrast, the lower the N_{melt} value, the more the SCA will drop rapidly at the beginning of melting and will be followed by a relative stabilization of the slope until a second, sharper drop at the end of melting. Conceptually, this would mean that the SCA of the exposed slopes would drop very rapidly at the beginning of melting, whereas the SCA of the less exposed slopes would decrease less rapidly. The influence of the melting factor N_{melt} on the SCA during the melting period is presented in Figure F-III.4d, F-III.4e, and F-III.4f.

III.3.5 Calibration and optimization criteria

The four different hysteresis models implemented in the CemaNeige snow-accounting model were tested and calibrated on the 277 catchments. The calibrations were performed

III.3 REVISITING A SIMPLE DEGREE-DAY MODEL FOR INTEGRATING SATELLITE DATA :
IMPLEMENTATION OF SWE-SCA HYSTERESES

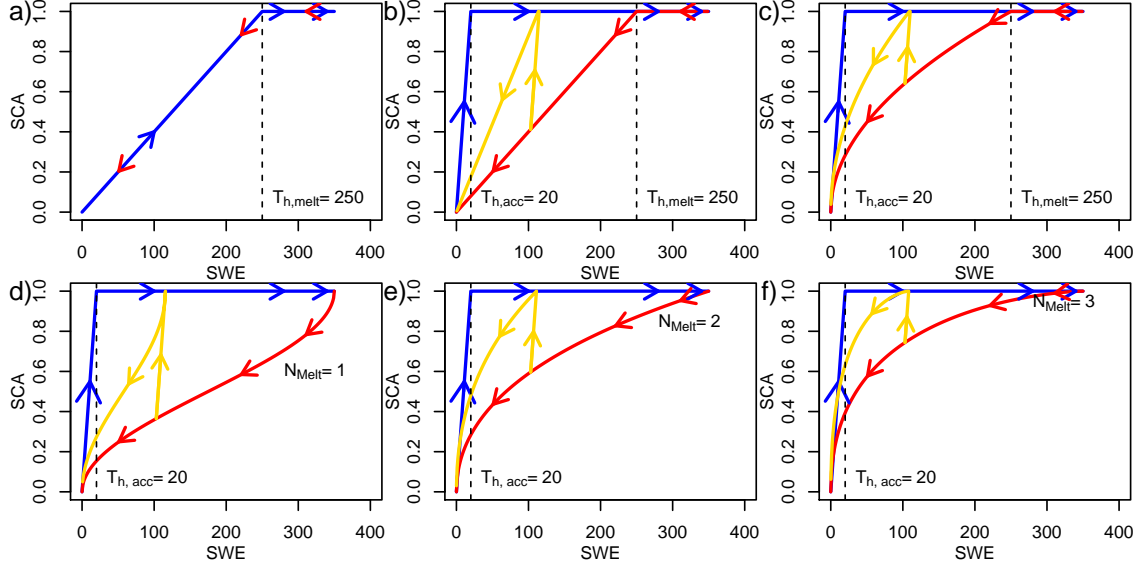


FIGURE F-III.4 Schematic representation of the different types of hystereses used a) original relation in CemaNeige, b) linear hysteresis, c) MATSIRO hysteresis, d-e-f) Swenson hysteresis with three different N_{melt} coefficients. The blue line represents the accumulation phase of the hysteresis while the red line represents the melting phase. The yellow curves represent an example of snow accumulation within a melting period. The $T_{h,acc}$ and $T_{h,melt}$ values have been set respectively at 20 and 250 mm to illustrate the different hystereses.

for each catchment for two different periods : 2000 – 2005 and 2005 – 2010. The routing and rainfall-runoff transformation were computed using the GR4J hydrological model. Both the hydrological model's and the snow model's parameters were calibrated using the steepest-descent calibration algorithm (Edijatno *et al.*, 1999; Perrin *et al.*, 2001). The calibration criterion used was the KGE' (Gupta *et al.*, 2009; Kling *et al.*, 2012). This criterion (Eq. (E-III.13)) takes into account the Pearson correlation coefficient (Eq. (E-III.14), Cov_{so} being the covariance between observation and simulation, σ being the standard deviation), the percentage bias (Eq. (E-III.15), depending on μ the average of the simulation and observations), and the ratio of the coefficients of variation between the simulated and observed temporal series (Eq. (E-III.16)).

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\omega - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (\text{E-III.13})$$

$$r = \frac{Cov_{so}}{\sigma_s \sigma_o} \quad (\text{E-III.14})$$

$$\omega = \frac{\mu_s}{\mu_o} \quad (\text{E-III.15})$$

$$\gamma = \frac{\sigma_s / \mu_s}{\sigma_o / \mu_o} \quad (\text{E-III.16})$$

To calibrate the model with the runoff and the MODIS data, the KGE' on the runoff and the KGE' on the MODIS data on five elevation zones were combined.

$$Crit = \alpha KGE'(Q) + \sum_{i=1}^5 \beta_i KGE'(SCA_i)$$

$$where \alpha + \sum_{i=1}^5 \beta_i = 1$$

Thus a weighting β_i can be assigned to the SCA simulation on each elevation zone i modeled by CemaNeige (here five zones were selected : $SCA_1, SCA_2, \dots, SCA_5$). In addition, a single weighting β can be assigned on the SCA criterion if the SCA is averaged over the entire watershed (i.e., all the elevation zones).

The performance presented in the Results section is calculated from the validation period complementary to each calibration period (e.g., 2000 – 2005 calibration, 2005 – 2010 validation). The performances of simulations are therefore represented twice for each catchment (one performance per validation period). To ensure that the performance criteria take into account the modifications to the snow model, the validation concerns only the months with snow. For each catchment, the months with snow correspond to the months whose upper layer mean SCA is greater than 5% according to MODIS for the whole period.

A Friedman test (Friedman, 1937) is also applied to the calibration results. This is a statistical test designed to determine whether the models give significantly different results. For each catchment, the performances of the simulations of each model are ranked, and then the ranks are summed for each model. The model with the highest ranks is considered the best according to this test.

III.3.6 Results

a) Analysis of the different hysteresis models

The GR4J–CemaNeige coupled model contains six parameters to calibrate (four for GR4J, two for CemaNeige). The three versions of CemaNeige with hysteresis add two additional parameters : $T_{h,acc}$ and $T_{h,melt}$ or N_{melt} . Except for the original CemaNeige model that serves as the reference and was calibrated only on runoff ($\alpha = 1$), the other models tested were calibrated with weighting $\alpha = 0.75$ and an identical weighting β for all elevation zones equal to 0.05. The different models used as well as their calibration weighting are presented in Table T-III.1. The comparison of the performance of the models is available in Figure F-III.5.

It can be observed that the reference CemaNeige snow-accounting model gave the best scores in terms of runoff, according to the Friedman test, with a similar median to the models with hysteresis (0.81), however. In terms of SCA performance, the original version of CemaNeige gave much lower scores than the versions with hysteresis (median, 0.19 versus 0.79 for both linear hystereses). Calibration of CemaNeige with the MODIS data, as originally designed, showed a decrease in the runoff score of approximately 0.05 points on the median and only improved the SCA score very slightly. This shows the

III.3 REVISITING A SIMPLE DEGREE-DAY MODEL FOR INTEGRATING SATELLITE DATA :
IMPLEMENTATION OF SWE-SCA HYSTERESES

TABLEAU T-III.1 List of the models and weightings used for analyzing the performances of the hystereses formulations.

Model	Q weighting α	SCA weighting β 1 ... 5
CemaNeige reference (C Q)	1	0
CemaNeige SCA (C Q SCA)	0.75	0.05
Linear hysteresis (LH)	0.75	0.05
Modified linear hysteresis (LH*)	0.75	0.05
MATSIRO hysteresis (MH)	0.75	0.05
Swenson hysteresis (SH)	0.75	0.05

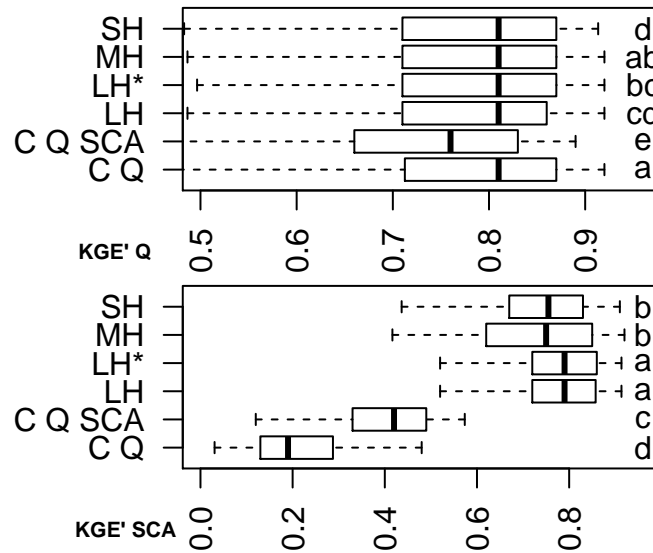


FIGURE F-III.5 Performances of the different hystereses used with CemaNeige coupled with GR4J model. The performances presented are KGE' values calculated on validation periods. Each boxplot contains the results from both validation periods for each catchment; the whiskers indicate the 5 and 95 percentiles. The result of the Friedman analysis is represented by the letters near the boxplot. The best ranked model is indicated by letter "a" and models with identical letters are considered as not significantly different.

inability of the original CemaNeige model to take into account the calibrated SCA data without damaging the runoff score.

The implementation of hystereses in CemaNeige significantly improved the SCA score, with the best score obtained by the linear hysteresis : median, 0.81 and 0.82 for the modified version. The runoff scores modeled by CemaNeige with linear hysteresis were very

slightly inferior to the reference scores. They had the same median and the same quartiles; only the mean, not represented here, differed slightly. Both of the other hystereses showed similar performance in terms of runoff, but slightly inferior in the SCA. It can be concluded that adding a hysteresis significantly improves the SCA if it is used in calibration while retaining a stable performance in runoff, which the original model did not allow.

b) Analysis of runoff criterion and snow cover criterion weighting

To obtain better validation criteria on the SCA without harming the runoff criterion, several different weighting configurations were analyzed. The α weighting on runoff was tested for values of 0, 0.5, 0.75, 0.9, and 1. Weighting corresponding to the SCA criteria was 0.2, 0.1, 0.05, 0.02, and 0 for each of the layers. This analysis was based on the use of the modified linear hysteresis, which gave highly satisfactory results in the previous section. These values are summarized in Table T-III.2 and the results are available in Figure F-III.6.

TABLEAU T-III.2 Weightings used for the calibrations of the snow model with the modified linear hysteresis (LH*).

Model	Q weighting α	SCA weighting β 1 ... 5
LH*	0	0.2
LH*	0.5	0.1
LH*	0.75	0.05
LH*	0.9	0.02
LH*	1	0
Swenson hysteresis (SH)	0.75	0.05

We can observe that the runoff criterion remains stable in validation as the weighting performed in calibration decreased. The SCA criterion seems, on the other hand, to improve as the weighting on runoff decreases. Nevertheless, it seems that for weighting greater than 0.25 of SCA (i.e., less than 0.75 of runoff) the gains are very low on the SCA. Calibration on runoff only (1Q) significantly deteriorates the model's simulation of the SCA. Thus, a weighting of the optimization criterion with 75% allocated to the runoff criterion and 25% allocated to the SCA criterion seems to be a satisfactory compromise between the model's performance in terms of runoff and SCA. Figure 5 also shows that runoff performance is slightly better with a 0.75 weighting rather than a calibration only on the runoff criterion. This shows that the model potentially has higher robustness using the calibrated SCA. The robustness of the model will be more fully studied in section III.3.7.

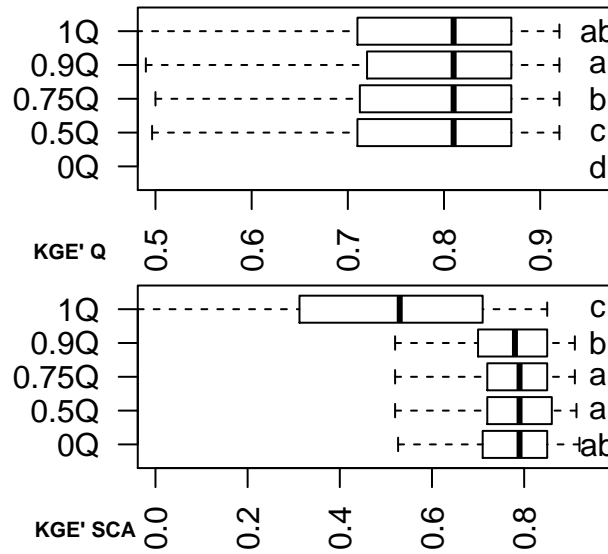


FIGURE F-III.6 Performances of the snow model with the modified linear hysteresis for different weightings of the optimization criteria. The KGE' performances presented in the boxplots have been calculated on validation periods.

c) Analysis of the type of snow cover weighting to use

In section b), the SCA weightings were considered to be equivalent for all layers. Based on a 0.75 runoff weighting, we studied several ways to weight the SCA simulations for each elevation zone. The first reference combination used in the preceding sections considers an identical weighting for each elevation zone (here 5% for each elevation zone). Since the highest elevation zones have a greater snow regime than the lower layers, it is possible that the low-elevation zones provide little information to calibrate the model. Therefore, a calibration mode with a weighting that increases with elevation was tested, as was a second mode with a weighting that took only the high elevation zones into account. Finally, the last type of calibration, called global calibration, was directly calculated based on the mean SCA for the entire catchment, with no distinction made on the performance for each elevation zone. This global calibration is different to the equivalent weighting for all layers since there is just one hysteresis computed for all elevation bands, this should affect the calibration of the hysteresis parameters. The different weightings in this analysis are summarized in Table T-III.3 and the results are presented in Figure F-III.7.

For the runoff validation, few significant differences were observed for the different methods taking the SCA selected into account. However, in terms of SCA validation, the results clearly show that use of the highest elevation zones only to calibrate the model is not sufficiently informative and gives unsatisfactory results compared to the other calibration methods. The three other types of calibration provide similar results in SCA validation. Identically weighting each elevation zone used in the preceding sections therefore seems to be a viable choice to calibrate the snow model with hysteresis and will be retained for further analysis.

TABLEAU T-III.3 List of the SCA weighting methods used for the snow model calibration.

Model	Calibration type	α	β_1	β_2	β_3	β_4	β_5
LH*	Equally Weighted (SCA E)	0.75	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
LH*	Global (SCA G)	0.75	0.25, the SCA from the five-layer bands are averaged and compared to the mean observed SCA				
LH*	Increasing (SCA I)	0.75	0.025 (10%)	0.025 (10%)	0.05 (20%)	0.075 (30%)	0.075 (30%)
LH*	High elevation (SCA H)	0.75	0	0	0	0.125	0.125

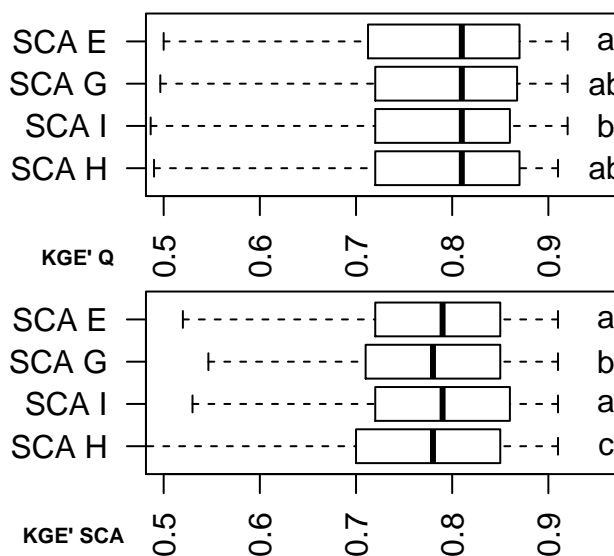


FIGURE F-III.7 Performances of the snow model with the modified linear hysteresis for different types of SCA criteria weighting. The KGE' performances presented in the boxplots have been calculated on validation periods.

d) Overall results : hydrographs and analysis of the model's parameters

The analyses above demonstrate that use of modified linear hysteresis (Eqs. (E-III.5), (E-III.6), (E-III.7), (E-III.8) and (E-III.9)) with an optimization criterion with a 0.75 weighting on runoff and a 0.05 weighting on each of the elevation zones gives one of the best compromises in runoff and SCA performance over most of the catchments studied.

III.3 REVISITING A SIMPLE DEGREE-DAY MODEL FOR INTEGRATING SATELLITE DATA :
IMPLEMENTATION OF SWE-SCA HYSTERESES

The difference in performance between the reference CemaNeige routine calibrated on runoff and the model developed in this study, for each catchment, is presented in Figure F-III.8.

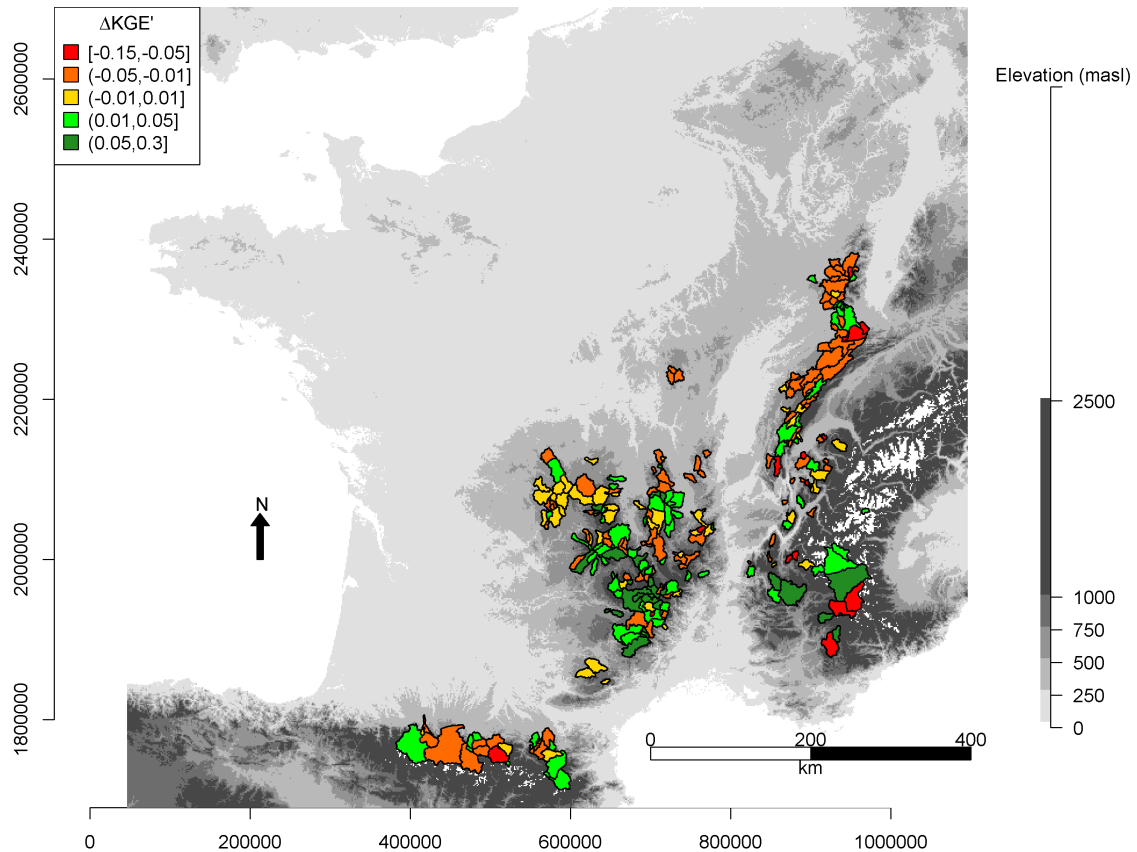


FIGURE F-III.8 Improvement (or degradation) of KGE' performances on river discharge for each studied watershed. The value indicated is the difference between the performances of the modified CemaNeige with the hysteresis formulation minus the performance of the original CemaNeige model for the 2005 – 2010 validation period. 16 watersheds have significant degraded runoff performance (red), 104 have slightly degraded runoff (orange) and 51 watersheds have similar performances (yellow), while 75 have slightly improved performances (green) and 31 have seen significant improvement (dark green).

The map in Figure F-III.8 indicates that the performance in the runoff simulations of the reference CemaNeige model with hysteresis is similar for most catchments. The majority of the catchments gaining in performance seem to be the small catchments in the Massif Central. However, this figure does not show spatial coherence in the deterioration of the runoff performance criterion.

Concluding this analysis on various catchments, hydrographs as well as the SCA and the SWE over time are presented in Figure F-III.9. The three catchments presented are the Durance at Embrun (X0310010, 2283 km², the Alps) and the Arac at Soulan (O0384010,

CHAPITRE III. UTILISATION DE DONNÉES DE SCA POUR LE CALAGE D'UN MODÈLE DEGRÉS-JOUR SIMPLE

170 km², the Pyrenees). The Durance alpine catchment has its performance improved by the new model (+0.06 points in KGE'), while the performance of the simulations of the Arac catchment remained stable (identical KGE').

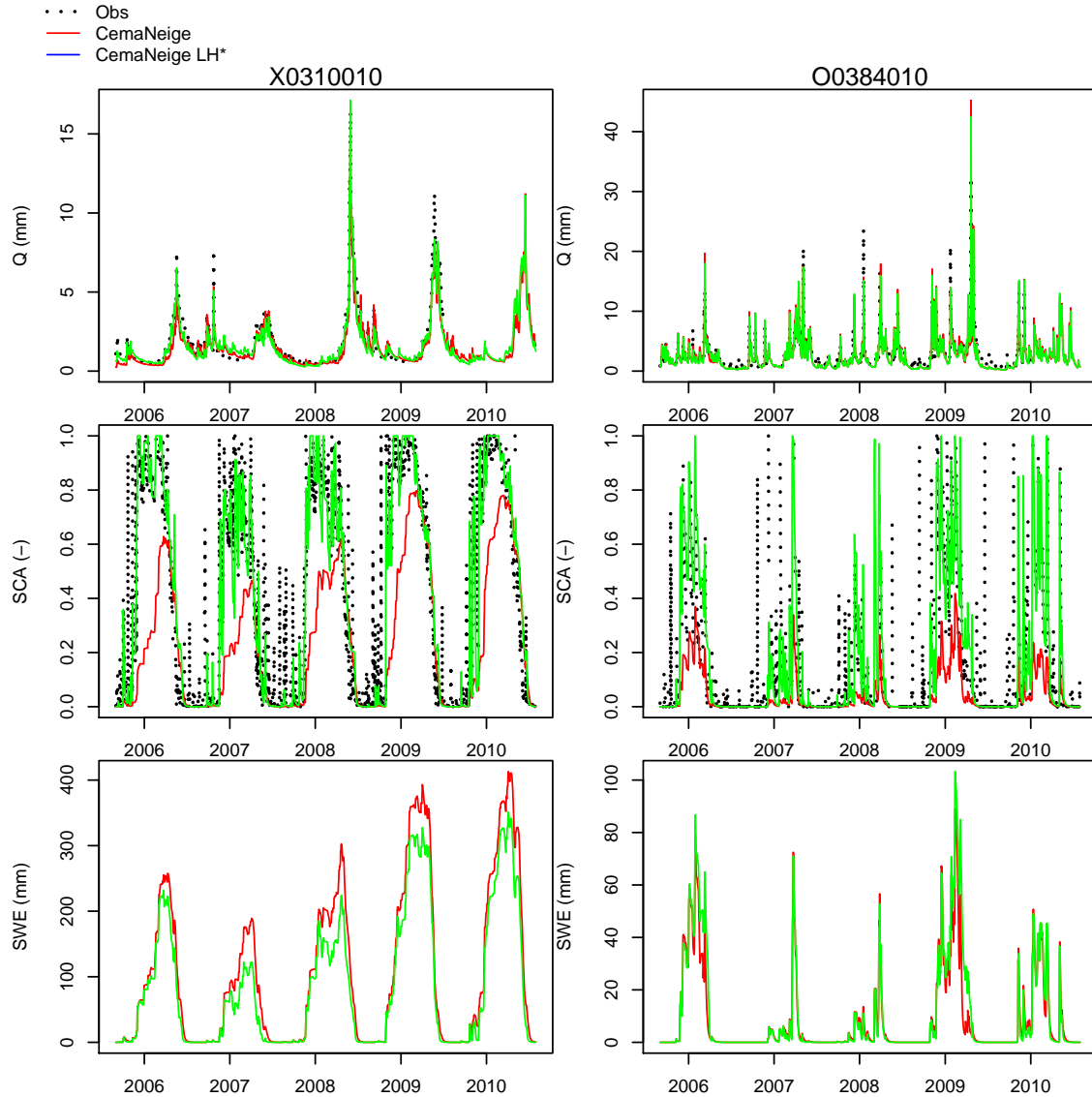


FIGURE F-III.9 Hydrograph, evolution of SCA and SWE for three snow-dominated watersheds. These two watersheds were calibrated on the 2000-2005 period and the simulations presented in this figure are coming from the 2005-2010 validation period.

These hydrographs show relatively few differences between the reference CemaNeige simulations and the simulation with CemaNeige improved by hysteresis. It can nonetheless be observed that the spring flow peaks were better reproduced on the Durance (X0310010). A clear improvement in the SCA simulation by CemaNeige with hysteresis,

III.3 REVISITING A SIMPLE DEGREE-DAY MODEL FOR INTEGRATING SATELLITE DATA :
IMPLEMENTATION OF SWE-SCA HYSTERESES

compared to the reference CemaNeige, can be observed for the two catchments. Figure F-III.9 also shows that SWE was modified over time by the new SCA formulation in the CemaNeige model. Overall, it seems that the improvement tends to reduce the SWE accumulated. This shows that this new SCA parametrization also influences melting in the model. The impact of hysteresis on the model's parameters can be observed in Figure F-III.10.

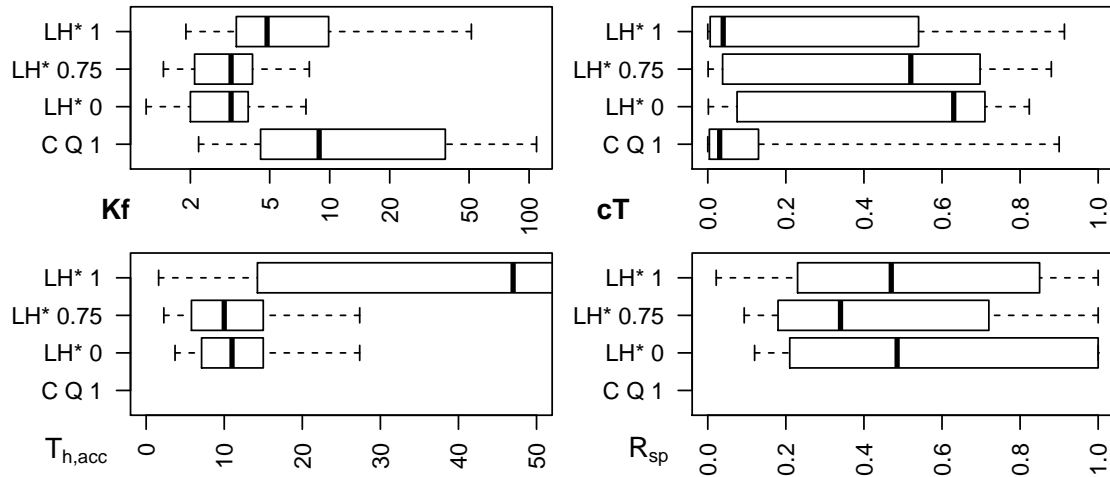


FIGURE F-III.10 Analysis of the melt coefficient (K_f , in $mm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1}$), the cold content parameter (cT) and the hysteresis parameters ($T_{h,acc}$ and R_{sp}) for the reference model (C Q 1) and the snow model with the modified linear hysteresis calibrated with a weighting of the runoff and SCA criteria (LH* 0.75), with a calibration on the runoff criterion only (LH* 1) and with a calibration on the SCA criterion only (LH* 0).

Figure F-III.10 shows that the melting parameter changes considerably between the reference model and the model with hysteresis calibrated by weighting the two objectives. Using the MODIS data and hysteresis constrains the melting parameter to much lower values than for calibration with runoff only. With quartiles between 2 and 4.5 $mm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1}$, these values seem more plausible than what calibration of the reference model proposes (quartiles 4.5 and 38 $mm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1}$), as values for degree day coefficient varying between 0.3 and 7.6 $mm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1}$ can be found in the literature (Martinec & Rango, 1986). As snow melt rate decreases with SCA in the model (due to Eq. (E-III.3)), the implemented hysteresis directly impacts the melt rate and the melting parameter. Globally, the model with hysteresis has much higher SCA values compared to the original formulation (Fig. F-III.9). This could explain the decreased value of the degree-day melt coefficient as higher SCA values tends to increase this melt rate (Eq. (E-III.3)).

The cold content parameter cT seems to be less restricted by the model calibrated with MODIS than with the reference. The reference model's cT values cluster around a very low value (median, 0.04), indicating that for a consequential number of catchments, thermal inertia is considered to be very low. Figure F-III.10 also shows that the para-

meters with $T_{h,acc}$ and R_{sp} hysteresis require MODIS data to be constrained. The values are indeed highly dispersed with calibration based only on runoff. To limit the addition of a parameter to the CemaNeige SCA, it seems cautious to set the accumulation threshold ($T_{h,acc}$). Its value varies little from one catchment to another (quartiles at 5.8 and 15 mm) and since the increase of SCA is very fast in accumulation periods, its influence on the model (whether for the SCA or runoff) should be less important than the melting threshold ratio (R_{sp}).

Finally, to check that the improvement of the winter runoff performance does not occur at the expense of runoff performance for the rest of the year, Figure F-III.11 allows one to verify the performance over the validation periods for criteria calculated only on winter runoff and criteria calculated on the whole year runoff.

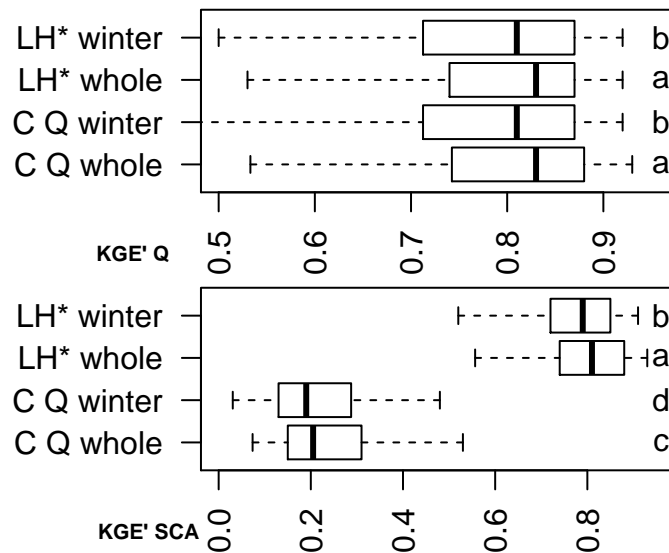


FIGURE F-III.11 Performances for runoff and SCA simulations, calculated on the whole validation period and calculated on the winter month of the validation period only.

The performance over the whole period is close to the winter period performance, considering that overall, taking the whole period into account tends to improve both the runoff and SCA scores. This remains true for the snow module with hysteresis and the reference CemaNeige SCA, meaning that the introduction of the hysteresis has a negligible influence on non-snow dependent runoff modelled by GR4J.

III.3.7 Application of the snow model to different simulation contexts

a) Using the calibrated model on a period from the past

Following calibration of the snow model with the MODIS observation data, several questions come to mind. For example, is the model with hysteresis more robust in terms of climatic variability than the reference CemaNeige model? For this analysis, both models were run for three 10-year periods from the past using the parameters calibrated on the

III.3 REVISITING A SIMPLE DEGREE-DAY MODEL FOR INTEGRATING SATELLITE DATA :
IMPLEMENTATION OF SWE-SCA HYSTERESES

2000-2005 and 2005-2010 periods. Only the catchments with runoff measurements for these three periods were used (representing approximately 50% of the sample used in this article). The three periods used were 1960–1970, 1970–1980, and 1980–1990. The boxplots in Figure F-III.12 present the performances of the simulations using the model with hysteresis and the reference model for each of the past periods. The SCA performance criteria could not be calculated as the MODIS data were not available for these periods.

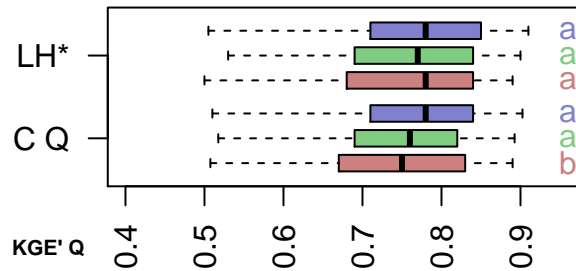


FIGURE F-III.12 Performances of the snow model with the modified linear hysteresis and the original CemaNeige model for three past periods : 1960-1970 (in red), 1970-1980 (in green), 1980-1990 (in blue). The parameters used here come from the calibrations of the 2000-2005 and 2005-2010 periods.

These results are encouraging because they show that the model calibrated on the SCA tends to keep slightly more stable performance for simulations far from the calibration period, as observed in the boxplots, which are slightly decentered toward a positive difference in performance. These preliminary results on the use of a set of parameters on a distant period should make the model with hysteresis more adapted than the reference model for analyses such as impact studies on climate change.

b) Sequential calibration of the snow model and the hydrological model

Here we wish to answer the following question : is it possible to calibrate the snow model completely independently of the rainfall-runoff model? This question seeks to determine which part of the information comes from MODIS SCA and whether it is sufficient to calibrate the snow model. Independently calibrating CemaNeige would facilitate the elaboration of a regionalization strategy for these parameters. Therefore, the snow model was first calibrated only on the SCA and then the rainfall-runoff model was calibrated on runoff observations, with the parameters from the snow model set to the values obtained in the first calibration (sequential calibration). This result was compared to the calibration of the rainfall-runoff model coupled with the snow model (reference or with hysteresis) whose parameters are set to the median value of the 277 catchments for each period (LH* med and C Q med) as well as a joint calibration of the snow model with hysteresis and the rainfall-runoff model (as was done above, LH* 0.75 here LH* ref).

The sequential calibration strategy applied is summarized in Table T-III.4 ; the results are available in Figure F-III.13.

The performances between the model calibrated sequentially and the original CemaNeige reference model are very similar for runoff (median performance of 0.81). Using

TABLEAU T-III.4 List of the calibrations realized for the analysis of the independency of the snow model from the rainfall-runoff model.

Snow model		Rainfall-runoff model
LH* ref	Coupled model optimization on Q and SCA, with $\alpha = 0.75$ and SCA E	
C Q ref	Coupled model optimization on Q	
Sequential calibration (LH* seq)	Optimization on SCA only	Optimization on Q only
LH* med	Fixed parameters at median value	Optimization on Q only
C Q med	Fixed parameters at median value	Optimization on Q only

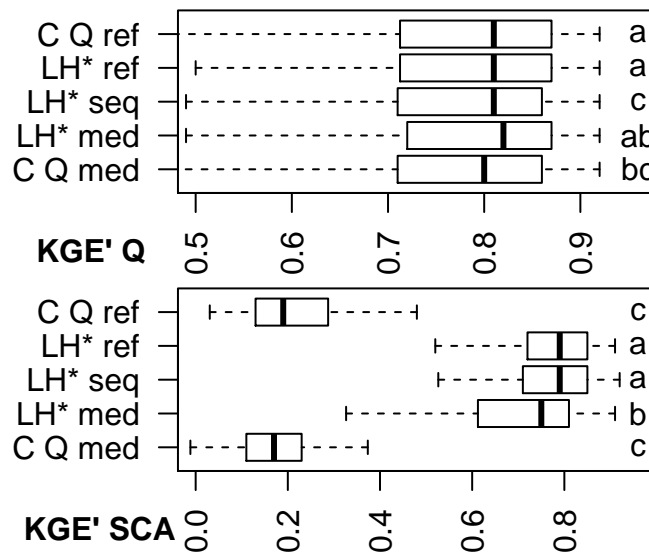


FIGURE F-III.13 Performances of the model simulations used for sequential calibration analysis and the two references calibrated on runoff data presented in Table T-III.4.

median parameters for the snow models gives results that are also very similar to the sequential and reference calibrations. It therefore seems that the hydrological model can compensate for a large part of the modifications resulting from change in parameters from the snow model to the sequential calibration. Sequential calibration therefore contributes little to the rainfall-runoff model compared to the use of median parameters for the snow model.

c) **Application of the model to an ungauged context**

Many mountain catchments are not gauged, and runoff measurements are therefore not available to calibrate the snow model or the hydrological model. On the other hand, the MODIS SCA data are available everywhere, meaning that, as above, they provide a calibration of the snow model for the SCA even if the catchment is not instrumented. The difference compared to the preceding section is that the rainfall-runoff model cannot be calibrated; the parameters are then set to their median value (the median of the parameters between all the catchments for each calibration period). This calibration of the snow model on SCA only is compared to the performance of the simulations with the reference CemaNeige model with hysteresis, with their parameters set at a median value. A summary of this analysis is available in Table T-III.5 and the results are presented in Figure F-III.14. The performance data presented are the KGE' deltas, the difference in performance of the catchments considered to be ungauged, and the same catchments calibrated on runoff with the reference model.

TABLEAU T-III.5 *List of the simulations made for analyzing the performance of the snow model for ungauged watersheds.*

Snow model		Runoff model
LH* ref	Coupled model optimization on Q and SCA with $\alpha=0.75$ and SCA E	
C Q ref	Coupled model optimization on Q	
Sequential calibration (LH* SCA)	Optimization on SCA only	Fixed parameters at median value
LH* med	Fixed parameters at median value	Fixed parameters at median value
C Q med	Fixed parameters at median value	Fixed parameters at median value

Using the median parameters for the GR4J rainfall-runoff model implies a much greater loss in performance compared to the results shown in Figure F-III.13 in section III.3.7b). Setting parameters of the hydrological model at a median value is relatively harsh. However, we observe that calibrating the snow model on SCA with hysteresis gives slightly better results than using the median parameters of the reference CemaNeige model but the LH* model with median parameters still performs a little better for flow simulation. It remains difficult to calibrate the snow model as well as the hydrological model without flow data.

III.3.8 Conclusion

Many studies have shown the utility of calibrating the snow model with MODIS snow cover data (SCA). The objectives of the present study were to improve the SCA formulation of the CemaNeige snow-accounting model, to test several model calibration strategies

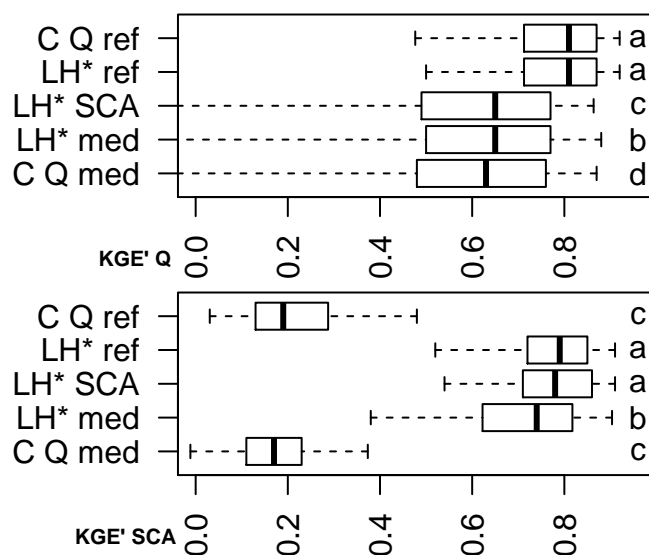


FIGURE F-III.14 Performances of the models presented in Table T-III.5 used in an ungauged watershed situation and the two reference simulations.

using SCA MODIS data, and to assess their performance in a variety of application conditions.

The results of this study demonstrated that the original CemaNeige model gives highly satisfactory runoff simulations when it is combined with a rainfall-runoff model, but also that its internal snow cover surface variable cannot capture the MODIS SCA data. Calibrating CemaNeige in its original version with an optimization criterion taking runoff and SCA into account shows a clear reduction in performance in terms of runoff simulation, with only a slight improvement in performance with SCA.

Introducing a hysteresis in CemaNeige made it possible to go beyond the restrictions of the original model by improving the performance of the SCA simulation, without deteriorating the performance for runoff. Different SWE-SCA hystereses were tested : the modified simple linear formulation with a melting threshold dependent on annual solid precipitation presented the best results and was retained. Several analyses also determined that the most advantageous compromise for the model's evaluation criterion was a 75% weighting of the flow criterion, and an identical weighting of each of the elevation zones with 5% weighting on the SCA criterion.

These different analyses improved the CemaNeige model and allowed us to design an adapted calibration method taking the MODIS snow cover data into account. Introducing this hysteresis adds two parameters to the CemaNeige snow-accounting model, which brings the total number of parameters to four. Even though this improvement of the model requires additional parameters, it is constrained by both runoff and SCA instead of only runoff. Further development of the model could also use SCA data for correcting solid precipitation inputs as done by [Shrestha et al. \(2014\)](#), as snowfall measurements are

generally underestimated due to precipitation gages undercatchment.

This CemaNeige snow-accounting model improved by hysteresis was compared to the original CemaNeige model for simulating time periods far in the past. The model with hysteresis gives slightly better performances than the original model and seems more robust. This is encouraging in the study of climate change impacts where the model's uncertainty is great in the context of climate non-stationarity. The snow model was also submitted to different calibration strategies, namely comparing a sequential calibration of its two components (ie. by calibrating the snow model only with SCA and the rainfall-runoff model only with runoff) or a calibration in ungauged conditions (ie. by calibrating the snow model only with SCA and using uncalibrated parameters for the rainfall-runoff model) to the combined calibration of the snow model and the rainfall-runoff model used in previous sections. The independent calibration of the snow module, i.e., performed only on the SCA, within a sequential calibration or the estimation of an ungauged catchment, gives fairly mixed results. These analyses were carried out using the median values of the parameters. This was the simplest parameter regionalization method that allowed testing the snow module in the most unfavorable condition possible. For the hydrological model, more advanced parameter regionalization techniques could be tested to improve the model's performance on ungauged catchments.

The MODIS data used underwent a very simple treatment : no spatiotemporal data filtering system was applied. This could improve the model's performance by improving the calibration data (Parajka & Blöschl, 2008b). One of the future perspectives could also be the use of single SWE measurements and integrating them into the model calibration. It is highly probable that the conceptual model should be modified to provide a response that is comparable to the observation. The analysis of the sensitivity of the hysteresis parameters would be useful given that it would inform even more on their influence on runoff simulation. It is likely that the snow accumulation threshold could be set easily : this sensitivity analysis would make it possible demonstrate this and find the best adapted value.

III.4 Analyses complémentaires du modèle neige avec hystérésis

Dans cette section, nous allons essayer de répondre à plusieurs questions posées en perspective de l'article présenté dans la section précédente. Il nous a semblé, d'après les résultats de la figure F-III.10, que la distribution du paramètre $T_{h,acc}$ était peu étendue et que ce paramètre pouvait potentiellement être fixé. Une analyse de sensibilité du paramètre $T_{h,acc}$ est proposée dans cette section.

Par ailleurs, les études de robustesse des paramètres du modèle de neige n'ont pas permis de montrer si celui-ci était moins dépendant du modèle hydrologique que précédemment. Nous allons analyser et comparer la valeur des paramètres du modèle de neige lorsqu'il est calé avec deux modèles hydrologiques différents.

Enfin, nous avons remarqué que les simulations des modèles couplés CemaNeige-GR4J utilisés avec des valeurs médianes des paramètres du modèle de neige donnent des débits simulés avec des performances satisfaisantes. Dans cette section nous allons étudier les valeurs des paramètres du modèle hydrologique GR4J, afin de comparer les valeurs obtenues lorsque ceux-ci sont calés avec des paramètres du modèle neige fixés ou bien libres. Ceci permettra de vérifier à quel point les paramètres du modèle hydrologique varient selon que le modèle neige soit calé ou non.

Une analyse cartographique de l'amélioration et de la détérioration des performances en débit en fonction de l'utilisation de différentes pondérations de critères de débit et de SCA pour le calage de chaque bassin versant est disponible en annexe B.

III.4.1 Sensibilité du paramètre $T_{h,acc}$

Les résultats présentés dans l'article de la section précédente montrent que le modèle CemaNeige avec hystérésis (CN_{HL*}) calé conjointement sur les débits et le SCA permet d'obtenir un modèle plus robuste en ajoutant deux paramètres. Au total, quatre paramètres libres doivent donc être calés pour le modèle de neige. Cependant, le paramètre $T_{h,acc}$ semble avoir une faible variabilité dans les 277 bassins versants considérés. La figure F-III.15 met en avant les performances du modèle de neige en fixant le paramètre $T_{h,acc}$ à différentes valeurs.

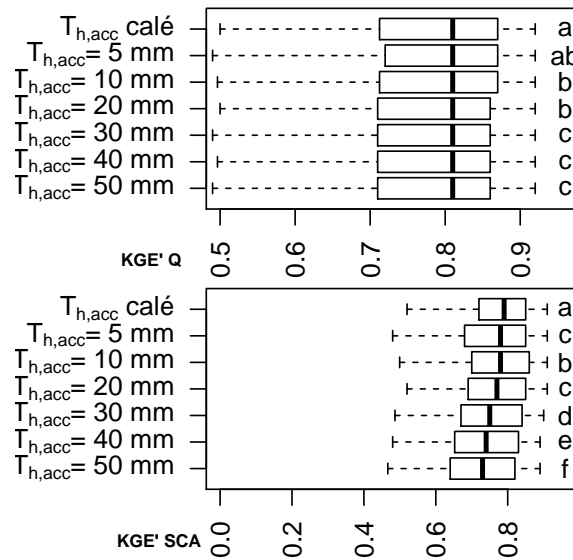


FIGURE F-III.15 Analyse de sensibilité du paramètre $T_{h,acc}$ utilisé dans le modèle CemaNeige avec hystérésis. Le modèle a été calé en utilisant les observations de débits et de SCA. La lettre indique les résultats de l'analyse statistique de Friedman. Deux lettres différentes pour deux boîtes à moustaches indiquent que les deux distributions sont significativement différentes. Enfin la lettre "a" indique la distribution ayant les meilleures performances d'après l'analyse statistique.

Les résultats montrent que les performances en débits sont très peu sensibles au paramètre $T_{h,acc}$. Les performances sont cependant significativement impactées pour les simulations de SCA. D'après ces résultats, une valeur fixe de 10 mm donne des résultats satisfaisants, proches des performances obtenues en calant le paramètre. Cette valeur est également très proche de la médiane du paramètre calé sur les 277 bassins versants (11 mm). Ainsi, afin de limiter le nombre de paramètres du modèle neige, de réduire l'équifinalité du modèle et de diminuer les temps de calage, il est intéressant de pouvoir fixer le paramètre $T_{h,acc}$ à la valeur de 10 mm.

III.4.2 Robustesse des paramètres de CemaNeige

Dans l'article (Riboust *et al.*, n.d.), il a été montré que l'utilisation du modèle CemaNeige avec hystérésis (CN_{HL*}) calé sur des données de débits et de SCA améliore la robustesse du modèle et de ses paramètres lorsqu'il est utilisé avec GR4J. Afin de s'assurer de la généralité de ces résultats, le modèle de neige est couplé dans cette section avec HBV0, un deuxième modèle hydrologique qui est une version du modèle conceptuel global HBV amputée de la partie modélisation de la neige (Perrin, 2000). Le modèle HBV0 est un modèle à 9 paramètres libres, utilisant en entrée des données de précipitations et d'ETP. Dans cette section, le paramètre $T_{h,acc}$ du modèle CemaNeige avec hystérésis sera calé.

L'utilisation de données d'observations de la neige pour le calage du modèle neige lui permet de simuler l'évolution de la surface enneigée en plus de la simulation de la fonte. Par conséquent, le modèle neige devient plus indépendant du modèle hydrologique et est moins amené à servir de variable d'ajustement du débit. De ce fait pour un même bassin versant, les paramètres du modèle neige calé sur le SCA et le débit avec deux modèles hydrologiques différents devraient avoir des valeurs proches.

Avant de comparer les paramètres du modèle de neige, les performances en calage des couples de modèles CemaNeige-GR4J et CemaNeige-HBV0 sont disponibles sur la figure F-III.16.

Lorsque les modèles sont calés sur les débits uniquement, le modèle HBV0 couplé aux deux versions du modèle CemaNeige montre des performances légèrement inférieures à celles obtenues par couplage avec GR4J (Fig. F-III.16, boîtes à moustaches rouges). L'utilisation du modèle CemaNeige originel (CN_v) ou celui avec hystérésis (CN_{HL*}) influe très peu sur les performances en débit. A l'inverse, sur les performances en SCA, le modèle de neige a plus d'influence que le modèle hydrologique. Le couplage du modèle neige CN_{HL*} avec le modèle HBV0 montre des résultats en SCA légèrement supérieurs à celui avec GR4J.

Lorsque les modèles sont calés conjointement sur les débits et le SCA (méthode développée section III.3), les performances en débits en utilisant le modèle HBV0 sont toujours inférieures à celles utilisant GR4J (Fig. F-III.16, boîtes à moustaches bleues). Cependant, il est intéressant de noter que le calage avec le SCA détériore peu les performances en débit de HBV0 (KGE' médian 0.79) par rapport à un calage réalisé uniquement sur les

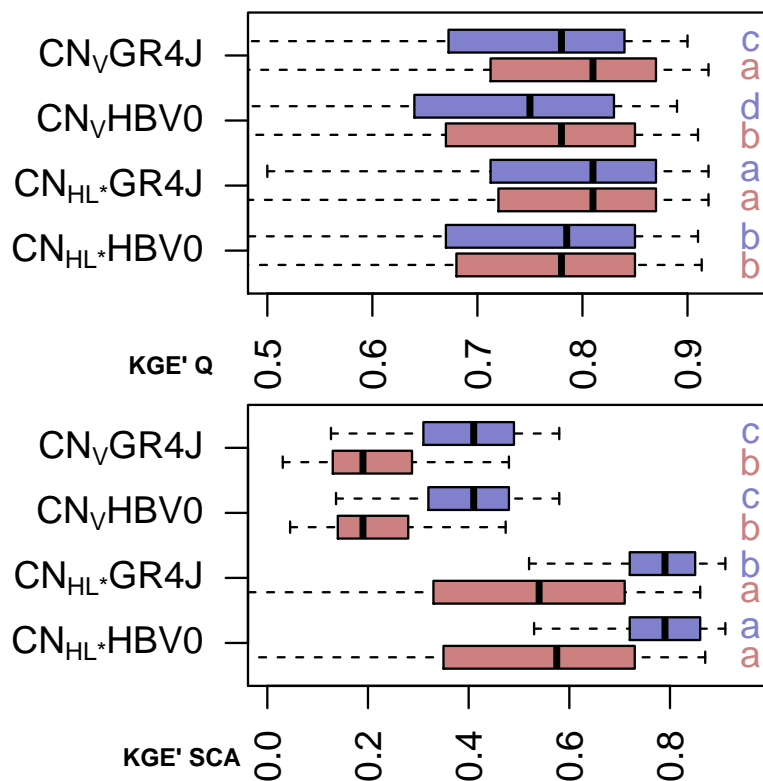


FIGURE F-III.16 Performance de simulation des débits et du SCA du modèle CemaNeige d'origine (CN_v) ainsi que sa nouvelle formulation avec hystérésis (CN_{HL*}) couplés avec GR4J et HBV0. Les boîtes à moustaches de couleur bleue représentent les performances des modèles calés sur le débit et le SCA alors que les rouges correspondent aux modèles calés sur le débit uniquement. Les performances indiquées ici sont des performances en validation calculées sur les périodes enneigées. Le test de Friedman est appliqué indépendamment pour chaque type de calage (couleur de boîte à moustaches).

débits (KGE' médian 0.78). Les performances en SCA montrent que le modèle hydrologique a moins d'influence que le modèle de neige utilisé.

Ces résultats complètent les analyses de la section III.3 précédente, montrant que le modèle avec hystérésis permet d'améliorer les performances en SCA sans détériorer les performances en débits quel que soit le modèle hydrologique avec lequel il est couplé. De plus, le couple de modèle $CN_{HL*} - HBV0$ offre des performances comparables avec le couple de modèle $CN_{HL*} - GR4J$, ce qui nous permet de continuer cette analyse.

Si l'on compare les paramètres des modèles de neige obtenus en les couplant aux modèles HBV0 et GR4J, on observe quelques différences dans les distributions des paramètres (Fig. F-III.17).

III.4 ANALYSES COMPLÉMENTAIRES DU MODÈLE NEIGE AVEC HYSTÉRÉSIS

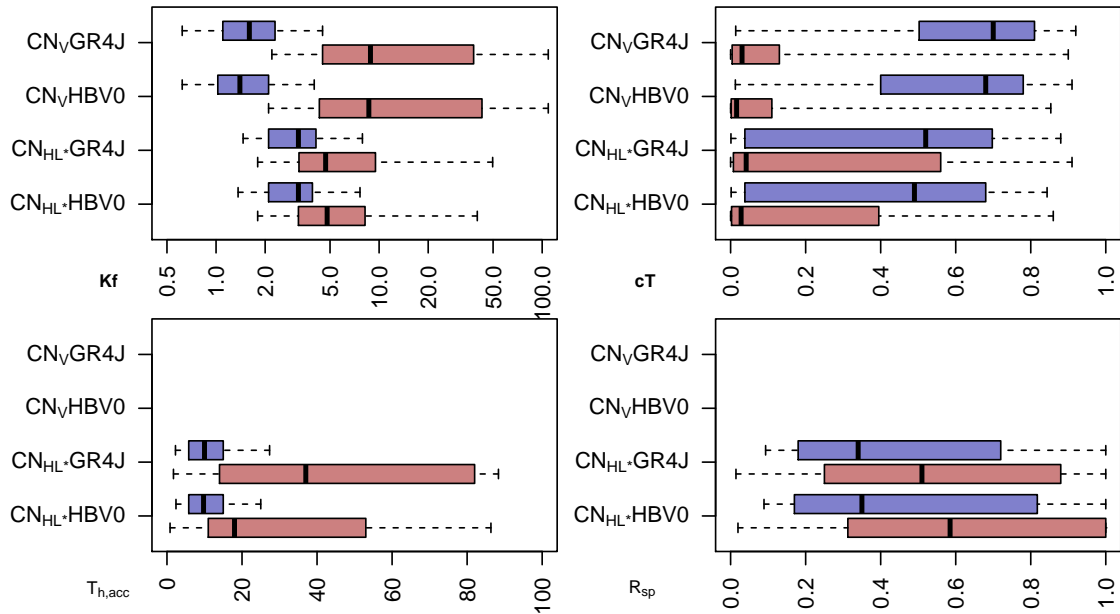


FIGURE F-III.17 Valeurs des paramètres de CN_v et CN_{HL*} couplés avec $HBV0$ ou $GR4J$. Les paramètres des boîtes à moustaches rouges proviennent d'un calage réalisé uniquement sur les données de débits alors que celles de couleur bleue correspondent à un calage effectué sur les débits et le SCA.

Que ce soit au niveau du coefficient de fonte (K_f) ou du coefficient de pondération de l'inertie du manteau neigeux (cT) les médianes des distributions sont très proches pour un modèle de neige donné, quel que soit le modèle hydrologique avec lequel il est couplé lors d'un calage sur le débit uniquement (Fig. F-III.17, rouge). Le coefficient de fonte a une valeur médiane de $4.7 \text{ mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ pour la version de CemaNeige avec hystérésis et une valeur médiane de $8.7 \text{ mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ pour le modèle CemaNeige originel. Ceci confirme que l'hystérésis a un impact sur le coefficient de fonte même s'il n'est calé que sur les débits. Les médianes des coefficients de fonte sont similaires pour le modèle CN_{HL*} , mais les quantiles des distributions, quant à eux, varient légèrement. La plus grande différence est visible au niveau des quantiles de distribution du paramètre cT .

Comparativement au calage uniquement sur les débits, le calage combiné sur les débits et le SCA (Fig. F-III.17, bleu) donne des distributions des paramètres du modèle CN_{HL*} quasi identiques, quel que soit le modèle hydrologique utilisé. Ceci montre bien l'action bénéfique du SCA dans la contrainte des paramètres du modèle neige. En revanche, ceci n'est pas vrai pour le modèle CN_v , pour lequel la distribution des paramètres diffère toujours légèrement selon le modèle hydrologique utilisé. Afin d'aller un peu plus loin dans la comparaison des paramètres des modèles CemaNeige, la figure F-III.18 compare les valeurs des paramètres de CemaNeige obtenus par couplage avec $HBV0$ et avec $GR4J$ un à un pour chaque bassin.

Les résultats obtenus montrent que l'utilisation du modèle CN_{HL*} calé sur des don-

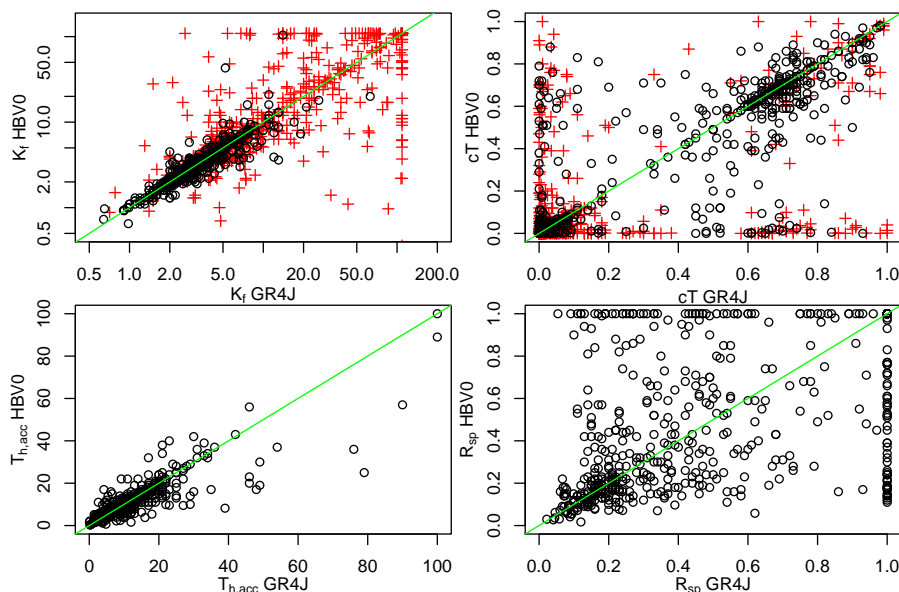


FIGURE F-III.18 Paramètres de CemaNeige et CemaNeige avec hystérésis en utilisant les paramètres calés avec GR4J et avec HBVO. Les cercles noirs correspondent au modèle neige avec hystérésis calé sur la neige et le SCA, alors que les croix rouges correspondent au modèle CemaNeige d'origine calé uniquement sur le débit.

nées de SCA et de débit permet d'améliorer la robustesse de certains paramètres. En effet, le coefficient de fonte K_f pour un même bassin varie peu, selon qu'il soit couplé à GR4J ou à HBVO. Dans le cas de CN_v calé sur les débits, la variabilité du paramètre K_f est très élevée. Le coefficient de fonte peut tout à fait être calé à une valeur faible lorsqu'il est couplé à un modèle hydrologique et être calé à la valeur de la borne maximale lorsqu'il est calé avec l'autre modèle. Concernant le paramètre cT , l'étendue de la distribution entre les valeurs du paramètre calé avec GR4J ou HBVO est similaire.

Cette analyse de l'influence du couplage du modèle de neige avec un modèle hydrologique montre l'intérêt de caler le modèle de neige avec des données de SCA. La robustesse des paramètres du modèle de neige semble être améliorée, étant donné que la distribution des paramètres calés diminue, et que les différences entre les valeurs des paramètres du modèle de neige couplé avec HBVO et couplé avec GR4J pour un même bassin sont réduites. Ceci montre bien que le modèle de neige semble être plus indépendant du modèle hydrologique, et pourrait potentiellement être plus facilement régionalisé.

III.4.3 Utilisation des valeurs médianes des paramètres de CemaNeige, impacts sur l'hydrologie

Les résultats de l'article ont montré que le calage du modèle de neige avec hystérésis sur le SCA et le débit permet de mieux contraindre les paramètres de fonte. Cependant, il semble que le modèle hydrologique s'adapte très bien à des valeurs de paramètres non-optimisées du modèle de neige. Le calage des paramètres du modèle hydrologique en utilisant les paramètres médians (i.e. non calés) du modèle CemaNeige permet de reproduire les débits sans perte significative des performances, comme nous l'avons vu sur la figure F-III.13.

Ces bonnes performances avec des paramètres de CemaNeige médians proviennent certainement de la grande flexibilité du modèle GR4J. Il est donc pertinent de se poser quelques questions :

- Sachant que les performances ont été calculées pour les périodes hivernales uniquement (Section III.3.7, F-III.13), est-ce que les performances en débits sur les autres saisons sont réduites dans le cas d'utilisation de paramètres médians du modèle CemaNeige ?
- Est-ce que les valeurs des paramètres du modèle GR4J varient beaucoup selon qu'il soit couplé à un modèle de neige calé ou non ?

Le modèle CemaNeige originel, calé uniquement sur les débits, ainsi que le modèle CemaNeige avec hystérésis, calé sur les débits et le SCA, sont dans cette section couplés au modèle hydrologique GR4J. Les performances de ces modèles sont comparées aux performances des couples de modèles neige-débit dont les paramètres de la neige sont fixés à la médiane de la distribution des paramètres obtenus par calage de l'échantillon de 277 bassins. Le reste des paramètres (i.e. ceux du modèle GR4J) sont calés sur les débits. Les performances sont disponibles sur la figure F-III.19.

A la différence de ce qui a été présenté à la section III.3.7b), les performances mises en avant par la figure F-III.19 ont été non seulement calculées sur les débits et SCA sur les périodes enneigées (variable selon les bassins versants) mais également pour la période estivale (période non-enneigée) et la période totale. Très peu de différences sont observables sur une même période en termes de performances sur les débits, que le modèle de neige soit calé ou non. Les critères de KGE' sont légèrement supérieurs si la période entière est utilisée par rapport aux performances calculées uniquement sur les périodes enneigées. Au contraire, les performances en KGE' sont détériorées lorsque le KGE' est calculé sur la période estivale uniquement. Une analyse des sous-critères composant le KGE' en débits a montré que la médiane des biais est plus élevée pendant la période estivale en comparaison avec à la période hivernale. Les paramètres médians du modèle avec hystérésis permettent également de représenter un peu mieux le SCA comparativement au modèle CemaNeige originel.

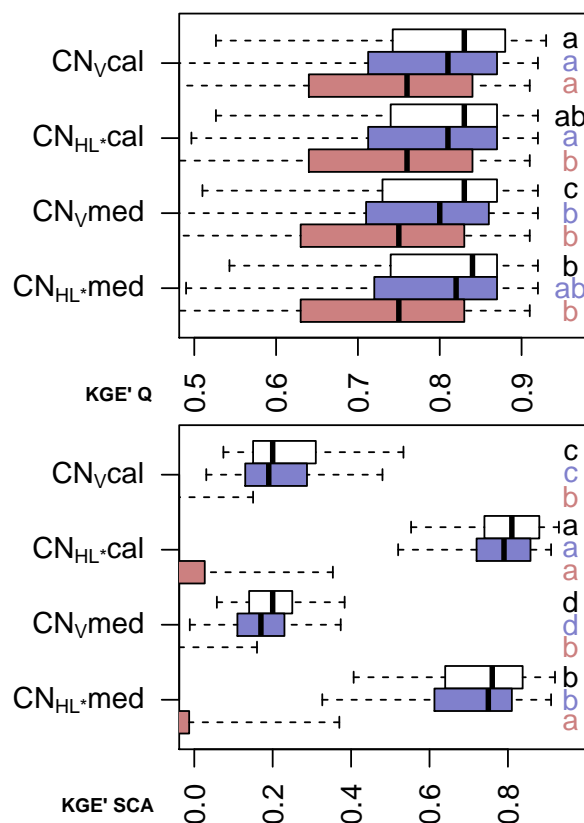


FIGURE F-III.19 Performances de simulation en débits et en SCA du modèle GR4J-CemaNeige calé sur les débits, du modèle CemaNeige avec hystérésis calé sur les débits et le SCA ainsi que des deux modèles de neige avec les paramètres fixés à leur valeur médiane. Les boîtes à moustaches blanches représentent la distribution des performances en KGE' pour la période entière. Les boîtes à moustaches bleues correspondent à la distribution des performances pendant la période hivernale et les boîtes à moustaches rouges pendant la période estivale.

Suite à cela, les paramètres du modèle GR4J ont été analysés, qu'il soit calé avec des paramètres du modèle de neige libres ou fixes (Fig. F-III.20). Les distributions des paramètres de GR4J sont très proches, que le modèle neige soit calé ou non. Il semble que seuls les paramètres $X1$ et $X3$, déterminant la taille du réservoir de production et la taille du réservoir de routage, ont une légère variation dans leur distribution. Ceci montre que de manière générale, les valeurs des paramètres restent dans une distribution similaire. Cependant, ceci n'indique pas si, pour un même bassin, les valeurs des paramètres varient. Afin d'analyser ces variations des paramètres de GR4J sur les bassins versants en fonction du calage ou non du modèle de neige, la différence des valeurs des paramètres affectés à chaque bassin est analysée sur la figure F-III.21.

La figure F-III.21 confirme que les paramètres de GR4J peuvent différer sensiblement selon que le modèle de neige soit calé ou non. Lors du calage, les paramètres du modèle GR4J sont optimisés afin de simuler correctement les débits, même si les forçages appor-

III.4 ANALYSES COMPLÉMENTAIRES DU MODÈLE NEIGE AVEC HYSTÉRÉSIS

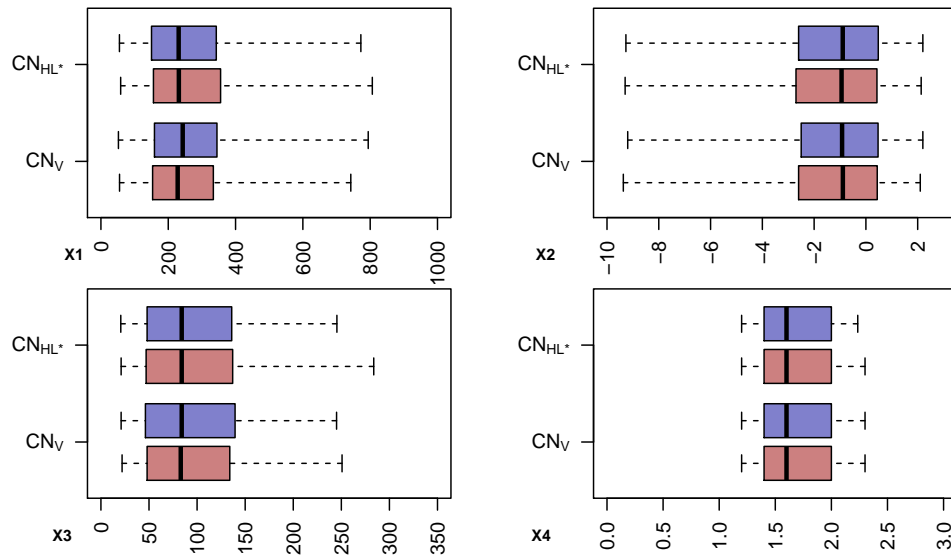


FIGURE F-III.20 Valeurs des paramètres de *GR4J* en utilisant les paramètres calés du modèle de neige ou bien les paramètres médians. Les boîtes à moustaches en bleu correspondent aux couples de modèles calés alors que les rouges correspondent aux couples de modèles utilisant les paramètres fixes médians pour le modèle de neige.

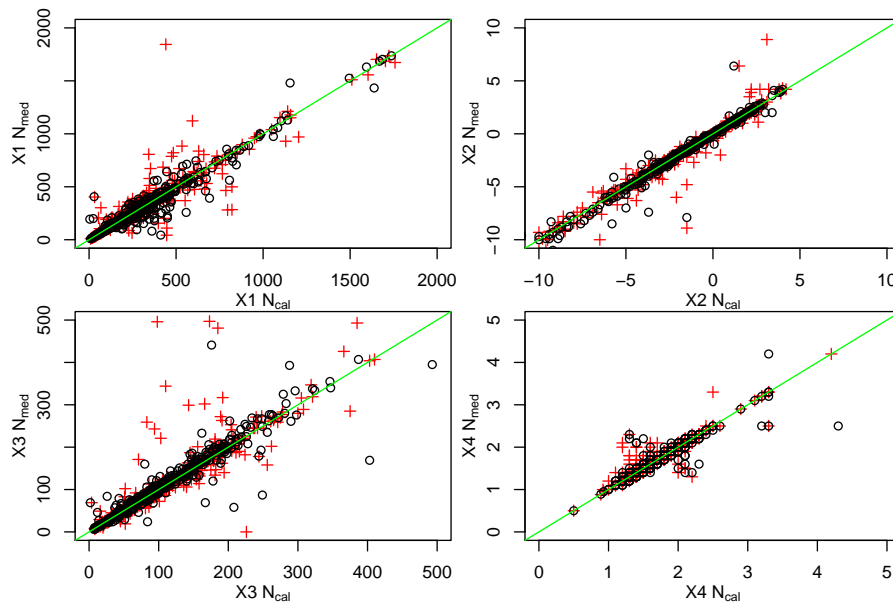


FIGURE F-III.21 Valeurs des paramètres de *GR4J* en utilisant les paramètres calés du modèle de neige ou bien les paramètres médians. Les cercles noirs correspondent au modèle de neige avec hystérésis calé sur la neige et le SCA, alors que les croix rouges correspondent au modèle *CemaNeige* d'origine.

tés par le modèle de neige ne sont pas optimaux. Le modèle GR4J compense alors les erreurs provenant de la simulation de la neige. Il semble que cette compensation se réalise au travers des paramètres $X1$ et $X3$ dont la variation peut accélérer ou en retarder le début du ruissellement lors de la fonte. Les paramètres $X2$ et $X4$ semblent être les moins influencés. Ceci paraît logique pour le paramètre $X4$, puisque temps de base est une caractéristique du bassin versant (Poncelet, 2016).

Les variations des paramètres de GR4J lorsque le modèle CemaNeige est calé ou non semblent réduites lorsque le modèle CN_{HL*} est utilisé. Ceci montre que le nouveau modèle est plus robuste et que les valeurs des paramètres sont plus réalistes que celles du modèle originel. Le gain de performances en SCA en utilisant un modèle non calé permet d'améliorer notre confiance en régionalisation du modèle CemaNeige.

III.5 Synthèse

Les différentes sections de ce chapitre ont montré l'intérêt d'utiliser des données d'observations de la neige dans le calage du modèle couplé CemaNeige-GR4J. En modifiant la formulation de l'enneigement dans le modèle CemaNeige par une hystérésis simulant l'évolution du SCA en fonction du SWE, il a été possible d'obtenir des simulations de SCA comparables avec des observations. Cette simulation du SCA permet de caler le modèle de neige en utilisant les observations de SCA MODIS. Une méthode de calage a été mise au point. Celle-ci préconise l'utilisation d'un critère d'évaluation utilisant le critère KGE' calculé sur les débits et le KGE' calculé sur le SCA, la pondération allouée à ces deux critères est respectivement de 0.75 et 0.25. Le KGE' du SCA est calculé en moyennant le critère de KGE' obtenu pour chacune des cinq bandes d'altitude. Les résultats sont satisfaisants, le calage du modèle neige avec hystérésis sur les débits et le SCA permet d'augmenter les performances du SCA en période de validation sans détériorer les performances en débits.

L'utilisation d'une hystérésis simple linéaire au sein du modèle CemaNeige ajoute deux paramètres au modèle. Cependant, fixer la valeur du paramètre $T_{h,acc}$ à 10 mm n'influence que très peu les performances, que ce soit en débit ou en SCA. Il est alors possible d'utiliser le modèle CemaNeige avec hystérésis en calant seulement trois paramètres, pour deux variables d'évaluation (débit et SCA).

Même si les observations MODIS sont peu informatives sur le volume de neige présent au niveau du bassin versant, la donnée de SCA permet au modèle de neige de converger plus facilement vers des valeurs plus robustes des paramètres lors du calage. La robustesse des paramètres du modèle CemaNeige avec hystérésis calé sur les débits et le SCA a été analysée sous diverses conditions :

1. **Analyse de l'indépendance des paramètres du modèle neige** : l'utilisation de données de SCA permet de découpler partiellement le calage du modèle de neige avec le calage du modèle hydrologique. Ceci a été vérifié en couplant le modèle de neige à deux modèles hydrologiques différents (GR4J et HBV0). La différence de distribution des paramètres entre ces deux couplages est beaucoup moins grande

lorsque le modèle avec hystérésis est calé sur le SCA en plus du débit. Ceci montre que les paramètres du modèle calé sur des données de neige sont mieux identifiés par rapport à un calage sur les débits uniquement.

2. **Analyse sur des périodes passées** : le modèle avec hystérésis calé sur les débits et le SCA est plus robuste que le modèle originel pour la simulation de périodes éloignées de la période de calage. Les performances sont légèrement meilleures pour les simulations des débits sur la période passée 1960-1970 (périodes de calage 2000-2005 ou 2005-2010). Ceci augmente légèrement la confiance que l'on peut accorder au modèle de neige pour des simulations en périodes futures (e.g. impacts du changement climatique).
3. **Robustesse en régionalisation** : le modèle de neige calé sur le SCA et les débits a été soumis à plusieurs analyses de régionalisation. Une première analyse de calage séquentiel a été réalisée, consistant à caler le modèle neige uniquement sur le SCA et ensuite le modèle hydrologique sur le débit uniquement. Les résultats indiquent que les différences de performances en débit sont très faibles entre le calage séquentiel et le calage combiné du débit et du SCA. Ceci est confirmé par l'utilisation de paramètres médians du modèle neige qui ne provoque pas de dégradations des performances en débits. L'utilisation des paramètres médians du modèle neige a été analysée, montrant que ces paramètres permettent de représenter de manière correcte le SCA, bien que le dégradant légèrement. L'utilisation des paramètres médians provenant du calage sur le SCA et le débit est donc préférable lors d'une régionalisation des paramètres du modèle de neige. Un test de régionalisation en condition non-jaugée a également été réalisé, cependant l'utilisation de paramètres médians du modèle hydrologique ne permet pas d'obtenir des résultats satisfaisants en débits.

L'utilisation de données d'observations MODIS permet d'accroître la robustesse des paramètres du modèle de neige, et de mieux représenter les surfaces enneigées du bassin versant. Au sein de la section suivante, une étude de cas sur le bassin de la Durance est réalisée afin d'analyser les résultats de modélisation par rapports aux observations de débits mais également par rapport à des observations ponctuelles de la neige (SWE).

*CHAPITRE III. UTILISATION DE DONNÉES DE SCA POUR LE CALAGE D'UN MODÈLE
DEGRÉS-JOUR SIMPLE*

Évaluations détaillées du modèle CemaNeige sur le bassin de la Haute Durance

L'utilisation du SCA pour le calage d'un modèle de neige est un moyen efficace de converger vers des valeurs de paramètres plus robustes et mieux identifiées. Ceci provient du découplage partiel entre le calage des paramètres du modèle neige et le calage des paramètres du modèle hydrologique. Bien que le SCA apporte de l'information lors du calage du modèle de neige, l'utilisation des débits reste indispensable : en effet, il s'agit de la seule donnée permettant d'intégrer le volume d'eau de fonte sur l'ensemble de la surface du bassin versant. Des mesures de l'équivalent en eau de la neige permettraient de limiter encore plus l'utilisation des débits pour le calage des paramètres des modèles de neige, et de renforcer leur indépendance par rapport aux paramètres des modèles hydrologiques. Dans cette section, nous allons appliquer le couple de modèles CemaNeige-GR4J ($CN_v - GR4J$ et $CN_{HL*} - GR4J$) sur le bassin de la Haute Durance et comparer le contenu en eau du manteau neigeux simulé par CemaNeige à des observations de la neige qui nous ont été fournies par EDF DTG (décrites à la section II.2.2).

IV.1 Le bassin de la Durance

IV.1.1 Description générale

Localisation La Durance prend sa source au sommet des Anges, dans le département des Hautes Alpes, et se jette dans le Rhône 324 kilomètres plus loin. Le débit annuel moyen de la Durance à sa confluence avec le Rhône est de $105 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui en fait son troisième affluent en termes de débits. Le bassin de la Durance draine une surface d'environ 14000 km^2 , dont environ 20% est située au-dessus de 1500 m d'altitude. Le bassin d'étude est celui de la Haute Durance dont l'exutoire se situe à Embrun (La Clapière) à l'amont du lac de Serre-Ponçon. Ce bassin versant des Hautes Alpes draine une surface de 2283 km^2 . Sur ce territoire, cinq stations limnimétriques sont encore en activité, la liste de ces stations est disponible sur le Tableau T-IV.1.

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

TABLEAU T-IV.1 Stations limnimétriques en activité sur le bassin de la Haute Durance

Code	Nom de la station	Mise en service	Lon (°)	Lat (°)	Altitude (m)	Surface drainée (km ²)	Débit moyen annuel (m ³ .s ⁻¹)
X0010010	La Durance à Val-des-Prés [Les Alberts]	17/12/1975	6.68	44.93	1360	203	5.11
X0015010	La Guisane au Monétier-les-Bains [Le Casset]	01/10/1978	6.48	44.99	1510	79	2.77
X0100010	La Durance à Briançon [aval]	01/01/1952	6.63	44.89	1187	548	13.75
X0130010	La Durance à l'Argentière-la-Bessée	01/01/1951	6.56	44.78	950	984	27.04
X0310010	La Durance à Embrun [La Clapière]	01/01/1904	6.49	44.55	787	2170	51.60

Aménagements Passé le lac de Serre-Ponçon et son barrage, le débit de la Durance est très influencé par la production électrique d'EDF. Ce barrage de contenance maximale de 1272 milliards de m³ d'eau, construit en 1961, est la deuxième retenue d'eau artificielle en Europe en termes de capacité (Magand, 2014). Le barrage a une superficie de 28 km² et une capacité de 380 MW. L'influence du barrage rend impossible la réalisation d'études hydrologiques sans effectuer de naturalisation des débits. Ceci a motivé la réalisation de l'étude présentée dans ce chapitre sur le bassin de la Haute Durance qui a un débit très peu influencé puisque son exutoire, situé à Embrun, est en amont de cette retenue.

Cependant, il existe des centrales hydro-électriques ainsi qu'un barrage en amont d'Embrun, mais ils influencent peu les débits. Le petit barrage de Pont-Baldy, situé sur la Cerveyrette affluent de la Durance, a une capacité de seulement 1 million de m³ d'eau pour une puissance de 5 MW. Les principaux cycles de charge-décharge d'eau se font selon une amplitude journalière (Lafaysse, 2011). Son influence est limitée sur les débits de la Durance, surtout lors d'études des débits au pas de temps journalier (Lafaysse, 2011).

Études antérieures sur le bassin versant De nombreuses études ont été menées sur le bassin de la Durance. Imbeaux (1892) a appliqué un modèle de fonte degrés-jour sur ce bassin versant dès le 19^{ème} siècle. Récemment, plusieurs thèses ont pris comme

zone d'étude le bassin de la Durance (Chapuis, 2012; Kuentz, 2013; Lafaysse, 2011; Magand, 2014). Du fait de la pente importante de la rivière, la production hydroélectrique s'est particulièrement développée, avec une production moyenne annuelle de 6500 *GWh* (Kuentz, 2013). Les réservoirs alimentent également la région en eau, en particulier pour l'irrigation des zones arables. Le projet R^2D^2 sur la Durance débuté en 2010 et dont le rapport final a été rendu en 2015 (Sauquet *et al.*, 2015) avait pour objectif d'analyser les impacts du changement climatique à l'horizon 2050 sur la gestion de l'eau sur le bassin de la Durance. Les résultats de cette étude prévoient une diminution du stock de neige et une fonte avancée dans l'année, avec une diminution des débits d'étiage. Il est attendu que cette diminution des débits entraîne une diminution de la production hydroélectrique due à la nécessité de réserver une hauteur d'eau minimale au sein du barrage de Serre-Ponçon pour des raisons d'activités touristiques (Sauquet *et al.*, 2015). Dans le cas où les prélèvements d'eaux sur la Durance seraient égaux à ceux d'aujourd'hui en 2050, les simulations montrent que les débits d'étiages ne seraient pas assez élevés pour satisfaire la demande en eau. Les conclusions de ce rapport indiquent que des mesures d'adaptations seront nécessaires afin d'éviter les conflits d'intérêts entre demandes énergétiques, touristiques et de prélèvements en eau. Une politique de réduction de la demande en eau est prioritaire (Sauquet *et al.*, 2015).

IV.1.2 Topographie et occupation du sol

Le bassin de la Haute Durance est un bassin ayant une pente forte. L'exutoire à Embrun est situé à 784 *m* d'altitude, alors que l'altitude maximale du bassin versant est de 4102 *m*. La topographie ainsi que l'hydrographie du bassin versant sont représentées sur la Figure F-IV.1.

La courbe hypsométrique de la Figure F-IV.2 (gauche) présente le découpage en cinq bandes d'altitude de surface égale, tel qu'il est défini dans le modèle CemaNeige, la carte à sa droite représente géographiquement ces mêmes bandes d'altitude. Les bandes d'altitude intermédiaires sont très minces et sinueuses, ce qui reflète bien la pente importante du bassin versant. Ainsi la première bande d'altitude est comprise entre 784 et 1662 *m* (878 *m* de dénivelé), la seconde entre 1662 et 2031 *m* (369 *m* de dénivelé), la troisième entre 2031 et 2290 *m* (260 *m* de dénivelé), la quatrième entre 2290 et 2532 *m* (242 *m* de dénivelé) et enfin la dernière entre 2532 et 3990 *m* (1458 *m* de dénivelé). L'altitude médiane du bassin versant est de 2170 *m*. Les données NRC utilisées lors de cette étude proviennent des sites de Chardonnet (*N*2416, 2455 *m*), Cézanne (*N*2447, 1870 *m*), Izoard (*N*2459, 2280 *m*), Les Marrous (*N*2471, 2730 *m*) et Passaur (*N*2511, 1980 *m*).

Le bassin de la Haute Durance abrite environ 150 000 habitants (Sauquet *et al.*, 2015). La carte d'occupation du sol du bassin versant est disponible sur la Figure F-IV.3. Les zones les plus urbanisées sont celles de Briançon, au nord du bassin, et d'Embrun. Sur le bassin versant, les zones urbanisées comprenant les zones industrielles et commerciales représentent environ 25 *km*², soit environ 1% de la surface totale. Les zones agricoles quant à elles occupent 43 *km*². Le bassin versant est majoritairement occupé par des zones naturelles, il est couvert à 30% par des forêts (660 *km*²), à 28% par des zones à végétation basse (610 *km*²) et à 40% par des zones montagneuses peu végétalisées (870 *km*²). Le

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

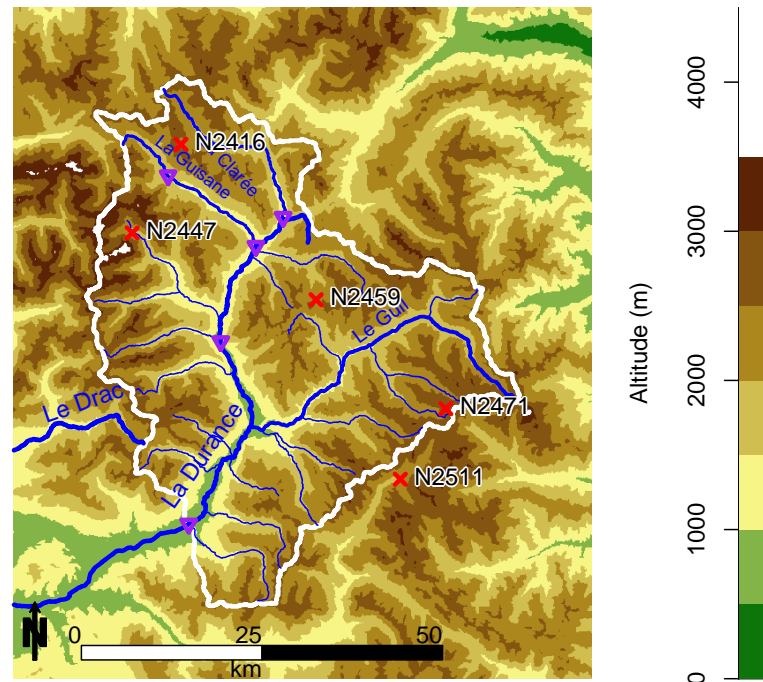


FIGURE F-IV.1 Topographie et hydrographie du bassin versant de la Haute Durance. Les points violets représentent les stations de mesure des débits et les points rouges les stations de mesure de la neige.

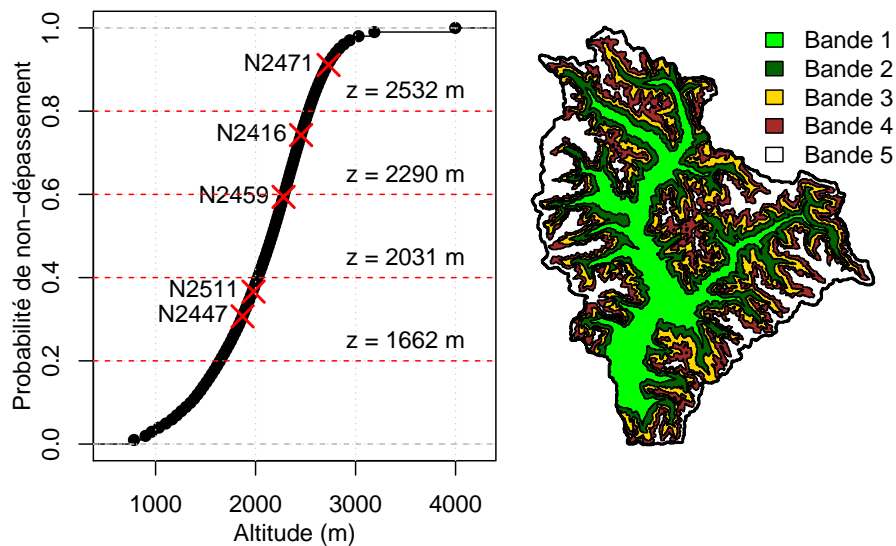


FIGURE F-IV.2 Hypsométrie du bassin versant de la Haute Durance (gauche). Les croix rouges représentent les stations de mesure de la neige. Les pointillés représentent les délimitations entre le cinq bandes d'altitude. Représentation spatiale des cinq bandes d'altitude (droite).

bassin de la Haute Durance est donc à 98% naturel. En termes d'hydrologie, on peut s'attendre à un stock nival important avec un fort taux de ruissellement lors de la fonte dans les zones de montagnes non végétalisées, et avec au contraire un ruissellement un peu moins important en zones forestières.

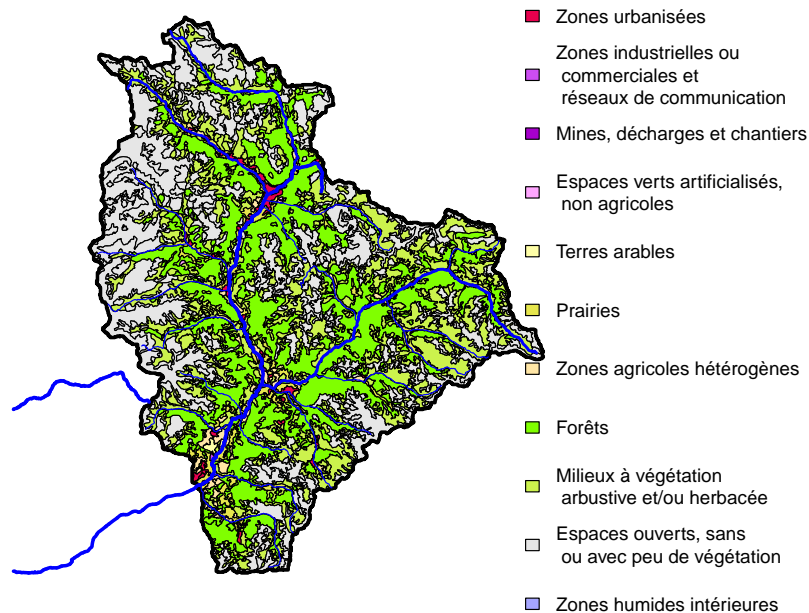


FIGURE F-IV.3 Types d'utilisation des sols sur le bassin de la Haute Durance (carte élaborée à partir de la base de données Corine Land Cover, land.copernicus.eu)

IV.1.3 Hydrologie et climat

Le climat de la Haute Durance est un climat alpin. La Figure F-IV.4 montre les caractéristiques hydrologiques (données de la banque HYDRO) et climatiques (données SAFRAN et SPAZM) mensuelles sur le bassin versant pour la période 1958-2010 (données présentées en section II.2.1).

Les températures moyennes journalières atteignent environ -5°C en hiver et 10°C en été. Le cumul des précipitations moyen annuel est de 1030 mm.an^{-1} selon les données SAFRAN et de 1330 mm.an^{-1} selon les données SPAZM. Les précipitations mensuelles sont régulières avec un léger pic à l'automne et au printemps et des précipitations légèrement plus faibles en fin d'hiver et en fin d'été. L'ETP calculée par la formulation de Oudin (2006) sur les données SAFRAN est quasiment nulle en hiver et dépasse les 80 mm.mois^{-1} au mois de juillet. En utilisant la même formulation de l'ETP sur les données SPAZM, on obtient des valeurs légèrement plus élevées qu'avec les données SAFRAN. Enfin les débits ont une saisonnalité très marquée, avec un pic de 150 mm.mois^{-1} en juin et un minimum de 19 mm.mois^{-1} en février. La lame d'eau écoulée annuelle moyenne est de

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

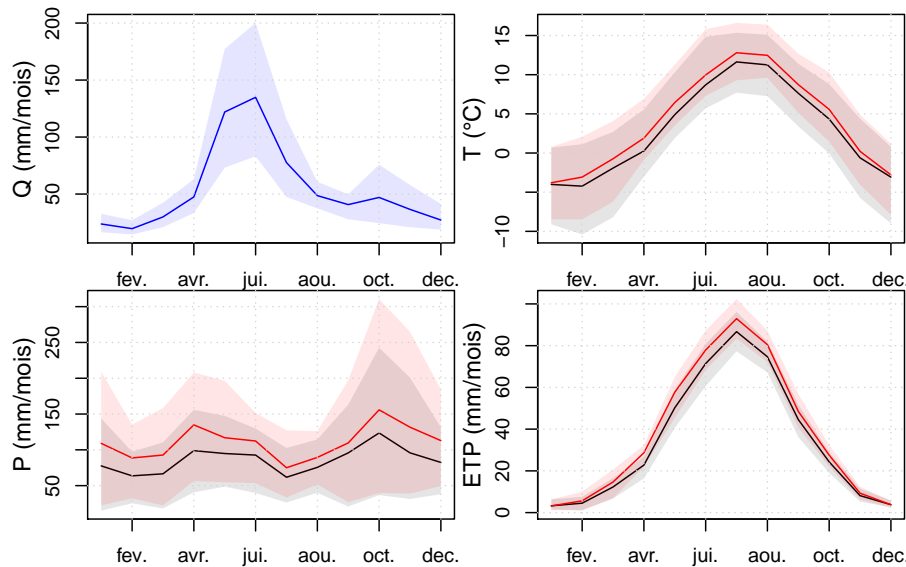


FIGURE F-IV.4 Les différents régimes du bassin de la Durance, régime hydrologique mensuel moyen, régime des précipitations mensuelles moyennes, des températures mensuelles moyennes et des ETP mensuelles moyennes pour la période 1983-2010 (débits observés à la station X0310010 à Embrun). Les données SAFRAN sont présentées en noir et les données SPAZM en rouge. Les enveloppes représentent les quantiles de distribution 10 et 90%.

655 mm.an^{-1} . Cet hydrogramme moyen est très représentatif de l'hydrologie nivale, avec un étiage marqué en hiver à cause du stockage des précipitations sous la forme de neige et des débits forts en fin de printemps-début d'été à cause de la fonte. Le coefficient d'écoulement du bassin est important. Si l'on prend en compte les précipitations SAFRAN, ce coefficient est égal à 0.64 alors que en utilisant les données SPAZM, ce coefficient prend la valeur de 0.49. Les régimes en terme de nivologie sont présentés sur la figure F-IV.5. Dans cette figure, nous présenterons le régime du SCA et de la nébulosité calculés à partir des données satellites MODIS ainsi que les régimes de SWE et de hauteurs de neige qui sont calculés à partir des stations de mesures ponctuelles.

L'analyse des données MODIS sur le bassin versant de la Durance montre que l'enneigement hivernal moyen est de 80%. La surface enneigée disparaît quasi totalement sur le bassin versant les mois d'été, de juin à septembre. L'enneigement moyen annuel atteint son maximum au mois d'avril avec une moyenne de 500 mm de neige en équivalent en eau sur les cinq stations NRC, pour 1270 mm de hauteur de neige. Il est intéressant d'observer que le pic de hauteur de neige a lieu un mois avant celui de SWE (en mars avec 1400 mm de hauteur). Ceci met en évidence le processus de compaction de la neige sous l'effet de son propre poids. Ces données de SWE et de hauteur de neige sur le bassin doivent tout de même être analysées avec précaution, puisqu'elles proviennent uniquement des cinq stations de mesure présentées auparavant. L'enneigement moyen annuel sur chacune des cinq stations est disponible sur la figure F-IV.6. Il est intéressant de voir sur cette figure que le SWE moyen accumulé ne suit pas forcément un gradient d'altitude. En effet, les

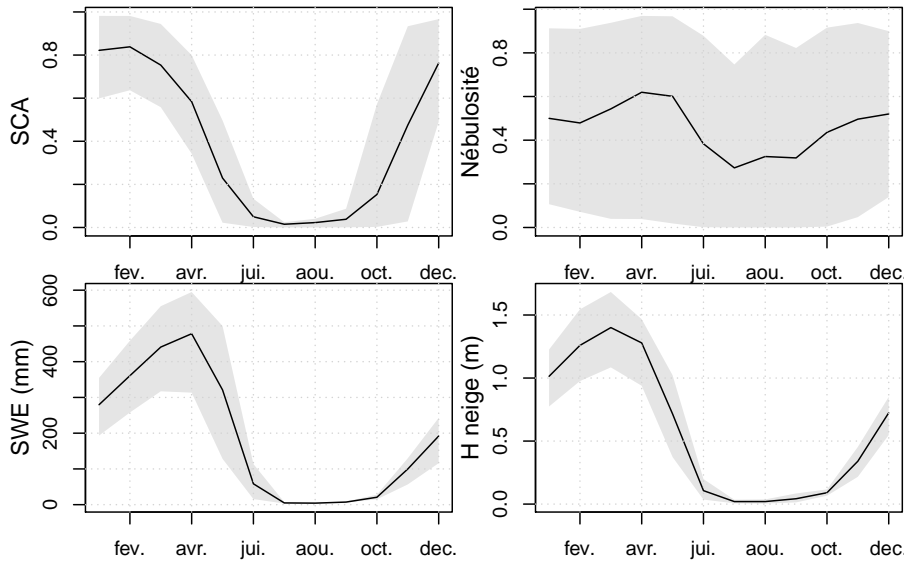


FIGURE F-IV.5 Les différents régimes du bassin de la Durance : en haut SCA et nébulosité moyennes mensuelles sur le bassin provenant des données MODIS. En bas SWE et hauteur de neige moyennes mensuelles provenant de la moyenne des cinq stations de mesure de la neige. Les enveloppes représentent les quantiles de distribution 10 et 90%

stations N2447 et N2511 (distantes d'environ 50 km) sont situées à des altitudes très proches mais n'ont pas du tout les mêmes valeurs de SWE. Le SWE de la station N2447 a une valeur quasiment doublée par rapport aux SWE mesurés à la station N2511. Ceci montre que la précipitation n'est pas seulement forcée par le gradient d'altitude mais est plus globalement influencée par la topographie (orientation, emplacement géographique). De même, les SWE moyens mesurés à la station la plus élevée en altitude (N2471) ne sont pas les SWE les plus élevés.

IV.2 Simulations sur la Durance

Les couples de modèles CemaNeige-GR4J et CemaNeigeHL*-GR4J avec hystérésis sont utilisés pour simuler le débit de la Durance à Embrun dans le but d'analyser l'impact de l'hystérésis linéaire implémentée dans la section III.3 sur la modélisation du contenu en eau du manteau neigeux. Pour cela, nous allons comparer la variable interne de SWE des modèles avec le SWE observé sur les cinq stations NRC. L'accumulation de SWE sur le bassin est très dépendante du forçage de température et de précipitation qui lui est attribué. Afin de limiter l'incertitude liée à l'utilisation du forçage, deux types d'observations météorologiques vont être utilisés : SAFRAN, connu pour sous-estimer les précipitations en montagne (Magand, 2014), et SPAZM, données de réanalyse créées par Gottardi (2009) au sein d'EDF DTG. Du fait des restrictions dues à l'utilisation des données MODIS et des données de forçage, les analyses seront effectuées pour les périodes allant de 2000 à 2010.

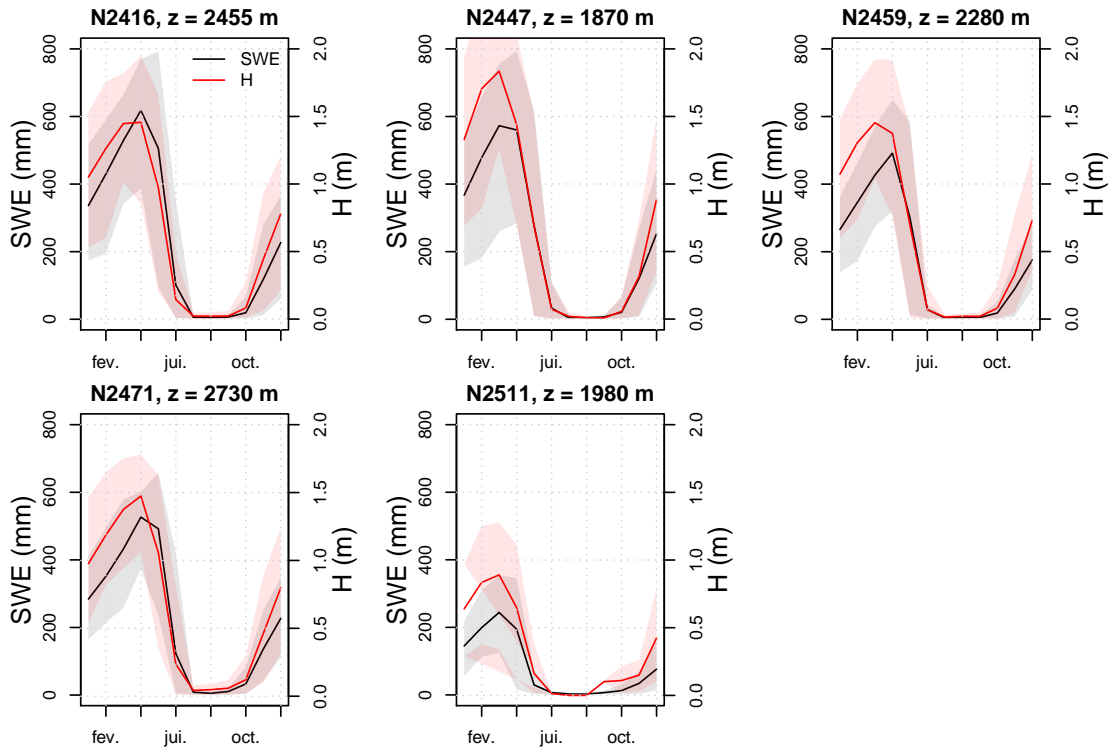


FIGURE F-IV.6 Moyenne mensuelle du SWE (noir) et de la hauteur de neige (rouge) sur les cinq stations de mesures de la Durance : Chardonnet (N2416), Cezanne (N2447), Izoard (N2459), Les Marrous (N2471) et Passaur (N2511)

IV.2.1 Répartition pluie-neige

Avant de simuler le débit du bassin versant, nous allons nous intéresser à l'extrapolation des données de températures et de précipitations sur les cinq bandes d'altitude. En effet, celle-ci va fortement influencer l'accumulation de neige au sein du modèle. La détermination de la fraction solide est opérée par le modèle CemaNeige, en fonction de la température moyenne sur la bande d'altitude considérée (selon la méthode présentée à la section II.1.1). Comme le forçage SPAZM a une résolution plus fine que le forçage SAFRAN, on peut envisager l'agrégation des données directement pour chaque bande d'altitude et de passer outre le gradient utilisé par le modèle CemaNeige. Ainsi, nous allons comparer quatre forçages différents pour cette étude :

- SAFRAN, $T_{\text{grad}}P_{\text{grad}}$: Forçage SAFRAN extrapolé en altitude par le modèle de Valéry *et al.* (2010).
- SPAZM, $T_{\text{grad}}P_{\text{grad}}$: Forçage SPAZM extrapolé en altitude par le modèle de Valéry *et al.* (2010).
- SPAZM, $T_{\text{obs}}P_{\text{obs}}$: Forçage SPAZM directement agrégé sur les bandes d'altitude du bassin versant.
- SPAZM, $T_{\text{grad}}P_{\text{obs}}$: Forçage SPAZM dont les températures sont extrapolées selon la méthode de Valéry *et al.* (2010) et dont les précipitations sont directement agrégées sur les bandes d'altitude du bassin versant.

La comparaison des températures moyennes mensuelles obtenues sur chacune des bandes d'altitude à partir de ces quatre forçages est proposée sur la figure F-IV.7.

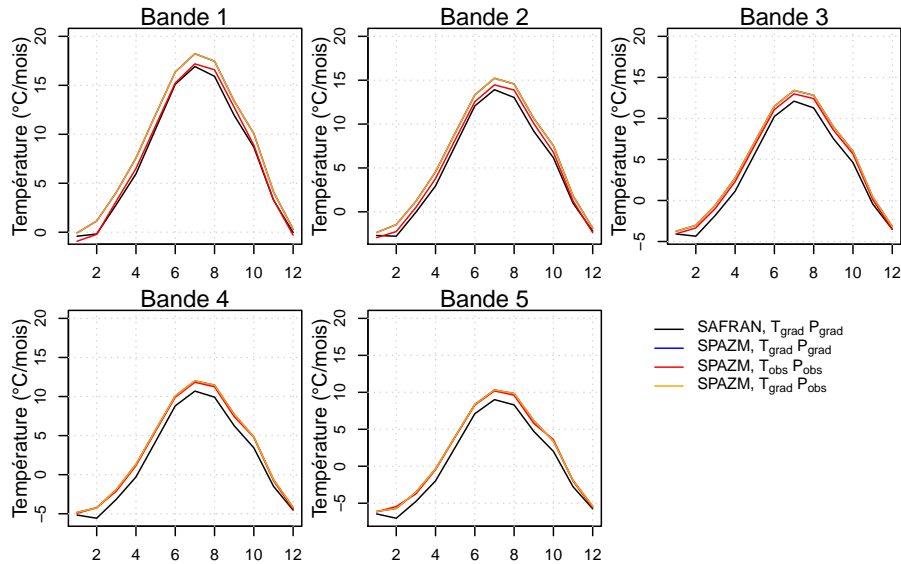


FIGURE F-IV.7 *Comparaison des températures moyennes mensuelles sur le bassin de la Durance en fonction des bandes d'altitude déterminées par CemaNeige. Les données de forçage sont soit extrapolées en altitude par le gradient utilisé par CemaNeige, soit directement agrégées.*

De manière générale, les données SPAZM donnent des températures légèrement supérieures à celles de SAFRAN, que le forçage soit agrégé directement sur chaque bande d'altitude ou que celui-ci soit déterminé par la méthode d'extrapolation. Pour les bandes d'altitude supérieures (trois à cinq), les températures moyennes mensuelles varient très peu selon le mode de prise en compte de SPAZM. Pour les deux bandes d'altitude les plus basses, les températures sont légèrement inférieures lorsque les données SPAZM sont simplement agrégées par rapport à l'utilisation du gradient de températures.

L'influence de la température sur la répartition pluie-neige est observable sur la figure F-IV.8. Cette répartition est directement dépendante de la température moyenne sur chacune des bandes, les conclusions sont donc semblables à celles de la figure F-IV.7. En effet, les forçages ayant les températures les plus basses sont ceux dont la fraction solide de précipitations est la plus élevée. Le forçage SAFRAN est celui qui donne la fraction solide la plus élevée sur quasiment toutes les bandes d'altitude, alors que les forçages de température SPAZM extrapolés donnent la fraction enneigée la plus faible.

La figure F-IV.9 présente les cumuls mensuels moyens des précipitations solides et liquides pour chacune des bandes d'altitude. Dans tous les cas considérés, la figure F-IV.9 indique que le forçage SPAZM donne un volume de précipitations supérieur à celui de SAFRAN extrapolé par CemaNeige. Ceci est en accord avec ce qui a été vu à la section précédente sur la figure F-IV.4. Les variations de précipitations entre les différentes

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMA NEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

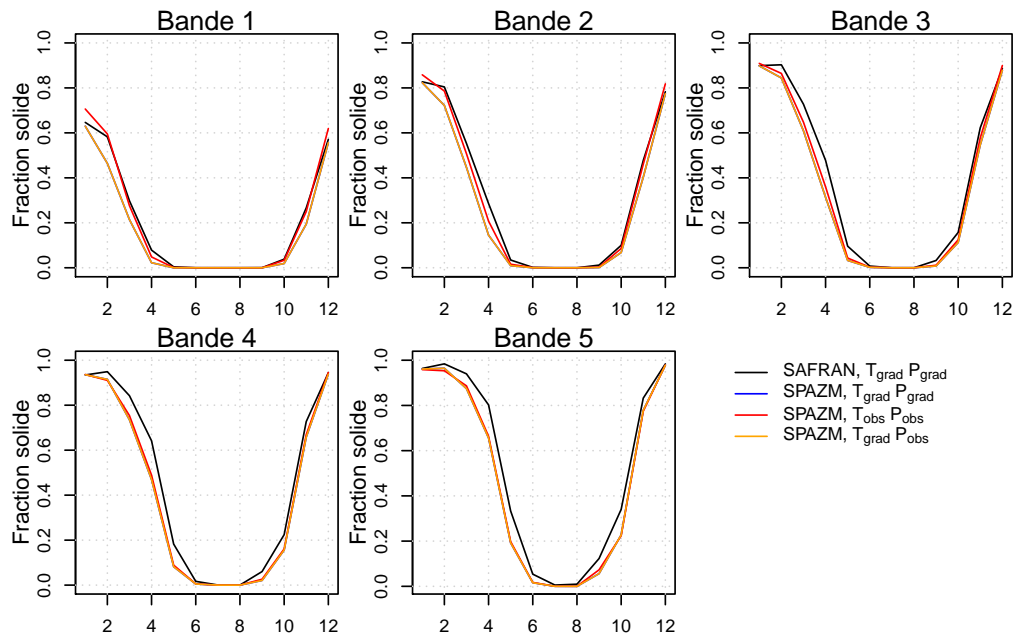


FIGURE F-IV.8 Comparaison de la moyenne mensuelle de la fraction solide des précipitations, telle qu'elle est calculée par CemaNeige pour les quatre forçages testés. La courbe bleue est ici confondue avec la courbe jaune (utilisation de données de températures identiques).

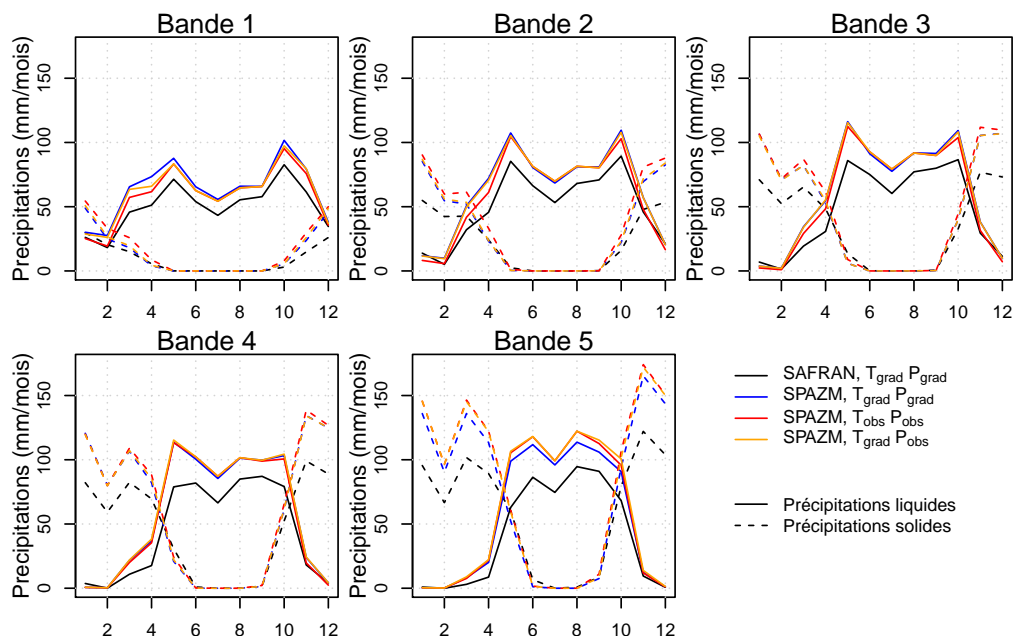


FIGURE F-IV.9 Comparaison des régimes de précipitations solides et liquides en fonction des bande d'altitude de CemaNeige pour les quatre forçages testés.

méthodes d'intégration du forçage SPAZM ont peu d'influence sur le régime des précipitations solides et liquides. La différence la plus notable est celle de la bande d'altitude la plus faible, où l'extrapolation des données SPAZM par l'utilisation des gradients donne un volume de précipitation plus important que l'agrégation directe par bandes d'altitude.

IV.2.2 Calage du modèle suivant les différents forçages.

Les couples de modèles CN_v - $GR4J$ et CN_{HL*} - $GR4J$ ont été calés sur le bassin de la Durance en utilisant la méthode du split sample test sur les périodes 2000-2005 et 2005-2010. Ces calages ont été réalisés en utilisant les quatre forçages présentés dans la section précédente. Les résultats de ces calages sont présentés dans les Tableaux T-IV.2 et T-IV.3.

TABLEAU T-IV.2 Critères de performances pour les simulations de débit et de SCA en période de validation (2005 – 2010) pour différents forçages. Le calage a été réalisé sur la période 2000–2005. Les valeurs associées à r , ω et γ représentent les trois composantes du KGE' calculé sur les débits en période de validation. Les valeurs B1 à B5 représentent les KGE' associés aux performances en SCA sur les bandes d'altitude 1 à 5, en période de validation. Enfin, les valeurs indiquées en vert représentent les meilleures performances de simulations (à ± 0.01 de KGE').

Forçage	Modèle	KGE' Q					KGE' SCA						
		Cal	Val	r	ω	γ	Cal	Val	B1	B2	B3	B4	B5
SAFRAN	CN_v	0.94	0.85	0.96	0.98	0.86	0.62	0.49	0.14	0.32	0.42	0.52	0.55
	CN_{HL*}	0.93	0.93	0.97	1	0.94	0.94	0.95	0.45	0.75	0.91	0.94	0.88
SPAZM T_{grad}, P_{grad}	CN_v	0.94	0.81	0.95	1	0.81	0.65	0.51	0.19	0.36	0.44	0.53	0.54
	CN_{HL*}	0.91	0.91	0.94	0.95	0.97	0.9	0.95	0.61	0.83	0.91	0.94	0.89
SPAZM T_{obs}, P_{obs}	CN_v	0.95	0.79	0.95	1	0.80	0.67	0.51	0.26	0.43	0.44	0.51	0.56
	CN_{HL*}	0.93	0.91	0.96	0.95	0.94	0.89	0.95	0.74	0.89	0.93	0.94	0.88
SPAZM T_{grad}, P_{obs}	CN_v	0.94	0.82	0.95	1	0.82	0.65	0.51	0.20	0.34	0.41	0.51	0.57
	CN_{HL*}	0.94	0.90	0.96	1	0.91	0.93	0.92	0.59	0.75	0.88	0.91	0.87

Pour la période de calage 2000-2005 (Tableau T-IV.2), les performances en débits du modèle CemaNeige originel sont très légèrement au-dessus de celles du modèle CN_{HL*} en calage. Cependant, il est intéressant de remarquer que le modèle CN_{HL*} calé sur le débit et le SCA donne de meilleures performances en validation que le modèle CN_v , quel que

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

soit le forçage utilisé. En revanche, cette tendance n'est pas observable pour la période de calage 2005-2010 (Tableau T-IV.3).

TABLEAU T-IV.3 Critères de performances pour les simulations de débits et de SCA en période de validation (2000 – 2005) pour différents forçages. Le calage a été réalisé sur la période 2005–2010. Les valeurs associées à r , ω et γ représentent les trois composantes du KGE' calculé sur les débits en période de validation. Les valeurs B1 à B5 représentent les KGE' associés aux performances en SCA sur les bandes d'altitude 1 à 5, en période de validation. Enfin, les valeurs indiquées en vert représentent les meilleures performances de simulations (à ± 0.01 de KGE').

Forçage	Modèle	KGE' Q					KGE' SCA							
		Cal	Val	r	ω	γ	G_c	G_v	B1	B2	B3	B4	B5	
SAFRAN	CN_v	0.96	0.86	0.94	0.94	1.1	0.49	0.52	0.11	0.36	0.45	0.49	0.47	
	CN_{HL*}	0.96	0.85	0.93	1	1.1	0.96	0.82	0.71	0.77	0.83	0.79	0.82	
SPAZM	CN_v	0.96	0.85	0.95	1	1.1	0.56	0.58	0.21	0.50	0.55	0.55	0.48	
	T_{grad}, P_{grad}	CN_{HL*}	0.96	0.81	0.93	1.1	1.2	0.94	0.78	0.65	0.63	0.76	0.80	0.81
SPAZM	CN_v	0.97	0.86	0.95	1	1.1	0.52	0.56	0.26	0.54	0.51	0.51	0.50	
	T_{obs}, P_{obs}	CN_{HL*}	0.96	0.85	0.94	1	1.1	0.95	0.80	0.78	0.66	0.86	0.81	0.74
SPAZM	CN_v	0.96	0.85	0.95	1	1.1	0.55	0.58	0.21	0.49	0.53	0.53	0.50	
	T_{grad}, P_{obs}	CN_{HL*}	0.94	0.82	0.90	0.92	1.1	0.96	0.79	0.79	0.73	0.86	0.78	0.67

Il est également intéressant de noter que selon la période de calage choisie, les performances en validation diffèrent significativement. En termes de performances sur les débits, le KGE' ne dépasse pas 0.86 en validation pour la période de calage 2005-2010 tout modèle confondu alors qu'il atteint une valeur de 0.93 pour le modèle CN_{HL*} pour la période de calage 2000-2005. Ces performances plus basses en KGE' proviennent majoritairement du sous-critère γ , le ratio des coefficients de variation. En effet, le coefficient de variation des débits simulés est trop important par rapport à celui des débits observés.

Au niveau de l'utilisation des différents forçages, les données SAFRAN donnent des performances élevées que ce soit pour le débit ou le SCA lorsque le modèle CN_{HL*} est utilisé. Bien que la performance globale de SCA en validation sur le bassin soit identique (i.e., la performance de simulation du SCA global sur le bassin) quel que soit le forçage utilisé (SAFRAN ou SPAZM $_{T_{obs}, P_{obs}}$), le modèle forcé par SPAZM donne de meilleurs résultats que celui forcé par SAFRAN si chaque bande d'altitude est analysée de manière

séparée (colonnes B1 à B5 du tableau, résultats en validation). L'utilisation des données SPAZM donne des performances plus stables en validation pour les débits et le SCA lorsque le forçage est directement appliqué sur les bandes d'altitude (par opposition à l'utilisation de gradients). Les hydrogrammes et l'évolution du SCA associé pour chacune des périodes de validation sont disponibles sur les figures F-IV.10 et F-IV.11.

Au niveau des débits, le modèle CN_{HL*} calé sur la période 2005-2010 ne montre que peu de différences qu'il soit forcé par les données SAFRAN ou par les données SPAZM (Fig. F-IV.10). Le modèle CN_{HL*} utilisant le forçage SPAZM tend à simuler des valeurs de SCA un peu plus élevées et plus proches des observations comparativement aux simulations forcées par SAFRAN.

Les simulations des modèles calés sur la période 2005-2010 montrent que les simulations tendent à surestimer les débits (Fig. F-IV.11). Ceci explique les performances moindres sur cette période (Tableau T-IV.3). Les simulations utilisant le forçage SPAZM semblent d'une qualité légèrement supérieure comparativement aux modèles forcés par SAFRAN.

IV.3 Validation sur des données de SWE

IV.3.1 Comparaison de la variable interne de SWE avec les SWE mesurés.

Dans cette section, la variable d'état du SWE, telle qu'elle est calculée pour chaque bande d'altitude par le modèle de neige, sera comparée avec les mesures de SWE provenant des stations de mesures NRC dont nous disposons. Le Tableau T-IV.4 résume les informations apportées précédemment par l'hypsométrie, la division en bande d'altitudes du bassin (Fig. F-IV.2) et l'accumulation maximale de SWE pour chaque station (Fig. F-IV.6).

TABLEAU T-IV.4 *Récapitulatif des stations de mesure du SWE, ainsi que de la bande d'altitude à laquelle elles appartiennent.*

Station	Altitude	Bande	SWE max annuel moyen
N2447	1870 m	2 (1662 – 2031 m)	634 mm
N2511	1980 m	2 (1662 – 2031 m)	270 mm
N2459	2280 m	3 (2031 – 2290 m)	539 mm
N2416	2455 m	4 (2290 – 2532 m)	692 mm
N2471	2730 m	5 (2532 – 3990 m)	615 mm

Sur les cinq stations disponibles, aucune n'est présente sur la bande d'altitude 1. La deuxième bande d'altitude comprenant deux stations, le SWE observé de cette bande sera considéré comme étant la moyenne des données mesurées à ces stations. Enfin, pour les bandes d'altitude les plus élevées (3 à 5), le SWE observé sera considéré comme égal au

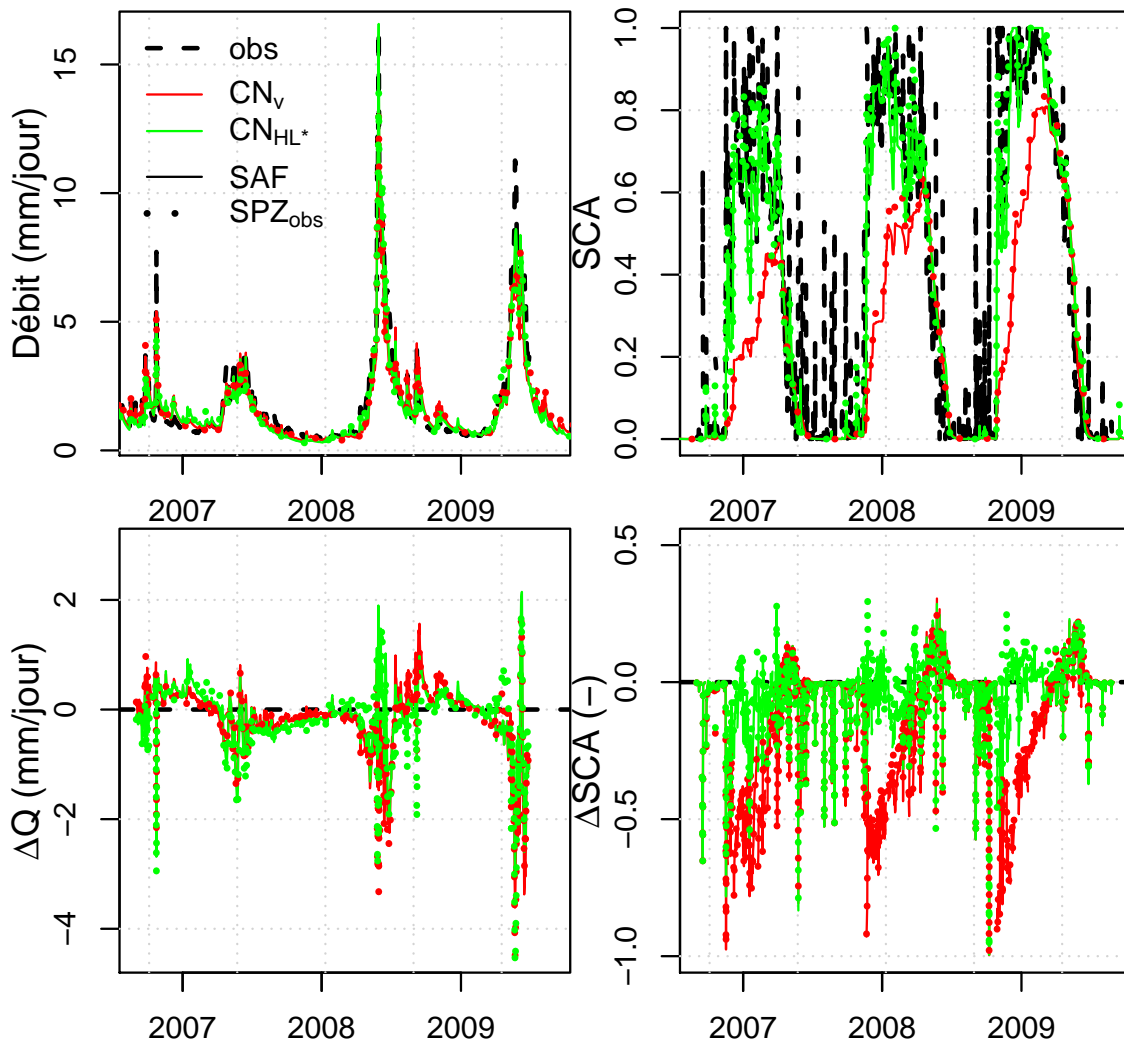


FIGURE F-IV.10 Hydrogrammes et évolution du SCA observés et simulés entre l'été 2006 et l'été 2009. Les simulations présentées proviennent de modèles calés sur la période 2000-2005. Les figures du bas représentent les différences entre la valeur observée et les simulations pour les débits et le SCA.

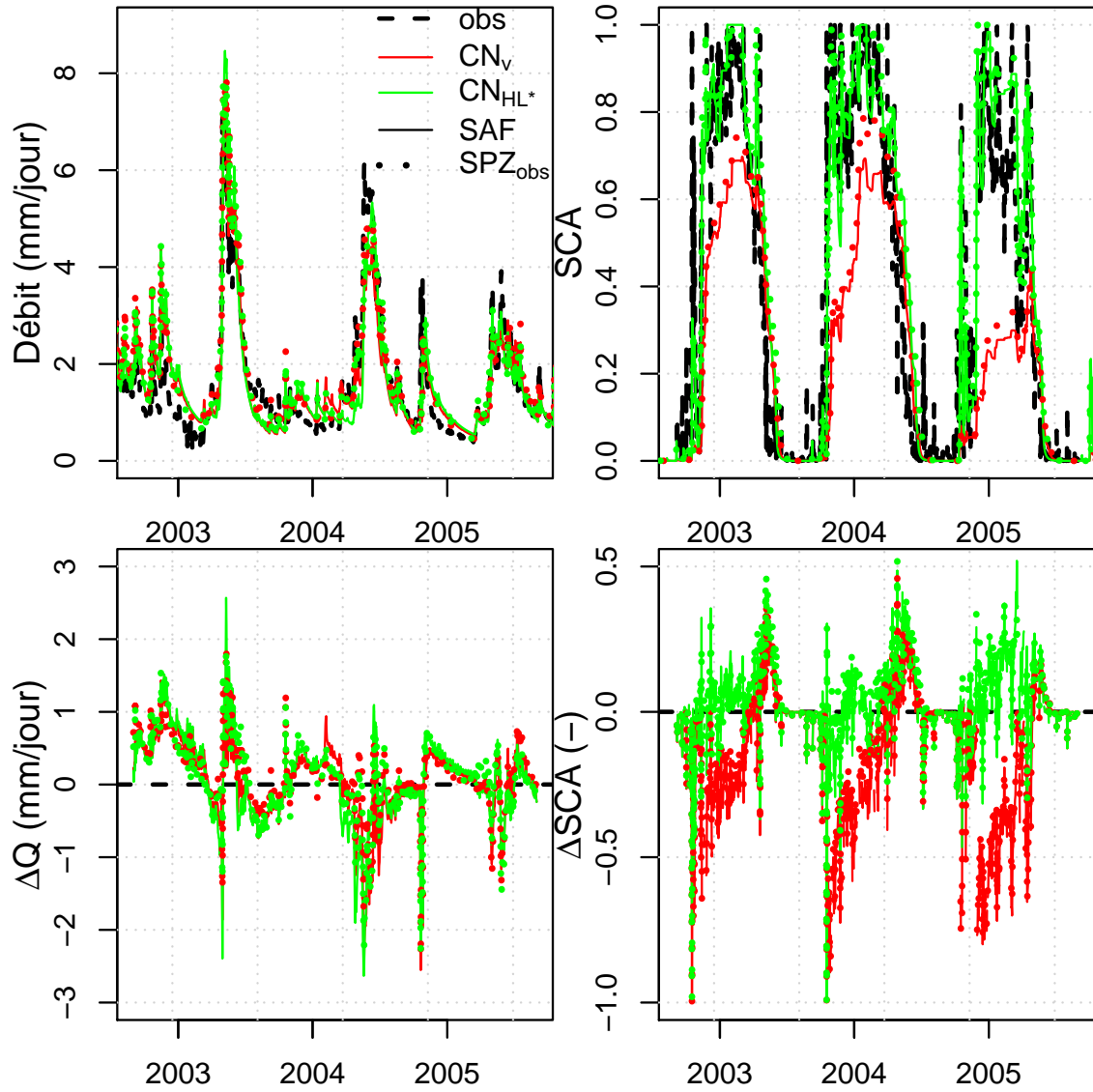


FIGURE F-IV.11 Hydrogrammes et évolution du SCA observés et simulés entre l'été 2002 et l'été 2005. Les simulations présentées proviennent de modèles calés sur la période 2005-2010. Les figures du bas représentent les différences entre la valeur observée et les simulations pour les débits et le SCA.

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMA NEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

SWE mesuré par les stations NRC. La station N2459 de la bande d'altitude 3 est très proche de la borne d'altitude maximale de la bande. Cependant, vu l'intervalle d'altitude faible de la bande numéro 3, la différence de température entre l'altitude moyenne de la bande et l'altitude de la station est négligeable. La comparaison des valeurs de SWE provenant de la variable interne de CemaNeige et des observations ponctuelles moyennées pour chaque bande est disponible sur la figure F-IV.12.

Il est possible d'observer sur la simulation du SWE de la figure F-IV.12 que le modèle CN_{HL*} calé sur le SCA donne pour toutes les bandes d'altitude une valeur de SWE légèrement inférieure à celle du modèle originel CN_v calé sur les débits uniquement. Ensuite, quel que soit le modèle de neige utilisé, l'utilisation du forçage SPAZM augmente le volume de SWE simulé pour chacune des bandes d'altitude par rapport à l'utilisation du forçage SAFRAN.

Les observations montrent que l'évolution temporelle du SCA varie selon la bande d'altitude considérée. L'évolution du SCA est assez bien établie pour les bandes d'altitude élevées avec une augmentation rapide en début d'accumulation et un maintien à une valeur élevée jusqu'à la fin du printemps qui marque le début de fonte. Cependant, au niveau des bandes d'altitude les plus faibles, l'évolution du SCA est caractérisée par des pics soudains de SCA qui retombent vite à des valeurs très faibles. Ceci provient certainement du fait que les bandes d'altitude les plus basses sont boisées. En effet, les produits MODIS peuvent indiquer des pixels comme n'étant pas enneigés car la neige a fondu au sommet de la canopée, même s'il y a de la neige sous les arbres. Ainsi, la problématique évoquée à la section III.3 des bassins peu élevés du Jura et des Vosges est également vraie pour les bandes d'altitude moins élevées des bassins alpins. Il semble également que dans ce type de contexte, le modèle a du mal à simuler le SCA et même les débits (cf. performances en SCA bande 1 Tableaux T-IV.2 et T-IV.3). En effet, il semble que l'utilisation en calage des données inexactes de SCA détériore légèrement la simulation des débits. Une correction des données MODIS au niveau des pixels occupés par les forêts pourrait améliorer la modélisation au sein de ces bassins (Raleigh *et al.*, 2013). Une deuxième méthode intéressante serait d'estimer une ligne d'enneigement qui définit l'altitude à partir de laquelle tout pixel est considéré comme enneigé ou non-enneigé (Krajčí *et al.*, 2014).

Si l'on s'intéresse à la similitude entre les données observées et les données simulées de SWE, on observe que le SWE est sous-estimé par l'ensemble des simulations pour les bandes d'altitude 2, 3 et 4. A l'inverse, la simulation du SWE est surestimée par quasiment tous les modèles pour la bande d'altitude la plus élevée. D'une manière étonnante, le modèle CN_v semble donner des simulations plus proches des mesures que le modèle CN_{HN*} qui est calé sur les données de SCA.

Toutefois, la notion de SWE observé est à relativiser puisqu'il s'agit d'une généralisation d'une mesure ponctuelle sur une bande d'altitude de 434 km^2 de surface. De ce fait, deux limitations sont mises en avant lors de l'évaluation de la quantité de SWE :

- Représentativité d'une mesure de SWE ponctuelle sur la bande d'altitude considérée.

IV.3 VALIDATION SUR DES DONNÉES DE SWE

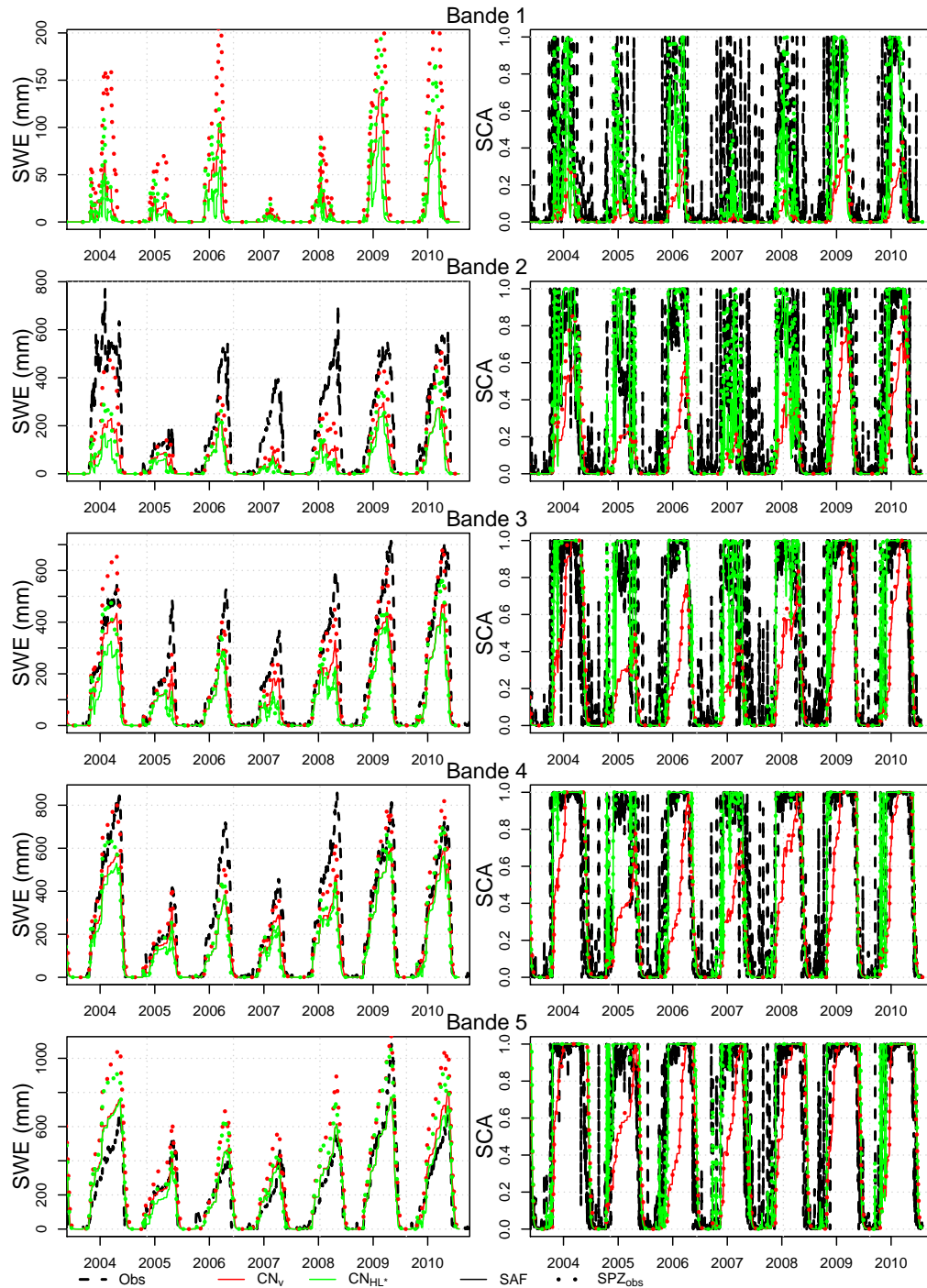


FIGURE F-IV.12 Évolution du SWE et du SCA observés et simulés entre les années 2004 et 2010. Les simulations présentées ici proviennent de modèles calés sur la période 2000-2005. Les observations sont indiquées en traits pointillés noir, les simulations utilisant le modèle CemaNeige original sont indiquées en rouge et celles utilisant le modèle CemaNeige avec hystérésis calé sur le SCA en vert. Les simulations utilisant le forçage SAFRAN sont en traits pleins et les simulations forcées par SPAZM sont en pointillés.

- Capacité du modèle de neige calé sur les débits et le SCA de représenter le SWE accumulé sur la bande d'altitude.

IV.3.2 Analyse du SWE accumulé sur les stations de NRC

Les analyses précédentes ont montré que l'accumulation de SWE simulée pour chacune des bandes était en déficit par rapport aux observations de NRC. Afin de vérifier le régime de SWE par rapport aux cumuls de précipitations solides, la figure F-IV.13 compare le régime de SWE mensuel mesuré aux stations avec les précipitations solides mensuelles cumulées calculées à partir des forçages SAFRAN et SPAZM.

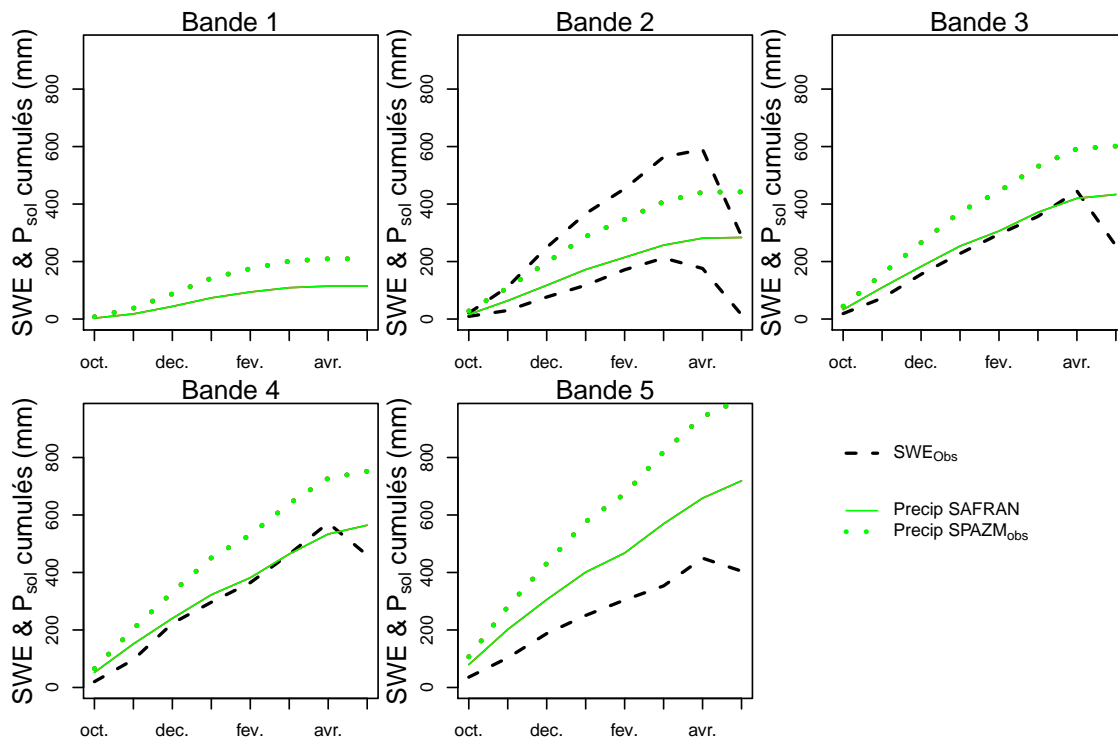


FIGURE F-IV.13 Régimes des SWE mesurés aux stations et précipitations solides cumulées mensuelles par bandes d'altitude. Nous retrouvons dans la deuxième bande les stations N2511 et N2447 (SWE les plus élevés), dans la troisième bande la station N2459, dans la quatrième la station N2416 et enfin dans la cinquième bande la station N2471

Il est intéressant de voir que selon les stations, le cumul de SWE peut beaucoup varier, sachant qu'une des stations les plus basses est celle qui a le régime de SWE le plus grand. Comme montré précédemment sur la figure F-IV.9, les précipitations solides de SPAZM sont plus élevées que celles de SAFRAN. L'évolution du SWE mensuel aux stations N2511, N2459 et N2416 des bandes 2, 3 et 4 coïncident particulièrement bien avec le cumul de précipitation SAFRAN. La station N2471 faisant partie de la bande d'altitude la plus élevée présente des valeurs de SWE bien plus faibles, très inférieures aux cumuls de

IV.4 INFLUENCE DE L'ÉCHELLE SPATIALE SUR LA SIMULATION DU SWE

précipitations. A l'opposé, la station N2447 a un régime de SWE beaucoup plus élevé que les cumuls de précipitations moyens. Il nous semble également curieux que les données de précipitations SAFRAN soient celles qui correspondent le mieux à l'évolution du SWE, puisque les données SPAZM sont corrigées afin de prendre en compte la sous-captation des instruments de mesures.

Nous pensons que cette différence peut être attribuée au fait que les données ponctuelles observées ne sont pas représentatives des précipitations agrégées sur la bande d'altitude. En effet, l'accumulation de la neige n'est pas homogène, les versants au vent sont souvent plus exposés aux précipitations que les versants abrités. Ces variations locales mesurés par les NRC ne sont pas forcément visibles sur les précipitations agrégées. La redistribution de la neige par le vent est un autre phénomène pouvant fortement perturber les mesures ponctuelles. Cette redistribution a tendance à prélever la neige des versants exposés au vent pour les déposer sur des versants à l'abri.

Ce conflit d'échelle observé au niveau des simulations de la figure F-IV.12 et de la figure F-IV.13 met en évidence la nécessité de procéder à une mise à une même échelle des deux variables. Celle-ci peut se faire à deux niveaux :

- **Spatialisation de la donnée de SWE** : L'utilisation de méthodes géostatistiques permettrait d'interpoler les données de neige ponctuelles de manière spatiale. Cependant, le nombre très faible de stations dont nous disposons rend la spatialisation des mesures de SWE difficile.
- **Mise à l'échelle du modèle de neige** : L'utilisation d'un modèle de neige à une échelle distribuée permettrait une comparaison plus simple avec des mesures ponctuelles.

IV.4 Influence de l'échelle spatiale sur la simulation du SWE

IV.4.1 Analyse sur les sous-bassins de la Durance

Le bassin de la Haute Durance ayant des mesures de débits intermédiaires (cf. Tableau T-IV.1), il est possible de caler le couple de modèles $CN_{HL*} - GRAJ$ indépendamment sur chacun des sous-bassins. Ces entités drainant des surfaces différentes, les surfaces des cinq bandes d'altitude créées par CemaNeige vont différer. Ainsi, il est possible de comparer la réponse du modèle à la simulation du SWE en fonction du sous-bassin considéré pour une même station d'observation. Les différents sous-bassins sont présentés sur la figure F-IV.14.

Les quatre sous-bassins de la Durance présentés ici couvrent des surfaces très différentes. Au final, un maximum de trois stations de mesures du SWE sont localisées sur le territoire du sous-bassin le plus grand. Le sous-bassin ayant la surface la plus petite (X0015010, la Guisane, 78.5 km^2) est également celui dont les performances en débit sont les plus faibles (0.49 et 0.69 selon de la période de calage en utilisant le forçage SAFRAN et 0.59 et 0.69 pour le forçage SPAZM). Lorsque l'on regarde les résultats de SCA, il semble qu'à l'opposé le sous-bassin le plus grand est celui qui a les plus mauvaises performances

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

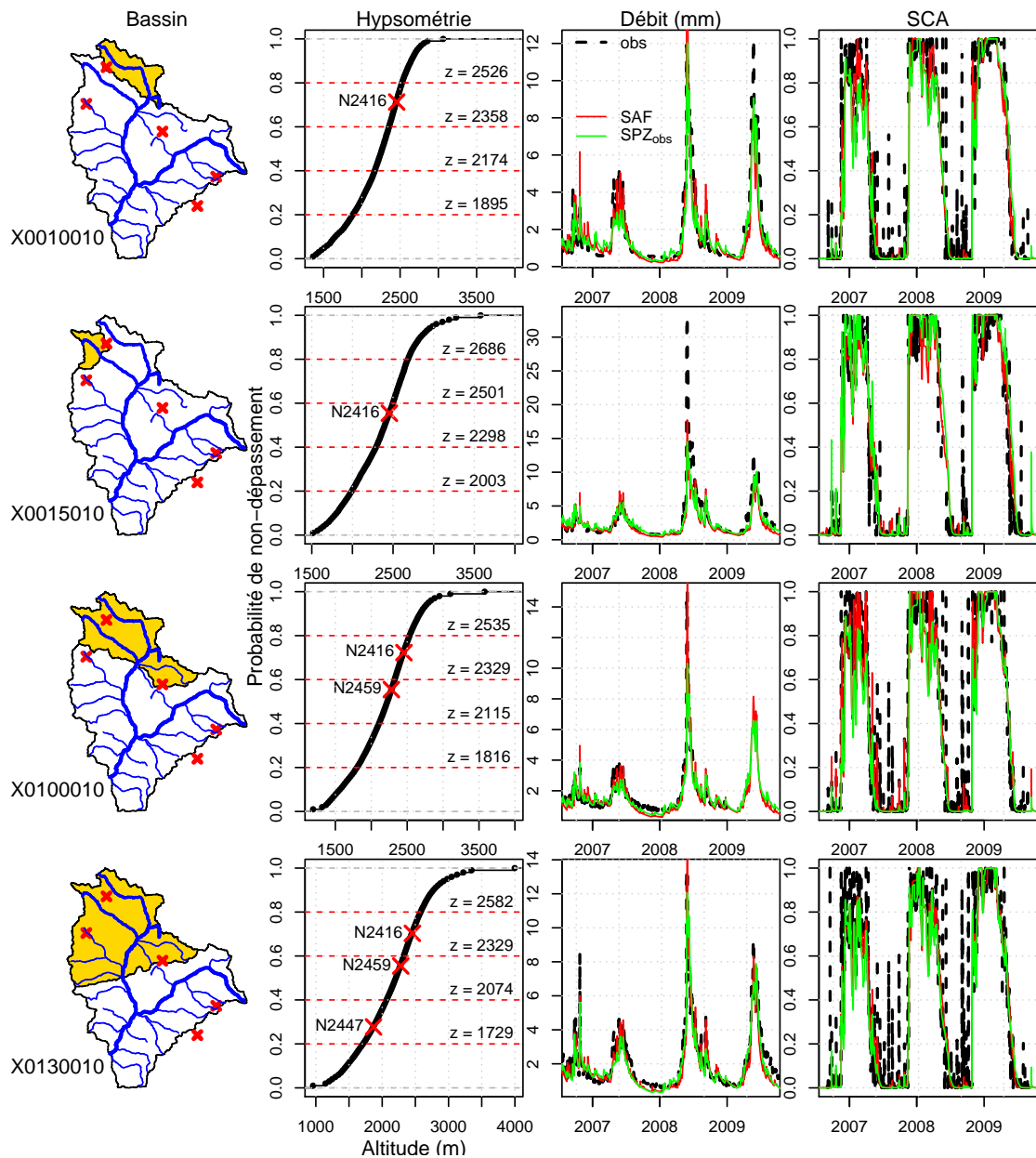


FIGURE F-IV.14 De gauche à droite : emprise géographique des sous-bassins utilisés, (les croix rouges représentent les stations NRC), hypsométrie correspondant à ces sous bassins, (les pointillés indiquent les limites des bandes d'altitude), hydrogrammes simulés et observés, simulations et observations du SCA pour la période 2006-2010.

en SCA. Une des explications possibles serait que le bassin X0130010 a un exutoire situé un peu plus bas que les autres bassins, augmentant la proportion de forêt dans le bassin, réduisant ainsi les performances en SCA. Nous pourrions également expliquer cette plus faible performance par le nombre d'observations (i.e. pixels) de SCA plus faible, pouvant

IV.4 INFLUENCE DE L'ÉCHELLE SPATIALE SUR LA SIMULATION DU SWE

potentiellement introduire plus de lacunes lors de présence de nuages (un minimum de 40% de données MODIS sans nuages est requis pour que la donnée soit considérée non lacunaire).

La figure F-IV.15 présente les observations de chacune des 3 stations et les compare aux simulations effectuées en utilisant le modèle CN_{HL*} forcé par les observations SPAZM.

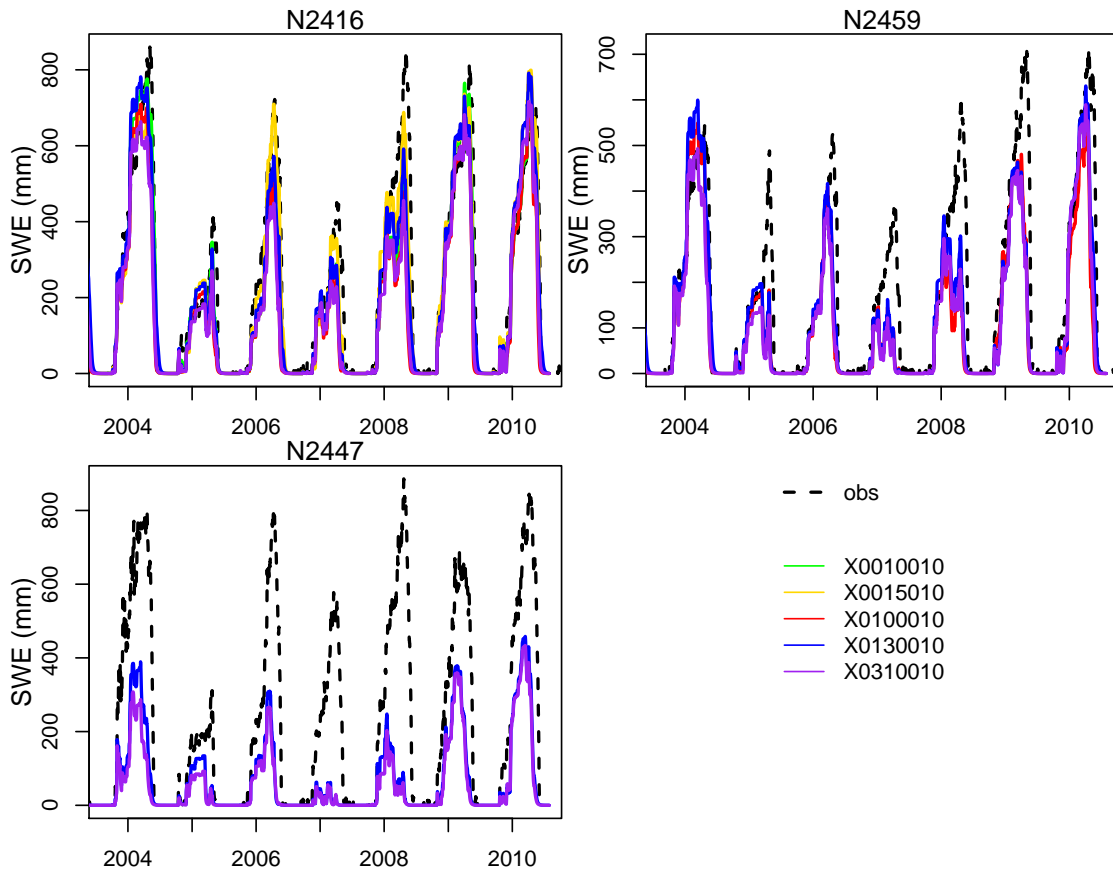


FIGURE F-IV.15 Evolution du SWE pour les trois stations NRC présents dans les sous-bassins. Les simulations proviennent du modèle CN_{HL*} appliqué sur différents bassins versants.

En observant les simulations du manteau neigeux par les modèles sur des sous-bassins versants imbriqués, on observe une variation non négligeable des stocks de SWE. La station N2416 est la seule présente sur tous les sous-bassins versants. Les simulations montrent qu'à cette station il existe des différences significatives dans l'évaluation du SWE par les modèles. La simulation sur la Haute Durance (X0310010) donne des simulations avec les performances les plus faibles, alors que sur les petits sous-bassins X0010010 et X0015010, le modèle semble bien représenter la variable observée. Les mêmes conclusions sont valables pour la seconde station N2459, où encore une fois les simulations sur la Durance ont tendance à sous-estimer la variable de SWE. Enfin, le modèle CN_{HL*} ap-

pliqué au sous-bassin X0130010 reproduit les variables observées de SWE un peu mieux que le modèle appliqué sur le bassin de la Haute Durance (X0310010). Le SWE simulé par ces modèles est fortement sous-estimé par rapport aux observations, ce qui incite à penser à un excès de SWE qui peut être causé par des dépôts de neige par le vent.

Ainsi, la simulation du SWE par le modèle CN_{HL*} diffère en fonction du sous-bassin auquel il est appliqué. En effet, le forçage varie légèrement entre les différents sous-bassins : l'hypsométrie et les bandes d'altitude sont différentes, ce qui influence l'agrégation des forçages sur celles-ci. En comparant le SWE simulé à des observations ponctuelles, il est évident que la surface du bassin versant a une influence non négligeable sur la simulation du SWE. Les qualités des simulations du SWE sont plus mauvaises lorsque les surfaces des bandes d'altitude sont trop importantes.

IV.4.2 Influence du nombre de bandes d'altitude sur la simulation du SWE

Afin de réduire la surface des bandes d'altitude modélisées pour un bassin versant donné, nous avons discrétisé le bassin en un nombre plus important de bandes d'altitude. La réduction des surfaces modélisées permet d'avoir un forçage plus "précis" pour chacune des bandes. Ainsi, trois découpages différents ont été réalisés, un premier en deux bandes d'altitude, un second avec cinq bandes (configuration par défaut de CemaNeige) et un dernier en dix bandes d'altitude. La figure F-IV.16 présente le découpage du bassin versant de la Haute Durance en fonction de son hypsométrie ainsi que les résultats de simulations des débits et du SCA.

Les résultats montrent que la division du bassin versant en seulement deux bandes d'altitude donne des simulations en débits et SCA légèrement détériorées. Au contraire, une discrétisation en dix bandes d'altitude semble améliorer les performances en débits. Cependant, l'utilisation de ces nombreuses bandes d'altitude a tendance à fortement ralentir l'exécution des simulations du modèle. La figure F-IV.17 permet de mettre en évidence les différences entre les valeurs observées et simulées du débit et du SCA.

Les observations de SCA diffèrent légèrement selon le nombre de bandes d'altitude utilisées. Ceci provient du seuil minimum de 40% de pixels non couverts afin que la donnée soit considérée comme non lacunaire. Le découpage du bassin versant en bandes plus fines diminue la surface allouée à chaque bande d'altitude, diminuant le nombre de pixels par bande, ce qui rend le filtrage des données plus sensible.

La comparaison du SWE modélisé avec les observations des cinq stations est disponible sur la figure F-IV.18. Le SWE simulé au niveau de chaque station varie selon le nombre de bandes d'altitude utilisé. La modélisation à deux bandes d'altitude produit une faible variabilité de simulation de SWE sur la surface du bassin, les simulations pour les stations N2416, N2459, N2471 sont en effet identiques puisqu'elles appartiennent à la même bande d'altitude. Lorsque le SWE est simulé sur un nombre de bandes plus élevé, la discrétisation permet d'obtenir des simulations différentes pour chacune des stations. La principale différence entre les simulations présentées ici provient du forçage qui est agrégé sur des zones géographiques de tailles différentes. On s'attendrait à ce qu'un nombre

IV.4 INFLUENCE DE L'ÉCHELLE SPATIALE SUR LA SIMULATION DU SWE

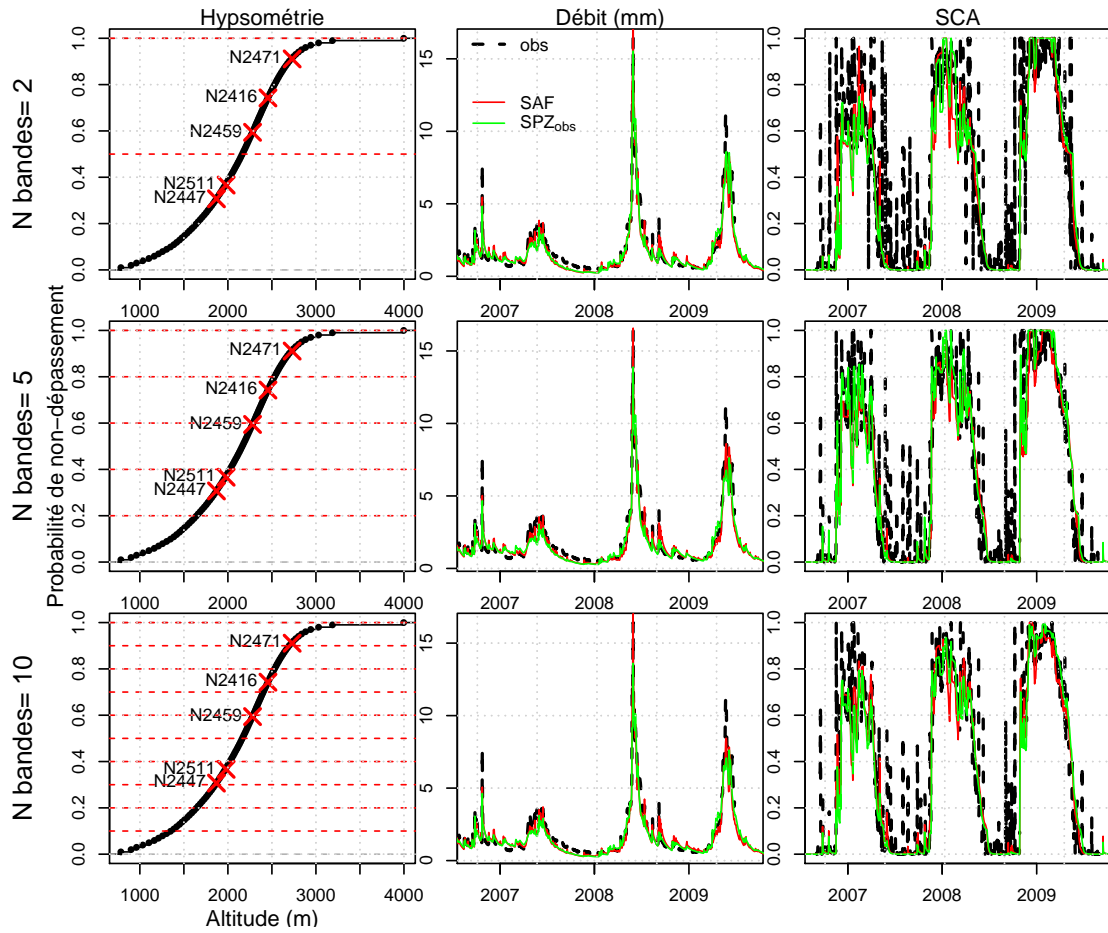


FIGURE F-IV.16 Hypsométrie du bassin de la Haute Durance avec trois divisions en bandes d'altitude différentes. Les hydrogrammes simulés et l'évolution du SCA en fonction du nombre de bandes d'altitude utilisé sont également présentés.

de bandes plus élevé donne des résultats plus précis. Cependant, la figure F-IV.18 ne semble pas indiquer une amélioration significative de la simulation du SWE par le modèle utilisant dix bandes d'altitude. De manière similaire, Valéry *et al.* (2014b) n'avait pas noté d'amélioration significative de la performance en débit en augmentant le nombre de bandes d'altitude du modèle CN_v .

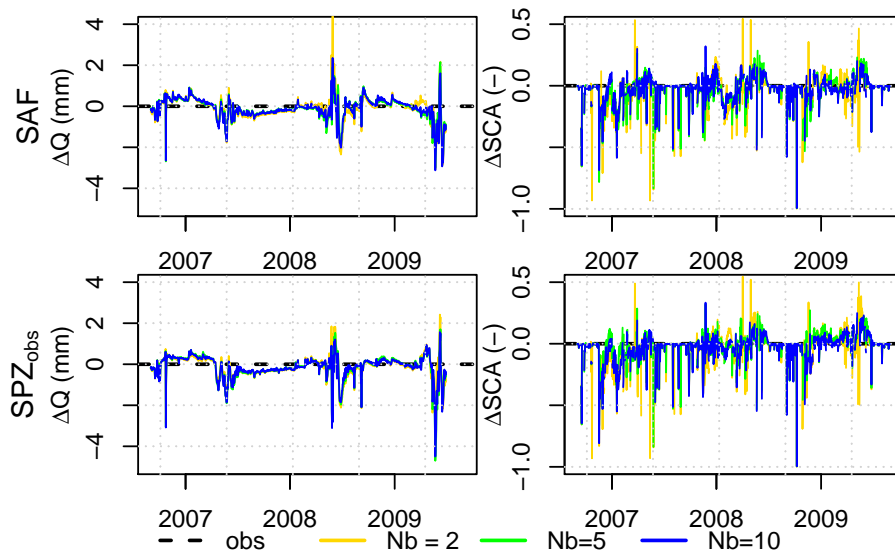


FIGURE F-IV.17 Écarts entre les simulations et les observations des débits et du SCA selon le nombre de bandes d'altitude utilisé et le type de forçage. Toutes les simulations proviennent du modèle CN_{HL*} .

IV.5 Synthèse

Dans cette section, nous avons étudié plus en détail les performances du modèle CN_{HL*} sur le bassin versant de la Haute Durance. Le but était d'une part de valider les résultats de la section précédente et d'autre part de comparer la variable interne du contenu en eau du manteau neigeux calculée par le modèle avec des observations ponctuelles du SWE.

Le bassin de la Haute Durance est bien représenté par le couple de modèle CN_{HL*} – $GR4J$ en termes de débits et de SCA sur la période 2000-2010. Les performances du modèle ont été étudiées en utilisant un split-sample test sur les sous-périodes 2000 - 2005 et 2005 - 2010. Une différence de performances notable est visible selon la période de calage utilisée avec une dégradation des performances sur les débits et le SCA pour une validation sur la période 2000-2005.

Des relevés de SWE et de hauteurs de neige ponctuelles, fournies par EDF, sont disponibles sur cinq stations de mesure sur le bassin versant. La variable interne de SWE calculée dans le modèle CN_{HL*} a été comparée aux observations. Une hypothèse de recherche forte a été posée dans cette section puisque l'on a considéré que la quantité de SWE observée pour chaque bande correspond aux SWE mesurés à chaque station appartenant à cette bande d'altitude (ces mesures sont moyennées de manière journalière si plusieurs stations appartiennent à la même bande d'altitude). Les résultats de cette comparaison ont montré que les différences entre le SWE simulé et le SWE observé pour chaque bande sont importantes. Ces différences peuvent avoir diverses causes : une forte incertitude sur l'agrégation des précipitations, une non-représentativité des observations

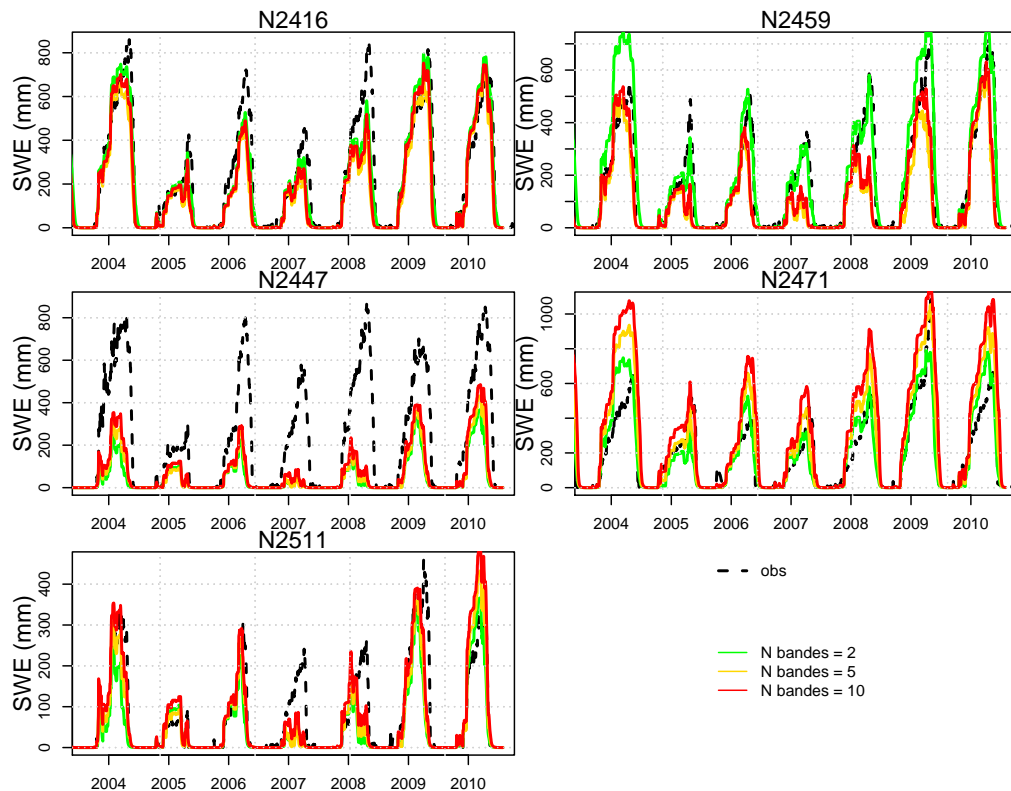


FIGURE F-IV.18 SWE observé et simulé en utilisant le modèle CN_{HL*} aux cinq stations de mesure NRC en fonction du nombre de bandes d'altitude utilisé lors de la modélisation. Le forçage utilisé ici est le forçage SPAZM.

ponctuelles par rapport à l'échelle spatiale de la bande d'altitude considérée ou encore une non représentativité de la simulation du SWE par le modèle.

Le SWE accumulé à chaque station semble être soumis non seulement aux variables de précipitations et de températures mais également à leur emplacement géographique (exposition des versants, influence orographique sur les précipitations). Du fait de la redistribution de la neige sur les versants de montagne, la représentativité d'une mesure ponctuelle de SWE sur la surface de la bande d'altitude est discutable. L'utilisation d'un modèle distribué sur des mailles de plus petite surface pourrait permettre de mieux représenter le SWE et de caler le modèle sur ces observations ponctuelles de SWE.

Suite à cela, plusieurs expériences ont été entreprises afin de mettre en avant les limites de la modélisation degrés-jour. Le modèle CN_{HL*} a servi à modéliser de multiples sous-bassins de la Haute Durance. Ensuite, nous avons fait varier le nombre de bandes d'altitude utilisées par le modèle. Un sous-bassin versant plus petit ou une discrétisation plus grande en bandes d'altitude diminue la surface modélisée. Cette diminution ne s'accompagne malheureusement pas forcément d'une meilleure simulation du SWE par le modèle.

*CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN
DE LA HAUTE DURANCE*

Conclusion de la première partie

Les modèles degrés-jour ont l'avantage d'être facile à mettre en place, ils n'ont besoin que de peu de variables de forçage et les simulations sont relativement rapides à obtenir. Ces atouts permettent une utilisation en opérationnel pour la prévision des crues ou la gestion des ressources en eau. Cependant, ces modèles de neige couplés à des modèles hydrologiques sont souvent calés uniquement sur les débits. Ce qui rend les paramètres des modèles de neige très dépendants de ceux des modèles hydrologiques.

L'utilisation de données d'observations de la neige permet de mieux contraindre le couple modèle de neige et modèle hydrologique en ajoutant une variable observée propre à la modélisation de la neige. Dans cette première partie du manuscrit, nous avons utilisé des données d'observation satellites MODIS du SCA afin de caler le modèle CemaNeige créé par Valéry (2010). Avant que ce calage puisse être réalisé, le modèle de neige a été modifié afin que la variable interne du SCA puisse être utilisée en tant que variable de simulation. Une hystérésis entre les variables du SCA et du SWE, basée sur les travaux de Magand *et al.* (2014), a été introduite dans le modèle CemaNeige. Elle permet au modèle de simuler des valeurs de SCA comparables aux valeurs observées par MODIS. Deux paramètres contrôlent cette hystérésis, augmentant le nombre de paramètres du modèle de neige à quatre paramètres au total. Cependant, un des paramètres de l'hystérésis peut être fixé sans perte significative de performances afin de limiter l'équifinalité du modèle.

Le modèle de neige ainsi calé conjointement sur des données de débit et des données de SCA a été testé et validé sur 277 bassins de montagne français. Après avoir mis en place la méthode de calage du modèle prenant en compte les données de SCA et de débits, les performances du modèle se sont révélées très satisfaisantes : une nette amélioration des simulations du SCA a été observée sans détériorer significativement la simulation des débits. Suite à l'analyse des performances du modèle, divers tests de robustesse ont été réalisés, montrant que les paramètres du modèle de neige sont mieux identifiés et plus facilement régionalisables qu'auparavant.

Une analyse plus poussée a été entreprise sur le bassin versant de la Haute Durance. Des données ponctuelles d'observations du SWE étant disponibles sur ce bassin versant, nous avons comparé la variable interne de SWE du modèle CemaNeige avec hystérésis avec les observations provenant de ces stations. Les résultats se sont montrés décevants. La différence de résolution spatiale entre les données ponctuelles d'observation du SWE et la surface des bandes d'altitude (plusieurs centaines de km^2) est en effet beaucoup trop grande. Les mesures de la neige sont très difficiles à interpoler, du fait de la grande

CHAPITRE IV. ÉVALUATIONS DÉTAILLÉES DU MODÈLE CEMANEIGE SUR LE BASSIN DE LA HAUTE DURANCE

variabilité spatiale de l'accumulation de neige provenant de la redistribution par le vent et des fontes préférentielles selon l'exposition des versants. De plus, même en réduisant l'échelle d'utilisation du modèle neige, il reste difficile de comparer les SWE observés aux SWE simulés. Suite à ces études, nous pouvons répondre aux hypothèses de recherches énoncées en début de première partie :

1. Les modèles degrés-jour peuvent représenter la surface enneigée sous deux conditions : ils doivent simuler explicitement la variable d'enneigement et être calés sur des données observées de la neige. Cependant, les modèles degrés-jour ne représentent pas la neige de manière assez détaillée pour pouvoir être validés sur des mesures ponctuelles de SWE ou de hauteur de neige.
2. Les modèles de neige calés conjointement sur les données d'enneigement et de débits sont légèrement plus robustes que les modèles calés uniquement sur les débits. La variable d'enneigement, n'étant que peu informative sur la quantité de neige présente en montagne, ne suffit pas au calage du modèle de neige. L'observation des débits est toujours nécessaire pour contraindre suffisamment les paramètres du modèle de neige.

La prochaine partie de ce manuscrit décrira la création d'un modèle de neige à bilan d'énergie qui pourrait être distribué sur le bassin versant afin de mieux représenter les processus d'accumulation et de fonte de neige. Une représentation distribuée de ces processus permettrait de caler le modèle de neige sur des variables d'observation ponctuelles de la neige. Ce modèle devra répondre aux exigences formulées précédemment, c'est-à-dire être rapide en temps de calcul, être parcimonieux et n'utiliser que peu de variables de forçage. Ainsi, les hypothèses de recherche évoluent pour la prochaine partie de ce manuscrit et sont les suivantes :

1. Il est possible de créer un modèle à bilan d'énergie demandant aussi peu de variables de forçage qu'un modèle degrés-jour.
2. La meilleure représentation des processus permettra le calage du modèle neige sur des données ponctuelles de SWE.

PARTIE 2: Développement d'un modèle à bilan d'énergie simplifié à l'échelle ponctuelle

Dans la partie précédente, nous avons réussi à caler le modèle degrés-jour CemaNeige non seulement sur des données de débit mais également sur des données d'observation de la neige. L'utilisation de données d'enneigement de surface MODIS couplée aux données de débits en tant que critère d'évaluation s'est avérée fructueuse. Ce calage combiné a permis d'obtenir des paramètres plus robustes et d'améliorer la simulation des surfaces enneigées par le modèle, sans détériorer les simulations du débit. La comparaison de la quantité de neige simulée par le modèle sur la Haute Durance avec des mesures ponctuelles d'équivalent en eau de la neige a montré les limitations du modèle de neige degrés-jour. L'échelle spatiale semi-distribuée du modèle est trop éloignée de l'échelle ponctuelle des stations NRC pour pouvoir comparer les simulations et les observations de SWE.

Afin de caler un modèle de neige sur des données d'observations de la neige, telles que des hauteurs de neige ou des mesures d'équivalent en eau de la neige, il est nécessaire que ce modèle soit capable de simuler la quantité de neige au sol à une échelle proche de celle de l'observation. La modélisation distribuée à de petites échelles est alors nécessaire. Or, il est difficile de distribuer les modèles degrés-jour. Les effets de versants ne sont pas modélisés à de faibles échelles spatiales en région montagneuse, puisque les processus de rayonnement ne sont pas pris en compte dans ces modèles. Afin de remédier à ces problèmes, la modélisation des différents processus du bilan d'énergie est nécessaire.

Dans cette deuxième partie du manuscrit, la création d'un nouveau modèle de neige conceptuel à bilan d'énergie simplifié sera conceptualisée. Dans une première section, une analyse des différentes composantes du bilan d'énergie sera réalisée. La section suivante présentera une méthode de modélisation du forçage radiatif qui sera utilisée pour forcer le modèle de neige. Enfin une présentation des travaux préliminaires de conceptualisation des gradients thermiques et des changements de phase au sein du manteau neigeux seront présentés.

Nomenclature

TABLEAU T-IV.5 Nomenclature correspondant à la deuxième partie du manuscrit. Les symboles et abréviations sont données pour le modèle de rayonnement (R) et le modèle de neige (N).

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
α	-	Albédo de la neige	N	Interne
α_{nouv}	-	Albédo de la neige fraîche	N	Paramètre
α_{min}	-	Albédo minimal de la neige	N	Paramètre
α_{ref}	-	Albédo de la surface de référence	R/N	Forçage
β_{sw}	<i>rad</i>	Inclinaison de la surface considérée pour le calcul des rayonnements	R	Forçage
γ	-	ratio des coefficients de variations	-	Critère
γ_{sw}	<i>rad</i>	Orientation de la surface considérée pour le calcul des rayonnements	R	Forçage
δ	<i>m</i>	Différence d'altitude entre le point considéré et un pixel de MNT voisins	R	Interne
$\bar{\delta}$	<i>m</i>	Indice topographique - Moyenne des différences d'altitudes δ sur le rayon R_{DEM}	R	Interne
δ_c	<i>m</i>	Valeur caractéristique de δ	R	Interne
δ_{sw}	<i>rad</i>	Déclinaison solaire	R	Interne
\mathcal{E}	$W.m^{-2}$	Déséquilibre du bilan de surface lors de l'évaluation de $T_{s,ref}$	N	Interne
ϵ_a	-	Emissivité de l'atmosphère	R	Interne
ϵ_{clear}	-	Emissivité de l'atmosphère pour un ciel clair	R	Interne
ϵ_n	-	Emissivité de la neige	R	Interne
ϵ_1	-	Paramètre $n^{\circ}1$ de la paramétrisation de l'émissivité de l'atmosphère par temps clair	R	Paramètre
ϵ_2	-	Paramètre $n^{\circ}2$ de la paramétrisation de l'émissivité de l'atmosphère par temps clair	R	Paramètre

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
η_c	$Pa.s$	Viscosité en compression à la masse volumique caractéristique	N	Paramètre
θ_{sw}	rad	Angle d'incidence du rayonnement solaire	R	Interne
λ	$W.K^{-1}.m^{-1}$	Conductivité thermique	N	Interne
λ_c	$W.K^{-1}.m^{-1}$	Conductivité thermique caractéristique	N	Paramètre
λ_{sw}	rad	Longitude ecliptique	R	Interne
ρ	$kg.m^{-3}$	Masse volumique	N	Interne
ρ_a	$kg.m^{-3}$	Masse volumique de l'air	N	Interne
ρ_{nouv}	$kg.m^{-3}$	Masse volumique de la neige fraîche	N	Paramètre
ρ_{comp}	$kg.m^{-3}$	paramètre de compression	N	Paramètre
σ_{SB}	$W.m^{-2}.K^{-4}$	Constante de Stefan-Boltzmann	-	Constante
τ	(-)	Transmissivité atmosphérique	R	Interne
$\tau_{max}(z)$	(-)	Transmissivité atmosphérique maximale	R	Interne
τ_p	(-)	Transmissivité atmosphérique maximale au niveau de la mer	R	Paramètre
τ_c	(-)	Transmissivité atmosphérique caractéristique	R	Paramètre
ϕ_{\uparrow}	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur sortant par rapport à la surface du manteau neigeux	N	Interne
ϕ_{\downarrow}	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur entrant par rapport à la surface du manteau neigeux	N	Interne
ϕ_b	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur évacuée par l'écoulement à la base du manteau neigeux	N	Interne
ϕ_{cc}	$W.m^{-2}$	Flux conductif ou convectif	N	Interne
ϕ_{cond}	$W.m^{-2}$	Flux conductif	N	Interne
ϕ_{conv}	$W.m^{-2}$	Flux convectif	N	Interne
$\phi_{conv,s}$	$W.m^{-2}$	Flux convectif, percolation de la surface vers le manteau neigeux	N	Interne
ϕ_r	$W.m^{-2}$	Flux associé au ruissèlement à la surface du manteau neigeux	N	Interne

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
ψ_{sw}	<i>rad</i>	Latitude du point considéré	R	Forçage
ω	(-)	Ratio des moyennes (Biais) pour le calcul du KGE'	-	Critère
ω_{sw}	<i>rad</i>	Angle horaire	R	Forçage
A_n	-	Valeur propre d'indice n	N	Interne
B	-	Modèle de transmissivité de Bristow	R	Modèle
$B_{\Delta T_c}$	-	Paramétrisation de la variation journalière caractéristique de la température ΔT_c par Bristow	R	Modèle
B_s	-	Modèle de transmissivité de Bristow simplifié	R	Modèle
$B_{s,\Delta T_c}$	-	Paramétrisation de la variation journalière caractéristique de la température simplifiée ΔT_c	R	Modèle
B_{np}	-	Nouveau modèle de transmissivité	R	Modèle
$B_{np,C}$	-	Modèle B_1 couplé avec le modèle de Sicart, calé	R	Modèle
$B_{np,R}$	-	Modèle B_1 couplé avec le modèle de Sicart, avec certains paramètres fixés par régression	R	Modèle
$B_{\bar{\delta}}$	-	Modèle de transmissivité dépendant uniquement de l'indice topographique	R	Modèle
B_z	-	Modèle de transmissivité dépendant uniquement de l'altitude	R	Modèle
C_{cover}	-	Nébulosité	R	Interne
$C_{p,a}$	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	Capacité thermique massique de l'air	-	Constante
$C_{p,g}$	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	Capacité thermique massique de la glace	-	Constante
$C_{p,e}$	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	Capacité thermique massique de l'eau	-	Constante
C_r	-	Coefficient d'échange (flux turbulents)	-	Interne

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
dT_{np}	-	Nouvelle paramétrisation de la variation journalière caractéristique de la température ΔT_c	R	Modèle
$dT_{\bar{\delta}}$	-	Paramétrisation de la variation journalière caractéristique de la température ΔT_c dépendant uniquement de l'indice topographique $\bar{\delta}$	R	Modèle
dT_z	-	Paramétrisation de la variation journalière caractéristique de la température dépendant uniquement de l'altitude z	R	Modèle
E	$kg.m^{-2}$	Masse de neige apportée par condensation ou retirée par sublimation	N	Interne
EE_i	-	Effets Élémentaires de la méthode de Morris	N	Modèle
F_{surf}	$W.m^{-2}$	Flux de forçage à la surface de la neige	N	Forçage
F_n	-	Fonction propre d'indice n	N	Interne
$f_{w,s}$	$kg_{liq}/kg_{liq+sol}$	teneur en eau massique à la surface du manteau neigeux	N	Interne
G	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur provenant du sol	N	-
g	$m.s^{-2}$	Accélération de la gravité	-	Constante
H	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur sensible	N	Interne
h_n	<i>heure</i>	Heure de la journée correspondant à la température de l'air minimale	R	Interne
h_x	<i>heure</i>	Heure de la journée correspondant à la température de l'air maximale	R	Interne
LW_{\uparrow}	$W.m^{-2}$	Rayonnement à ondes longues émises par la neige	N	Interne
LW_{\downarrow}	$W.m^{-2}$	Rayonnement à ondes longues incidents	R	Simulée
L_{fus}	$J.kg^{-1}$	Enthalpie de fusion	R	Constante
L_{sub}	$J.kg^{-1}$	Enthalpie de sublimation	R	Constante

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
L_{vap}	$J.kg^{-1}$	Enthalpie de vaporisation	R	Constante
M	-	Indice de variabilité spatiale des composantes	R	-
M_b	$kg.m^{-2}$	Masse d'eau exportée à la base du manteau neigeux	N	Simulée
M_s	$kg.m^{-2}$	Export de masse à la surface de la neige	N	Variable simulée
m_p	-	Paramètre de pente, utilisée pour le calcul du δ_{ref}	R	Paramètre
P	$mm.j^{-1}$	Précipitations totale	N	Forçage
P_{liq}	$mm.j^{-1}$	Précipitations sous forme liquide	N	Forçage
P_{sol}	$mm.j^{-1}$	Précipitations sous forme solide	N	Forçage
P_{vap}	Pa	Pression de vapeur	N/R	Forçage
q_a	kg_{vapeur}/kg_{air}	Humidité spécifique de l'air	N/R	Interne
q_s	kg_{vapeur}/kg_{air}	Humidité spécifique à la surface de la neige	N/R	Interne
R	m	Rayon de calcul de l'indice topographique $\bar{\delta}$	R	Variable simulée
RH	-	Humidité relative de l'air	R	Interne
RH_c	-	Humidité relative de l'air caractéristique	R	Paramètre
r	-	Coefficient de corrélation de Pearson	-	Critère
r_{aero}	$S.m^{-1}$	Coefficient de résistance aérodynamique	N	Paramètre
SW_0	$W.m^{-2}$	Rayonnement extra-terrestre	-	Constante
SW_{\uparrow}	$W.m^{-2}$	Rayonnement solaire réfléchi	N	Interne
SW_{\downarrow}	$W.m^{-2}$	Rayonnement solaire incident	R	Simulée
$SW_{\downarrow,pot}$	$W.m^{-2}$	Rayonnement solaire incident potentiel	R	Interne
$SW_{\downarrow,pot,analytique}$	$W.m^{-2}$	Rayonnement solaire incident potentiel calculée analytiquement	R	Interne

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
$SW_{\downarrow,pot,r.sun}$	$W.m^{-2}$	Rayonnement solaire incident potentiel calculée par r.sun	R	Interne
SWE	$kg.m^{-2}$ ou mm	Équivalent en eau de la neige	N	Variable simulée
T_a	K	Température de l'air	R	Forçage
T_{dew}	K	Température de rosée	R	Interne
T_{fus}	K	Température de fusion de la neige	-	Constante
T_{mean}	K	Température journalière moyenne	R	Forçage
T_{min}	K	Température journalière minimale	R	Forçage
T_{max}	K	Température journalière maximale	R	Forçage
T_{QS}	$^{\circ}C$	Température quasi-stationnaire	N	Interne
T_s	K	Température de surface	N	Simulée
T'_s	$^{\circ}C$	Température de surface en Celsius	N	Simulée
\tilde{T}	$^{\circ}C$	variation de température autour de la température T_{QS}	N	Interne
$T_{s,ref}$	K	Température de la surface de référence	N/R	Calculée
$T_{s,ref}^-$	K	Température minimale journalière de la surface de référence, calculée à partir des Rayonnements observés	N/R	Calculée
$T_{s,ref}^+$	K	Température maximale journalière de la surface de référence, calculée à partir des Rayonnements observés	N/R	Calculée
$\Delta T_{s,ref}$	K	Amplitude journalière des températures de la surface de référence	N/R	Calculée
$\hat{T}_{s,ref}^-$	K	Température minimale journalière de la surface de référence, calculée à partir des rayonnements simulés	N/R	Simulée
$\hat{T}_{s,ref}^+$	K	Température maximale journalière de la surface de référence, calculée à partir des rayonnements simulés	N/R	Simulée
ΔT	K	Variation journalière de température	R	Forçage

Symbole	Unité	Description	Modèle	Type de variable
$\bar{\Delta T}_a$	K	Moyenne annuelle des variation journalière de température	R	Forçage
ΔT_c	K	Variation journalière de température caractéristique	R	Interne
ΔT_{param}	K	Variation journalière de température caractéristique pour une zone plate au niveau de la mer	R	Paramètre
t_α	s	Constante de vieillissement de l'albédo	N	Paramètre
U_{int}	$W.m^{-2}$	Énergie interne du manteau neigeux	N	Interne
u_{prec}	$J.kg^{-1}$	Énergie apportée par les précipitations	N	Interne
V	$m.s^{-1}$	Vitesse du vent	-	-
z	m	Altitude de la station considérée	R	Forçage
z_0	m	Longueur de rugosité	-	-
z_c	m	Altitude caractéristique	R	Paramètre
z_T	m	Hauteur de mesure de la température	-	Forçage
z_V	m	Hauteur de mesure du vent	-	Forçage

Les bilans de masse et d'énergie

Introduction

Avant de créer un nouveau modèle de neige basé sur le bilan d'énergie, nous allons étudier les diverses composantes impliquées dans la variation d'énergie du manteau neigeux. Cette section vise à décrire les différents flux qui agissent sur le manteau neigeux et à analyser quels sont ceux qui influencent le plus la température de surface et la fonte. Nous profiterons également de ce chapitre pour présenter les données que nous utiliserons dans cette deuxième partie du manuscrit.

V.1 Les équations de base des bilans

Les précipitations neigeuses, l'accumulation et la fonte de la neige englobent de multiples processus physiques. Les modèles degrés-jour, tel que CemaNeige que nous avons étudié précédemment, simplifient les processus d'accumulation et de fonte de la neige en proposant un modèle reliant directement la fonte à la température de l'air au moyen d'un coefficient de fonte. Les modèles physiques (à bilan d'énergie), sont basés sur les lois de la conservation de la masse et de l'énergie. Le bilan de masse conditionne les volumes en eau/neige stockés ainsi que leur fonte tandis que le bilan d'énergie conditionne de son côté la température et les changements de phase dans le manteau neigeux. Les composantes des bilans de masse et d'énergie sont complexes, elles sont décrites au sein de la figure F-V.1 et détaillées par la suite.

V.1.1 La conservation de la masse sein du manteau neigeux

Le bilan de masse du manteau neigeux s'écrit de la manière suivante (Eq. (E-V.1)) :

$$P_{tot} = M_b + M_s + E + \frac{\partial SWE}{\partial t} \quad (\text{E-V.1})$$

Les précipitations (P) sont les seules composantes strictement entrantes du bilan de masse au niveau du manteau neigeux. Plusieurs composantes en sortie influent sur le stock de neige. Le flux qui intéresse particulièrement l'hydrologue est la composante d'export de masse d'eau liquide par la base du manteau neigeux (M_b), représentant l'écoulement par

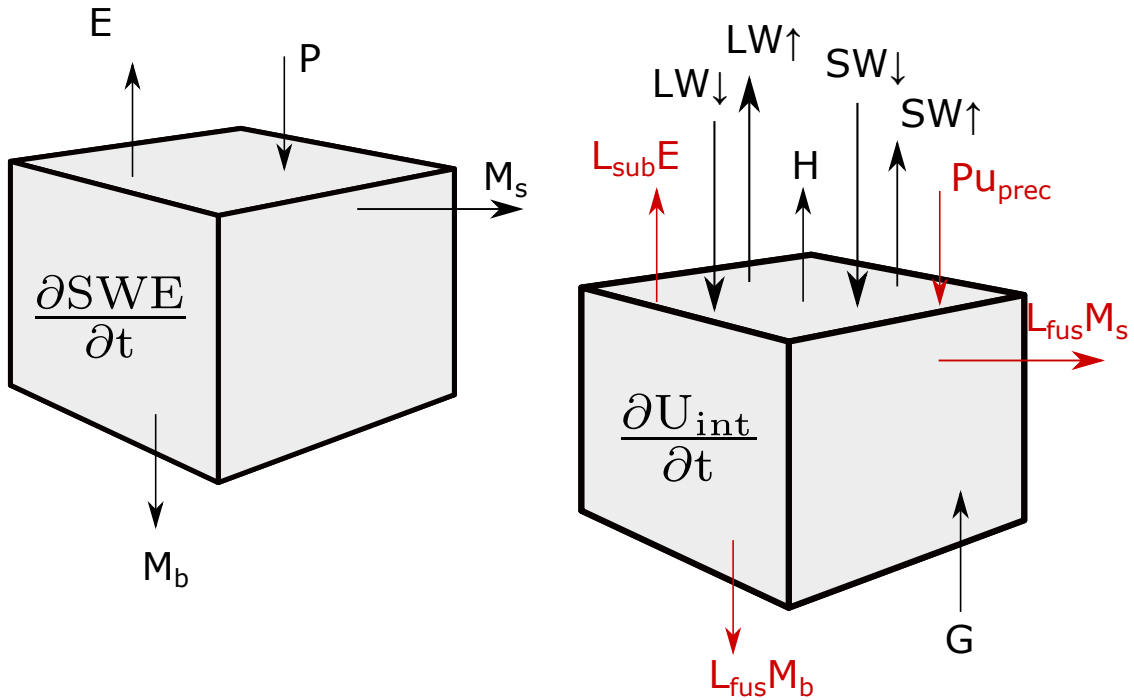


FIGURE F-V.1 Représentations schématiques des composantes entrantes et sortantes du bilan de masse (gauche) et du bilan d'énergie (droite) par rapport au manteau neigeux. Les composantes du bilan d'énergie indiquées en rouge sont celles permettant le couplage entre le bilan de masse et le bilan d'énergie. Les flèches représentent la norme imposée pour la prise en compte de chacune des composantes.

percolation de l'eau dans le manteau neigeux. La composante E est une composante pouvant à la fois être une entrée ou une sortie du système. Celle-ci représente la sublimation et la condensation solide à la surface du manteau neigeux. La masse de neige sublimée est souvent de faible valeur dans les latitudes tempérées, mais celle-ci prend de l'importance pour les bassins nivaux situés dans des zones arides ou semi-arides ou encore dans les zones de hautes latitudes. Enfin, la composante d'export de masse d'eau liquide par la surface (M_s) n'entre en jeu que lorsqu'il y a des précipitations liquides sur la surface du manteau. Selon l'état du manteau neigeux (i.e. masse volumique et saturation en eau), les précipitations liquides peuvent ruisseler au lieu de pénétrer dans le manteau. Ce phénomène est mis en évidence lors d'évènements de pluie sur neige, qui provoquent souvent une lame d'écoulement forte et mènent potentiellement à des inondations sur le bassin versant. Ces transferts de masse sont tous liés à des transferts d'énergie influençant l'état thermique du manteau neigeux. Le stock de neige compense les déséquilibres entre les entrées et les sorties du bilan par sa variation de masse ($\frac{\partial SWE}{\partial t}$).

V.1.2 La conservation de l'énergie dans le manteau neigeux

$$\begin{aligned}
 SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} + P u_{prec} + G = SW_{\uparrow} + LW_{\uparrow} + H + L_{sub}E \\
 + L_{fus}(M_b + M_s) + \frac{\partial U_{int}}{\partial t} \quad (E-V.2)
 \end{aligned}$$

De la même manière que le bilan de masse, les composantes du bilan d'énergie peuvent être séparées en deux groupes, les composantes strictement entrantes (i.e. la partie gauche de l'équation (E-V.2)) et les composantes sortantes (i.e. la partie droite de l'équation (E-V.2)). Les composantes entrantes comprennent les rayonnements incidents solaires (SW_{\downarrow}) et atmosphériques (LW_{\downarrow}), l'énergie apportée par les précipitations ($P_{tot} u_{prec}$) et l'énergie apportée à la base du manteau neigeux par le sol (G). Les énergies strictement sortantes sont composées des rayonnements solaires réfléchis par la neige (SW_{\uparrow}), des rayonnements émis par la surface du manteau neigeux (LW_{\uparrow}) ainsi que des flux correspondant aux sorties de masse d'eau liquides par fonte ou par ruissellement ($L_{fus}(M_b + M_s)$). Les flux turbulents, correspondant aux flux de chaleur sensible (H) et latente ($L_{sub}E$) entre la surface de la neige et l'atmosphère, peuvent être entrants ou sortants selon la direction prise par le flux. Enfin, les entrées et sorties d'énergies entre le manteau et l'extérieur sont équilibrées par la variation de l'énergie interne du manteau neigeux (notée ici $\frac{\partial U_{int}}{\partial t}$). Celle-ci prend en compte la chaleur sensible (la température) et la chaleur latente (la part d'eau liquide) comprises au sein du manteau. L'énergie interne du manteau neigeux U_{int} est considérée nulle lorsque le manteau est sec à la température de fusion.

Les caractéristiques mécaniques et thermiques du manteau neigeux influencent certaines composantes du bilan d'énergie. Par exemple, l'émission de rayonnement par la surface de la neige, ainsi que les flux turbulents, sont liés à la température de surface du manteau neigeux. Le rayonnement solaire réfléchi, quant à lui, est dépendant de l'albédo du manteau neigeux, variable évoluant le long de l'hiver. Dans la suite de cette section, nous allons détailler chacune de ces composantes du bilan d'énergie.

V.2 Les composantes du bilan d'énergie

V.2.1 Le rayonnement solaire

a) Le rayonnement incident

Le soleil, moteur du cycle de l'eau, émet un rayonnement en majeure partie sous forme d'ondes courtes ($0.4-2\mu m$). La puissance de son rayonnement peut être considérée comme constante et égale à environ $1360 W.m^{-2}$ au dessus de l'atmosphère terrestre. Ce rayonnement que nous allons appeler rayonnement extra-terrestre (noté SW_0) est fortement atténué avant d'atteindre la surface terrestre. Il est possible d'identifier deux facteurs distincts influençant l'intensité du rayonnement : la géométrie et l'atténuation atmosphérique.

Effet de la géométrie géométrique On appelle rayonnement potentiel le rayonnement solaire atténué uniquement de manière géométrique. Il s'agit de la valeur de rayonnement direct pouvant être atteinte sur une surface donnée dans le cas où l'atmosphère serait inexistante. Le rayonnement potentiel est maximal et égal au rayonnement extraterrestre SW_0 lorsque la surface est normale au rayonnement solaire. Cependant, selon la topographie, le moment de la journée et le jour de l'année considéré, l'angle d'incidence (θ_{sw}) du rayonnement solaire sur une surface donnée varie grandement. Cet angle dépend de la latitude du point considéré (ψ_{sw}), de la déclinaison solaire (δ_{sw}), de l'angle horaire (ω_{sw}), ainsi que de l'orientation (γ_{sw}) et de l'angle d'inclinaison (β_{sw}) de la surface ensoleillée. Les angles d'incidence, d'orientation et d'inclinaison de la surface considérée sont schématisés sur la figure F-V.2.

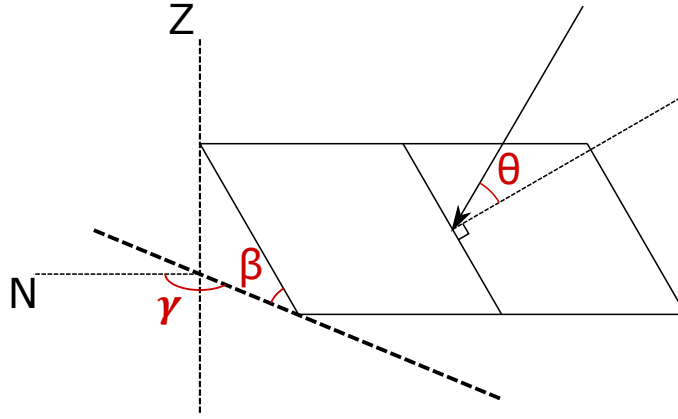


FIGURE F-V.2 Représentation schématique de l'angle d'incidence des rayonnements solaires directs (θ_{sw}), de l'angle d'inclinaison (β_{sw}) et de l'orientation (γ_{sw}) de la surface d'étude.

Ainsi l'angle d'incidence θ_{sw} du rayonnement solaire par rapport au sol est calculé selon l'équation (E-V.3) (Gates, 1980; Sproul, 2007).

$$\begin{aligned}
 \cos(\theta_{sw}) = & -\sin(\beta_{sw}) \cdot \sin(\gamma_{sw}) \cdot \cos(\delta_{sw}) \cdot \sin(\omega_{sw}) \\
 & + \sin(\beta_{sw}) \cdot \cos(\gamma_{sw}) \cdot \sin(\delta_{sw}) \cdot \cos(\psi_{sw}) \\
 & - \sin(\beta_{sw}) \cdot \cos(\gamma_{sw}) \cdot \cos(\delta_{sw}) \cdot \sin(\psi_{sw}) \cdot \cos(\omega_{sw}) \\
 & + \cos(\beta_{sw}) \cdot \cos(\delta_{sw}) \cdot \cos(\psi_{sw}) \cdot \cos(\omega_{sw}) \\
 & + \cos(\beta_{sw}) \cdot \sin(\delta_{sw}) \cdot \sin(\psi_{sw})
 \end{aligned} \tag{E-V.3}$$

Où l'angle horaire ω_{sw} est donné par l'équation (E-V.4) :

$$\omega_{sw} = (\text{heure} - 12) \frac{\pi}{12} \tag{E-V.4}$$

Et la déclinaison de la Terre qui dépend de la position angulaire du soleil (ou longitude écliptique) λ_{sw} par rapport au soleil est formulée par les équations (E-V.5) et (E-V.6) :

$$\sin(\delta) = 23.44 \frac{pi}{180} \sin(\lambda) \quad (\text{E-V.5})$$

$$\lambda_{sw} = 2\pi \frac{jour + 284}{365} \quad (\text{E-V.6})$$

Ainsi le rayonnement solaire potentiel incident est défini par la dernière équation (E-V.7).

$$SW_{pot} = SW_0 \cos(\theta_{sw}) \quad (\text{E-V.7})$$

Cette équation analytique permet de calculer le rayonnement instantané pour n'importe quel jour de l'année et n'importe quel moment de la journée sur une surface dont l'orientation et la pente sont connues. Afin d'obtenir des valeurs journalières de rayonnements (où à n'importe quel pas de temps selon l'envie de l'utilisateur), il est nécessaire d'intégrer ces équations en fonction du temps (méthode décrite par [Allen et al., 2006](#)).

Le désavantage de cette équation en zone de montagne est qu'elle ne prend pas en compte la topographie voisine lors du calcul des rayonnements solaires incidents à une surface donnée. En effet, les sommets environnants forment des masques qui peuvent réduire la durée de l'ensoleillement direct de la surface étudiée. Afin de prendre en compte ces masques, il est possible d'utiliser un MNT (Modèle Numérique de Terrain) et de calculer quels sont les sommets les plus proches bloquant le rayonnement sur la surface d'intérêt. Des modèles de rayonnements existent, permettant de calculer le rayonnement potentiel moyen journalier sur chaque pixel d'un MNT (e.g. GRASS GIS r.sun, [Suri & Hofierka, 2004](#)).

Influence de l'atmosphère Outre l'influence liée à l'angle d'incidence du rayonnement solaire, l'atmosphère joue également un rôle dans l'atténuation de l'intensité de celui-ci. La masse d'air traversée, les aérosols, l'ozone et la vapeur d'eau absorbent et réfléchissent une partie du rayonnement solaire même lorsque le ciel est clair. En fonction de l'humidité de l'air, de la concentration en aérosols et de la pollution, cette atténuation peut varier dans le temps. Le coefficient de Linke ([Louche et al., 1986](#)) est un indicateur de la turbidité de l'atmosphère en ciel clair souvent utilisé dans le domaine de la météorologie afin de qualifier la concentration d'aérosols et de vapeur d'eau pour les calculs d'atténuation.

Lors de son passage dans l'atmosphère, le rayonnement solaire subit une diffraction par les différentes particules rencontrées. Ainsi, le rayonnement peut être scindé en deux parties, le rayonnement direct qui a la même direction que le rayonnement solaire et le rayonnement diffus. Le rayonnement diffus est formé par la diffraction d'une partie du rayonnement sur les molécules composant l'atmosphère. En temps clair, la part de rayonnement diffus est bien plus faible que le rayonnement direct. En revanche, en cas de ciel entièrement couvert par des nuages, la part de rayonnement diffus est souvent plus forte que celle de rayonnement direct.

Le rapport entre le rayonnement potentiel (SW_{pot}) calculé horizontalement et le rayonnement mesuré au sol horizontalement (SW_{\downarrow}) est appelé la transmissivité de l'atmosphère

(τ , Eq. (E-V.8)). Du fait que le rayonnement solaire est mesuré horizontalement, la transmissivité est calculée à partir de $SW_{pot,h}$ et $SW_{\downarrow,h}$

$$\tau = SW_{\downarrow,h}/SW_{pot,h} \quad (\text{E-V.8})$$

Cette transmissivité atmosphérique, par définition, est comprise entre 0 et 1. Dans les faits, à cause des rayonnements diffus, la transmissivité atmosphérique est rarement inférieure à une valeur de 0.15. De même, la transmissivité maximale n'atteint jamais la valeur de 1. La valeur maximale de transmissivité dépend de la masse d'air traversée, elle varie donc avec la pression atmosphérique (et donc avec l'altitude). Ainsi, la transmissivité maximale au niveau de la mer tend à osciller entre 0.8 et 0.85 alors qu'elle peut atteindre une valeur de 0.92 à 3500 m d'altitude.

b) Le rayonnement solaire réfléchi

Le rayonnement solaire réfléchi dépend de la composition spectrale de l'intensité du rayonnement solaire incident ainsi que de la capacité de la surface considérée à réfléchir ces rayonnements. Ce rayonnement réfléchi est décrit par l'équation (E-V.9).

$$SW_{\uparrow} = \alpha SW_{\downarrow} \quad (\text{E-V.9})$$

Dans l'équation (E-V.9), la valeur de l'albédo est notée α . Il s'agit de la capacité d'un matériau à réfléchir le rayonnement auquel il est soumis. L'albédo de la neige varie habituellement entre 0.9 et 0.4. La neige fraîche est particulièrement blanche avec un albédo très élevé. Au cours de la saison, le manteau neigeux a tendance à se tasser et son albédo à la surface tend à diminuer. Cette diminution provient d'une part de la réorganisation des cristaux de neige (taille des grains, contenu en eau liquide) suite au tassement et d'autre part suite aux dépositions d'impuretés atmosphériques. Dans les massifs alpins, les événements de Sirocco sont connus pour déposer du sable Saharien sur la neige des montagnes (Di Mauro *et al.*, 2015). Ce dépôt entraîne une forte diminution de l'albédo et a un impact significatif sur la fonte (Di Mauro *et al.*, 2015; Dumont *et al.*, 2011).

Le rayonnement net prend en compte le rayonnement incident et le rayonnement réfléchi et peut être écrit de la manière suivante (E-V.10) :

$$SW_n = SW_{\downarrow}(1 - \alpha) \quad (\text{E-V.10})$$

V.2.2 Les rayonnements thermiques

La loi de Stefan-Boltzmann (eq. (E-V.11)) indique que tout corps émet un rayonnement dont la puissance dépend directement de sa température et de son émissivité (i.e. la capacité de ce corps à émettre des rayonnements).

$$LW = \sigma_{SB} \cdot \epsilon \cdot T^4 \quad (\text{E-V.11})$$

Où σ_{SB} est la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$), ϵ est l'émissivité du corps émetteur et T la température du corps en Kelvin. La valeur de l'émissivité peut varier entre 0 et 1, la valeur de 1 correspondant à l'émissivité d'un corps noir parfait.

a) Les rayonnements thermiques incidents

Les rayonnements infrarouges incidents à la neige proviennent majoritairement de l'atmosphère qui émet un rayonnement infrarouge (principalement émis par les GES). L'émissivité de l'atmosphère est variable dans le temps, puisqu'elle dépend grandement de la concentration en vapeur d'eau (Brutsaert, 1975). D'après Ohmura (2001), la température du corps peut donc être approchée par la température de l'air mesurée à 2 m de la surface car les rayonnements atmosphériques proviennent majoritairement des basses couches de l'atmosphère. On obtient ainsi l'équation (E-V.12) :

$$LW_{\downarrow} = \sigma_{SB} \epsilon_a T_a^4 \quad (\text{E-V.12})$$

avec ϵ_a l'émissivité et T_a la température de l'air. En montagne, la topographie environnante a également une influence sur le rayonnement thermique incident puisque les versants émettent également un rayonnement thermique qui peut s'ajouter au rayonnement en provenance de l'atmosphère.

b) Les rayonnements infrarouges émis par la neige

La neige émet elle aussi un rayonnement infrarouge, du fait de sa température et de son émissivité. L'émissivité de la neige est proche de celle d'un corps noir ($\epsilon_n = 0.97$, Marchouty, 1984). Les rayonnements émis par la neige sont calculés selon l'équation (E-V.13).

$$LW_{\uparrow} = \sigma_{SB} \epsilon_n T_s^4 \quad (\text{E-V.13})$$

Au sein de cette équation, l'émissivité est considérée fixe mais la température de surface de la neige (également nommée température de peau, T_s) est variable. Comme elle est très peu mesurée, il s'agit souvent d'une variable estimée par le modèle.

V.2.3 Le flux de conduction provenant du sol

Le flux de conduction provenant du sol représente l'apport de chaleur au niveau de la base du manteau neigeux par le sol. Ce flux est souvent considéré constant ($6.5 \cdot 10^{-2} \text{ W.m}^{-2}$ selon Gsell, 2014) et est de faible intensité par rapport aux autres composantes du bilan et des incertitudes de mesures. Cependant, l'effet du sol est bien présent lors des premières neiges lorsque celui-ci est encore chaud et fait fondre directement les précipitations neigeuses. Il est également possible que la conduction du sol provoque une fonte à la base du manteau neigeux (Jabot, 2013). Ce type de fonte est communément appelé fonte basale. Il est à noter que ce forçage n'influe pas directement sur le bilan d'énergie de surface.

V.2.4 Les flux de chaleur latente et sensible

Les flux turbulents de chaleur sont des échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface du manteau neigeux. Le flux de chaleur latente ($L_{sub}E$, Eq. (E-V.14)) dépend de la différence d'humidité spécifique au niveau du manteau ($q_s(T_s)$ en kg_{vap}/kg_{air}) et au niveau de l'atmosphère (q_a en kg_{vap}/kg_{air}) et de la résistance aérodynamique (r_{aeroLE} en $s.m^{-1}$). Il est impliqué dans les processus de changement de phase solide-gazeux à la surface de la neige (sublimation et condensation solide). Ainsi, plus il y a de vent et plus l'atmosphère est chargée en humidité, plus la formation de givre sur le manteau neigeux est possible

(ce qui apporte de la chaleur). Dans le cas où l'air est très sec et en présence de grand vent, ceci favorise la sublimation de la neige. ρ_a représente la densité de l'air (en $kg.m^{-3}$). On suppose ici que les pores de la couche superficielle de neige sont toujours saturées en vapeur d'eau.

$$L_{sub}E = \frac{\rho_a}{r_{aeroLE}(V)}(q_s(T_s) - q_a) \quad (\text{E-V.14})$$

Le flux de chaleur sensible (H , Eq. (E-V.15)) rend compte du transfert d'énergie par convection. Elle dépend de la différence de température entre la surface du manteau (T_s) et l'atmosphère (T_a) ainsi que de la résistance aérodynamique (r_{aeroH}). $C_{p,a}$ représente la capacité thermique massique de l'air.

$$H = \frac{\rho_a C_{p,a}}{r_{aeroH}(V)}(T_s - T_a) \quad (\text{E-V.15})$$

La résistance aérodynamique de la neige (r_{aero}) est souvent considérée comme identique pour le calcul de la chaleur latente et de la chaleur sensible. Celle-ci dépend du coefficient d'échange C_r (–) et de la vitesse du vent (V en $m.s^{-1}$) selon l'équation (E-V.16).

$$r_{aero}(V) = \frac{1}{C_r V} \quad (\text{E-V.16})$$

Selon [Hock \(2005\)](#) le coefficient d'échange C_r varie selon qu'il s'agisse d'un flux de chaleur latente (nommé C_E) ou sensible (noté C_H) et peut être calculé de la manière suivante (Eqs. (E-V.17), (E-V.18) et (E-V.19)) :

$$C_H = k^2(1 - 5.2R_b)^2 \frac{1}{\ln\left(\frac{z_V}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z_T}{z_{0T}}\right)} \quad (\text{E-V.17})$$

$$C_E = k^2(1 - 5.2R_b)^2 \frac{1}{\ln\left(\frac{z_V}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z_T}{z_{0E}}\right)} \quad (\text{E-V.18})$$

$$R_b = \frac{g(T_z - T_s)(z_V - z_0)}{T_z V^2} \quad (\text{E-V.19})$$

Ainsi, le coefficient d'échange dépend de la constante de Von Karman (k , égale à 0.4), de la hauteur de la mesure du vent (z_V) et de la température (z_T). z_0 correspond à la longueur de rugosité (hauteur à laquelle la vitesse du vent est théoriquement nulle) et z_{0T} et z_{0E} correspondent à la longueur de rugosité de la température et de la pression de vapeur. Le nombre global de Richardson (R_b) est un indicateur de la stabilité de l'air et dépend de l'accélération de la gravité g , de la température à la surface (T_s) et à la hauteur z (T_z). Bien que ces formulations permettent de déduire un coefficient d'échange, celles-ci ont une forte incertitude provenant de la longueur de rugosité, qui varie fortement selon le type de surface ([Hock, 2005](#)).

V.2.5 Apport des précipitations

Les précipitations influencent majoritairement le bilan de masse de la neige. Cependant, comme la précipitation n'est pas forcément à la même température que la neige, celle-ci peut influencer le bilan de surface par apport de chaleur sensible. Dans le cas où la

précipitation est liquide, l'apport de chaleur latente s'ajoute à celui de la chaleur sensible, qui correspond à l'énergie nécessaire à la transition de la phase liquide de la précipitation à la phase solide (si la pluie liquide ne regèle pas, elle est évacuée en export de masse liquide en surface M_s , voir section suivante). En considérant l'énergie interne massique de la neige U_{int} égale à 0 lorsque la neige est sèche et à la température T_{fus} , l'apport d'énergie par les précipitations s'écrit sous la forme de l'équation (E-V.20) :

$$P u_{prec} = P_{sol} C_{p,g}(T_a - T_{fus}) + P_{liq} [L_{fus} + C_{p,e}(T_a - T_{fus})] \quad (\text{E-V.20})$$

Ainsi, l'apport énergétique provenant des précipitations dépend de la phase à laquelle celle-ci tombe. L'apport énergétique provenant d'une précipitation solide (P_{sol} en $kg.m^{-2}.s^{-1}$ équivalent en eau) est généralement faible, la température des précipitations est considérée comme étant égale à la température de l'air (T_a) et dépend de la capacité thermique massique de la glace ($C_{p,g}$, $2.04 kJ.kg^{-1}.K^{-1}$). L'apport énergétique d'une précipitation sous forme de pluie (P_{liq} en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) dépend de la capacité thermique massique de l'eau ($C_{p,e}$, $4.18 kJ.kg^{-1}.K^{-1}$) et de la chaleur latente de fusion de l'eau (L_{fus} , $334 kJ.kg^{-1}$).

V.2.6 L'énergie liée à l'export de masse liquide en surface et à la base du manteau neigeux

L'écoulement de l'eau en dehors du manteau neigeux est également lié à une sortie d'énergie. La composante énergétique liée à cet écoulement s'écrit de la manière $L_{fus}(M_s + M_b)$. La composante $M_s L_{fus}$ n'est activée uniquement lors de précipitations liquide sur un manteau neigeux dont les pores en surface sont saturés d'eau liquide.

V.2.7 La variation de stock d'énergie au sein du manteau

La variation d'énergie dans le manteau neigeux est notée $\frac{\partial U_{\text{int}}}{\partial t}$. Le stock d'énergie du manteau neigeux noté U_{int} varie en effet dans le temps et équilibre les flux entrants et sortants afin de conserver un bilan d'énergie nul au sein du système. L'énergie interne du manteau neigeux U_{int} est composée de chaleur sensible et de chaleur latente, et est considérée nulle lorsque le manteau neigeux est sec et à la température T_{fus} . Ainsi l'énergie interne du manteau neigeux tend à diminuer avec une diminution de la température et à augmenter avec une augmentation de la fraction liquide massique dans le manteau.

V.3 Présentation des données

V.3.1 Les stations météorologiques du réseau météoSwiss

Afin d'analyser les variables de rayonnement du bilan d'énergie, 115 stations météorologiques suisses ont été utilisées. Celles-ci mesurent au moins des données de température, de précipitation et d'humidité. Sur ces 115 stations, 108 mesurent également les rayonnements solaires incidents (SW_{\downarrow}) alors que seulement 33 mesurent les données de rayonnement atmosphérique incident (LW_{\downarrow}). Cet échantillon de stations suisses est intéressant, car les mesures de rayonnement solaire et atmosphérique ne sont pas couramment disponibles (Raleigh *et al.*, 2013). Ces stations MétéoSwiss ont l'avantage

d'être nombreuses, avec une présence de stations en moyenne et haute altitude intéressante pour nos questionnements de recherche (altitudes comprises entre 203 et 3580 m).

Nous avons choisi d'étudier sur ces stations les variables de rayonnements au pas de temps journalier recueillies entre 2009 et 2015, chacune de ces stations ayant au moins un an de données sur cette période. Les données sont accessibles à des fins de recherche sur le site <https://gate.meteoswiss.ch/idaweb>.

Une carte représentant les diverses stations est disponible dans la section VI.3. La liste des stations est proposée en annexe A.

V.3.2 Les stations d'observations nivologiques et météorologiques

Le col de Porte Le site nivo-météorologique du Col de Porte (CDP, fig. F-V.3) est situé dans le massif de la Chartreuse au nord de Grenoble à 1325 m d'altitude. Ce site est opéré par le Centre d'Étude de la Neige (CEN), une unité de recherche du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). Ce site a été établi en 1959 et accueille aujourd'hui de nombreux outils de mesures nivologiques et météorologiques. Les données du Col de Porte ont été publiées et sont accessibles par la publication de [Morin et al. \(2012\)](#). Cette base de données s'étend sur 18 ans entre 1993 et 2011, les variables météorologiques sont mesurées au pas de temps horaire. Les données d'observations nivologiques sont également mesurées au pas de temps horaire à l'exception des données de SWE qui sont mesurées au pas de temps journalier. Les données proposées et les pas de temps qui leur sont associés sont disponibles dans le tableau T-V.1.

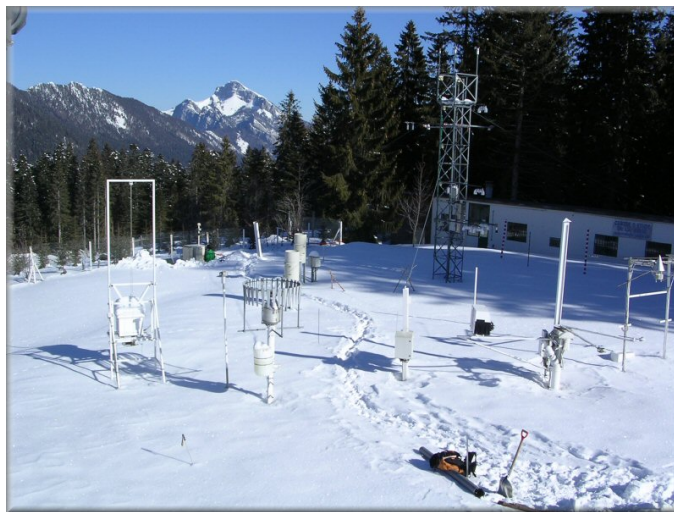


FIGURE F-V.3 Photographie des instruments du Col de Porte, source : [Morin et al. \(2012\)](#)

La figure F-V.4 décrit les régimes de températures, de précipitations et de stock de neige sur la station du CDP. Les températures de l'air moyennes au CDP sont assez élevées avec des températures en-dessous de 0°C seulement entre le mois de décembre et

le mois de mars. Les précipitations neigeuses ont lieu en moyenne de septembre à juin, cependant il est à noter qu'en moyenne des précipitations liquides ont lieu toute l'année (la partition pluie-neige fournie par le CEN est corrigée par des mesures auxiliaires). La quantité de précipitations annuelles est importante au CDP avec 1110 mm de pluie et 570 mm de neige (équivalent en eau) en moyenne. Cependant, la quantité de SWE moyenne accumulée est assez faible avec un pic à 320 mm au mois de mars et un pic moyen de 80 cm de neige. Les températures de surface (calculées à partir de mesures de rayonnement thermique provenant de la neige) montrent qu'en moyenne, les maxima journaliers sont proches de la température de fonte toute l'année (-2°C en moyenne), et les minima journaliers atteignent une température de -10°C au mois de février. Le site de CDP étant peu élevé en altitude, la neige est souvent mouillée à une température isotherme égale à la température de fonte.

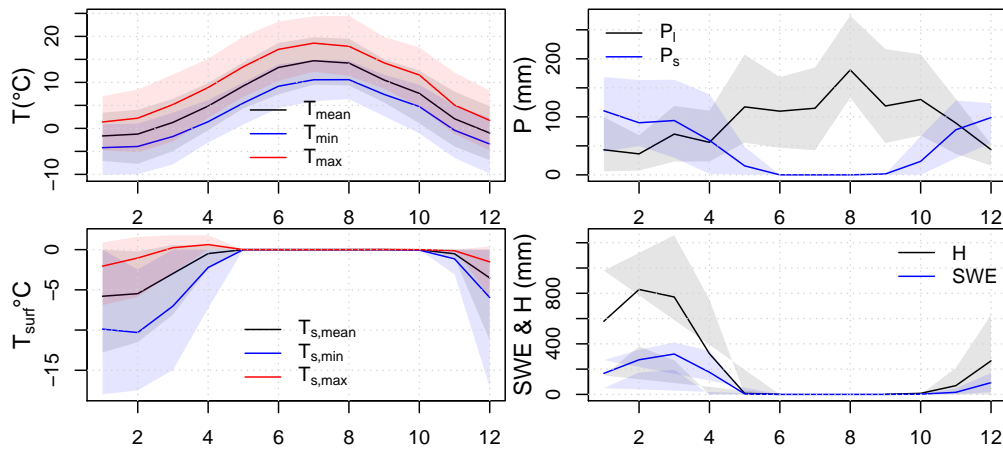


FIGURE F-V.4 Régimes des températures de l'air (a), régimes des précipitations cumulées mensuelles solides et liquides (b), Régime des températures à la surface de la neige (c), ainsi que les régimes de SWE et de hauteur de neige (d) mesurés à la station du Col de Porte. Les surfaces ombrées représentent les quantiles 10 et 90. Les valeurs minimales et maximales de températures moyennes ont été déterminées à partir des données agrégées au pas de temps journalier. La température de surface n'est pas mesurée au CDP en l'absence de neige, elle a été fixée à 0°C dans cette figure.

Des mesures de profil de température du manteau neigeux sont également disponibles. Ces profils sont mesurés grâce à des disques placés après chaque chute de neige importante à la surface du manteau. Chaque disque peut glisser verticalement le long d'un fil et suivre ainsi la compaction des couches entre lesquelles il est pris. Les mesures provenant de ces disques incluent leur hauteur au-dessus du sol (cm) ainsi que la température de la neige associée à cette profondeur (K).

Weissfluhjoch La station du Weissfluhjoch (WFJ) est la plus élevée en altitude (2540 m) des trois stations présentées ici. Cette station est située en Suisse dans les Alpes orientales centrales, proche de la ville de Davos. Les premières mesures de neige

ont été effectuées à cette station en 1936, les mesures météorologiques ont commencé plus tard sur le même site, en 1995 (Marty & Meister, 2012). Outre les mesures météorologiques communément réalisées dans ces stations, on retrouve également les mesures de rayonnements (SW et LW) ainsi que des mesures de la neige. Les mesures de hauteur de neige, de température de surface ainsi que des relevés de température automatiques à l'intérieur du manteau sont réalisées toutes les trente minutes. Cependant, les relevés de SWE sont réalisés deux fois par mois uniquement en même temps qu'un relevé manuel de profil de températures. Les relevés automatiques de température sont réalisés à 0, 50, 100 et 150 *cm* du sol, alors que les relevés manuels sont plus détaillés et réalisés tous les 10 *cm*. Malheureusement, de la même manière qu'au Col de Porte, aucune mesure des flux turbulents n'est effectuée. Une photographie de la station du Weissfluhjoch est disponible sur la figure F-V.5.



FIGURE F-V.5 Photographie des instruments de mesures du Weissfluhjoch, source : www.slf.ch

La station de WFJ, située à une altitude beaucoup plus élevée que le CDP, a un climat beaucoup plus froid que ce dernier (Fig. F-V.6). La température de l'air moyenne dépasse le seuil de 0°C uniquement entre les mois de mai et octobre. Le cumul des précipitations annuel est sensiblement le même que celui du CDP, en inversant les cumuls de pluie et de neige : on estime une moyenne de 1180 *mm* de neige (équivalent en eau) précipitée par an pour 566 *mm* de pluies. L'accumulation moyenne maximale de SWE a lieu aux mois d'avril et mai avec 740 *mm* de SWE pour 2 *m* de hauteur au mois d'avril. Enfin, la température de surface de la neige y est très basse au milieu de l'hiver. On peut donc s'attendre à ce que la neige soit complètement sèche pendant une longue période lors de l'hiver puisque la température maximale de surface de la neige est en moyenne en-dessous de -5°C entre les mois de novembre et de mars.

Torgnon Le site de mesure de la neige et de la météo de Torgnon est situé dans la vallée d'Aoste en Italie (Galvagno *et al.*, 2013; Rossini *et al.*, 2014). Elle est située à 2160 *m*, à une altitude intermédiaire entre celle du Col de Porte et celle du Weissfluhjoch. Ces données ont été obtenues grâce à une collaboration avec CIMA Research Foundation et à l'accueil à l'Irstea pendant 5 mois de Gaia Piazza, doctorante de cet institut (fin de thèse prévue en 2018). Les mesures effectuées à Torgnon sont le plus

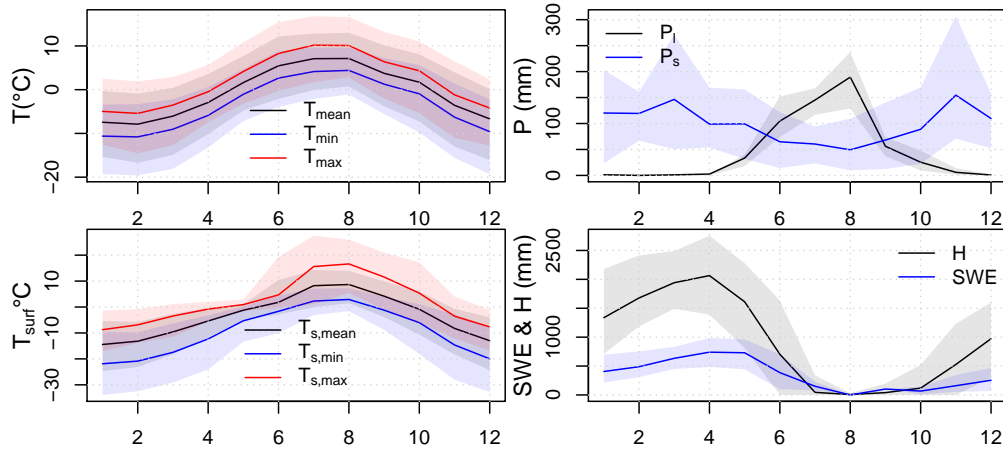


FIGURE F-V.6 Régimes des températures de l'air (a), régimes des précipitations cumulées mensuelles solides et liquides (b), Régime des températures à la surface de la neige (c), ainsi que les régimes de SWE et de hauteur de neige (d) mesurés à la station du Weissfluhjoch. Les surfaces ombrées représentent les quantiles 10 et 90. Les valeurs minimales et maximales de températures moyennes ont été déterminées à partir des données journalières.

souvent réalisées au pas de temps de trente minutes, sauf pour ce qui est des mesures de SWE et de la densité de la neige qui sont mesurées deux fois par mois. Cependant, comparativement aux autres stations, aucune mesure du profil de température du manteau neigeux n'est effectuée. En revanche, le site est équipé d'une tour à flux, mesurant les flux de chaleur sensible et de chaleur latente entre la neige et l'atmosphère par une méthode de covariance des turbulences (eddy covariance). Ces données sont très intéressantes, puisqu'elles ne sont mesurées que dans très peu de stations. Les régimes de températures, des précipitations et du SWE sont présentés sur la figure F-V.7.

Les régimes de températures et de précipitations s'apparentent à celles du CDP, même si l'altitude de cette station est plus élevée. La température moyenne de l'air dépasse les $0^{\circ}C$ entre les mois de mars et novembre et la moyenne maximale est de $15^{\circ}C$ en été. Les précipitations sont bien plus faibles à cette station qu'aux deux dernières, avec en moyenne $480 mm$ de précipitations sous forme de pluie et $549 mm$ de précipitations sous forme de neige par an. Le SWE maximum annuel moyen est de $306 mm$, soit un petit peu plus bas qu'au CDP, pour une hauteur de neige de $1 m$. Enfin les températures de surface de la neige sont assez élevées, avec une température de surface maximale moyenne qui ne passe pas sous le seuil de $-3^{\circ}C$. Les variations de températures semblent cependant plus élevées qu'au CDP puisque les températures de surface minimales sont en moyenne égales à $-20^{\circ}C$ pour les mois d'hiver.

TABLEAU T-V.1 *Résumé des variables mesurées au trois stations de mesures météorologiques et de la neige. H indique une mesure horaire et J une mesure journalière. X indique que la variable n'est pas mesurée et XC indique que la variable est calculable à partir des autres variables fournies.*

	Col de Porte	Weissfluhjoch	Torgnon
	Dates	1993-2011	1999-2016 2012-2016
	Altitude	1325	2540 2160
	Température de l'air	H	1/2 H 1/2 H
	Précipitations	H (solides et liquides)	1/2 H (totales) 1/2 H (totales)
Forçage atmosphérique	Pression de surface	H	X 1/2 H
	Humidité de l'air	H (spécifique)	1/2 H (relative) 1/2 H (relative)
	SW_{\downarrow}	H (direct & diffus)	1/2 H 1/2 H
	LW_{\downarrow}	H	1/2 H 1/2 H
	Vent	H	1/2 H 1/2 H
	SW_{\uparrow}	XC	1/2 H 1/2 H
	LW_{\uparrow}	XC	XC 1/2 H
	Albédo	H	XC 1/2 H ou J
	Température de surface	H	1/2 H 1/2 H
	Température du sol	H	1/2 H 1/2 H
Manteau neigeux	Hauteur de neige (m)	H	J 1/2 H
	SWE	J	bimensuel bimensuel
	Densité	XC	bimensuel bimensuel
	Profils de température	H	auto : 1/2 H manuel : bimensuel X
Flux turbulents	Chaleur sensible	X	X 1/2 H
	Chaleur latente	X	X 1/2 H

V.4 ESTIMATION DE LA PART RELATIVE DE CHAQUE FLUX DANS LE BILAN ÉNERGÉTIQUE

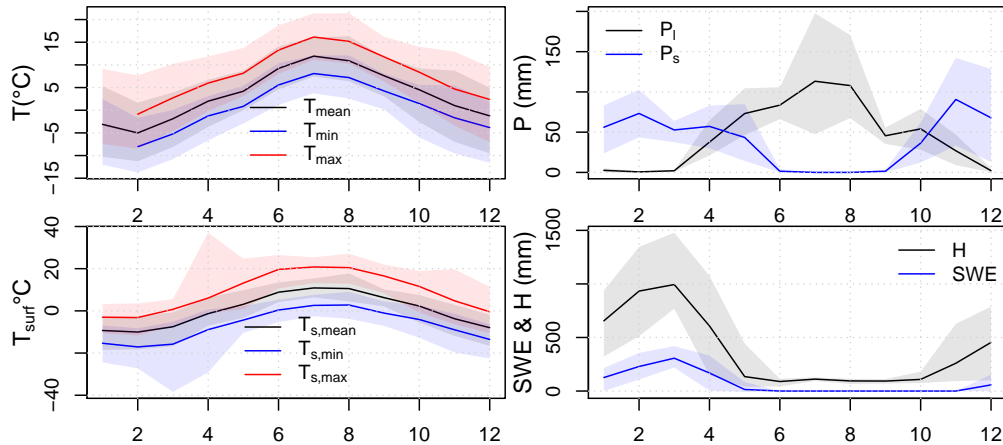


FIGURE F-V.7 Régimes des températures de l'air (a), régimes des précipitations cumulées mensuelles solides et liquides (b), Régime des températures à la surface de la neige (c), ainsi que les régimes de SWE et de hauteur de neige (d) mesurés à la station de Torgnon. Les surfaces ombrées représentent les quantiles 10 et 90. Les valeurs minimales et maximales de températures moyennes ont été déterminées à partir des données journalières.

V.4 Estimation de la part relative de chaque flux dans le bilan énergétique

Grâce aux données des stations de mesures de la neige, il est possible d'analyser les différentes composantes du bilan d'énergie et de déterminer quels sont les apports les plus importants selon la période de l'année. Les données de Torgnon (TOR) sont les seules permettant d'analyser la totalité des composantes du bilan d'énergie, car les flux turbulents ne sont pas mesurés aux stations du CDP et du WFJ. Ainsi, la figure F-V.8 présente les régimes moyens mensuels des six composantes du bilan d'énergie à Torgnon : SW_{\downarrow} , SW_{\uparrow} , LW_{\downarrow} , LW_{\uparrow} , H et LE .

Les composantes énergétiques à la surface du manteau ont été moyennées sur la période 2012-2016. En terme absolu, les composantes de rayonnements infrarouges sont celles qui sont les plus importantes, comprises entre 250 et 300 $W.m^{-2}$ pour le LW_{\downarrow} et entre 280 et 380 $W.m^{-2}$ pour les LW_{\uparrow} . Les composantes du rayonnement infrarouge ont des tendances identiques avec une légère saisonnalité suivant celle de la température de l'air, i.e. des rayonnements plus faibles en hiver qu'en été. Généralement, la composante nette de rayonnement infrarouge est un flux sortant.

Les rayonnements solaires incidents représentent également une part importante du bilan d'énergie. La saisonnalité des rayonnements solaires incidents est plus forte que celle du rayonnement atmosphérique avec une moyenne en décembre de seulement 66 $W.m^{-2}$ et une moyenne en juin de 255 $W.m^{-2}$. Le rayonnement solaire réfléchi par contre ne suit pas la même saisonnalité, avec un minimum de 36 $W.m^{-2}$ en été et un maximum de 155 $W.m^{-2}$ aux mois de mars et avril. L'évolution du rayonnement réfléchi est

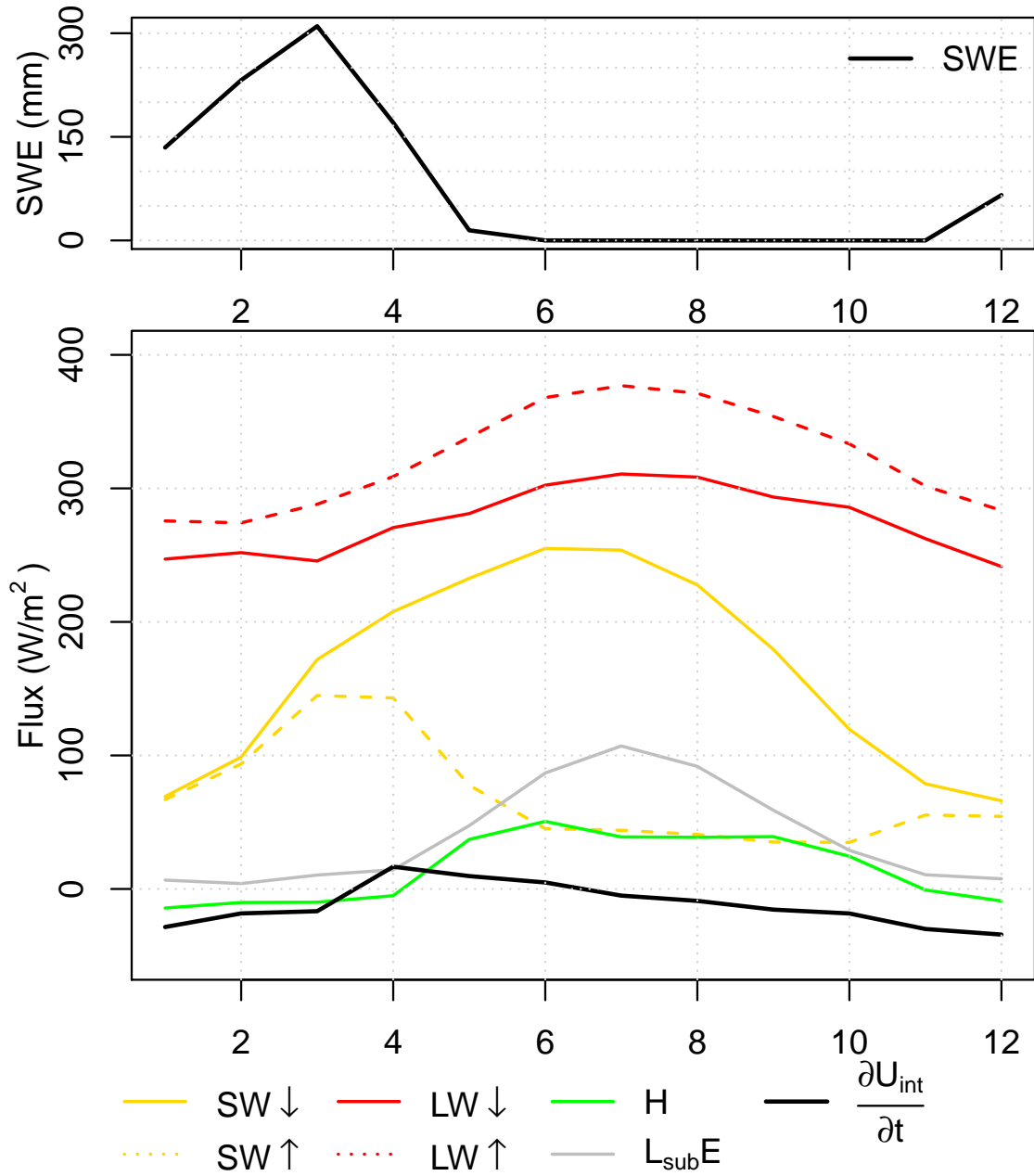


FIGURE F-V.8 En haut, moyenne mensuelle inter-annuelle du SWE à Torgnon. En bas, moyenne mensuelle inter-annuelle des flux des différentes composantes du bilan d'énergie de surface, ainsi que la somme de ces apports nets (ou variation du stock d'énergie du manteau $\frac{\partial U_{int}}{\partial t}$). Les flux turbulents sont considérés ici comme des flux sortants lorsqu'ils sont positifs.

intimement lié à celle du rayonnement solaire incident et à l'évolution de l'albédo. Aux mois de décembre, janvier et février, le rayonnement réfléchi est quasiment aussi élevé que le rayonnement incident du fait des précipitations neigeuses courantes et de l'albédo fort de la neige. Au début du printemps, avec la diminution de l'albédo, le rayonnement réfléchi plafonne avant de diminuer. L'été, l'albédo faible entraîne une faible réflexion des rayonnements incidents.

Les flux turbulents mesurés montrent qu'il existe également une faible saisonnalité pour ces deux composantes. Que ce soient les flux de chaleur latente ou sensible, la part énergétique qui leur est associée est faible en hiver avec des valeurs situées entre -5 et -15 W.m^{-2} pour H et entre 5 et 10 W.m^{-2} pour $L_{sub}E$. Il est à noter ici qu'une valeur positive de flux de chaleur latente correspond à un retrait d'énergie de la surface alors qu'une valeur négative correspond à un apport de chaleur en surface.

Afin d'étudier la part de chacune des composantes au sein du bilan d'énergie de la station de Torgnon une analyse des contributions provenant de chaque type d'apport est disponible à la figure F-V.9, qui sert de complément à la figure F-V.8. Cette figure permet de quantifier la contribution de chacune des composantes énergétique au cours de l'année. Les mois d'hiver ont un apport de SW_{\downarrow} très faible correspondant à seulement 20% des apports, dont la quasi totalité est réfléchi par le manteau neigeux. La part de rayonnement solaire incident augmente à la fin de l'hiver pour constituer 45% des flux entrants au maximum. A partir du mois d'avril, la part des SW réfléchis diminue fortement.

Les flux entrants et sortants sont largement dominés par l'importance des rayonnements LW . Les rayonnements atmosphériques représentent entre 54 et 76% des rayonnements entrants, leur importance est par ailleurs prépondérante en hiver. Les rayonnements émis par la neige suivent le même schéma, ils représentent jusqu'à 82% des flux sortants en hiver et 66% des flux sortants en été.

Les flux turbulents forment une part très faible du bilan d'énergie. En hiver, les flux de chaleur latente et sensible forment une très faible part des apports et sorties d'énergie. Les flux de chaleur prennent un peu plus d'importance en été (où il y a absence de neige), où les transferts de chaleur latente sont plus importants à cause du processus d'évapotranspiration. Il s'agit cependant d'un processus très différent de la sublimation de la neige.

Les études de [Maruyama et al. \(2015\)](#) montrent des résultats légèrement différents, avec les flux nets de rayonnements contribuant à 41.4% à la fonte, des flux de chaleur sensible constituant 37.8% de la contribution totale et de la conduction du sol à 13.2% durant l'hiver (moyenne entre 2010 et 2013) à la station expérimentale Ishikawa (Japon). Selon eux également, les rayonnements nets et les flux de chaleur latente sont les principaux contributeurs du regel sur cette même station.

La moyenne annuelle des flux entrants (442 W.m^{-2}) est légèrement inférieure à la moyenne annuelle des flux sortants (-451 W.m^{-2}). Ceci est très certainement dû à l'ommission des

CHAPITRE V. LES BILANS DE MASSE ET D'ÉNERGIE

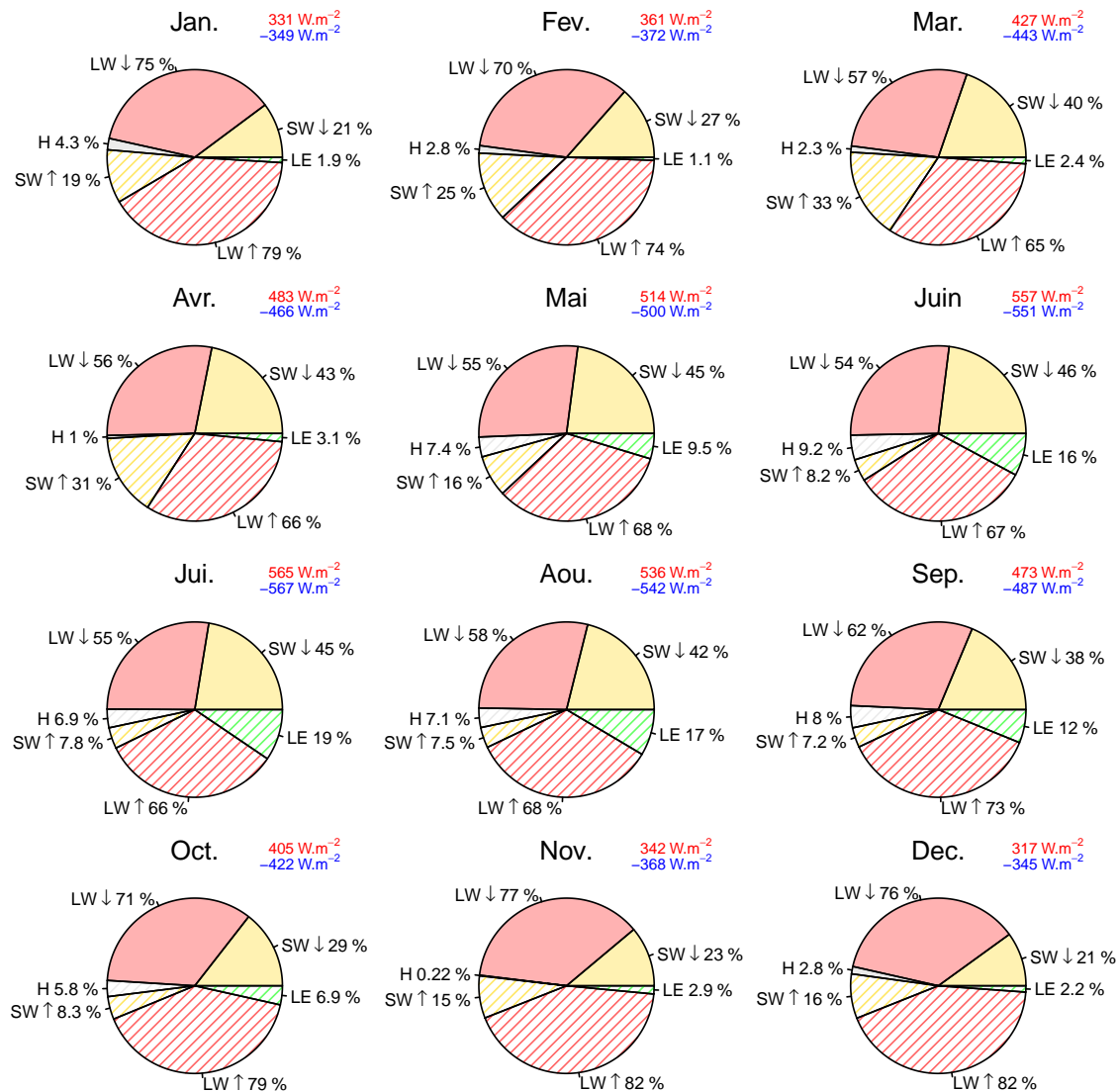


FIGURE F-V.9 Ratio de chaque composante du bilan d'énergie de surface en fonction du flux énergétique moyen mensuel absolu (flux sortants et entrants confondus) pour chaque mois de l'année à Torgnon (en complément de la figure F-V.8). Les flux provenant des précipitations sont négligeables et les flux de conduction dans le manteau sont omis (non mesurés). Les composantes en couleur pleine représentent les flux entrants, alors que les composantes hachurées correspondent aux flux sortants. Le pourcentage indiqué pour chacune des composantes correspond à la part représentée par celle-ci par rapport à tous les flux de la même direction (ie. partie hachurée ou pleine). La somme des flux entrants est notée en rouge et la somme des flux sortants en bleu.

flux de conduction et des apports de chaleur provenant des précipitations. Cependant, il est également évident que l'étude présentée ici est sujette à des incertitudes de mesure. Les producteurs des pyranomètres, instruments de mesure des rayonnements, indiquent que les mesures prises par leurs instruments ont une incertitude maximale d'environ 10%. [Micheletty et al. \(2014\)](#) ont étudié l'incertitude de mesure des pyranomètres de type CNR1 de la marque Kipp and Zonen, et sont arrivés à la conclusion que l'incertitude de mesure des instruments pouvait varier grandement qu'ils soient équipés de chauffages et de ventilateurs ou non (la condensation sur les instruments peut fausser la mesure) et qu'ils soient calibrés in-situ ou non. De plus, les mesures des flux turbulents par la méthode de covariance des flux turbulents sont également sujettes à une forte incertitude.

Synthèse

Dans cette section, nous avons abordé le sujet du bilan d'énergie de surface de la neige. Ce bilan de surface est constitué de multiples composantes dont les principales sont les rayonnements solaires, les rayonnements infrarouges, les flux turbulents ainsi que la variation d'énergie interne du manteau neigeux. Les différents forçages énergétiques ainsi que l'émission de rayonnement de la neige influencent directement la température à la surface de la neige.

Des données de stations météorologiques seront utilisées dans cette étude. Nous avons ici plus particulièrement analysé les données de trois stations expérimentales situées dans les Alpes : la station du Col de Porte situé à 1325 *m* d'altitude, la station de Torgnon situé dans la vallée d'Aoste en Italie (2160 *m*) et la station suisse de Weissfluhjoch située à 2540 *m* d'altitude. Les stations française et suisse ont l'avantage de mesurer le profil de température du manteau neigeux, alors que la station de Torgnon a l'avantage de mesurer les flux turbulents.

Une analyse détaillée du régime des différents flux énergétiques influant sur la surface de la neige a été réalisée sur les données de Torgnon. Celle-ci a pu montrer que les rayonnements infrarouges émis par la neige étaient le flux sortant majeur, influençant le refroidissement du manteau neigeux. Le rayonnement solaire net a une contribution très faible en début d'hiver, car le rayonnement potentiel est faible et l'albédo de la neige est élevé. Cependant, la valeur de ce flux augmente en cours d'hiver jusqu'à devenir la composante énergétique principale. Les flux turbulents entre la surface enneigée et l'atmosphère ont une valeur énergétique faible tout le long de l'hiver. La valeur des flux turbulents semble augmenter en fin de printemps, correspondant à la disparition du manteau neigeux et à l'augmentation des flux d'évapotranspiration.

Nous souhaitons créer un modèle de neige spatialement distribué représentant les divers processus du bilan d'énergie, forcé uniquement par des données de température de l'air et de précipitations. En effet, bien que de nombreuses stations suisses mesurent les rayonnements, ce nombre reste insuffisant pour spatialiser ces rayonnements à l'échelle d'un massif entier. Nous allons donc modéliser certains forçages énergétiques du bilan d'énergie à partir de données de températures mesurés de manière plus denses, et pouvant être

interpolés plus facilement sur une topographie complexe. Dans la section suivante, nous allons étudier les rayonnements incidents SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} afin de déterminer une méthode de simulation de données de forçage du modèle à bilan d'énergie simplifié. La qualité de la simulation de ces variables est déterminante, puisqu'il s'agit de données qui sont très peu mesurées dans les stations météorologiques, surtout en montagne.

Création d'un modèle de rayonnements incidents

La création d'un modèle de neige à bilan d'énergie nécessite l'utilisation de rayonnements solaires ainsi que de rayonnements atmosphériques. Les composantes du bilan d'énergie permettront de forcer le modèle de neige et de simuler l'état thermique du manteau neigeux. Cependant, un des objectifs principaux de la thèse est d'utiliser le modèle de neige forcé uniquement par des données de température de l'air et de précipitation. L'objectif de cette section est de mettre en place une méthode permettant de simuler les composantes de rayonnements incidents au manteau neigeux, utilisant uniquement le type de données évoquées précédemment.

Une première étape consiste à analyser la corrélation des données météorologiques avec les variables nécessaires au calcul des rayonnements. Ensuite, différentes paramétrisations provenant de la littérature seront comparées en termes de simulation des rayonnements. Une nouvelle paramétrisation de ces rayonnements sera créée, permettant de simuler de manière optimale les rayonnements pour tout point, quelque soit l'altitude. Enfin, afin d'être capable de coupler le modèle de rayonnement avec le modèle de neige à bilan d'énergie, les simulations de SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} seront désagrégées à des pas de temps infra-journaliers.

Cette section est inspirée des travaux de [Walter *et al.* \(2005\)](#), qui ont développé un modèle de neige à bilan d'énergie à une couche forcée uniquement par des données de température et de précipitations. Ils ont utilisé des paramétrisations des rayonnements trouvés dans la littérature et ont obtenus des simulations prometteuses de l'accumulation et de la fonte de la neige.

VI.1 Revue bibliographique sur la modélisation des rayonnements

VI.1.1 Analyse des corrélations entre variables météorologiques

Les rayonnements SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} sont des variables indépendantes de l'état du manteau neigeux. Elles sont difficiles à prévoir puisqu'elles dépendent toutes les deux de l'état de l'atmosphère qui peut varier rapidement. La transmissivité atmosphérique (τ , cf. V.2.1) et l'émissivité de l'atmosphère (ϵ_a , cf. V.2.2) sont les composantes des rayonnements qui nous sont inconnues sans la présence d'observations météorologiques.

A partir des observations de SW_{\downarrow} et de LW_{\downarrow} des 115 stations météorologiques du réseau MeteoSwiss présenté précédemment, il a été possible de calculer les valeurs de τ et de ϵ_a . La figure F-VI.1 présente les corrélations existantes entre ces variables et d'autres variables météorologiques mesurées à ces mêmes stations.

Cette analyse permet d'observer l'existence de plusieurs corrélations entre les variables de températures dont nous disposons et les variables de transmissivité et d'émissivité que nous cherchons à calculer. La température de rosée, correspondant à la température à partir de laquelle la pression partielle de vapeur équivaut à la pression de vapeur saturante (i.e. correspondant au point de condensation), est très corrélée à la température minimale journalière. L'émissivité et la transmissivité sont toutes deux très corrélées à la mesure de la nébulosité. En effet, tel qu'il a été observé au chapitre V.3.2, l'atténuation du rayonnement solaire est fortement liée à l'ennuagement, et l'augmentation de l'émissivité également. Cependant, du fait que la nébulosité est une variable faiblement observée, nous ne pouvons la choisir comme proxy de calcul pour la simulation des SW et LW. La seconde variable avec laquelle l'émissivité et la transmissivité sont les plus corrélées est l'amplitude journalière des températures. La nébulosité est également anti-corrélée à l'amplitude des températures (l'amplitude des températures journalières est habituellement plus faible que par temps nuageux). Cette analyse des corrélations a permis d'identifier l'amplitude journalière des températures comme étant une variable explicative pour la simulation de la transmissivité ainsi que l'émissivité à la place de l'observation du couvert nuageux. Comme cette variable est communément observée et facilement disponible, on la considérera par la suite comme descripteur dans les formulations des rayonnements testés.

VI.1.2 Test de différentes paramétrisations

a) Transmissivité atmosphérique

La transmissivité atmosphérique a été étudiée à de nombreuses reprises. Besharat *et al.* (2013) ont réalisé une revue des différentes paramétrisations qui ont été testées sur différents sites d'études. Trois types de paramétrisations ont été cités par l'auteur, utilisant la durée d'ensoleillement, la nébulosité ou bien l'amplitude journalière des températures. Celles utilisant l'amplitude journalière des températures sont généralement moins performantes que les deux dernières, cependant il s'agit des plus simples à mettre en place. Quatre paramétrisations de la transmissivité ont particulièrement retenu notre attention.

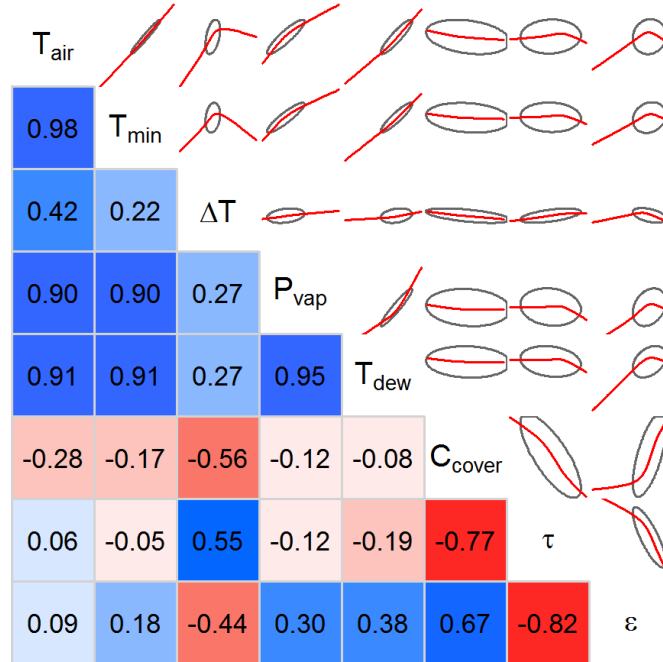


FIGURE F-VI.1 Matrice de corrélation entre les variables de température (moyenne T_{air} , minimale T_{min} et amplitude journalières ΔT), d'humidité (température de rosée (T_{dew}) et pression de vapeur P_{vap}), de nébulosité (C_{cover}), de transmissivité ainsi que d'émissivité. Cette analyse a été réalisée à partir des données journalières des 115 stations MeteoSwiss. Une valeur de corrélation proche de 0 (associée à une couleur claire), indique qu'il n'existe aucune corrélation entre les deux variables. Une valeur proche de 1 (rouge foncé) correspond à une forte corrélation et une valeur proche de -1 (en bleu foncé) correspond à une corrélation négative. La partie à droite de la diagonale représente la forme du nuage de point ainsi qu'une régression.

Hargreaves La formulation de [Hargreaves & Samani \(1982\)](#) est une formulation simple de la transmissivité, fonction de l'amplitude journalière des températures, qui s'écrit selon l'équation (E-VI.1) :

$$\tau = a \Delta T^{0.5} \quad (\text{E-VI.1})$$

où a est un coefficient ayant pour valeur 0.16 pour les zones continentales et 0.19 pour les régions côtières ([Hargreaves & Samani, 1982](#); [Besharat et al., 2013](#)). Il s'agit de l'équation la plus simple envisagée dans cette étude.

Bristow L'équation de [Bristow & Campbell \(1984\)](#), comporte plus de paramètres que celle de Hargreaves et s'écrit de la manière suivante (Eqs. (E-VI.2) et (E-VI.3)) :

$$\tau = A \left[1 - \exp(-B \Delta T^C) \right] \quad (\text{E-VI.2})$$

$$B = 0.036 \exp(-0.154 \overline{\Delta T_m}) \quad (\text{E-VI.3})$$

où $\overline{\Delta T_m}$ est la moyenne mensuelle de l'amplitude des températures et A et C sont des coefficients à caler. A représente le maximum de transmissivité possible que Bristow propose de fixer à 0.70 et C est fixé par les auteurs à une valeur de 2.4. Cette expression a l'avantage d'être mathématiquement bornée entre les valeurs $[0; A]$, qui sont également les bornes physiques de la transmissivité atmosphérique.

Thornton [Thornton & Running \(1999\)](#) et [Thornton *et al.* \(2000\)](#) ont proposé leur propre méthode d'estimation de la transmissivité, prenant en compte non seulement l'amplitude des températures journalières mais également la pression de vapeur présente dans l'atmosphère, l'altitude ainsi que la masse optique de l'air au zénith (Eqs. (E-VI.4), (E-VI.5), (E-VI.6), (E-VI.7)).

$$\tau = T_{t,max} T_{f,max} \quad (\text{E-VI.4})$$

$$T_{t,max} = \left[\frac{\sum_{s=sr}^{ss} R_{pot,s} \tau_{0,zenith,dry} \frac{P_z}{P_0} m \theta}{\sum_{s=sr}^{ss} R_{pot,s}} \right] + D P_{vap} \quad (\text{E-VI.5})$$

$$T_{f,max} = 1 - 0.9 \exp(-B \Delta T^C) \quad (\text{E-VI.6})$$

$$B = b_0 + b_1 \exp(-b_2 \overline{\Delta T}) \quad (\text{E-VI.7})$$

$T_{t,max}$ représente la transmissivité maximale de l'atmosphère en cas de ciel clair. Dans l'équation de Bristow, la valeur de $T_{t,max}$ correspond à la valeur du paramètre A . La formulation de Thornton prend ici en compte le fait que la transmissivité maximale dépend de l'altitude du point d'intérêt, représentée ici par le ratio de pression atmosphérique P_z/P_0 , pression mesurée au point considéré divisée par la pression de l'altitude de référence et par la masse optique m traversée par les rayonnements solaires. La transmissivité maximale varie également en fonction de la pression de vapeur. Deux paramètres permettent d'ajuster la transmissivité maximale, $\tau_{0,nadir,dry}$ qui est la transmissivité pour une atmosphère sèche pour un angle d'incidence solaire (θ) au zénith et D permettant d'adapter l'influence de l'humidité de l'atmosphère. L'effet de la nébulosité est modélisé par l'expression de $T_{f,max}$ directement tirée de l'équation de Bristow.

Annandale La dernière équation que nous avons testée est celle de [Annandale *et al.* \(2002\)](#) qui prend en compte l'altitude ainsi que l'amplitude des températures (Eq. (E-VI.8)). Celle-ci semble être un choix judicieux pour étudier la fonte printanière sur des zones de haute altitude ([Shook & Pomeroy, 2011](#)).

$$\tau = k_{rs} (1 + 2.7 \cdot 10^{-5} z \Delta T^{0.5}) \quad (\text{E-VI.8})$$

Il s'agit donc d'une variante de la formulation de Hargreaves. Les formulations de Thornton et d'Anandale sont les seules à prendre en compte l'altitude en tant que variable de forçage.

b) Emissivité de l'atmosphère

De la même manière que la transmissivité atmosphérique, l'émissivité de l'atmosphère ainsi que ses variations ont été vastement étudiées. [Juszek & Pellicciotti \(2013\)](#) ont fait une comparaison de 13 formulations différentes de cette variable. Les paramétrisations formulent le plus souvent l'émissivité de l'atmosphère par temps clair et ajoutent à celle-ci une correction prenant en compte la nébulosité. La formulation de l'émissivité dépend habituellement de la température de l'air, de la pression de vapeur et de la nébulosité.

Brutsaert Brutsaert a défini dès 1975 une formulation de l'émissivité de l'atmosphère ([Brutsaert, 1975](#)). Celle-ci varie en fonction de la température de l'air (T_a) et de la pression de vapeur (P_{vap}) (Eq. (E-VI.9)). Cette formule a été éprouvée maintes fois et semble donner des résultats convaincants. Cependant, elle est uniquement applicable en condition de ciel clair (i.e. sans présence de nuages).

$$\epsilon_a = 1.24 \left(\frac{P_{vap}}{T_a} \right)^{1/7} \quad (\text{E-VI.9})$$

[Brutsaert \(1982\)](#) a complété par la suite sa formule afin de tenir compte de la nébulosité (cloud cover, C_{cover}). Cette nébulosité est exprimée par un ratio, avec une valeur de 0 pour un ciel clair et de 1 pour un ciel complètement couvert. Cette equation est présentée ci-dessous (Eq. (E-VI.10)) :

$$\epsilon_a = 1.24 \left(\frac{P_{vap}}{T_a} \right)^{1/7} (1 + C C_{cover}^2) \quad (\text{E-VI.10})$$

Où C est une constante empirique, dont la valeur proposée par Brutsaert est égale à 0.22.

Sicart 2006 [Sicart et al. \(2006, 2010\)](#) proposent deux formulations différentes provenant de deux études réalisées en 2006 et 2010. Il a proposé une première paramétrisation en 2006 pour un cas d'étude au Yukon, Canada, qui est une zone de haute latitude (Eq. (E-VI.11)).

$$\epsilon_a = 1.24 \left(\frac{P_{vap}}{T_a} \right)^{1/7} (1 + 0.44 RH - 0.18 \tau) \quad (\text{E-VI.11})$$

Cette équation que est basée sur celle de Brutsaert avec une composante de nébulosité modifiée. Celle-ci prend en compte l'humidité relative (RH) ainsi que la transmissivité atmosphérique (τ).

Sicart 2010 La deuxième équation de Sicart, a été paramétrée pour des glaciers tropicaux (Eq. (E-VI.12)).

$$\epsilon_a = 1.24 \left(\frac{P_{vap}}{T_a} \right)^{1/7} (1.67 - 0.83 \tau) \quad (\text{E-VI.12})$$

Elle est également basée sur l'équation de Brutsaert mais la composante de nébulosité dépend dans ce cas uniquement de la transmissivité atmosphérique (τ). Dans leurs études, ils ont observé que le paramètre fixe de 1.24 utilisé par Brutsaert simule correctement l'émissivité au pas de temps journalier, mais que pour le calculer à un pas de temps horaire, il fallait plutôt le fixer à une valeur de 1.15 (Sicart *et al.*, 2010).

Iziomon La formulation proposée par Iziomon *et al.* (2003) utilise les mêmes variables que Brutsaert, mais remplace la fonction puissance par une fonction exponentielle. L'avantage de cette fonction est sa capacité à borner mathématiquement la valeur de l'émissivité entre 0 et 1 (Eq. (E-VI.13)).

$$\epsilon_a = 1 - X_s \exp\left(-Y_s \frac{P_{vap}}{T_a}\right) * (1 + Z_s C_{cover}^2) \quad (\text{E-VI.13})$$

Cette formulation contient trois paramètres dont les valeurs préconisées sont de 0.35 (-) pour X_s , 10 K.hPa^{-1} pour Y_s et de 0.0035 (-) pour Z_s dans le cas de l'utilisation en plaine. Ces valeurs changent légèrement pour une utilisation en montagne avec des valeurs de 0.43 pour X_s , 11.5 K.hPa^{-1} pour Y_s et de 0.005 pour Z_s .

Campbell et Norman Les deux paramétrisations suivantes sont très différentes de celles de Brutsaert (Campbell, 1985). Cette formulation est basée sur la température de l'air ainsi que sur la nébulosité (E-VI.14).

$$\epsilon_a = (0.72 + 0.005 T_a)(1 - 0.84 C_{cover}) + 0.84 C_{cover} \quad (\text{E-VI.14})$$

Ebrahimi La formulation développée par (Ebrahimi & Marshall, 2015) est une régression linéaire de l'émissivité atmosphérique en fonction des variables d'humidité relative et de transmissivité de l'atmosphère (eq. (E-VI.15)).

$$\epsilon_a = 0.697 + 0.0039 RH - 0.181 \tau \quad (\text{E-VI.15})$$

Estimation de la nébulosité La nébulosité étant une variable nécessaire au calcul de certaines paramétrisations de l'émissivité présentée ci-dessus, une formulation simple liant la nébulosité à la transmissivité atmosphérique développée par Campbell (1985) a été utilisée (Eq. (E-VI.16)).

$$C_{cover} = 1 - \frac{\tau - \tau_{min}}{\tau_{max} - \tau_{min}} \quad (\text{E-VI.16})$$

Cette formulation permet d'obtenir une valeur de nébulosité comprise entre 0 et 1. Celle-ci dépend uniquement des valeurs de transmissivité mais nécessite de connaître la transmissivité maximale et minimale au site d'étude considéré. Cette formulation tient compte du fait que la transmissivité atmosphérique est intimement liée à la nébulosité mais ne partage pas forcément les mêmes bornes.

c) Calage couplé de ces paramétrisations

Afin de comparer les différentes paramétrisations pour la simulation des SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} , nous avons testé toutes les combinaisons possibles de paramétrisations de transmissivité et d'émissivité présentées ci-dessus. Afin de s'assurer que ces formulations soient utilisées de manière optimale sur le site d'étude, chaque paramètre de ces formulations ont été calés sur la base de données MétéoSwiss (qu'il s'agisse d'un paramètre libre ou fixé par l'auteur). Le calage a été réalisé en utilisant le critère de KGE' calculé sur les simulations de SW_{\downarrow} et de LW_{\downarrow} . La pondération attribuée aux deux critères est équivalente (i.e. 0.5 pour chaque critère de KGE'). L'algorithme de calage pas-à-pas, décrit à la section II.1.4, a été utilisé.

Ce jeu de données MétéoSwiss utilisé ici a le désavantage d'être déséquilibré avec un nombre inférieur de données de LW_{\downarrow} par rapport aux données de SW_{\downarrow} . Pour le calage du modèle, nous avons besoin de stations mesurant à la fois les données de SW_{\downarrow} et de LW_{\downarrow} . Ainsi, sur les 32 stations mesurant ces deux données, 18 seront utilisées pour le calage du modèle, et les 15 autres pour la validation sur les LW_{\downarrow} . La validation sur les SW_{\downarrow} sera réalisée sur toutes les stations ayant des données de SW_{\downarrow} accessibles et n'étant pas utilisées pour le calage. Ainsi, trois types de résultats sont présentés :

- Les performances sur le critère de KGE' moyen ($\frac{KGE'_{SW_{\downarrow}} + KGE'_{LW_{\downarrow}}}{2}$, calculées sur 14 stations météorologiques.
- Les performances de KGE' calculées sur les données de LW_{\downarrow} de 15 stations.
- Les performances en KGE' calculées uniquement sur les données de SW_{\downarrow} de 94 stations (dont les 14 évoquées précédemment).

Les stations utilisées en calage ont été choisies en fonction de leur altitude et de leur emplacement (vallée, pics, etc.), afin qu'elles soient représentatives de toute la complexité topographique des Alpes. L'objectif est de pouvoir simuler les rayonnements incidents pour n'importe quel site d'étude alpin. Utilisant cette méthode de calage, nous avons calculé les performances en validation de chaque combinaison de formulations de transmissivité et d'émissivité possibles (Fig. F-VI.2).

On observe que la formulation de la transmissivité d'Anandale donne des performances assez faibles par rapport aux autres formulations proposées et ce quelle que soit la formulation d'émissivité avec laquelle elle est couplée. La formulation d'émissivité de [Sicart et al. \(2006\)](#) est celle qui donne les meilleures performances de manière globale, pour toutes les fonctions de transmissivité avec lesquelles elle est couplée. Au niveau des fonctions de transmissivité, celles de [Bristow & Campbell \(1984\)](#) et de [Thornton & Running \(1999\)](#) semblent être les plus performantes. Afin de comparer de manière plus précise les paramétrisations de [Bristow & Campbell \(1984\)](#) et de [Thornton & Running \(1999\)](#) couplées à la formulation de [Sicart et al. \(2006\)](#), nous avons regroupé les performances des stations selon des tranches d'altitude de 500 m (Fig. F-VI.3).

Les performances montrent que pour les deux formulations de la transmissivité, une perte de performance importante en SW_{\downarrow} a lieu pour les stations situées au-dessus de 2000 m d'altitude. Les LW_{\downarrow} semblent suivre la même évolution avec l'altitude, bien que l'on ait des

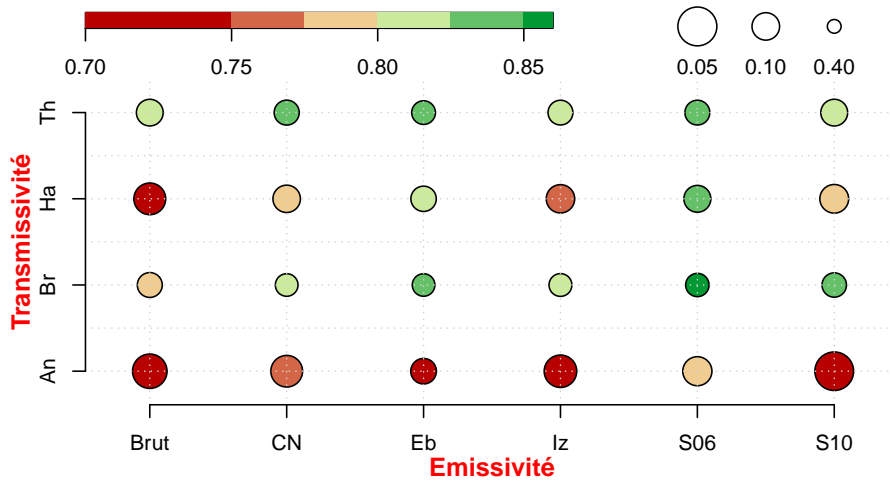


FIGURE F-VI.2 Résultats des paramétrisations des couples de formulations de transmissivité et d'émissivité présentés précédemment. La médiane des performances globales en KGE' sur les 14 stations est indiquée par la couleur des cercles, et l'écart-type de la distribution des performances est indiqué par sa taille. Un résultat optimal serait un cercle vert foncé de grande taille (médiane maximale, écart-type minimal). Les formulations de la transmissivité sont celles d'Anandale (An), Bristow (Br), Hargreaves (Ha) et Thornton (Th). Les formulations de l'émissivité sont celle de Brutsaert (Brut), Campbell et Norman (CN), Ebrahimi (Eb), Iziomon (Iz), Sicart 2006 (S06) et Sicart 2010 (S10).

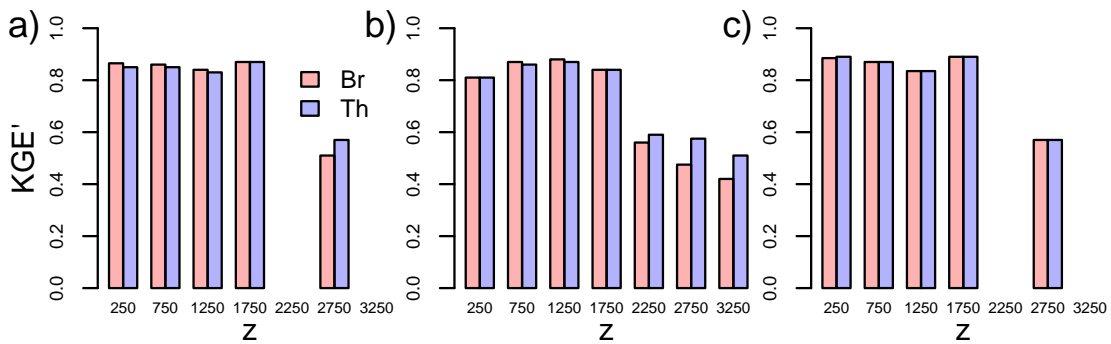


FIGURE F-VI.3 Médiannes des performances des paramétrisations de Bristow (Br) et de Thornton (Th) en fonction de l'altitude : a) performances en KGE' globales (SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow}), b) performances en KGE' sur les SW_{\downarrow} , c) performances en KGE' sur les LW_{\downarrow} . Les performances des stations ont été agrégées en fonction de leur altitude. La valeur d'altitude indiquée sur l'axe des abscisses indique la moyenne de la bande des 500 m sur laquelle les valeurs ont été agrégées.

résultats de performances en LW_{\downarrow} sur une seule bande au dessus de 2000 m d'altitude. La formulation de la transmissivité de Thornton donne des résultats de transmissivité légèrement meilleurs que la formulation de Bristow en altitude. Afin de représenter au mieux la fonte de la neige en montagne, il est nécessaire d'améliorer la modélisation

des SW_{\downarrow} et des LW_{\downarrow} en haute altitude. Pour cela, nous avons décidé de nous baser sur la formulation de [Bristow & Campbell \(1984\)](#). Sa formulation est plus simple et utilise moins de paramètre que celle de Thornton. La formulation de [Bristow & Campbell \(1984\)](#), suivant une courbe exponentielle, est bornée d'elle-même entre les valeurs 0 et 1. Ceci est optimal pour la simulation de la transmissivité atmosphérique, car elle est physiquement bornée entre ces mêmes valeurs.

VI.2 Résumé de l'article

La section suivante retranscrit un article qui a été soumis en discussion à la revue Hydrology and Earth System Sciences ([Riboust *et al.*, 2017](#)). Les résultats présentés dans la section c) ont montré que les formulations existantes n'étaient pas optimales pour la simulation des rayonnements incidents sur le massif des Alpes.

Dans cet article, nous cherchons à développer une nouvelle paramétrisation de la transmissivité atmosphérique en nous basant sur l'équation de Bristow. Cette nouvelle paramétrisation utilise en tant que variable d'entrée l'altitude de la station considérée, ainsi qu'un indice de topographie permettant de définir si le site d'étude considéré est placé en sommet de montagne ou bien en vallée. Cette formulation utilise un total de cinq paramètres, dont quatre peuvent être fixés a priori avant calage par régression sur des variables de transmissivité maximales observées et d'amplitude de température journalières moyennes aux stations. Cette formulation couplée à la paramétrisation de l'émissivité de [Sicart *et al.* \(2006\)](#) a été calée sur 18 stations météorologiques Suisses.

L'utilisation des variables d'altitude et d'indice de topographie au sein de la formulation de transmissivité a permis d'améliorer les performances de simulation de SW_{\downarrow} pour les stations de haute altitude. Cependant, l'amélioration des performances de transmissivité en altitude n'a pas amélioré les performances des simulations de l'émissivité et des LW_{\downarrow} . Etant donné que l'influence de la transmissivité a un impact limité sur la formulation de [Sicart *et al.* \(2006\)](#), il est probable que l'hypothèse de calcul de l'humidité atmosphérique (la température de rosée est supposée égale à la température minimale journalière) soit la cause de la diminution des performances des LW_{\downarrow} avec l'altitude.

Afin de valider les simulations des SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} en prenant en compte non seulement leurs performances par rapport aux observations mais également les rétro-actions du manteau (i.e. SW_{\uparrow} , LW_{\uparrow} , LE et H), nous avons mis en place une modélisation de la température de surface pour une surface de référence. Cette surface de référence est une surface ayant un albédo de 0.7; une résistance aérodynamique de 320 s.m^{-1} , totalement isolante (c'est-à-dire avec une conduction thermique nulle), et l'effet des précipitations ont été négligées. Comparer les températures de surface obtenues en utilisant les forçages SW_{\downarrow} et les LW_{\downarrow} observés et simulés permet de mettre en évidence la cascade d'incertitudes provenant de la simulation de ces variables. Les résultats montrent que les performances des simulations des températures de surface sont assez élevées et sont améliorées en utilisant la nouvelle formulation.

VI.3 Empirical modelling of radiative inputs in complex topographic areas, an analysis on 115 Swiss Alps weather stations

Abstract

In hydrology, solving the energy balance could be needed to estimate evapotranspiration or snowmelt. Shortwave (SW) and longwave (LW) incoming radiation fluxes are often derived from climate models or reanalyses. The resolution of these models is often too coarse to reproduce the variability of the energy fluxes in complex topography situations at daily time step. For hydrological purposes, these radiations can also be simulated using empirical formulations with only maximum and minimum daily air temperature data as inputs. Many different formulations have been developed, mainly for specific areas. In this paper, we modify the existing Bristow atmospheric transmissivity equation so that it can be adapted to different areas and different elevation ranges. A calibration method for the transmissivity equation, coupled to the Sicart emissivity parameterization, has been determined. The new parameterization was developed and validated on a total of 115 meteorological stations from the MeteoSwiss network over the Swiss Alps. The results showed an increase in performances for simulating shortwave radiations in high-elevation areas, without decreasing the performance for lower elevations. However, the performance increase on transmissivity did not improve the longwave simulations as had been expected. The parameterization was also validated on reference surface temperature by solving a simplified energy balance. This makes it possible to evaluate the performance of the two parameterizations combined, considering a typical feedback of the snow surface. This provided good results with a slight increase in performance compared to the original formulation. It also showed that the inaccuracy of SW radiations has a greater impact on the performance of the reference surface temperature than LW radiation errors. The drawback of this new formulation is that it converges to unexpected parameter values at the calibration process, which requires setting some parameters before calibration.

VI.3.1 Introduction

Many fluxes need to be measured to reconstruct the whole energy balance, but unfortunately there are very few places in the world where all the necessary fluxes are measured simultaneously. [Raleigh *et al.* \(2015\)](#) observed that 99% of US weather stations do not measure all the data needed to force physically-based hydrological models, the least measured being turbulent fluxes and longwave radiation data. In addition, few meteorological stations are located in mountainous areas, especially at high elevations ([Dettinger, 2014](#); [Le Moine *et al.*, 2015](#); [Valéry *et al.*, 2010](#)). As physically-based hydrological models often use energy flux to drive evapotranspiration and snowmelt processes, this lack of meteorological stations induces uncertainties in hydrological models simulations.

To overcome data scarcity, energy balance models often use forcings coming from atmospheric models and reanalyses ([Shrestha *et al.*, 2006](#); [Vionnet *et al.*, 2012](#)). Often reanalysis outputs are too scarce for mountain areas and they need to be downscaled in order to take into consideration the complexity of the topography, which can lead to a number of uncertainties. Another way to compute the energy balance is to empirically model every energy balance component, as done by [Archibald & Walter \(2014\)](#) for evapotranspiration

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

modeling and by [Walter *et al.* \(2005\)](#) or by [You *et al.* \(2014\)](#) for snow modeling. Using parameterizations to determine missing incoming shortwave (SW) and longwave (LW) radiation data has the advantage of requiring only very few data : only daily temperature range data, which are widely available, are required.

To calculate SW and LW radiations using only widely measured data (ie., temperature and/or precipitation), it is necessary to parameterize atmospheric transmissivity (τ), which indicates how the atmosphere absorbs or reflects the incoming SW radiations, and atmospheric emissivity (ϵ), which indicates the ability of the atmosphere to emit LW radiation (compared to the black body model). Atmospheric transmissivity (τ) depends on the air mass crossed by the sun's rays, the cloud cover and the concentration of water vapor and aerosol particles ([Shook & Pomeroy, 2011](#)). Atmospheric emissivity varies with air composition, especially with the water vapor content and cloud cover ([Conway *et al.*, 2014](#)).

[Besharat *et al.* \(2013\)](#) reviewed 78 different daily transmissivity models, which can be classified into three main types : diurnal temperature range models, sunshine duration models, and cloud cover models, the second giving the best results but also using the least available type of data. The best known models are those designed by [Hargreaves & Samani \(1982\)](#), [Bristow & Campbell \(1984\)](#) and [Thornton & Running \(1999\)](#), which are diurnal temperature range models.

Many different emissivity parameterizations have also been created and tested in the literature ([Ebrahimi & Marshall, 2015](#); [Sicart *et al.*, 2006, 2010](#)). [Juszak & Pellicciotti \(2013\)](#) tested 13 clear-sky emissivity parameterizations in Switzerland and seven different cloud cover corrections. They found that spatial and seasonal calibrations are necessary for modeling LW radiations. [Gubler *et al.* \(2012\)](#) also found that parameter calibration is necessary for simulating SW and LW radiations at multiple sites in Switzerland and that the parameters depend strongly on the elevation of the station considered. These studies show that the parameter values of the transmissivity and emissivity formulations are dependent on time and location variables, thus making it hard to propose universal parameter values. This is also reinforced by the fact that a high number of parameterizations have been developed for specific areas and study sites.

The snowpack has a direct response to these radiative forcings as some of the incoming SW radiations are reflected and LW radiations are emitted by the snowpack. Therefore, it is difficult to estimate the uncertainties of SW and LW simulation on the whole system without modeling the other components of the energy balance. To overcome this problem, multiple studies validated the simulated SW and LW radiations on mountainous areas using an energy balance snow model ([Juszak & Pellicciotti, 2013](#); [Mölg *et al.*, 2009](#); [Pellicciotti *et al.*, 2011](#)). [Lapo *et al.* \(2015\)](#) used the UEB (Utah Energy Balance) snow model to quantify the impact of inaccuracies in incoming radiation simulations. They showed that, for LW simulations, bias errors have a greater impact than standard deviation errors on the simulation of snow water equivalent (SWE) and surface temperature. Thus, improving SW and LW formulations does not automatically translate into improving the SWE simulation, as it depends on the performance criteria chosen (in this case a criteria with more weight on standard deviation may increase bias). [Lapo *et al.* \(2015\)](#) showed that the surface temperature is a good indicator of snow model performance, as a validation on SWE only is unable to indicate energy fluxes errors.

The objective of the present study is to determine a better way to estimate daily averages

of incoming SW and LW radiations in mountainous areas using only limited data inputs. This is done by creating a generic parameterization of SW radiations, namely using daily temperature range data only, with adaptive parameters that must be calibrated at the mountain range spatial scale. To overcome the errors in the SW and LW simulations due to the complex topography, the dependency of existing parameterizations with the elevation and an adequate calibration strategy for the radiation model will be investigated and assessed. Finally, the results will be discussed and the simulated SW and LW radiations will be validated on a reference snow surface temperature. The simple method that will be introduced in this article will give an overview of the errors that should be expected using the simulated SW and LW radiations to drive an energy balance snow model.

VI.3.2 Data sets

This study was conducted on 115 automatic weather stations located in Switzerland, which are managed by MeteoSwiss (<https://gate.meteoswiss.ch/idaweb/>). These stations record at least air temperature, precipitation and vapor pressure at a daily time step. SW incident radiations are measured at almost all weather stations (108), while only some of them also include LW radiation measurements (a total of 33 stations). Only one station from this data set measures LW radiations without measuring SW radiations. The 115 stations are well distributed across the country (Fig. F-VI.4), with 60% of the stations located at less than 1000 *m* elevation, 25% of stations located between 1000 and 2000 *m* elevation and 15% above 2000 *m* elevation. All stations have at least 1 year of measured data. If available, data were collected from 2009 to 2015.

In addition, a 100 *m*-resolution digital elevation model (DEM) of Switzerland was used in this paper. A comparison between observed and simulated SW and LW radiations will be made for three specific stations : the Koppigen (KOP, 484 *m*), Samedan (SAM, 1708 *m*) and Jungfraujoeh (JUN, 3580 *m*). Their location is indicated in Figure F-VI.4. This set of stations is considered as a representative sample of the differences in energy balance components between different elevations of the Swiss Alps.

VI.3.3 Methods framework

In the following section, we will describe the SW, LW and humidity parameterizations, as well as a surface temperature model that were all used in the experimentation framework described in section VI.3.7. In addition, we adopted the following notations : variables with a "p" subscript are calibrated parameters and variables with a "c" subscript are characteristic variables value which are obtain through a parametrization.

a) Parameterization of shortwave radiations

The incoming azimuthal flux from the Sun at the top of the atmosphere is at a constant 1360 W.m^{-2} . However, a unit surface at the Earth's surface only receives part of this energy since it depends on the angle of incidence of the solar rays and on how much the atmosphere reflects and absorbs the incoming solar energy. The equation of the incoming global solar radiation R_g , which takes into account direct and diffuse SW radiations, can

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

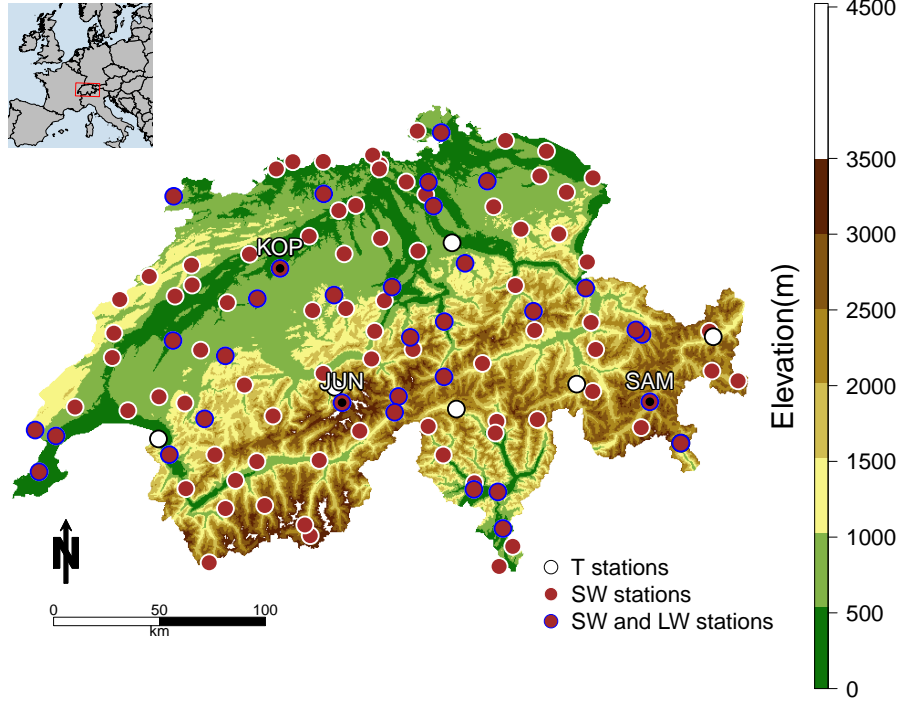


FIGURE F-VI.4 Location of the 115 meteorological stations used for this study. The locations of Jungfrauoch (JUN), Koppigen (KOP) and Samedan (SAM) used in the Results section are given.

be written as :

$$R_g = \tau R_{pot}$$

with R_{pot} ($W.m^{-2}$) being the theoretical potential SW radiation with no attenuation of the solar radiation by the atmosphere and τ represents the atmospheric transmissivity. R_{pot} can be simply computed knowing the Julian day, the latitude, the slope inclination, and the orientation of the surface considered (Sproul, 2007). R_{pot} can be computed on an entire DEM using a radiation model such as the one proposed by Suri & Hofierka (2004) in GRASS GIS. This method computes the potential daily radiations taking the surrounding topographic shadowing into account. This is advantageous mainly at mountainous sites where the topographic shadowing can play an important role in simulating snow and glacier melt (Gao *et al.*, 2017).

One of the best known parameterizations of atmospheric transmissivity at daily time-step using the daily temperature range comes from Bristow & Campbell (1984). We rewrote the Bristow formulation (Available in appendix section A, Eq. (E-VI.33) and Eq. (E-VI.34)), with more explicit parameter names and with the introduction of time and space dependent variables :

$$\tau(t, M) = \tau_{max}(M) \left[1 - \exp \left(- \frac{\Delta T(t, M)}{\Delta T_c(M)} \right) \right] \quad (E-VI.17)$$

The formulation of transmissivity is not only dependent on time (t), but also on the lo-

cation of the area studied (M). The position M is defined by x and y coordinates and its elevation z ($M(x, y, z)$). The power function (parameter C in Eq. (E-VI.33)) was disregarded in order to decrease the number of parameters, given that simplifying it shows little difference in transmissivity simulations (Pellicciotti *et al.*, 2011). The objective of the following sections is to set a parameterization for the maximum transmissivity parameter $\tau_{max}(M)$ (A in Eq. (E-VI.33)) and a parameterization for the characteristic daily temperature range $\Delta T_c(M)$ ($1/B$ in Eq. (E-VI.33)) to regionalize the Bristow formulation across different elevation ranges.

b) Parameterization of the maximum transmissivity

The maximum transmissivity that can be reached at a given location, ie., when the sky is completely clear, depends on the air mass and on the presence of aerosol particles. This air mass can be characterized by the atmospheric pressure and is clearly related to the elevation of the study area. Knowing this, the dependency of the $\tau_{max}(M)$ parameter on the space location was simplified taking into account only the elevation component ($\tau_{max}(z)$). To take this into account, we introduced the following formulation :

$$\tau_{max}(z) = 1 - [1 - \tau_p] \exp\left(-\frac{z}{z_p}\right) \quad (\text{E-VI.18})$$

Here, the maximum transmissivity achievable at an elevation z depends on two parameters : τ_p which also corresponds to the maximum transmissivity at an elevation of 0 meters above sea level ($\tau_p = \tau_{max}(z = 0)$) and an elevation parameter z_p (in m) determining how fast the value of τ_{max} evolves with an increase of elevation. This formulation has the advantage of being naturally bounded between the τ_p value and 1. The formulation was fitted onto the observed τ_{max} values (Fig. F-VI.5). To avoid introducing errors using the maximum transmissivity on measured SW radiation, the observed maximum transmissivity was taken for each station as equal to the 95th percentile of the observed transmissivity distribution.

The results show a good agreement of the simulated maximum transmissivity with the elevation compared to the observations ($R^2 = 0.71$). The fitting of this parameterization gave $\tau_p = 0.75$ and $z_p = 2000 m$.

c) Parameterization of the characteristic daily temperature range

We want to parameterize the $\Delta T_c(M)$ descriptor in order to be dependent on the location of the study area. Analyzing the mean annual daily temperature range (Fig. F-VI.6b) shows that the annual temperature range regime is variable across the different meteorological stations.

This shows that the parameterization of transmissivity with the daily temperature range has to take into account that the ΔT_c parameter should be variable depending on the location. This is taken into account in the Bristow formulation by the B parameter, which varies depending on the mean monthly daily temperature range observations ($\overline{\Delta T_m}$).

A method was developed to parameterize ΔT_c using only topographic data, because it seems that the mean annual $\overline{\Delta T_a}$ is dependent on topography. Looking at Figure F-VI.6b, the relation between the mean annual daily temperature range is not only related to the

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

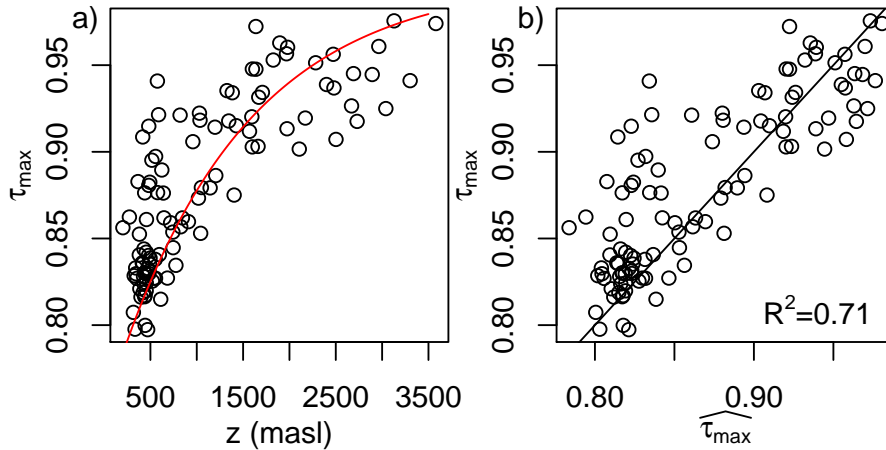


FIGURE F-VI.5 Parameterization of $\tau_{\max}(z)$. a) Dependence of the observed maximum transmissivity with elevation and its simulation from Eq. (E-VI.18) (red line). b) Scatterplot of observed and simulated maximum transmissivity. Results are showed for all 108 stations with SW measurements.

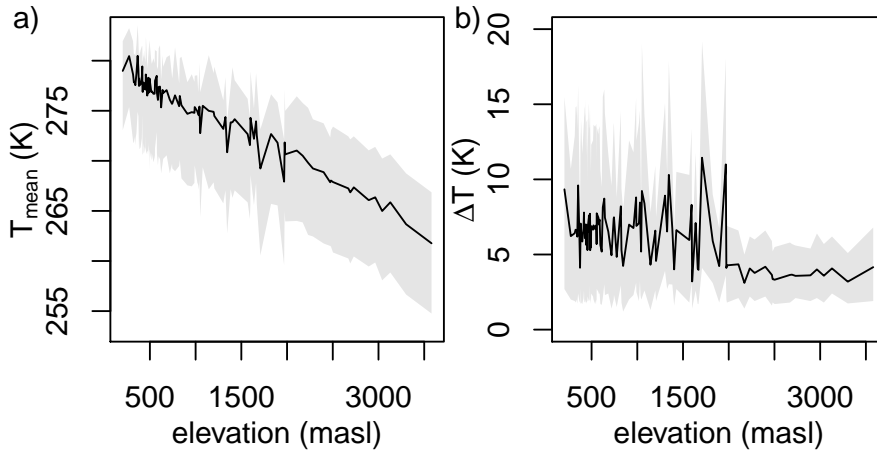


FIGURE F-VI.6 Mean annual temperature (a) and mean daily temperature range (b) versus elevation. Shaded area represents the 5th and 95th percentiles of these two variables.

absolute elevation of the meteorological station because a linear correlation is difficult to see. This difference could be related to the morphology of the surrounding topography of the area studied (ie., in a valley, at a peak, at a flat area). In valleys, the presence of anabatic and katabatic winds tends to increase the average daily temperature range, and mountain peaks tend to have a low daily temperature range, since they are more impacted by synoptic meteorology than by the local radiative forcing (Carrega, 1995). This topographic morphology was characterized using a buffer around the desired station and studying the neighboring pixel elevations around the station considered. The differences in elevation is noted δ (Eq. (E-VI.19)).

$$\delta = z - z_s \quad (\text{E-VI.19})$$

Examining the distribution of the δ values for three stations with a 2000 m buffer gives the following Figure F-VI.7.

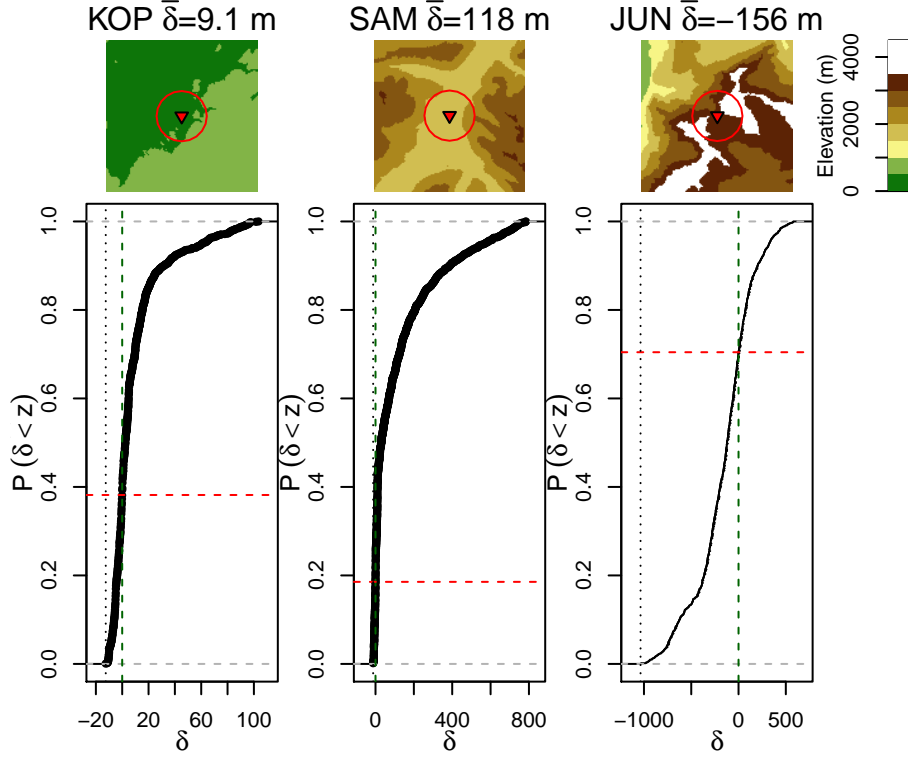


FIGURE F-VI.7 Distribution of δ values within 2000 m around three meteorological stations : Koppigen (KOP, 484 m), Samedan (SAM, 1708 m) and Jungfrauoch (JUN, 3580 m). The DEM associated for each station is provided at the top of the distributions, the circle indicating the 2000 m buffer area. The average of the distribution is noted $\bar{\delta}$. The horizontal red dashed line corresponds to the probability of non-exceedance of the station's elevation.

Different descriptors were tested by fitting the parameterization to the mean annual temperature range observed. We found that the absolute elevation of the station considered z (m) and the average elevation of the distribution noted $\bar{\delta}$ (m) are the best descriptors. The average value of the differences in elevation δ gives the following information about the location of the meteorological station :

- If $\bar{\delta}$ is negative (positive), this means that the station is at a higher (lower) elevation compared to the average of the distribution.
- If the absolute value $\bar{\delta}$ is high, this means that the difference in elevation between the station and its surroundings is high. A highly negative average value means that the area considered is at a peak and a highly positive value means that the area considered is in a valley.
- If the absolute value of $\bar{\delta}$ is low, this means that either the difference in elevation

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

between the station and its surroundings is small or that the station elevation is the same than the average elevation as the distribution. It means that the station is in a flat area or that the station is in the middle of a slope.

Using z and $\bar{\delta}$ to parameterize the ΔT_c variable gave the following equation :

$$\Delta T_c(M) = \Delta T_p \exp\left(\frac{\bar{\delta}}{\delta_c} - \frac{z}{z_p}\right) \quad (\text{E-VI.20})$$

where

$$\delta_c = R m_p \quad (\text{E-VI.21})$$

This parameterization depends on three parameters. The first one is a temperature parameter ΔT_p (K), which is the characteristic daily temperature range for a station in a flat area at sea level ($\Delta T_{param} = \Delta T_c(z = 0; \bar{\delta} = 0)$). The z_p (in m) parameter is similar to the parameter presented in the previous section (Eq. (E-VI.18)). It was observed that, depending on the radius (R in m) chosen as a buffer, the range of $\bar{\delta}$ values varies greatly. Thus it was decided to use the radius value in the definition of δ_c . δ_c is being equal to the radius of the buffer R (m) times a slope parameter m_p ($-$) (Eq. (E-VI.21)). The m_p value has the advantage of staying relatively stable for different R values compared to δ_c , making it easier to calibrate.

To study the effect of the $\bar{\delta}$ variable, a simplified formulation based on [Bristow & Campbell \(1984\)](#) was used (Eq. (E-VI.35)) and two variations of the equation (E-VI.20) using only z (Eq. (E-VI.36)) and a using only $\bar{\delta}$ (Eq. (E-VI.37)) were tested.

The summary of the different ΔT_c parameterizations used in this study (Eqs. (E-VI.35), (E-VI.20), (E-VI.36) and (E-VI.37)) is available in Table T-VI.1.

TABLEAU T-VI.1 Summary of the different ΔT_c formulations used in this study.

Model	Abbreviation	ΔT_c	Reference
Bristow ΔT_c	dT_o	$1/(0.036 \exp(-0.154\overline{\Delta T_m}))$	Bristow & Campbell (1984)
Bristow simplified ΔT_c	dT_s	$k\overline{\Delta T_a}(M)$	This article Eq. (E-VI.35)
New ΔT_c parameterization	dT_{np}	$\Delta T_p \exp\left(\frac{\bar{\delta}}{\delta_c} - \frac{z}{z_p}\right)$	This article Eq. (E-VI.20)
ΔT_c topography	$dT_{\bar{\delta}}$	$\Delta T_p \exp\left(\frac{\bar{\delta}}{\delta_c}\right)$	This article Eq. (E-VI.37)
ΔT_c elevation	dT_z	$\Delta T_p \exp\left(-\frac{z}{z_p}\right)$	This article Eq. (E-VI.36)

The influence of the radius R on the parameterizations of ΔT_c was studied by using the following equation :

$$\Delta T_c(M) = \overline{\Delta T_a}(M); \text{ if } \Delta T_p = \overline{\Delta T_a}(z = 0, \bar{\delta} = 0)$$

This makes it possible to find values for m_p and z_p parameters using the mean annual temperature range values observed for each station. The results in Figure F-VI.8a show the RMSE values associated on the three equations for different buffer R values.

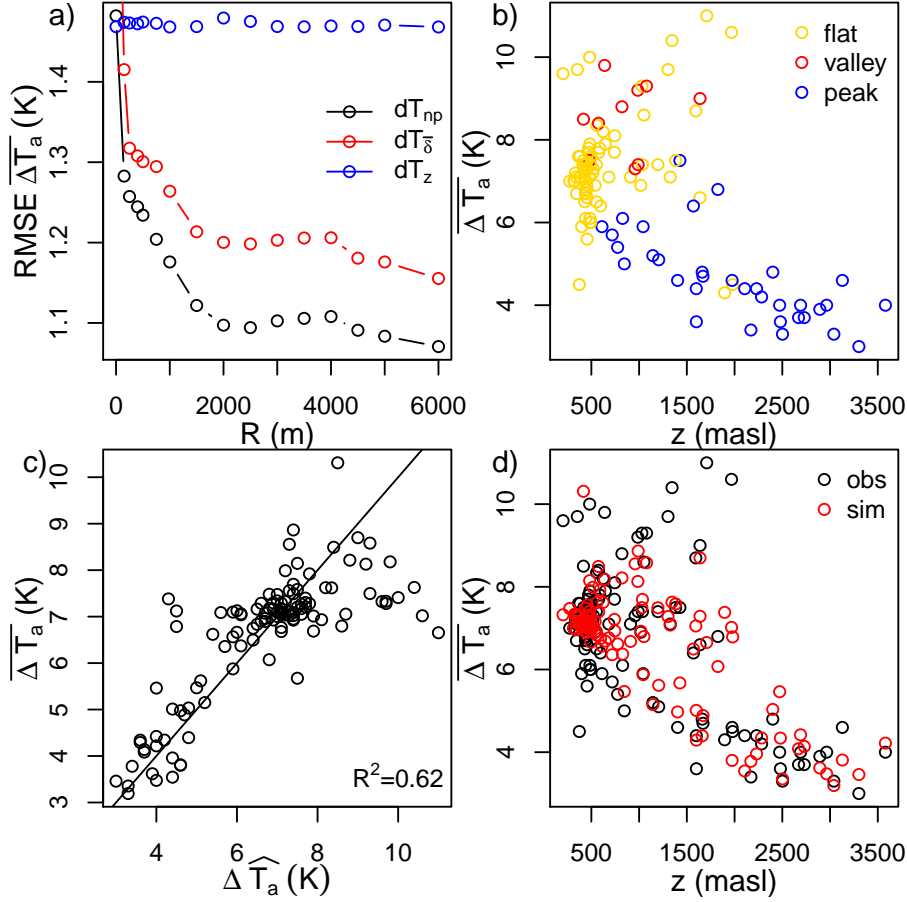


FIGURE F-VI.8 Performance analysis for reproducing the mean mean temperature range ($\overline{\Delta T_a}$) value for each meteorological station. a) RMSE performance between observed and simulated $\overline{\Delta T_a}$ versus the value of the radius buffer used for computing the $\bar{\delta}$ variable. b) Discretization of the stations into three different topographic morphologies by the model; the type of morphologies were attributed using a minimum of 10% changes compared to the $\overline{\Delta T_a}(z=0, \bar{\delta}=0)$ value. c) Scatterplot of the observed mean $\overline{\Delta T_a}$ compared to its simulation $\widehat{\Delta T_a}$ and d) comparison of observed and simulated $\overline{\Delta T_a}$ values for all meteorological stations.

Figure F-VI.8a shows that using a value of 2000 m for R seems to be the best compromise for minimizing the model error with a limited increase in calculation. Also, the best RMSE performance (1.1 K) is found using the dT_{np} parameterization, the dT_z having a RMSE value of 1.2 K and the $dT_{\bar{\delta}}$ having a RMSE value of 1.5 K for a buffer of 2000 m. As the Eq. (E-VI.20) gives better performance than the other two formulations, this parameterization was chosen for the computing the results below.

Figure F-VI.8b shows an example of how the $\bar{\delta}$ variable can be used to identify peak, valley or flat regions. A weather station was considered at a peak when the ΔT_c associated was

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

below 90% of the ΔT_p value. On the other hand, stations were considered to be located in valleys when the ratio between ΔT_c and ΔT_p was above 110%. Overall, it seems that using an adequate parameter δ_c distributes the stations advantageously. Some errors can be seen, mainly for stations located in valleys, but the partitioning is adequate on the whole. The results of the ΔT_c parameterization are available in Figures F-VI.8c and F-VI.8d. They show a fairly good simulation of the mean annual daily temperature range for almost all the stations using Eq. (E-VI.20). Nevertheless, stations with very high observed daily temperature range are clearly underestimated from 1 to 2 K, resulting in an R^2 value of 0.62. The regression gave 0.544 and 8180 m, respectively, for the m_p and z_p parameters of Eq. (E-VI.20) with an R value of 2000 m.

The summary of the transmissivity models used in this study is available in Table T-VI.2 :

TABLEAU T-VI.2 *Summary of the different transmissivity models used in this study, with the different ΔT_c formulations used in this study.*

Model	Abbreviation	τ_{max}	ΔT_c
Original Bristow model	B_o	A	dT , Bristow & Campbell (1984)
Bristow simplified model	B_s	$\tau_{max}(z)$, Eq. (E-VI.18)	dT_s , Eq. (E-VI.35)
New transmissivity parameterization	B_{np}	$\tau_{max}(z)$, Eq. (E-VI.18)	dT_{np} , Eq. (E-VI.20), (E-VI.21)
Transmissivity topography parameterization	$B_{\bar{\delta}}$	$\tau_{max}(z)$, Eq. (E-VI.18)	$dT_{\bar{\delta}}$, Eq. (E-VI.37)
Transmissivity elevation parameterization	B_z	$\tau_{max}(z)$, Eq. (E-VI.18)	dT_z , Eq. (E-VI.36)

VI.3.4 Parameterization of longwave radiations

The other part of the incoming radiation budget is the LW radiation emitted by the atmosphere. It can be calculated using the Stefan-Boltzmann law, which is based on the black body theory :

$$LW_{\downarrow} = \sigma \epsilon T^4$$

The amount of radiation ($R_{lw\downarrow}$) emitted by an object only depends on its temperature (T in K), its emissivity property ($\epsilon, -$) and the Stephan-Boltzmann constant (σ), which is equal to $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$. Air temperature can be approximated by measured near surface air temperature as the emission of atmospheric longwave radiation depends mostly on the lower layers of the atmosphere ([Ohmura, 2001](#)).

The atmospheric emissivity was parameterized by [Brutsaert \(1975\)](#) for clear sky (without

any cloud cover) conditions using the following equation :

$$\epsilon_{clear}(t, z) = \epsilon_{p1} \left(\frac{P_{vap}(t, z)}{T(t, z)} \right)^{1/\epsilon_{p2}} \quad (\text{E-VI.22})$$

where T defines the atmospheric temperature (K) and P_{vap} represents the vapor pressure (hPa). ϵ_{p1} and ϵ_{p2} are two parameters that were fixed by Brutsaert to the values of 1.24 (–) and 7 (–), respectively. This equation is commonly known to give good results (Herrero & Polo, 2012; Juszak & Pellicciotti, 2013), but it cannot be used if the sky is cloudy. Based on this clear-sky emissivity model, many authors defined their own parameterization in order to take cloud cover into account. In 1982, Brutsaert improved his clear-sky formulation for an all-sky parameterization using cloud cover data as a variable (Brutsaert, 1982). Sicart *et al.* (2006, 2010) proposed two different formulations for calculating emissivity in mountainous regions; one for the Alps using relative humidity (RH) and transmissivity as input variables (Sicart *et al.*, 2006) and another more specific to tropical regions, using transmissivity only (Sicart *et al.*, 2010). These formulations are still based on the Brutsaert clear-sky model but use different approaches to take cloud cover into account. The Sicart (2006) formula was selected for this study :

$$\epsilon(t, z) = \epsilon_{clear}(t, z) \left(1 + \frac{RH(t, z)}{RH_p} - \frac{\tau(t, z)}{\tau_p} \right) \quad (\text{E-VI.23})$$

This parameterization of the cloudiness effects adds two parameters for scaling the relative humidity RH_p (–) and the transmissivity τ_p (–). This formulation depends on the previously parameterized transmissivity, and it was therefore assumed that an improved transmissivity parameterization should also improve the simulation of emissivity at higher elevations. Atmospheric humidity is needed to compute atmospheric emissivity. Since the objective of this paper is to simulate both SW and LW radiations only with air temperature, a parameterization of humidity has to be used.

VI.3.5 Humidity parameterization

The vapor pressure and relative humidity were calculated using the strong assumption that the daily dew point temperature was identical to the daily minimum temperature. This assumption was used in many studies and seems to be reasonable for most applications (Kimball *et al.*, 1997; Thornton *et al.*, 2000; Waichler & Wigmosta, 2003; Walter *et al.*, 2005).

$$T_{dew}(t, z) = T_{min}(t, z) \quad (\text{E-VI.24})$$

The daily mean vapor pressure ($P_{vap}(t, z)$) can be calculated from the estimated daily dew point temperature using the Tetens equation (Monteith & Unsworth, 2007). This equation gives the saturation vapor pressure at a given temperature (P_{sat} in Pa , Eq. (E-VI.25)).

$$P_{sat}(T) = 0.611 \cdot 10^{\frac{7.5 \cdot T}{T+237.3}} \quad (\text{E-VI.25})$$

with $P_{vap}(t, z) = P_{sat}(T_{dew})$

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

Figure F-VI.9 shows the average of the simulated and the observed dew point temperatures in relation to the elevation of the stations.

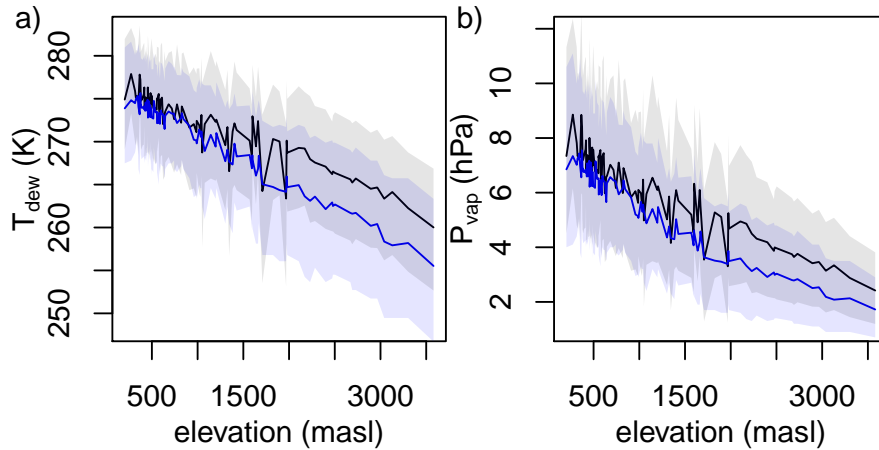


FIGURE F-VI.9 Analysis of humidity versus elevation. a) Comparison of the observed mean annual dew temperature (blue) and the observed mean annual daily minimum temperature (black) and b) comparison of the observed mean annual vapor pressure (blue) and the simulated vapor pressure using Eq. (E-VI.24) (black). The shaded areas show the variability of the daily values (5th and 95th quantiles).

Figure F-VI.9 shows that for elevations from 400 to approximately 1250 m, the assumption that the daily dew point temperature matches daily minimum temperature is quite good on an annual average, with the 5th and 95th quantiles matching as well. However, this assumption shows lower accuracy at higher elevations, leading to considerable overestimation of the simulated mean annual dew point temperature and vapor pressure. This phenomenon can also be observed in Figure F-VI.10.

Figure F-VI.10 shows that the R^2 value between the simulation and observation of the vapor pressure tends to deteriorate when simulating higher elevations. Although the Figure F-VI.9 seems to show a constant bias at high elevations for the average annual values, Figure F-VI.10 shows that daily P_{vap} has a different trend. At higher elevations, the occurrence of the daily simulated vapor pressure matching the observation, therefore T_{min} matching the daily T_{dew} , is much lower than at lower elevations. This means that at high elevations the minimum daily temperature is rarely so low as to reach the dew point, as humidity is the limiting factor.

VI.3.6 The reference surface temperature model

Since the surface temperature is impacted by all the incoming energy fluxes, simulating surface temperature should highlight the cascade of uncertainty coming from the radiative forcing used. The energy balance at a snow surface can be written as :

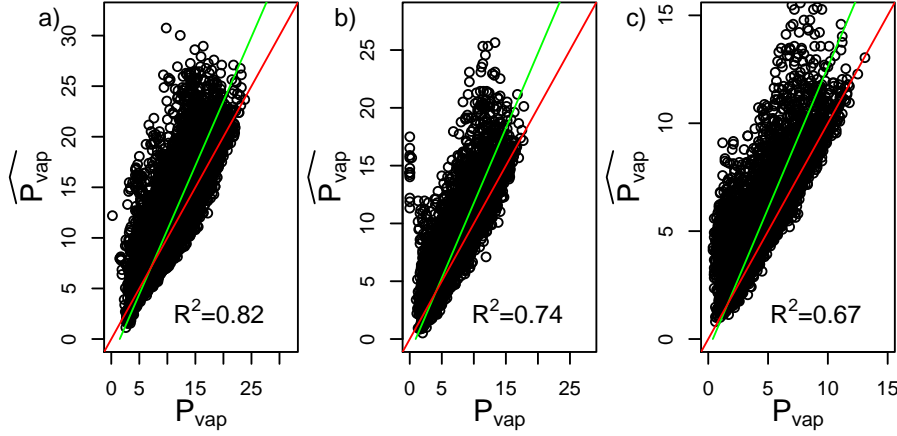


FIGURE F-VI.10 Scatterplots of the daily observed vapor pressure (P_{vap} , hPa) and the daily simulated vapor pressure (\hat{P}_{vap} , hPa), a) for low-elevation stations (0 to 1000 m), b) for mid-elevation stations (1000 to 2000 m), c) for high-elevation stations (above 2000 m).

$$\begin{aligned}
 SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} + P u_{prec} - SW_{\uparrow}(\alpha) - LW_{\uparrow}(T_s) - H(T_s) - E(T_s) - C(T_s) &= 0 \\
 SW_{\uparrow}(\alpha) &= \alpha SW_{\downarrow} \\
 C &= \lambda \left. \frac{\delta T}{\delta z} \right|_{surface}
 \end{aligned}$$

where SW_{\downarrow} and LW_{\downarrow} correspond to the incoming radiations that were parameterized in this paper, SW_{\uparrow} and LW_{\uparrow} correspond to outgoing radiation depending on the snow albedo (α) or surface temperature (T_s). The energy accounted for the precipitation depends on the amount of precipitation P ($kg.s^{-1}.m^{-2}$) and u_{prec} the energy contained in the precipitation ($J.kg^{-1}$). The conduction into the snowpack is noted C ; this flux depends on the thermal conductivity λ ($W.m^{-1}.K^{-1}$) and the vertical temperature gradient in the snowpack ($K.m^{-1}$). The sensible (H) and latent (E) heat fluxes are also taken into account :

$$\begin{aligned}
 H(T_s) &= \rho_a C_{p,a} \frac{T_s - T_a}{r_h} \\
 E(T_s) &= \rho_a \frac{q_s(T_s) - q_a}{r_v}
 \end{aligned}$$

These turbulent fluxes take into account the aerodynamic resistance r_h and r_v (in $s.m^{-1}$ the wind speed being included and taken constant), the air density ρ_a ($kg.m^{-3}$), the heat capacity of air $C_{p,a}$ ($J.kg^{-1}.K^{-1}$), the specific humidity at the surface q_s (Pa) and the specific atmospheric humidity q_a (Pa).

A simple method for evaluating uncertainties coming from the radiation inputs, inspired from the potential evapotranspiration (PET) proposed by [Allen et al. \(1998\)](#), was developed. Since we intend to use the new parameterization mainly for snow modeling, the

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

impact of the simulation of SW and LW parameterizations will be assessed by calculating the response of a reference surface. The characteristics of the reference snow surface are close to those of dry snow. This method uses the following assumptions :

1. The reference surface optical properties are invariable in time, ie., the albedo is set at a constant value (0.7).
2. The reference surface is assumed to be a fully insulating material, meaning that no conduction is occurring in the bulk.
3. The aerodynamic resistance of the reference surface is also considered to be constant and has a low value (340 s.m^{-1}), given that snow has a lower atmospheric resistance than grassland.
4. The vapor pressure at the reference surface is considered to be equal to the saturation vapor pressure at the surface's temperature.
5. The energy flux coming from precipitation is assumed to be negligible compared to other energy fluxes.
6. The temperature of the reference surface is allowed to exceed the value of 273.15 K , since it is an index of the energy supplied to the surface more than an actual snow surface temperature.

The reference surface and the forcings controlling the surface temperature are summarized in Figure F-VI.11.

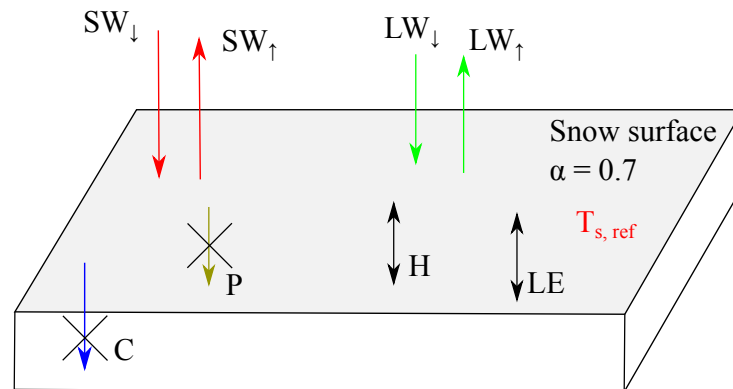


FIGURE F-VI.11 Representation of the experiment designed to compute the reference surface temperature index (Eq. (E-VI.28)). Crossed processes are neglected. Values for heat fluxes are considered positive when their direction goes from the snow to the atmosphere.

For a better understanding of the processes, the model was computed at two moments each day, once at nighttime (at T_{min}) and once in the daytime (at T_{max}). We hypothesized that the time lag between T_{max} and the maximum radiation is small. These assumptions allow computing the downward radiations using Eqs. (E-VI.26) and (E-VI.27) :

$$\text{nighttime} \begin{cases} SW_{\downarrow min} = 0 \\ LW_{\downarrow min} = \epsilon \sigma T_{min}^4 \end{cases} \quad (\text{E-VI.26})$$

$$\text{daytime} \begin{cases} SW_{\downarrow max} = \tau R_{pot,max} \\ LW_{\downarrow max} = \epsilon \sigma T_{max}^4 \end{cases} \quad (\text{E-VI.27})$$

Since SW simulations are not used at nighttime, this method should help identify the uncertainties coming from the LW and SW simulations when simulating surface temperatures. The transmissivity (τ) and emissivity (ϵ) of the atmosphere can be calculated from observations or computed by the parameterizations developed above. The daily maximum potential SW radiation is computed for each day by integrating the analytical equation from [Allen *et al.* \(2006\)](#) at 30-min time-steps. Thus, the energy balance can be rewritten for nighttime and daytime using the following equations :

$$\begin{cases} LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow}(T_{s,ref}^-) - H(T_{s,ref}^-) - E(T_{s,ref}^-) = 0; \text{ nighttime } T_a = T_{min} \\ SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} - SW_{\uparrow} - LW_{\uparrow}(T_{s,ref}^+) - H(T_{s,ref}^+) - E(T_{s,ref}^+) = 0; \text{ daytime } T_a = T_{max} \end{cases} \quad (\text{E-VI.28})$$

$T_{s,ref}^-$ and $T_{s,ref}^+$ (K) correspond to the daily minimum and maximum reference surface temperature. Thus two reference surface temperatures can be calculated and compared.

- $T_{s,ref}^+$ and $T_{s,ref}^-$ values coming from τ and ϵ values deduced using daily measured SW_{\downarrow} and LW_{\downarrow} radiations.
- $\hat{T}_{s,ref}^+$ and $\hat{T}_{s,ref}^-$ values coming from τ and ϵ values simulated by the parameterization method presented above.

VI.3.7 The experimentation plan

The performance of the newly created parameterizations will be compared with the original Bristow transmissivity and Sicart emissivity equations combined. The parameter sets from the different radiation models are calibrated on observed SW and LW data from 18 meteorological stations ; the others (91 stations measuring SW and 15 measuring LW stations) are kept for validation purposes. These stations comprise a good sample of stations having different elevations and topographic morphologies.

The calibrations made in the results section were done using a prefiltering method followed by the steepest descent calibration algorithm ([Edijatno *et al.*, 1999](#); [Perrin *et al.*, 2001](#)). This algorithm showed good results for parsimonious hydrological models, but the number of evaluations needed increases significantly with the number of parameters, although for this case study the computing time was reasonable. The KGE' ([Gupta *et al.*, 2009](#); [Kling *et al.*, 2012](#)) criterion was used to evaluate the performance of the calibration process (Eq. (E-VI.29)). This criterion takes into account the Pearson correlation coefficient (Eq. (E-VI.30)), the percentage bias (Eq.(E-VI.31)) and the ratio of the coefficients of variation (Eq. (E-VI.32)).

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\omega - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (\text{E-VI.29})$$

$$r = Cov_{so}/(\hat{\sigma}\sigma) \quad (\text{E-VI.30})$$

$$\omega = \hat{\mu}/\mu \quad (\text{E-VI.31})$$

$$\gamma = \frac{\hat{\sigma}/\hat{\mu}}{\sigma/\mu} \quad (\text{E-VI.32})$$

μ is the average of the population ($\hat{\mu}$, average of the simulation), σ the standard deviation of the population ($\hat{\sigma}$, the standard deviation of the simulation) and Cov_{so} the covariance between the observation and the simulation.

The results of this study are further analyzed using Friedman statistical test (Friedman, 1937) to determine the statistical significance of the differences between the experiments tested. The results of the statistical test is presented in the figures by a letter (or two) near each boxplot, "a" being the best performing experiment. Two distributions (or boxplots) sharing the same letter(s) are statistically similar. All results presented in the following section are validation results from stations that were not used for the calibration process. Using 18 stations for calibration, 90 SW stations and 16 LW stations remain for the validation set.

In the first part on the result section, a comparison of the performances achieved with the newly developed radiation module (coupled transmissivity and emissivity parameterization) will be compared to the radiation module using the original Bristow & Campbell (1984) transmissivity equation. As a benchmark, different transmissivity parameterization presented in the appendix section will also be compared. Using the most complex shortwave parameterization proposed in this article (Eqs. (E-VI.17), (E-VI.20), (E-VI.21)) and the existing Sicart parameterization (Eqs. (E-VI.22), (E-VI.23), (E-VI.24)), all nine parameters will be calibrated (τ_p , $z_{p,1}$, ΔT_p , m_p , $z_{p,2}$, ϵ_{p1} , ϵ_{p2} , RH_p , τ_p). Since there are two different z_p parameters in the $\tau_{max}(z)$ and the ΔT_c formulations, they were respectively called $z_{p,1}$ and $z_{p,2}$, respectively. The same is applied for the τ_p parameter since it is present in the emissivity and transmissivity parameterizations, they will be named $\tau_{p,\epsilon}$ and $\tau_{p,\tau}$ respectively. Then a comparison between two different calibration methods will be made. A first calibration method will be used to estimate the values of all parameters of both transmissivity and emissivity equations together (as doe in the first subsection of the result section). The second method consist in using some of the parameter values inferred in this section and to calibrate only the rest of the parameters.

VI.3.8 Results

a) Comparison of the different parameterizations

In this section we compare the effect of the SW parameterizations presented in Table T-VI.2 on both SW and LW simulations. We therefore chose to calibrate all the parameters of the different formulations together. The average between the KGE' performance on SW radiations and the KGE' performance on LW radiations is used as the evaluation criterion.

The boxplots represented in Figure F-VI.12 show that the new formulations reproduce the SW and the LW radiations significantly better than the original Bristow formulation.

The greatest improvement can be seen for high-elevation stations. The improvement comes from including both the topographic morphology in the parameterization and the absolute elevation (B_{np}). In contrast to section c) where using the dT_z parameterization gave the worst Δ_c estimations, it seems that using the absolute elevation only through the B_z is better than using only the topographic morphology indicator ($B_{\bar{\delta}}$) for simulating SW radiations. The median KGE' performance values for the new parameterization are 0.86 for SW and 0.88 for LW radiation simulation, while using the original Bristow formulation the simulations have median values of 0.83 for SW and 0.87 for LW.

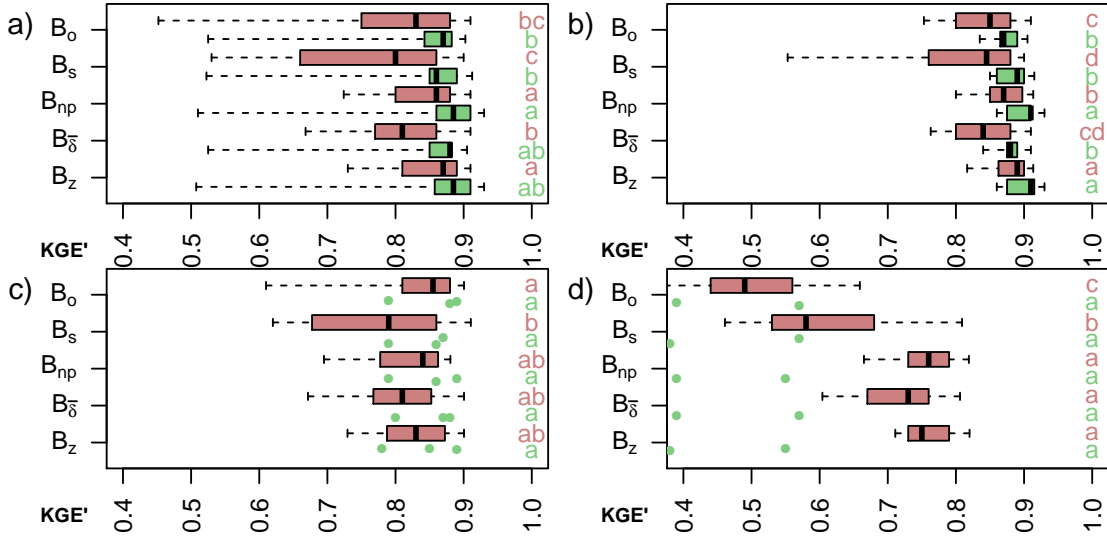


FIGURE F-VI.12 Performance of validation stations using different SW parameterizations presented in Table T-VI.2. a) Overall performance for all stations; b) performance for low-elevation stations; c) performance for mid-elevation stations; d) performance for high-elevation stations. All parameters were calibrated at the same time. Red boxplots indicate the performance of SW simulations and green boxplots (or dots if the number of point is low) indicate the performances of LW simulations. The letters at the right of the boxplots indicate the results of the Friedman statistical test. The "a" indicates the best model according to the statistical model. Two identical letters between the same type of boxplot (ie. colors here) indicate no significant differences between the models.

To assess how the parameterizations perform depending on elevation, the results were separated using three different elevation categories (Fig. F-VI.12b, F-VI.12c, F-VI.12d). The results show better performance for SW with the new formulations for high elevations (median, 0.75 for B_{np}) compared to the original Bristow formulation (median, 0.49). However, performance remained stable for low (median of 0.87) and for mid-elevations (median, 0.84) stations compared to the performance of the original model (median, 0.85 for both elevation classes).

Calibrating all the parameters simultaneously has the drawback of converging to parameter values that are unexpected. The $\tau_{p,\tau}$ parameter converged to a value of 1, meaning that the calibration tends to deactivate the $\tau_{max}(z)$ parameterization (Eq. (E-VI.18)). The RH_p parameter from the emissivity equation seems to be set for all calibrations at

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

0. This value deactivates the use of relative humidity in the model, showing that the simulated vapor pressure and relative humidity is noninformative for the model.

One possible way to avoid these problems is to use precalibrated parameter values to reduce the equifinality in the total formulation.

b) Comparison of two different calibrating methods

Since some of the parameter values were estimated by regression in sections b) and c), they can be used as predetermined parameters in transmissivity parameterization, thus avoiding their calibration. Using the results of sections b) and c) gives values of 0.75 for $\tau_{p,\tau}$, 2000 m for $z_{p,1}$, 0.544 for m_p and 8180 m for $z_{p,2}$. The only remaining parameter to calibrate for the transmissivity formulation is ΔT_p , while all emissivity parameters remain to be calibrated.

The summary of these calibration methods ($B_{np,C}$ being the former used calibration method and $B_{np,R}$ being the one using regression values) is presented on Table T-VI.3 and the calibration results are available in Figure F-VI.13.

TABLEAU T-VI.3 *Summary of the different calibration methods used. The "C" flag corresponds to a parameter that has to be calibrated. Each parameter from the combined calibration has to be calibrated.*

Calibration type	Abbreviation	$\tau_{p,\tau}$	$z_{p,1}$	m_p	$z_{p,2}$	ΔT_p	$\epsilon_{p1}, \epsilon_{p2}, RH_p, \tau_{p,\epsilon}$
Combined calibration	$B_{np,C}$	C	C	C	C	C	C
Calibration after regression	$B_{np,R}$	0.75	2000	0.544	8180	C	C

Even when reducing the number of calibrated parameters, the value of the RH_p parameter of the Sicart emissivity equation remains set to 0. It seems to indicate that the improvement of the simulations of the transmissivity variable at high elevation has little or no consequence on the emissivity simulations. It is therefore possible to assume that the estimation of the atmospheric humidity (section VI.3.5) is the cause of the reduced performance at high-elevation stations. The results for the calibration after regression showed a slight decrease in performance for SW (median KGE', 0.84) and a slight increase for LW radiations (median KGE', 0.89) when reducing the number of calibrated parameters. Since the performance with the $B_{np,R}$ model remains stable on average with the advantages of a substantially accelerated calibration, it seems to be the best choice for simulating SW and LW radiations.

Figure F-VI.14 compares observed and simulated SW and LW time-series and Table T-VI.4 presents the RMSE, KGE' and percentage BIAS values for the whole time-series available for these stations.

Figure F-VI.14 shows better agreement of SW simulations with observations for Jungfraujoch station (JUN, 3580 m) using the new parameterization compared to the original. This is confirmed by a much lower RMSE and bias value (Table T-VI.4). As seen previously

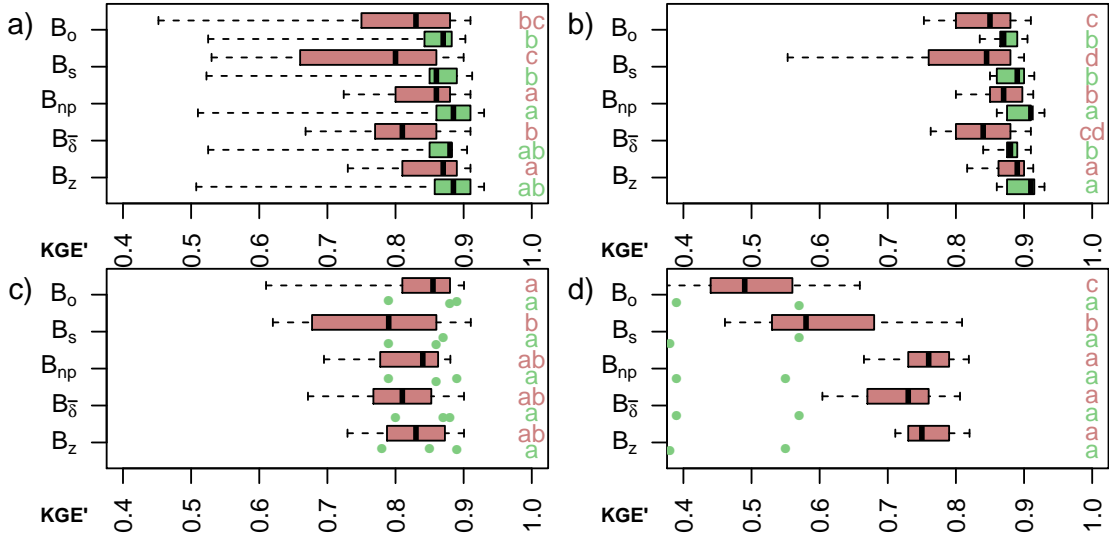


FIGURE F-VI.13 Performance of validation stations using different calibration methods. The new parameterization B_{np} is compared to the original Bristow formulation (B_o). a) Overall performance for all stations; b) performance for low-elevation stations; c) performance for mid-elevation stations; d) performance for high-elevation stations. Red boxplots indicate the performance of SW simulations and green boxplots (or dots if the number of point is low) indicate the performances of LW simulations. Regression parameters were only computed for the B_{np} parameterization. The letters at the right of the boxplots indicate the results of the Friedman statistical test. The "a" indicates the best model according to the statistical model. Two identical letters between the same type of boxplot (ie. colors here) indicate no significant differences between the models.

(Fig. F-VI.13), there are few benefits using the new transmissivity parameterization for LW simulations. For the Koppigen station (KOP) located at a low elevation (484 m), there is a slight degradation of the SW simulations, which are underevaluated in the summer season. At the Samedan station (SAM, 1708 m) both parameterizations give very similar results, with little performance degradation for the LW simulations.

Evaluating performance on measured SW and LW radiations shows the uncertainties that can occur on these variables. However, it is difficult to assess how these uncertainties will impact the simulation of the thermal state of a surface. To evaluate this uncertainty, we will force a reference surface with both observed and simulated radiation forcings.

c) Response of a reference surface to the simulated radiative forcings

The uncertainties of the SW and LW simulations were assessed and discussed in the previous section. However, when modeling the energy balance processes, the response of the system to the uncertainties from the incoming radiations is rather complex.

The reference surface temperature was solved using the Newton-Raphson method. A KGE' performance criterion was computed in order to quantify the performance of the reference surface temperature using simulated SW and LW radiations. The reference sur-

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

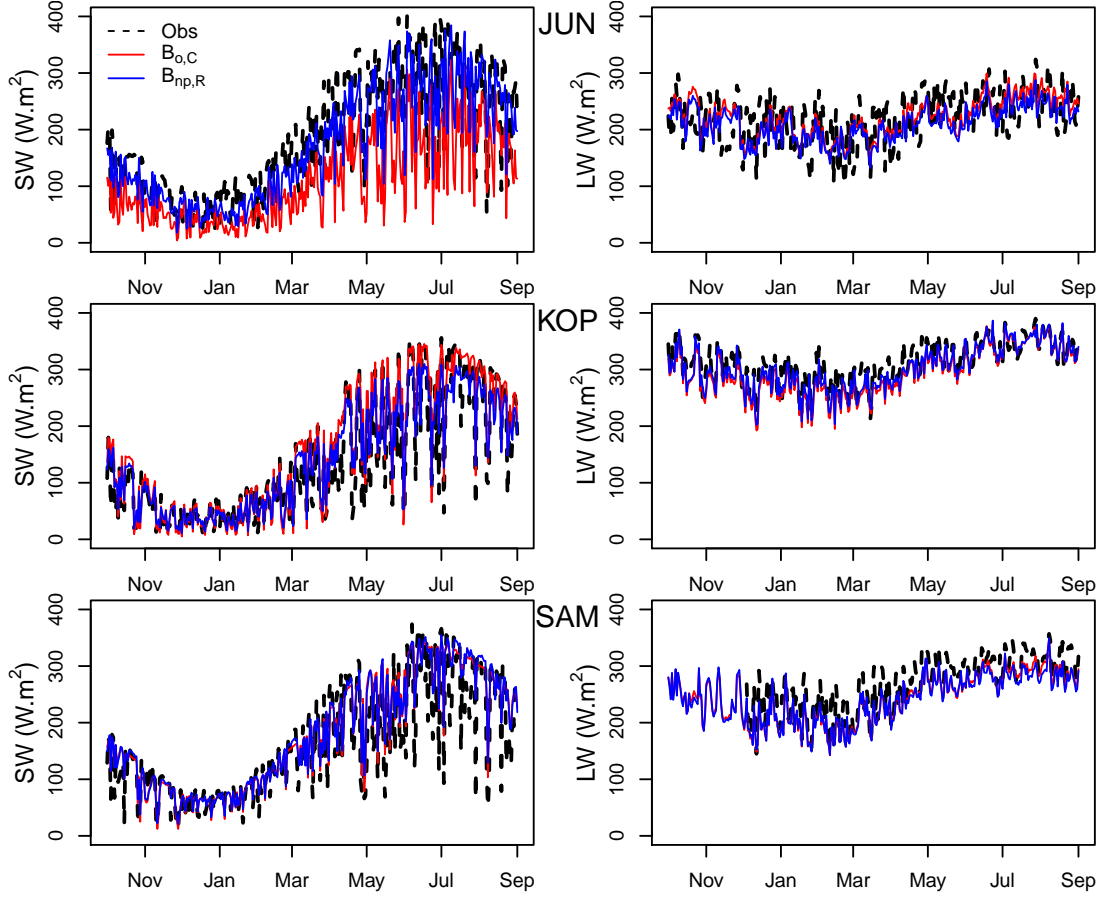


FIGURE F-VI.14 Comparison of observed and simulated SW and LW time-series for three meteorological stations (Jungfrauoch (JUN), Koppigen (KOP) and Samedan (SAM)) using the original Bristow and the newly developed parameterizations. The time series presented are from October 2012 to July 2013.

face temperature calculated using observed τ and ϵ was considered as the observation for computing the KGE' criterion. The performance on validation stations is available in Figure F-VI.15, and KGE, RMSE and BIAS values are given for Jungfrauoch, Koppigen and Samedan stations in Table T-VI.5.

The $T_{s,ref}^-$ simulated at night (blue boxplots in Figure F-VI.15) show good performance for every model, with a slightly better performance for the $B_{np,R}$ model (median, 0.96). The performance is deteriorated at day time, with a much larger dispersion of the performance values than at the night time step (median, 0.93 for $B_{np,R}$). This seems to show that the SW radiation errors have a greater impact on the $T_{s,ref}$ than LW radiation simulations. This is confirmed by the fact that the performance of the simulation of $T_{s,ref}^-$ at night does not seem to deteriorate as much with elevation as the performance of LW simulations (Figure F-VI.13). The $B_{np,R}$ model also gives the best results for $T_{s,ref}^+$ simulations at day time. Unfortunately, the performance of the $B_{np,R}$ model for simulating the daily variation in $T_{s,ref}$ is slightly worse than the performance from other models for low-elevation areas. However, for higher elevations, the $B_{np,R}$ radiation model shows

TABLEAU T-VI.4 *KGE'*, *RMSE* and *BIAS* performance of the new B_{np} model calibrated with the regression method and the Bristow original model $B_{o,C}$ at Jungfraujoch (JUN), Samedan (SAM) and Koppigen (KOP) stations.

		$B_{o,C}$			$B_{np,R}$		
		KGE'	RMSE ($W.m^{-2}$)	BIAS (%)	KGE	RMSE ($W.m^{-2}$)	BIAS
JUN	SW	0.485	96.6	-39.7	0.811	58.5	-7.33
	LW	0.387	42.8	1.86	0.388	42.0	-2.92
KOP	SW	0.841	39.7	12.6	0.850	35.6	3.36
	LW	0.863	23.1	-5.08	0.907	18.8	-3.29
SAM	SW	0.846	45.88	8.36	0.843	44.5	9.15
	LW	0.874	30.91	-9.31	0.879	31.9	-9.98

 TABLEAU T-VI.5 *KGE'*, *RMSE* and *PBIAS* performance of the simulated daytime $T_{s,ref}^+$, nighttime $T_{s,ref}^-$ and daily $\Delta T_{s,ref}$ range using the simulated SW and LW radiations based on the $B_{1,R}$ model and the Bristow original model $B_{o,C}$ at Jungfraujoch (JUN), Samedan (SAM) and Koppigen (KOP) stations.

		$B_{o,C}$			$B_{np,R}$		
		KGE'	RMSE($W.m^{-2}$)	BIAS (%)	KGE'	RMSE($W.m^{-2}$)	BIAS (%)
JUN	$T_{s,ref}^-$	0.85	4.5	0.16	0.85	4.4	-0.23
	$T_{s,ref}^+$	0.74	6.2	-1.90	0.83	3.6	-0.92
	$\Delta T_{s,ref}$	0.39	7.5	-35.00	0.58	5.1	-12.0
KOP	$T_{s,ref}^-$	0.92	1.7	-0.40	0.96	1.4	-0.25
	$T_{s,ref}^+$	0.85	1.6	-0.31	0.93	1.5	-0.32
	$\Delta T_{s,ref}$	0.90	1.7	2.30	0.87	1.7	-2.1
SAM	$T_{s,ref}^-$	0.95	2.7	-0.79	0.95	2.7	-0.84
	$T_{s,ref}^+$	0.78	2.8	-0.76	0.82	2.7	-0.70
	$\Delta T_{s,ref}$	0.85	2.2	-0.2	0.86	2.1	0.84

better performance than the others. For the three specific stations, Table T-VI.5 shows that performances is generally better using SW and LW radiations from $B_{np,R}$ for the

VI.3 EMPIRICAL MODELLING OF RADIATIVE INPUTS IN COMPLEX TOPOGRAPHIC AREAS, AN ANALYSIS ON 115 SWISS ALPS WEATHER STATIONS

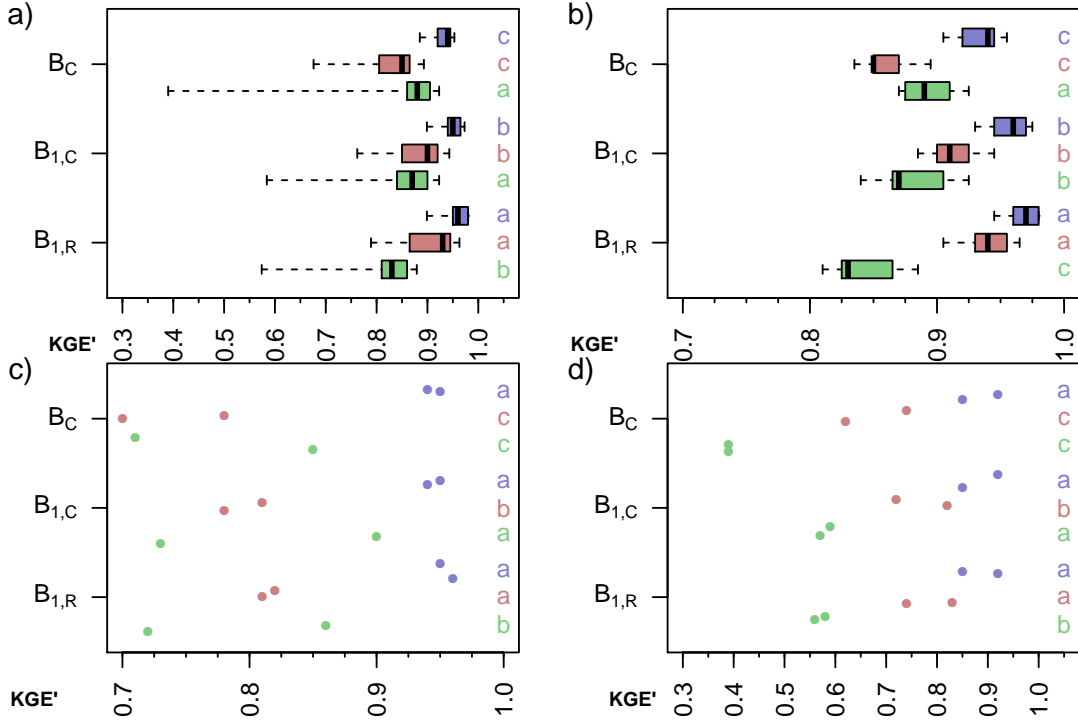


FIGURE F-VI.15 Performance of validation stations for simulating reference surface temperature. The KGE' performance was computed versus $T_{s,ref}$ values using observed forcings. a) Overall performance for all stations; b) performance for low-elevation stations; c) performance for mid-elevation stations; d) performance for high-elevation stations. Blue boxplots (or dots if the number of point is low) represent the performance computed on daily minimum $T_{s,ref}^-$, red boxplots on daily maximum $T_{s,ref}^+$ and green boxplots on daily surface temperature $\Delta T_{s,ref}$ range. The letters at the right of the boxplots indicate the results of the Friedman statistical test. The "a" indicates the best model according to the statistical model. Two identical letters between the same type of boxplot (ie. colors here) indicate no significant differences between the models.

Jungfrauoch station. For the Samedan and Koppigen stations, the performance using radiations from the $B_{np,R}$ is slightly lower than the performance using the original Bristow parameterization $B_{o,C}$.

VI.3.9 Discussion

We presented in this paper a formulation in order to simulate SW and LW radiations using few input data, namely the daily temperature range, over 115 Swiss weather stations. To our knowledge, this is the only study using a large sample of weather stations spawned across different elevation levels as many formulations have been developed based on a few weather stations (eg. Annandale *et al.*, 2002; Bristow & Campbell, 1984; Gubler *et al.*, 2012; Herrero & Polo, 2012) or only focusing on one of the incoming radiation (SW or LW, eg. Supit & Van Kappel, 1998; Thornton *et al.*, 2000).

The main goal of this study was to create a generic formulation for the transmissivity and emissivity parameterization, which can be applied at a mountain range scale as the form of a parameterization that takes into account the complex topography in order to simulate transmissivity values. A benefit of these formulations is that they can be adapted for other mountainous areas by adjusting the parameter values using a calibration technique. It has to be noted that parameters values found using a regression techniques should also be reevaluated for any use of the model for another study site. If the number of stations is limited on the mountain ranges, we could imagine using a snow/rainfall-runoff models to better constrain the radiation parametrization using runoff data for calibration. [Le Moine et al. \(2015\)](#) used hydrological informations given by the models to constrain the krigging parameters used for interpolating temperature and precipitations data. Further work should be done for using this method on arid or semi-arid mountain ranges, as we are expecting a decrease of the longwave radiation modeling accuracy.

This new parameterization of atmospheric transmissivity decreased the errors of simulated SW radiations compared to the original Bristow formulation. However, even with an improved Bristow formulation, a number of uncertainties remain. The modeling of SW radiations defined in this paper depends on the daily temperature range, used as a proxy for cloud cover. However, the correlation between the daily temperature range and the cloud cover is not perfect since it the daily temperature range can be impacted by other parameters (winds, temperature inversions, etc.). In such cases, the model will simulate an incorrect value of transmissivity and directly impact the SW value simulated, because the daily temperature range gives misleading information. The parameterization of ΔT_c seems to perform better for peak stations than for stations located in valleys. The ΔT_c value does not reach values as high as it should in valley areas, probably affecting the transmissivity simulations for valley stations.

As the emissivity formulation used also depends on the cloud cover, simplified by the atmospheric transmissivity, the errors from the transmissivity simulations are transmitted to the LW simulations. Errors can also come from the estimation of the atmospheric vapor pressure, which is degrading when the elevation increases. Using the new transmissivity parameterization, the simulation of the LW radiations has improved very slightly, showing that transmissivity has less influence on the emissivity simulation than expected. It can be assumed that the lower performance of the LW simulations at high elevations compared to low elevations is mainly due to an overall overestimation of humidity in high-elevation areas (see Fig. F-VI.9).

Even if the reference surface used in this paper uses many assumptions, it gives sufficient information about how improving the performance of SW and LW modeling positively impacts the performance of simulated surface temperatures. Surprisingly, the KGE' performance values of reference surface temperatures are quite strong, showing that the feedback of the snowpack from the radiative forcings smooths the uncertainties coming from the SW and LW simulations, with certain errors seeming to be compensated. It is also interesting to see that the differences of performance that can be seen between low and high elevations are also smoothed out when computing the reference surface temperature. Nevertheless, the validation set uses only 16 stations, because computing reference surface temperature performance criteria requires both LW and SW observations. The results taken from this section should be seen as a first attempt to demonstrate the benefits of the proposed formulation to simulate the snowpack.

VI.3.10 Conclusions

In hydrological studies, modeling snow and evapotranspiration often requires energy forcing. As there are few measurements of the energy flux variables, these forcings are usually taken from atmospheric model simulations. Another approach for computing the incoming SW and LW radiations was tested in this study by parameterizing these fluxes using only the daily temperature range. The main objective of this study was to define a generic formulation of atmospheric transmissivity and emissivity, which can be adapted to specific regions by calibrating the parameters. This allows the use of an adaptive model that can be plugged into a hydrological model.

In this study we tried to improve an existing transmissivity parameterization in order to simulate SW and LW radiations with greater efficiency and genericity in regions with complex topography. Based on the [Bristow & Campbell \(1984\)](#) transmissivity parameterization, we attempted to increase its performance over 115 stations located in Switzerland. Adapting the original parameterization to take the elevation of the area considered into account gave better performance of SW simulations for high-elevation stations without excessively degrading low- and mid-elevation stations. The use of topographic morphology and elevation variables seems to give more information to the model than using monthly mean values as done in the Bristow's parameterization. This formulation using topographic information was tested and validated on 108 stations in Switzerland, with 18 stations used for calibrating the radiation model and the rest used for validating the SW (90 stations) or LW (16 stations) performance.

The LW radiations were also calculated using the [Sicart *et al.* \(2006\)](#) emissivity parameterization, which uses transmissivity as an input. The results showed that even with improved transmissivity simulations, the LW simulations remained identical. A better transmissivity simulation for high elevations is not sufficient to significantly improve the LW simulations. A preliminary study to verify the validity of the assumption that the daily dew point temperature is close to the daily minimal air temperature showed good humidity estimates at low elevations. However, for higher elevations, this assumption gives more errors, leading to more uncertainties in the LW simulations. These results show that LW radiations at high elevations could probably be much improved by improving the humidity simulation or by using humidity measurements.

The formulations were also validated by computing reference surface temperatures. These temperatures cannot be compared to actual snow surface temperatures due to strong assumptions as a constant albedo and zero conduction into snow. However, this makes possible to take into account both SW and LW incoming radiations, with part of the feedbacks that take place in the energy balance. These simulations gave good performance with a slight improvement using the new parameterization over the Bristow's formula. This experiment also showed that errors in LW simulations have fewer impacts on the $T_{s,ref}$ simulation than SW simulations.

The formulation developed has the advantage of being generic, adaptable to different mountain ranges by a calibration process. A single parameter set allows the simulation of SW and LW for all topographic configurations in mountainous areas. Even if the parameterization provided has some downsides, mainly for the LW simulation for high elevations, we think that the methodology provided could be used as a framework for other transmissivity and emissivity model developments.

A drawback of this new formulation is that a full calibration makes several parameters converge to values that are not physically consistent. This can indicate that the formulation is overparameterized. A solution to tackle this issue is to determine the value of some parameters before calibration using regression coefficients from intermediate observations. This intermediary step before the calibration process helped to find more consistent parameters with only a slight decrease in performance compared to a fully-calibrated parameterization. The consistency of the parameter set was preferred over the achievement of maximum performance.

In this study, we simulated SW and LW radiation at a daily time step. However, snow models should mostly benefit from being based on an energy balance if the sub-daily processes are simulated. Because of this, a further step in the radiation parameterization is to decompose the SW and LW radiation at a finer time step (sub-daily). On the topic of the spatial scale, we will need to spatialize the SW and LW radiations on a DEM grid. The main difficulty in spatializing the radiations lies in the fact that the daily temperature ranges are challenging to spatialize. Spatialized LW and SW radiations at a sub-daily time scale could be compared to climate reanalysis. [Shook & Pomeroy \(2011\)](#) compared the use of the empirical formulations from [Bristow & Campbell \(1984\)](#) and [Annandale *et al.* \(2002\)](#) equations and the use of reanalysis NARR and NCEP data. They concluded that the empirical formulation gave the best results for estimating incoming SW radiations. Nevertheless, NARR and NCEP reanalysis data are quite coarse, a comparison with a finer reanalysis grid could be done.

This radiation model will further be coupled to a new snow model being developed at Sorbonne University. This is part of a project that has the objective of creating a new conceptual snow model based on a simplified energy balance. Although these radiations have been simulated for mountainous snowy areas so far, we also see this work as a potential added value to evapotranspiration model forcings.

VI.3.11 Appendix A : Additional equations

Bristow original equation The [Bristow & Campbell \(1984\)](#) original equation is written as :

$$\tau = A(1 - \exp(-B\Delta T^C)) \quad (\text{E-VI.33})$$

$$B = 0.036 \exp(-0.154 \overline{\Delta T_m}) \quad (\text{E-VI.34})$$

where A represents the maximum transmissivity, which was fixed by Bristow at a value of 0.70, C is a constant equal to 2.4 (A, B and C without units) and $\overline{\Delta T_m}$ is the monthly mean daily temperature range (in K).

VI.3.12 Appendix B : Benchmark ΔT_c equations

Simplified Bristow We chose a first formulation (Eq. [\(E-VI.35\)](#)) to simplify the B parameter from Bristow :

$$\Delta T_c(M) = k\overline{\Delta T_a}(M) \quad (\text{E-VI.35})$$

Here, the ΔT_c variable is proportional to the mean annual daily temperature range $\overline{\Delta T_a}(M)$ at the desired station using a calibrated multiplicative coefficient k .

Elevation only dependent parameterization This parameterization uses only the elevation variable for determining the ΔT_c value compared to the new parametrization proposed in Eq. (E-VI.20) :

$$\Delta T_c(z) = \Delta T_p \exp\left(-\frac{z}{z_p}\right) \quad (\text{E-VI.36})$$

Topography only dependent parameterization This parameterization differ from the new parameterization proposed (Eq. (E-VI.20)) as it uses only the variable $\bar{\delta}$ for determining the ΔT_c value :

$$\Delta T_c(M) = \Delta T_p \exp\left(\frac{\bar{\delta}}{\delta_p}\right) \quad (\text{E-VI.37})$$

VI.4 Simulations des rayonnements utilisant les variables d'humidité observées

Dans l'article présenté dans la section précédente, nous avons supposé que les mauvaises performances de simulation journalière des LW_{\downarrow} en haute altitude pouvaient être causées par la mauvaise simulation de l'humidité de l'air. Afin d'analyser l'influence de cette variable sur la simulation des SW_{\downarrow} et des LW_{\downarrow} , nous avons calé le modèle de rayonnement en utilisant la variable d'humidité observée. Les performances des simulations du modèle ainsi calé sont disponibles sur la figure F-VI.16.

Les performances en LW_{\downarrow} du modèle calé sur des valeurs d'humidité de l'air observées sont améliorées, surtout en haute altitude. De plus, les performances des LW_{\downarrow} ne varient plus autant avec l'altitude. Ces résultats sont encourageants, même s'ils sont à relativiser du fait du faible nombre de stations de validation disponibles à cette altitude.

Les rayonnements de SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} journaliers simulés et observés sur les stations expérimentales du Col de Porte (CDP), du Weissfluhjoch (WFJ) et de Torgnon (TOR) sont disponibles figure F-VI.17. Les données au pas de horaire et 30 minutes des stations ont été agrégées au pas de temps journalier à des fins de comparaison.

Les résultats montrent que les simulations des SW_{\downarrow} au CDP, WFJ et à TOR sont proches des valeurs observées de rayonnement qu'ils soient simulés en prenant en compte l'humidité observée ou simulée. Lorsque les rayonnements sont calculés à partir de l'humidité simulée (\hat{P}_{vap}), les performances en KGE' sont les plus faibles pour TOR et WFJ, avec une valeur de 0.74 pour TOR (0.76 avec P_{vap}) et 0.76 (0.77 avec P_{vap}) pour WFJ. Les stations du CDP ont des performances légèrement plus élevées en SW_{\downarrow} avec des KGE' de 0.87 (0.86 avec P_{vap}).

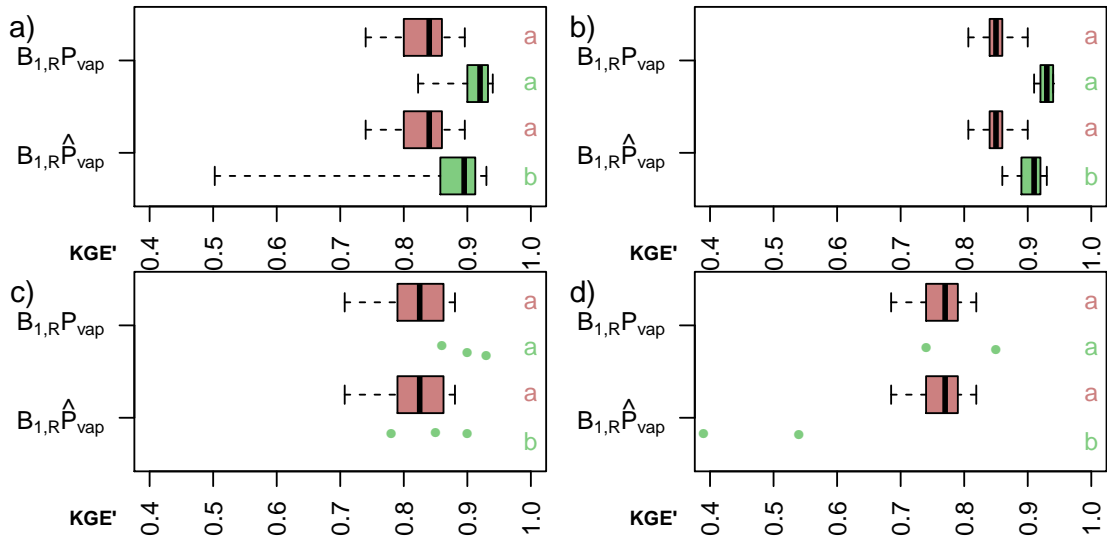


FIGURE F-VI.16 Performances des simulations de SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} en utilisant des données d'humidité observées (P_{vap}) ou simulées (\hat{P}_{vap}) pour a) toutes les stations, b) pour les stations de basse altitude (inférieures à 1000 m), c) pour les stations de moyenne altitude (entre 1000 m et 2000 m) et d) pour les stations de haute altitude (supérieures à 2000 m). Les performances ont été calculées à partir des stations de validation. Les boîtes à moustaches rouges représentent les performances de simulation des SW et les boîtes à moustaches vertes représentent les performances de simulation des LW.

Pour les LW_{\downarrow} , les simulations sous-estiment légèrement les rayonnements pour les trois stations expérimentales. Les performances en KGE' des LW_{\downarrow} utilisant l'humidité simulée (\hat{P}_{vap}) sont légèrement moins bonnes que celles de SW_{\downarrow} pour TOR avec une performance en KGE' de 0.62 (0.84 avec P_{vap}). Les performances en LW_{\downarrow} sont un peu plus élevées pour CDP et WFJ avec des valeurs de 0.79 (0.88 avec P_{vap}) et 0.68 (0.85 avec P_{vap}).

Les simulations à ces trois stations ont des performances raisonnables, sachant qu'elles ne faisaient pas partie des stations de calage. De la même manière que pour l'échantillon de validation suisse, on observe sur ces trois stations une amélioration non négligeable des performances lorsque l'humidité observée est utilisée. Ceci montre les limitations de la modélisation des LW_{\downarrow} lorsque l'humidité de l'air est simulée.

VI.5 Simulation des données de rayonnements aux pas de temps infra-journaliers

En plus du cycle de fonte saisonnier s'ajoute un cycle diurne-nocturne. En effet, lors de ce cycle journalier, la température de surface de la neige varie grandement suivant le rayonnement solaire. Afin de prendre cela en compte pour simuler la fonte de la neige, l'utilisation des données d'entrées du modèle de neige à un pas de temps infra-journalier est nécessaire.

VI.5 SIMULATION DES DONNÉES DE RAYONNEMENTS AUX PAS DE TEMPS
INFRA-JOURNALIERS

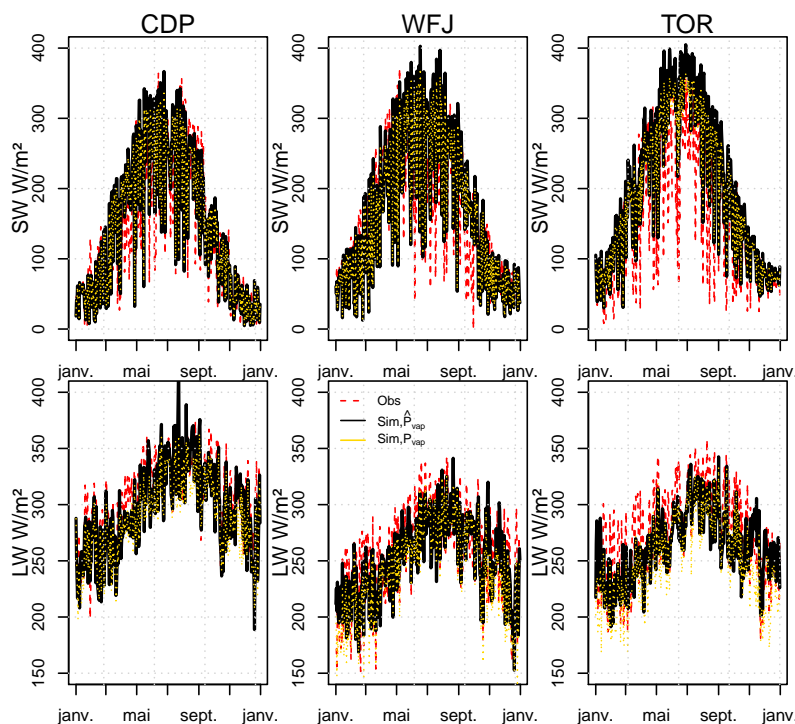


FIGURE F-VI.17 Observations (pointillés rouges) et simulations des rayonnements solaires (haut) et infrarouges (bas) aux stations du Col de Porte, de Weissfluhjoch et de Torgnon en utilisant les données d'humidité observées (jaune) et simulées (noir). Les simulations du CDP et du WFJ ont été réalisées entre janvier et décembre 2010, alors que pour TOR les données sont simulées entre les mois de janvier et décembre 2015.

Les formulations des rayonnements incidents présentées dans la section précédente sont optimisées afin de calculer les forçages radiatifs au pas de temps journalier. Au sein de cette section, nous allons désagréger ces données journalières au pas de temps horaire ou au pas de temps 30 *minutes*. Pour faire cela, nous allons simuler les rayonnement SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} à partir des données désagrégées suivantes :

- Température de l'air (en utilisant T_{min} et T_{max} journalières observées),
- Humidité de l'air (modélisée à partir de l'hypothèse $T_{rosée} = T_{min}$),
- Rayonnement solaire potentiel et la transmissivité de l'atmosphère (simulée à partir de la formulation proposée à la section VI.3).
- Emissivité de l'atmosphère (simulée à partir de la formulation de [Sicart et al. \(2006\)](#)).

La désagrégation au pas de temps infra-journalier sera testée sur les trois stations expérimentales du Col de Porte, de Weissfluhjoch et de Torgnon, présentées à la section V.3.2. Les paramètres utilisés pour simuler les rayonnements seront ceux qui ont été calés sur

les 15 stations de la section précédente, c'est-à-dire que les paramètres des deux formulations ne sont pas recalés sur les trois stations présentées dans cette section. Les données de SW_{\downarrow} et de LW_{\downarrow} désagrégées seront également comparées aux produits de simulation DSSF (SW) et DSLF (LW) provenant du projet LSA-SAF (Trigo *et al.*, 2011), disponibles au pas de temps 30 minutes. Ces produits sont élaborés à partir de données de télédétection à la résolution de 9 km^2 et sont disponibles à partir de la fin d'année 2005. La variable temporelle que nous utilisons dans cette section est notée h , en heures.

VI.5.1 Simulation des SW au pas de temps infra-journaliers

La désagrégation des rayonnements solaires journaliers peut être réalisée de deux manières différentes :

1. Calculer directement les rayonnements au pas de temps désiré avec un modèle de rayonnement solaire prenant en compte la topographie, tel que la fonction r.sun présente dans GRASS GIS (Suri & Hofierka, 2004).
2. Calculer une estimation des rayonnements au pas de temps désiré à partir de la formulation analytique du rayonnement solaire potentiel et des rayonnements journaliers calculées précédemment.

Le modèle de rayonnement utilisant un MNT a l'avantage de calculer les rayonnements extraterrestres en prenant en compte l'ombrage dû à la topographie pour chaque pas de temps. Cependant, les simulations réalisées par ces modèles demandent un temps de calcul élevé, et une grande capacité de stockage numérique. La deuxième méthode évoquée, celle que nous avons choisie, est beaucoup moins coûteuse en temps, bien qu'elle soit moins précise.

Pour désagréger les rayonnements solaires, nous nous sommes basés sur l'équation analytique permettant de calculer le rayonnement potentiel solaire au pas de temps voulu et ne prenant pas en compte l'effet de l'ombre ($SW_{pot,analytique}(h)$ dans l'équation (E-VI.38)). Les valeurs infra-journalières ont ensuite été corrigées pour tenir compte de l'ombrage dû à la topographie. Un indice de correction est appliqué de manière homogène en comparant la moyenne des $SW_{pot,analytique}(h)$ de la journée ($\overline{SW_{pot,analytique}(h)}$) avec celle obtenue par le script r.sun ($SW_{pot,r.sun}(j)$). Enfin, pour tenir compte de la nébulosité, la transmissivité $\tau(j)$ simulée par le modèle de rayonnement est appliquée.

$$SW_{\downarrow}(h) = SW_{pot,analytique}(h) \tau(j) \left(\frac{SW_{pot,r.sun}(j)}{\overline{SW_{pot,analytique}(h)}} \right) \quad (\text{E-VI.38})$$

La figure F-VI.18, montre les résultats de désagrégation des rayonnements solaires suivant l'équation (E-VI.38).

Les résultats montrent une forte tendance à la sous-estimation des flux de rayonnements solaires incidents. Sur cette chronique, nous pouvons observer des écarts pouvant aller jusqu'à 200 W.m^{-2} sur certains maxima journaliers. Les performances en KGE' des simulations du SW au CDP sont de 0.72 pour cette période alors que pour les données

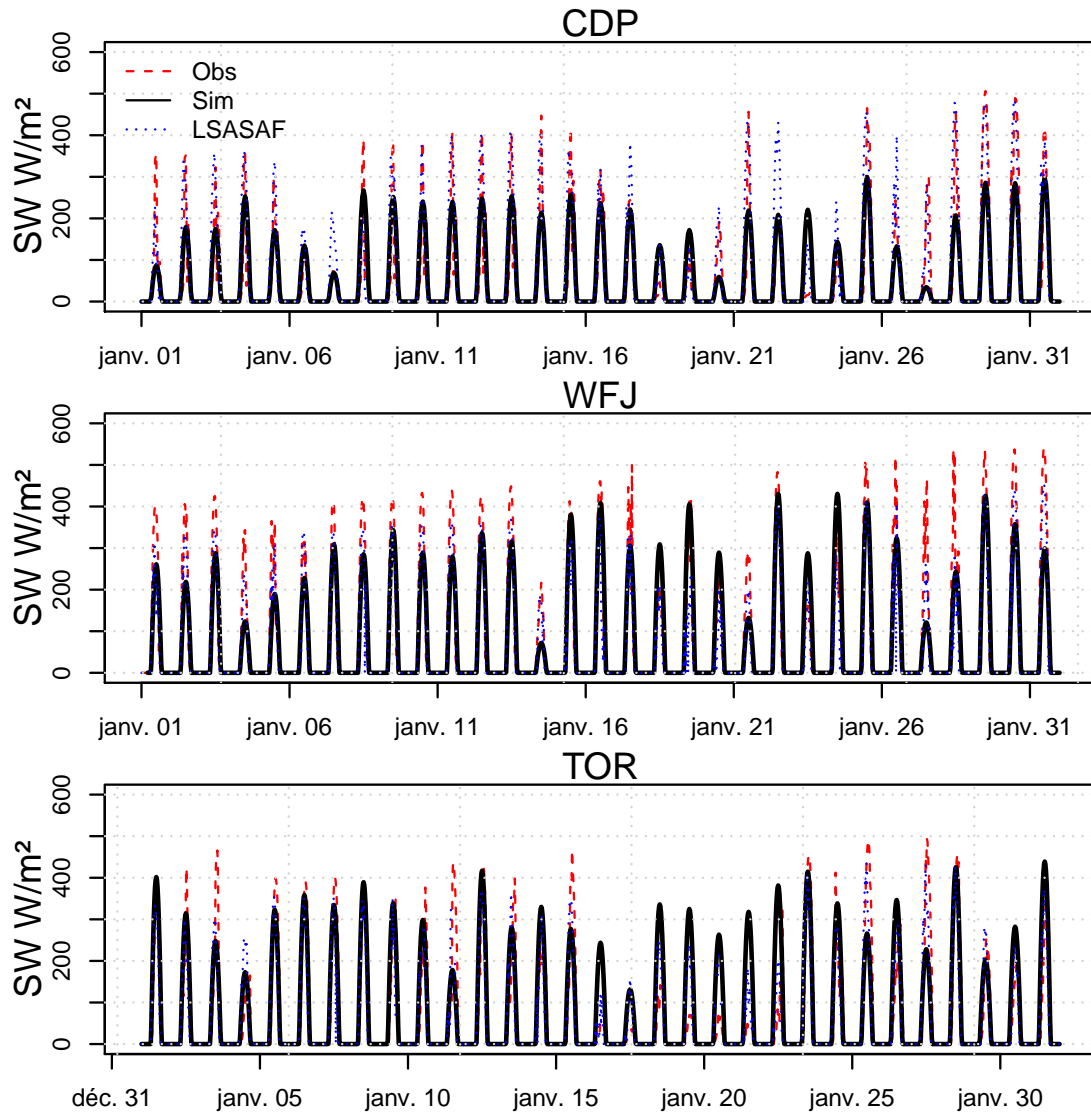


FIGURE F-VI.18 Désagrégation des SW_{\downarrow} journaliers simulés au pas de temps horaire pour la station CDP et 30 minutes pour les stations WFJ et TOR. Les simulations sont comparées aux observations brutes aux pas de temps procurés par les fournisseurs de données. Les simulations du CDP et du WFJ sont présentées pour le mois de janvier 2009, alors les SW_{\downarrow} à la station TOR ont été simulées pour le mois de janvier 2015.

du WFJ, nous avons obtenu une performance de 0.82 et enfin pour TOR nous obtenons une performance de 0.67.

Les données de SW fournies par le produit DDSF du projet LSA-SAF donne des résultats souvent de meilleure qualité que nos simulations. Cependant, à certaines occasions, les produits du LSA-SAF surestiment les flux de SW à la station CDP.

VI.5.2 Désagrégation de la température de l'air

La désagrégation de la température de l'air est nécessaire pour l'estimation de deux flux, la simulation des rayonnements LW_{\downarrow} incidents et la simulation des flux de chaleur latente par le modèle de neige. Cette désagrégation des données de température a été réalisée en utilisant une fonction analytique sinusoidale (Eqs. (E-VI.39),(E-VI.40),(E-VI.41)) proche de ce qui a été réalisé par Wann *et al.* (1985). Cette formulation permet de créer un signal en deux temps. Une première étape est la simulation du signal entre l'heure correspondant à la température minimale de l'air (h_n) et l'heure correspondant à l'heure maximale de la même journée (h_x) que nous noterons $h_n \rightarrow h_x$. La deuxième est de déterminer la forme du signal entre la température maximale de la journée considérée et la température minimale de la journée suivante ($h_{n,j+1}$) que nous allons noter $h_x \rightarrow h_{n,j+1}$.

$$T_a(h_n \rightarrow h_x) = T_{min}(j) + \frac{T_{max}(j) - T_{min}(j)}{2} [1 + \sin(\Omega_1(h))] \quad (\text{E-VI.39})$$

$$T_a(h_x \rightarrow h_{n,j+1}) = T_{max}(j) - \frac{T_{max}(j) - T_{min}(j+1)}{2} [1 + \sin(\Omega_2(h))] \quad (\text{E-VI.40})$$

$$\Omega_1(h_n \rightarrow h_x) = \frac{\pi}{h_x(j) - h_n(j)} \cdot \left(h - \frac{h_x(j) + h_n(j)}{2} \right) \quad (\text{E-VI.41})$$

$$\Omega_2(h_x \rightarrow h_{n,j+1}) = \frac{\pi}{24 + h_n(j+1) - h_x(j)} \cdot \left(h - \frac{24 + h_n(j+1) + h_x(j)}{2} \right)$$

Les deux équations de température permettent l'interpolation entre le T_{min} et T_{max} du jour 1 (Eq. (E-VI.39)) et du T_{max} au T_{min} du deuxième jour (Eq. (E-VI.40)) en fonction de l'heure (h). Cette variation de la température en fonction de l'heure est définie en fonction de $\sin(\Omega(h))$, qui lui est borné entre les valeurs de -1 et 1 . La valeur de Ω (Eqs. (E-VI.41)) dépend de l'heure correspondant à la température minimale (h_n) et de l'heure correspondant à la température maximale (h_x).

Les meilleures performances de simulations de la température ont été obtenues en fixant l'heure à laquelle la température est maximale (h_x) à une constante de $13 h UTC$. L'heure à laquelle la température est minimale (h_n) a été calculée à partir de l'heure du lever du soleil, la meilleure performance ayant été obtenue à l'heure correspondant à $3 h$ avant le lever du soleil théorique (obtenu à partir du calcul analytique des rayonnements potentiels).

La figure F-VI.19 montre un exemple de désagrégation du pas de temps journalier au pas de temps horaire.

La figure F-VI.19 montre une bonne correspondance entre les désagrégations de la température de l'air et les observations. Cette variable est la plus facile à désagréger du fait que des valeurs directement observées au pas de temps journalier sont utilisées, à l'opposé des autres variables qui utilisent des données simulées.

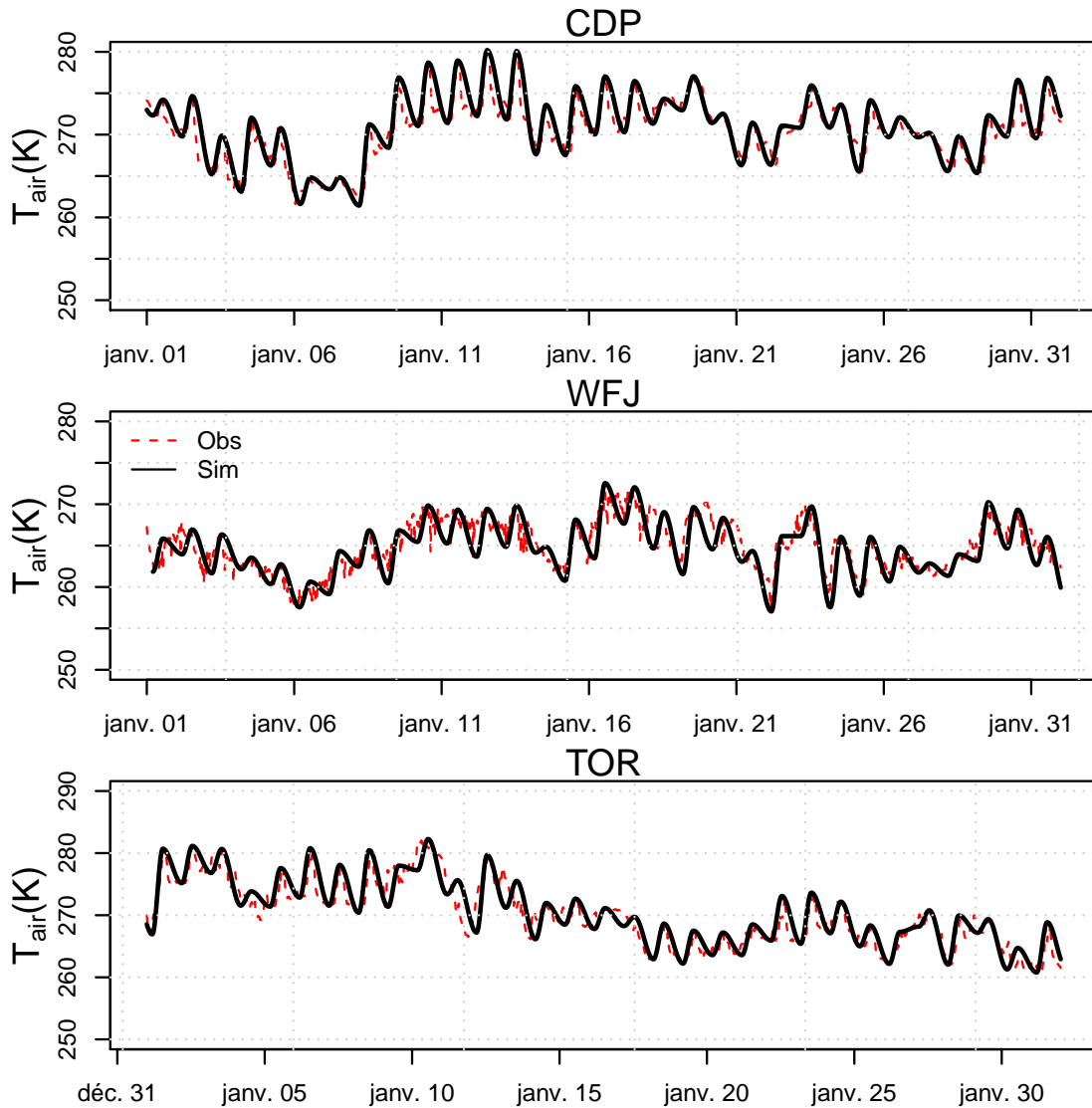


FIGURE F-VI.19 Données de température désagrégées au pas de temps horaires ou 30 minutes selon le pas de temps originel des observations fournies (noir) et observations (rouge pointillé). Les simulations du CDP et du WFJ sont présentées pour le mois de janvier 2009, alors que celles de la station TOR ont été simulées pour le mois de janvier 2015.

VI.5.3 Désagrégation de l'humidité spécifique de l'air

L'humidité spécifique doit être désagrégée afin de pouvoir estimer les flux de chaleur latente entre la surface de la neige et l'atmosphère. L'humidité spécifique journalière est modélisée au pas de temps journalier en considérant que la température minimale journalière est équivalente à la température du point de rosée. L'humidité spécifique a été modélisée au pas de temps infra-journalier en utilisant une simple interpolation linéaire entre les valeurs journalières.

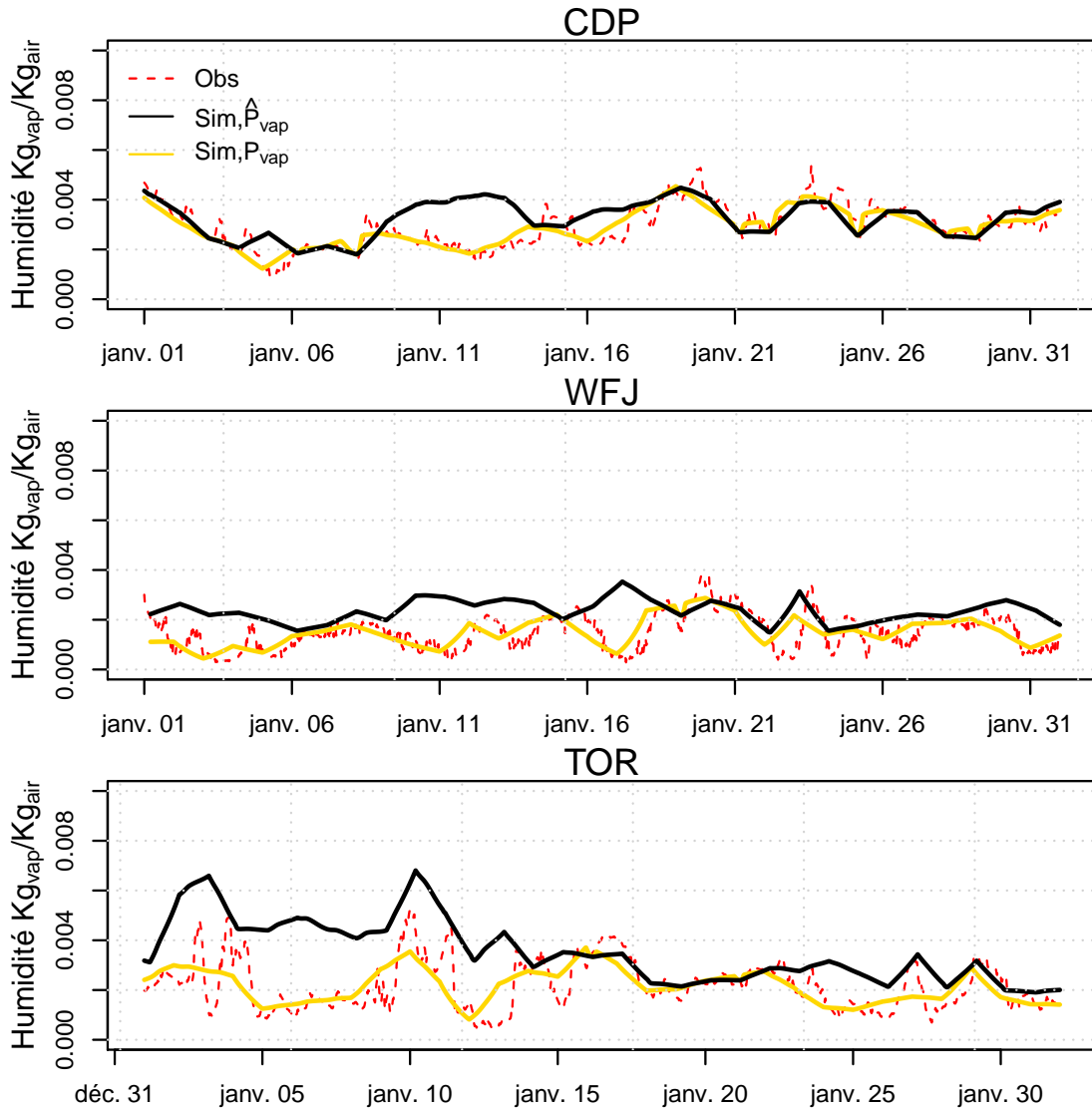


FIGURE F-VI.20 Désagrégation des données d'humidité spécifiques journalières simulées (\hat{P}_{vap}) et observées (P_{vap}) au pas de temps journalier en données horaires ou au pas de temps 30 minutes et observations. Les simulations du CDP et du WFJ sont présentées pour le mois de janvier 2009, alors les données de la station TOR ont été simulées pour le mois de janvier 2015.

La figure F-VI.20 montre que l'humidité spécifique simulée désagrégée a tendance à être surestimée par rapport aux observations. En effet, l'hypothèse de la température de rosée égale à la température minimale journalière donne une valeur maximale d'humidité spécifique pouvant être atteinte dans la journée (hypothèse qu'on atteint tous les matins $RH = 100\%$), elle a donc tendance à surestimer l'estimation de l'humidité atmosphérique. Ceci provient du fait que la température minimale de l'air ne peut être inférieure à

la température de rosée. Outre ce problème de surestimation de la valeur journalière, l'humidité de l'air fluctue dans la journée avec un pic en milieu d'après midi, ce qui n'est pas simulé avec l'interpolation linéaire utilisée.

La désagrégation des données journalières observées d'humidité spécifique de l'air donne en effet de bien meilleurs résultats que la désagrégation des données simulées. Cependant, de la même manière qu'avec les données simulées, les variations infra-journalières ne sont pas prises en compte par la désagrégation linéaire de la variable d'humidité observée.

VI.5.4 Simulation des rayonnements ondes longues au pas de temps infra-journalier

De la même manière que les rayonnements SW_{\downarrow} , les rayonnements LW_{\downarrow} n'ont pas été directement désagrégés. Nous avons désagrégé l'émissivité atmosphérique simulée par le modèle de rayonnement de manière linéaire entre deux journées. Ceci permet d'obtenir des valeurs d'émissivité sans discontinuité entre deux journées différentes. L'émissivité dépend de l'humidité spécifique de l'atmosphère et de la nébulosité qui sont difficiles à désagréger au pas de temps infra-journalier. Les rayonnements infra-rouges ont été calculés ensuite en utilisant l'équation de Stefan-Boltzmann, à partir de la température de l'air ainsi que de l'émissivité atmosphérique désagrégées.

La figure F-VI.21 montre que la qualité des simulations des rayonnements atmosphériques incidents au pas de temps infra-journalier est variable selon la station modélisée. C'est au CDP que les LW_{\downarrow} semblent les mieux simulés (KGE' 0.32), bien que les pics aient des difficultés à être reproduits. Il existe tout de même des sous-estimations de l'ordre de $50 W.m^{-2}$ sur certains pics d'émission de LW_{\downarrow} . Au WFJ (KGE' -0.06), les observations de LW_{\downarrow} montrent une grande variabilité infra-journalière. Les simulations désagrégées ne sont pas capables de reproduire cette variabilité. A la station de TOR (KGE' 0.05), cette variabilité infra-journalière est plus faible qu'à WFJ, par contre il existe de grandes variations inter-journalières. Les performances de la simulation infra-journalière des LW_{\downarrow} sont mauvaises car les simulations au pas de temps journalier sont souvent sous-estimées et la variabilité de l'émissivité est forte.

La comparaison entre les LW_{\downarrow} désagrégés forcés par l'humidité observée ou par l'humidité simulée montre d'importantes variations pour les stations de WFJ et de TOR sur la période étudiée. En effet, l'humidité de l'air à ces stations est plus faible qu'à la station CDP impliquant plus de variations d'émissivité qu'au CDP. Ainsi, en utilisant les données d'humidité observées en forçage, les simulations des valeurs faibles de LW_{\downarrow} sont de meilleure qualité que lorsque l'on utilise les données d'humidité simulées. Cependant, les pics de LW_{\downarrow} sont généralement moins bien reproduits. Les performances en KGE' sont bien plus élevées dans ce cas avec des valeurs de 0.47 au CDP, 0.39 au WFJ et 0.43 à TOR.

Les simulations du produit DSLF du projet LSA-SAF donnent des simulations dont la qualité est variable selon les stations. La figure F-VI.21 nous montre que les simulations du produit DSLF sous-évalue de manière constante les valeurs de LW_{\downarrow} en janvier 2009. Cette sous-évaluation provient d'un biais important, cependant les performances en KGE'

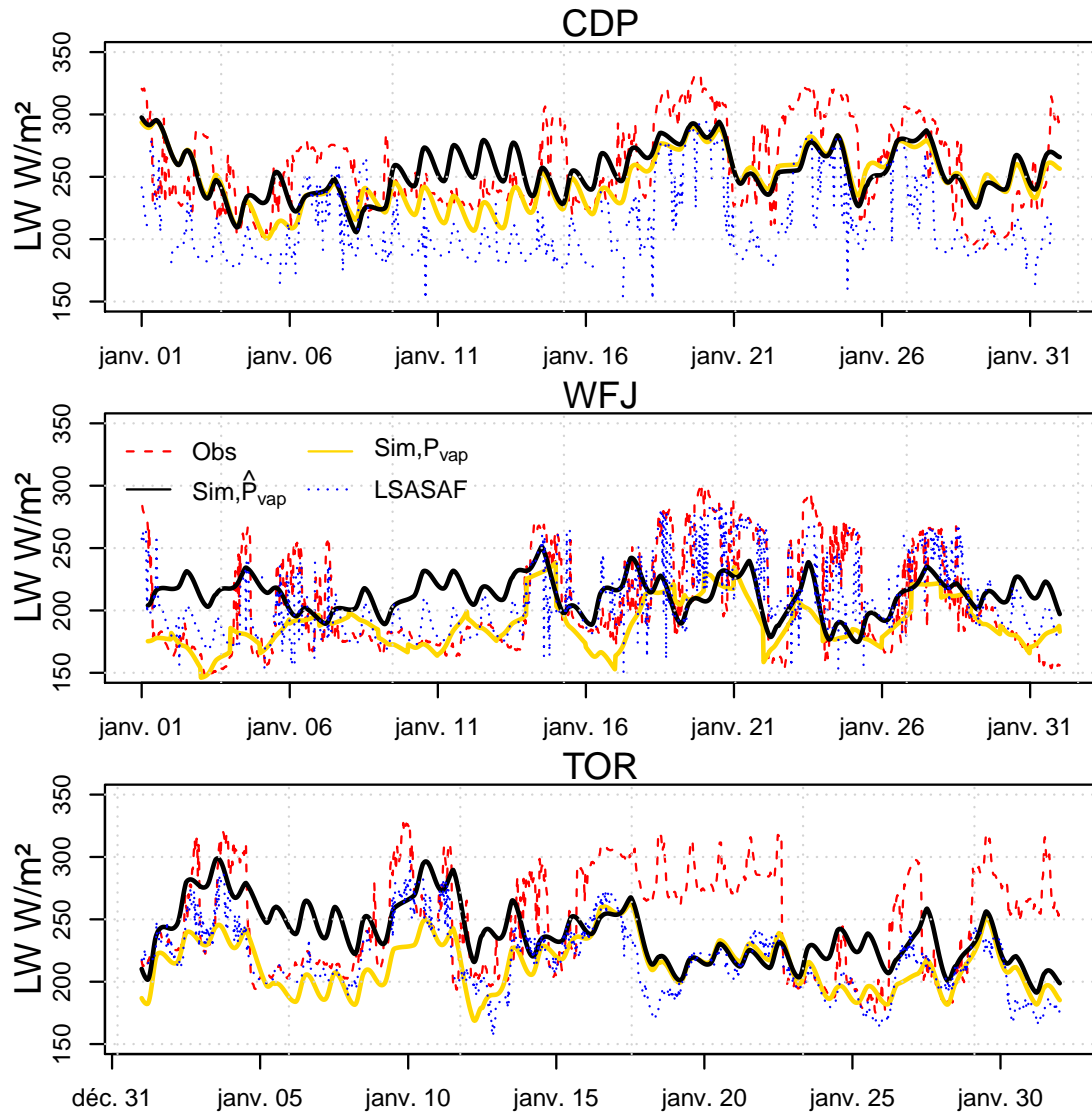


FIGURE F-VI.21 Simulations des LW_{\downarrow} aux pas de temps horaires ou 30 minutes en utilisant la pression de vapeur observée (P_{vap} en jaune) ou simulée (\hat{P}_{vap} en noir). Les observations sont indiquées en pointillés rouge alors et les simulations provenant du produit LSASAF sont indiquées en pointillés bleus. Les simulations du CDP et du WFJ sont présentées pour le mois de janvier 2009, alors les LW_{\downarrow} à la station TOR ont été simulées pour le mois de janvier 2015.

(0.58) sont meilleures que celles de notre modèle grâce à deux des composantes du KGE', les indices de corrélation de Pearson et le ratio des coefficients de variation. A la station du WFJ, les simulations du produit DSLF ont une performance en KGE' de 0.62 et pour la station TOR la performance est de 0.49. Il est cependant intéressant de noter qu'à la stations TOR, les trois simulations donnent des simulations très proches sous-estimant la valeur des LW_{\downarrow} pour la période du 18 au 22 janvier 2015.

VI.5.5 Calcul de la température de surface de référence à partir des données de rayonnements infra-journaliers

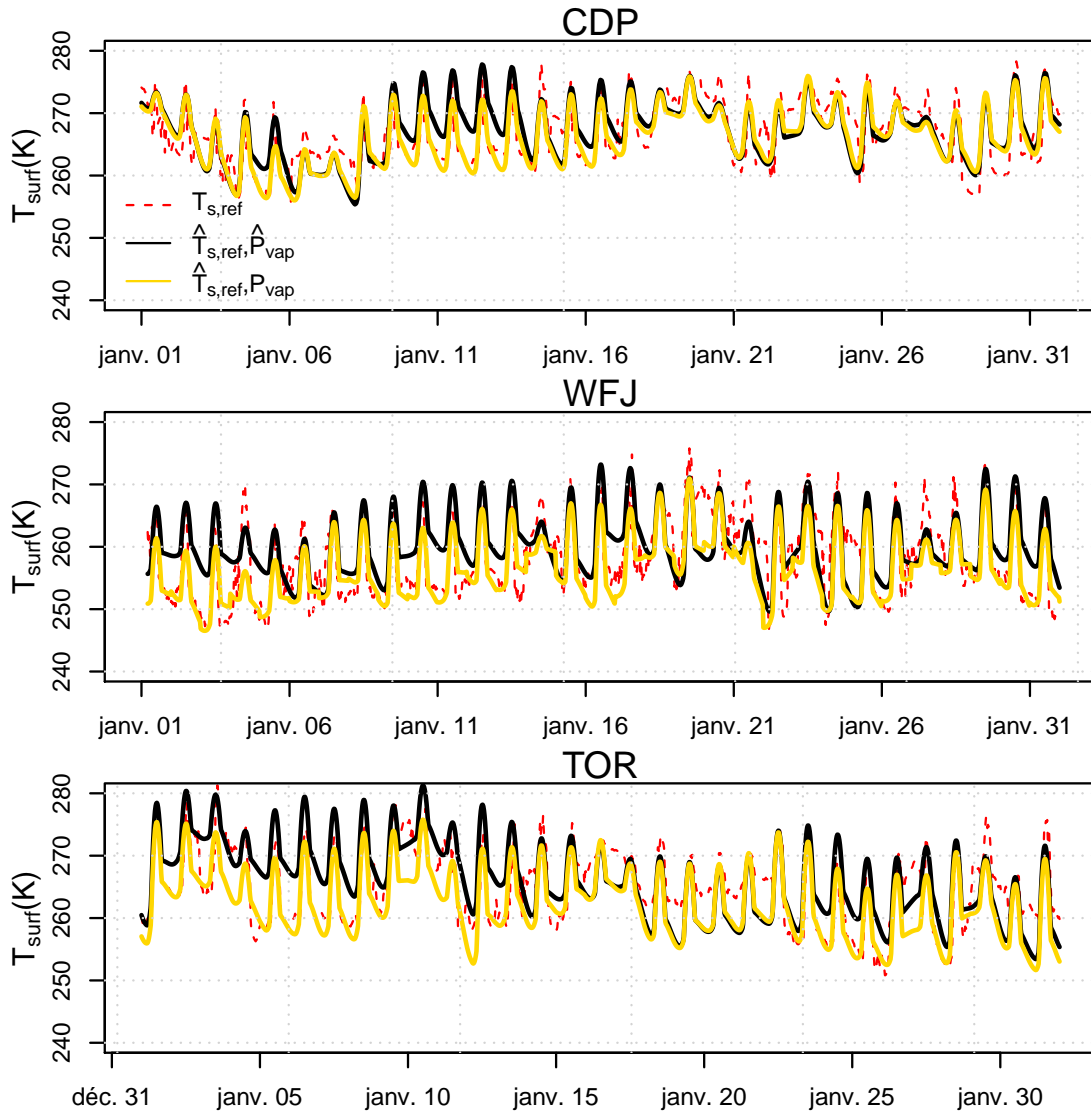


FIGURE F-VI.22 Simulations des températures de surface ($\hat{T}_{s,ref}$) sur la surface de référence d'albédo 0.7 et de résistance aérodynamique de 340 s.m^{-1} en utilisant les données de pression de vapeur observées (P_{vap} en jaune) ou simulées (\hat{P}_{vap} en noir). Les données de surface de référence déduites à partir des rayonnements observés $T_{s,ref}$ sont présentés en pointillés rouges. Les simulations du CDP et du WFJ sont présentées pour le mois de janvier 2009, alors les simulations à la station TOR ont été simulées pour le mois de janvier 2015.

A partir des données désagrégées et des observations des trois stations, il est possible de simuler des températures de surface pour une surface de référence d'albédo de 0.7 et de résistance aérodynamique de 320 m.s^{-1} , de la même manière que ce qui a été réalisé

à la section VI.3.8c), où seules les températures de surfaces minimales et maximales journalières ont été calculées. Ici en revanche, nous avons modélisé les températures de surface pour chaque pas de temps (Fig. F-VI.22). Nous tenons ici à rappeler que la température de surface de référence n'est pas mesurée sur les trois stations puisqu'il s'agit d'une référence "parfaite". Les températures de référence simulées ($\hat{T}_{s,ref}$) présentées ici sont comparées aux températures de surface de référence déduites à partir des rayonnements observés ($T_{s,ref}$) aux trois stations.

La simulation des températures de surface reflète les défauts rencontrés précédemment dans la simulation des SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} aux pas de temps infra-journaliers. On peut observer que pour les trois stations, les températures maximales atteintes dans la journée semblent bien coïncider avec les observations. Cependant, lorsque les forçages simulés sont utilisés, les températures de surface peinent parfois à atteindre les températures nocturnes obtenues en utilisant les forçages observés. En effet, les températures minimales correspondent aux températures de surface nocturnes. Celles-ci dépendent quasiment uniquement des données de LW_{\downarrow} , dont la désagrégation n'est pas optimale pour les stations de WFJ et TOR. Au contraire, en journée, les erreurs de simulations semblent se compenser puisqu'une erreur de simulation de la transmissivité a un effet inverse sur les SW_{\downarrow} et les LW_{\downarrow} (e.g. si la transmissivité est sous-estimée, ceci induit une simulation trop faible de SW_{\downarrow} mais également trop élevée de LW_{\downarrow}).

Les températures de surface obtenues à partir d'un forçage observé de pression de vapeur sont plus précises que les températures de surface obtenues en utilisant le forçage de pression de vapeur simulée. Cette différence se remarque sur les premiers jours du mois de janvier sur la station de TOR et de WFJ. En revanche, les températures nocturnes plus élevées apparaissant aux alentours du 20 janvier sont toujours sous-estimées par les simulations. Il semble cependant que les pics de température de surface soient légèrement sous-estimés.

Les performances des simulations de la température de surface au CDP sont de 0.68 dans le cas de l'utilisation d'un forçage simulé de l'humidité de l'air et de 0.77 dans le cas de l'utilisation d'observations de l'humidité. Ces scores de performances sont respectivement de 0.53 et de 0.7 pour WFJ et de 0.63 et 0.78 pour TOR sur la période étudiée.

VI.6 Synthèse

Nous avons, au sein de cette section, déterminé une méthode de simulation des forçages radiatifs entrants au niveau d'une surface enneigée. Dans un premier temps, nous avons étudié les corrélations existant entre les principales variables mesurées sur 115 stations suisses avec les transmissivités et émissivités atmosphériques calculées à partir des observations de SW_{\downarrow} et de LW_{\downarrow} . Les transmissivités et émissivités sont toutes deux dépendantes de la nébulosité, qui peut elle-même être en partie expliquée par l'amplitude journalière des températures. Une revue de littérature sur les paramétrisations de la transmissivité et de l'émissivité ont validé ces résultats préliminaires et mettent en évidence l'utilisation de l'amplitude des températures pour le forçage de la paramétrisation de la transmissivité.

Quatre paramétrisations de la transmissivité atmosphérique ainsi que six paramétrisations de l'émissivité ont été testées. 24 modèles de rayonnements créés à partir de chacune des combinaisons possibles de formulation de la transmissivité et de l'émissivité ont été calés. Les résultats montrent que certaines formulations donnent quasiment systématiquement de meilleures performances que d'autres. Nous avons ainsi retenu la formulation de la transmissivité de [Bristow & Campbell \(1984\)](#) et la formulation de l'émissivité de [Sicart *et al.* \(2006\)](#) comme étant celles donnant les meilleures performances en SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} sur la totalité des stations de validation. Une analyse complémentaire des performances du couplage de ces deux formulations a montré que les performances en simulation avaient tendance à baisser fortement lors de simulations à des stations de haute altitude.

Afin de simuler de meilleurs forçages radiatifs en montagne pour estimer l'état de la neige, nous avons proposé une nouvelle formulation de la transmissivité atmosphérique à partir de la formulation de Bristow. Cette formulation utilise l'altitude ainsi qu'un indice de forme de la topographie afin d'améliorer les performances de simulation des SW_{\downarrow} en montagne. L'indice de forme topographique est une variable permettant au modèle de déterminer à partir d'un MNT si la station est placée en vallée ou en sommet de montagne. Les performances résultantes de cette nouvelle paramétrisation sont significativement améliorées par rapport à la formulation originale. Bien que cette formulation nécessite l'ajout de paramètres, quatre de ceux-ci peuvent être fixés en amont du calage sur les données de SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} . Ils peuvent être fixés en utilisant des données d'observation intermédiaires (i.e. la transmissivité maximale et l'amplitude moyenne des températures mesurées en fonction de l'altitude). Cependant, l'amélioration de la transmissivité simulée aux stations de haute altitude n'est pas suffisante pour améliorer la simulation de l'émissivité et des LW_{\downarrow} pour ces stations d'altitude.

L'humidité de l'air, variable nécessaire à la simulation de l'émissivité de l'atmosphère, a été simulée au sein de cette section en faisant l'hypothèse que la température de rosée était équivalente à la température minimale journalière. Cette estimation est souvent juste à basse altitude, mais moins à des altitudes plus élevées. En utilisant les observations de l'humidité de l'air en tant que variable de forçage du modèle, les performances des LW_{\downarrow} journaliers sont fortement améliorées en zone de forte altitude. Ceci nous a permis de montrer que la simulation de l'humidité de l'air est source d'erreurs pour les stations de haute altitude. Cependant, la variable d'humidité est une variable dont nous souhaitons éviter l'utilisation puisqu'elle sort de l'objectif établi auparavant, qui est de créer un modèle de neige qui soit forcé uniquement par des données de température et de précipitation.

La température de surface de la neige est variable et suit un rythme diurne-nocturne. De ce fait, la modélisation de la neige aux échelles distribuées nécessite souvent l'utilisation de forçages au pas de temps infra-journalier. Afin de fournir des forçages à l'échelle demandée pour la modélisation de la neige, nous avons désagrégé les données de température et d'humidité de l'air, de rayonnements potentiels ainsi que la transmissivité et l'émissivité simulés. A partir de ces données désagrégées, nous avons simulé les variables SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} incidents à des pas de temps horaires ou 30 minutes. Ces simulations ont

été comparées aux données observées aux stations de CDP, TOR et WFJ. Celles-ci ont montré que les simulations sont performantes pour le calcul des températures de l'air, et pour les SW. Cependant, les simulations de l'humidité de l'air et des LW_{\downarrow} semblent pâtir de la mauvaise simulation en haute altitude. Ces simulations infra-journalières ont été validées par des simulations de températures sur une surface de référence, montrant que les températures de surfaces maximales simulées correspondaient assez bien aux températures de surface observées aux trois stations du Col de Porte, de Weissfluhjoch et de Torgnon. Cependant, ceci n'est pas forcément le cas pour les températures de surface minimales, dont les performances de simulation sont moins bonnes.

Développement d'un modèle avec une représentation spectrale du profil de température

Un modèle de neige est en cours de développement au sein du laboratoire METIS, en parallèle à mes travaux de thèse. Ce modèle a pour objectif de simuler l'état thermique et l'évolution de la saturation en eau du manteau neigeux dans un premier temps à l'échelle ponctuelle. Les contraintes imposées au développement de ce modèle sont très similaires à celles que nous avons évoqué en début de ce manuscrit :

- **Une structure parcimonieuse.** Afin d'obtenir un modèle robuste, et de limiter l'équifinalité, il est nécessaire de limiter le nombre de paramètres et le nombre de variables d'état. Ceci permet également de limiter les temps de calculs du modèle.
- **Des variables de forçages simples.** Afin d'être facilement utilisable en opérationnel, le modèle devra utiliser en entrée un minimum de variables météorologiques, au mieux seulement les températures minimum et maximum journalières ainsi que les précipitations.
- **Des variables internes pouvant être utilisées comme sorties de simulation.** Afin de pouvoir comparer les simulations du stock de neige avec des observations, il est nécessaire de décrire les processus de fonte d'une manière plus explicite que dans l'approche degrés-jour, en particulier pour pouvoir régionaliser les paramétrisations à de multiples sites et de permettre le calage sur des données de SWE.

Au sein de cette section, nous allons détailler les motivations et les principes du développement de ce modèle de neige ainsi que ma contribution à ce développement, à savoir les premiers calages du modèle sur les sites expérimentaux du Col de Porte et du Weissfluhjoch, ainsi que l'analyse de sensibilité des paramètres.

VII.1 Transferts de masse et de chaleur à l'intérieur du manteau neigeux

VII.1.1 Motivations du modèle de neige : simuler des gradients de température réalistes

Nous avons, au début de ce manuscrit, effectué la distinction entre les modèles de neige conceptuels (e.g., Paquet, 2004; Lindström *et al.*, 1997; Valéry *et al.*, 2014a; Imbeaux, 1892) et les modèles de neige à base physique (e.g., Anderson, 1968; Obled & Rosse, 1975; Brun *et al.*, 1989; Colbeck & Davidson, 1972). En réalité, cette distinction provient de la différence fondamentale existant dans la représentation ou non-représentation des hétérogénéités de température et de contenu en eau liquide dans le manteau entre ces deux types de modèles.

Les changements de phase du manteau neigeux sont intimement liés à la résorption du stock de froid et donc aux gradients de températures existants au sein de celui-ci. Afin de modéliser l'accumulation et la fonte de la neige à des résolutions spatiales et des pas de temps fins, nous estimons qu'il est intéressant d'aller vers une représentation plus physique de l'état thermique du manteau neigeux et en particulier de la redistribution de l'énergie sous différentes formes (chaleur sensible et latente). En effet, dans les modèles degrés-jour, la représentation souvent conceptuelle de l'état thermique ne permet pas cette distinction et il n'est pas garanti que les paramètres associés soient facilement transférable (spatialement et temporellement, exemple paramètre cT de CemaNeige, section III.4.2). A l'opposé, les modèles physiques complexes discrétisent le plus souvent le manteau neigeux en un nombre de couches/nœuds important afin de reproduire ces transferts internes (Xue, 2003). Cette discrétisation se fait malheureusement au détriment du temps de calcul qui peut être long.

Les motivations du développement d'un nouveau modèle de neige sont les suivantes : peut-on trouver une représentation de l'état thermique du manteau qui reproduise correctement au premier ordre ces hétérogénéités, tout en n'utilisant qu'un petit nombre d'états? En effet, dans une approche maillée, la représentation de forts gradients de température et de leurs variations temporelles nécessite une discrétisation spatiale fine, pour limiter les erreurs importantes dans l'estimation des flux (e.g. Lunati *et al.*, 2012). Ainsi, dans ce nouveau modèle, nous allons chercher à résoudre les équations de la chaleur au sein du manteau neigeux par une résolution spectrale en z . L'avantage de ce type de représentation, provient du fait qu'elle utilise moins de variables d'états qu'une discrétisation par couches et devrait donc donner des simulations plus rapides.

VII.1.2 Définition de l'énergie interne du manteau neigeux

Reprenons l'équation de bilan sur toute l'épaisseur du manteau neigeux (Eq. E-V.2). Si l'on s'intéresse à l'évolution de l'énergie interne U_{int} (en $J.m^2$) au sein du manteau entre le pas de temps t et dt , nous avons :

VII.1 TRANSFERTS DE MASSE ET DE CHALEUR À L'INTÉRIEUR DU MANTEAU NEIGEUX

$$U_{\text{int}}(t) + [SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} + P u_{\text{prec}} + G]dt = U_{\text{int}}(t + dt) + [SW_{\uparrow} + LW_{\uparrow} + H + L_{\text{sub}}E + L_{\text{fus}}(M_b + M_s)]dt$$

Nous rappelons ici que M_b représente la masse d'eau exportée à la base du manteau neigeux et M_s la masse d'eau exportée à la surface du manteau. Si l'on s'intéresse à la variation de l'énergie interne sur dU_{int}/dt cela donne :

$$\frac{dU_{\text{int}}}{dt} = [1 - \alpha] SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow} + P u_{\text{prec}} + G - H - L_{\text{sub}}E - L_{\text{fus}}(M_b + M_s) \quad (\text{E-VII.1})$$

Avec $\frac{dU_{\text{int}}}{dt}$ la variation de l'énergie interne du manteau neigeux (en $W.m^{-2}$). Nous prendrons dans ce chapitre une référence d'énergie $U_{\text{int}} = 0$ pour un manteau neigeux sec à 0°C . Cette référence également utilisée par [You et al. \(2014\)](#) a l'avantage de donner une énergie interne négative pour un stock de froid et positive pour un contenu liquide dans le manteau neigeux. A un instant donné sur la verticale du manteau, nous avons une énergie interne U_{int} telle que :

$$U_{\text{int}}(t) = \int_0^H \rho_{\text{mat}} C_{p,g}(T - T_{\text{fus}})dz + \int_0^H \rho_n f_{\text{liq}} L_{\text{fus}} dz$$

L'intégrale de gauche correspond ici à une énergie sur la profondeur du manteau liée à la température de celui-ci. Elle dépend de la masse volumique de la matrice solide (ρ_{mat} , ie. ne prenant pas en compte la masse liquide) ainsi que de la capacité calorifique de la glace ($C_{p,g}$). L'intégrale de droite correspondant à l'énergie liée au contenu en eau liquide présent sur la verticale du manteau. Celle-ci dépend de la masse volumique de la neige (ρ_n , c'est à dire celle du mélange solide et liquide), de la fraction liquide massique (f_{liq} en kg d'eau liquide par kg de neige mouillée) ainsi que de la chaleur latente de fusion de la glace (L_{fus} en $J.kg^{-1}$). Si l'on regroupe les deux intégrales, ceci nous permet de faire apparaître la quantité u_{vol} l'énergie interne volumique (en $J.m^{-3}$).

$$U_{\text{int}}(t) = \int_0^H \underbrace{\rho_n(z, t) C_{p,g}[T(z, t) - T_{\text{fus}}] + \rho_n(z, t) f_{\text{liq}}(z, t) L_{\text{fus}}}_{u_{\text{vol}}(z, t)} dz$$

Ainsi l'énergie interne du manteau neigeux permet de représenter le profil du manteau neigeux, qu'il soit froid et sec ou en fonte. La figure [F-VII.1](#) propose un exemple de profils de température et de fraction liquide massique au sein de la neige et le profil d'énergie interne volumique qui en résulte. Ces profils proviennent de simulations CROCUS au site du Col de Porte qui nous ont été fournies par Matthieu Lafaysse (Centre d'étude de la Neige, CEN). On peut identifier ainsi deux types de domaines différents :

- Un domaine en conduction avec une énergie interne volumique inférieure à zéro

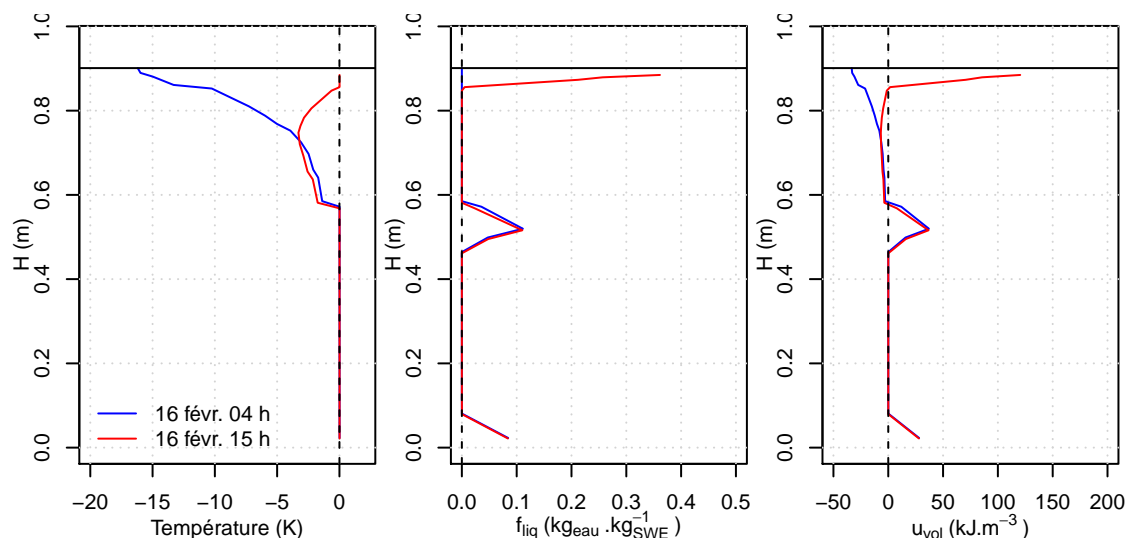


FIGURE F-VII.1 Profils de température (gauche), de fraction massique de contenu liquide en eau dans la neige (milieu), profil d'énergie interne volumique (droite) provenant de simulations CROCUS sur le site du Col de Porte pour la date du 16 février 2010.

- Un domaine en isotherme à la température de fusion et un contenu en eau liquide non nul, avec une énergie interne volumique supérieure à zéro

Ces deux domaines peuvent former différentes configurations au sein du manteau neigeux. Nous pouvons remarquer sur les simulations CROCUS du 16 février 2010 à 04h (Fig. F-VII.1, en bleu) que la partie supérieure du manteau neigeux est en conduction ($T_s < 0^\circ C$, $f_{liq} = 0$, $u_{vol} < 0$), avec une partie du manteau en profondeur à la température isotherme à T_{fus} . Sur cette partie en profondeur du manteau il est intéressant d'observer que la fraction liquide massique varie, avec $f_{liq} > 0$ pour la partie supérieure et inférieure (à la base du manteau) de cette couche. Pour le profil de simulation simulé à 15h, nous observons un début de fonte en surface ($T_s = 0^\circ C$, $f_{liq} > 0$, $u_{vol} > 0$) et une zone du profil restant en conduction juste en dessous ($T_s < 0^\circ C$, $f_{liq} = 0$, $u_{vol} < 0$). L'énergie contenue dans la partie inférieure du manteau neigeux varie très peu entre ces deux cas de figure. Ainsi les deux domaines présentés précédemment peuvent former des couches complexes, dont les six types de configurations majeures (d'autres combinaisons sont possibles) sont présentées à la figure F-VII.2.

VII.1.3 Génération de la fonte

La fonte et l'écoulement de l'eau liquide au sein du manteau neigeux sont des processus intéressants le plus l'hydrologue. Ainsi de multiples sources d'écoulements sont à mentionner :

- Fonte basale : le flux de conduction provenant du sol peut entraîner une fonte à la base du manteau neigeux.
- Percolation par écoulement préférentiel : Lorsque la surface du manteau neigeux entre en changement de phase, une percolation matricielle ou par écoulement pré-

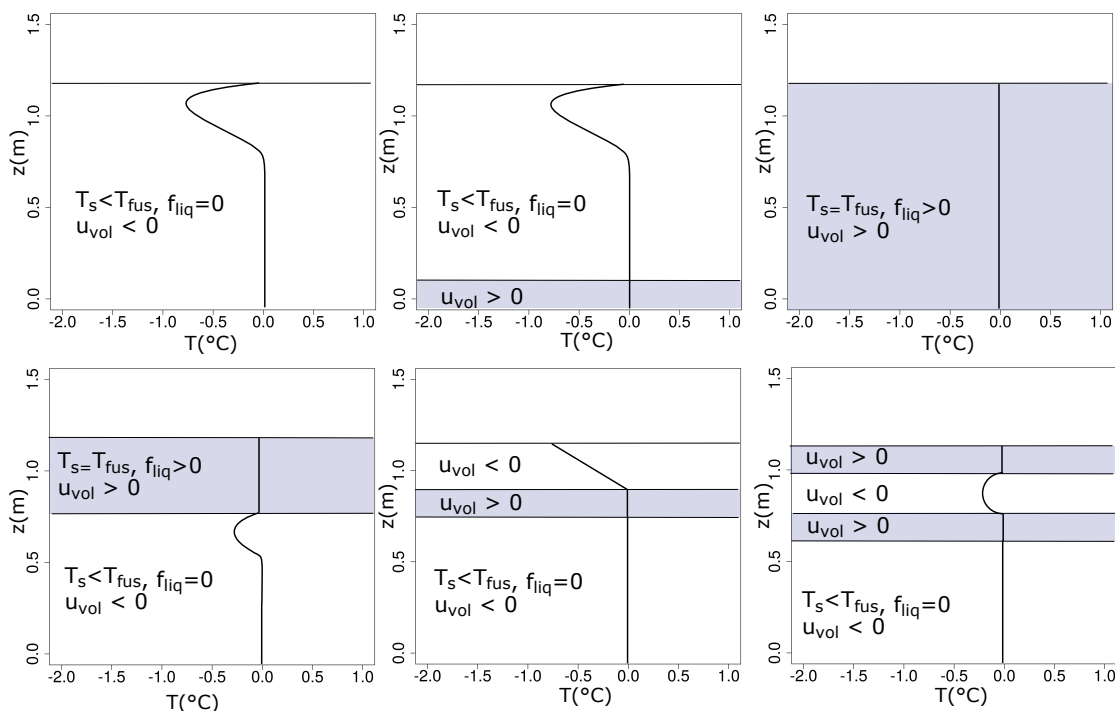


FIGURE F-VII.2 Schéma des quatre types de configurations du manteau neigeux : conduction pure (en haut à gauche), fonte basale avec conduction pure en surface (en haut au milieu), en neige totalement mouillée (en haut à droite), en couche mûre au dessus d'une couche en conduction (en bas à droite), en regel (en bas au milieu), ainsi que de multiples couches (regel puis fonte, en bas à droite).

férentiel au sein du manteau neigeux peut avoir lieu.

- Ruissellement : lors d'une pluie sur un manteau neigeux en murissement, un ruissellement direct peut se produire.
- Manteau totalement mûr : dans le cas où le manteau neigeux est entièrement saturé d'eau, un écoulement se produit à la base de celui-ci.

La modélisation des écoulements au sein du manteau neigeux est en cours de développement, celui-ci devra à terme gérer les cas de figure présentés ci-dessus.

VII.2 Principe de la modélisation de la conduction thermique dans le manteau neigeux

VII.2.1 L'équation de diffusion thermique dans les couches sèches

Nous effectuons un bilan sur une tranche élémentaire d'épaisseur dz pendant une variation temporelle dt . Le flux entrant (algébriquement) en z est égal à celui sortant en $z + dz$ auquel s'ajoute la quantité de chaleur stockée dans la tranche, qui liée à une variation élémentaire de température dT . En notant C_p la capacité calorifique massique du matériau

et ρ sa densité, la masse de la tranche correspond à $\delta M = \rho dz$ et on obtient :

$$\left(\vec{\phi}_{cond}(z, t) \cdot \vec{e}_z \right) dt = \left(\vec{\phi}_{cond}(z + dz, t) \cdot \vec{e}_z \right) dt + C_p \delta M dT$$

$$-\lambda(z, t) \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_z dt = -\lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z+dz} dt + \rho(z, t) C_p dz dT$$

$$\lambda(z, t) dt \frac{\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z+dz} - \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_z}{dz} = \rho(z, t) C_p dT$$

$$\rho(z, t) C_{p,g} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (\text{E-VII.2})$$

Où λ est la conductivité thermique efficace de la neige (en $W.m^{-1}.K^{-1}$). La conductivité thermique de la neige dépend en majeure partie de sa masse volumique (Marbouty, 1984). En effet, une neige de faible masse volumique correspond à une neige fraîche et sèche qui a la particularité d'être très poreuse. La neige fraîche est donc composée d'une matrice de glace ainsi que d'air situé dans les pores, ce qui la rend thermiquement isolante. Au contraire, une neige tassée de forte masse volumique aura une conductivité thermique plus élevée, à cause d'une porosité plus faible. L'air a ainsi une conductivité thermique faible de $0.02 W.m^{-1}.K^{-1}$, l'eau a une conductivité de $0.55 W.m^{-1}.K^{-1}$ et la glace de $2.2 W.m^{-1}.K^{-1}$.

Brun & Touvier (1987) ont mesuré en laboratoire une conductivité thermique de $0.066 W.m^{-1}.K^{-1}$ pour une neige fraîche de masse volumique de $150 kg.m^{-3}$, de $0.11 W.m^{-1}.K^{-1}$ pour une neige de masse volumique de $220 kg.m^{-3}$ et de $0.5 W.m^{-1}.K^{-1}$ pour une neige de forte masse volumique de $440 kg.m^{-3}$. Ils ont également mis en évidence que la convection thermique de l'air au sein de la neige est de faible importance dans les Alpes (Brun & Touvier, 1987). Plus récemment Calonne *et al.* (2011) ont mesuré et simulés des conductivités efficaces de la neige et proposent la figure F-VII.3.

Variation selon z La résolution de cette équation de diffusion de la chaleur au sein du manteau neigeux doit impérativement pouvoir représenter les hétérogénéités de températures au sein du profil vertical. Cette équation peut être résolue en z de deux manières différentes :

VII.2 PRINCIPE DE LA MODÉLISATION DE LA CONDUCTION THERMIQUE DANS LE MANTEAU NEIGEUX

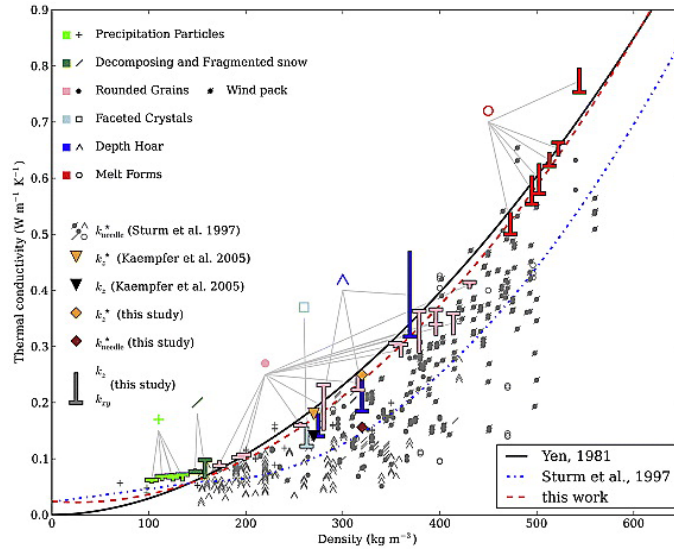
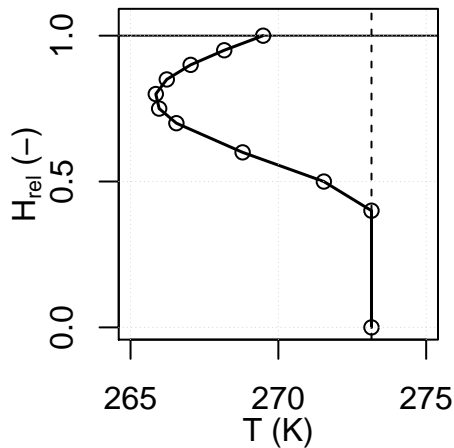


FIGURE F-VII.3 Conductivité efficace de la neige en fonction de sa masse volumique (source : Calonne et al. (2011)).

Représentation maillée

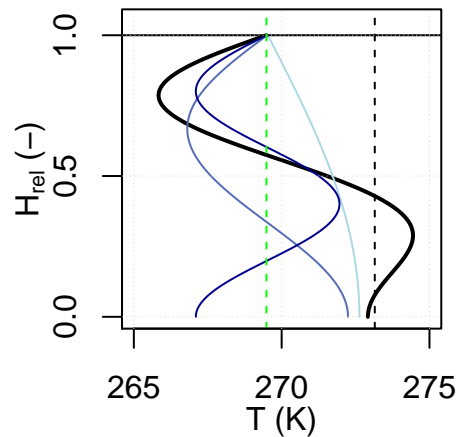
Les états du modèle sont les valeurs de températures calculées aux nœuds d'un maillage. Le profil de température est interpolé entre chaque nœud.



Afin de représenter les gradients, le nombre de nœuds et de variables d'état nécessaire au modèle est important

Représentation spectrale

Les états sont les coefficients multiplicatifs (amplitudes) d'un nombre fini de fonctions de base. Le profil de température est la superposition de ces composantes.



Les profils de ce schéma sont représentés par la superposition de trois composantes (bleues) sur une température isotherme sur la verticale (verte). Si le nombre de composantes est trop faible, des artefacts de simulation peuvent exister (e.g. ici pour la partie basse du manteau la température est supérieure à 273K).

Une représentation analytique spectrale du profil de température du manteau neigeux permettrait de simuler les gradients de températures en utilisant peu de variables d'état par rapport à une approche maillée. Si l'on souhaite simuler les profils de température au sein du manteau neigeux de manière analytique, il est alors nécessaire de trouver une fonction ayant une variabilité assez forte afin qu'elle soit capable de reproduire la forte hétérogénéité des gradients de température. Le profil de température sera simulé dans notre modèle de neige au travers d'une décomposition du signal sur une base de fonctions analytiques, analogue à une décomposition de Fourier. Dans le domaine de la thermique, ce genre de problème est résolu en appliquant la théorie de Sturm-Liouville, permettant une décomposition du problème en fonctions propres (chacune associée à une valeur propre, cette procédure sera détaillée à la section VII.2.3). Cependant, il est à noter que l'on ne peut utiliser ce principe de superposition uniquement dans le cas où les opérateurs mathématiques appliqués à la variable $T(z, t)$ sont linéaires. La définition générale est d'un opérateur linéaire est donnée par l'équation suivante (Eq. (E-VII.3)) :

$$\mathcal{L}(a_1 f_1 + a_2 f_2) = a_1 \mathcal{L}(f_1) + a_2 \mathcal{L}(f_2) \quad (\text{E-VII.3})$$

où \mathcal{L} représente un opérateur linéaire quelconque, f_1 et f_2 deux entrées du modèle et a_1 , a_2 deux coefficients multiplicatifs. Dans le cadre de l'équation de la chaleur, l'opérateur linéaire correspond à :

$$\mathcal{L} = \left[\frac{\partial}{\partial t} - D(t) \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right]$$

d'où $a_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} + a_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = a_1 D(t) \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2} + a_2 D(t) \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2}$
 et $\frac{\partial}{\partial t} [a_1 T_1 + a_2 T_2] = D(t) \frac{\partial^2}{\partial z^2} [a_1 T_1 + a_2 T_2]$

Ainsi, l'équation de diffusion thermique est linéaire dans le cas où l'on considère que le coefficient de diffusion thermique est indépendant du profil de la température et est homogène dans le manteau neigeux ($\lambda(z, t) = \lambda(t)$). Il s'agit d'une hypothèse de travail assez forte puisque la conductivité thermique de la neige dépend fortement de sa masse volumique. Afin de pouvoir appliquer le principe de superposition à ce domaine nous considérerons donc que $\lambda = \lambda(\rho_{\text{bulk}}(t))$. Si nous reprenons l'équation (E-VII.2), nous obtenons l'équation de diffusion suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda(t)}{\rho(t) C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

avec $D(t) = \frac{\lambda(t)}{\rho(t) C_p}$ la diffusivité thermique du matériau (en $m^2 \cdot s^{-1}$).

Variations selon t Si les variations en z sont représentées par des fonctions analytiques, en revanche les variations temporelles des états du modèle sera calculée par intégration numérique. Il est nécessaire d'utiliser des pas de temps infra-journaliers afin de simuler le cycle journalier d'apport et de perte d'énergie.

Afin de pouvoir représenter le profil de température par une décomposition spectrale, il est nécessaire que les conditions aux limites de ce système soient également linéaires sur la température T à la surface et à la base du manteau. Ce point important a fait l'objet d'une réflexion spécifique dans le développement du modèle, en lien avec les problématiques de désagréations temporelles des simulation de rayonnements incidents présentés au chapitre VI.

VII.2.2 Les conditions aux limites

L'application du principe de superposition présenté précédemment pose une contrainte supplémentaire : il ne suffit pas que l'équation à résoudre soit linéaire (c'est le cas de l'équation de la chaleur), il est également nécessaire que les conditions aux limites sur la température le soient. Usuellement, le bilan d'énergie de surface est écrit en prenant comme système une couche de neige au voisinage de la surface. Considérons à nouveau le cas où ce volume de contrôle est l'épaisseur totale de neige (équation (E-VII.1)), mais en explicitant les variables dont dépend chacun des termes :

$$\begin{aligned} SW_{\downarrow}(t) + LW_{\downarrow}(t) + P(t)u_{\text{prec}}(t) + G(t, \underline{S}(t)) &= \alpha(\underline{S}(t)) \cdot SW_{\downarrow}(t) + LW_{\uparrow}(T_s) \quad (\text{E-VII.4}) \\ &+ H(t, T_s) + L_{\text{sub}}E(t, T_s) \\ &+ L_{\text{fus}}M_s(t, \underline{S}(t)) + L_{\text{fus}}M_b(t, \underline{S}(t)) + \left. \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \right|_{(t, \underline{S}(t))} \end{aligned}$$

où \underline{S} est un vecteur décrivant l'état au temps t de la couche de neige considérée (ici l'épaisseur totale). L'albédo α est, en particulier, inclu dans ce vecteur d'état, de même que les variables permettant de décrire les profils de teneur en eau, de température, de masse volumique, etc.

Distinguons les différents types de dépendances dans cette équation :

- certains termes, extérieurs au système, ne dépendent que du temps t , nous pouvons les qualifier de **forçages** : $SW_{\downarrow}(t)$, $LW_{\downarrow}(t)$, etc. ;
- d'autres termes sont des fonctions uniquement de l'état du système : c'est le cas par exemple de l'albédo α qui, dans le modèle qui sera présenté ultérieurement, est même la premier composant du vecteur d'état¹. Nous parlons bien ici de la variable α , et non pas de sa dérivée temporelle $\dot{\alpha}$ qui, elle, ne dépend bien sûr pas uniquement de l'état du système mais également des forçages, donc de t : on aura $\alpha = f(\underline{S}) = S_1$ mais $\dot{\alpha} = \dot{S}_1 = g(t, \underline{S}(t))$ puisque l'évolution de l'albédo dépend par exemple du flux de précipitations solides.
- enfin, certains termes dépendent à la fois de t (via les forçages) et de l'état $\underline{S}(t)$, comme par exemple le flux turbulent sensible

$$H(t, \underline{S}(t)) = \frac{V(t)}{c_H} \rho_{\text{air}}(t) C_{p, \text{air}} [T_s(\underline{S}(t)) - T_{\text{air}}(t)]$$

dont on peut expliciter la dépendance aux forçages que sont la vitesse du vent $V(t)$, la température de l'air $T_{\text{air}}(t)$, etc. (on rappelle que nous avons pris la convention de compter les flux turbulents positivement s'ils sont *sortants* du manteau).

1. Si une variable *fait partie* du vecteur d'état, alors *a fortiori* c'est bien une fonction de l'état.

La température de surface T_s est donc une fonction de l'état du système au temps t : $T_s = T_s(\underline{S}(t))$, c'est-à-dire que, même si elle n'est pas une variable d'état en elle-même dans la représentation choisie (et ce n'est en effet pas le cas dans le modèle basé sur la décomposition spectrale), nous pouvons la calculer à partir des autres variables d'état. Il en est de même pour l'énergie interne, nous avons $U_{\text{int}} = U_{\text{int}}(\underline{S}(t))$. En revanche, il n'en est pas de même pour la dérivée \dot{U}_{int} puisque nous avons, en notant N la dimension du vecteur d'état :

$$\frac{dU_{\text{int}}}{dt} = \sum_{i=1}^N \frac{\partial U_{\text{int}}}{\partial S_i} \frac{dS_i}{dt} = \left[\frac{\partial U_{\text{int}}}{\partial \underline{S}} \right] \dot{\underline{S}}(t, \underline{S}(t))$$

où le vecteur ligne

$$\frac{\partial U_{\text{int}}}{\partial \underline{S}} = \left[\frac{\partial U_{\text{int}}}{\partial S_1} \quad \cdots \quad \frac{\partial U_{\text{int}}}{\partial S_N} \right]$$

est le jacobien de la fonction $U_{\text{int}}(\underline{S})$, et le vecteur colonne

$$\dot{\underline{S}}(t, \underline{S}(t)) = \begin{bmatrix} \dot{S}_1(t, \underline{S}(t)) \\ \vdots \\ \dot{S}_N(t, \underline{S}(t)) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{dS_1}{dt}(t, S_1, \dots, S_N) \\ \vdots \\ \frac{dS_N}{dt}(t, S_1, \dots, S_N) \end{bmatrix}$$

est une **représentation d'état** (ici non-linéaire) du système modélisé, c'est-à-dire une système d'équations différentielles couplées du premier ordre, permettant de calculer l'évolution

$$d\underline{S} = \dot{\underline{S}}(t, \underline{S}(t)) \cdot dt$$

du vecteur d'état de t à $t + dt$ connaissant les forçages au temps t et l'état $\underline{S}(t)$, connaissance résumée symboliquement par le couple $(t, \underline{S}(t))$. Le modèle développé respecte une telle représentation, sous forme instantanée (temps continu) et non pas intégrée sur un pas de temps (temps discret).

Si nous souhaitons utiliser la décomposition spectrale pour calculer l'évolution des profils de température dans les couches sèches, la résolution de l'équation ((E-VII.4)) comporte un écueil : elle n'est pas une fonction linéaire du profil de température (principalement via le rayonnement thermique émis $LW_{\uparrow} = \sigma \epsilon_n T_s^4$, mais également via le flux turbulent latent $L_{\text{sub}}(T_s)E(t, T_s)$), alors que l'application du principe de superposition nécessite que le problème ne fasse intervenir que des combinaisons linéaires de $T(z, t)$, $\frac{\partial T}{\partial z}$, etc. Une solution est de linéariser les termes non-linéaires en T_s au voisinage d'une première estimation $T_{s,\text{ref}}(t)$, éventuellement dépendante du temps mais indépendante de l'état du système. Nous pourrions par exemple prendre comme point de linéarisation $T_{s,\text{ref}}(t) = T_{\text{fus}}$ pour tout t , mais cette estimation est assez grossière. La démarche présentée dans la suite se décompose en deux étapes :

- Premièrement, la résolution d'une version approchée de l'équation ((E-VII.4)), en substituant à chaque terme dépendant de l'état $\underline{S}(t)$ une valeur de référence. Cette étape fournira une estimation $T_{s,\text{ref}}(t)$ de la température de surface bien meilleure que $T_{s,\text{ref}}(t) = T_{\text{fus}}$.

- Ensuite, la réécriture de l'équation complète ((E-VII.4)) linéarisée au voisinage de $T_{s,\text{ref}}(t)$, permettant de rétablir sa dépendance à l'état $\underline{S}(t)$.

a) Calcul d'une estimation $T_{s,\text{ref}}(t)$ de la température de surface, indépendante de l'état du manteau

Afin d'estimer une température de surface $T_{s,\text{ref}}(t)$, telle que celle-ci soit linéaire, une approche semblable à celle présentée dans la section VI.3 sera utilisée. Nous allons ici s'intéresser particulièrement au cas où la température de surface est inférieure à la température de fusion, ie. que l'on soit dans un manteau neigeux complètement sec ou en phase de regel. En effet, dans le cas où la température de surface est supérieure à la température de fusion, celle-ci n'est plus dépendante de l'état du manteau neigeux et ne nécessite donc pas de linéarisation.

Nous cherchons une approximation de T_s sous l'hypothèse qu'elle est inférieure à T_{fus} , donc :

$$\begin{cases} M_s = 0 & \text{pas de ruissellement en surface} \\ M_b = 0 & \text{pas d'export de masse à la base du manteau} \end{cases}$$

Nous faisons ensuite plusieurs approximations/substitutions pour éliminer les dépendances à l'état $\underline{S}(t)$ dans l'équation ((E-VII.4)) :

- L'apport de chaleur par le sol est négligé : $G(t, \underline{S}(t)) \rightarrow 0$
- La dérivée temporelle de l'énergie interne est négligée : $\dot{U}_{\text{int}} \rightarrow 0$. Cela revient à supposer que l'échange d'énergie est beaucoup plus "facile" entre la surface et l'atmosphère qu'entre la surface et l'intérieur du manteau neigeux. Comme nous le justifierons dans la suite par la définition de nombres caractéristiques, cette hypothèse est assez bien vérifiée pour la neige dans le cas où les transferts se font par conduction uniquement (neige sèche en surface), la conductivité thermique effective de la neige étant faible.
- L'albédo est fixé à une valeur de référence, α_{ref}

Sous ces hypothèses qui, insistons sur ce fait, ne sont en aucun cas définitives mais simplement posées temporairement pour permettre le calcul d'une température $T_{s,\text{ref}}$ au voisinage de laquelle l'équation ((E-VII.4)) sera linéarisée, nous obtenons une équation définissant implicitement $T_{s,\text{ref}}(t)$:

$$SW_{\downarrow}(t) + LW_{\downarrow}(t) + P(t)u_{\text{prec}}(t) = \alpha_{\text{ref}} SW_{\downarrow}(t) + LW_{\uparrow}(T_{s,\text{ref}}) + H(t, T_{s,\text{ref}}) + L_{\text{sub}}(T_{s,\text{ref}})E(t, T_{s,\text{ref}})$$

Cette équation est facilement résolue en $T_{s,\text{ref}}$ par une méthode itérative. Si le membre de gauche est grand, il est possible que la solution de l'équation soit $T_{s,\text{ref}}(t) > T_{\text{fus}}$. Dans ce cas, on fixe $T_{s,\text{ref}}(t) = T_{\text{fus}}$ et on définit la quantité :

$$\mathcal{E}^+(t) = \begin{cases} 0 & \text{si } T_{s,\text{ref}}(t) < T_{\text{fus}} \\ (1 - \alpha_{\text{ref}})SW_{\downarrow}(t) + LW_{\downarrow}(t) + P(t)u_{\text{prec}}(t) & \text{si } T_{s,\text{ref}}(t) = T_{\text{fus}} \\ -LW_{\uparrow}(T_{\text{fus}}) - H(t, T_{\text{fus}}) - L_{\text{sub}}(T_{\text{fus}})E(t, T_{\text{fus}}) & \end{cases}$$

Cette quantité \mathcal{E}^+ représente le déséquilibre du bilan d'énergie en surface (toujours sous les hypothèses mentionnées) du fait que la température $T_{s,\text{ref}}$ est bornée à T_{fus} ; dans

l'équation complète, cet excès représentera essentiellement de la fonte en surface. Finalement, la température $T_{s,\text{ref}}(t)$ bornée à T_{fus} satisfait l'équation :

$$SW_{\downarrow}(t) + LW_{\downarrow}(t) + P(t)u_{\text{prec}}(t) = \alpha_{\text{ref}} SW_{\downarrow}(t) + LW_{\uparrow}(T_{s,\text{ref}}) + H(t, T_{s,\text{ref}}) + L_{\text{sub}}(T_{s,\text{ref}})E(t, T_{s,\text{ref}}) + \mathcal{E}^+(t) \quad (\text{E-VII.5})$$

La figure F-VII.4, propose un exemple d'estimation de cette température de référence sur le site du Col de Porte.

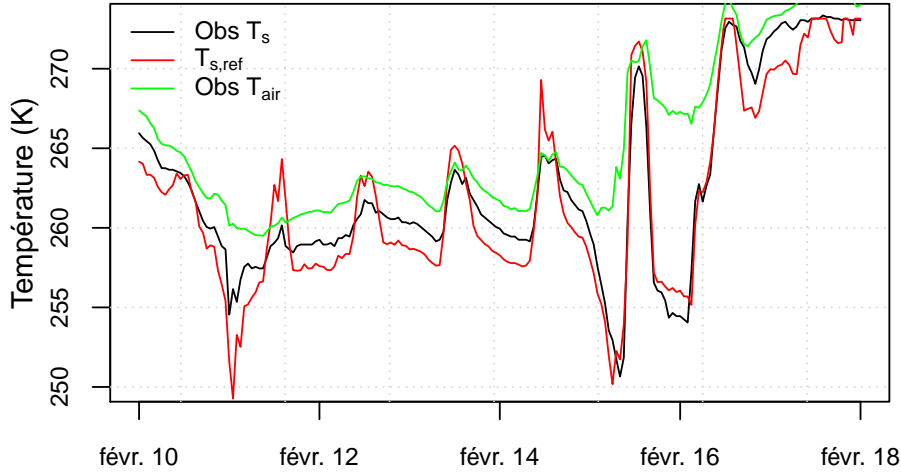


FIGURE F-VII.4 Température de surface observée au Col de Porte et estimation de la température de surface de référence entre le 10 et le 18 février 2010. La température de l'air est fournie à titre de comparaison.

Bien que cette méthode soit très approximative et vise uniquement à donner un point de départ linéarisé à la simulation du profil de température (et donc également à la simulation de la température de surface), nous remarquons sur la figure F-VII.4 que la valeur $T_{s,\text{ref}}$ donne une approximation pas si éloignée de la température de surface réelle. Ainsi l'utilisation de cette approximation, qui sera par la suite corrigée, nous semble justifiée.

b) Etablissement d'une version linéarisée de l'équation de bilan complète

Si nous soustrayons l'équation ((E-VII.5)) approximée à l'équation ((E-VII.4)) complète, les termes de forçages s'éliminent dans le membre de gauche et il reste :

$$G(t, \underline{S}(t)) = (\alpha - \alpha_{\text{ref}})SW_{\downarrow} + [LW_{\uparrow}(T_s) - LW_{\uparrow}(T_{s,\text{ref}})] + [H(t, T_s) - H(t, T_{s,\text{ref}})] + [L_{\text{sub}}(T_s)E(t, T_s) - L_{\text{sub}}(T_{s,\text{ref}})E(t, T_{s,\text{ref}})] - \mathcal{E}^+(t) + L_{\text{fus}}R(t, \underline{S}(t)) + L_{\text{fus}}M_b(t, \underline{S}(t)) + \left. \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \right|_{(t, \underline{S}(t))}$$

VII.2 PRINCIPE DE LA MODÉLISATION DE LA CONDUCTION THERMIQUE DANS LE
MANTEAU NEIGEUX

Développons chacun des termes entre crochet au premier ordre en $(T_s - T_{s,\text{ref}})$:

$$\begin{aligned} G(t, \underline{S}(t)) &= (\alpha - \alpha_{\text{ref}})SW_{\downarrow} + (T_s - T_{s,\text{ref}}) \left. \frac{\partial LW_{\uparrow}}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}})} + (T_s - T_{s,\text{ref}}) \left. \frac{\partial H}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}})} \\ &+ (T_s - T_{s,\text{ref}}) \left. \frac{\partial(L_{\text{sub}}E)}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}})} - \mathcal{E}^+(t) \\ &+ L_{\text{fus}}M_s(t, \underline{S}(t)) + L_{\text{fus}}M_b(t, \underline{S}(t)) + \left. \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \right|_{(t, \underline{S}(t))} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} G(t, \underline{S}(t)) &= (\alpha - \alpha_{\text{ref}})SW_{\downarrow} + (T_s - T_{s,\text{ref}}) \left[\left. \frac{\partial LW_{\uparrow}}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}})} + \left. \frac{\partial H}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}})} + \left. \frac{\partial(L_{\text{sub}}E)}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}})} \right] \\ &- \mathcal{E}^+(t) + L_{\text{fus}}M_s(t, \underline{S}(t)) + L_{\text{fus}}M_b(t, \underline{S}(t)) + \left. \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \right|_{(t, \underline{S}(t))} \end{aligned}$$

Notons $h(t)$ le terme entre crochet dans l'équation précédente :

$$h(t) = \left. \frac{\partial LW_{\uparrow}}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}}(t))} + \left. \frac{\partial H}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}}(t))} + \left. \frac{\partial(L_{\text{sub}}E)}{\partial T_s} \right|_{(t, T_{s,\text{ref}}(t))}$$

Il est important de noter que ce terme $h(t)$ ne dépend pas de l'état du manteau. Cette quantité, qui a la dimension d'un coefficient de transfert thermique en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, représente la variation de la somme $(LW_{\uparrow} + H + L_{\text{sub}}E)$ pour une variation de 1 K de la température de surface autour de $T_{s,\text{ref}}(t)$. C'est la grandeur pivot de la linéarisation, l'équation de bilan *complète et linéarisée* s'écrivant :

$$\begin{aligned} G(t, \underline{S}(t)) &= (\alpha - \alpha_{\text{ref}})SW_{\downarrow} + h(t) \cdot (T_s - T_{s,\text{ref}}) + L_{\text{fus}}R(t, \underline{S}(t)) - \mathcal{E}^+(t) \\ &+ L_{\text{fus}}M_s(t, \underline{S}(t)) + L_{\text{fus}}M_b(t, \underline{S}(t)) + \left. \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \right|_{(t, \underline{S}(t))} \end{aligned}$$

$$\boxed{\begin{aligned} \overbrace{h(t) \cdot (T_{s,\text{ref}}(t) - T_{\text{fus}}) + \mathcal{E}^+(t)}^{F(t)} + G(t, \underline{S}(t)) &= (\alpha - \alpha_{\text{ref}})SW_{\downarrow} + h(t) \cdot (T_s - T_{\text{fus}}) \\ &+ L_{\text{fus}}M_s(t, \underline{S}(t)) + L_{\text{fus}}M_b(t, \underline{S}(t)) + \left. \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \right|_{(t, \underline{S}(t))} \end{aligned}}$$

(E-VII.6)

A ce stade, définissons une dernière grandeur auxiliaire :

$$F(t) = h(t) \cdot (T_{s,\text{ref}}(t) - T_{\text{fus}}) + \mathcal{E}^+(t) \quad (\text{E-VII.7})$$

Cette quantité, qui s'exprime en $W.m^{-2}$, a donc la même dimension que les grandeurs $SW_{\downarrow}(t)$, $LW_{\downarrow}(t)$, etc. : formellement, la fonction $F(t)$ est le forçage de surface dans l'équation (E-VII.6) linéarisée. Un aperçu des valeurs de ce forçage $F(t)$ est disponible à la figure F-VII.5. Insistons donc sur le fait que le calcul de F ne nécessite pas la connaissance de l'état du manteau, et que cette série temporelle, tout comme $h(t)$, peut être calculée avant l'exécution du module neige. Le calcul du coefficient de couplage $h(t)$ est disponible en annexe C.

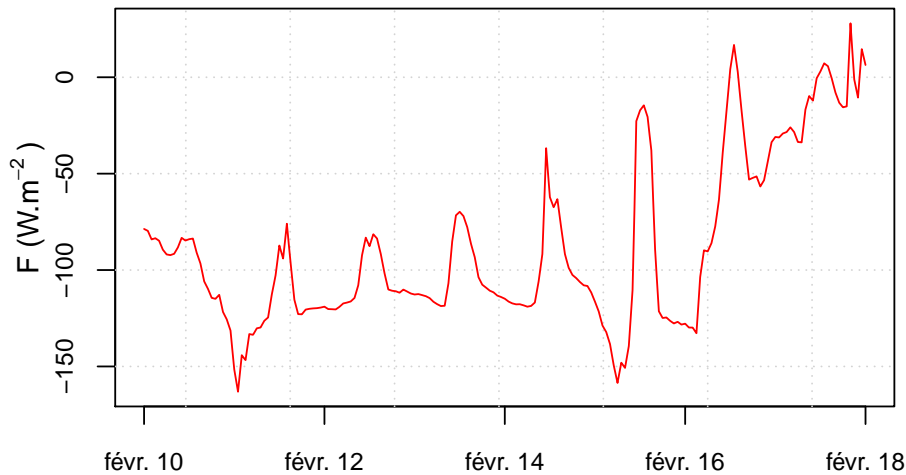


FIGURE F-VII.5 forçage $F(t)$ calculé pour le site du Col de Porte entre le 10 et le 18 février 2010.

Il est également important de noter que l'équation (E-VII.6) est valable tout le temps, y compris quand la variable d'état T_s vaut T_{fus} (ce qui n'implique pas nécessairement $T_{s,\text{ref}}(t) = T_{\text{fus}}$ de façon rigoureusement synchrone).

c) Illustration de l'équation de bilan linéarisée sur un cas simple : conduction seule en régime périodique pur

Pour illustrer l'utilité de la linéarisation en vue de l'application du principe de superposition, nous pouvons considérer dans un premier temps un cas simple où une solution analytique existe : le cas d'un régime périodique pur, avec des forçages de période $\tau_0 = 24$ h (ce qui pourrait représenter une succession de plusieurs journées très similaires, répétant le même motif infra-journalier sur toutes les variables d'intérêt). Nous supposons également, pour simplifier l'analyse :

- que ces conditions n'occasionnent pas de passage à la température T_{fus} ni en surface ni à la base du manteau (conduction pure sur toute l'épaisseur du manteau),
- qu'il n'y a pas de précipitations,
- que la compaction est négligeable sur la séquence analysée (hauteur H constante)
- que la masse volumique ρ et la conductivité thermique λ sont constantes sur la séquence analysée, et uniformes sur la verticale,
- que l'albédo et le coefficient de couplage sont également quasi-constants sur la séquence analysée : $\alpha = \alpha_{\text{ref}}$ et $h = \text{cste}$

VII.2 PRINCIPE DE LA MODÉLISATION DE LA CONDUCTION THERMIQUE DANS LE
MANTEAU NEIGEUX

Toutes ces variabilités seront naturellement prises en compte dans le modèle final, sauf la variabilité selon la verticale de ρ et λ . Ce cas de figure simplifié correspond à la situation décrite par [You et al. \(2014\)](#) pour justifier l'introduction d'un motif de variabilité infra-journalière dans le modèle UEB : la seule différence est la condition à la limite supérieure qui va être prescrite en cohérence avec la description des flux radiatifs et turbulents effectuée précédemment.

Dans ces conditions, l'évolution de l'énergie interne totale U_{int} se résume à :

$$\begin{aligned} \frac{dU_{\text{int}}}{dt} &= \frac{d}{dt} \int_{z=0}^{z=H} \rho C_{p,g} [T(z,t) - T_{\text{fus}}] dz \\ &= \int_{z=0}^{z=H} \rho C_{p,g} \frac{\partial T}{\partial t} dz \end{aligned} \quad (\text{E-VII.8})$$

L'intégrale du membre de droite s'exprime entièrement en fonction de l'état à l'instant t , puisque nous avons partout :

$$\rho C_{p,g} \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

d'où

$$\frac{dU_{\text{int}}}{dt} = \frac{d}{dt} \int_{z=0}^{z=H} \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(H,t)} - \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(0,t)}$$

En réinjectant l'expression de \dot{U}_{int} pour ce cas particulier dans l'équation (E-VII.6) très générale, nous obtenons :

$$\begin{aligned} F(t) + G(t, \underline{S}(t)) &= h \cdot (T_s - T_{\text{fus}}) + \frac{dU_{\text{int}}}{dt} \\ F(t) + G(t, \underline{S}(t)) &= h \cdot (T_s - T_{\text{fus}}) + \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(H,t)} - \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(0,t)} \end{aligned}$$

Par continuité du flux de chaleur à la base du manteau, nous devons avoir $-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = +G$, d'où les conditions aux limites :

$$\begin{cases} F(t) = h \cdot [T(H,t) - T_{\text{fus}}] + \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(H,t)} & \text{en } z = H \\ G(t) = -\lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(0,t)} & \text{en } z = 0 \end{cases} \quad (\text{E-VII.9})$$

Nous constatons que, même si cette description reste tout aussi simplifiée que celle de [You et al. \(2014\)](#), la condition à la limite supérieure est tout de même mieux décrite par une condition de Robin (faisant intervenir à la fois la valeur de la température et celle du gradient en surface), issue de la linéarisation, que par une condition de Dirichlet. Cette caractéristique sera fondamentale pour la construction de la base de fonctions sur

laquelle seront décomposés les profils de températures simulés par le modèle complet.

Dans la situation simplifiée, nous pouvons en particulier faire comme dans [You et al. \(2014\)](#) une analyse pour un forçage harmonique pur, de forme :

$$\begin{aligned} F(t) &= \bar{F} + \delta F \cdot \cos \left[\omega_0(t - t_{\max}) \right] \\ &= \bar{F} + \tilde{F}(t) \end{aligned}$$

avec $\omega_0 = \frac{2\pi}{\tau_0} = 7.27 \times 10^{-5} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$ et où \bar{F} correspond à la moyenne du forçage F et δF correspond à l'amplitude de celui-ci. Nous prenons comme condition à la base

$$G(t) = \bar{G} = \text{cste}$$

Si nous notons $T' = T_s - T_{\text{fus}}$ (en °C), nous pouvons décomposer la solution en deux parties de manière similaire :

- une partie stationnaire, notée $\bar{T}'(z)$,
- une partie non-stationnaire (périodique), notée $\tilde{T}'(z, t)$ et de moyenne temporelle nulle partout.

Nous pouvons alors assigner à chaque “morceau” de solution un “morceau” des conditions aux limites, de sorte que la somme des conditions partielles à chaque limite soit égale à la condition totale à cette limite, comme illustré dans le tableau [T-VII.1](#).

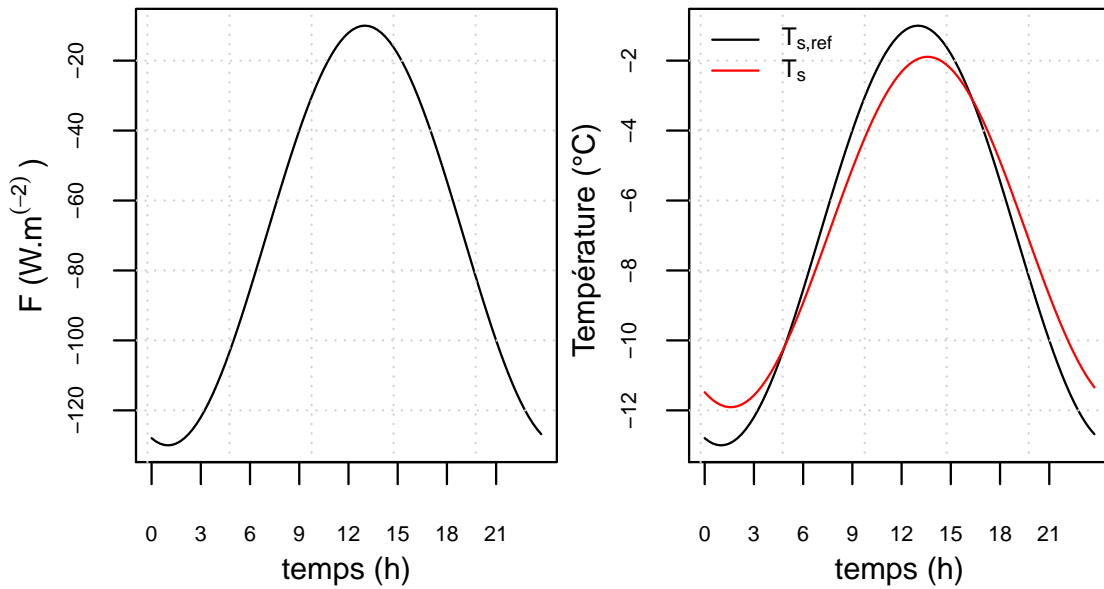


FIGURE F-VII.6 Exemple d'utilisation d'un forçage périodique F de moyenne $\bar{F} = -70 \text{ W.m}^{-2}$ et d'amplitude $\delta F = 60 \text{ W.m}^{-2}$ (à gauche) et estimation des températures de surface T_s et de surface de référence $T_{s,\text{ref}}$ en résultant (à droite). Le maximum de la fonction F se trouve à 13h.

Il est intéressant de noter que la partie non-stationnaire fait intervenir la quantité (com-

TABLEAU T-VII.1 Solutions satisfaisant les conditions aux limites en conduction seule en régime périodique.

	terme stationnaire	terme non-stationnaire	solution complète
Equation	$\bar{T}'(z) = \bar{T}(z) - T_{fus}$ $\frac{\partial \bar{T}'}{\partial t} = 0 = D \frac{\partial^2 \bar{T}'}{\partial z^2}$	$\tilde{T}'(z, t) = \tilde{T}(z) - T_{fus}$ $\frac{\partial \tilde{T}'}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \tilde{T}'}{\partial z^2}$	$T(z, t) = \bar{T}(z) + \tilde{T}'(z, t)$ $\frac{\partial(\bar{T}' + \tilde{T}')}{\partial t} = D \frac{\partial^2(\bar{T}' + \tilde{T}')}{\partial z^2}$
Cond. limites	$\left\{ \begin{array}{l} -\lambda \frac{d\bar{T}'}{dz} \Big _{z=0} = \bar{G} \\ \lambda \frac{d\bar{T}'}{dz} \Big _{z=H} + h \cdot \bar{T}'(H) = \bar{F} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} -\lambda \frac{\partial \tilde{T}'}{\partial z} \Big _{(0,t)} = \tilde{G}(t) = 0 \\ \lambda \frac{\partial \tilde{T}'}{\partial z} \Big _{(H,t)} + h \cdot \tilde{T}'(H, t) = \tilde{F}(t) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} -\lambda \frac{\partial(\bar{T}' + \tilde{T}')}{\partial z} \Big _{(0,t)} = \bar{G} + 0 = G \\ \lambda \frac{\partial(\bar{T}' + \tilde{T}')}{\partial z} \Big _{(H,t)} + h \cdot [\bar{T}' + \tilde{T}']_{(H,t)} = \bar{F} + \tilde{F}(t) = F(t) \end{array} \right.$
Forme de la sol.	<p>linéaire $\bar{T}'(z) = az + b$</p> $a = -\frac{\bar{G}}{\lambda}$ $b = \frac{1}{h} [\bar{F} + \bar{G}] + \frac{\bar{G}}{\lambda} H$	<p>changement de la variable temps t en variable pulsation ω par transformation de Fourier \mathcal{F}, la dérivation temporelle devient multiplication par $i\omega$ d'où l'équation en variables (z, ω) :</p> $i\omega \mathcal{F}[\tilde{T}'](z, \omega) = D \frac{\partial^2 \mathcal{F}[\tilde{T}']}{\partial z^2} \Big _{(z, \omega)}$ <p>La solution est de la forme :</p> $\mathcal{F}[\tilde{T}'](z, \omega) = A(\omega)e^{\sqrt{\frac{i\omega}{D}}z} + B(\omega)e^{-\sqrt{\frac{i\omega}{D}}z}$ <p>$A(\omega)$ et $B(\omega)$ identifiées avec les conditions aux limites $\mathcal{F}[\tilde{G}](\omega)$ et $\mathcal{F}[\tilde{F}](\omega)$, puis obtention de $\tilde{T}'(z, t)$ par transformée de Fourier inverse.</p>	

plexe κ) dans les exponentielles.

$$\kappa(\omega) = \sqrt{\frac{i\omega}{D}} = \sqrt{\frac{\omega}{2D}} + i\sqrt{\frac{\omega}{2D}}$$

Ceci se traduit à la fois par un déphasage et une atténuation de l'amplitude de la composante de pulsation ω avec la profondeur. Avec $C_{p,g} = 2060 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, pour des valeurs typiques $\rho = 300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $\lambda = 0.15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, et une harmonique de période 24 h, nous obtenons :

$$Z_{\text{att}} = \sqrt{\frac{2D}{\omega_0}} = \sqrt{\frac{2\lambda}{\rho C_{p,g} \omega_0}} \sim 8 \text{ cm}$$

ce qui signifie que les variations liées aux cycles diurnes affectent principalement les premiers centimètres du manteau, ce qui occasionne de forts gradients de température à proximité de la surface (simulés à la figure F-VII.7).

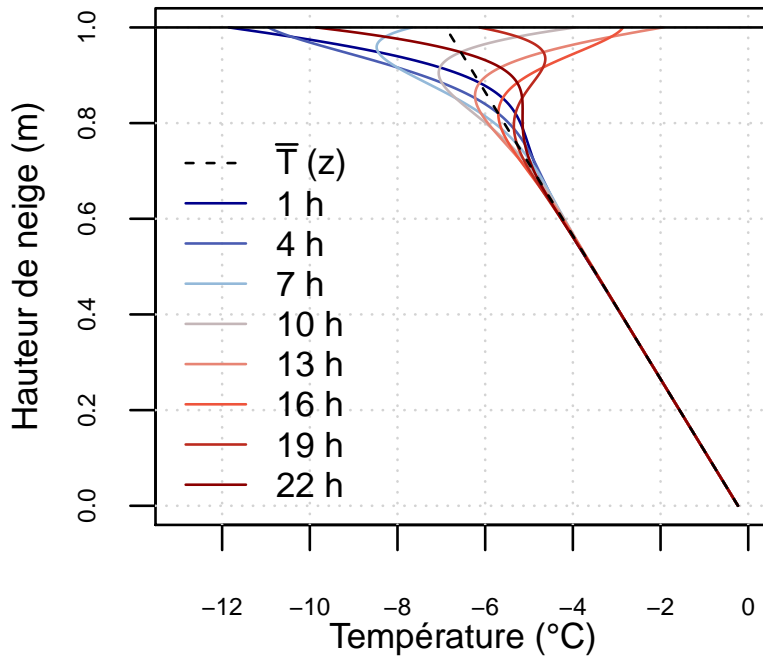


FIGURE F-VII.7 Estimations de profils de températures pour diverses heures de la journée à partir du forçage périodique F décrit à la figure F-VII.6. Le terme stationnaire \bar{T}' est présenté à titre indicatif.

L'existence de ces forts gradients sur quelques centimètres entre la surface et le manteau est confirmée par la littérature. [Sturm & Benson \(1997\)](#) ont trouvé des gradients allant jusqu'à $3 \text{ K} \cdot \text{cm}^{-1}$ au sein du manteau, alors que [Domine et al. \(2015\)](#) ont observé un gradient maximal de $0.8 \text{ K} \cdot \text{cm}^{-1}$ pour les 30 cm entre le sol et le manteau. La figure F-VII.8 permet d'observer quelques exemples de profils de température observés au Col de Porte.

VII.2 PRINCIPE DE LA MODÉLISATION DE LA CONDUCTION THERMIQUE DANS LE MANTEAU NEIGEUX

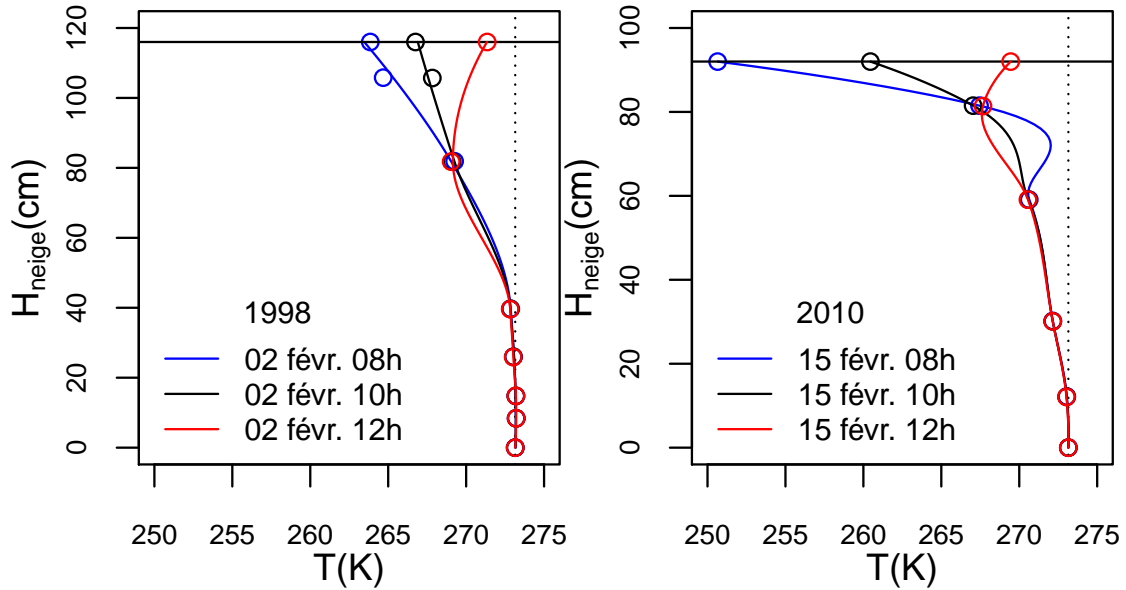


FIGURE F-VII.8 Exemple de profils de températures observés au Col de Porte pour deux dates différentes, le 2 février 1998 et le 15 février 2010. Les observations sont marquées par un cercle, les courbes liant ces cercles sont lissées par une spline (fonction polynomiale par morceaux). La ligne horizontale représente la limite de la neige.

Ces profils de températures (Fig. F-VII.8) permettent d’observer de forts gradients entre la surface et les zones plus profondes du manteau neigeux. Pour les deux dates traitées en exemple il est possible d’observer une rapide évolution de la température de surface alors que celle des couches peu profondes varie peu en l’espace de quelques heures. Le gradient observé pour la date du 15 février 2010 à 8h est très important, environ 22 K pour 20 cm , soit 1.1 K.cm^{-1} et il est intéressant de noter que celui-ci s’inverse à 12h.

Nous pouvons, pour terminer l’analyse de ce cas simplifié, estimer l’importance relative du flux conductif en surface $\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{(H,t)}$ en comparaison des autres termes. Pour cela, définissons les grandeurs caractéristiques suivantes :

$$\begin{cases} \Delta T_c & \text{une variation caractéristique de la température dans le manteau} \\ Z_c = \sqrt{\frac{2D}{\omega_0}} & \text{la profondeur caractéristique sur laquelle ont lieu ces variations} \end{cases}$$

Nous pouvons alors définir les grandeurs adimensionnelles :

$$\begin{cases} T^* = \frac{T - T_{\text{fus}}}{\Delta T_c} & \text{température adimensionnelle} \\ z^* = \frac{z}{Z_c} & \text{cote adimensionnelle, avec donc } \frac{\partial}{\partial z} = \frac{1}{Z_c} \frac{\partial}{\partial z^*} \end{cases}$$

CHAPITRE VII. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE AVEC UNE REPRÉSENTATION SPECTRALE DU PROFIL DE TEMPÉRATURE

La condition en surface devient donc :

$$\begin{aligned} \frac{\lambda}{Z_c} \Delta T_c \frac{\partial T^*}{\partial z^*} + h \Delta T_c T_s^*(t) &= F(t) \\ \left(\frac{h Z_c}{\lambda} \right)^{-1} \frac{\partial T^*}{\partial z^*} + T_s^*(t) &= \frac{1}{h \Delta T_c} F(t) \\ \frac{1}{\text{Bi}} \frac{\partial T^*}{\partial z^*} \Big|_{\text{surf}} + T_s^*(t) &= \frac{1}{h \Delta T_c} F(t) \end{aligned}$$

Dans cette expression intervient un nombre adimensionnel, le nombre de Biot :

$$\text{Bi} = \frac{h Z_c}{\lambda} = \frac{h \Delta T_c}{\lambda \Delta T_c / Z_c}$$

Physiquement, ce nombre est le rapport entre la valeur caractéristique du flux échangé entre la surface et l'extérieur, $h \Delta T_c$, et la valeur caractéristique du flux conductif entrant (algébriquement), $\lambda \Delta T_c / Z_c$. Explicitons le nombre de Biot dans le cas assez représentatif du forçage périodique de période $\tau_0 = 24$ h :

$$\text{Bi} = \frac{h Z_c}{\lambda} = \frac{h}{\lambda} \sqrt{\frac{2\lambda}{\rho C_{p,g} \omega_0}} = \sqrt{\frac{2h^2}{\rho C_{p,g} \lambda \omega_0}}$$

Pour des valeurs typiques de λ (0.05 à 0.2 W · m⁻¹ · K⁻¹), de ρ (de 200 à 600 kg · m⁻³), et de h (de 5 à 10 W · m⁻² · K⁻¹), nous avons typiquement $4 < \text{Bi} < 10$. Comme par construction $\frac{\partial T^*}{\partial z^*}$ et T^* sont de l'ordre de l'unité, alors on a dans l'équation c) :

$$\begin{aligned} \underbrace{\frac{1}{\text{Bi}} \frac{\partial T^*}{\partial z^*} \Big|_{\text{surf}}}_{\ll 1} + T_s^*(t) &= \frac{1}{h \Delta T_c} F(t) \\ T_s^*(t) &\sim \frac{1}{h \Delta T_c} F(t) \end{aligned}$$

Cette dernière condition se traduit plus simplement par :

$$\begin{aligned} h \Delta T_c T_s^*(t) &= h \cdot [T_s(t) - T_{\text{fus}}] \sim F(t) = h \cdot [T_{\text{s,ref}}(t) - T_{\text{fus}}] \\ T_s(t) &\sim T_{\text{s,ref}}(t) \end{aligned}$$

L'analyse des dimensions caractéristiques du problème en conduction pure nous permet donc de justifier *a posteriori* la pertinence du calcul de la température approchée $T_{\text{s,ref}}(t)$, indépendante de l'état du manteau au temps t : cette estimation se basait sur l'approximation que, dans le cas d'une couche de surface sèche, l'échange de chaleur est nettement plus facile avec l'atmosphère qu'avec l'intérieur du manteau. Les valeurs typiques du nombre de Biot, nettement supérieures à l'unité, confirment ce fait ; cette situation est typique de matériaux que nous pouvons qualifier de thermiquement épais, occasionnant de fortes hétérogénéités de température en leur sein.

VII.2.3 Cas d'une conduction seule, fonctions et valeurs propres associées

a) Développement mathématique

Dans la section précédente, nous avons observé au Col de Porte et mathématiquement démontré que de forts gradients de températures étaient susceptibles d'exister dans le manteau neigeux. Afin de résoudre les équations de diffusion thermique dans le manteau, nous allons nous baser en partie sur les développements montrés précédemment, adaptés aux forçages réels. Nous allons illustrer ici seulement le cas d'une conduction pure au sein du manteau neigeux (cf. Fig. F-VII.2), celui-ci étant le plus complexe à mettre en œuvre (condition de surface complexe).

Dans le cas de la conduction thermique dans une couche de neige comprise entre $z = 0$ et $z = H$, on aura dans le cas de conduction pure des conditions aux limites proches de celles présentées précédemment (Eq. (E-VII.9)).

Les hypothèses simplificatrices sont ici légèrement différentes, on suppose dans ce cas que :

- ces conditions n'occasionnent pas de passage à la température T_{fus} ni en surface ni à la base du manteau (conduction pure sur toute l'épaisseur du manteau),
- que la masse volumique ρ et la conductivité thermique λ sont uniformes sur la verticale
- que le flux $G(t)$ à la base du manteau est nul (cette condition pourra être modifiée par la suite)

Si nous reprenons les équations (E-VII.6) et (E-VII.8) cela nous donne l'équation (E-VII.10) suivante :

$$F(t) - [\alpha(t, \underline{S}(t)) - \alpha_{\text{ref}}]SW(t) = h(t) \cdot (T_s - T_{\text{fus}}) + \frac{dU_{\text{int}}}{dt}$$

$$F(t) - [\alpha(t, \underline{S}(t)) - \alpha_{\text{ref}}]SW(t) = h(t) \cdot (T_s - T_{\text{fus}}) + \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(H,t)} - \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{(0,t)}$$

La formulation de l'albédo est disponible en annexe C, il s'agit d'une loi de vieillissement simple, uniquement dépendante du temps. Cette paramétrisation de l'albédo pourra être complexifiée dans de futurs développements du modèle. De la même manière que précédemment, par continuité du flux de chaleur à la base du manteau, nous devons avoir $-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = +G$, d'où les conditions aux limites :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\partial^2 T'}{\partial z^2} = D(t) \frac{\partial T'}{\partial t} & \text{dans la neige} \\ F(t) - [\alpha(t) - \alpha_{\text{ref}}]SW(t) = h(t) \cdot T'(z = H, t) + \lambda(t) \left. \frac{\partial T'}{\partial z} \right|_{z=H(t)} & \text{en } z=H \\ \left. \frac{\partial T'}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 & \text{en } z=0 \end{array} \right. \quad (\text{E-VII.10})$$

Ainsi, nous avons aux frontières du domaine :

CHAPITRE VII. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE AVEC UNE REPRÉSENTATION SPECTRALE DU PROFIL DE TEMPÉRATURE

- A la base du manteau une condition de flux imposé (condition de Neumann)
- A la surface une condition mixte (condition de Fourier)

La théorie de Sturm-Liouville permet de modéliser les profils de température par superposition de plusieurs fonctions propres. L'utilisation de cette théorie nécessite cependant que les équations aux limites soient homogènes, ce qui n'est pas le cas en surface. Afin de rendre cette condition de surface homogène nous allons introduire le terme $T_{QS}(t)$ une température quasi-stationnaire (contrairement à \bar{T}' qui était stationnaire), très peu variante dans le temps ce qui s'exprime mathématiquement par l'équation suivante (Eq. (E-VII.11)) :

$$T'(z, t) = T_{QS}(t) + \tilde{T}(z, t) \quad (\text{E-VII.11})$$

et $\frac{\partial T_{QS}}{\partial t} \approx 0$

Ceci implique donc que :

$$D(t) \frac{\partial T_{QS}}{\partial t} = \frac{\partial^2 T_{QS}}{\partial z^2} = 0$$

Ainsi la température quasi-stationnaire T_{QS} est forcément un fonction polynomiale du premier ordre selon z , tel que :

$$T_{QS}(z, t) = c(t)z + d(t)$$

Si l'on reprend le système d'équations en fonction de T_{QS} dans le cas d'une neige sèche on obtient (Eq. (E-VII.12)) :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\partial^2 T_{QS}}{\partial z^2} = 0 & \text{dans la neige} \\ F(t) - (\alpha(t) - \alpha_{ref})SW(t) = h(t) \cdot T_{QS}(z = H, t) + \lambda(t) \frac{\partial T_{QS}}{\partial z} \Big|_{z=H(t)} & \text{en } z=H \\ \frac{\partial T_{QS}}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0 & \text{en } z=0 \end{array} \right. \quad (\text{E-VII.12})$$

Dans le cas de la neige sèche, du fait que $\frac{\partial T_{QS}}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0$, on en déduit que $c(t) = 0$, ceci signifie que la température quasi-stationnaire est isotherme sur toute la hauteur du manteau neigeux (du fait que nous considérons que $G(t, \underline{S}(t)) = 0$) et qu'elle est égale à

$$T_{QS} = d(t) = \frac{F(t) - (\alpha - \alpha_{ref})SW(t)}{h(t)}$$

Si nous réécrivons le système entier en incluant la notation $\tilde{T}(z, t)$ et T_{QS} on obtient :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial^2 \tilde{T}}{\partial z^2} = D(t) \left(\frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} + \frac{\partial T_{QS}}{\partial t} \right) \quad \text{dans la neige} \\ h(t) \tilde{T}(z = H, t) + \lambda(t) \left. \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} \right|_{z=H(t)} = 0 \\ \left. \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \quad \text{en } z=0 \end{array} \right.$$

Nous avons donc ici une système entièrement homogène puisque la valeur de $\frac{\partial T_{QS}}{\partial t}$ est proche de zéro. Nous allons exprimer la température $\tilde{T}(z, t)$ par la superposition de fonctions propres en se basant sur la théorie de Sturm-Liouville de la manière suivante :

$$\tilde{T}(z, t) = \sum_{n=1}^i A_n(t) F_n(z)$$

Ce qui nous donne enfin :

$$T(z, t) = T_{fus} + T_{QS}(t) + \sum_{n=1}^i A_n(t) F_n(z) \quad (\text{E-VII.13})$$

Le profil de température en tout point de z ou de t dépend donc de la température quasi-stationnaire $T_{QS}(t)$ et de la composition de fonctions propres $F_n(z)$ et de coefficient ou valeurs propres $A_n(t)$, i étant le nombre de fonctions propres utilisées pour la simulation. Ainsi les états du modèle sont constitués par les coefficients (ou amplitudes) des fonctions de base, par opposition à la résolution numérique où chaque nœud représente un état du manteau. Il est ensuite nécessaire de trouver quelle forme de fonction propre satisfait le système que nous avons posé. Celle-ci ne sera pas présentée dans le corps de ce manuscrit mais est disponible en annexe C.

b) Représentation graphique de la décomposition spectrale

Le profil de température ($T(z, t)$) a donc été modélisé en utilisant des fonctions propres à partir de la théorie de Sturm-Liouville selon l'équation (E-VII.13) définie précédemment. La température du manteau neigeux est obtenue par la somme des contributions provenant des différentes fonctions propres et de la température quasi-stationnaire. L'application de cette superposition été rendue possible par la linéarisation du problème. Un exemple est proposé sur la figure F-VII.9.

La figure F-VII.9 permet de visualiser un exemple de simulation de profils de températures basés ici sur cinq fonctions propres. La simulation en noir est calculée sur la base de l'équation précédente (Eq. (E-VII.13)). Plus le nombre de fonctions et valeurs propres utilisées est important, mieux le profil de température sera défini. En revanche, ceci augmente également la durée du calcul. La figure F-VII.10 permet d'illustrer les différences de simulation des profils de température selon le nombre de fonctions propres

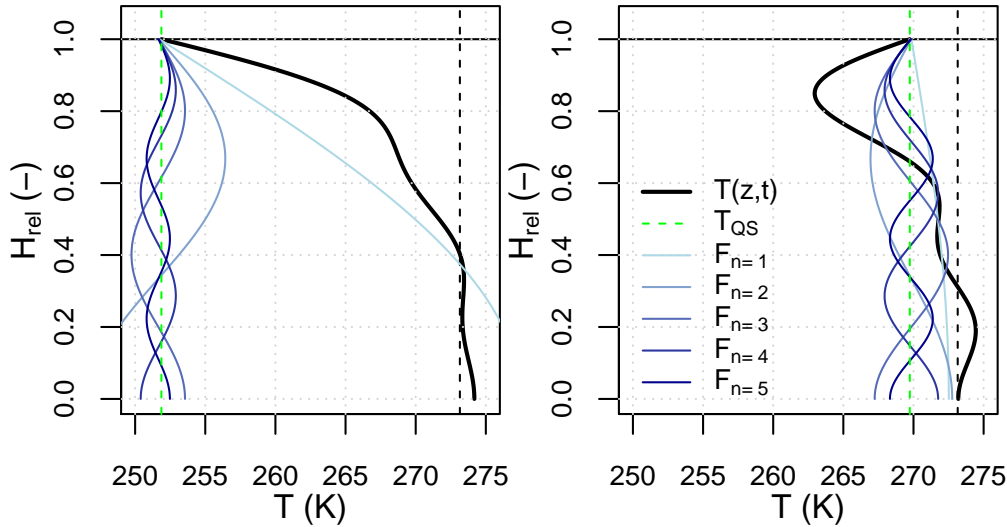


FIGURE F-VII.9 Exemple de simulations de profils de températures pour une utilisation de cinq fonctions et valeurs propres. La simulation en noir est basée sur les composantes indiquées sur des tons de bleus différents. La hauteur du manteau neigeux est ici indiquée en relatif, une hauteur de 1 représentant la surface du manteau et 0 la base.

utilisées.

Selon le nombre de fonctions propres utilisées, le modèle de neige pourra reproduire des gradients plus ou moins importants au sein du manteau neigeux. Lorsque la température de surface est très faible (cas de gauche Fig. F-VII.10), l'utilisation de cinq fonctions propres donne des résultats proches des simulations provenant de modèles utilisant un nombre supérieur de fonctions propres. Cependant, dans le cas où la température de surface est élevée alors que le manteau neigeux est froid, cinq fonctions propres semblent insuffisantes pour la simulation des gradients de température proches de la surface. L'utilisation minimale de dix fonctions propres est alors préconisée pour la simulation de ces gradients. Cependant, nous n'avons pas assez d'éléments afin de conclure sur le nombre de fonctions propres à utiliser, et ceci devrait faire l'objet d'une étude de sensibilité rigoureuse. Pour la suite de l'étude, nous avons utilisé 15 fonctions propres pour la simulation des profils de température.

La décomposition spectrale présentée dans cette section est valable pour le cas d'une conduction dans un manteau neigeux complètement sec. Dans le cas où la température de surface atteint la température de fusion, la condition de surface passe d'une condition mixte de Fourier à une condition de Dirichlet à température imposée. La modélisation des écoulements au sein du manteau neigeux est en cours de développement. Ainsi, les analyses présentées dans les sections suivantes seront réalisées uniquement sur des périodes où la neige est sèche, c'est-à-dire où la fraction liquide massique dans la neige est nulle ($f_{liq} = 0$).

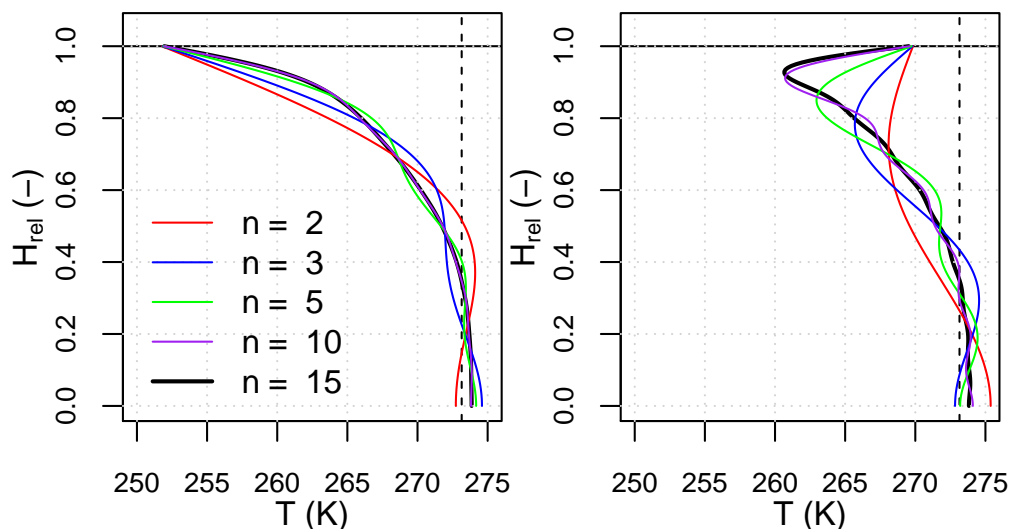


FIGURE F-VII.10 Exemple de profils de température pouvant être simulés par le modèle de neige en fonction du nombre de fonctions et de valeurs propres utilisées. La hauteur du manteau neigeux est ici indiquée en relatif, une hauteur de 1 représentant la surface du manteau et 0 la base.

VII.2.4 Variables d'états et paramètres

Le modèle thermique de la neige est paramétré afin de pouvoir adapter la simulation du profil de température aux observations disponibles aux stations du CDP ou de WFJ. Les principales composantes à paramétrer sont la loi de compaction du manteau neigeux ainsi que la loi de vieillissement de l'albédo de surface. Elles représentent à elles seules six des huit paramètres du modèle (Tableau T-VII.2).

Les deux autres paramètres correspondent à la résistance aérodynamique pour le calcul des flux turbulents et la conductivité thermique caractéristique. Étant donné que le modèle en cours de développement n'utilise pas la vitesse du vent, nous considérons que la résistance aérodynamique est constante dans le temps.

Les variables d'état principales du modèle sont les suivantes :

- Le SWE
- La hauteur de neige
- La masse volumique de la neige, moyennée sur toute le domaine (formulation disponible en annexe C)
- L'albédo de la neige (formulation disponible en annexe C)
- Le profil de température, via les coefficient $A_n(t)$

TABLEAU T-VII.2 Paramètres du modèle de conduction thermique

Symbole	Description	Unités	Bornes
r_{aero}	Résistance aérodynamique	$s.m^{-1}$	[250; 700]
α_{nouv}	Albédo de la neige fraîche	-	[0.5, 1]
α_{min}	Albédo minimal de la neige	-	[0.2, 0.5]
t_{α}	Constante de vieillissement de l'albédo	s	$[8.64 \cdot 10^4, 8.64 \cdot 10^6]$
ρ_{nouv}	Masse volumique de la neige fraîche	$kg.m^{-3}$	[50, 250]
η_c	Viscosité en compression à la masse volumique caractéristique	$Pa.s$	$[10^9, 10^{14}]$
ρ_{comp}	Paramètre de compression	$kg.m^{-3}$	[30, 1000]
λ_c	Conductivité thermique caractéristique	$W.K^{-1}.m^{-1}$	[0.01, 0.7]

VII.3 Analyse de sensibilité du modèle de neige

Afin de définir quels sont les paramètres cités ci-dessus ayant une influence sur le modèle de neige, nous allons dans cette section analyser la sensibilité des simulations en fonction des valeurs des paramètres selon les bornes présentés dans le tableau T-VII.2.

En l'état actuel du développement, la gestion des configurations de mûrissement et de regel de la neige ne sont pas implémentés dans le modèle. Le modèle ne peut donc être exécuté que sur des périodes où le manteau neigeux est entièrement sec. Afin d'obtenir une période de simulation la plus longue possible, nous avons préféré utiliser les données du WFJ. En effet, au CDP la neige est très souvent mûre (communication personnelle avec Samuel Morin, Centre d'Etude de la Neige). La période où la neige est sèche est donc souvent très courte. La station de TOR ne dispose pas des températures internes du manteau de neigeux, ce qui limite les possibilités de validation du modèle. La station du CDP et de TOR ont donc été écartés de cette analyse de sensibilité.

La méthode d'analyse de sensibilité de Sobol est souvent préférée pour ce genre d'analyse de sensibilité de modèle, car elle permet de calculer la variance des performances en simulation associé à chaque paramètre. Elle demande cependant un nombre élevé d'évaluations du modèle (Pianosi *et al.*, 2016). Les codes du modèle de neige n'étant pas encore optimisés (car écrit en langage Scilab non compilé), celui-ci demande des temps

de simulations assez conséquents (environ 4 *minutes* pour une simulation de 3 mois, l'écriture dans un langage compilé dans le futur devrait fortement diminuer ce temps d'exécution).

La méthode des effets élémentaires développée par Morris (1991) est une méthode plus facile à mettre en place et demandant peu d'évaluation du modèle (un minimum de 100 évaluations par paramètre à étudier, Pianosi *et al.*, 2016). Cette méthode qualitative permet de comparer l'influence de chaque paramètre sur les simulations ainsi que les interactions entre les paramètres. Cette méthode consiste à calculer pour chaque paramètre (x) son effet élémentaire (EE). Cet effet élémentaire est calculé en analysant la variation des performances de simulations (y) en perturbant un des paramètres (x_i) du modèle par une valeur Δ :

$$EE_i = \frac{y(x_1, \dots, x_{i-1}, x_i + \Delta, x_{i+1}, \dots, x_n) - y(x_1, \dots, x_{i-1}, x_i, x_{i+1}, \dots, x_n)}{\Delta}$$

Ces perturbations sont répétées un nombre important de fois afin d'obtenir un échantillon d'effets élémentaires pour chaque paramètre. La moyenne de ces effets élémentaires représente l'influence du paramètre sur la simulation et l'écart-type représente ses interactions avec les autres paramètres.

Afin d'étudier l'impact de la variation des paramètres sur la modélisation de l'état du manteau neigeux, nous allons réaliser une analyse de sensibilité sur diverses sorties du modèle. L'analyse de sensibilité a été réalisée sur les performances de simulation des variables de hauteur de neige (KGE'), de l'équivalent en eau de la neige ($RMSE$), de la température de surface (KGE') ainsi que les performances de simulation des profils de température par rapport aux mesures de températures automatiques (KGE') et manuelles ($RMSE$). Les mesures de températures automatiques et manuelles ont été séparées, car les observations manuelles sont mesurées toutes les deux semaines uniquement sur toute la profondeur du manteau, alors que les observations automatiques sont mesurées à tous les pas de temps mais uniquement à 0, 0.5, 1 et 1.5 *m* de hauteur à partir du sol. Au Weissfluhjoch, la hauteur de neige peut être bien supérieure à 1.5 *m*. Les incertitudes liées à cette analyse de sensibilité sont estimées par la méthode de bootstrap.

Cette analyse de sensibilité du modèle a été réalisée grâce au package R SAFER développé par Pianosi *et al.* (2015), Les résultats sont présentés sur la figure F-VII.11. Nous avons choisi d'écartier le paramètre de résistance aérodynamique r_{aero} de cette analyse de sensibilité. En effet, ce paramètre dépend faiblement de l'évolution du manteau neigeux, ceci limitera les interactions entre ce paramètre et les paramètres de l'albédo.

Les résultats montrent que la hauteur de neige est surtout sensible aux trois paramètres de compression. Le paramètre de viscosité compressive (η_c) et le paramètre de compression (ρ_{comp}) sont ceux qui ont le plus d'interactions. La masse volumique de la neige fraîche (ρ_{nouv}), quant à elle, influence la simulation de la hauteur de neige mais a peu d'interactions avec les autres paramètres. Les interactions entre les différents paramètres de compression sont présentées en figure F-VII.12.

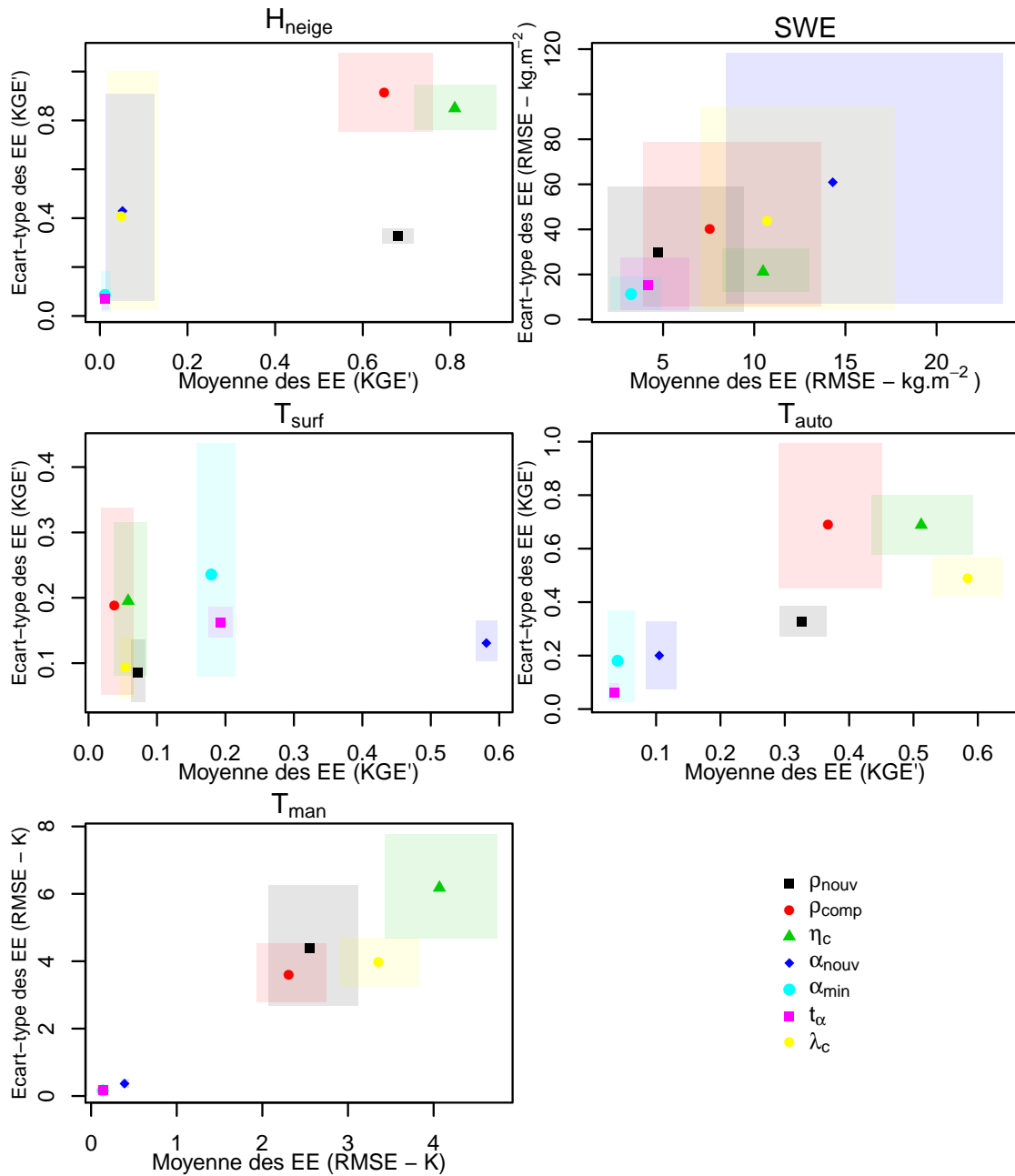


FIGURE F-VII.11 Analyse de sensibilité qualitative des paramètres du modèle de neige, basée sur la méthode de Morris. Plus la moyenne des EE d'un paramètre est élevée, plus son influence est élevée sur la performance de la simulation. Plus l'écart type des EE du paramètre est élevé, plus son interaction avec d'autres paramètres est grande. L'incertitude est estimée par la méthode de bootstrap et est indiquée par les zones ombrées. T_{auto} correspond au profil de température mesuré automatiquement et T_{man} correspond au profil de température mesuré manuellement.

VII.3 ANALYSE DE SENSIBILITÉ DU MODÈLE DE NEIGE

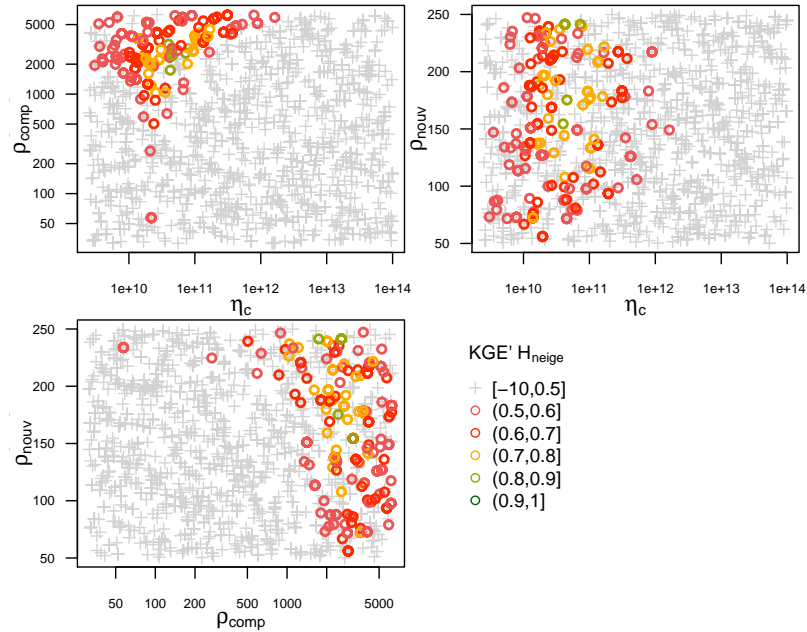


FIGURE F-VII.12 Performances du modèle en fonction des valeurs prises par les paramètres de compression. Chaque graphique représente un paramètre de compression (abscisse) par rapport à un second (ordonnée), la performance en KGE' sur la hauteur de neige de chaque couple de paramètre est indiquée en fonction de sa couleur.

Il est intéressant de noter que les paramètres ρ_{comp} et η_c ont une forte interaction, les performances des simulations en hauteur de neige étant les meilleures pour des couples de paramètres proches les uns des autres. Cependant, aucune forte interaction n'est à noter entre le paramètre de masse volumique de la neige fraîche (ρ_{nouv}) et les deux autres.

L'équivalent en eau de la neige est peu influencé par les paramètres du modèle. En effet, sans la prise en compte de la fonte du manteau, le SWE varie uniquement par apport de précipitations et par l'effet des condensations solides et de la sublimation sur le manteau. Ceci se remarque par la grande incertitude associée au calcul des EE .

La température de surface est principalement liée aux autres composantes du bilan d'énergie (principalement aux composantes de rayonnement). De ce fait, nous nous attendons à ce que les paramètres de l'albédo soient ceux qui influencent le plus la température de surface. Nous pouvons en effet observer que l'albédo de la neige fraîche (α_{precip}) est le paramètre influençant le plus la simulation de la température de surface. Le deuxième paramètre ayant le plus d'influence est la constante de vieillissement de l'albédo (t_α), ainsi que l'albédo minimal de la neige (α_{min}). On observe que la conduction thermique caractéristique (λ_c) influence très peu la température de surface, ceci est en accord avec ce que l'on a pu dire précédemment. Les interactions entre les différents paramètres d'albédo sont observable en figure F-VII.13.

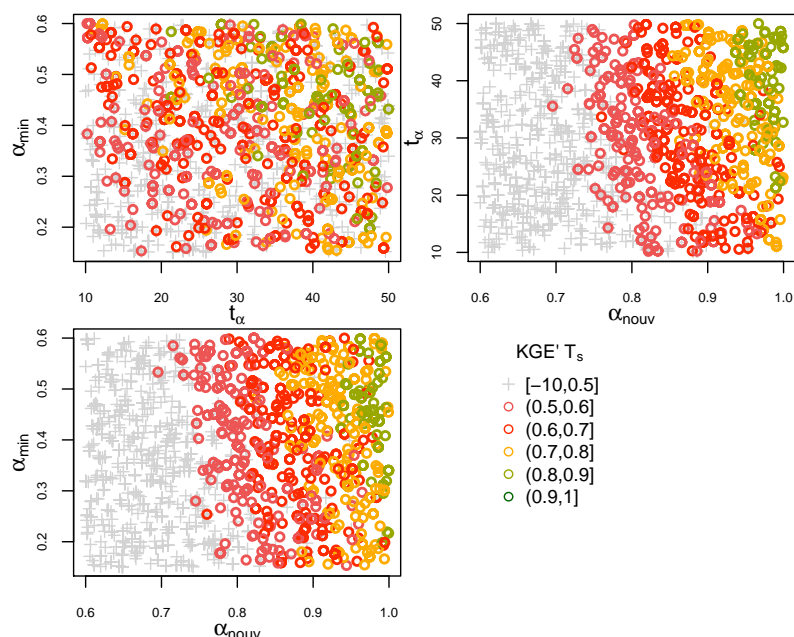


FIGURE F-VII.13 Performances du modèle en fonction des valeurs prises par les paramètres de l'albédo. Chaque graphique représente un paramètre de l'albédo (abscisse) par rapport à un second (ordonnée), la performance en KGE' sur la température de surface de chaque couple de paramètre est indiquée en fonction de sa couleur.

Il est difficile d'observer des interactions entre les paramètres de l'albédo, nous remarquons cependant bien l'influence de l'albédo des précipitations solides sur le modèle, ce qui confirme les résultats de l'analyse de sensibilité.

Les performances du profil de température simulé par rapport aux observations manuelles et automatiques sont majoritairement influencées par la conductivité thermique caractéristique (λ_c) ainsi que par les paramètres de compression (Fig. F-VII.11). On note tout de même que les paramètres d'albédo ont une interaction légèrement plus élevée avec les autres paramètres du modèle pour les simulations de températures comparées aux mesures automatiques. Cette différence provient certainement du fait que les observations automatiques sont mesurées au plus haut à 1.5 m du sol. Or, au cours de l'hiver étudié, le manteau neigeux a atteint 3 m de hauteur. Les mesures automatiques sont alors trop basses pour subir de forts gradients au milieu de l'hiver. Les performances calculées à partir des observations manuelles dépendent majoritairement de la conductivité thermique du manteau et de la constante de vieillissement ainsi que de l'albédo minimal.

Nous avons montré que quasiment chaque paramètre à son importance pour la simulation de chacune des variables que nous avons présentées ici. Les paramètres de l'albédo sont majoritairement utilisés pour la simulation de la température de surface, alors que les paramètres de compression sont importants pour la simulation de la hauteur de neige et

des températures internes au manteau neigeux. Il serait avantageux d'analyser plus en détail l'interaction entre les paramètres de compression ρ_{comp} et η , afin de déterminer s'il serait possible de fixer un des deux paramètres ou de lier leurs évolutions par une régression. Il serait possible de réaliser le même type d'étude au sujet des paramètres de l'albédo, afin de limiter leur équifinalité.

VII.4 Simulations de l'état du manteau neigeux dans le cas d'une neige sèche

VII.4.1 Détermination à priori de la résistance aérodynamique r_{aero}

En prenant l'hypothèse que la conductivité thermique du manteau neigeux est faible, il est possible d'estimer la valeur de la résistance aérodynamique r_{aero} . Pour cela, nous utilisons l'équation (E-VII.7). Nous calons ici le paramètre r_{aero} afin que la valeur de la température de surface estimée soit la plus proche possible de la température de surface observée. Bien que cette température de surface estimée soit différente de la température de surface observée de par un albédo fixe, fixer de cette manière la rugosité de surface permet de limiter les interactions et la surparamétrisation (Fig. F-VII.14).

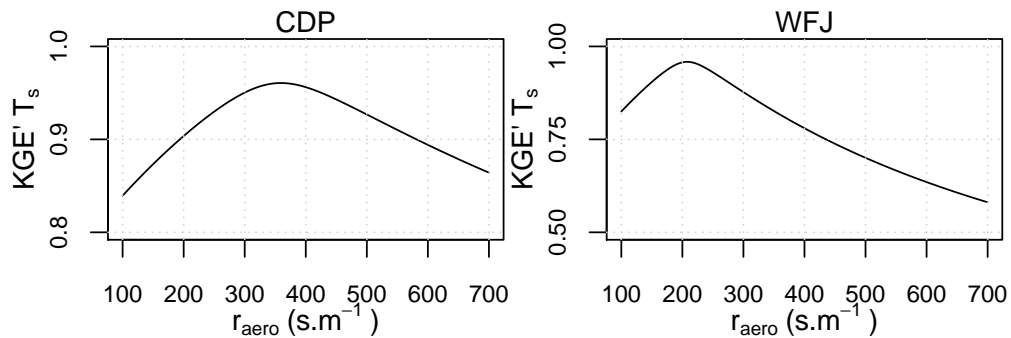


FIGURE F-VII.14 Evolution du KGE' calculé sur la température de surface en fonction des valeurs de résistance aérodynamique pour les sites du Col de Porte et du Weissfluhjoch.

L'analyse de sensibilité de la figure F-VII.14 a permis de déterminer les résistances aérodynamiques optimales aux stations du Col de Porte (CDP) et de WFJ. Les résultats indiquent que le KGE' optimal sur la température de surface est atteint pour une valeur de r_{aero} de 360 s.m^{-1} au CDP et 210 s.m^{-1} pour le WFJ.

VII.4.2 Calage du modèle

Le modèle de neige a été calé aux stations du Col de Porte (CDP) et du Weissfluhjoch (WFJ), sur les données observées de hauteur de neige et sur les profils de températures du manteau neigeux (température en surface incluse). L'algorithme de calage utilisé est un algorithme de calage multi-objectif développé par [Le Moine \(2009\)](#). Les performances en hauteur de neige ont été évaluées en utilisant le KGE' et celle du profil de température

en utilisant le RMSE. Les fronts de Pareto pour ces deux critères de performances sont disponibles sur la figure F-VII.15.

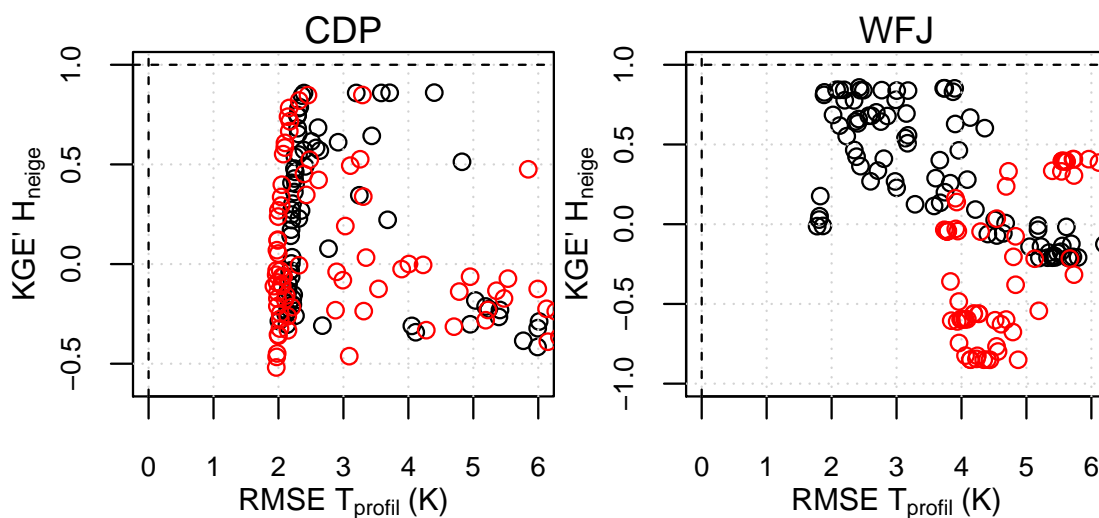


FIGURE F-VII.15 Performances de la hauteur de neige en fonction de celles des profils de températures. Les points en noir représentent les performances des simulations du modèle en utilisant le forçage radiatif observé, les points rouges représentent celles du modèle utilisant le forçage radiatif simulé. Les performances optimales sont indiquées par les pointillés.

Le calage au CDP est réalisé sur huit jours, entre le 10 et le 18 février 2010, alors que le calage au WFJ est réalisé sur trois mois environ entre le 8 décembre 2011 et le 1^{er} mars 2012. Pour la station du Col de Porte, le front de Pareto est bien marqué, avec un plafond au niveau du RMSE des profils de températures situé à environ 2 K et un plafond de KGE' en hauteur de neige situé à 0.86. Les performances utilisant les données de rayonnement simulées au CDP sont tout aussi bonnes voire légèrement meilleures que lors de l'utilisation de données de forçage observées.

Les performances de calage sont semblables au WFJ, avec des performances maximales de 0.87 en KGE' pour la hauteur de neige et une performance maximale sur le profil de température de 1.71 K en utilisant le forçage de rayonnement observé. En revanche, les résultats sont particulièrement dégradés lors du calage du modèle en utilisant les forçages radiatifs simulés (RMSE minimum à 4.4 K).

Il est difficile de comparer les performances de calages aux stations du CDP et de WFJ à cause de la période de calage très différente. En effet, la durée du calage n'est que de quelques jours pour le CDP contre quelques mois pour WFJ. Les contraintes au CDP sur cette courte période sont différentes puisqu'il n'y a que très peu d'accumulation de neige et de variations de la hauteur du manteau neigeux. De plus, les observations des profils de températures sont très différentes au CDP et au WFJ.

VII.4 SIMULATIONS DE L'ÉTAT DU MANTEAU NEIGEUX DANS LE CAS D'UNE NEIGE SÈCHE

Les paramètres choisis après calage ainsi que les performances associées sont disponibles sur le tableau T-VII.3.

TABLEAU T-VII.3 Paramètres et performances du modèle de neige après calage au CDP et au WFJ. Les simulations ont été choisies sur un compromis entre les performances de la hauteur de neige simulée et la performance de simulation des profils de température. Pour chacune des stations, deux jeux de paramètres ont été choisis, le jeu optimal lorsque le forçage radiatif observé est utilisé et le jeu optimal lorsque le forçage radiatif simulé est utilisé.

station	ρ_{nouv} (kg. m^{-3})	ρ_{comp} (kg. m^{-3})	η_c (Pa.s)	t_α (s)	α_{min} (-)	α_{precip} (-)	λ_c (W.K ⁻¹ .m ⁻¹)	KGE' H_{neige}	RMSE T (K)
CDP obs	178.7	6310	1.57E+12	33.0	0.60	0.86	9.38E- 02	0.85	2.4
CDP sim	78.6	3651	1.28E+11	29.5	0.60	0.76	5.42E- 02	0.78	2.2
WFJ obs	154.8	2070	3.7E+10	31.8	0.45	0.85	7.23E- 02	0.85	2.1
WFJ sim	165.8	2757	6.55E+10	23.0	0.27	0.63	1.92E- 02	0.80	3.7

Nous remarquons dans le tableau T-VII.3 quelques différences au niveau des valeurs des paramètres. Au Col de Porte, la période de simulation courte montre quelques faiblesses au niveau du calage des paramètres liés à l'évolution du manteau neigeux, tels l'albédo et la compression. En effet, l'albédo minimal de la neige est trop élevée (0.6) par rapport à ce que l'on peut trouver dans la littérature (environ 0.5 pour la neige sale). On observe également des paramètres de compression (ρ_{comp} et η_c) plus élevés au Col de Porte qu'au Weissfluhjoch. Les paramètres de compression au CDP ont certainement du mal à être calés sur une période de calage aussi courte.

Nous pouvons également remarquer des différences dans les valeurs des paramètres lorsqu'un forçage radiatif observé ou simulé est utilisé. Que ce soit pour le CDP ou WFJ, l'utilisation d'un forçage simulé entraîne dans les deux cas une diminution de l'albédo de la neige fraîche, la fixant à une valeur faible (0.75). Ceci provient certainement de la sous-estimation des rayonnements simulés, car un albédo faible permet de compenser cette perte en diminuant la part des rayonnements réfléchis. Nous pouvons également observer des paramètres de compression globalement plus faibles ainsi qu'une conductivité thermique plus faible.

VII.4.3 Chroniques de simulations

a) Col de Porte

En utilisant les paramètres proposés sur le tableau T-VII.3, nous proposons dans cette section d'analyser les chroniques simulées au Col de Porte. Ces chroniques proviennent de la même période que celle du calage, i.e. entre le 10 et le 18 février 2010. Deux types de simulations sont proposées, utilisant les rayonnements observés au col de Porte en tant que forçage et utilisant les rayonnements simulés désagrégés au Col de Porte. Les chroniques concernant l'évolution de l'état de la neige sont disponibles sur la figure F-VII.16.

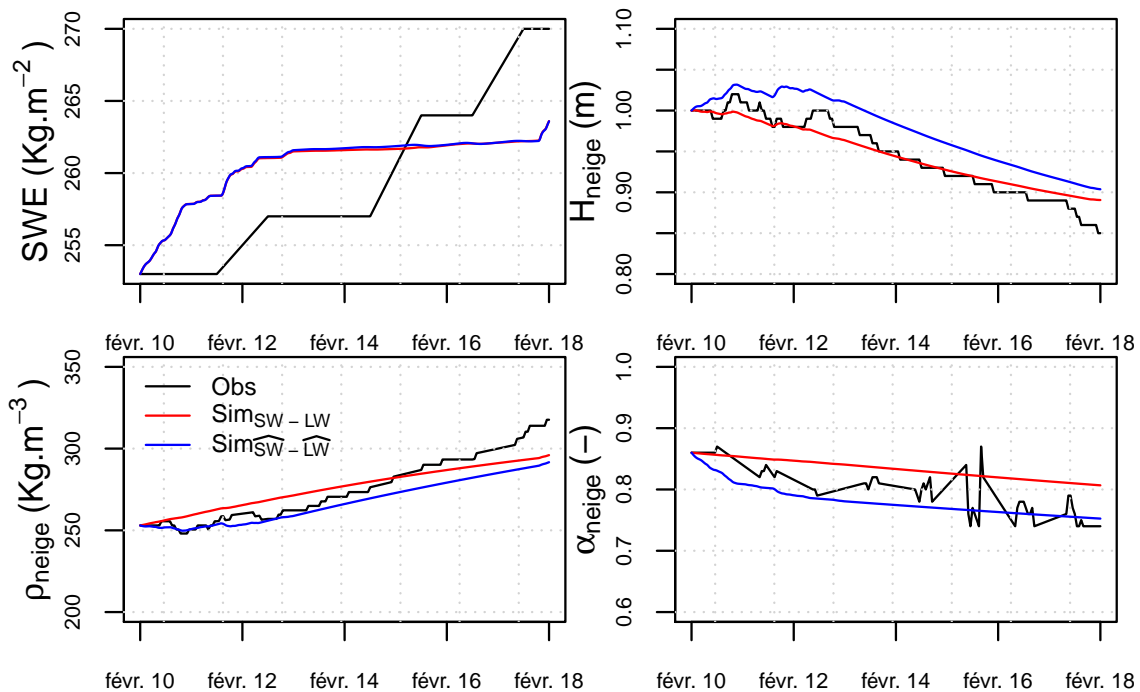


FIGURE F-VII.16 Observations et simulations de l'équivalent en eau, de la hauteur, de la masse volumique ainsi que de l'albédo de la neige au CDP. Les simulations ont été réalisées soit en utilisant les rayonnements observés (Sim_{SW-LW}) soit en utilisant les rayonnements simulés ($Sim_{\widehat{SW-LW}}$).

Il est possible d'observer sur la figure F-VII.16 que les simulations du SWE donnent une valeur plus faible que les mesures au Col de Porte (environ 5 mm de différence). Sur cette période, 9.8 mm de précipitations en équivalent en eau ont été mesurées et une variation de 10.6 mm de SWE est simulée. Les 0.8 mm en surplus proviennent de la simulation de la condensation solide sur le manteau neigeux (l'humidité relative moyenne observée sur cette période est de 90%). La variation de SWE observée est de 17 mm, et est supérieure de 7 mm par rapport à la simulation. Ceci peut être dû à une sous-évaluation de la condensation solide sur la neige ou bien à des incertitudes de mesures des précipitations.

VII.4 SIMULATIONS DE L'ÉTAT DU MANTEAU NEIGEUX DANS LE CAS D'UNE NEIGE SÈCHE

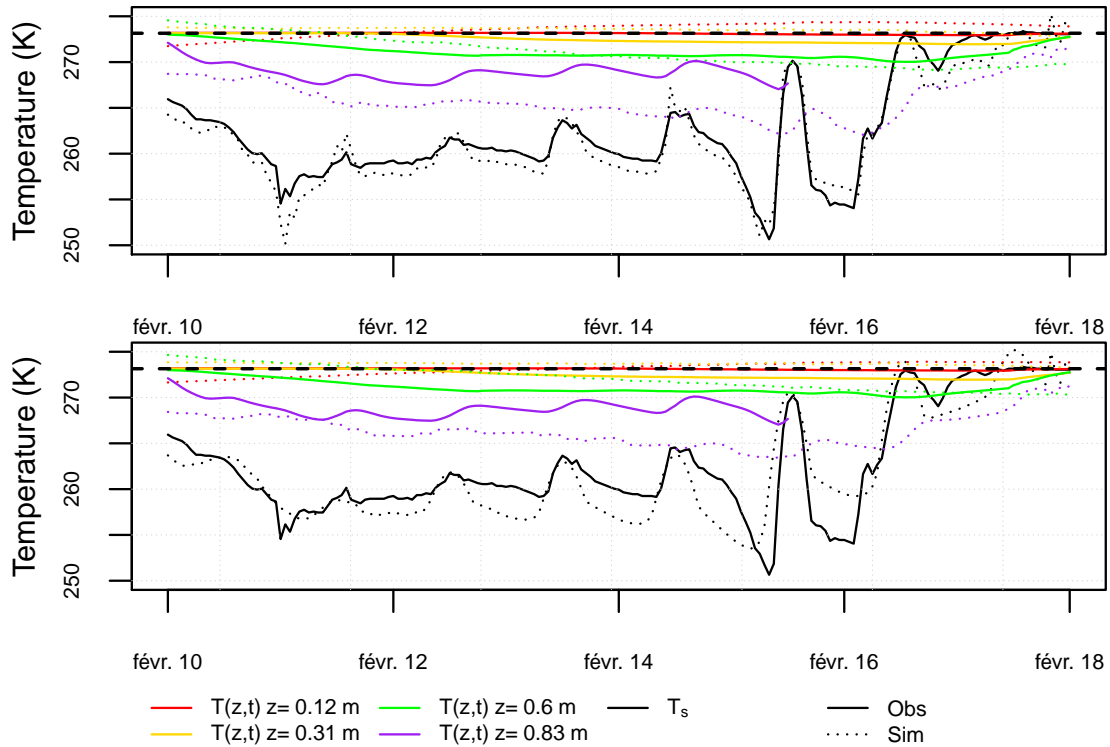


FIGURE F-VII.17 Chroniques des températures observées et simulées au Col de Porte. En haut, simulation des températures en utilisant en entrée de modèle les rayonnements observés au CDP. En bas, simulation des températures en utilisant les rayonnements simulés et désagrégés. Les hauteurs indiquées en légende sont telles que $z = 0$ correspond à la base du manteau neigeux.

La hauteur de neige simulée par le forçage radiatif observé est proche des observations. Cependant, il est à noter que la simulation de la hauteur de neige est très peu sensible aux précipitations neigeuses qui ont lieu du 10 au 13 février. Ceci est visible également sur la simulation de la masse volumique qui augmente de manière linéaire sans influence de la part des précipitations. Les simulations réalisées à partir du forçage radiatif simulé donnent des hauteurs de neige légèrement surestimées (environ 5 cm sur toute la période). La compaction simulée est proche des observations sur la première partie de la période (jusqu'au 14 février). Pour la deuxième partie de la période, la masse volumique de la neige simulée n'augmente pas aussi vite que l'observation. Enfin, l'albédo simulé par le modèle forcé par les rayonnements observés est légèrement surestimé par le modèle. Lorsque le modèle est forcé par les rayonnements simulés, l'albédo simulé est en moyenne assez proche des observations. Cependant, dans les deux cas, le modèle de neige simule la tendance principale de diminution de l'albédo, sans reproduire les variations journalières observées.

Les chroniques de températures simulées (F-VII.17) montrent une bonne correspondance entre les températures de surface observées et simulées, surtout lors de l'utilisation de

forçages radiatifs observés. Lorsque les rayonnements simulés sont utilisés, les simulations donnent des températures de surface dont les minima journaliers sont trop bas pour les nuits du 12 au 14 février, et au contraire trop élevés pour les nuits du 15 et 16 février. Les températures simulées au sein du manteau neigeux à 83 cm du sol sont généralement plus basses que les températures observées. Les températures situées plus en profondeur n'évoluent quasiment pas à cette période et sont proches de la température de fusion. Afin d'observer un profil complet de température dans le manteau neigeux, deux profils pour la journée du 15 février 2010 sont proposés sur la figure F-VII.18.

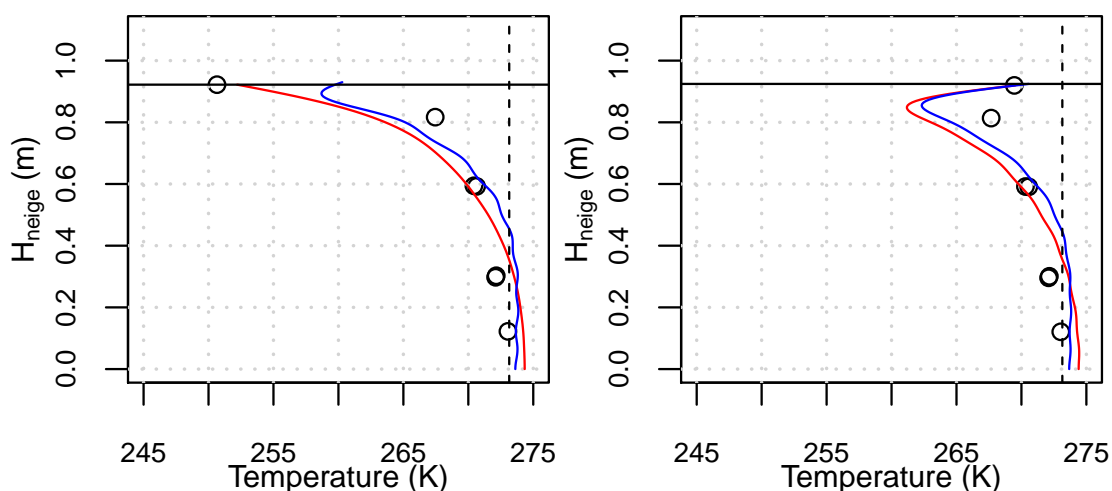


FIGURE F-VII.18 Profils de température au sein du manteau neigeux pour le 15 février 2010 à 8h (gauche) et le 15 février 2010 à 12h (droite). Le profil en rouge correspond aux simulations utilisant les forçages radiatifs observés, le profil en bleu correspond aux simulations utilisant les forçages radiatifs simulés. Les points noirs correspondent aux températures observées au CDP.

Les profils de température simulés montrent tous deux que le modèle est capable de simuler des gradients de températures importants au sein du manteau neigeux, et capable également de s'inverser rapidement au cours de la journée. Les deux simulations ont été réalisées avec 15 fonctions propres. La simulation du 15 novembre à 8 : 00 montre une bonne correspondance entre les observations et la simulation utilisant les forçages de rayonnements observés. Lorsque les rayonnements simulés sont utilisés, la simulation produit une température de surface trop élevée par rapport aux observations, ceci provenant certainement d'un refroidissement nocturne pas assez fort (cf Fig. F-VII.17, nuit du 15 et 16 février).

b) Weissflujoch

Le modèle a été calé et a fourni des simulations pour le site du Weissfluhjoch sur la période du 8 décembre 2011 au 1^{er} mars 2012. Cette période présente des températures de surface observées bien inférieures à la température de fonte et permet donc une simulation plus longue qu'au Col de Porte. La simulation de l'état de la neige au WFJ

est présentée sur la figure F-VII.19.

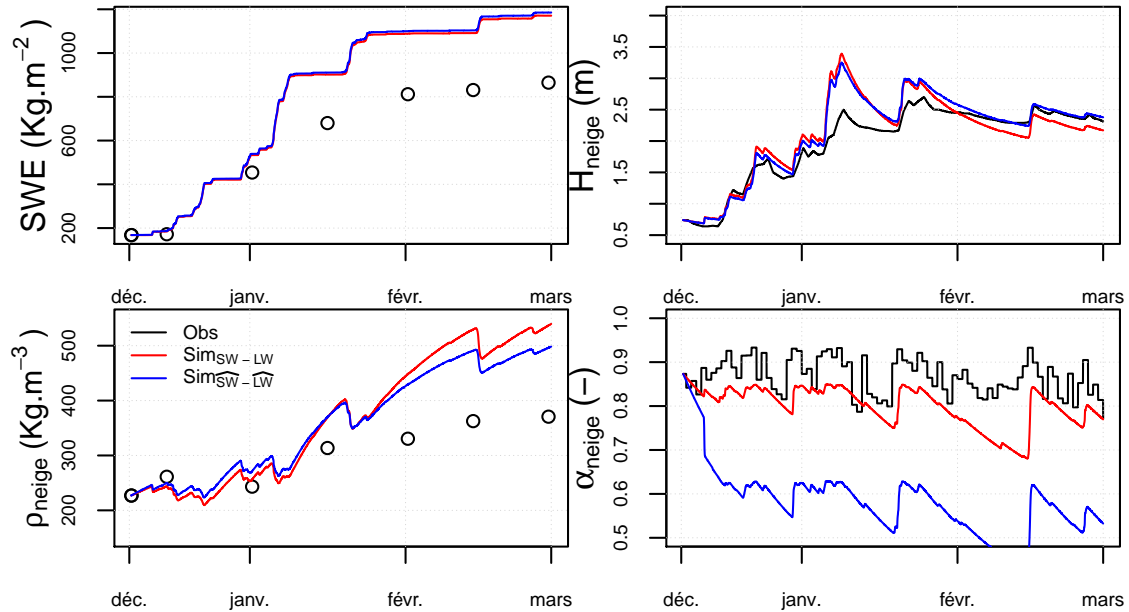


FIGURE F-VII.19 Simulations du l'équivalent en eau, de la hauteur, de la masse volumique ainsi que de l'albédo de la neige. Les simulations ont été réalisées soit en utilisant les rayonnements observés (Sim_{SW-LW}) soit en utilisant les rayonnements simulés ($Sim_{\widehat{SW}-\widehat{LW}}$).

On observe sur cette figure une forte surestimation des SWE simulés par rapport aux valeurs observées à partir du mois de janvier jusqu'à la fin de la période simulée. Les précipitations observées sur cette période sont de 1008 mm pour une variation de SWE simulée de 1005 mm . Comparativement, la variation de SWE observée est seulement de 697 mm entre le début et la fin de la période considérée. Cette différence peut être due à une mauvaise mesure des précipitations, à de la neige emportée par le vent ou par une fonte qui n'est pas implémentée dans le modèle. Au niveau des hauteurs de neige, les simulations tendent à surestimer les pics par rapport aux observations. Les deux simulations surestiment jusqu'à 1 m de hauteur de neige lors d'accumulation de neige fraîche.

Comme le SWE est largement surestimé par le modèle, celui-ci tend à augmenter la compression du manteau neigeux afin d'obtenir des hauteurs de neige comparables aux observations. Ceci est bien visible sur la figure F-VII.19 où la masse volumique de la neige simulée atteint jusqu'à 490 Kg.m^{-3} alors que la masse volumique observée atteint un maximum de 370 Kg.m^{-3} . Comparativement à la simulation au Col de Porte, les masses volumiques simulées semblent plus réalistes avec un effet visible des précipitations neigeuses réduisant la masse volumique de la neige.

L'albédo simulé via les variables observées de rayonnements sont assez proches de la

CHAPITRE VII. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE AVEC UNE REPRÉSENTATION SPECTRALE DU PROFIL DE TEMPÉRATURE

variable d'albédo observée (excepté un événement entre le mois de février et le mois de mars). En revanche, lorsque les rayonnements solaires et atmosphériques simulés sont utilisés, l'albédo simulé est fortement sous-estimé avec une valeur moyenne de 0.7. Cette sous-estimation de l'albédo vient très certainement compenser la sous-estimation des flux radiatifs simulés par le modèle de rayonnement. Un albédo plus faible tend alors à augmenter la valeur de rayonnement solaire net. Cette compensation n'est cependant active qu'en journée, puisqu'il n'y a pas de rayonnement solaire la nuit. Ceci devrait se répercuter par des températures de surface proches des valeurs observées en journée, mais aussi par des températures de surface nocturnes généralement plus élevées que les observations. La figure F-VII.20 permet de vérifier ceci.

Contrairement au Col de Porte, les mesures de température automatiques au Weissflujoch sont fixes, avec des mesures à 0, 0.5, 1 et 1.5 m à partir du sol. Les capteurs étant à une hauteur fixe, la distance entre ces capteurs et la surface du manteau neigeux est variable. Les capteurs de température les plus hauts (à 1 et 1.5 m) ne prennent des mesures qu'à partir du moment où la hauteur de la neige arrive à leur niveau. Lorsque la neige atteint le niveau de ces capteurs, les mesures prises par ceux-ci sont semblables à celles de la température de surface. Au fur et à mesure que la hauteur de neige augmente, les températures mesurées correspondent de plus en plus à des températures en profondeur du manteau neigeux.

Les températures de surface simulées au Weissfluhjoch sont généralement plus élevées que les observations, que ce soit la température diurne ou nocturne. Cette sur-estimation est élevée lorsque les forçages radiatifs simulés sont utilisés. De la même manière qu'au CDP, les simulations des températures en profondeur sont généralement plus basses que les observations. Néanmoins, les simulations des températures à 1.5 m du sol sont surestimées par le modèle, ce qui est certainement lié à la surestimation des températures de surface.

Les profils de température observés et simulés pour deux journées où des relevés de températures manuels ont été effectués sont disponibles sur la figure F-VII.21.

Les profils de température mesurés pour les dates du 16 janvier 2012 et du 29 février 2012 montrent tous les deux de forts gradients de température proches de la surface. A la date du 16 janvier (figure de gauche), nous pouvons remarquer que la modélisation utilisant les forçages observés reproduit de manière correcte les températures internes jusqu'à 1.5 m de profondeur environ. Passé ce seuil de profondeur, les températures sont sur-estimées. Pour la journée du 29 février (figure de droite), le gradient proche de la surface est assez bien estimé, même si la température de surface simulée est trop forte.

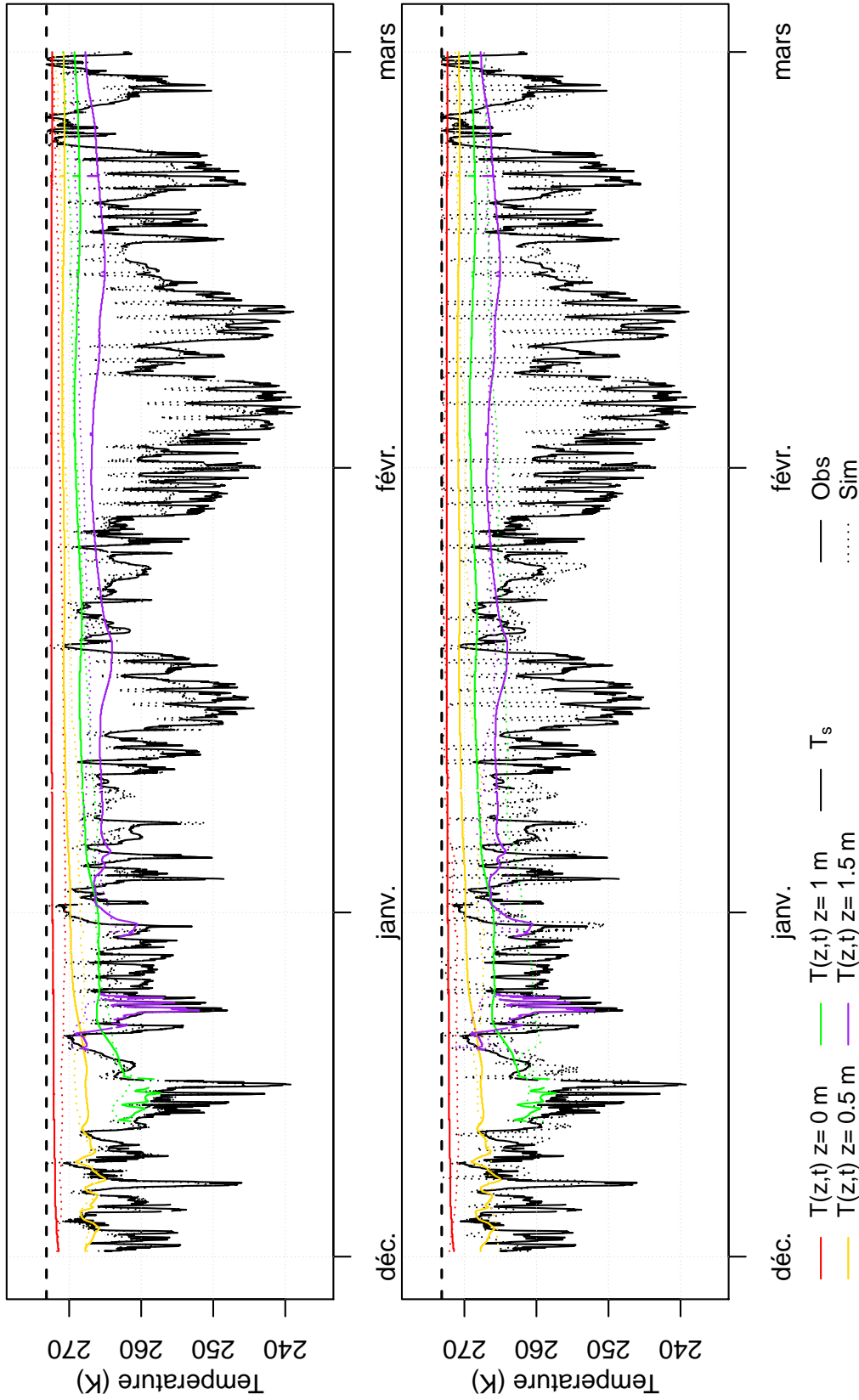


FIGURE F-VII.20 Chroniques de températures observées et simulées au Weissfluhjoch. En haut, simulation des températures en utilisant en entrée du modèle utilisant les données de rayonnements simulés et désagrégés. Les profondeurs indiquées en légende sont telles que $z = 0$ correspond à la base du manteau neigeux.

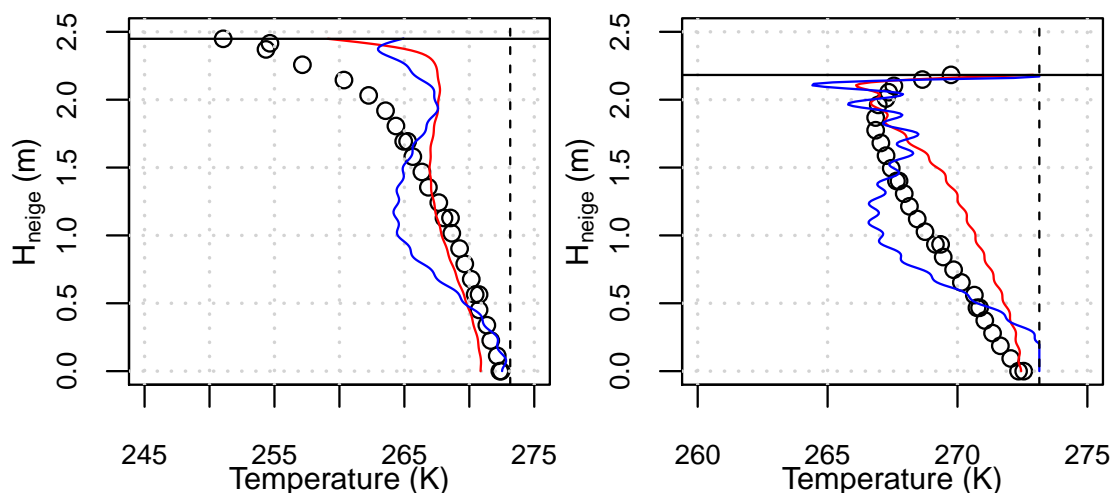


FIGURE F-VII.21 Profils de température au sein du manteau neigeux pour le 16 janvier 2012 à 9h (gauche) et le 29 février 2012 à 9h (droite). Le profil en rouge correspond aux simulations utilisant le forçage radiatif observé, le profil bleu correspond aux simulations utilisant le forçage radiatif simulé. Les points noirs correspondent aux températures observées au WFJ.

VII.5 Synthèse

Dans cette section, nous avons évalué le modèle de neige analytique développé au laboratoire METIS. Ce modèle résout les équations de la chaleur de manière analytique au sein du manteau neigeux, permettant de calculer sa température en tout point du profil vertical. Ce type de résolution a été choisi pour deux raisons :

- **Reproduction des gradients forts pouvant exister au sein du manteau neigeux :** Nous estimons que la reproduction la plus précise possible des gradients de température au sein du manteau neigeux est nécessaire afin de simuler la fonte de la neige à des résolutions spatiales et temporelles fines.
- **Éviter la discrétisation du manteau neigeux :** La reproduction des gradients au sein des modèles physiques est souvent réalisée par le biais d'une discrétisation du manteau neigeux en fines couches, ralentissant l'exécution des modèles. Nous espérons grâce à cette approche obtenir une estimation des gradients de température avec un temps d'exécution raisonnable.

La partie thermique du modèle de neige comporte huit paramètres à l'issue de son développement. Cependant, la résistance aérodynamique peut être estimée grâce aux autres composantes du bilan d'énergie. Nous avons réalisé une analyse de sensibilité des 7 autres paramètres en observant l'influence de la variation des paramètres sur les simulations de hauteur de neige, SWE, température de surface et température du manteau neigeux. Nous avons remarqué une forte interaction entre le paramètre de viscosité compressive à la masse volumique caractéristique (η_c) ainsi que le paramètre de

compression (ρ_{comp}). Des analyses complémentaires sont nécessaires afin de la confirmer, mais il semble possible de fixer un de ces paramètres ou bien de les lier par une régression.

Le calage du modèle sur les stations du Col de Porte et du Weissfluhjoch a mis en avant la capacité du modèle à simuler des gradients de température forts au sein du manteau neigeux même si les profils de température observés ne sont pas parfaitement reproduits. Pour les deux stations, de forts écarts existent entre les SWE simulés et observés. Cependant, le bilan de masse est respecté dans le modèle. Les simulations du modèle se limitent pour l'instant aux périodes où le manteau neigeux est sec, car la fonte et le routage de l'eau liquide dans le manteau ne sont pas encore simulés dans le modèle.

L'utilisation du forçage radiatif simulé et observé donnent des simulations similaires au CDP mais très différentes au WFJ. La période de simulation est beaucoup plus longue au WFJ qu'au CDP, ce qui nous pousse à favoriser l'interprétation des résultats de simulations et de calages au WFJ plutôt qu'au CDP. Cependant, la simulation du SWE au WFJ donne des valeurs beaucoup plus élevées que les observations, ce qui nous amène à nous poser des questions. Une comparaison du SWE, de la hauteur de neige et de la température de surface simulés par les modèles de neige SMASH (utilisé par Gaia Piazza) et le modèle présenté ici est disponible en annexe D. Il est intéressant de noter que la simulation du SWE par le modèle SMASH est similaire à celle de notre modèle. Dans la poursuite du développement du modèle de neige il sera nécessaire de mieux comprendre les écarts entre les valeurs simulées et observées de SWE.

*CHAPITRE VII. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE AVEC UNE REPRÉSENTATION
SPECTRALE DU PROFIL DE TEMPÉRATURE*

Conclusion de la deuxième partie

Dans cette deuxième partie du manuscrit, nous avons débuté le développement d'un nouveau modèle de neige à bilan d'énergie simplifié. L'objectif de celui-ci est de pouvoir simuler les débits et le SWE sur un domaine distribué. Nous espérons ainsi pouvoir caler ce modèle sur des données de débit, de SCA et de SWE. Afin que le modèle de neige puisse être forcé uniquement par des données de température et de précipitation, nous avons étudié les flux composant le bilan d'énergie à la surface de la neige. Nous en avons déduit que les flux de rayonnement solaire et atmosphérique incidents sont nécessaires pour le forçage d'un modèle de neige à bilan d'énergie.

Nous nous sommes basés sur les paramétrisations de la transmissivité de [Bristow & Campbell \(1984\)](#) et celle de l'émissivité atmosphérique de [Sicart *et al.* \(2010\)](#) afin de simuler les rayonnements solaires et atmosphériques à partir de l'amplitude journalière des températures. Les simulations provenant de ces formulations se sont montrées peu performantes lors de la simulation sur des stations météorologiques de haute altitude. Nous avons alors modifié la paramétrisation de la transmissivité afin qu'elle prenne en compte l'altitude et la topographie autour de la station considérée. Cette modification a permis d'améliorer de manière significative la simulation des SW_{\downarrow} aux stations de haute altitude. Cependant cette amélioration de la formulation de la transmissivité atmosphérique n'a pas permis d'améliorer la simulation des LW_{\downarrow} . Enfin, les rayonnements simulés ont été désagrégés à des pas de temps infra-journaliers. Cette désagrégation donne des résultats mitigés aux stations de haute altitude du Weissfluhjoch et de Torgnon. Cependant, les simulations au Col de Porte donnent des résultats raisonnables.

Un modèle de neige développé à l'UMR METIS a été présenté dans cette partie du manuscrit. Il est basé sur le concept de la conservation de la masse et de l'énergie et vise à représenter le profil de température et de contenu en eau liquide au sein du manteau neigeux. Pour cela, une décomposition analytique du profil de température du manteau neigeux est utilisée. Une analyse de sensibilité du modèle a été réalisée ainsi qu'un calage sur les sites du Col de Porte et du Weissfluhjoch. Les résultats préliminaires se montrent convaincants, le modèle permettant de simuler des gradients forts et des inversions rapides du gradient proche de la surface, lorsque le modèle est forcé par des rayonnements observés. Cependant, lorsque le forçage radiatif simulé est utilisé, les profils de température simulés sont légèrement dégradés.

Le modèle de neige est toujours en cours de développement, la modélisation de la fonte n'étant pas encore incluse. Il est donc nécessaire de prendre du recul sur les

CHAPITRE VII. DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE AVEC UNE REPRÉSENTATION SPECTRALE DU PROFIL DE TEMPÉRATURE

résultats présentés ici. La validation du modèle sur des profils de température n'est qu'une étape intermédiaire, il est aujourd'hui difficile d'affirmer que les forçages radiatifs simulés permettront de produire des lames d'eau de fonte de qualité suffisante sur la surface du bassin versant lorsque le modèle sera finalisé. Il est nécessaire de continuer le développement du modèle et de valider chaque étape de celui-ci afin de ne pas négliger un processus pouvant fortement détériorer la simulation du SWE ou de la lame de fonte.

Nous avons formulé deux hypothèses de recherche au début de cette partie, malheureusement nous ne pouvons y répondre que partiellement :

1. Nous avons réussi à simuler les variables nécessaires au forçage d'un modèle à bilan d'énergie en utilisant uniquement les données de températures minimales et maximales journalières. Cependant, nous n'avons pas pu estimer l'impact de ce bilan d'énergie simplifié sur la simulation de la fonte ou du SWE par le modèle de neige.
2. Nous nous attendons toujours à ce que le calage du modèle de neige sur des données ponctuelles soit réalisable. Il est cependant possible que cela nécessite de modéliser des processus plus complexes que ce qui a été envisagé au départ (e.g. prise en compte du vent).

Conclusions et perspectives

La neige alimente le débit de nombreuses grandes rivières dans le monde. Le débit des bassins de montagne a habituellement un régime hydrologique reconnaissable, avec un étiage d'hiver et d'été, et un pic de crue important au printemps lors de la fonte de la neige. La ressource en eau est utilisée pour trois principaux usages : l'alimentation en eau potable, l'irrigation des terres arables et la production hydro-électrique. Cette dernière est particulière des régions de montagnes, dont la configuration topographique permet la construction d'une retenue d'eau dans certains contextes précis. La prévision des débits intéresse donc de nombreux acteurs. La prévision à court terme est essentielle pour partager la ressource en eau de manière intelligente lors des étiages et pour gérer les risques d'inondations. Les zones de montagnes étant particulièrement sensibles aux altérations du climat, les prévisions à long terme sont également indispensables pour mettre en place des mesures d'adaptations.

Les problématiques de recherches sont très nombreuses dans le domaine de l'hydrologie nivale. L'objectif de ces recherches n'est pas seulement d'améliorer la prévision des débits mais également d'améliorer la simulation de l'accumulation de la neige et de la fonte dans les modèles. Nous avons identifié trois axes majeurs pour améliorer la simulation de la neige par les modèles :

- **Améliorer la qualité des forçages.** La mesure des précipitations en montagne et son interpolation spatiale sont incertaines à cause de la sous-captation des instruments de mesures et l'influence de la topographie. La variation spatiale des précipitations peut être grande et varier selon la direction des vents ([Gottardi, 2009](#)).
- **Améliorer la structure des modèles.** Les modèles de neige sont majoritairement classifiés selon deux catégories, les modèles degrés-jour et les modèles à bilan d'énergie. L'avantage des modèles degrés-jour vient de leur rapidité d'exécution et du faible besoin en terme de données de forçages, alors que les modèles à bilan d'énergie sont plus précis car ils prennent en compte plus de processus. Récemment, de nombreux modèles hybrides ont été développés afin de réunir les avantages des deux types de modèles.
- **Améliorer le calage des modèles de neige.** Le calage des modèles de neige

degrés-jour est habituellement réalisé uniquement sur les débits, conjointement aux modèles hydrologiques. Cette méthode de calage a un inconvénient majeur : elle donne des paramètres du modèle de neige dépendants des paramètres du modèle hydrologique. Les modèles de neige peuvent être difficiles à régionaliser à l'échelle de massifs montagneux, car l'échelle de modélisation hydrologique est celle du bassin versant. De plus, cette dépendance peut augmenter les incertitudes lors d'études de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie nivale et la fonte de la neige. De nombreuses recherches se sont concentrées sur l'utilisation de données de neige (souvent de télédétection) pour mieux contraindre le calage des modèles et permettre ainsi de mieux simuler la neige.

Nous avons décidé, au début de cette thèse, d'apporter une nouvelle pierre à la thématique du calage des modèles de neige degrés-jour, en utilisant des données satellites et des mesures ponctuelles (cf. le titre originel du projet de thèse : "Valorisation de mesures ponctuelles et d'observations satellitaires du couvert neigeux pour la paramétrisation et la validation des modèles hydrologiques de bassin en montagne"). La problématique que nous avons définie était la suivante :

Est-il possible d'améliorer la simulation de la neige en découplant en partie ou même totalement le calage des paramètres du modèle de neige et du modèle hydrologique ?

Nous nous sommes rapidement aperçus lors de la thèse qu'il était impossible de se focaliser sur l'amélioration du calage des modèles sans aborder les deux autres thématiques. En effet, de par la conception des modèles, les forçages, la structure et les paramètres ont un lien fort.

Dans cette conclusion, nous allons revenir sur les questions que nous nous sommes posées au fur et à mesure lors des trois années passées sur ce sujet de thèse et par quels moyens nous avons tenté d'y apporter des réponses. Les questions sans réponses forment les perspectives de cette thèse.

L'utilisation de données satellites d'observations de la surface enneigée pour le calage d'un modèle degrés-jour

Le modèle neige est-il vraiment dépendant du modèle hydrologique avec lequel il est couplé ?

Nous avons utilisé le modèle degrés-jour CemaNeige durant cette thèse, modèle le plus souvent utilisé avec le modèle hydrologique GR4J. En couplant et en calant ce modèle à un autre modèle hydrologique, une dépendance a pu être mise en évidence entre les paramètres du modèle de neige et le choix du modèle hydrologique utilisé. En effet, la comparaison des paramètres du modèle CemaNeige lorsqu'il est associé au modèle GR4J ou à un autre modèle (HBV0), a montré que les paramètres peuvent beaucoup différer pour un même bassin (Fig. F-III.18). Ceci atteste la dépendance du modèle de neige et de ses paramètres au modèle hydrologique lorsqu'ils sont calés par rapport aux débits .

Est-il possible de caler un modèle sur une variable interne ?

Diverses études ont montré que les données d'observation de la surface enneigée étaient facilement exploitables pour le calage des modèles de neige et pouvaient améliorer les simulations de la neige par les modèles d'hydrologie nivale. Des études préliminaires ont cependant montré que ceci n'était pas le cas avec la formulation d'origine du modèle CemaNeige. En effet, la formulation de la surface enneigée (SCA, snow cover area) utilisée en tant que variable interne du modèle n'a pas été créée dans le but de représenter de manière réaliste l'évolution du SCA, il ne s'agissait que d'une variable intermédiaire. De ce fait, les résultats du calage de cette variable sur des données de neige étaient très décevants (Section III.1).

Afin de caler CemaNeige sur des données d'observations satellites de SCA, il a été nécessaire de modifier la structure du modèle afin que la variable interne de SCA soit simulée de manière plus réaliste. Pour cela, nous avons modifié la relation entre le volume de neige accumulé sur le bassin versant (SWE, snow water equivalent) et le SCA. La relation mise en place est une relation formant une hystérésis, dans laquelle le SCA augmente rapidement en fonction du SWE en période d'accumulation et diminue de manière lente lors de la fonte (Section III.3).

Le calage du modèle sur des données de neige le rend-il plus robuste et améliore-t-il la simulation de la neige ?

Le calage du modèle CemaNeige sur des données de débit et de surface enneigée a permis :

- **L'amélioration de la simulation de l'enneigement par le modèle de neige.** Le calage du modèle CemaNeige modifié avec la prise en compte de l'hystérésis sur les données d'enneigement a permis d'améliorer de manière significative les performances de simulation de l'enneigement, sans détérioration significative des performances en débit (Section III.3).
- **La diminution des dépendances au modèle hydrologique.** En analysant bassin par bassin les paramètres calés par des données de neige et de débit, nous avons observé que la dépendance des paramètres au modèle hydrologique utilisé était réduite par rapport à un calage traditionnel uniquement sur les débits (Fig. F-III.18). L'utilisation du modèle CemaNeige avec d'autres modèles hydrologiques pourrait donc être plus généralisé.
- **L'amélioration de la robustesse des paramètres du modèle CemaNeige.** Les performances de simulations de débits du couple modèle de neige-modèle hydrologique pour une période passée lointaine sont légèrement améliorées lorsque le modèle est calé en utilisant des données de neige (Fig. F-III.12). Cette robustesse accrue permet de potentielles applications en contexte de changement climatique.

Les modifications structurelles apportées au modèle sont faibles et n'ajoutent qu'un paramètre à caler. L'utilisation de données d'enneigement en tant que variable de calage du modèle permet d'améliorer la robustesse de celui-ci à faible coût. Les données d'observations du SCA MODIS étant disponibles depuis plus de 15 ans, l'échantillon disponible pour le calage du modèle est suffisant.

Perspective : Comment corriger les observations de SCA dans les zones forestières

La qualité des données d'enneigement par télédétection est variable et dépendante de l'occupation du sol. En effet, la présence de forêts diminue fortement la fiabilité de ces données puisque dans ce cas elles mesurent principalement la présence de neige sur la canopée. Pendant l'hiver, il est fortement probable que la neige présente sur le dessus de la canopée fonde plus vite (moins épaisse, albédo de la canopée plus fort) que la neige se trouvant sous celle-ci. Ainsi, nous avons remarqué une faible dégradation des performances en débits sur des bassins fortement boisés lorsque le modèle est calé sur le SCA et le débit (Fig. F-III.8 et annexe B).

Afin de limiter l'effet des arbres sur la qualité des données de SCA utilisées pour le calage du modèle, il serait alors intéressant de réaliser un pré-traitement de ces données afin d'y appliquer une correction. Certaines méthodes existent dans la littérature, [Raleigh et al. \(2013\)](#) ont par exemple proposé une méthode de correction des pixels MODIS présents en domaine boisé. La mise en place d'une telle technique pourrait potentiellement aboutir à une amélioration des simulations du SCA et du débit. L'impact de ce type de correction pourrait être testé sur les bassins boisés des Vosges et du Jura.

L'utilisation de données de volume de neige au sol

Quel type de données de volume de neige au sol sont à disposition ?

Bien que ces travaux aient permis d'améliorer la robustesse du modèle CemaNeige, la surface enneigée est assez peu informative quant à l'estimation de la quantité de neige présente sur le bassin versant. Or cette information est importante pour la modélisation de la neige et des débits. Des produits mélangeant télédétection et modélisation du SWE existent aujourd'hui, cependant la résolution et la précision de ces mesures sont faibles. La hauteur et l'équivalent en eau de la neige sont habituellement mesurés à l'échelle de stations ponctuelles et restent donc les principales sources de données de ce type dont nous disposons. Bien que la densité spatiale des stations de mesure de l'équivalent de la neige est faible, des applications potentielles de calage ou d'assimilation de ces données seraient très intéressantes.

Les limites des modèles degrés-jour, une problématique de comparaison d'échelle ?

Le modèle CemaNeige avec lequel nous avons travaillé est semi-distribué sur le bassin versant et utilise des bandes d'altitude de surfaces équivalentes. Nous avons comparé le volume de neige sur chaque bande d'altitude avec des mesures ponctuelles du SWE sur le bassin de la Haute Durance. Ces comparaisons ont montré que le modèle de neige ne peut reproduire de manière précise les observations ponctuelles à l'échelle de modélisation de la bande d'altitude (Fig. F-IV.12). Nous avons par la suite comparé ces observations ponctuelles à des bandes d'altitude de surfaces plus faibles, soit en modélisant les sous-bassins de la Haute Durance, soit en multipliant le nombre de bandes d'altitude par bassin. Ces expériences ont montré une sensibilité des simulations du SWE par le modèle CemaNeige en fonction de l'échelle spatiale de modélisation. Cependant, ces simulations sur de plus petites bandes d'altitude ne permettent pas de reproduire les observations de toutes les stations de mesures du SWE.

Comment harmoniser ces différentes échelles ?

La comparaison entre les observations ponctuelles et les simulations d'un modèle degrés-jour représentant une bande d'altitude est délicate à cause de la différence d'échelle spatiale. Le calage du modèle de neige sur les données ponctuelles ne peut être effectué que si l'échelle de modélisation et l'échelle des observations sont compatibles. Cette compatibilité peut être obtenue par :

- **L'interpolation spatiale des données observées de SWE.** Celle-ci est complexe à cause de la faible densité de mesures sur les massifs montagneux. De plus, l'accumulation de la neige suit une variabilité spatiale très forte.
- **La modélisation distribuée de la neige.** La modélisation distribuée de la neige sur une échelle spatiale maillée est difficilement imaginable avec des modèles degrés-jour. En effet, ceux-ci ne prennent pas en compte, entre autres, les effets de versants, l'effet des pentes et de l'orientation.

Harmoniser les échelles de modélisation en l'état actuel est difficile à cause du manque de processus physiques simulés au sein du modèle degrés-jour CemaNeige. La suite de la thèse s'est inspirée des travaux de [Walter *et al.* \(2005\)](#). Nous nous sommes orientés vers la création d'un modèle de neige à bilan d'énergie, forcé uniquement par des données de températures et de précipitations tel un modèle degrés-jour.

Développement d'un modèle de rayonnements

Quels sont les flux les plus importants du bilan de surface de la neige ?

Les modèles de neige représentant les processus physiques du bilan d'énergie sont basés sur les concepts de conservation de la masse et de l'énergie. Les composantes énergétiques les plus importantes à la surface de la neige sont les rayonnements solaires (incidents et réfléchis) ainsi que les rayonnements à ondes longues (rayonnement atmosphérique

et rayonnement émis par la neige). Sur les différents flux d'énergie à la surface du manteau neigeux, deux d'entre eux sont complètement indépendants de l'état de surface de celui-ci : les rayonnements solaires et atmosphériques incidents.

Le rayonnement atmosphérique forme 75% des flux entrants au niveau du manteau neigeux en hiver tandis que la part du rayonnement solaire passe de 20% à 40% des flux entrants entre le début et la fin de l'hiver sur le site d'étude de Torgnon (Fig. F-V.8 et F-V.9). Ceci montre l'importance de ces deux flux d'énergie pour la modélisation de la neige. Comme ces composantes ne sont pas communément observées aux stations météorologiques, nous avons développé une méthodologie de simulation de ces deux variables.

Comment modéliser les rayonnements solaires et atmosphériques incidents au manteau neigeux ?

Nous avons développé durant cette thèse une méthodologie afin de simuler les rayonnements solaires et atmosphériques incidents au manteau neigeux au pas de temps journalier (Section VI.3). Elle est basée sur les formulations de la transmissivité atmosphérique de [Bristow & Campbell \(1984\)](#) et de l'émissivité de l'atmosphère de [Sicart *et al.* \(2006\)](#). La formulation de la transmissivité permet de calculer l'atténuation des rayonnements solaires par l'atmosphère grâce à l'amplitude journalière des températures. La formulation de l'émissivité est basée sur les variables de températures, d'humidité de l'atmosphère (ici estimées à partir de l'hypothèse que la température de rosée est égale à la température minimale journalière) ainsi que sur la transmissivité atmosphérique. Notre étude a mis en évidence les difficultés des deux formulations à simuler les variables de rayonnement aux stations météorologiques de haute altitude.

Nous avons modifié la formulation de la transmissivité afin que celle-ci soit capable de prendre en compte l'altitude de la station ainsi que la topographie environnante pour estimer de manière plus juste les rayonnements atmosphériques en haute et moyenne altitude. Cette nouvelle paramétrisation de la transmissivité permet d'améliorer les performances de simulation des rayonnements solaires aux stations de haute altitude. Nous avons donc proposé une stratégie de calage de ce modèle de rayonnement afin qu'il soit capable de simuler les rayonnements à n'importe quelle station météorologique du massif montagneux (dans notre cas, les Alpes). Cependant, cette amélioration des performances liée à la simulation de la transmissivité n'a pas abouti à l'amélioration attendue de la simulation des variables d'émissivité.

Afin d'analyser l'influence de la modélisation des rayonnements sur l'équilibre du bilan de surface, nous avons développé un modèle simple de surface de référence. Celui-ci permet d'estimer la variation de la température de cette surface de référence (qui s'apparente à une mesure d'erreur) en se servant de données observées ou de données simulées de rayonnements. Les résultats de cette modélisation des températures de surface ont montré que l'erreur de simulation des températures provenant de l'utilisation des rayonnements incidents était limitée.

Une méthode de désagrégation des variables journalières de forçage à une échelle tem-

porelle infra-journalière a été proposée. Celle-ci a été validée sur les stations du Col de Porte, du Weissfluhjoch et de Torgnon, proposant des mesures au pas de temps horaire et 30 *minutes*. Les performances des simulations des rayonnements à l'échelle infra-journalière effectuées à ces trois stations sont mitigées, avec de fortes erreurs dans la simulation des rayonnements atmosphériques. Ces erreurs de simulations se transmettent à l'estimation des températures de surface dont la température journalière minimale est très souvent surestimée sur la période étudiée.

Perspectives : Comment améliorer l'estimation de l'humidité atmosphérique ?

Nous avons évalué les performances de simulation des rayonnements atmosphériques en utilisant des variables d'humidité de l'air simulées et observées (Fig. F-VI.16). Nous avons remarqué que la pression de vapeur estimée à haute altitude pouvait être une source importante d'erreur au niveau de la simulation des rayonnements. En effet, l'humidité de l'atmosphère en haute altitude semble rapidement fluctuer et la température minimale de l'atmosphère semble atteindre moins souvent la température de rosée qu'à basse altitude. Afin de limiter ces erreurs, il serait intéressant de développer une nouvelle manière d'estimer l'humidité atmosphérique en montagne.

Kimball *et al.* (1997) se sont basés de la même manière sur l'estimation de la température de rosée à partir de la température journalière. Ils ont paramétré cette relation pour les zones semi-arides en corrigeant l'estimation de la température de rosée par un indice d'aridité. Cet indice est calculé à partir de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations cumulées annuellement. Cependant, la problématique à haute altitude est différente puisque l'aridité ne provient pas d'une évapotranspiration potentielle importante. Celle-ci peut provenir des effets de versants ou d'une pression de vapeur fortement influencée par les circulations synoptiques en haute altitude.

Perspectives : Comment spatialiser la simulation des rayonnements ?

La simulation des rayonnements telle que nous l'avons présentée est réalisée à l'échelle ponctuelle au droit des stations météorologiques. Notre objectif reste la simulation de la neige distribuée à l'échelle du bassin versant, pour un calage sur des observations de la neige. Ainsi il sera nécessaire de distribuer la simulation des rayonnements sur un domaine maillé, ce qui n'a pas été réalisé dans cette thèse. Les paramètres du modèle sont optimisés à l'échelle du massif montagneux, en revanche il est nécessaire d'interpoler les variables de forçage (températures maximales et minimales journalières) à cette échelle de modélisation.

Les méthodes d'interpolation spatiale de la température journalière moyenne de l'air par le biais de la géostatistique sont bien connues. L'estimation simple de gradients de températures moyens tels que développés par Valéry *et al.* (2010) ou encore l'utilisation de méthodes de krigeage permettent d'évaluer la température selon l'altitude du point considéré. Cependant, l'estimation des températures minimales et maximales est plus ardue, car leur dépendance à l'altitude est moins linéaire. Jabot (2013) a réussi lors de ses travaux à interpoler par krigeage des données de températures moyennées sur quatre heures.

Il serait intéressant d'utiliser cette méthode et de vérifier si l'amplitude des températures sur ces moyennes sont suffisantes pour alimenter notre modèle de rayonnements. Lors de ses travaux, [Gottardi \(2009\)](#) a utilisé des gradients de températures altitudinaux ayant une évolution saisonnière et une dépendance à la pluie (journées pluvieuses ou non pluvieuses). Cette méthodologie a été utilisée pour la production des données SPAZM. L'utilisation de produits de températures distribués permettrait d'alimenter le modèle de rayonnements et d'obtenir des simulations de rayonnements solaires et atmosphériques distribués.

Perspectives : La prise en compte des zones boisées

Nous nous sommes pour l'instant intéressés uniquement à la simulation des rayonnements au droit de stations météorologiques situées dans des zones non boisées. Lors de la spatialisation du modèle de rayonnements, il sera nécessaire de prendre en compte l'albédo des arbres, leur effet sur la température de l'air, l'atténuation des rayonnements solaires ainsi que l'émission de rayonnements par les arbres ([Gouttevin et al., 2015](#)).

Perspectives : Le modèle de rayonnement peut-il être utilisé en tant que forçage et améliorer la simulation de l'évapotranspiration potentielle ?

La simulation des rayonnements incidents a été réalisée ici dans le but de forcer un modèle de neige à bilan d'énergie. Cependant, nous pourrions imaginer utiliser ces données en tant que forçage d'un modèle d'évapotranspiration potentielle. [Archibald & Walter \(2014\)](#) ont également utilisé un modèle de rayonnement afin de simuler l'évapotranspiration potentielle. Cette étude a suivi celle de [Walter et al. \(2005\)](#) qui avaient utilisé le même modèle de rayonnement pour alimenter un modèle de neige. Nous pourrions espérer attendre une meilleure estimation de l'évapotranspiration potentielle en zone de montagnes par l'application de notre nouveau modèle de rayonnement.

Analyse de sensibilité et calage d'un modèle de neige à bilan d'énergie

Un nouveau modèle de manteau neigeux est en développement au laboratoire METIS. Il a servi de base de simulation de l'état du neigeux. Nous avons testé l'influence de notre modèle de rayonnement sur ces simulations.

Est-il possible de modéliser les gradients de température du manteau neigeux sans passer par une discrétisation verticale ?

L'objectif du modèle de neige est de simuler l'état du manteau neigeux en termes de profil température et de contenu en eau liquide. Il est nécessaire pour cela que le modèle simule de forts gradients de températures au sein du manteau neigeux. Afin de conserver un modèle parcimonieux, nous avons privilégié la simulation de ces gradients par l'utilisation d'un minimum de variables d'états. Les profils et gradients de température au sein du manteau neigeux ont été simulés de manière analytique au travers d'une décomposition

spectrale. En appliquant la théorie de Sturm-Liouville, il a été possible de décomposer le profil de température à l'aide de fonctions propres. Cette théorie utilisant le principe de superposition exige que le système ainsi que les conditions aux limites de celui-ci soient linéaires (Section VII.2).

Avec un nombre de fonctions propres limité, il est possible de simuler un profil de température du manteau neigeux contenant des gradients de températures forts (cf. Fig F-VII.18 et F-VII.21). Le développement du modèle est toujours en cours, la convection d'eau liquide n'est pas encore prise en compte dans la modélisation.

Une analyse de sensibilité du modèle effectuée sur une période de neige sèche a permis de mieux comprendre les interactions entre les paramètres du modèle. Cette analyse a également permis de mieux appréhender comment chaque paramètre influence la simulation des hauteurs de neige ainsi que les températures du manteau neigeux (Fig. F-VII.11).

Quelle est l'influence du type de forçage radiatif utilisé sur le calage du modèle de neige ?

Le modèle de neige a été calé aux sites du Col de Porte et de Weissfluhjoch en utilisant les variables observées et simulées de rayonnements solaire et atmosphérique (Section VII.4.2). Le modèle de neige s'est montré capable d'estimer correctement les gradients de température du manteau neigeux lorsque les rayonnements observés sont utilisés. L'estimation des gradients de température est cependant de moindre qualité lorsque le modèle est alimenté par les rayonnements simulés.

Comme le modèle de neige n'est pas encore finalisé, les différents tests présentés dans ce manuscrit font partie du développement de celui-ci. Il est aujourd'hui difficile d'évaluer comment les erreurs de simulations du profil de températures impacteront la simulation de la fonte de la neige.

Perspective : Comment modéliser les écoulements ?

La simulation de la fonte et des écoulements n'est pas encore intégrée au sein du modèle de neige. Celle-ci devrait prendre en charge l'évolution de la saturation en eau, que ce soit pendant la fonte ou le regel. Cette eau liquide au sein des pores doit pouvoir ensuite s'écouler de manière gravitaire dans le manteau neigeux.

Deux types d'écoulements ont lieu dans le manteau neigeux. Le premier type est l'écoulement matriciel au travers des pores de la neige, alors que le second est constitué par l'écoulement selon des voies préférentielles (Marsh & Woo, 1984b,a). Ces écoulements préférentiels sont illustrés sur la figure F-VIII.1. Dans la littérature, on peut trouver de nombreuses paramétrisations de ces écoulements et il ne semble pas exister de consensus sur les formulations à utiliser. De multiples paramétrisations devront être testées afin de compléter le modèle de neige.



FIGURE F-VIII.1 Exemple d'écoulements préférentiels pouvant avoir lieu dans la neige (source : <http://philipmarsh.ca>).

Perspectives : Comment spatialiser et caler le modèle de neige ?

Une fois que le modèle sera finalisé à l'échelle ponctuelle, il devra être distribué sur le bassin versant et fournir une lame d'écoulement au modèle hydrologique avec lequel il sera couplé. Il sera nécessaire de choisir une méthode de distribution du modèle. La résolution à laquelle il sera exécuté dépendra non seulement de la représentativité du SWE à l'échelle ponctuelle mais également de la vitesse d'exécution du modèle neige.

Suite à cela, une méthode de calage du modèle de neige devra être mise en place. Outre un calage sur les débits lorsque le modèle sera couplé au modèle hydrologique, un calage sur les données de neige sera effectué. Le SCA devrait pouvoir être utilisé sans trop de difficulté, il faudra néanmoins déterminer une méthodologie pour la prise en compte du SWE. L'avantage de ce modèle basé sur la physique est sa capacité à simuler de manière explicite de nombreuses variables représentant l'état du manteau neigeux. Il serait par ailleurs intéressant de caler ce modèle neige sur des données de températures de surface mesurées par télédétection.

Des tests de spatialisation du modèle de neige pourraient être effectués sur des bassins des USA, en utilisant des données d'observations du SWE provenant du réseau SNOTEL. Il s'agit d'environ 800 sites d'observations présents dans l'ouest des États Unis.

Perspectives à long terme

Un modèle GR fonctionnant à pas de temps variable a été développé à l'IRSTEA (Ficchi *et al.*, 2016; Ficchi, 2017). Le modèle de neige que nous proposons devrait convenir à cette problématique de simulation à des pas de temps fins pour les bassins montagneux, puisqu'il devrait pouvoir s'adapter aux pas de temps variables de par sa structure.

L'utilisation d'un modèle pluie-débit semi-distribué couplé à notre modèle de neige serait

elle aussi intéressante, afin de mesurer l'effet de certaines crues d'origine nivale sur les cours d'eau. Un modèle GR semi-distribué est également en cours de développement à l'IRSTEA (De Lavenne *et al.*, 2016; Lobligois, 2014). Le couplage du modèle neige à ces deux modèles serait une bonne perspective à long terme pour le développement des modèles de l'IRSTEA.

Le mot de la fin

Nous pouvons à présent répondre en partie à la problématique que nous avons posée. Il est effectivement possible de rendre plus indépendant le calage des paramètres du modèle de neige de ceux du modèle hydrologique. Il est pour cela nécessaire que le modèle de neige soit calé en utilisant des données de neige, au minimum des données de surface enneigée, au mieux des données de SWE. Un découplage partiel demande peu de contraintes et peut être mis en place rapidement au sein d'un modèle degrés-jour. Un découplage plus important demande de fortes contraintes et nous a poussé au développement d'un nouveau modèle de neige. Même si nous ne sommes pas arrivés jusqu'au calage d'un modèle de neige sur des données ponctuelles de SWE, nous avons franchi de nombreux obstacles qui permettront peut-être un jour de caler les paramètres d'un modèle de neige indépendamment de ceux du modèle hydrologique.

CHAPITRE VIII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Informations complémentaires sur les données utilisées dans ce manuscrit

A.1 Liste des 277 bassins versants utilisés

Code	Nom	Surface	Mise en service	Dernière donnée disponible
A1122020	La Largue à Friesen (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Alsace)	101.14	01/08/1969	28/02/2010
A1202050	La Doller à Sewen [Lerchenmatt] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Alsace)	8.55	01/11/1991	31/03/2010
A1402020	La Thur à Wildenstein (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Alsace)	7.91	01/11/1979	31/03/2010
A2023030	La Petite Fecht à Stosswihr [Village] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Alsace)	44.06	01/09/1976	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
A2113010	La Béhine à Lapoutroie (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Alsace)	38.66	01/12/1983	31/03/2010
A4020610	La Moselle à Fresse-sur-Moselle (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	70.18	01/01/1972	31/03/2010
A4050620	La Moselle à Rupt-sur-Moselle (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	151.69	01/09/1968	31/03/2010
A4173010	La Cleurie à Cleurie (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	64.86	01/09/1970	31/03/2010
A4200630	La Moselle à Saint-Nabord [Noirgueux] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	626.91	01/12/1961	31/03/2010
A4333010	Le Neuné à Laveline-devant-Bruyères (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	95.85	01/07/1986	31/03/2010
A4362030	La Vologne à Cheniménil [2] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	354.06	01/02/1970	31/03/2010
A6001010	La Meurthe à Fraize (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	66.86	01/08/1971	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
A6051020	La Meurthe à Saint-Dié (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	370.66	01/09/1967	31/03/2010
A6621210	La Mortagne à Sainte-Hélène [Autrey] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Lodgement de Lorraine)	98.37	01/09/1969	31/12/2009
H2001020	L' Yonne à Corancy (Direction Régionale de l'Environnement Bourgogne)	106.14	01/02/1990	31/03/2010
H2013010	L' Houssière à Chaumard (Direction Régionale de l'Environnement Bourgogne)	60.74	01/08/1990	28/02/2010
K0010010	La Loire à Usclades-et-Rieutord [Rieutord] (Electricité de France)	60.48	01/01/1969	30/06/2009
K0114020	La Gazeille à la Besseyre-Saint-Mary (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	50.42	01/01/1990	31/03/2010
K0214010	La Gagne à Saint-Germain-Laprade [Les Pandreaux] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	107.33	01/12/1996	31/03/2010
K0253020	La Borne occidentale à Espaly-Saint-Marcel (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	364.69	01/02/1984	31/03/2010
K0258010	Le Dolaizon à Vals-près-le-Puy [Les Vigneaux] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	44.11	01/05/2001	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K0274010	La Sumène à Blavozy (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	57	01/01/1998	31/03/2010
K0403010	Le Lignon du Velay au Chambon-sur-Lignon (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	137.96	01/01/1960	31/03/2010
K0454010	La Dunières à Sainte-Sigolène [Vaubarlet] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	217.46	01/01/1947	31/03/2010
K0513010	L' Ance du Nord à Sauvessanges (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	192.61	01/06/1977	31/03/2010
K0523010	L' Ance du Nord à Saint-Julien-d'Ance [Laprat] (Electricité de France)	346.78	01/01/1948	30/06/2009
K0567520	La Semène à Saint-Didier-en-Velay [Le Crouzet] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	128.96	01/01/1963	31/03/2010
K0567530	La Semène à Jonzieux (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	58.02	01/01/1977	28/02/2010
K0614010	Le Furan à Andrézieux-Bouthéon (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	175.27	01/01/1968	31/03/2010
K0643110	La Mare à Saint-Marcellin-en-Forez [Vérines] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	95.28	01/01/1971	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K0733220	Le Lignon de Chalmazel à Chalmazel [Chevelières] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	60.46	01/04/1949	31/03/2010
K0744010	L' Anzon à Débats-Rivière-d'Orpra [Cotes] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	180	01/01/1972	31/03/2010
K0753210	Le Lignon du Forez à Boën (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	371.82	01/01/1982	31/03/2010
K0763310	Le Vizezy à Essertines-en-Châtelneuf [La Guillanche] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	40.97	01/01/1969	31/03/2010
K0773220	Le Lignon de Chalmazel à Poncins [2] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	662.45	01/01/1966	31/03/2010
K0813020	L' Aix à Saint-Germain-Laval (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	196.59	01/01/1973	31/03/2010
K0943010	Le Rhins à Amplepuis (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	113.81	01/07/1970	31/03/2010
K0974010	Le Gand à Neaux (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	85.54	01/02/1972	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K1084010	La Teyssonne à Changy [La Noaillerie] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	22.93	01/11/1971	31/03/2010
K1284810	La Selle à la Celle-en-Morvan [Polroy] (Direction Régionale de l'Environnement Bourgogne)	135.49	01/10/1969	28/02/2010
K1506410	Le Sapey à la Chabanne [Moulin Voir] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	21.58	01/05/1995	31/03/2010
K1524010	Le Barbenan au Breuil (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	121.43	01/03/1967	31/03/2010
K2010820	L' Allier à Laveyrune [Rogleton 2] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	49.85	01/12/1985	31/03/2010
K2064010	Le Langouyrou à Langogne (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	66.21	01/01/1954	28/02/2010
K2070810	L' Allier à Langogne (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	323.28	01/01/1987	31/03/2010
K2123010	Le Chapeauroux à Châteauneuf-de-Randon [Hermet] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	125.47	01/01/1971	28/02/2010
K2134010	La Clamouze à Chastanier (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	49.91	01/01/1948	28/02/2010
K2163110	Le Grandrieu à Grandrieu (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	71.38	01/01/1944	28/02/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K2223020	L' Ance du Sud à Saint-Préjet-d'Allier [Chambonnet] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	81.33	01/01/1982	28/02/2010
K2223030	L' Ance du Sud à Saint-Préjet-d'Allier (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	160.24	01/10/1983	28/02/2010
K2226010	Le Panis à Saint-Préjet-d'Allier [La Romaine] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	81.32	01/04/1996	28/02/2010
K2234020	La Virlange à Saugues [Freycentet] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	47.38	01/01/1982	31/12/2009
K2254010	La Seuge à Saugues (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	114.13	01/01/1932	28/02/2010
K2283110	La Desges à Chanteuges (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	140.5	01/01/1970	28/02/2010
K2316210	La Cronce à Aubazat (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	124.88	01/01/1970	28/02/2010
K2363010	La Senouire à Paulhaguet [La Fridière] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	156.24	01/01/1961	31/12/2009
K2365510	Le Lidenne à Couteuges [La Tuilerie Basse] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	48.48	01/07/1969	28/02/2010
K2373110	Le Doulon à Saint-Vert (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	36.58	01/02/1998	28/02/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K2514010	L' Allanche à Joursac [Pont du Vernet] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	156.48	01/01/1965	28/02/2010
K2514020	L' Allanche à Allanche (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	66.65	01/07/1991	28/02/2010
K2523010	L' Alagnon à Joursac [Le Vialard] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	322.37	01/01/1948	28/02/2010
K2534010	L' Arcueil à Massiac [Bousselorgue] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	99.9	01/08/1969	28/02/2010
K2544010	L' Allagnonette à Massiac (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	68.49	01/01/1970	28/02/2010
K2593010	L' Alagnon à Lempdes (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	994.02	01/03/1967	28/02/2010
K2644010	L' Ailloux à Manglieu [Lavaur] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	73.05	01/02/1967	28/02/2010
K2654010	La Couze Pavin à Saint-Floret (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	216.43	01/01/1946	28/02/2010
K2674010	La Couze Chambon à Montaigut-le-Blanc [Champeix] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	159.04	01/01/1961	28/02/2010
K2674030	La Couze Chambon à Chambon-sur-Lac [amont Lac] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	31.67	01/02/1992	28/02/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K2674040	La Couze Chambon à Murol [aval Lac] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	37.62	01/02/1992	28/02/2010
K2724210	L' Artière à Clermont-Ferrand [Domaine de Crouel] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	44.35	01/01/1987	28/02/2010
K2724220	L' Artière à Aulnat (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	118.43	01/01/1992	28/02/2010
K2763110	Le Bedat à Cébazat [La Maison Rouge] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	60.01	01/01/1992	28/02/2010
K2774010	L' Ambène à Charbonnières-les-Varennes [Beaunit] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	7.98	01/08/1985	28/02/2010
K2774020	L' Ambène à Ennezat (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	109	01/08/2000	28/02/2010
K2821910	La Dore à Dore-l'Église (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	105.15	01/01/1991	28/02/2010
K2834010	La Dolore à Saint-Bonnet-le-Chastel [Moulin Neuf] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	71.03	01/01/1965	28/02/2010
K2851910	La Dore à Ambert (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	489.86	01/03/1996	28/02/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
K2871910	La Dore à Saint-Gervais-sous-Meymont [Maison du Parc / Giroux-Dore] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	795	01/01/1936	28/02/2010
K2884010	La Faye à Olliergues [Giroux-Faye] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	72.71	01/01/1965	28/02/2010
K2944010	Le Couzon à Courpière [Le Salet] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	72.29	01/01/1965	28/02/2010
K3053100	Le Sichon à Ferrières-sur-Sichon (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	27.43	01/07/1994	28/02/2010
K3206010	La source-de-chez-Pierre à Ceysnat (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	8.19	01/01/1976	28/02/2010
K3222010	La Sioule à Pontgibaud (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	359.73	01/01/1965	28/02/2010
K3273010	Le Sioulet à Miremont [La Prugne] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	469.52	01/01/1986	28/02/2010
K5054010	Le Boron à Saint-Marcel-en-Marcillat [Pont Rameau] (Direction Régionale de l'Environnement Centre/Bassin Loire-Bretagne)	76.34	01/07/1997	31/03/2010
L0010610	La Vienne à Peyrelevade [Servières] (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	64.46	01/01/1957	31/03/2010
L0010620	La Vienne à Peyrelevade [La Rigole du Diable] (Electricité de France)	76.78	01/01/1969	30/06/2009

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
L0050630	La Vienne à Eymoutiers (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	374.54	01/07/1994	31/03/2010
L0123030	La Maulde à Peyrat-le-Château (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	172.68	01/07/1990	28/02/2010
L4010710	La Creuse à Felletin (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	189.89	01/01/1958	31/03/2010
L4033010	La Rozeille à Moutier-Rozeille [Aubusson] (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	189.66	01/01/1959	28/02/2010
L4110710	La Creuse à Ahun (Electricité de France)	748.2	01/01/1969	30/06/2009
L4210710	La Creuse à Glénic (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	948.86	01/03/1993	31/03/2010
O0010040	La Garonne à Saint-Béat [2] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	646.77	01/02/1992	31/03/2010
O0015310	Le Maudan à Fos (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	36	01/01/1961	31/03/2010
O0105110	La Neste de Cap de Long à Aragnouet [Les Edelweiss] (Electricité de France)	5.29	01/01/1948	30/06/2009

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
O0200020	La Garonne [partielle] à Saint-Gaudens [Valentine] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	2229.74	01/01/1984	31/03/2010
O0200040	La Garonne [totale] à Saint-Gaudens [Valentine - récent] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	2229.96	01/01/1984	31/01/2010
O0234020	Le Ger à Aspet [2] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	94.03	01/01/1983	31/03/2010
O0362510	Le Salat à Soueix-Rogalle [Kercabanac] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	384.54	01/01/1931	31/03/2010
O0384010	L' Arac à Soulan [Freychet] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	169.69	01/01/1962	31/01/2010
O0444010	Le Lez aux Bordes-sur-Lez (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	211.88	01/01/1971	31/03/2009
O0484010	Le Lez à Engomer [Balaguères] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	365.7	01/01/1970	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
O0502520	Le Salat à Saint-Lizier [Saint Giron] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	1158.72	01/01/1974	31/03/2010
O0554010	L' Arbas à Castelbiague [Pont de Prades] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	92.04	01/10/1968	31/03/2010
O1115010	L' Artigue à Auzat [Cibelle] (Electricité de France)	24.15	01/04/1961	30/06/2009
O1442910	L' Hers Vif au Peyrat (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	191.46	01/01/1962	31/03/2010
O1464010	Le Blau à Chalabre (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	77.14	01/08/1961	31/03/2010
O1484310	La Touyre à Lavelanet [2] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	68.3	01/01/1969	31/03/2010
O1484320	La Touyre à Montferrier [2] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	28.97	01/11/1969	31/03/2010
O1494330	La Touyre à Lérans (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	94.81	01/10/1978	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
O1532910	L' Hers Vif à Roumengoux (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	598.07	01/07/1993	31/03/2010
O1584610	Le Douctouyre à Vira [Engraviès] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	136.12	01/02/1968	31/03/2010
O3006710	La Goudech à Saint-Maurice-de-Ventalon [La Cépède] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	10.1	01/09/1949	28/02/2010
O3011010	Le Tarn au Pont-de-Montvert [Fontchalettes] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	65.03	01/01/1948	28/02/2010
O3015520	Le Rieumalet au Pont-de-Montvert (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	21.62	01/09/1949	28/02/2010
O3035210	Le Briançon aux Bondons [Cocures] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	25.74	01/09/1949	28/02/2010
O3064010	Le Tarnon à Florac (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	132.29	01/01/1970	28/02/2010
O3084320	La Mimente à Florac (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	125.98	01/01/1975	28/02/2010
O3121010	Le Tarn à Montbrun [Pont de Montbrun] (Electricité de France)	587.96	01/01/1961	30/06/2009

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
O3141010	Le Tarn à Mostuéjols [La Muse] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	944.86	01/01/1913	28/02/2010
O3165010	La Brèze à Meyrueis (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	33.89	01/09/1969	28/02/2010
O3194010	La Jonte à Meyrueis [aval] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	98.21	01/10/1969	28/02/2010
O3364010	La Dourbie à Nant [Pont de Gardies] (Electricité de France)	427.64	01/01/1962	30/06/2009
O3394030	La Dourbie à Millau [Massebiau 3] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	654.3	01/11/1983	31/03/2010
O3401010	Le Tarn à Millau [2] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	2142.87	01/01/1969	28/02/2010
O3754010	Le Rancé à Saint-Sernin-sur-Rance (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	289.03	01/01/1990	31/03/2010
O4102510	L' Agout à Fraisse-sur-Agout (Electricité de France)	45.3	01/01/1951	30/06/2009
O4194310	Le Gijou à Vabre [Rocalé] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	206.83	01/01/1951	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
O5055010	Le Serre à Coussergues [Resuenhe] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Midi-Pyrénées)	108.2	01/02/1968	28/02/2010
O7001510	Le Lot à Bagnols-les-Bains (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	94.43	01/01/1982	28/02/2010
O7015810	L' Esclancide à Pelouse [Les Salces] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	33.42	01/04/1978	28/02/2010
O7021530	Le Lot à Mende [aval] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	286.4	01/01/1983	28/02/2010
O7035010	Le Bramont à Saint-Bauzile [Les Fonts] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	117.33	01/01/1970	28/02/2010
O7041510	Le Lot à Balsièges [Bramonas] (Electricité de France)	468.43	01/01/1966	30/06/2009
O7085010	Le Coulagnet à Marvejols (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	82.66	01/12/1976	28/02/2010
O7101510	Le Lot à Banassac [La Mothe] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	1158.23	01/01/1921	28/02/2010
O7234010	La Rimeize à Rimeize (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	117.17	01/01/1971	28/02/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
O7234030	La Rimeize à Fau-de-Peyre [Vareilles] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	81.04	01/06/1968	28/02/2010
O7245010	Le Chapouillet à Rimeize [Chassignoles] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	64.69	01/11/1971	28/02/2010
O7265010	La Limagnole à Fontans [Saint-Alban] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	77.56	01/10/1970	31/03/2010
O7354010	La Lander à Saint-Georges (Electricité de France)	308.99	01/01/1956	31/05/2009
O7410401	Le Bes à Marchastel [Pont de Marchastel] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	85.91	01/10/1996	28/02/2010
O7444010	Le Bès à Saint-Juéry (Electricité de France)	285.82	01/01/1956	30/06/2009
O7515510	Le Remontalou à Chaudes-Aigues [Moulin de Gastal] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	27.05	01/06/1992	28/02/2010
O7535010	L' Epie à Oradour [Pont-de-Rochebrune] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	63.51	01/06/1992	28/02/2010
O7635010	La Bromme à Brommat [EDF] (Electricité de France)	109.09	01/01/1948	30/06/2009
P0010010	La Dordogne à Saint-Sauves-d'Auvergne (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	89.13	01/01/1929	28/02/2010
P0084010	Le Chavanon à Messeix [La Cellete] (Electricité de France)	362.68	01/01/1961	30/06/2009

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
P0115010	La Burande à la Tour-d’Auvergne (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	20.74	01/01/1944	28/02/2010
P0115020	La Burande [ou ru de Burons] à Singles (Electricité de France)	85	01/01/1960	30/06/2009
P0212510	La Rhue à Égliseneuve-d’Entraigues (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	40.31	01/01/1956	28/02/2010
P0304010	La Santoire à Ségur-les-Villas [La Carrière] (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	59.24	01/10/1992	28/02/2010
P0364010	La Santoire à Condat [Roche-Pointue] (Electricité de France)	169.31	01/01/1916	30/06/2009
P0555010	La Véronne à Riom-ès-Montagnes (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	49.68	01/07/2001	28/02/2010
P0714010	La Diège à Chaveroche (Direction Régionale de l’Environnement Limousin)	236.28	01/01/1959	31/03/2010
P0814020	La Sumène à Antignac (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	72.61	01/07/2000	28/02/2010
P0885010	Le Mars à Bassignac [Vendes] (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	117.34	01/01/1923	28/02/2010
P0885020	Le Mars au Falgoux (Direction Régionale de l’Environnement Auvergne)	20.49	01/05/1991	28/02/2010
P0924010	La Triouzoune à Saint-Angel (Direction Régionale de l’Environnement Limousin)	78.51	01/03/1961	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
P1154010	La Luzège à Lamazière-Basse [Pont de Bouyges] (Electricité de France)	250.43	01/01/1961	30/06/2009
P1422510	La Maronne à Sainte-Eulalie (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	107.52	01/01/1934	28/02/2010
P1712910	La Cère à Vic-sur-Cère [Comblat-le-Pont] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	88.29	01/01/1959	28/02/2010
P1772910	La Cère à Sansac-de-Marmiesse (Electricité de France)	348.87	01/01/1969	30/06/2009
P1834010	L' Authre à Ytrac [Le Vert] (Direction Régionale de l'Environnement Auvergne)	143.14	01/10/1998	28/02/2010
P3001010	La Vézère à Saint-Merd-les-Oussines [Maisonnia] (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	42.14	01/01/1957	28/02/2010
P3015410	L' Ars à Pérols-sur-Vézère [Ars] (Direction Régionale de l'Environnement Limousin)	30.06	01/01/1956	28/02/2010
P3021010	La Vézère à Bugeat (Electricité de France)	137.72	01/01/1951	30/06/2009
P3322510	La Corrèze à Saint-Yrieix-le-Déjalat [Pont de Lanour] (Service de Prévisions des Crues de la Dordogne)	53.61	01/01/1948	31/01/2010
P3352510	La Corrèze à Corrèze [Pont de Neupont] (Service de Prévisions des Crues de la Dordogne)	164.12	01/01/1935	28/02/2010
P3614010	La Montane à Eyrein [Pont du Geai] (Service de Prévisions des Crues de la Dordogne)	42.48	01/01/1957	28/02/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
Q0100010	L' Adour [Adour seul] à Asté [Pont d'Asté] (Direction Régionale de l'Environnement Aquitaine)	270.17	01/01/1912	31/03/2010
Q0115710	L' Oussouet à Trébons (Direction Régionale de l'Environnement Aquitaine)	32.33	01/12/1975	31/03/2010
Q0120060	L' Adour à Tarbes [2] (Direction Régionale de l'Environnement Aquitaine)	388.45	01/01/1982	31/03/2010
Q4801010	Le Gave de Pau à Saint-Pé-de-Bigorre [Pont de Rieulhes] (Direction Régionale de l'Environnement Aquitaine)	1122.66	01/01/1955	31/03/2010
U0104010	Le Coney à Xertigny (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	64.22	01/01/1973	31/03/2010
U0415010	Le Breuchin à la Proiselière-et-Langle (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	122.76	01/09/1967	31/03/2010
U1004010	L' Ognon à Servance [Fourguenons] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	71.32	01/07/1968	31/03/2010
U1014020	L' Ognon à Montessaux (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	169.69	01/10/1993	31/03/2010
U1025010	Le Rahin à Plancher-Bas (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	31.96	01/01/1968	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
U2002010	Le Doubs à Mouthe (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	32.95	01/11/1979	31/03/2010
U2012010	Le Doubs à Labergement-Sainte-Marie (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	169.53	01/01/1960	31/03/2010
U2015030	Le Bief Rouge à Longevilles-Mont-d'Or (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	25.86	01/05/1997	28/02/2010
U2022010	Le Doubs à la Cluse-et-Mijoux [Pontarlier amont] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	381.69	01/01/1957	31/03/2010
U2022020	Le Doubs à Doubs (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	384.72	01/07/1986	31/03/2010
U2035040	Le Drugeon à Bonnevaux (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	40.46	01/09/1995	30/11/2009
U2035050	Le Drugeon à Vaux-et-Chantegrue (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	15.88	01/10/1995	30/11/2009
U2102010	Le Doubs à Ville-du-Pont (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	640.73	01/10/1978	28/02/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
U2122010	Le Doubs à Goumois (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	1159.15	01/01/1956	31/03/2010
U2142010	Le Doubs à Glère [Courclavon] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	1306.36	01/01/1959	31/03/2010
U2215020	Le Dessoubre à Saint-Hippolyte (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	589.88	01/01/1958	31/03/2010
U2222010	Le Doubs à Mathay (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	2235.6	01/10/1975	31/03/2010
U2225410	Le Gland à Meslières (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	39.35	01/02/1987	31/03/2010
U2305210	Le Saint-Nicolas à Rougemont-le-Château (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	8.96	01/08/1974	31/03/2010
U2334020	L' Allaine à Joncherey (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	321.79	01/04/1996	31/03/2010
U2345020	La Savoureuse à Giromagny (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	29.88	01/08/1974	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
U2345030	La Savoureuse à Belfort (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	143.97	01/01/1965	31/03/2010
U2345040	La Savoureuse à Vieux-Charmont (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	235.38	01/07/1986	31/03/2010
U2345820	La Rosemontoise à Chaux (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	26.65	01/06/1974	30/09/2009
U2354010	L' Allan à Courcelles-lès-Montbéliard (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	1109.14	01/05/1981	31/03/2010
U2402010	Le Doubs à Voujeaucourt (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	3556.33	01/12/1969	31/03/2010
U2425250	Le Cusancin à Cusance (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	154.43	01/12/1986	28/02/2010
U2604030	La Loue à Vuillafans (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	291.28	01/01/1954	31/03/2010
U2615820	Le Lison [source] à Nans-sous-Sainte-Anne (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	209.92	01/10/1976	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
U2615830	Le Lison à Myon (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	283.51	01/08/1968	28/02/2010
U2616410	Le Verneau à Nans-sous-Sainte-Anne (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	14.62	01/03/1969	31/03/2010
U2635010	La Furieuse à Salins-les-Bains (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	41.1	01/04/1981	31/03/2010
U2655030	La Cuisance à Mesnay (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	60.89	01/07/1980	31/03/2010
U4505010	L' Ardières à Beaujeu (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	55.18	01/12/1969	31/03/2010
U4625010	Le Soanan à Saint-Vérand [La Tracole] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	53.77	01/01/1985	31/03/2010
V0205010	Le Bronze à Bonneville [Thuet] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	27.57	01/09/1968	31/03/2010
V0205420	Le Borne à Saint-Jean-de-Sixt (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	65.25	01/03/1964	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
V0245610	L' Aire à Saint-Julien-en-Genevois [Thairy] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	47.02	01/01/1978	31/03/2010
V0325010	La Dranse de Morzine à Seytroux [Pont de Couvaloup] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	171.21	01/12/1964	31/03/2010
V0345210	Le Redon à Margencel (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	31.8	01/01/1971	31/03/2010
V0355010	Le Foron à Sciez (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	51.03	01/01/1974	31/03/2010
V0415010	L' Allondon à Saint-Genis-Pouilly (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	38.51	01/04/1990	31/03/2010
V0415040	L' Allondon à Échenevex [Naz-Dessous] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	6.96	01/12/1993	31/03/2010
V0415410	Le Lion à Prévessin-Moëns [Vesegnin] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	38.17	01/04/1990	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
V1015010	La Valserine à Lélex [Niaizet] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	76.26	01/01/1966	31/03/2010
V1015030	La Valserine à Chézery-Forens [Chézery] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	110.16	01/01/1960	31/03/2010
V1015810	La Semine à Châtillon-en-Michaille [Coz] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	182.18	01/01/1959	31/03/2010
V1114010	Les Usses à Musièges [Pont des Douattes] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	179.66	01/01/1905	31/03/2010
V1214010	Le Fier à Dingy-Saint-Clair (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	223.51	01/01/1906	31/03/2010
V1225010	La Filière à Argonay (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	163.1	01/01/1975	31/03/2010
V1235210	L' Ire à Doussard (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	25.38	01/01/1972	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
V1235420	La Bornette à Lathuile (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	12.52	01/04/1987	31/03/2010
V1235610	L' Eau Morte à Doussard (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	92.53	01/02/1975	31/03/2010
V1237410	Le Laudon à Saint-Jorioz (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	30.23	01/02/1977	31/03/2010
V1257810	Les Eparis à Alby-sur-Chéran (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	24.25	01/01/1974	28/02/2010
V1258410	La Nephaz à Rumilly (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	28.43	01/04/1994	28/02/2010
V1315050	La Leysse à la Ravoire (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	86.94	01/07/1994	31/03/2010
V1414010	Le Seran à Belmont-Luthézieu [Bavosière] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	157.98	01/01/1961	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
V1504010	Le Guiers Mort à Saint-Laurent-du-Pont (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	94.03	01/06/1970	31/03/2010
V1515010	Le Guiers Vif à Saint-Christophe-sur-Guiers [Pont Saint-Martin] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	124.92	01/03/1970	31/03/2010
V1535210	La Leysse à Nances [Novalaise] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	27.2	01/06/1993	28/02/2010
V2024010	La Saine à Foncine-le-Bas (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	100.99	01/01/1956	31/03/2010
V2035010	La Lemme à Fort-du-Plasne [Pont-de-Lemme] (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	94.76	01/01/1956	31/03/2010
V2114010	L' Angillon à Champagnole (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	106.87	01/07/1975	31/03/2010
V2206010	Le Hérisson à Doucier (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Franche-Comté)	50.96	01/01/1957	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
V2414010	La Bienne à Saint-Claude [Chenavier] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	202.87	01/01/1957	31/10/2009
V2414030	La Bienne à Morez (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	82.56	01/03/1998	31/01/2010
V2444020	La Bienne à Jeurre (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	593.31	01/06/1971	31/03/2010
V2505020	L' Oignin à Maillat [Pontet] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	92.74	01/01/1986	31/03/2010
V3515010	La Deume à Saint-Julien-Molin-Molette [La Garinière] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	107.47	01/05/1994	31/03/2010
V3517010	Le Ternay à Savas [Ternay] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	25.31	01/01/1994	31/03/2010
V4015030	La Barberolle à Barbières [Pont des Ducs] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	9.77	01/07/1979	28/02/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
V4145210	La Glueyre à Gluiras [Tisoneche] (Service de Prévisions des Crues Grand Delta)	71.76	01/01/1953	31/03/2010
V4214010	La Drôme à Luc-en-Diois (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	189.29	01/01/1907	31/03/2010
V4225010	Le Bez à Châtillon-en-Diois (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	227.36	01/01/1963	31/03/2010
V4275010	La Gervanne à Beaufort-sur-Gervanne (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	100.75	01/05/1966	31/03/2010
V4275910	La résurgence des Fontaigneux à Beaufort-sur-Gervanne (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	103.99	01/08/1969	31/03/2010
V5045810	Le Borne à Saint-Laurent-les-Bains [Pont de Nicoulaud] (Electricité de France)	62.69	01/01/1969	30/06/2009
V5046610	L' Altier à Altier [La Goulette] (Direction Régionale de l'Environnement Languedoc-Roussillon)	103.23	01/01/1969	28/02/2010
V7105210	Le Gardon de Saint-Germain à Saint-Germain-de-Calberte [Bastide] (Service de Prévisions des Crues Grand Delta)	31.09	01/10/1980	31/03/2010

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
W0000010	L' Isère à Val-d'Isère (Electricité de France)	45.54	01/01/1948	30/06/2009
W1105030	Le Gelon à la Rochette (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	57.64	01/01/1984	31/03/2010
W2114010	La Séveraisse à Villar-Loubière (Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur)	131.34	01/01/1969	31/03/2010
W2314010	La Bonne à Entraigues [Pont Battant] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	143.9	01/02/1905	31/03/2010
W2335210	La Roizonne à la Valette [La Rochette] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	70.23	01/07/1919	31/03/2010
W2405010	La Jonche à la Mure (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	51.49	01/10/1972	31/03/2010
W2804020	La Gresse à Gresse-en-Vercors [Pont Jacquet] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	22.57	01/01/1987	31/03/2010
W3315010	Le Meaudret à Méaudre (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	73.99	01/04/1972	31/03/2010

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Surface	MES	DDD
W3335210	L' Adouin à Saint-Martin-en-Vercors [Tourtre] (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Rhône-Alpes)	36.64	01/01/1970	31/03/2010
X0010010	La Durance à Val-des-Prés [Les Alberts] (Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur)	206.28	01/01/1976	31/03/2010
X0130010	La Durance à l' Argentière-la-Bessée (Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur)	962.87	01/01/1910	31/03/2010
X0310010	La Durance à Embrun [La Clapière] (Electricité de France)	2282.76	01/01/1960	30/06/2009
X0434010	L' Ubaye à Barcelonnette [Abattoir] (Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur)	542.47	01/01/1904	28/02/2010
X0454010	L' Ubaye au Lauzet-Ubaye [Roche Rousse] (Electricité de France)	943.22	01/01/1960	30/06/2009
X1034020	Le Buech à Serres [Les Chambons] (Electricité de France)	731.29	01/01/1969	30/06/2009
X1225010	Le Bes à la Javie [Esclangon-Péroure] (Service de Prévisions des Crues Grand Delta)	164.51	01/02/1963	31/03/2010
X1424010	L' Asse à Beynes [Chabrières] (Electricité de France)	382.26	01/01/1953	30/06/2009
X2002020	Le Verdon à Allos [La Foux] (Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur)	9.99	01/11/1978	31/12/2009

A.1 LISTE DES 277 BASSINS VERSANTS UTILISÉS

Code	Nom	Surface	MES	DDD
X2114010	L' Issole à Saint-André-les-Alpes [Mourefrey] (Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur)	137.72	01/01/1904	31/03/2010
Y0424010	La Têt à Serdinya [Joncet] (Direction Départementale de l'Equipement de l'Aude)	418.26	01/12/1966	28/02/2010
Y1105010	Le Rebenty à Saint-Martin-Lys (Direction Départementale de l'Equipement de l'Aude)	226.64	01/01/1934	31/03/2010
Y1112010	L' Aude à Belvianes-et-Cavirac (Direction Départementale de l'Equipement de l'Aude)	714.77	01/01/1914	31/03/2010

A.2 Liste des stations Suisses utilisées

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
ABO	Adelboden	1326	1.37E+02	X	X	-
AIG	Aigle	381	9.26E-01	X	X	X
ALT	Altdorf	438	7.86E+01	X	X	X
AND	Andeer	987	2.53E+02	X	-	-
ARH	Altenrhein	398	1.12E+01	X	X	-
ATT	Les Attelas	2730	-2.97E+02	X	X	-
BAS	Basel / Binningen	316	-1.62E+01	X	X	-
BER	Bern / Zollikofen	552	3.60E+00	X	X	X
BEZ	Beznau	325	4.03E+01	X	X	-
BIE	Biere	683	-5.51E+00	X	X	-
BIZ	Bischofszell	470	5.11E+01	X	X	-
BOL	Boltigen	820	2.42E+02	X	X	-
BOU	Bouveret	374	1.17E+01	X	-	-
BRL	La Brévine	1050	5.12E+01	X	X	-
BUF	Buffalora	1968	2.17E+02	X	X	-
BUS	Buchs / Aarau	386	8.48E+00	X	X	-
CDF	La Chaux-de-Fonds	1018	6.91E+01	X	X	-
CEV	Cevio	417	4.52E+02	X	X	-

A.2 LISTE DES STATIONS SUISSES UTILISÉES

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
CGI	Nyon / Changins	455	-1.26E+01	X	X	X
CHA	Chasseral	1599	-2.30E+02	X	X	-
CHD	Chateau-d Oex	1029	1.63E+02	X	X	X
CHU	Chur	556	1.17E+02	X	X	-
CHZ	Cham	442	-1.66E+01	X	X	-
CIM	Cimetta	1661	-3.75E+02	X	X	-
CMA	Crap Masegn	2480	-2.76E+02	X	X	-
COM	Acquarossa / Comprovasco	575	2.47E+02	X	X	-
COV	Piz Corvatsch	3302	-4.28E+02	X	X	-
CRM	Cressier	431	2.64E+01	X	X	-
DAV	Davos	1594	1.71E+02	X	X	X
DIA	Les Diablerets	2964	-4.69E+02	X	X	-
DIS	Disentis / Sedrun	1197	1.86E+02	X	X	-
DOL	La Dole	1669	-2.50E+02	X	X	X
EBK	Ebnat-Kappel	623	1.26E+02	X	X	-
EGH	Eggishorn	2893	-4.32E+02	X	X	-
EGO	Egolzwil	521	1.68E+01	X	X	-
EIN	Einsiedeln	910	1.12E+01	X	X	X
ELM	Elm	958	3.09E+02	X	X	X

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
ENG	Engelberg	1035	1.95E+02	X	X	X
EVI	Evionnaz	482	1.85E+02	X	X	-
EVO	Evolene / Villa	1825	2.71E+01	X	X	-
FAH	Fahy	596	-2.01E+01	X	X	X
FRE	Bullet / La Frétaz	1205	-1.51E+02	X	X	-
GEN	Monte Generoso	1600	-4.12E+02	X	X	-
GIH	Giswil	471	5.51E+01	X	X	-
GLA	Glarus	516	1.66E+02	X	X	-
GOE	Gösgen	380	2.11E+01	X	X	-
GOR	Gornergrat	3129	-3.38E+02	X	X	-
GRA	Fribourg / Posieux	646	-2.40E+01	X	X	-
GRE	Grenchen	430	5.21E+00	X	X	-
GRH	Grimsel Hospiz	1980	1.79E+02	X	X	X
GSB	Col du Grand St-Bernard	2472	-6.89E+00	X	X	-
GUE	Gutsch ob Andermatt	2283	-3.02E+02	X	X	X
GUT	Guttingen	440	1.08E+01	X	X	-
GVE	Geneve-Cointrin	412	1.16E+01	X	X	X
HAI	Salen-Reutenen	718	-7.36E+01	X	X	-

A.2 LISTE DES STATIONS SUISSES UTILISÉES

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
HLL	Hallau	419	3.15E+01	X	X	-
HOE	Hörnli	1144	-2.61E+02	X	X	-
INT	Interlaken	577	8.48E+01	X	X	-
JUN	Jungfraujoeh	3580	-1.56E+02	X	X	X
KLO	Zurich / Kloten	426	5.26E+00	X	X	X
KOP	Koppigen	484	9.06E+00	X	X	X
LAE	Lagern	845	-2.33E+02	X	X	-
LAG	Langnau i.E.	745	3.21E+01	X	X	-
LEI	Leibstadt	341	1.32E+01	X	X	-
LUG	Lugano	273	5.46E+01	X	X	X
LUZ	Luzern	454	3.14E+01	X	X	X
MAE	Mannlichen	2230	-4.19E+02	X	-	-
MAG	Magadino / Cadenazzo	203	2.08E+01	X	X	X
MAH	Method	437	4.04E+00	X	X	-
MER	Meiringen	588	1.67E+02	X	X	-
MLS	Le Moléson	1974	-5.02E+02	X	X	-
MOA	Mosen	453	5.12E+01	X	X	-
MOE	Mohlin	344	-1.91E+01	X	X	-
MTR	Matro	2171	-4.82E+02	X	X	-

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
MUB	Muhleberg	479	5.41E+01	X	X	-
MVE	Montana	1427	-1.08E+02	X	X	-
NAP	Napf	1403	-2.66E+02	X	X	X
NAS	Naluns / Schlivera	2400	-1.13E+02	X	X	-
NEU	Neuchâtel	485	2.81E+01	X	X	-
ORO	Oron	827	-5.57E+01	X	X	-
OTL	Locarno / Monti	366	3.47E+01	X	X	X
PAY	Payerne	490	-1.23E+00	X	X	X
PIL	Pilatus	2106	-5.66E+02	X	X	-
PIO	Piotta	990	3.55E+02	X	-	-
PLF	Plaffeien	1042	-1.21E+02	X	X	X
PMA	Piz Martegnas	2670	-3.21E+02	X	X	-
PSI	PSI Wurenlingen	334	3.91E+01	X	X	-
PUY	Pully	455	1.75E+01	X	X	-
RAG	Bad Ragaz	496	3.71E+01	X	X	X
REH	Zurich / Affoltern	443	1.76E+01	X	X	-
ROB	Poschiavo / Robbia	1078	3.29E+02	X	-	X
ROE	Robiei	1896	2.66E+02	X	X	-
RUE	Runenberg	611	-5.06E+01	X	X	X

A.2 LISTE DES STATIONS SUISSES UTILISÉES

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
SAE	Santis	2502	-5.75E+02	X	X	-
SAM	Samedan	1708	1.18E+02	X	X	X
SBE	S. Bernardino	1638	2.15E+02	X	X	-
SBO	Stabio	353	4.27E+01	X	X	-
SCU	Scuol	1303	1.67E+02	X	-	-
SHA	Schaffhausen	438	1.26E+01	X	X	X
SIO	Sion	482	7.35E+01	X	X	-
SMA	Zurich / Fluntern	555	-1.12E+01	X	X	X
SMM	Sta. Maria. Val Mustair	1383	2.27E+02	X	X	-
SPF	Schupfheim	742	7.80E+01	X	X	-
STC	St. Chrischona	493	-4.98E+01	X	X	-
STG	St. Gallen	775	-1.82E+01	X	X	-
TAE	Aadorf / Tanikon	539	4.16E+01	X	X	X
TIT	Titlis	3040	-5.58E+02	X	X	-
ULR	Ulrichen	1345	2.28E+02	X	X	X
VAB	Valbella	1569	7.05E+01	X	X	-
VAD	Vaduz	457	9.33E+01	X	X	-
VIS	Visp	639	2.11E+02	X	X	-
WAE	Wadenswil	485	1.35E+01	X	-	-

ANNEXE A. INFORMATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES DONNÉES UTILISÉES DANS
CE MANUSCRIT

Code	Nom	Z	δ	P_{vap}	SW_{\downarrow}	LW_{\downarrow}
WFJ	Weissfluhjoch	2691	-2.25E+02	X	X	X
WYN	Wynau	422	1.51E+01	X	X	-
ZER	Zermatt	1638	4.23E+02	X	X	-

Annexe

B

Cartographies des variations de performances pour des pondérations différentes entre critères de débit et de SCA

B.1 Période de validation 2000-2005

Q 100% - SCA 0%

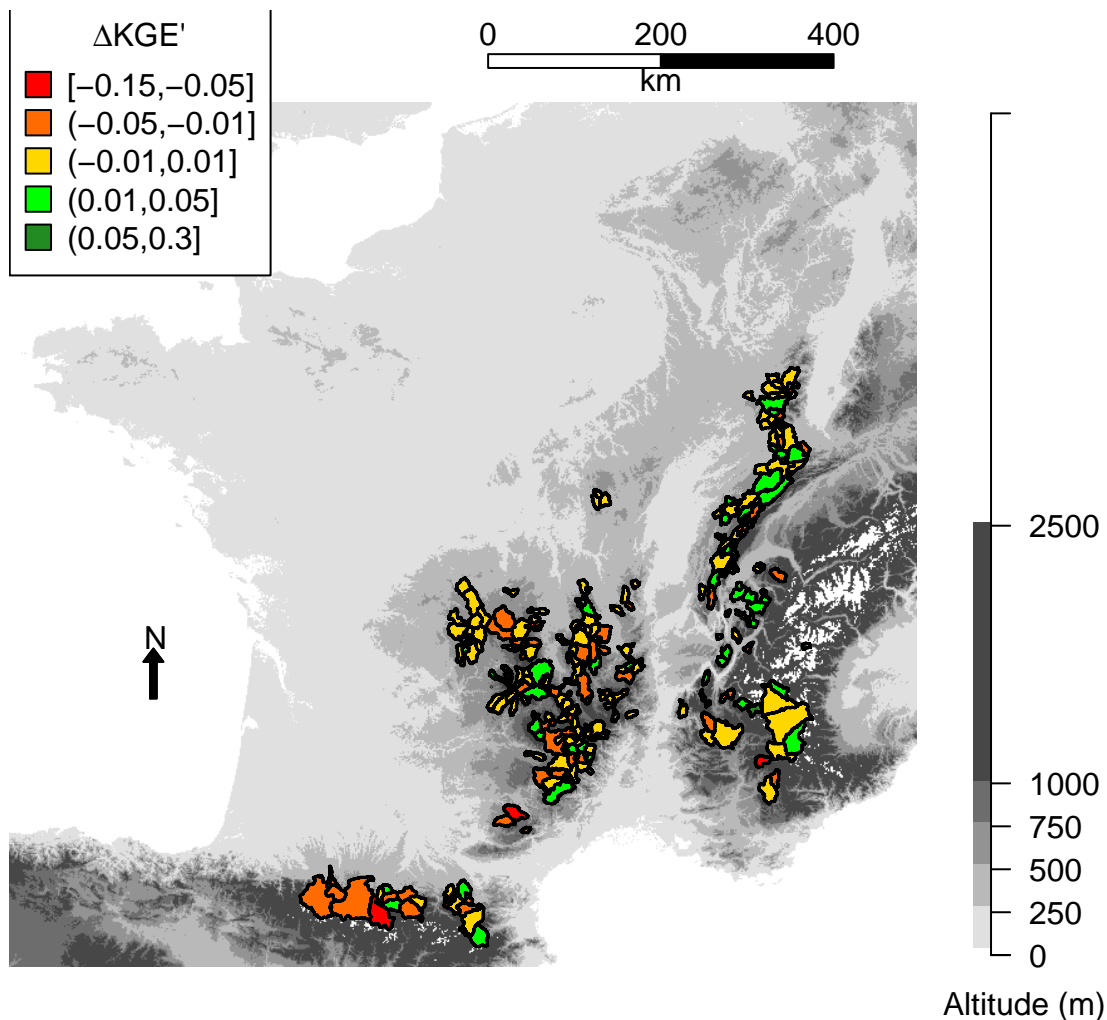


FIGURE F-II.1 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2000-2005. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence des performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL*} (pondération 100% Q et 0% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

Q 90% - SCA 10%

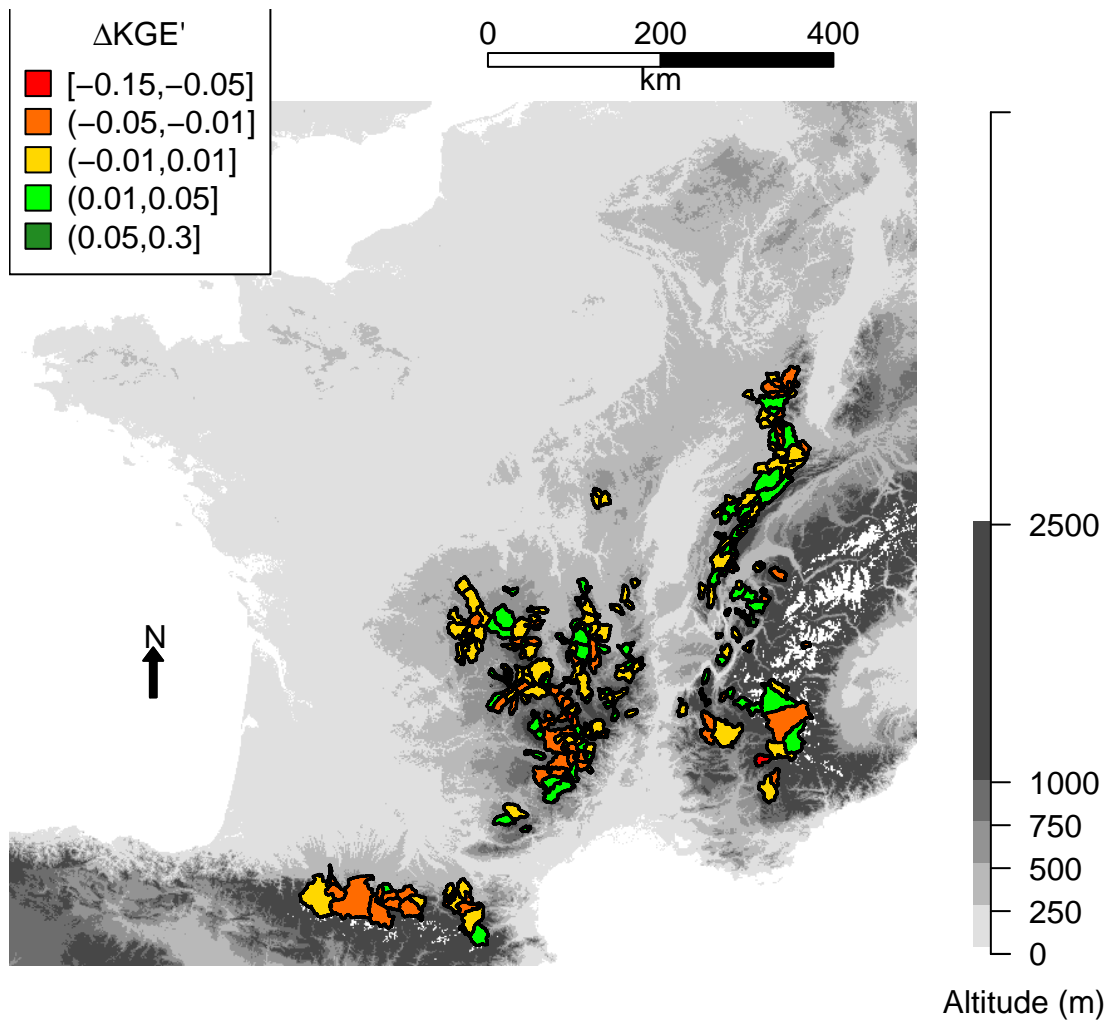


FIGURE F-II.2 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2000-2005. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL}^* (pondération 90% Q et 10% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

ANNEXE B. CARTOGRAPHIES DES VARIATIONS DE PERFORMANCES POUR DES PONDÉRATIONS DIFFÉRENTES ENTRE CRITÈRES DE DÉBIT ET DE SCA

Q 75% - SCA 25%

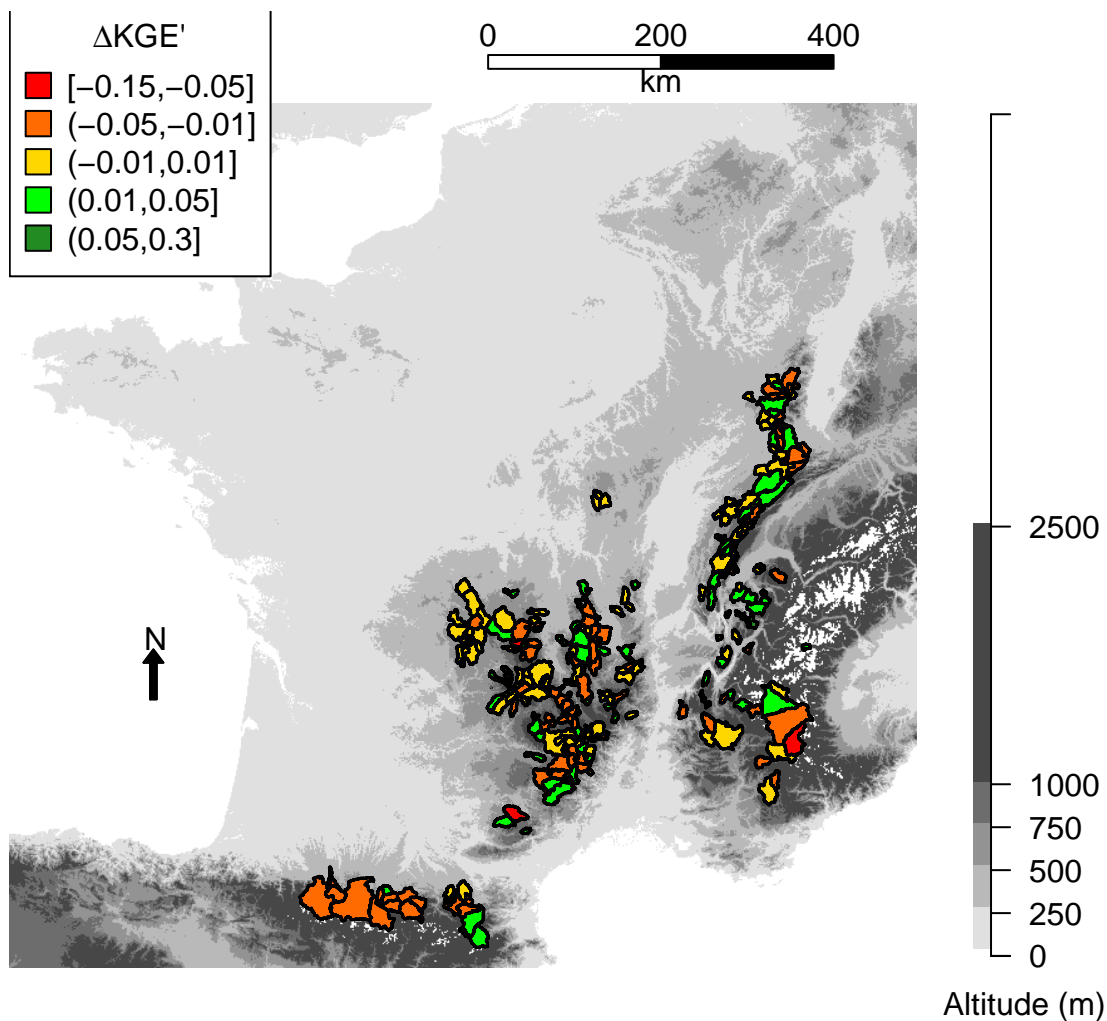


FIGURE F-II.3 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2000-2005. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL*} (pondération 75% Q et 25% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

Q 50% - SCA 50%

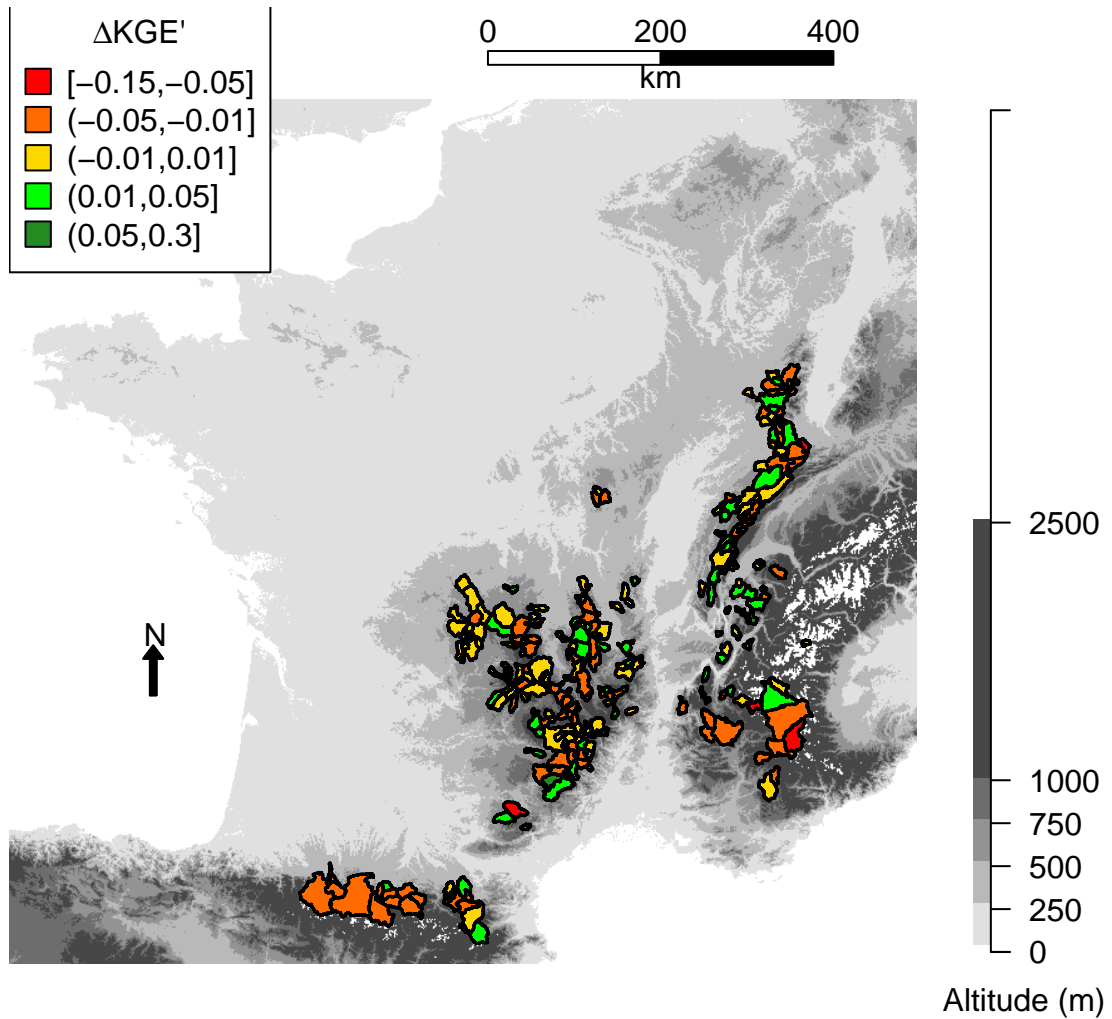


FIGURE F-II.4 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2000-2005. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL}^* (pondération 50% Q et 50% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

B.2 Période de validation 2005-2010

Q 100% - SCA 0%

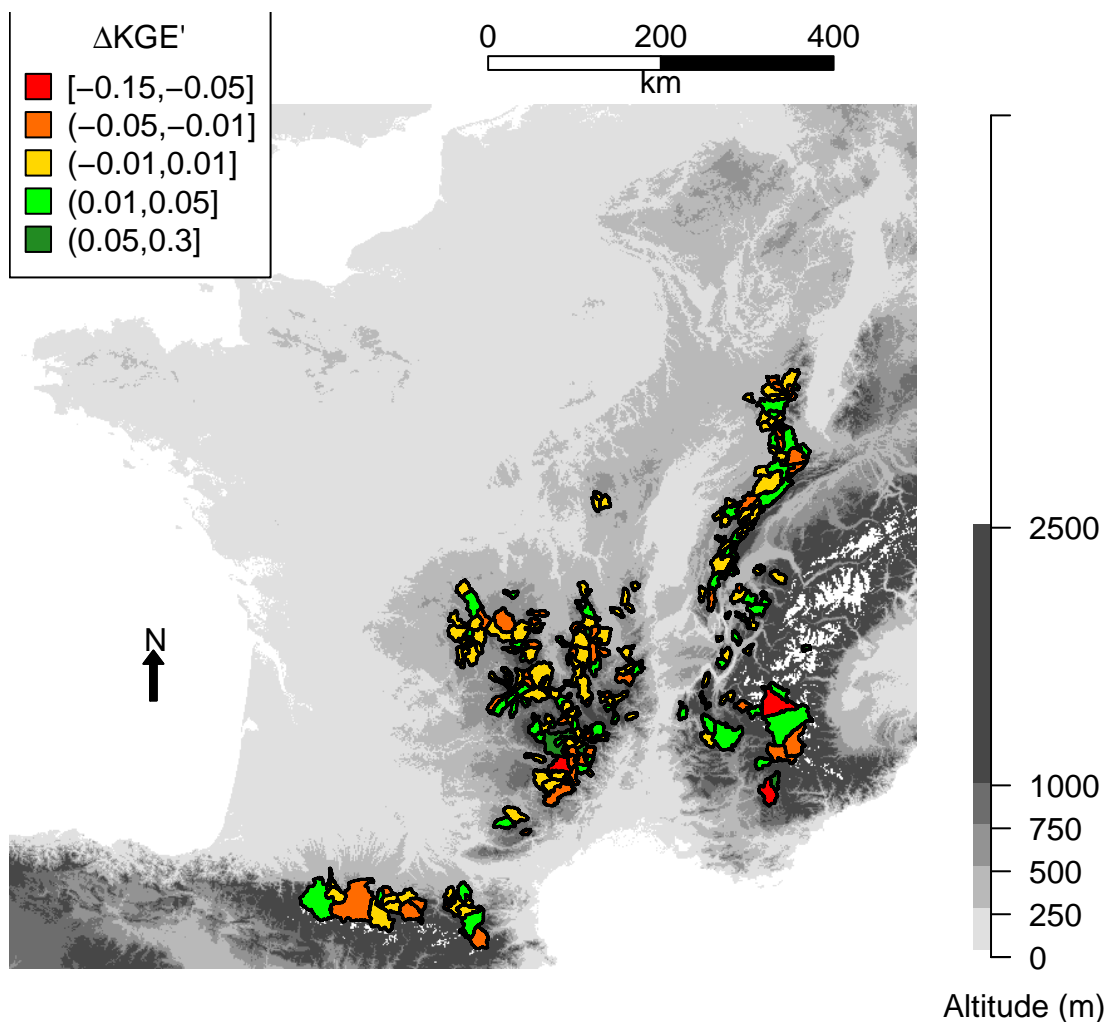


FIGURE F-II.5 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2005-2010. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL*} (pondération 100% Q et 0% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

Q 90% - SCA 10%

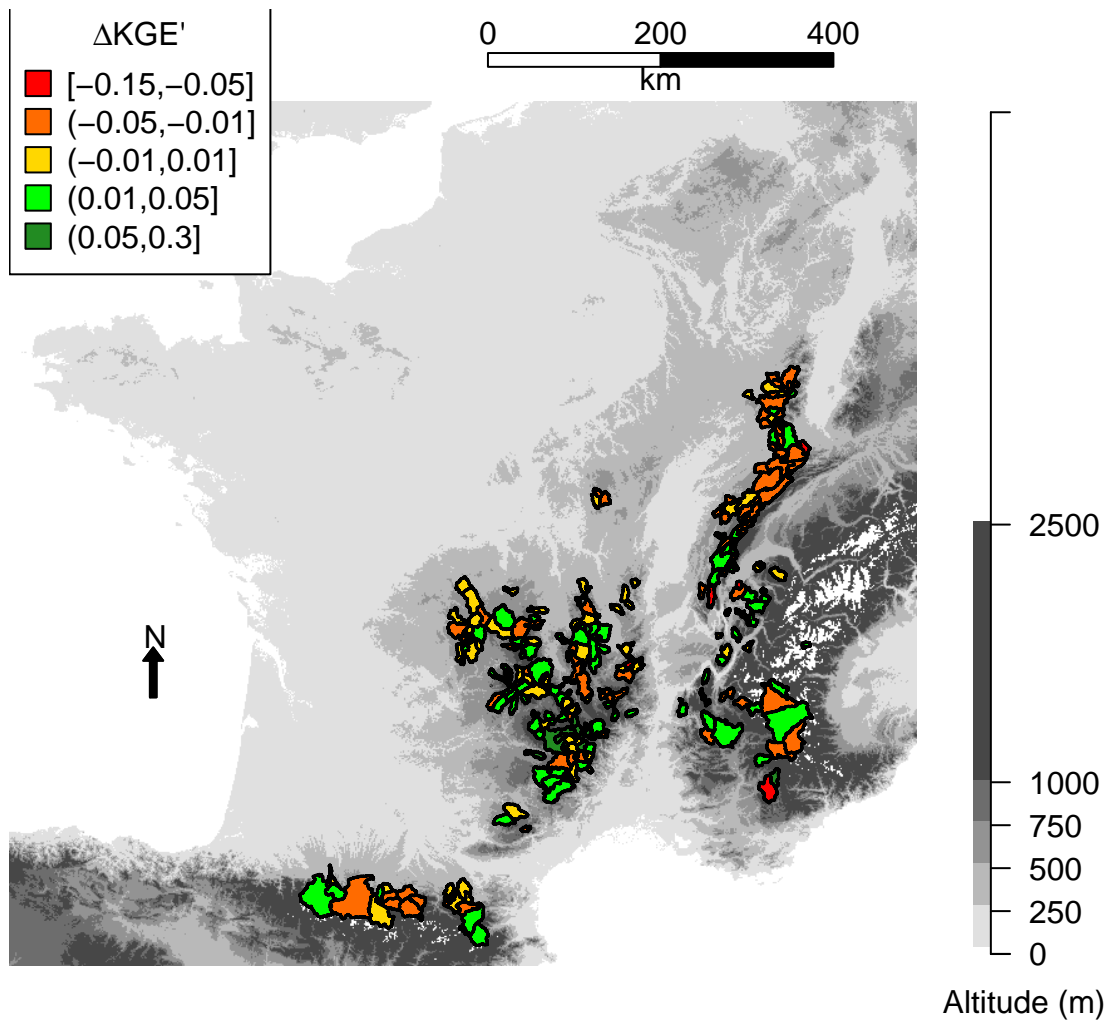


FIGURE F-II.6 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2005-2010. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL}^* (pondération 90% Q et 10% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

ANNEXE B. CARTOGRAPHIES DES VARIATIONS DE PERFORMANCES POUR DES PONDÉRATIONS DIFFÉRENTES ENTRE CRITÈRES DE DÉBIT ET DE SCA

Q 75% - SCA 25%

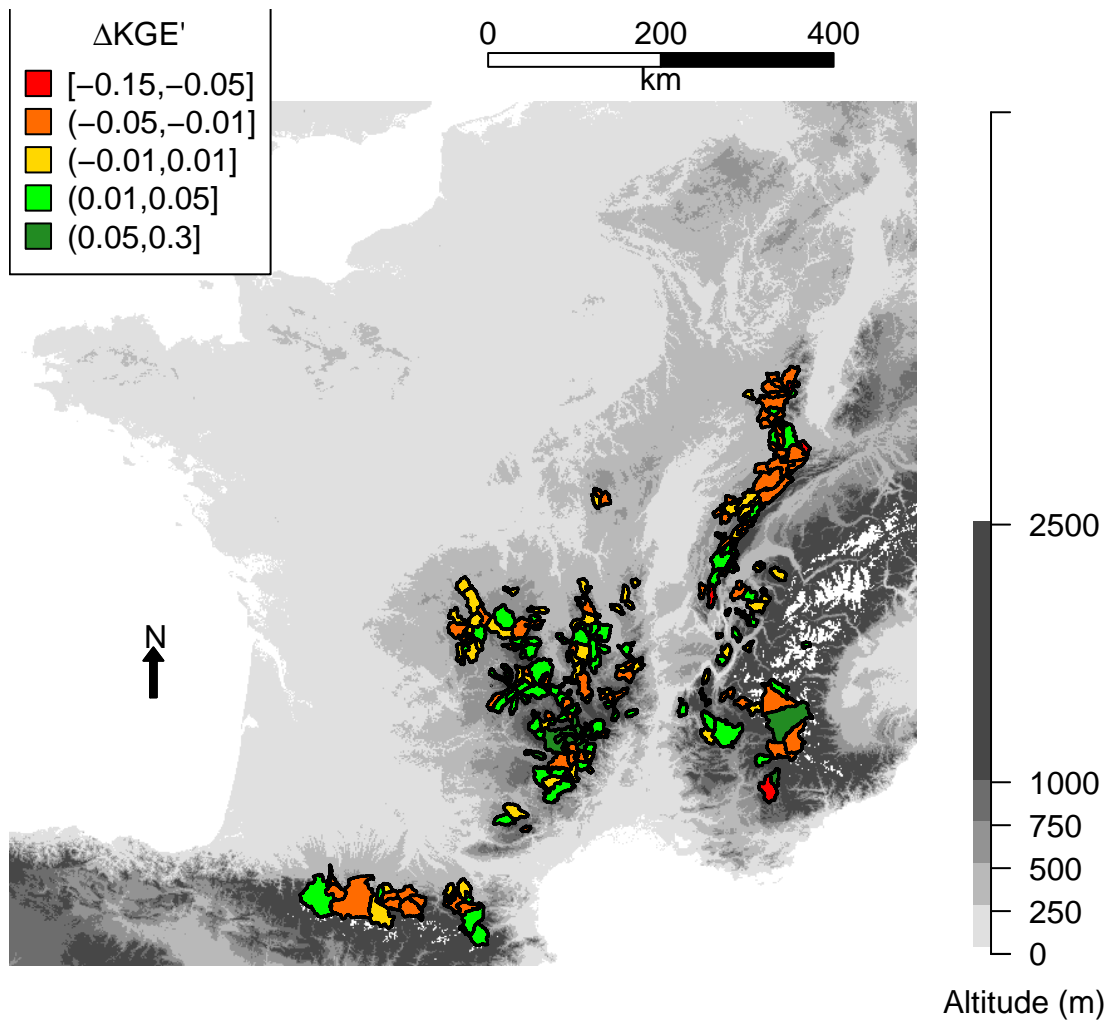


FIGURE F-II.7 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2005-2010. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL*} (pondération 75% Q et 25% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

Q 50% - SCA 50%

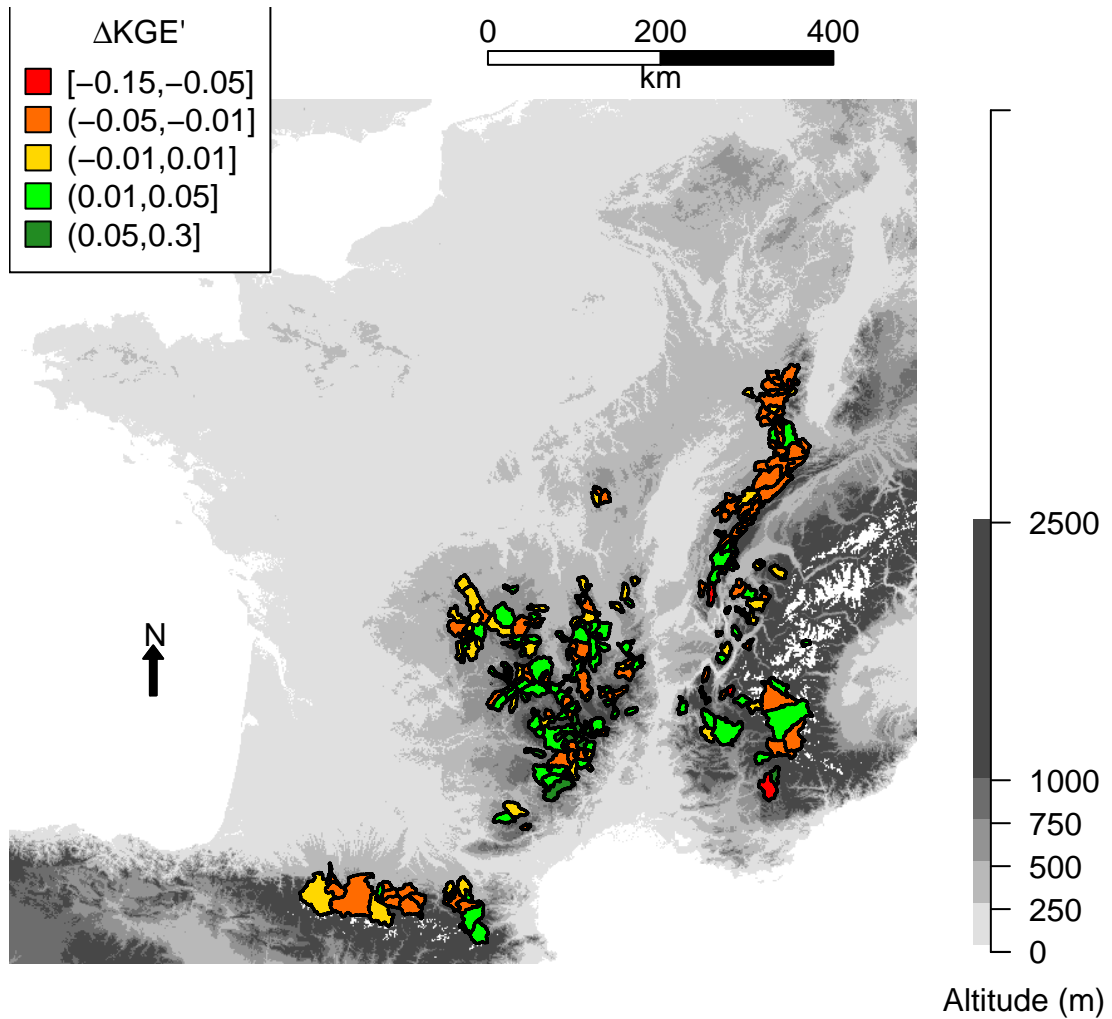


FIGURE F-II.8 Améliorations (ou dégradation) des performances calculées sur les simulations de débit (en KGE') pour chaque bassin pour la période de validation 2005-2010. Le $\Delta KGE'$ est calculé à partir de la différence de performances obtenues par les simulations du couple de modèle CN_{HL}^* (pondération 50% Q et 50% SCA) et celles obtenues par le modèle $CN_v - GRAJ$ (calé sur le débit).

*ANNEXE B. CARTOGRAPHIES DES VARIATIONS DE PERFORMANCES POUR DES
PONDÉRATIONS DIFFÉRENTES ENTRE CRITÈRES DE DÉBIT ET DE SCA*

Développement du modèle neige : Compléments mathématiques

C.1 Calcul du coefficient de couplage $h(t)$

Afin de linéariser la condition de surface, nous avons défini le coefficient de couplage $h(t)$ de la manière suivante :

$$h(t) = \left. \frac{\partial \Phi_{\uparrow}}{\partial T_s} \right|_{(\hat{T}_s(t), \alpha_{ref}, t)}$$

Le coefficient $h(t)$ est égal la dérivée partielle $\frac{\partial \Phi_{\uparrow}}{\partial T_s}$ de la fonction Φ_{\uparrow} par rapport à la température de surface T_s . Cette dérivée partielle est évaluée à la température de surface estimée $\hat{T}_s(t)$. L'albédo est considérée ici comme une variable indépendante de la température de surface. Pour le calcul de $h(t)$, nous lui attribuons une valeur constante égale à α_{ref} . Les différents termes composant Φ_{\uparrow} sont défini selon les équations :

$$\begin{cases} LW_{\uparrow} = \sigma T_s^4 \\ H(T_s, t) = \frac{\rho_a C_{p,a}}{r_H} [T_s - T_a(t)] \\ E(T_s, t) = \frac{\rho_a}{r_E} [q_{sub}(T_s) - q_a(t)] = \frac{\rho_a}{r_E} \left[\frac{0.622 e_{sub}(T_s)}{P_{atm} - 0.378 e_{sub}(T_s)} - q_a(t) \right] \end{cases}$$

Il est important de noter que le terme de chaleur latente $E(T_s, t)$ fait appel à la pression de vapeur saturante $e_{sub}(T_s)$ pour la transition solide-vapeur (sublimation). Il est à noter que celle-ci est différente de de la pression de vapeur saturante associée à la transition liquide-vapeur. Cette pression de vapeur dépend de la température de surface d'après la formule de Clausius-Clapeyron :

$$\frac{d}{dT} \ln e_{sub} = \frac{1}{e_{sub}} \frac{de_{sub}}{dT} = \frac{L_{sub}(T)}{R_v T^2} = \frac{L_{fus} + L_{vap}(T)}{R_v T^2}$$

avec $e_{\text{sub}}(T_{fus}) = 611 \text{ Pa}$. La figure F-III.1 montre la différence entre $e_{\text{sub}}(T)$ et $e_{\text{vap}}(T)$ sur le domaine $[-40 \text{ °C}, 0 \text{ °C}]$.

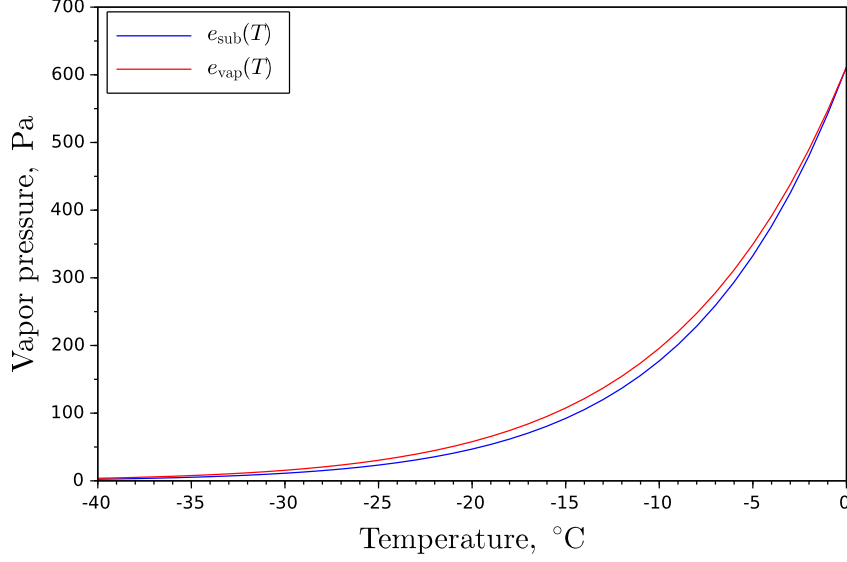


FIGURE F-III.1 Pression de vapeur saturante pour la transition solide-vapeur ($e_{\text{sub}}(T)$, en bleu) et pour la transition liquide-vapeur ($e_{\text{vap}}(T)$, en rouge) en fonction de la température.

On considère qu'à la surface du manteau neigeux, la valeur maximale de e_{sub} est identique à la pression de vapeur saturante à T_{fus} , égale à 611 Pa . Ce qui donne :

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_{\text{sub}}}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial T} \left[\frac{0.622 e_{\text{sub}}(T)}{P_{\text{atm}} - 0.378 e_{\text{sub}}(T)} \right] \\ &= \frac{0.622 P_{\text{atm}}}{(P_{\text{atm}} - 0.378 e_{\text{sub}}(T))^2} \frac{de_{\text{sub}}}{dT} \\ &= \left(\frac{P_{\text{atm}}}{P_{\text{atm}} - 0.378 e_{\text{sub}}(T)} \right) \frac{L_{\text{sub}}(T)}{R_v T^2} q_{\text{sub}}(T) \end{aligned}$$

Finalement, nous obtenons :

$$\begin{cases} \frac{\partial LW_{\uparrow}}{\partial T_s} = 4\sigma T_s^3 \\ \frac{\partial H}{\partial T_s} = \frac{\rho_a C_{p,a}}{r_H} \\ \frac{\partial E}{\partial T_s} = \frac{\rho_a}{r_E} \left(\frac{P_{\text{atm}}}{P_{\text{atm}} - 0.378 e_{\text{sub}}(T_s)} \right) \frac{L_{\text{sub}}(T_s)}{R_v T_s^2} q_{\text{sub}}(T_s) \end{cases}$$

et

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi_{\uparrow}}{\partial T_s} &= \frac{\partial LW_{\uparrow}}{\partial T_s} + \frac{\partial H}{\partial T_s} + L_{sub} \frac{\partial E}{\partial T_s} + \left. \frac{dL_{sub}}{dT} \right|_{T_s} E(T_s) \\ &\quad - \frac{\partial E}{\partial T_s} C_{p,i} \cdot (T_s - T_{fus}) + C_{p,i} \cdot (P - E(T_s)) \end{aligned}$$

Pour exprimer le bilan de masse, nous pouvons définir la quantité :

$$K_E(t) = \left. \frac{\partial E}{\partial T_s} \right|_{(\hat{T}_s(t), t)}$$

Celle-ci exprime la variation du flux de sublimation E (in $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) pour une variation de 1 K de la température de surface autour de $\hat{T}_s(t)$. Ce qui nous donne :

$$\begin{aligned} E(T_s, t) &= E(\hat{T}_s, t) + K_E(t) \cdot (T_s - \hat{T}_s(t)) \\ &= \underbrace{E(\hat{T}_s(t), t) + K_E(t) \cdot (T_{fus} - \hat{T}_s(t))}_{E_0(t)} + K_E(t) \cdot (T_s - T_{fus}) \end{aligned}$$

C.2 Modèle de compaction

L'évolution de la masse volumique en fonction du temps est donnée par les deux équations suivantes :

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{W} P_{\text{tot}} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{nouw}}} \right) + \frac{1}{2} \frac{gW}{\eta}$$

Ainsi la première partie de l'équation permet de définir l'effet des précipitations sur la diminution de la masse volumique globale du manteau neigeux. Celle-ci dépend du paramètre ρ_{nouw} (en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), la masse volumique de la neige fraîche. La seconde partie de l'équation permet de calculer l'augmentation de la masse volumique du manteau neigeux à cause de sa propre masse. Celle-ci dépend de la viscosité de la neige η définie par :

$$\eta = \eta_c \exp \left(\frac{\rho - \rho_c}{\rho_{\text{comp}}} \right)$$

Cette viscosité dépend de deux paramètres, le paramètre de viscosité compressive à la masse volumique caractéristique η_c ($\text{Pa} \cdot \text{s}$) et d'un paramètre de compression ρ_{comp} (en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$). ρ_c correspond à la masse volumique caractéristique de la neige, pouvant être fixé au préalable (ici à $200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

C.3 Modélisation de l'albédo

La formulation de vieillissement de l'albédo a été paramétrée de la manière suivante :

$$\frac{d\alpha}{dt} = \frac{1}{D_\alpha} \frac{P_{sol}}{\rho_{neige}} (\alpha_{new} - \alpha) - \frac{1}{t_\alpha} (\alpha - \alpha_{min})$$

La première partie de la formulation permet d'augmenter la valeur de l'albédo lors de précipitations. Le paramètre fixe D_α correspond à la distance de pénétration des rayons solaires dans le manteau neigeux, fixée ici à 10 cm. Cette valeur permet de prendre en compte que le rayonnement solaire n'est pas seulement réfléchi en surface, et permet de limiter l'augmentation de l'albédo pour des petites précipitations solides.

La deuxième partie de l'équation permet de calculer l'évolution de l'albédo au cours du temps. Celui-ci diminue en fonction du paramètre temporel t_{alpha} et du paramètre minimum de l'albédo de la neige α_{min} .

C.4 Décomposition de \tilde{T} par des fonctions propres

D'après le développement de la section VII.2 on a :

$$\left\{ \begin{array}{l} D(t) \frac{\partial^2 \tilde{T}}{\partial z^2} = \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} + \frac{\partial T_{QS}}{\partial t} \quad \text{dans la neige} \\ h(t) \tilde{T}(z = H, t) + \lambda(t) \left. \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} \right|_{z=H(t)} = 0 \\ \left. \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \quad \text{en } z=0 \end{array} \right.$$

Sachant que :

$$\tilde{T}(z, t) = \sum_{n=1}^i A_n(t) F_n(z)$$

Si l'on reprend l'équation de la chaleur :

$$\underbrace{\frac{dA_n}{dt} F_n}_{\text{fonction de } t} = D \underbrace{A_n \frac{d^2 F_n}{dz^2}}_{\text{fonction de } z} = \frac{1}{F_n} \frac{d^2 F_n}{dz^2} \Rightarrow \text{constante}$$

Du fait que l'on puisse complètement séparer les fonctions propres dépendantes de z et les valeurs propres dépendantes de t , ceci indique qu'ils sont égaux à une constante que nous fixerons à $-\omega_n^2$. Nous fixons cette constante à une valeur négative, ce qui a des propriétés numériques intéressantes.

Si nous fixons $y = \frac{\lambda}{h}$ et si nous réécrivons notre système d'équations cela nous donne :

$$\begin{cases} \frac{d^2 F_n}{dz^2} = -\omega_n^2 F_n(z) \\ F_n(H) + y \left. \frac{dF_n}{dz} \right|_{z=H} = 0 \\ \left. \frac{dF_n}{dz} \right|_0 = 0 \end{cases}$$

Si l'on norme la hauteur de neige H entre 0 et 1, tel que 0 correspond à la base du manteau neigeux et 1 correspond à la surface ($\xi = z/H$), les fonctions propres ont la forme générale suivante :

$$\begin{cases} F_n(z) = a_n \cos(\omega_n \xi) + b_n \sin(\omega_n \xi) \\ a_n^2 + b_n^2 > 0 \\ a_n \cos(\omega_n) + b_n \sin(\omega_n) + y \left[-a_n \omega_n \sin(\omega_n) + b_n \omega_n \cos(\omega_n) \right] = 0 \\ -a_n \omega_n \sin(0) + b_n \omega_n \cos(0) = b_n \omega_n = 0 \end{cases}$$

Ainsi d'après la dernière équation nous pouvons déterminer la valeur du coefficient $b_n = 0$. Ainsi on considère que le deuxième coefficient $a_n \neq 0$. De ce fait, si l'on reprend l'équation précédente :

$$\begin{aligned} a_n \cos(\omega_n) - a_n y \omega_n \sin(\omega_n) &= 0 \\ \cos(\omega_n) - y \omega_n \sin(\omega_n) &= 0 \\ y \omega_n &= \frac{\cos(\omega_n)}{\sin(\omega_n)} \\ y \omega_n &= \frac{1}{\tan(\omega_n)} \end{aligned}$$

Ce qui nous donne :

$$\tan \omega_n = \frac{1}{y \omega_n}$$

Les solutions de la constante ω_n peuvent être calculées et sont présentées sur la figure F-III.2. Selon ces valeurs de ω_n calculées, nous pouvons tracer la fonction $F_n(z) = a_n \cos(\omega_n z)$ pour un exemple de valeur $a_n = 1.5$.

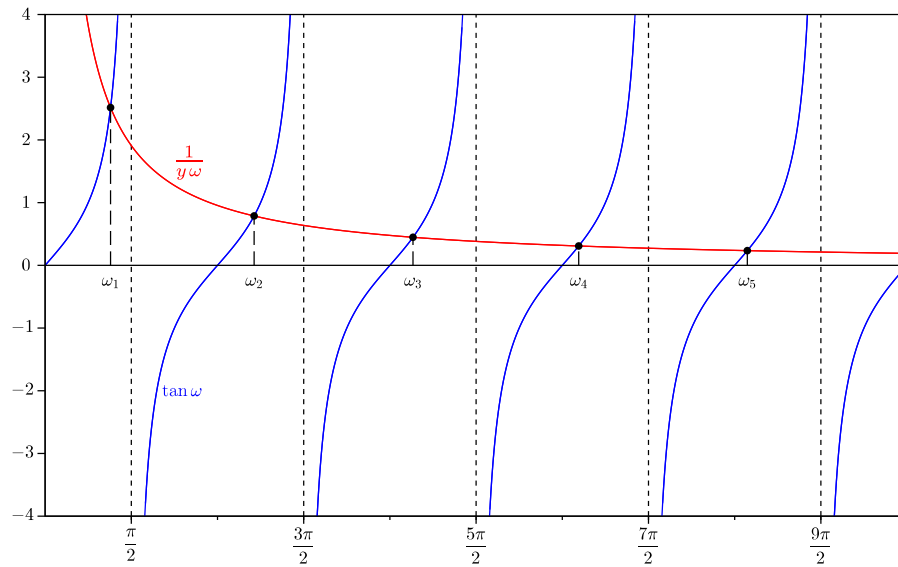


FIGURE F-III.2 Valeurs de ω_n solutions de l'équation $\tan \omega = \frac{1}{y\omega_n}$

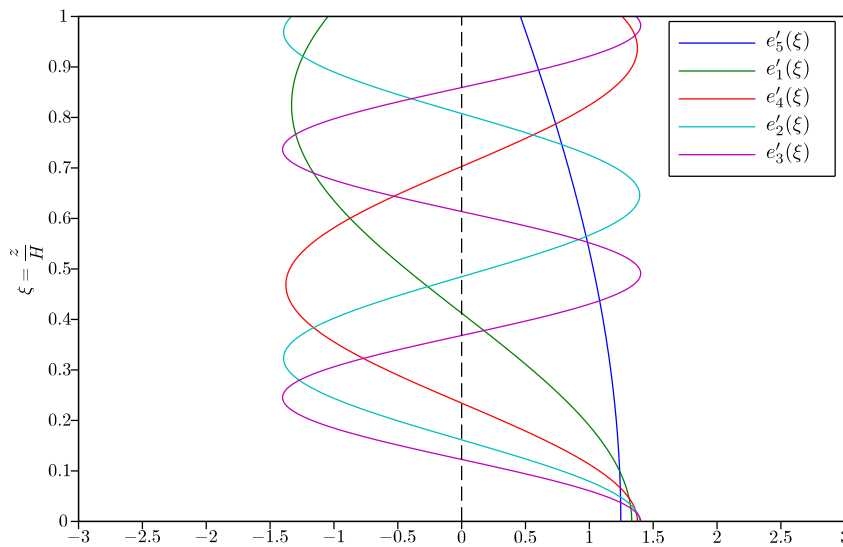


FIGURE F-III.3 Exemple des cinq premières valeurs propres pour une hauteur de neige normée $\xi = z/H$.

Comparaison des simulations du modèle de neige développé à METIS et du modèle SMASH

Une comparaison a été réalisée entre le modèle SMASH et le modèle développé à l'UMR METIS sur la simulation de l'état de la neige à la station du Weissfluhjoch. Cette comparaison a été réalisée lors de l'accueil de Gaia Piazzì, doctorante de l'institut CIMA Research Foundation. Les figures suivantes ont été réalisées par Gaia et présentées à l'European Geosciences Union general assembly 2017 ([Piazzì *et al.*, 2017](#)).

ANNEXE D. COMPARAISON DES SIMULATIONS DU MODÈLE DE NEIGE DÉVELOPPÉ À METIS ET DU MODÈLE SMASH

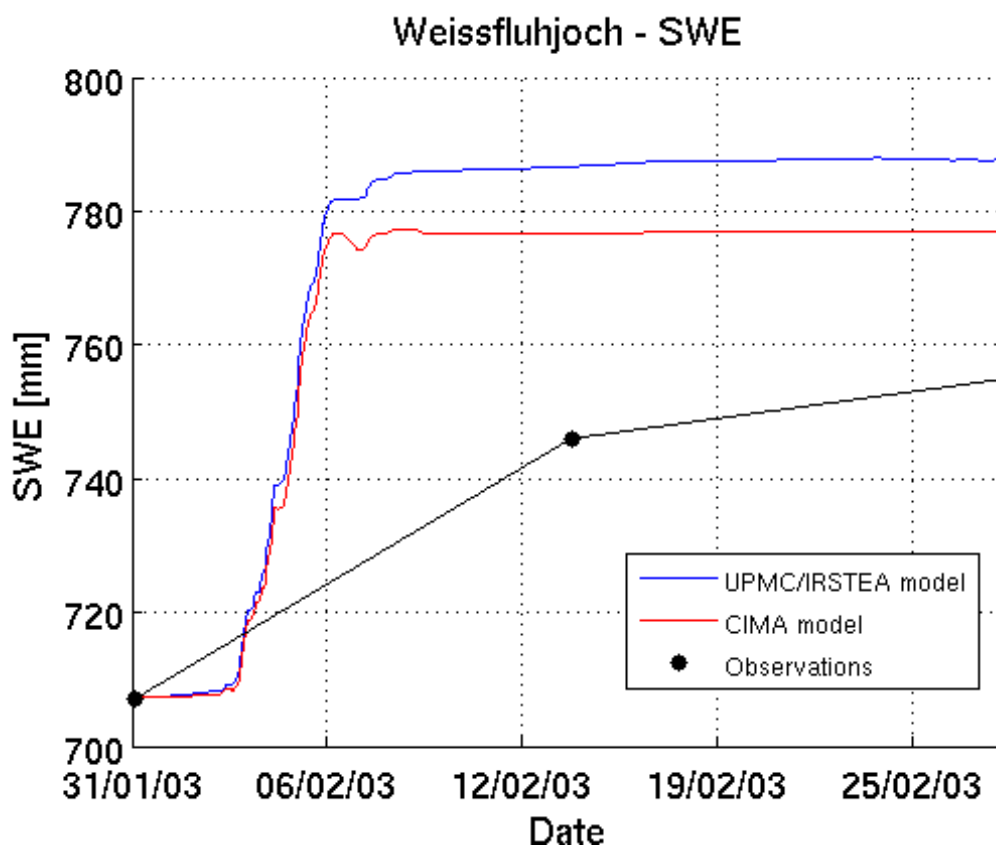


FIGURE F-IV.1 Comparaison du SWE simulé par le modèle SMASH et le modèle développé à l'UMR METIS.

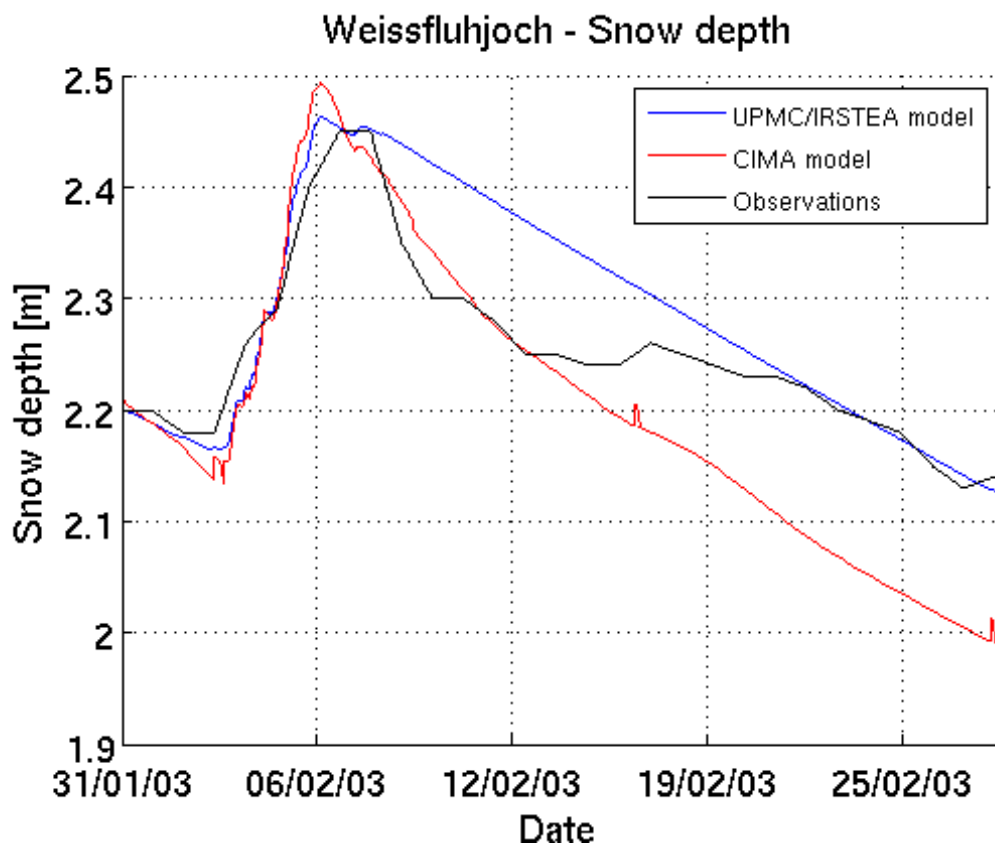


FIGURE F-IV.2 Comparaison de la hauteur de neige simulée par le modèle SMASH et le modèle développé à l'UMR METIS.

ANNEXE D. COMPARAISON DES SIMULATIONS DU MODÈLE DE NEIGE DÉVELOPPÉ À METIS ET DU MODÈLE SMASH

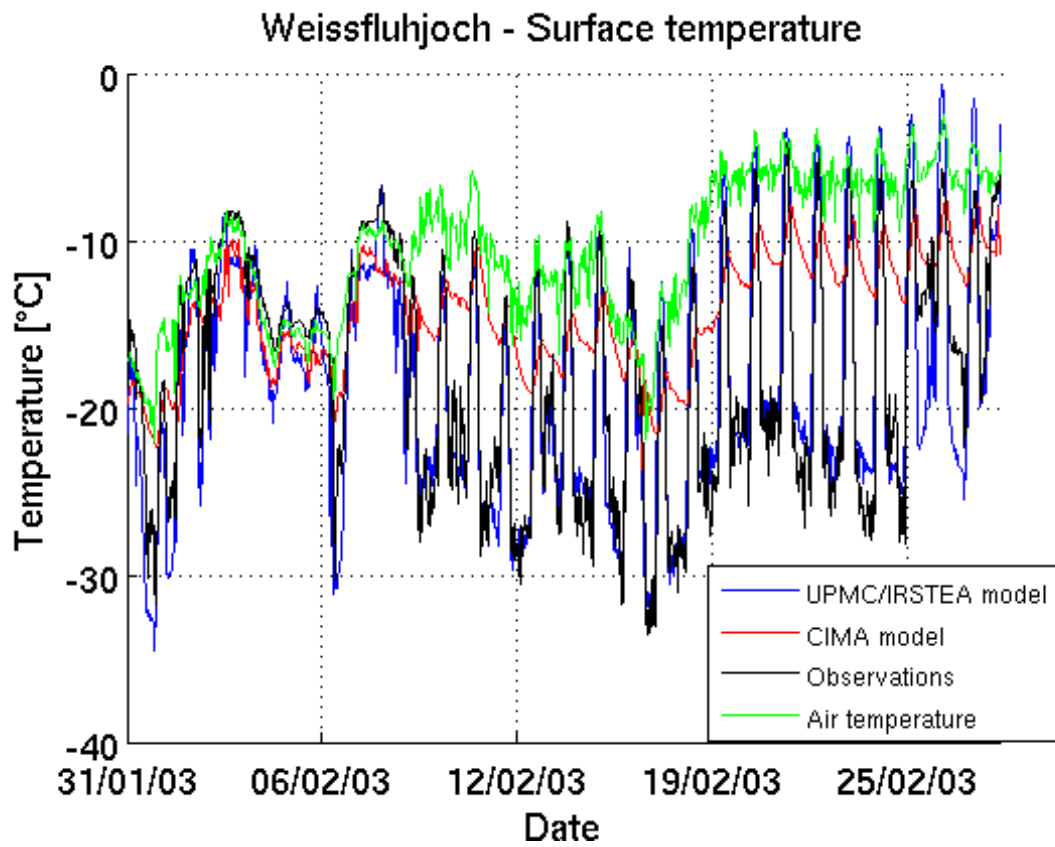


FIGURE F-IV.3 Comparaison de la température de surface simulée par le modèle SMASH et le modèle développé à l'UMR METIS.

Bibliographie

- Alburn, Nathan E., Niemann, Jeffrey D., & Elhaddad, Aymn. 2015. Evaluation of a surface energy balance method based on optical and thermal satellite imagery to estimate root-zone soil moisture. *Hydrological processes*, n/a–n/a. 18
- Allen, Richard G, Pereira, Luis S, Raes, Dirk, Smith, Martin, & others. 1998. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*. Tech. rept. FAO. 160
- Allen, Richard G., Trezza, Ricardo, & Tasumi, Masahiro. 2006. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Handbook of environmental chemistry, volume 5 : Water pollution*, **139**(1-2), 55–73. 123, 162
- Anderson, E. A. 1968. Development and testing of snow pack energy balance equations. *Water resources research*, **4**(1), 19–37. 11, 188
- Anderson, Eric A. 1973. *National Weather Service river forecast system : snow accumulation and ablation model / Eric A. Anderson*. Washington, D.C. : U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service. 10
- Andreadis, Konstantinos M., & Lettenmaier, Dennis P. 2006. Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model. *Advances in water resources*, **29**(6), 872–886. 47
- Annandale, J., Jovanovic, N., Benadé, N., & Allen, R. 2002. Software for missing data error analysis of Penman-Monteith reference evapotranspiration. *Irrigation science*, **21**(2), 57–67. 142, 169, 172
- Archer, D., & Stewart, D. 1995. The Installation and Use of a Snow Pillow to Monitor Snow Water Equivalent. *Water and environment journal*, **9**(3), 221–230. 19
- Archibald, Josephine a., & Walter, M. Todd. 2014. Do Energy-Based PET Models Require More Input Data than Temperature-Based Models? - An Evaluation at Four Humid FluxNet Sites. *Jawra journal of the american water resources association*, **50**(2), 497–508. 16, 148, 238
- Avanzi, Francesco, Yamaguchi, Satoru, Hirashima, Hiroyuki, & De Michele, Carlo. 2015. Bulk volumetric liquid water content in a seasonal snowpack : modeling its dynamics in different climatic conditions. *Advances in water resources*, **86**, Part A(Dec.), 1–13. 16

BIBLIOGRAPHIE

- Avanzi, Francesco, De Michele, Carlo, Morin, Samuel, Carmagnola, Carlo Maria, Ghezzi, Antonio, & Lejeune, Yves. 2016. Model complexity and data requirements in snow hydrology : seeking a balance in practical applications. *Hydrological processes*, **30**(13), 2106–2118. [16](#)
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, **438**(7066), 303–309. [xi](#), [47](#)
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L. M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacona, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J.-I., Magnusson, J., Marty, C., Moran-Tejéda, E., Morin, S., Naaïm, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., & Vincent, C. 2017. The European mountain cryosphere : A review of past, current and future issues. *The cryosphere discuss.*, **2017**(Jan.), 1–60. [47](#)
- Beniston, Martin. 2003. Climatic Change in Mountain Regions : A Review of Possible Impacts. *Pages 5–31 of : Diaz, HenryF. (ed), Climate Variability and Change in High Elevation Regions : Past, Present & Future SE - 2*. Advances in Global Change Research, vol. 15. Springer Netherlands. [17](#)
- Berghuijs, W R, Woods, R a, & Hrachowitz, M. 2014. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature climate change*, **4**(7), 583–586. [6](#)
- Bernsteinová, Jana, Bässler, Claus, Zimmermann, Lothar, Langhammer, Jakub, & Beudert, Burkhard. 2015. Changes in runoff in two neighbouring catchments in the Bohemian Forest related to climate and land cover changes. *Journal of hydrology and hydromechanics*, **63**(4), 342–352. [47](#)
- Besharat, Fariba, Dehghan, Ali a., & Faghieh, Ahmad R. 2013. Empirical models for estimating global solar radiation : A review and case study. *Renewable and sustainable energy reviews*, **21**(May), 798–821. [140](#), [141](#), [149](#)
- Besic, Nikola, Vasile, Gabriel, Gottardi, Frédéric, Gailhard, Joël, Girard, Alexandre, & D’Urso, Guy. 2014. Calibration of a distributed SWE model using MODIS snow cover maps and in situ measurements. *Remote sensing letters*, **5**(3), 230–239. [19](#), [20](#), [42](#)
- Beven, Keith. 2004. Robert E. Horton’s perceptual model of infiltration processes. *Hydrological processes*, **18**(17), 3447–3460. [13](#)
- Beven, Keith. 2006. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology*, **320**(1-2), 18–36. [15](#)
- Beven, Keith. 2012. *Rainfall-Runoff Modelling*. Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. [14](#)
- Bloschl, G., Kirnbauer, R., & Gutknecht, D. 1991a. Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment I. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water resources research*, **27**(12), 3171–3179. [18](#)

- Bloschl, G., Kirnbauer, R., & Gutknecht, D. 1991b. *Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment II. Model evaluation on the basis of snow cover patterns*. Vol. 27. 18
- Boone, Aaron. 2002. Description du schema de neige ISBA-ES (Explicit Snow). *Cnrm, meteo france*. 11, 12
- Boyer, Claudine, Chaumont, Diane, Chartier, Isabelle, & Roy, André G. 2010. Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries. *Journal of hydrology*, **384**(1-2), 65–83. 6
- Bristow, Keith L., & Campbell, Gaylon S. 1984. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and forest meteorology*, **31**(2), 159–166. 142, 145, 147, 149, 151, 155, 157, 163, 169, 171, 172, 185, 229, 236
- Brubaker, Kaye, Rango, Albert, & Kustas, William. 1996. Incorporating Radiation Inputs into the Snowmelt Runoff Model. *Hydrological processes*, **10**(10), 1329–1343. 16
- Brun, E., & Touvier, F. 1987. Etude expérimentale de la convection thermique dans la neige. *Le journal de physique colloques*, **48**(C1), C1–257–C1–262. 192
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., & Coleou, C. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of glaciology*, **35**(121), 333–342. xi, 12, 188
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere : Theory, History and Applications*. Springer Netherlands. 143, 158
- Brutsaert, Wilfried. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water resources research*, **11**(5), 742–744. 125, 143, 157
- Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., Roscoat, Du, Rolland, S., & Geindreau, C. 2011. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophysical research letters*, **38**(23). 192, 193
- Campbell, G. S. 1985. *Soil Physics with BASIC : Transport Models for Soil-Plant Systems*. Elsevier. 144
- Carrega, P. 1995. A method for the reconstruction of mountain air temperatures with automatic cartographic applications. *Theoretical and applied climatology*, **52**(1-2), 69–84. 153
- Chapuis, Margot. 2012. *Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés : éléments pour la gestion de la basse vallée de la Durance*. Ph.D. thesis. 83
- Chen, Jie, Arsenault, Richard, & Brissette, François P. 2017. An experimental approach to reduce the parametric dimensionality for rainfall–runoff models. *Hydrology research*, **48**(1), 48–65. 15

BIBLIOGRAPHIE

- Clark, Martyn P., Hendrikx, Jordy, Slater, Andrew G., Kavetski, Dmitri, Anderson, Brian, Cullen, Nicolas J., Kerr, Tim, Örn Hreinsson, Einar, & Woods, Ross a. 2011. Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models : A review. *Water resources research*, **47**(7), n/a–n/a. 48
- Colbeck, SC, & Davidson, Gail. 1972. Water percolation through homogeneous snow. *Pages 242–256 of : Int. Symp. on the Role of Snow and Ice in Hydrology, Banff, AB, Canada.* **11**, 188
- Conway, J. P., Cullen, N. J., Spronken-Smith, R. a., & Fitzsimons, S. J. 2014. All-sky radiation over a glacier surface in the Southern Alps of New Zealand : characterizing cloud effects on incoming shortwave, longwave and net radiation. *International journal of climatology*, **4**(May 2014), n/a–n/a. 149
- Coron, L., Perrin, Charles, & Michel, Claude. 2017a. *airGR, suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling. R package version 1.0.5.12.* **35**, 51
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., & Andréassian, V. 2017b. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental modelling & software*, **94**(Aug.), 166–171. **35**, 51
- Crochemore, Louise, Perrin, Charles, Andréassian, Vazken, Ehret, Uwe, Seibert, Simon P., Grimaldi, Salvatore, Gupta, Hoshin, & Paturel, Jean-Emmanuel. 2015. Comparing expert judgement and numerical criteria for hydrograph evaluation. *Hydrological sciences journal*, **60**(3), 402–423. 14
- Da Ronco, P., & De Michele, C. 2014. Cloud obstruction and snow cover in Alpine areas from MODIS products. *Hydrology and earth system sciences*, **18**(11), 4579–4600. **19**, 48
- Davis, Robert E., Painter, Thomas H., Forster, Rick, Cline, Don, Armstrong, Richard, Haran, Terry, McDonald, Kyle, & Elder, Kelly. 2008. NASA Cold Land Processes Experiment (CLPX 2002/03) : Spaceborne Remote Sensing. *Journal of hydrometeorology*, **9**(6), 1427–1433. 19
- De Lavenne, Alban, Thirel, Guillaume, Andréassian, Vazken, Perrin, Charles, & Ramos, Maria-Helena. 2016. Spatial variability of the parameters of a semi-distributed hydrological model. *Pages 87–94 of : Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, vol. 373. Copernicus GmbH. **13**, 241
- de Marsily, G. 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. [Tribune libre]. *Revue des sciences de l'eau / journal of water science*, **7**(3), 219–234. 8
- De Marsily, G. 2000. Le Modele une manie ou une necessite ? *Geologues-paris-*, 27–30. 7
- Dettinger, Michael. 2014. Climate change : Impacts in the third dimension. *Nature geoscience*, **7**(3), 166–167. 148

- Di Mauro, B., Fava, F., Ferrero, L., Garzonio, R., Baccolo, G., Delmonte, B., & Colombo, R. 2015. Mineral dust impact on snow radiative properties in the European Alps combining ground, UAV, and satellite observations. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, **120**(12), 2015JD023287. [124](#)
- Domine, F., Barrere, M., Sarrazin, D., Morin, S., & Arnaud, L. 2015. Automatic monitoring of the effective thermal conductivity of snow in a low-Arctic shrub tundra. *The cryosphere*, **9**(3), 1265–1276. [204](#)
- Duethmann, Doris, Peters, Juliane, Blume, Theresa, Vorogushyn, Sergiy, & Güntner, Andreas. 2014. The value of satellite-derived snow cover images for calibrating a hydrological model in snow-dominated catchments in Central Asia. *Water resources research*, **50**(3), 2002–2021. [48](#)
- Dumont, M., Sirguey, Pascal, Arnaud, Y., & Six, D. 2011. Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography. *The cryosphere*, **5**(3), 759–771. [124](#)
- Ebrahimi, Samaneh, & Marshall, Shawn J. 2015. Parameterization of incoming longwave radiation at glacier sites in the Canadian Rocky Mountains. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, Jan., 2015JD023324. [144](#), [149](#)
- Edijatno. 1991. *Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier*. Ph.D. thesis, Cemagref, Antony. [39](#)
- Edijatno, Nascimento, NILO DE OLIVEIRA, Yang, XIAOLIU, Makhlof, ZOUBIR, & Michel, CLAUDE. 1999. GR3j a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological sciences journal*, **44**(2), 263–277. [55](#), [162](#)
- Efstratiadis, Andreas, & Koutsoyiannis, Demetris. 2010. One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling : a review. *Hydrological sciences journal*, **55**(1), 58–78. [18](#)
- Egli, L., & Jonas, T. 2009. Hysteretic dynamics of seasonal snow depth distribution in the Swiss Alps. *Geophysical research letters*, **36**(2), L02501. [48](#)
- Essery, Richard, & Pomeroy, John. 2004. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion : theoretical considerations. *Annals of glaciology*, **38**(1), 261–265. [48](#)
- Essery, Richard, Morin, Samuel, Lejeune, Yves, & B Ménard, Cécile. 2013. A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site. *Advances in water resources*, **55**, 131–148. [11](#), [12](#), [15](#)
- Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., & Noilhan, J. 2002. Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, **107**(D16), ACL 6–1. [6](#)
- Etchevers, Pierre, Martin, Eric, Brown, Ross, Fierz, Charles, Lejeune, Yves, Bazile, Eric, Boone, Aaron, Dai, Yong-Jiu, Essery, Richard, Fernandez, Alberto, Gusev, Yeugeni, &

BIBLIOGRAPHIE

- Jordan, Rachel, Koren, Victor, Kowalczyk, Eva, Nasonova, N. Olga, Pyles, R. David, Schlosser, Adam, Shmakin, Andrey B., Smirnova, Tatiana G., Strasser, Ulrich, Verseghy, Diana, Yamazaki, Takeshi, & Yang, Zong-Liang. 2004. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of glaciology*, **38**(1), 150–158. [12](#)
- Ficchi, Andrea, Perrin, Charles, & Andréassian, Vazken. 2016. Impact of temporal resolution of inputs on hydrological model performance : An analysis based on 2400 flood events. *Journal of hydrology*, **538**(July), 454–470. [240](#)
- Ficchi, Andrea. 2017 (Feb.). *An adaptive hydrological model for multiple time-steps : diagnostics and improvements based on fluxes consistency*. phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. [240](#)
- Finger, David, Pellicciotti, Francesca, Konz, Markus, Rimkus, Stefan, & Burlando, Paolo. 2011. The value of glacier mass balance, satellite snow cover images, and hourly discharge for improving the performance of a physically based distributed hydrological model. *Water resources research*, **47**(7), n/a–n/a. [18](#)
- Finger, David, Vis, Marc, Huss, Matthias, & Seibert, Jan. 2015. The value of multiple data set calibration versus model complexity for improving the performance of hydrological models in mountain catchments. *Water resources research*, **51**(4), 1939–1958. [19](#)
- Fortin, J., Moussa, R., Bocquillon, C., & Villeneuve, J. 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des sciences de l'eau / journal of water science*, **8**(1), 97–124. [14](#)
- Fortin, Vincent. 2000. *Le modèle météo-apport HSAMI : historique, théorie et application*. Tech. rept. Institut de recherche d'Hydro-Québec. [10](#)
- Franz, Kristie J., & Karsten, Logan R. 2013. Calibration of a distributed snow model using MODIS snow covered area data. *Journal of hydrology*, **494**(June), 160–175. [43](#), [47](#), [48](#)
- Friedman, Milton. 1937. The Use of Ranks to Avoid the Assumption of Normality Implicit in the Analysis of Variance. *Journal of the american statistical association*, **32**(200), 675–701. [56](#), [163](#)
- Gafurov, A, & Bárdossy, A. 2009. Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and earth system sciences*, **13**(7), 1361–1373. [48](#)
- Galvagno, M, Wohlfahrt, G, Cremonese, E, Rossini, M, Colombo, R, Filippa, G, Julitta, T, Manca, G, Siniscalco, C, Morra di Cella, U, & Migliavacca, M. 2013. Phenology and carbon dioxide source/sink strength of a subalpine grassland in response to an exceptionally short snow season. *Environmental research letters*, **8**(2), 025008. [130](#)
- Gao, Hongkai, Ding, Yongjian, Zhao, Qiudong, Hrachowitz, Markus, & Savenije, Hubert H.G. 2017. The importance of aspect for modelling the hydrological response in a glacier catchment in Central Asia. *Hydrological processes*, June, n/a–n/a. [151](#)

- Garvelmann, Jakob, Pohl, Stefan, & Weiler, Markus. 2015. Spatio-temporal controls of snowmelt and runoff generation during rain-on-snow events in a mid-latitude mountain catchment. *Hydrological processes*, **29**(17), 3649–3664. [5](#)
- Gascoïn, Simon, Lhermitte, Stefaan, Kinnard, Christophe, Bortels, Kirsten, & Liston, Glen E. 2013. Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Advances in water resources*, **55**(May), 25–39. [35](#)
- Gates, David M. 1980. *Biophysical Ecology*. Springer Advanced Texts in Life Sciences, vol. 70, no. 1. New York, NY : Springer New York. [122](#)
- Gosset, Cindy. 2014. *Quel apport des données satellites d'enneigement pour le calage d'un modèle hydrologique sur des bassins de montagne ?* Mémoire, Master 2 HHS, Université d'Orsay. IRSTEA, HBAN, équipe HYDRO. [43](#)
- Gottardi, Frédéric. 2009 (Jan.). *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne, Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement, Application aux grands massifs montagneux français*. phdthesis, Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG. [17](#), [40](#), [87](#), [231](#), [238](#)
- Gottardi, Frédéric, Obled, Charles, Gailhard, Joël, & Paquet, Emmanuel. 2012. Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns : Application over French mountains. *Journal of hydrology*, **432-433**(Apr.), 154–167. [40](#)
- Gouttevin, I., Lehning, M., Jonas, T., Gustafsson, D., & Mölder, M. 2015. A two-layer canopy model with thermal inertia for an improved snowpack energy balance below needleleaf forest (model SNOWPACK, version 3.2.1, revision 741). *Geosci. model dev.*, **8**(8), 2379–2398. [238](#)
- Grayson, Rodger B, Blöschl, Günter, Western, Andrew W, & McMahon, Thomas A. 2002. Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in water resources*, **25**(8–12), 1313–1334. [43](#), [48](#)
- Gsell, Pierre-Stéphane. 2014 (Nov.). *Apports et voies d'amélioration de la représentation des glaciers et de leur évolution au sein d'un modèle hydrologique*. phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. [125](#)
- Gubler, S., Gruber, S., & Purves, R. S. 2012. Uncertainties of parameterized surface downward clear-sky shortwave and all-sky longwave radiation. *Atmospheric chemistry and physics*, **12**(11), 5077–5098. [149](#), [169](#)
- Gupta, Hoshin V., Kling, Harald, Yilmaz, Koray K., & Martinez, Guillermo 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. [14](#), [46](#), [55](#), [162](#)
- Hall, D.K., Salomonson, V. V., & Riggs, G. A. 2006. *MODIS/Terra, MODIS/Aqua Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid, Version 5*. doi : <http://dx.doi.org/10.5067/63NQASRDPDB0>. [41](#), [48](#), [49](#)

BIBLIOGRAPHIE

- Hargreaves, George H., & Samani, Zohrab A. 1982. Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the irrigation and drainage division*, **108**(3), 225–230. [141](#), [149](#)
- Harpold, A. A., Kaplan, M. L., Klos, P. Z., Link, T., McNamara, J. P., Rajagopal, S., Schumer, R., & Steele, C. M. 2017. Rain or snow : hydrologic processes, observations, prediction, and research needs. *Hydrol. earth syst. sci.*, **21**(1), 1–22. [17](#)
- He, Z. H., Parajka, J., Tian, F. Q., & Blöschl, G. 2014. Estimating degree-day factors from MODIS for snowmelt runoff modeling. *Hydrol. earth syst. sci.*, **18**(12), 4773–4789. [18](#), [19](#), [48](#)
- Helbig, N., van Herwijnen, A., Magnusson, J., & Jonas, T. 2015. Fractional snow-covered area parameterization over complex topography. *Hydrol. earth syst. sci.*, **19**(3), 1339–1351. [48](#)
- Herrero, J., & Polo, M. J. 2012. Parameterization of atmospheric longwave emissivity in a mountainous site for all sky conditions. *Hydrology and earth system sciences*, **16**(9), 3139–3147. [158](#), [169](#)
- Hingray, Benoît, Picouet, Cécile, & Musy, André. 2009. *Hydrologie, une science pour l'ingénieur*. Vol. 21. PPUR presses polytechniques. [6](#)
- Hock, Regine. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of glaciology*, **45**(149). [11](#), [16](#)
- Hock, Regine. 2003. *Temperature index melt modelling in mountain areas*. Vol. 282. [10](#)
- Hock, Regine. 2005. Glacier melt : a review of processes and their modelling. *Progress in physical geography*, **29**(3), 362–391. [126](#)
- Horton, Pascal, Schaefli, Bettina, Mezghani, Abdelkader, Hingray, Benoît, & Musy, André. 2006. Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological processes*, **20**(10), 2091–2109. [6](#)
- Howitt, Richard, MacEwan, Duncan, Medellín-Azuara, Josué, Lund, Jay, & Sumner, Daniel. 2015 (Aug.). *Economic Analysis of the 2015 Drought for California Agriculture*. Tech. rept. UC. Davis. [5](#)
- Hrachowitz, M., & Clark, M. P. 2017. HESS Opinions : The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrol. earth syst. sci.*, **21**(8), 3953–3973. [7](#)
- Hublart, P., Ruelland, D., García de Cortázar-Atauri, I., Gascoin, S., Lhermitte, S., & Ibacache, A. 2016. Reliability of lumped hydrological modeling in a semi-arid mountainous catchment facing water-use changes. *Hydrol. earth syst. sci.*, **20**(9), 3691–3717. [35](#), [36](#), [49](#)
- Imbeaux, E. 1892. La Durance Regime, Crues et Inondations, Vve Ch. *Dunod, paris, france*. [xi](#), [82](#), [188](#)

- IPCC. 2013. *Climate Change 2013 The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Tech. rept. 6
- Iziomon, M.G., Mayer, H., & Matzarakis, A. 2003. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies : Measurement and parameterization. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, **65**(10), 1107–1116. 144
- Jabot, E., Zin, I., Lebel, T., Gautheron, A., & Obled, C. 2012. Spatial interpolation of sub-daily air temperatures for snow and hydrologic applications in mesoscale Alpine catchments. *Hydrological processes*, **26**(17), 2618–2630. 10, 11
- Jabot, Eric. 2013. *Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la prévision hydrologique : du ponctuel au spatial*. Ph.D. thesis, Université de Grenoble. 16, 125, 237
- Juszak, I., & Pellicciotti, F. 2013. A comparison of parameterizations of incoming longwave radiation over melting glaciers : Model robustness and seasonal variability. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, **118**(8), 3066–3084. 143, 149, 158
- Kelly, Richard E., Chang, Alfred T., Tsang, Leung, & Foster, James L. 2003. A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm. *Ieee transactions on geoscience and remote sensing*, **41**(2 PART 1), 230–242. 19
- Kimball, J.S., Running, S.W., & Nemani, R. 1997. An improved method for estimating surface humidity from daily minimum temperature. *Agricultural and forest meteorology*, **85**(1-2), 87–98. 158, 237
- Klemeš, V. 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological sciences journal*, **31**(1), 13–24. 46
- Kling, Harald, Fuchs, Martin, & Paulin, Maria. 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of hydrology*, **424-425**(Mar.), 264–277. 14, 46, 55, 162
- Kodama, Masahiro, Nakai, Katsuyuki, Kawasaki, Shinkichi, & Wada, Masami. 1979. *An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow-water equivalent*. Vol. 41. 19, 41
- Kolberg, Sjur a., & Gottschalk, Lars. 2006. Updating of snow depletion curve with remote sensing data. *Hydrological processes*, **20**(11), 2363–2380. 48
- Köplin, N., Schädler, B., Viviroli, D., & Weingartner, R. 2014. Seasonality and magnitude of floods in Switzerland under future climate change. *Hydrological processes*, **28**(4), 2567–2578. 6
- Krajčí, Pavel, Holko, Ladislav, Perdigão, Rui A.P. P., & Parajka, Juraj. 2014. Estimation of regional snowline elevation (RSLE) from MODIS images for seasonally snow covered mountain basins. *Journal of hydrology*, **519**(Nov.), 1769–1778. 41, 48, 96

BIBLIOGRAPHIE

- Krajčí, Pavel, Holko, Ladislav, & Parajka, Juraj. 2016. Variability of snow line elevation, snow cover area and depletion in the main Slovak basins in winters 2001–2014. *Journal of hydrology and hydromechanics*, **64**(1), 12–22. [48](#)
- Kuentz, Anna. 2013 (July). *Un siècle de variabilité hydro-climatique sur le bassin de la Durance : Recherches historiques et reconstitutions*. phdthesis, AgroParisTech. [83](#)
- Kumar, Sujay V, Peters-Lidard, Christa D., Mocko, David, Reichle, Rolf, Liu, Yuqiong, Arsenault, Kristi R, Xia, Youlong, Ek, Michael, Riggs, George, Livneh, Ben, & Cosh, Michael. 2014. Assimilation of Remotely Sensed Soil Moisture and Snow Depth Retrievals for Drought Estimation. *Journal of hydrometeorology*, **15**(6), 2446–2469. [18](#)
- Lafaysse, M., Hingray, B., Mezghani, A., Gailhard, J., & Terray, L. 2014. Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The Alpine Durance basin. *Water resources research*, **50**(4), 3317–3341. [6](#)
- Lafaysse, M., Cluzet, B., Dumont, M., Lejeune, Y., Vionnet, V., & Morin, S. 2017. A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling. *The cryosphere*, **11**(3), 1173–1198. [12](#)
- Lafaysse, Matthieu. 2011 (Nov.). *Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées*. phd, Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier. [82](#), [83](#)
- Lapo, Karl E., Hinkelman, Laura M., Raleigh, Mark S., & Lundquist, Jessica D. 2015. Impact of errors in the downwelling irradiances on simulations of snow water equivalent, snow surface temperature, and the snow energy balance. *Water resources research*, **51**(3), 1649–1670. [149](#)
- Le Moine, Nicolas. 2009. *Description d'un algorithme génétique multi-objectif pour la calibration d'un modèle pluie-débit*. Tech. rept. UPMC/EDF. [217](#)
- Le Moine, Nicolas, Andréassian, Vazken, Perrin, Charles, & Michel, Claude. 2007. How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows ? Theoretical study based on 1040 French catchments. *Water resources research*, **43**(6), W06428. [43](#), [48](#)
- Le Moine, Nicolas, Hendrickx, F., & Gailhard, Joël. 2013. Rainfall–runoff modelling as a tool for constraining the re-analysis of daily precipitation and temperature fields in mountainous regions. *Pages 1–6 of : Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change : Towards Improved Projections Proceedings of H02*, vol. 2013. [17](#)
- Le Moine, Nicolas, Hendrickx, Frédéric, Gailhard, Joël, Garçon, Rémy, & Gottardi, Frédéric. 2015. Hydrologically Aided Interpolation of Daily Precipitation and Temperature Fields in a Mesoscale Alpine Catchment. *Journal of hydrometeorology*, **16**(6), 2595–2618. [16](#), [17](#), [148](#), [170](#)
- Lehning, Michael, Völksch Ingo, I., Gustafsson, David, Nguyen, Tuan Anh, Stähli, Manfred, & Zappa, Massimiliano. 2006. ALPINE3d, A detailed model of mountain surface

- processes and its application to snow hydrology. *Pages 2111–2128 of : Hydrological Processes*, vol. 20. [12](#)
- Lindström, Göran, Johansson, Barbro, Persson, Magnus, Gardelin, Marie, & Bergström, Sten. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of hydrology*, **201**(1-4), 272–288. [10](#), [13](#), [188](#)
- Liston, Glen E. 2004. Representing Subgrid Snow Cover Heterogeneities in Regional and Global Models. *Journal of climate*, **17**(6), 1381–1397. [48](#), [52](#)
- Lobligeois, Florent. 2014 (Mar.). *Mieux connaître la distribution spatiale des pluies améliore-t-il la modélisation des crues ? Diagnostic sur 181 bassins versants français*. phdthesis, AgroParisTech. [13](#), [241](#)
- Louche, A., Peri, G., & Iqbal, M. 1986. An analysis of linke turbidity factor. *Solar energy*, **37**(6), 393–396. [123](#)
- Luce, Charles H., & Tarboton, David G. 2004. The application of depletion curves for parameterization of subgrid variability of snow. *Hydrological processes*, **18**(8), 1409–1422. [48](#)
- Luce, Charles H., Lopez-Burgos, Viviana, & Holden, Zachary. 2014. Sensitivity of snow-pack storage to precipitation and temperature using spatial and temporal analog models. *Water resources research*, Nov., n/a–n/a. [48](#)
- Lunati, Ivan, Ciocca, Francesco, & Parlange, Marc B. 2012. On the use of spatially discrete data to compute energy and mass balance. *Water resources research*, **48**(5), W05542. [188](#)
- Magand, Claire. 2014. *Influence de la représentation des processus nivaux sur l'hydrologie de la Durance et sa réponse au changement climatique*. Ph.D. thesis. [82](#), [83](#), [87](#)
- Magand, Claire, Ducharne, Agnès, Le Moine, Nicolas, & Gascoïn, Simon. 2014. Introducing Hysteresis in Snow Depletion Curves to Improve the Water Budget of a Land Surface Model in an Alpine Catchment. *Journal of hydrometeorology*, **15**(2), 631–649. [26](#), [45](#), [46](#), [48](#), [52](#), [53](#), [107](#)
- Magnusson, Jan, Gustafsson, David, Hüsler, Fabia, & Jonas, Tobias. 2014. Assimilation of point SWE data into a distributed snow cover model comparing two contrasting methods. *Water resources research*, **50**(10), 7816–7835. [19](#), [48](#)
- Marbouty, D. 1984. Les propriétés physiques de la neige. *La houille blanche*, 557–567. [125](#), [192](#)
- Marsh, Philip, & Woo, M.-K. 1984a. Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover : 2. A simulation model. *Water resources research*, **20**(12), 1865–1874. [239](#)
- Marsh, Philip, & Woo, Ming-Ko. 1984b. Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover : 1. Observations in the Canadian Arctic. *Water resources research*, **20**(12), 1853–1864. [239](#)

BIBLIOGRAPHIE

- Martinec, J. 1989. Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period. *Pages 19–28 of : In : Snow Cover and Glacier Variations (Proceedings of the Baltimore Symposium, Maryland, May 1989), IAHS Publ. no. 183.* 16
- Martinec, J., & Rango, A. 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of hydrology*, **84**(3), 197–219. 63
- Marty, Christoph, & Meister, Roland. 2012. Long-term snow and weather observations at Weissfluhjoch and its relation to other high-altitude observatories in the Alps. *Theoretical and applied climatology*, **110**(4), 573–583. 130
- Maruyama, Toshisuke, Takimoto, Hiroshi, Ogura, Akira, & Yoshida, Masashi. 2015. Analysis of snowpack accumulation and the melting process of wet snow using a heat balance approach that emphasizes the role of underground heat flux. *Journal of hydrology*, **522**, 369–381. 135
- Masclat, Frank. 2015. *Etude d'impact d'une hystérésis sur le module de neige CemaNeige*. Mémoire, Master 2 Hydrologie-Hydrogéologie, UPMC. IRSTEA, Unité HBAN, équipe Hydro. 45
- Masson, D., & Frei, C. 2014. Spatial analysis of precipitation in a high-mountain region : exploring methods with multi-scale topographic predictors and circulation types. *Hydrology and earth system sciences*, **18**(11), 4543–4563. 17
- Mathevet, T. 2005. *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Ph.D. thesis. 38
- Merz, Ralf, Parajka, Juraj, & Blöschl, Günter. 2011. Time stability of catchment model parameters : Implications for climate impact analyses. *Water resources research*, **47**(2), W02531. 18, 20
- Michel, C. 1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux. *Cemagref, antony*. 38, 39
- Micheletty, P. D., Kinoshita, a. M., & Hogue, T. S. 2014. Application of MODIS snow cover products : wildfire impacts on snow and melt in the Sierra Nevada. *Hydrology and earth system sciences*, **18**(11), 4601–4615. 137
- Minville, Marie, Brissette, François, & Leconte, Robert. 2008. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *Journal of hydrology*, **358**(1-2), 70–83. 6
- Mölg, Thomas, Cullen, Nicolas J., & Kaser, Georg. 2009. Solar radiation, cloudiness and longwave radiation over low-latitude glaciers : Implications for mass-balance modelling. *Journal of glaciology*, **55**(190), 292–302. 149
- Monteith, John, & Unsworth, Mike. 2007. *Principles of environmental physics*. Academic Press. 158

- Moradkhani, Hamid, & Sorooshian, Soroosh. 2008. General review of rainfall-runoff modeling : model calibration, data assimilation, and uncertainty analysis. *Hydrological modelling and the water cycle*, 1–24. [14](#)
- Moriasi, DN, & Arnold, JG. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the asabe*, **50**(3), 885–900. [14](#), [18](#)
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., & Sudul, M. 2012. An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth system science data*, **4**(1), 13–21. [12](#), [19](#), [128](#)
- Morris, Max D. 1991. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics*, **33**(2), 161–174. [213](#)
- Nash, J.E., & Sutcliffe, J.V. 1970. *River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles*. Vol. 10. [14](#), [18](#)
- Neitsch, Susan L, Arnold, Jeffrey G, Kiniry, Jim R, & Williams, Jimmy R. 2011. *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009*. Tech. rept. Texas Water Resources Institute. [14](#)
- Nepal, Santosh, Chen, Jie, Penton, David J., Neumann, Luis E., Zheng, Hongxing, & Wahid, Shahriar. 2016. Spatial GR4j conceptualization of the Tamor glaciated alpine catchment in Eastern Nepal : evaluation of GR4jsg against streamflow and MODIS snow extent. *Hydrological processes*, Jan., n/a–n/a. [37](#)
- Nitta, T., Yoshimura, K., Takata, K., O’ishi, R., Sueyoshi, T., Kanae, S., Oki, T., Abe-Ouchi, a., & Liston, G. E. 2014. Representing Variability in Subgrid Snow Cover and Snow Depth in a Global Land Model : Offline Validation. *Journal of climate*, **27**(9), 3318–3330. [27](#), [45](#), [48](#), [54](#)
- Niu, Guo-Yue, & Yang, Zong-Liang. 2007. An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, **112**(D21), D21101. [48](#)
- Obled, Charles, & Rosse, Bernard. 1975. Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. *Cahiers de l’orstom, série hydrologiques*. [11](#), [188](#)
- Ohmura, Atsumu. 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of applied meteorology*, **40**(4), 753–761. [125](#), [157](#)
- Oki, Taikan, & Kanae, Shinjiro. 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, **313**(5790), 1068–1072. [2](#)
- Şorman, A. Arda, Şensoy, A., Tekeli, A. E., Şorman, A. Ü., & Akyürek, Z. 2009. Modelling and forecasting snowmelt runoff process using the HBV model in the eastern part of Turkey. *Hydrological processes*, **23**(7), 1031–1040. [43](#)

BIBLIOGRAPHIE

- Ottlé, C., Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., Noilhan, J., Martin, E., Ledoux, E., Leblois, E., Sauquet, E., Amraoui, N., Artinian, E., Champeaux, J. L., Guérin, C., Lacarrère, P., le Moigne, P., Saulnier, G. M., Thiéry, D., Vidal-Madjar, D., & Voirin, S. 2001. Hydro-meteorological modelling of the Rhone basin : general presentation and objectives. *Physics and chemistry of the earth, part b : Hydrology, oceans and atmosphere*, **26**(5), 443–453. [6](#)
- Oudin, Ludovic. 2006. Une formule simple d'évapotranspiration potentielle pour la modélisation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *La houille blanche*, Dec., 113–120. [85](#)
- Oudin, Ludovic, Michel, Claude, & Anctil, François. 2005a. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1—Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of hydrology*, **303**(1-4), 275–289. [37](#)
- Oudin, Ludovic, Hervieu, Frédéric, Michel, Claude, Perrin, Charles, Andréassian, Vazken, Anctil, François, & Loumagne, Cécile. 2005b. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of hydrology*, **303**(1-4), 290–306. [37](#)
- Oudin, Ludovic, Perrin, Charles, Mathevet, Thibault, Andréassian, Vazken, & Michel, Claude. 2006. Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of hydrology*, **320**(1-2), 62–83. [17](#)
- Oudin, Ludovic, Andréassian, Vazken, Perrin, Charles, Michel, Claude, & Le Moine, Nicolas. 2008. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments : A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water resources research*, **44**, 1–15. [15](#)
- Paquet, E. 2004. Evolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes. *La houille blanche*, Mar., 75–82. [10](#), [188](#)
- Paquet, Emmanuel, & Laval, Marie-Thérèse. 2006. Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d'EDF. *La houille blanche*, Mar., 113–119. [19](#), [41](#)
- Parajka, J., & Blöschl, G. 2008a. Spatio-temporal combination of MODIS images - potential for snow cover mapping. *Water resources research*, **44**(3), n/a–n/a. [19](#), [41](#), [48](#)
- Parajka, J., & Blöschl, G. 2008b. The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models. *Journal of hydrology*, **358**(3-4), 240–258. [19](#), [43](#), [47](#), [48](#), [69](#)
- Parajka, J., Pepe, M., Rampini, A., Rossi, S., & Blöschl, G. 2010. A regional snow-line method for estimating snow cover from MODIS during cloud cover. *Journal of hydrology*, **381**(3-4), 203–212. [48](#)

- Parajka, Juraj, Haas, Peter, Kirnbauer, Robert, Jansa, Josef, & Blöschl, Günter. 2012. Potential of time-lapse photography of snow for hydrological purposes at the small catchment scale. *Hydrological processes*, **26**(22), 3327–3337. [48](#)
- Pechlivanidis, IG, & Jackson, BM. 2011. Hydrological modelling : a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology. *Global nest journal*, **13**(3), 193–214. [8](#)
- Pellicciotti, Francesca, Brock, Ben, Strasser, Ulrich, Burlando, Paolo, Funk, Martin, & Corripio, Javier. 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. [11](#)
- Pellicciotti, Francesca, Helbing, Jakob, Rivera, Andrés, Favier, Vincent, Corripio, Javier, Araos, José, Sicart, Jean Emmanuel, & Carenzo, Marco. 2008. A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity. *Pages 3980–3997 of : Hydrological Processes*, vol. 22. [16](#)
- Pellicciotti, Francesca, Raschle, Thomas, Huerlimann, Thomas, Carenzo, Marco, & Burlando, Paolo. 2011. Transmission of solar radiation through clouds on melting glaciers : A comparison of parameterizations and their impact on melt modelling. *Journal of glaciology*, **57**(202), 367–381. [149](#), [152](#)
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of hydrology*, **242**(3–4), 275–301. [13](#), [55](#), [162](#)
- Perrin, Charles. 2000. *Vers une amélioration d’un modèle global pluie-débit au travers d’une approche comparative*. Ph.D. thesis. [71](#)
- Perrin, Charles, Michel, Claude, & Andréassian, Vazken. 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of hydrology*, **279**(1–4), 275–289. [14](#), [37](#), [38](#), [48](#)
- Perrin, Frédéric, Sauzey, Philippe, Menoret, Bernard, & Roche, Pierre-Alain. 2017 (Feb.). *Inondations de mai et juin 2016 dans les bassins moyens de la Seine et de la Loire - retour d’expérience*. Tech. rept. Ministère de l’environnement, ministère de l’intérieur. [4](#)
- Pianosi, Francesca, Sarrazin, Fanny, & Wagener, Thorsten. 2015. A Matlab toolbox for Global Sensitivity Analysis. *Environmental modelling & software*, **70**(Aug.), 80–85. [213](#)
- Pianosi, Francesca, Beven, Keith, Freer, Jim, Hall, Jim W., Rougier, Jonathan, Stephenson, David B., & Wagener, Thorsten. 2016. Sensitivity analysis of environmental models : A systematic review with practical workflow. *Environmental modelling & software*, **79**(May), 214–232. [212](#), [213](#)
- Piazzini, Gaia, Riboust, Philippe, Campo, Lorenzo, Cremonese, Edoardo, Gabellani, Simone, Le Moine, Nicolas, Morra di Cella, Umberto, Ribstein, Pierre, & Thirel,

BIBLIOGRAPHIE

- Guillaume. 2017. A comparison study of two snow models using data from different Alpine sites. *Page 8555 of : EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 19. 299
- Poggio, Laura, Gimona, Alessandro, & Brown, Iain. 2012. Spatio-temporal MODIS EVI gap filling under cloud cover : An example in Scotland. *Isprs journal of photogrammetry and remote sensing*, **72**(Aug.), 56–72. 19, 48
- Pokhrel, Bijay Kumar, Chevallier, Pierre, Andréassian, Vazken, Tahir, Adnan Ahmad, Arnaud, Yves, Neppel, Luc, Bajracharya, Om Ratna, & Budhathoki, Kamal Prakash. 2014. Comparison of two snowmelt modelling approaches in the Dudh Koshi basin (eastern Himalayas, Nepal). *Hydrological sciences journal*, **59**(8), 1507–1518. 36, 49
- Poncelet, Carine. 2016 (Nov.). *Du bassin au paramètre : jusqu'où peut-on régionaliser un modèle hydrologique conceptuel ?* phdthesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. 15, 78
- Pushpalatha, Raji, Perrin, Charles, Le Moine, Nicolas, Mathevet, Thibault, & Andréassian, Vazken. 2011. A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of hydrology*, **411**(1-2), 66–76. 48
- Pushpalatha, Raji, Perrin, Charles, Moine, NL, & Andréassian, Vazken. 2012. A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *Journal of hydrology*, **420-421**(Feb.), 171–182. 14
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canelas, C., Franchisteguy, L., & Morel, S. 2008. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of applied meteorology and climatology*, **47**(1), 92–107. 11, 39, 49
- Raleigh, Mark S., Rittger, Karl, Moore, Courtney E., Henn, Brian, Lutz, James a., & Lundquist, Jessica D. 2013. Ground-based testing of MODIS fractional snow cover in subalpine meadows and forests of the Sierra Nevada. *Remote sensing of environment*, **128**(Jan.), 44–57. 96, 127, 234
- Raleigh, Mark S., Livneh, Ben, Lapo, Karl, & Lundquist, Jessica D. 2015. How Does Availability of Meteorological Forcing Data Impact Physically Based Snowpack Simulations? *Journal of hydrometeorology*, **17**(1), 99–120. 148
- Riboust, P., Le Moine, N., Thirel, G., & Ribstein, P. 2017. How to simulate radiative inputs in complex topographic areas, an analysis on 115 Swiss Alps weather stations. *Hydrol. earth syst. sci. discuss.*, **2017**(Sept.), 1–36. 147
- Riboust, Philippe, Thirel, Guillaume, Le Moine, Nicolas, & Ribstein, Pierre. Revisiting a simple degree-day model for integrating satellite data : implementation of SWE-SCA hystereses. *Journal of hydrology and hydromechanics*. 45, 71
- Roche, Marcel. 1963. *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars ; ORSTOM. 13
- Rodell, M., & Houser, P. R. 2004. Updating a Land Surface Model with MODIS-Derived Snow Cover. *Journal of hydrometeorology*, **5**(6), 1064–1075. 47

- Rolland, Christian. 2003. Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. *Journal of climate*, **16**(7), 1032–1046. [32](#)
- Rossini, Micol, Migliavacca, Mirco, Galvagno, Marta, Meroni, Michele, Cogliati, Sergio, Cremonese, Edoardo, Fava, Francesco, Gitelson, Anatoly, Julitta, Tommaso, Morra di Cella, Umberto, Siniscalco, Consolata, & Colombo, Roberto. 2014. Remote estimation of grassland gross primary production during extreme meteorological seasons. *International journal of applied earth observation and geoinformation*, **29**(Supplement C), 1–10. [130](#)
- Samaniego, Luis, Kumar, Rohini, & Attinger, Sabine. 2010. Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water resources research*, **46**(5), W05523. [14](#)
- Sauquet, E., Arama, Y., Blanc Coutagne, E., Bouscasse, H., Branger, F., Braud, I., Brun, J.F., Cherel, J., Cipriani, T., Detry, T., Ducharne, A., Hendrickx, F., Hingray, B., Krowicki, F., Le Goff, I., Le Lay, M., Magand, C., Malerbe, F., Mathevet, T., Monteil, C., Perrin, C., Poulhe, P., Rossi, A., Samie, R., Strosser, P., Thirel, G., Tilmant, F., & Vidal, J.P. 2015. *Project R2d2 2050 : Risk, water resources and sustainable development within the Durance river basin in 2050*. Tech. rept. [83](#)
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., & Musy, A. 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrol. earth syst. sci.*, **9**(1/2), 95–109. [5](#)
- Schneider, Dominik, & Molotch, Noah P. 2016. Real-time estimation of snow water equivalent in the Upper Colorado River Basin using MODIS-based SWE Reconstructions and SNOTEL data. *Water resources research*, **52**(10), 7892–7910. [19](#)
- Sherman, LeRoy K. 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. news record*, **108**, 501–505. [13](#)
- Shook, Kevin, & Pomeroy, John. 2011. Synthesis of incoming shortwave radiation for hydrological simulation. *Hydrology research*, **42**(6), 433. [142](#), [149](#), [172](#)
- Shrestha, M., Wang, L., Koike, T., Tsutsui, H., Xue, Y., & Hirabayashi, Y. 2014. Correcting basin-scale snowfall in a mountainous basin using a distributed snowmelt model and remote-sensing data. *Hydrology and earth system sciences*, **18**(2), 747–761. [68](#)
- Shrestha, Roshan, Tachikawa, Yasuto, & Takara, Kaoru. 2006. Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling. *Journal of hydrology*, **319**(1–4), 36–50. [148](#)
- Sicart, J. E., Pomeroy, J. W., Essery, R. L. H., & Bewley, D. 2006. Incoming longwave radiation to melting snow : observations, sensitivity and estimation in Northern environments. *Hydrological processes*, **20**(17), 3697–3708. [143](#), [145](#), [147](#), [149](#), [158](#), [171](#), [175](#), [185](#), [236](#)
- Sicart, Jean Emmanuel, Hock, Regine, Ribstein, Pierre, & Chazarin, Jean Philippe. 2010. Sky longwave radiation on tropical Andean glaciers : parameterization and sensitivity to atmospheric variables. *Journal of glaciology*, **56**(199), 854–860. [143](#), [144](#), [149](#), [158](#), [229](#)

BIBLIOGRAPHIE

- Sims, Elizabeth M., & Liu, Guosheng. 2015. A Parameterization of the Probability of Snow–Rain Transition. *Journal of hydrometeorology*, **16**(4), 1466–1477. [17](#)
- Slater, Andrew G., & Clark, Martyn P. 2006. Snow Data Assimilation via an Ensemble Kalman Filter. *Journal of hydrometeorology*, **7**(3), 478–493. [19](#), [47](#)
- Sproul, Alistair B. 2007. Derivation of the solar geometric relationships using vector analysis. *Renewable energy*, **32**, 1187–1205. [122](#), [151](#)
- Stisen, S., Højberg, a. L., Troldborg, L., Refsgaard, J. C., Christensen, B. S. B., Olsen, M., & Henriksen, H. J. 2012. On the importance of appropriate precipitation gauge catch correction for hydrological modelling at mid to high latitudes. *Hydrology and earth system sciences*, **16**(11), 4157–4176. [17](#)
- Sturm, Matthew, & Benson, Carl S. 1997. Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of glaciology*, **43**(143), 42–59. [204](#)
- Sturm, Matthew, Goldstein, Michael A., & Parr, Charles. 2017. Water and life from snow : A trillion dollar science question. *Water resources research*, **53**(5), 3534–3544. [6](#), [7](#)
- Supit, I., & Van Kappel, R. R. 1998. A simple method to estimate global radiation. *Solar energy*, **63**(3), 147–160. [169](#)
- Suri, Marcel, & Hofierka, Jaroslav. 2004. A New GIS-based Solar Radiation Model and Its Application to Photovoltaic Assessments. *Transactions in gis*, **8**(2), 175–190. [123](#), [151](#), [176](#)
- Swenson, S. C., & Lawrence, D. M. 2012. A new fractional snow-covered area parameterization for the Community Land Model and its effect on the surface energy balance. *Journal of geophysical research : Atmospheres*, **117**(D21). [27](#), [45](#), [48](#), [54](#)
- Tarboton, David G, & Luce, Charles H. 1996. *Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB)*. Tech. rept. December. Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station. [12](#)
- Tarboton, DG, Chowdhury, TG, & Jackson, TH. 1994. A Spatially Distributed Energy Balance Snowmelt Model. In : *IAHS Proceedings of Symposium on Biogeochemistry of Seasonally Snow Covered Catchments*. [12](#)
- Thirel, G., Notarnicola, C., Kalas, M., Zebisch, M., Schellenberger, T., Tetzlaff, A., Duguay, M., Mölg, N., Burek, P., & de Roo, A. 2012. Assessing the quality of a real-time Snow Cover Area product for hydrological applications. *Remote sensing of environment*, **127**(Dec.), 271–287. [19](#)
- Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., Audouy, J.-N., Berthet, L., Edwards, P., Folton, N., Furusho, C., Kuentz, A., Lerat, J., Lindström, G., Martin, E., Mathevet, T., Merz, R., Parajka, J., Ruelland, D., & Vaze, J. 2015a. Hydrology under change : an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrological sciences journal*, **60**(7-8), 1184–1199. [47](#)

- Thirel, G., Andréassian, Vazken, & Perrin, Charles. 2015b. On the need to test hydrological models under changing conditions. *Hydrological sciences journal*, **60**(7-8), 1165–1173. [47](#)
- Thirel, Guillaume, Salamon, Peter, Burek, Peter, & Kalas, Milan. 2013. Assimilation of MODIS Snow Cover Area Data in a Distributed Hydrological Model Using the Particle Filter. *Remote sensing*, **5**(11), 5825–5850. [19](#), [47](#)
- Thornton, Peter E., & Running, Steven W. 1999. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. *Agricultural and forest meteorology*, **93**(4), 211–228. [142](#), [145](#), [149](#)
- Thornton, Peter E, Hasenauer, Hubert, & White, Michael a. 2000. Simultaneous estimation of daily solar radiation and humidity from observed temperature and precipitation : an application over complex terrain in Austria. *Agricultural and forest meteorology*, **104**(4), 255–271. [142](#), [158](#), [169](#)
- Tobin, Cara, Schaeffli, Bettina, Nicótina, Ludovico, Simoni, Silvia, Barrenetxea, Guillermo, Smith, Russell, Parlange, Marc, & Rinaldo, Andrea. 2013. Improving the degree-day method for sub-daily melt simulations with physically-based diurnal variations. *Advances in water resources*, **55**, 149–164. [11](#)
- Trenberth, Kevin E., Fasullo, John T., & Kiehl, Jeffrey. 2009. Earth’s Global Energy Budget. *Bulletin of the american meteorological society*, **90**(3), 311–323. [2](#)
- Trigo, Isabel F., Dacamara, Carlos C., Viterbo, Pedro, Roujean, Jean-Louis, Olesen, Folke, Barroso, Carla, Camacho-de Coca, Fernando, Carrer, Dominique, Freitas, Sandra C., García-Haro, Javier, Geiger, Bernhard, Gellens-Meulenberghs, Françoise, Ghilain, Nicolas, Meliá, Joaquín, Pessanha, Luis, Siljamo, Niilo, & Arboleda, Alirio. 2011. The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis. *International journal of remote sensing*, **32**(10), 2725–2744. [176](#)
- Troin, Magali, Arsenault, Richard, & Brissette, François. 2015. Performance and Uncertainty Evaluation of Snow Models on Snowmelt Flow Simulations over a Nordic Catchment (Mistassibi, Canada). *Hydrology*, **2**(4), 289–317. [49](#)
- Troin, Magali, Poulin, Annie, Baraer, Michel, & Brissette, François. 2016. Comparing snow models under current and future climates : Uncertainties and implications for hydrological impact studies. *Journal of hydrology*, **540**(Sept.), 588–602. [49](#)
- Turcotte, R., Fortin, L.-G., Fortin, V., Fortin, J.-P., & Villeneuve, J.-P. 2007. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Hydrology research*, **38**(3), 211–234. [33](#)
- Udnæs, Hans-Christian, Alfnes, Eli, & Andreassen, Liss M. 2007. Improving runoff modelling using satellite-derived snow covered area? *Nordic hydrology*, **38**(1), 21. [43](#)
- USACE. 1956. *Snow Hydrology : Summary Report of the Snow Investigations*. North Pacific Division, Corps of Engineers, U.S. Army. [10](#), [33](#)

BIBLIOGRAPHIE

- Valéry, Audrey, Andréassian, Vazken, & Perrin, Charles. 2009. Inverting the hydrological cycle : when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas. *Pages 281–286 of : New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions*. 17
- Valéry, Audrey. 2010. *Modélisation précipitations–débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. Ph.D. thesis. 25, 32, 33, 107
- Valéry, Audrey, Andréassian, Vazken, & Perrin, Charles. 2010. Regionalization of precipitation and air temperature over high-altitude catchments – learning from outliers. *Hydrological sciences journal*, 55(6), 928–940. 10, 16, 31, 32, 36, 88, 148, 237
- Valéry, Audrey, Andréassian, Vazken, & Perrin, Charles. 2014a. ‘As simple as possible but not simpler’ : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 – Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *Journal of hydrology*, 517(Sept.), 1166–1175. 10, 14, 31, 32, 48, 51, 188
- Valéry, Audrey, Andréassian, Vazken, & Perrin, Charles. 2014b. ‘As simple as possible but not simpler’ : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 – Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of hydrology*, 517(Sept.), 1176–1187. 10, 31, 33, 44, 48, 49, 51, 52, 53, 103
- Vidal, Jean-Philippe, Martin, Eric, Franchistéguy, Laurent, Baillon, Martine, & Soubeyrou, Jean-Michel. 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International journal of climatology*, 30(11), 1627–1644. 11, 39, 49
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., & Willemet, J.-M. 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific model development*, 5(3), 773–791. 148
- Vuyovich, Carrie M., Jacobs, Jennifer M., & Daly, Steven F. 2014. Comparison of passive microwave and modeled estimates of total watershed SWE in the continental United States. *Water resources research*, Oct., n/a–n/a. 48
- Waichler, Scott R., & Wigmosta, Mark S. 2003. *Development of Hourly Meteorological Values From Daily Data and Significance to Hydrological Modeling at H. J. Andrews Experimental Forest*. Vol. 4. 158
- Walter, Todd M., Brooks, Erin S., McCool, Donald K., King, Larry G., Molnau, Myron, & Boll, Jan. 2005. Process-based snowmelt modeling : Does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of hydrology*, 300(1-4), 65–75. 16, 139, 149, 158, 235, 238
- Wann, Mien, Yen, Doreen, & Gold, Harvey J. 1985. Evaluation and calibration of three models for daily cycle of air temperature. *Agricultural and forest meteorology*, 34(2-3), 121–128. 178
- Wever, N., Fierz, C., Mitterer, C., Hirashima, H., & Lehning, M. 2014. Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *The cryosphere*, 8(1), 257–274. 11

BIBLIOGRAPHIE

- Würzer, Sebastian, Jonas, Tobias, Wever, Nander, & Lehning, Michael. 2016. Influence of Initial Snowpack Properties on Runoff Formation during Rain-on-Snow Events. *Journal of hydrometeorology*, **17**(6), 1801–1815. [5](#)
- Xue, Yongkang. 2003. Impact of parameterizations in snow physics and interface processes on the simulation of snow cover and runoff at several cold region sites. *Journal of geophysical research*, **108**(D22), 8859. [188](#)
- You, J., Tarboton, D. G., & Luce, C. H. 2014. Modeling the snow surface temperature with a one-layer energy balance snowmelt model. *Hydrology and earth system sciences*, **18**(12), 5061–5076. [16](#), [149](#), [189](#), [201](#), [202](#)
- Zaitchik, Benjamin F., & Rodell, Matthew. 2009. Forward-Looking Assimilation of MODIS-Derived Snow-Covered Area into a Land Surface Model. *Journal of hydro-meteorology*, **10**(1), 130–148. [48](#)