



HAL
open science

Modélisation des régimes thermiques du sol dans les milieux ouverts d'altitude des Alpes françaises : influence du transport de neige par le vent et de la végétation

Matthieu Baron

► To cite this version:

Matthieu Baron. Modélisation des régimes thermiques du sol dans les milieux ouverts d'altitude des Alpes françaises : influence du transport de neige par le vent et de la végétation. Biodiversité et Ecologie. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2023. Français. NNT : 2023GRALV054 . tel-04434521

HAL Id: tel-04434521

<https://theses.hal.science/tel-04434521>

Submitted on 2 Feb 2024

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

École doctorale : CSV- Chimie et Sciences du Vivant

Spécialité : Biodiversité-Ecologie-Environnement

Unité de recherche : Laboratoire d'ECologie Alpine

Modélisation des régimes thermiques du sol dans les milieux ouverts d'altitude des Alpes françaises : influence du transport de neige par le vent et de la végétation

Modelling soil thermal regimes in high altitude open environments of the french Alps : effect of wind-induced snow transport and vegetation

Présentée par :

Matthieu BARON

Direction de thèse :

Philippe CHOLER

DIRECTEUR DE RECHERCHE, Université Grenoble Alpes

Directeur de thèse

Matthieu LAFAYSSE

ITM Météo-France, Institut National Polytechnique de Toulouse

Co-encadrant de thèse

Rapporteurs :

Eric BRUN

INGENIEUR DES PONTS ET CHAUSSEES, ONERC

Florence HABETS

DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS délégation Paris Centre

Thèse soutenue publiquement le **12 octobre 2023**, devant le jury composé de :

Philippe CHOLER

DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS délégation Alpes

Directeur de thèse

Eric BRUN

INGENIEUR DES PONTS ET CHAUSSEES, ONERC

Rapporteur

Florence HABETS

DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS délégation Paris Centre

Rapporteuse

Fabien ANTHELME

DIRECTEUR DE RECHERCHE, IRD délégation régionale Occitanie

Examineur

Didier VOISIN

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Grenoble Alpes

Président

Florence NAAIM

INGENIEURE DES PONTS ET CHAUSSEES, INRAE - Lyon-Grenoble
- Auvergne-Rhône-Alpes

Examinatrice

Matthieu LAFAYSSE

INGENIEUR HDR, Météo France

Co-directeur de thèse

Vincent VIONNET

ASSISTANT PROFESSOR, Environment and Climate Change Canada

Examineur



Remerciements

Une thèse c'est clairement pas quelque chose qu'on fait seul, en tout cas ça n'a pas été mon cas ! J'ai donc plein de gens à remercier, à commencer par toutes celles et ceux avec que j'ai pu croiser dans les couloirs de mes deux laboratoires, le LECA et le CEN. Dans ces deux endroits, j'ai trouvé une ambiance chaleureuse qui a fait que, quand la motivation à venir debugger pour la trente-septième fois le code de SURFEX ou à écrire un article interminable n'était pas au rendez-vous, j'avais au moins le plaisir de venir au travail pour croiser de sympathiques collègues et ami.e.s . En particulier, je peux remercier mes deux encadrants, Matthieu pour sa présence au jour le jour pour m'accompagner dans les méandres de la simulation nivologique, Philippe pour m'avoir partagé un peu de sa passion communicative pour les *Carex myosuroides* et autres habitantes des prairies alpines. J'ai une pensée particulière pour celles et ceux qui ont partagé des choses avec moi au delà du travail, aux cueillettes et cuisines de plantes sauvages avec Marie, Manu, Titouan, Naiara, Remy, à mes super vacances pré-rédaction avec Lisa, Anna, Antoine et Claire (qui n'est pas une collègue mais qui a bien sa place dans ces remerciements), et puis à mes deux co-bureaux d'amour au CEN, Diego et Ange (qui est le véritable binôme de cette thèse, le deuxième papa de SnowPappus, notre enfant turbulent) et puis à toutes les manifs qu'on a pu faire ensemble. Après ces trois ans, je quitte le CEN et le LECA avec un doctorat, mais surtout avec des amitiés précieuses.

Voilà une transition parfaite pour dire qu'il n'y a pas que le travail dans la vie, et cette thèse m'a amené dans un nouveau lieu, la cuvette grenobloise, dans laquelle je me sens maintenant chez moi. J'y ai rencontré mes colocs chéries de la Ponsardière : Marie-Anne, Hervé, Clemmy, Eve, Cathoche, Max, vivre avec vous est et a été une joie. J'y ai fait des ballades, courses, baignades avec Chloé, Anne-Florehttps, Sam, Bé et bien d'autres, à la rencontre des aubépines, des néfliers, de la cabane de Minette, des sangliers et des genévriers thurifères, des cynorrhodons et des prunelliers, des topinambours et des orties, des sapins blancs et des laitues des murailles, des myrtilles et du fascinant Rocher de Chalves ... Merci à tout ce monde ! Merci aussi à celles et ceux, dont ma famille, qui ont fait l'effort de venir voir ma soutenance, en visio et en vrai !

Et finalement, si j'ai réussi à aller au bout de cette thèse alors que j'avais souvent du mal à me sentir épanoui dans ce travail et à y trouver un sens, c'est en partie parce que j'ai trouvé ces deux choses précisément dans ma vie hors du travail, et en particulier dans mon investissement dans divers collectifs et assocés qui se démènent pour la solidarité et l'écologie dont Grenoble foisonne. Merci à celles-ci de m'avoir permis d'avoir la sensation d'agir concrètement pour les choses qui me tiennent à coeur pendant ce doctorat, et sans doute plus encore après !

Abbréviations et définitions

FSFD : "First Snow Free Day", date de déneigement
FDD : degrés jours de gel (°C.jours)
GDD : degrés jours de croissance (°C.jours)
LAI : "Leaf Area Index", Surface de feuille par unité de surface au sol
LES : Large Eddy Simulation
LSM : "Land Surface Model", modèle de surface continentale
MNT : modèle numérique de terrain
MOA : Milieux ouverts d'altitude
PISR : "Potential incoming solar radiation", flux radiatif moyen potentiel (avec ciel dégagé) annuel moyen
PNT : Prévision Numérique du Temps
SSA : "Snow Specific Area", surface spécifique de la neige

dendricité : tendance des grains de neige à avoir conservé des formes de flocons de neige

dendritique (neige) : neige où les grains ont conservé une partie de leurs formes initiales au moment de la déposition par des précipitations

prognostique (variable) : variable décrivant l'état d'un objet modélisé (ici le sol ou la neige typiquement), qui intervient dans les équations d'évolution de celui-ci

Table des matières

1	Etat de l'art	13
1.1	Contexte : les milieux ouverts en montagne et leur thermique du sol	13
1.1.1	Les milieux ouverts d'altitude (MOA)	13
1.1.2	Sol, neige et végétation	14
1.1.3	Influence de la thermique des sols sur le fonctionnement des MOA .	15
1.1.4	Évolution des milieux ouverts de montagne sous l'effet des changements globaux	17
1.2	Processus gouvernant la thermique du sol dans les milieux ouverts d'altitude	18

1.2.1	Le bilan énergétique de surface du sol	19
1.2.2	Les transferts d'énergie dans le sol	21
1.2.3	Influence des couverts de surface sur la thermique du sol	23
1.2.4	Influence du manteau neigeux sur le régime thermique hivernal du sol	25
1.3	Le manteau neigeux saisonnier : caractéristiques, évolution et variabilité . .	27
1.3.1	Caractéristiques du manteau neigeux	27
1.3.2	Accumulation de neige et évolution du manteau neigeux	28
1.3.3	Transferts d'énergie dans le manteau neigeux	29
1.3.4	Variabilité spatiale du manteau neigeux	32
1.4	Les modèles simulant l'évolution de la thermique du sol et de l'enneigement	35
1.4.1	Modèles statistiques de température du sol	35
1.4.2	Modèles de surface continentale	36
1.4.3	Un LSM particulier : ISBA-Crocus	38
1.4.4	Fiabilité et évaluation des modèles de température du sol en zone de montagne	45
1.5	Bilan et problématiques de la thèse	46
2	Évaluation des températures du sol simulées avec la réanalyse S2M	51
2.1	Introduction	51
2.2	Méthodes	52
2.2.1	Jeux de données de température du sol et caractérisation de la végétation et de la topographie locale	52
2.2.2	Simulation des régimes thermiques du sol avec la réanalyse S2M . .	58
2.2.3	Indicateurs pédoclimatiques et d'enneigement	59
2.2.4	Analyses statistiques	60
2.3	Evaluations des simulations de régimes thermiques des sols et d'indicateurs bioclimatiques : Résultats	62
2.3.1	Comparaison des indicateurs pédoclimatiques observés et modélisés	62
2.3.2	Caractérisation des communautés végétales du Vallon de Roche Noire à l'aide d'indicateurs modélisés	63
2.4	Influence du type de végétation et de la topographie sur les biais en température estivale du sol de la réanalyse S2M : Résultats	63
2.4.1	Analyses sur le jeu de données "Roche Noire"	63
2.4.2	Analyses du jeu de données "ORCHAMP"	66
2.5	Discussion générale	67
2.5.1	Causes des biais en GDD et en FDD	67
2.5.2	Interprétation des erreurs dans l'estimation de l'enneigement	71
2.5.3	Interprétation du biais froid des températures du sol estivales et de ses facteurs explicatifs	72
2.5.4	Sources d'incertitudes dans les forçages et les observations	75
2.6	Conclusion du chapitre	77
2.7	Données et codes	78
3	Développement de SnowPappus : un modèle de transport de neige par le vent pour des applications à grande échelle du modèle de neige Crocus	79

3.1	article	81
4	Correction d'une erreur dans Crocus	135
4.1	Représentation de la microstructure dans Crocus : de l'ancien au nouveau formalisme	135
4.2	Passage du formalisme B90 à C13 : difficultés et erreurs	136
4.2.1	Une conversion facile en neige dendritique	136
4.2.2	... Mais qui pose plusieurs problèmes en neige non dendritique . . .	137
4.2.3	La solution proposée par Carmagnola et al. (2014) : avantages et erreurs	138
4.2.4	Une modification des lois de métamorphisme non publiée	139
4.3	Proposition de solutions aux problèmes posés : le formalisme B21	139
4.3.1	Proposition d'une nouvelle conversion $(s, g_s) \Rightarrow D_{opt}$	140
4.3.2	Nouvelles lois d'évolution de D_{opt}	140
4.4	Impact et preuve de fonctionnement des modifications : méthodes	141
4.4.1	Expériences idéalisées	141
4.4.2	Simulations avec Crocus	141
4.5	Impact et preuve de fonctionnement des modifications : résultats	142
4.5.1	Expériences idéalisées	142
4.5.2	Simulations avec Crocus	142
4.6	Discussion et conclusion du chapitre	143
4.7	Codes	146
5	Influence du transport de neige par le vent sur les simulations de régimes thermiques du sol avec ISBA-Crocus : étude de cas sur le Vallon de Roche Noire	147
5.1	Méthodes	148
5.1.1	Site d'étude et données et données de température du sol	148
5.1.2	Simulations avec ISBA-Crocus	148
5.1.3	Analyse des résultats	150
5.2	Résultats	150
5.2.1	Différences de régime thermique du sol entre simulations avec transport et sans transport	150
5.2.2	Comparaison des régimes thermiques observés et simulés	153
5.3	Discussion	153
5.4	Conclusion du chapitre	157
6	Conclusion et perspectives	159
	Bibliographie	167
A	Annexes du chapitre 1	185
A.1	Mots utilisés dans la revue bibliographique sur l'influence des ligneux sur la température des sols	185
B	Annexes du chapitre 2	187

TABLE DES MATIÈRES

B.1	Modèle statistiques sur le biais en température d'août dans le jeu de données 'Roche Noire' : Informations complémentaires	187
B.1.1	Calcul des barres d'erreur dans les graphes	187
B.1.2	Vérification de l'homoscédasticité, de la linéarité et de la normalité de l'erreur	187
B.2	Modèle statistiques sur le biais en température d'août dans le jeu de données 'ORCHAMP-TOP' : Informations complémentaires	190

Abstract :

Soil temperature in the root zone has a strong influence on ecosystem functioning and the distribution of biodiversity in high-altitude open environments (MOA). It is strongly influenced by the surface energy balance, which depends notably on vegetation cover, and by the insulating effect of the snowpack during the winter period. The topographical heterogeneity of MOA, combined with phenomena such as wind-induced snow transport, results in strong spatial heterogeneity of the snowpack, and thus influences the ground thermal regime. Various land surface models simulate the evolution of the physical parameters of the soil, vegetation and snowpack. The S2M chain, made up of the ISBA soil model coupled to the Crocus snow model and forced by the SAFRAN analysis system, has been widely used to model snow cover and soil thermal regimes on a mountain scale throughout the French Alps, with occasional applications to ecology. This thesis presents an evaluation of the soil thermal regimes simulated by this chain in the MOA, and attempts to improve these simulations by representing wind-induced snow transport in Crocus.

Evaluation of soil temperature simulations in a variety of topographical and geographical situations reveals (i) an average cold bias of several degrees in summer (ii) a very poor representation of winter frost, with an absence of simulated strong frosts. A detailed statistical analysis of the summer cold bias was carried out, revealing an influence of vegetation and exposure on this bias, which is probably linked to the representation of vegetation in ISBA. In addition, the poor prediction of frost seems to be explained by an under-representation of the spatial variability of snow cover, partly linked to the spatial scale of the reanalysis, preventing simulation of wind-induced snow transport. As things stand, therefore, it is not recommended to use S2M-simulated soil thermal regimes as explanatory factors for ecological processes at the local scale.

To overcome these problems, we developed SnowPappus, a simple wind-induced snow transport model coupled to Crocus, at a resolution of 250 meters allowing large-scale simulations. The model simulates transported snow fluxes as a function of wind and snowpack surface characteristics, and redistributes snow between grid points according to the calculated fluxes. The model's development choices are described in detail, along with error corrections that had to be made in the representation of snow metamorphism in Crocus. The flows simulated by SnowPappus are evaluated by comparing them with point observations. The results of these studies show that the SnowPappus model simulates fair orders of magnitude for transported snow fluxes, on condition of adequate calibration of a parameter and good wind forcing.

Finally, in order to assess the impact of SnowPappus on soil temperature simulations, simulations were carried out on a small domain in which numerous measurements were available. Taking transport into account produces some consistent effects, such as increased ground freezing on ridge tops. However, the model does not improve simulations at observation points. This could be linked to the spatial resolution used, which remains too wide. To conclude, these simulations are still far from representing the spatial heterogeneity of snow cover and ground thermal regimes at a relevant scale for a better understanding of the structure, dynamics and functioning of MOAs.

The last part of the manuscript describes a set of perspectives aimed at improving the performance of soil temperature models in MOAs, attempting to link scientific issues from climate sciences on the one hand and biodiversity sciences on the other.

Résumé :

La température du sol dans la zone racinaire a une forte influence sur le fonctionnement des écosystèmes et la distribution de la biodiversité dans les milieux ouverts d'altitude (MOA). Elle est fortement influencée par le bilan énergétique de surface, qui dépend notamment du couvert végétal, et par l'effet isolant du manteau neigeux pendant la période hivernale. L'hétérogénéité topographique des MOA, combinée à des phénomènes tels que le transport de neige par le vent, entraîne une forte hétérogénéité spatiale du manteau neigeux, et influence ainsi le régime thermique du sol. Divers modèles de surface continentale modélisent l'évolution de paramètres physiques du sol, de la végétation et du manteau neigeux. La chaîne S2M, composée du modèle de sol ISBA couplé au modèle de neige Crocus et forcés par le système d'analyse SAFRAN, a été largement utilisée pour la modélisation du manteau neigeux et des régimes thermiques du sol à l'échelle du massif montagneux dans toutes les Alpes françaises, avec parfois des applications à l'écologie. Cette thèse présente une évaluation des régimes thermiques des sols des MOA simulés par cette chaîne, et tente d'améliorer ces simulations en représentant le transport de neige par le vent dans Crocus.

L'évaluation des simulations de température du sol dans des situations topographiques et géographiques variées révèle (i) un biais froid moyen de plusieurs degrés en période estivale (ii) une très mauvaise représentation du gel hivernal, avec une absence de forts gels simulés. Une analyse statistique détaillée du biais froid estival a été réalisée, révélant une influence de la végétation et de l'exposition sur ce biais, qui est probablement lié à la représentation de la végétation dans ISBA. De plus, la mauvaise prédiction du gel semble expliquée par une sous-estimation de la variabilité spatiale de l'enneigement, en partie liée à l'échelle spatiale de la réanalyse, empêchant notamment de simuler le transport de neige par le vent. En l'état, il n'est donc pas recommandé d'utiliser les régimes thermiques du sol simulés par S2M comme facteurs explicatifs des processus écologiques à l'échelle locale.

Pour remédier à ces problèmes, nous avons développé SnowPappus, un modèle de transport de neige par le vent simple couplé à Crocus, à une résolution de 250 mètres permettant des simulations à grande échelle. Le modèle simule les flux de neige transportée en fonction du vent et des caractéristiques de surface du manteau neigeux, et redistribue la neige entre les points de grille en fonction de ces flux. Les choix de développement du modèle sont décrits en détail, ainsi que des corrections d'erreurs nécessaires dans la représentation du métamorphisme de la neige dans Crocus. Les flux simulés par SnowPappus sont évalués sur des observations ponctuelles. Le modèle SnowPappus simule de bons ordres de grandeurs pour les flux de neige transportée sous réserve d'une calibration adéquate d'un paramètre et d'un bon vent de forçage.

Enfin, pour évaluer l'impact de SnowPappus sur les simulations de température du sol, des simulations sur un petit domaine avec de nombreuses observations disponibles ont été réalisées. La prise en compte du transport produit certains effets cohérents comme l'augmentation du gel du sol sur le sommet des crêtes. Cependant, le modèle n'améliore pas les simulations aux points d'observation. Cela semble lié à la résolution spatiale utilisée, qui reste trop large. Pour conclure, ces simulations restent loin de représenter l'hétérogénéité spatiale de l'enneigement et des régimes thermiques du sol à une échelle pertinente pour mieux comprendre la structure, la dynamique et le fonctionnement des MOA.

La dernière partie du manuscrit décrit un ensemble de perspectives visant à améliorer la performance des modèles de température du sol dans les MOA, tentant de relier

des enjeux scientifiques relevant des sciences du climat d'une part et des sciences de la biodiversité d'autre part.

Chapitre 1

Etat de l'art

1.1 Contexte : les milieux ouverts en montagne et leur thermique du sol

1.1.1 Les milieux ouverts d'altitude (MOA)

Dans les montagnes, la diminution des températures avec l'altitude défavorise la croissance des arbres (Körner, 2003). Au dessus d'une certaine altitude, située vers 2300-2600 mètres dans les Alpes françaises, appelée "limite des arbres", leur développement est impossible. Cela mène à la formation au dessus de celle-ci de l'étage alpin, composé uniquement de formations végétales basses et plus où moins ouvertes. Cependant, la limite observée de la forêt est généralement bien plus basse dans les Alpes françaises, ce qui est en grande partie dû à des défrichement anciens, et ensuite au maintien de milieux ouverts par et pour les activités humaines, en particulier pastorales (Schwörer et al., 2015). La forêt peut également être également défavorisée par facteurs non humains dans certains sites, tels que les avalanches ou l'instabilité du terrain. On observe donc également des prairies et des landes basses dans de grandes étendues dans une bande altitudinale approximative 1800-2400 mètres, aussi appelée "étage subalpin".

Ces milieux ouverts alpins et subalpins, auxquels je me suis intéressé tout particulièrement pendant cette thèse, connaissent des conditions bien différentes de leurs homologues de plaines, et constituent ainsi des milieux distincts. En effet, en dehors de situations occasionnelles d'inversion de température, les températures de l'air diminuent le plus souvent avec l'altitude à un rythme moyen de 0,6 °C tous les 100 mètres (Rist et al., 2020). Ainsi, dans les Alpes Françaises, on a des températures annuelles moyennes de l'ordre de 0-2 °C à 2000 mètres (étage subalpin) et de -2/-4 °C à 2500 mètres (étage alpin) (Vernay et al., 2022), rapprochant ainsi ces milieux de climats rencontrés à des latitudes polaires. Cependant, si les milieux ouverts de l'alpin tempéré et de la toundra boréale partagent une influence très marquée du froid sur ces écosystèmes conduisant à une absence d'arbres, ces deux milieux sont bien différents. Les milieux alpins tempérés sont en effet marqués par une amplitude annuelle généralement moins importante des variations de températures, une période déneigée plus longue et une forte complexité topographique (Billings, 1973). En plus des caractéristiques climatiques évoquées plus hauts, les milieux alpins et subalpins connaissent des pressions atmosphériques plus basses, une plus forte exposition aux rayonnements ultraviolets (Körner, 2003) et un vent et des précipitations modulés

par la topographie (Mott et al., 2018; Helbig et al., 2017). Les montagnes tendent également à accumuler en moyenne plus de précipitations que les plaines environnantes, car elles tendent à former une barrière orographique qui arrête les perturbations (Mott et al., 2018). Les précipitations tombent généralement sous forme de neige pendant la période hivernale, menant à la formation d'un enneigement saisonnier.

La complexité topographique du milieu montagnard façonne le climat local, menant à la formation d'une mosaïque d'habitats pour la faune et la flore, caractérisés par des conditions environnementales spécifiques. Elle a une influence identifiée sur la végétation à différentes échelles. En plus de l'effet bien connu des variations d'altitude sur la température, qui conduit à l'existence de différents "étages de végétation" (subalpin dominé par les forêts de conifères en l'absence de perturbations anthropiques, alpin dominé par des végétations basses, nival où ne subsistent que quelques plantes isolées), des différences notables ont été notées entre les sommets de crêtes, les milieux de pentes et les fonds de vallons. Les sommets de crêtes tendent ainsi à avoir une plus forte exposition au vent, un sol plus sec et un enneigement moins élevé, créant des gradients de conditions environnementales sur des échelles de quelques mètres à quelques centaines de mètres, que nous appellerons, comme certains auteurs (Billings, 1973), "gradient mésotopographique". Enfin, en descendant à une échelle spatiale proche de celle de la plante individuelle (inférieure au mètre), la présence de rochers où de petits creux et bosses de surface peut également faire varier les conditions thermiques, d'ombrage et d'humidité du sol et mener à l'existence de "micro-refuges" pour certaines espèces de plantes (Resler et al., 2005)¹. Cette diversité d'habitats participe à faire des montagnes des milieux abritant une biodiversité originale, avec un grand nombre d'espèces endémiques (Körner, 1995).

1.1.2 Sol, neige et végétation

Les milieux ouverts d'altitude (MOA) sont composés de trois principaux compartiments, avec des propriétés physiques bien différentes : le sol, la végétation et, pendant la période hivernale, le manteau neigeux.

Le sol est la couche meuble située entre la roche mère et la surface, formée de composés minéraux issue de l'altération de celle-ci et de constituants organiques vivants ou issus de la décomposition des êtres vivants (Duchaufour et al., 2020). En France, son épaisseur dépasse souvent le mètre en situation de plaine et sur substrat meuble (Antoni et al., 2011). Cependant, les sols des MOA sont généralement bien plus fins, du fait d'un rajeunissement permanent lié à l'érosion, particulièrement dans les pentes fortes (Poulenard and Podwojewski, 2006). Des types de sols très diversifiés sont observés en montagne en fonction du type d'habitat, allant de sol absents ou squelettiques et très pierreux à des sols plus profonds en terrain stable (Jouglet, 1999; Poulenard and Podwojewski, 2006).

La végétation des milieux ouverts alpins à subalpins peut être constituée de prairies dominées par des espèces herbacées et de landes ou landines (landes très rases de l'étage alpin) dominées par des ligneux bas (espèces de petite taille mais produisant du bois). Elle varie fortement en fonction du site, de son altitude, de son exposition, des activités humaines et de son enneigement (Jouglet, 1999; Körner, 2003). Si les conditions climatiques sont rudes (altitudes élevées) ou le terrain instable, ces formations peuvent être

1. Attention toutefois au terme "microtopographie", parfois utilisé dans la littérature avec le même sens que "mésotopographie".

plus ou moins ouvertes, comme c'est le cas des pelouses en gradins dans les fortes pentes. La figure 1.1 montre l'aspect de différents types de végétation, sans bien sûr couvrir l'ensemble des milieux rencontrés dans les Alpes françaises. A l'étage subalpin, on peut notamment rencontrer des prairies dominées par des graminées de haute stature comme *Patzkea paniculata* (figure 1.1f) ou des landes dominées par des ligneux de taille 50cm - 1m tels que *Rhododendron ferrugineum*, *Juniperus communis subsp. nana* (figure 1.1e) ou des éricacées plus basses telles que *Vaccinium uliginosum*. A l'étage alpin, on trouve des pelouses et landines plus rases telles que les pelouses à *Carex myosuroides* sur les crêtes ventées (figure 1.1e), à *Plantago alpina* ou *Nardus stricta* (figure 1.1d) dans les zones plus abritées, ou encore des formations à saules prostrés comme *Salix serpyllifolia* (figure 1.1a). Pour une description plus exhaustive de ceux-ci, on peut par exemple lire [Joulet \(1999\)](#) ou [Villaret et al. \(2019\)](#).

Enfin, le manteau neigeux est formé par l'accumulation des chutes de neige successives pendant la saison hivernale. Dans les milieux qui nous intéressent, sa hauteur maximale varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres et il couvre le sol pendant une période variant typiquement de 4-5 mois et de façon plus ou moins discontinue pour des prairies subalpines orientées sud ou exposée au vent à plus de 9 mois dans certaines prairies alpines à forte accumulation.

Ces trois compartiments composent la surface continentale ou zone critique, lieu privilégié d'échanges énergétiques et hydriques avec l'atmosphère, et ils évoluent de façon dynamique et en forte interaction les uns avec les autres, comme je l'expliquerai plus en détail tout au long de ce chapitre.

1.1.3 Influence de la thermique des sols sur le fonctionnement des MOA

L'influence du climat sur la répartition spatiale de la biodiversité et le fonctionnement des écosystèmes a été beaucoup étudiée ([Antão et al., 2019](#); [van den Hoogen et al., 2019](#); [Du et al., 2020](#), e.g.) notamment en montagne ([Carlson et al., 2017](#); [Antonelli et al., 2018](#)). Cependant, celui-ci est souvent défini par les conditions atmosphériques, notamment la température de l'air. Celle-ci est souvent donnée dans des bases de données à grande échelle, éventuellement comme fonction de l'altitude en zone de montagne ([Vernay et al., 2022](#)). Cependant, ce "macroclimat" masque une forte hétérogénéité de conditions physiques à proximité de la surface du sol. La complexité topographique des milieux de montagne exacerbe cette hétérogénéité des microclimats ([Pape and Löffler, 2004](#)). Ces dernières années, un intérêt croissant a été porté pour le microclimat en écologie ([Haesen et al., 2021](#); [Lenoir et al., 2013](#); [Maclean et al., 2021](#)), car celui-ci est bien plus représentatif des conditions ressenties par les organismes composant l'écosystème. La température proche de la surface du sol est vue comme un meilleur prédicteur que l'altitude, représentative de la température de l'air, pour la répartition spatiale de différentes espèces en montagne ([Körner and Paulsen, 2004](#); [Ashcroft et al., 2007](#)). En terme de température, ce microclimat est souvent caractérisé par des températures proches de la surface du sol et/ou de la canopée ([Maclean et al., 2021](#)).

Dans les MOA en particulier, l'étude de la température du sol proche de la surface est particulièrement intéressante. En effet, du fait des températures froides, inférieures à 0°C une grande partie de l'année, la croissance des plantes y est fortement limitée par

(a) landine alpine à ligneux prostrés (*Vaccinium uliginosum* et *Salix serpyllifolia*)



(b) pelouse ouverte à *Helictotrichon sedenense*



(c) Pelouse alpine dense à *Carex myosuroides*



(d) Pelouse alpine dense à *Nardus stricta*



(e) lande subalpine à *Juniperus communis*



(f) pelouse subalpine à *Patzkea paniculata*



FIGURE 1.1 – Six exemples de types de végétations rencontrés fréquemment dans les milieux ouverts des étages alpins (a,b,c,d) et subalpins (d,e,f). Certains sont dominés par des plantes ligneuses (a,d) et d'autres par des plantes herbacées (b,c,d,f). La stature des plantes va d'espèces prostrées au sol dans les conditions alpines les plus rudes (a, <5cm) à des buissons et des graminées hautes de 50cm-1m en milieu subalpin (e,f)

la température (Körner, 2003). Celles-ci ont une grande partie de leur biomasse racinaire et aérienne proche de la surface du sol. De plus, les plantes de haute altitude sont généralement des plantes pérennes dont les organes survivant à l'hiver sont généralement situés sous la surface du sol, afin de bénéficier de conditions moins rudes (Körner, 2003). la température du sol à 0-15 cm de profondeur est donc directement ressentie par ces organismes. La température du sol dans la zone racinaire a ainsi une forte influence sur les végétaux. Leur température estivale a une forte influence sur leur croissance, étant par exemple identifiée comme le principal facteur empêchant la subsistance d'arbres au dessus d'une certaine altitude ("limite des arbres") (Körner, 2003). D'autre part, le gel hivernal des sols peut affecter de différentes manières le développement des plantes. L'exposition à un gel intense de tissus non acclimatés, ou actifs, peut causer des dommages directs importants (Körner, 2003). Les plantes habituées à un long enneigement, s'activant rapidement pour profiter de la courte saison de croissance, y sont particulièrement exposées. Le gel des sols bloque également l'acquisition de nutriments solubles et d'eau par les racines. De plus, il a un grand nombre d'effets indirects. Par exemple, les cycles de gel-dégel diurnaux et saisonniers des sols en pente causent le phénomène de solifluxion, qui entraîne de lents déplacement des couches supérieures du sol, sur une profondeur de quelques centimètres pour les cycles diurnaux à quelques dizaines de centimètres pour les cycles annuels (Matsuoka, 2001). Cela peut fortement impacter le développement de la végétation, par exemple en causant des ruptures dans le système racinaire (Körner, 2003). Il a également été montré que le gel hivernal des sols affectait le cycle de l'azote, et notamment la production de N_2O (Hagedorn et al., 2009), ce qui pourrait affecter la croissance des plantes dans les prairies alpines qui sont parfois fortement limitées par la disponibilité en nutriments (Körner et al., 1997).

La température du sol influence également la répartition spatiale des végétaux. Si les connaissances expertes en classification des habitats associaient déjà depuis longtemps certaines communautés végétales alpines à des microclimats particuliers (Jouglet, 1999; Theurillat et al., 1994), des études scientifiques récentes ont mis en évidence le lien entre le régime thermique des sols et répartition spatiale des communautés végétales (Choler, 2018; Löffler and Pape, 2019). Les auteurs de ces études définissent des indicateurs "bioclimatiques" agrégeant les informations contenues dans le régime thermique du sol à l'échelle annuelle. Par exemple, Choler (2018) a montré que le FDD (Freezing Degree Day, somme des températures moyennes journalières négatives dans une année) et le GDD (Growing Degree Day, somme des températures moyennes journalières positives pendant la saison de croissance de la végétation) pouvaient être utilisés pour caractériser et différencier les communautés végétales de l'étage alpin et subalpin dans un bassin versant des Alpes françaises.

1.1.4 Évolution des milieux ouverts de montagne sous l'effet des changements globaux

Nous avons vu que les MOA sont des milieux diversifiés et façonnés par le climat local. Or, à une échelle plus globale, les activités de la société industrielle ont pour conséquence des changements globaux des cycles du carbone, de l'azote et du phosphore (Eyring et al., 2021; Rockström et al., 2009). L'augmentation de la concentration atmosphérique de dioxyde de carbone et d'autres gaz à effets de serre entraîne un réchauffement climatique

global et d'une grande rapidité (Eyring et al., 2021). Les milieux de montagne ne sont pas épargnés, et voient leur climat se réchauffer, potentiellement de façon même plus rapide qu'en plaine (MRIEDWWG, 2015).

Ces changements globaux s'accompagnent d'une réponse des écosystèmes de montagne, qui connaissent des changements rapides. Les distributions d'espèces tendent à remonter en altitude dans la plupart des groupes (Vitasse et al., 2021) avec un risque d'extinction locale pour les espèces des plus hautes altitudes. De plus, un "verdissement", c'est à dire une tendance positive de long terme du NDVI, un proxy du recouvrement végétal mesuré par imagerie satellite est généralement observé dans la majeure partie des milieux de moyenne et haute altitude (Choler et al., 2021), indiquant une augmentation du recouvrement végétal qui peut être favorisée par le réchauffement, ainsi que par d'autres facteurs.

Le microclimat du sol pourrait jouer un rôle dans les changements futurs. D'une part, le microclimat est susceptible d'évoluer différemment du macroclimat (Lenoir et al., 2016). De plus la forte variabilité spatiale du microclimat en montagne est susceptible de fortement limiter le besoin de déplacement des espèces pour suivre leur niche écologique (Lenoir et al., 2013). De plus des processus internes du sol vont être directement impactés par les changements de température du sol, comme le stockage de carbone organique (Khedim, 2022).

1.2 Processus gouvernant la thermique du sol dans les milieux ouverts d'altitude

Dans toute la partie précédente, nous avons vu que le fonctionnement des MOA et la répartition spatiale des espèces qui y vivent est fortement impactée par la température du sol, et que la connaissance de celle-ci pourrait permettre de mieux comprendre ces systèmes et leur évolution. Je vais maintenant m'intéresser plus en détails aux processus qui déterminent le climat du sol.

Le sol est un milieu poreux contenant une fraction solide, une fraction gazeuse (de l'air) et généralement une fraction liquide, aqueuse. La fraction solide est constituée d'éléments minéraux, qu'on classe généralement en fonction de leur taille entre argile, limon et sable, et d'une fraction de matière organique, issue de la décomposition d'êtres vivants. La fraction des trois classes d'éléments minéraux définit la texture du sol (Duchaufour et al., 2020), qui a une forte influence sur leurs propriétés physiques (Decharme et al., 2011). L'agencement des différents éléments solides du sol est appelée sa structure, et dépend fortement de l'histoire du sol et de son contenu en matière organique (Duchaufour et al., 2020). En plus de sa texture, on peut ainsi caractériser un sol par diverses variables, comme sa porosité (proportion de l'espace non occupée par la matrice solide) ou sa masse volumique. Les propriétés du sol varient spatialement, notamment avec la profondeur. A une profondeur variable, le sol laisse place à une roche mère, purement minérale et souvent constituée d'éléments plus grossiers (Duchaufour et al., 2020). Des éléments grossiers, tels que des graviers ou des pierres peuvent également être présent dans le sol ou à sa surface, notamment dans les zones de montagne (Poulenard and Podwojewski, 2006; Khedim, 2022) où ils sont continuellement apportés par les processus d'érosion.

La température du sol varie dans le temps à diverses échelles, et avec la profondeur.

A l'échelle d'une saison, son évolution, qu'on peut appeler régime thermique du sol, est déterminée essentiellement par (i) son bilan énergétique de surface et (ii) par les transferts d'énergie et d'eau au sein du sol. Dans les paragraphes suivants, j'expliciterai plus en détail ces deux processus, puis discuterai de l'influence de la végétation et du manteau neigeux sur le régime thermique des sols dans les milieux ouverts d'altitude.

1.2.1 Le bilan énergétique de surface du sol

Lorsque le sol n'est pas recouvert de neige ou d'un autre matériau, il est en contact direct avec l'atmosphère. Sa surface, c'est-à-dire son interface avec l'atmosphère, possède alors une température T_s qui est déterminée par son bilan énergétique de surface. Dans ce paragraphe, je vais décrire celui-ci dans le cas simple où cette interface est clairement définie et infiniment fine. Ce bilan est plus complexe si on considère explicitement l'influence de couverts de surface, comme la végétation, ce qui sera discuté paragraphe 1.2.3. Ceci précisé, on peut écrire le bilan énergétique de surface comme suit (Noilhan and Planton, 1989) (en l'absence de précipitations) :

$$SW_n + LW_n + H + LE + G = 0 \quad (1.1)$$

Avec LW_n le flux net de radiations de grande longueur d'onde en provenance de l'atmosphère, SW_n le flux net de radiations solaires, H le flux de chaleur sensible de l'atmosphère vers le sol, LE le flux de chaleur latente de l'atmosphère vers le sol et G le flux de chaleur de la surface du sol vers le sol. Ils peuvent tous s'exprimer en $W.m^{-2}$.

Le flux vers le sol G est le flux transmis par conduction thermique vers le sol. Les transferts de chaleur au sein du sol seront évoqués en détail au paragraphe 1.2.2.

Le flux de radiation est souvent séparé entre le flux de radiations de courte longueur d'onde ($<3 \mu m$ environ) SW_n correspondant au rayonnement solaire et de grandes longueurs d'ondes LW_n ($>3 \mu m$ environ) correspondant au rayonnement thermique issu de l'atmosphère. Le rayonnement solaire est en partie réfléchi par la surface, on a donc $S_n = (1 - A)S$ avec A l'albédo de la surface et S le rayonnement solaire incident total. Les valeurs typiques pour A sont de l'ordre de 0,1-0,3 pour des surfaces déneigées (Rechid et al., 2008) et le rayonnement solaire annuel moyen sur surface plate est de l'ordre de $300 W.m^{-2}$ (Quéno et al., 2020) dans les Alpes. D'autre part, dans les grandes longueur d'onde, la surface reçoit un rayonnement incident L_i en provenance de l'atmosphère, et émet un rayonnement thermique. On a donc $L_n = \epsilon L_i + \epsilon \sigma T_s^4$ avec $\sigma = 5,67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$ et ϵ l'émissivité infrarouge (sans dimension) la surface, souvent comprise entre 0,95 et 1 (An et al., 2017). Le flux radiatif solaire dépend fortement de l'heure de la journée, du moment dans l'année et de la latitude, et diminue avec la nébulosité (quantité de nuages), alors que le flux infrarouge entrant augmente avec la nébulosité.

Le flux de chaleur latente LE peut s'exprimer comme $LE = -L_{evap}F$ avec $L_{evap} \approx 2,2.10^6 J.kg^{-1}$ l'enthalpie de vaporisation de l'eau liquide et F le flux d'eau du sol s'évaporant dans l'air ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). Le flux d'eau F provient non seulement de l'évaporation directe depuis le sol, mais aussi de la transpiration de la végétation. Les flux évaporatifs tendent à refroidir le sol si celui-ci est humide, et sont d'autant plus intenses que le vent est élevé. Enfin, le flux de chaleur sensible H est le flux de chaleur transmis par diffusion

thermique turbulente de l'atmosphère vers le sol. Ce terme tend à coupler la température de surface du sol avec celle de l'air.

Les transferts de chaleur latente et sensible entre le sol et l'atmosphère sont de nature turbulente. De plus, dans le cas des flux évapotranspiratifs, ils dépendent de processus biologiques (stress hydrique de la plante, ...). Par conséquent, ils sont complexes et déterminés de façon généralement semi-empirique, ou en faisant des hypothèses simplificatrices. De nombreuses paramétrisations sont disponibles pour les déterminer, dont des expressions détaillées peuvent être trouvées par exemple dans [Decharme et al. \(2011\)](#); [Best et al. \(2011\)](#); [Lafaysse et al. \(2017, e.g.\)](#). De façon simplifiée, on exprime souvent les flux thermiques et évaporatifs (de l'atmosphère vers le sol) sous une forme linéaire :

$$F_{sol} = B(e_{air} - e_s) \quad (1.2)$$

$$H = C(T_{air} - T_s) \quad (1.3)$$

où e_{air} et T_{air} sont l'humidité (kg.m^{-3}) et la température de l'air (K) à une certaine hauteur de référence (souvent de l'ordre de 2 mètres), e_s l'humidité active de la surface du sol, T_s sa température de surface, et $B(\text{W.m.kg}^{-1})$ et $C(\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1})$ des coefficients de couplage. Ces termes tendent ainsi à ramener la température et l'humidité de surface du sol vers les valeurs atmosphériques (et vice versa). La physique des échanges turbulents reste mal comprise et difficile à mesurer en zone de montagne, notamment du fait de l'impact de l'hétérogénéité atmosphérique à différentes échelles sur la turbulence ([Serafin et al., 2018](#)). Qualitativement, ce couplage tend à être d'autant plus fort que la vitesse du vent est élevée, la longueur de rugosité de la surface faible, et la couche limite instable ([Decharme et al., 2011](#); [Best et al., 2011](#); [Lafaysse et al., 2017, e.g.](#)).

La température de surface T_s s'ajuste pour équilibrer les termes de ce bilan. Ainsi, quand le sol est découvert, pendant la saison déneigée dans les milieux ouverts d'altitude, elle tendra à rester en moyenne assez proche de la température de l'air, tout en étant modulée par le vent, l'humidité de l'air et du sol et les conditions d'éclairement. Par exemple, pendant une journée dégagée, la surface tendra à être plus chaude que l'atmosphère en journée, quand le rayonnement solaire direct est fort et domine les autres flux, mais pourra être plus froide que celle-ci pendant la nuit, sous l'effet du refroidissement radiatif. De plus, en montagne, la complexité topographique induit une forte hétérogénéité spatiale du bilan énergétique de surface ([Pape and Löffler, 2004](#)). Ainsi, l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct, et donc le flux surfacique, dépend de la pente et de l'exposition ([Pape and Löffler, 2004](#)). De plus, les montagnes environnantes peuvent masquer le soleil à certaines heures de la journée (effet de masque orographique) mais sont également une source de rayonnement secondaire par réverbération et émission infrarouge. Ces effets tendent à rendre les sols des pentes exposées au sud (les "adrets") plus chaudes en journée que les pentes nord ("ubacs"). Par ailleurs, la vitesse du vent dépend fortement de la topographie à toutes les échelles ([Mott et al., 2018](#)), avec des influences probables sur les flux de chaleur sensible et latente. L'humidité du sol est également susceptible de varier en fonction de la microtopographie, tendant à rendre le sol de surface plus froid là où elle s'accumule, comme cela a par exemple été montré dans un terrain complexe en Arctique ([Aalto et al., 2018](#)).

1.2.2 Les transferts d'énergie dans le sol

Les transferts d'énergie au sein du sol déterminent l'évolution de son champ de température, et sont de diverses nature du fait de la variété de ses constituants (eau, air, éléments minéraux, matière organique ...). Je vais expliciter ici quelques-uns des principaux mécanismes, sans être exhaustif étant donné la complexité de ce milieu.

En l'absence de transferts de matière, la chaleur est transportée par conduction thermique au sein du sol. Malgré son hétérogénéité à petite échelle, le sol est souvent assimilé à un milieu homogène au niveau macroscopique, ce qui permet de mesurer une conductivité thermique effective et une capacité calorifique de ce milieu. Parmi les différents constituants du sol, les éléments minéraux et la glace sont les meilleurs conducteurs de chaleur, suivis de l'eau liquide, de la matière organique et enfin de l'air, très peu conducteur. Ainsi, la conductivité du sol tend à augmenter avec sa densité et sa teneur en eau liquide, et à diminuer avec la teneur en matière organique. La texture semble aussi influencer cette conductivité thermique, les sols sableux étant les plus conductifs. On a ainsi pu observer une conductivité thermique allant de $0,2 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour un sol aéré et riche en matière organique à $2 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour un sol sableux et compact (Abu-Hamdeh and Reeder, 2000). La conductivité thermique augmente également lorsque le sol gèle (Boone et al., 2000). La capacité calorifique du sol est la somme de celle de ses constituants, elle dépend donc également de ces caractéristiques. Elle peut typiquement varier de 1 à $3.10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ (Koivusalo et al., 2001; Rankinen et al., 2004). On voit donc que les propriétés thermiques du sol dépendent de la teneur en eau du sol, or celle-ci varie sur des échelles de temps parfois faibles, au gré des chutes de pluie, et ces propriétés sont donc fortement variables. On a donc un couplage entre les transferts d'énergie et les transferts d'eau dans le sol.

Ce couplage ne se limite pas à ces variations de propriétés thermiques. L'eau peut en effet transporter directement l'énergie par transfert de matière ou absorber ou émettre de l'énergie via ses changements de phase. La température du sol de surface est également fortement influencée par les flux évapo-transpiratifs à sa surface, dépendant de la teneur en eau à la surface du sol et dans la zone racinaire (voir paragraphe 1.2.1). Comprendre les mouvements d'eau dans le sol est donc important pour comprendre son régime thermique, et je vais en présenter quelques aspects ci-dessous. A des températures positives, l'eau est présente dans le sol sous forme essentiellement liquide, et dans une moindre mesure sous forme de vapeur dans les espaces occupés par l'air. L'eau liquide est liée plus ou moins fortement à la matrice solide du sol par des interactions capillaires. L'énergie avec laquelle est liée l'eau du sol est appelée potentiel matriciel, et est homogène à une pression. Plus le sol est sec, et plus l'eau est liée fortement. L'eau est ainsi transportée suivant les gradients de potentiel matriciel, qui tendent à la déplacer des endroits humides vers les endroits secs et sous l'effet de la gravité qui tend à la faire percoler vers le bas (Decharme et al., 2011; Best et al., 2011). La vitesse de ces déplacements dépend notamment de la porosité du milieu, qui peut diminuer fortement si le sol est partiellement gelé. Les sols gelés peuvent donc devenir partiellement imperméables à l'eau (Luo et al., 2003). De plus, les différences d'humidité et de températures au sein du sol créent également des gradients de concentration de vapeur dans la phase gazeuse du sol, conduisant à des déplacements de vapeur par diffusion (Gonzalez et al., 2012). Enfin, si la température du sol passe en dessous de 0 degrés, l'eau contenue dans le sol peut geler, libérant ainsi de l'énergie thermique via son enthalpie de fusion.

Les processus diffusifs de transfert de chaleur au sein du sol tendent à atténuer ses variations temporelles avec la profondeur. Si les variations diurnes de températures sont fortes à la surface du sol et encore bien présentes à 10 centimètres de profondeur, elles sont ensuite de plus en plus atténuées. Le cycle annuel des températures pénètre plus profondément, des travaux théoriques et des mesures suggèrent qu'il peut être détectable jusqu'à 15-20 mètres de profondeur dans certaines situations (Alexeev et al., 2007). La température du sol très profond peut ainsi être considérée comme une moyenne de la climatologie du sol en surface.

Diverses études théoriques et expérimentales ont tenté d'estimer quantitativement l'influence des différents éléments présentés plus haut sur le régime thermique des sols. Par exemple, les transferts macroscopique d'eau liquide par écoulement gravitaire, par exemple à la fonte du manteau neigeux (Zhang, 2005) ou après une pluie peut fortement affecter la température des couches de sol atteintes si elles sont de température différente de celle de l'eau. Cela peut notamment accélérer la fonte du sol gelé (Rowland et al., 2011). Ce processus peut donc clairement être impactant dans les prairies alpines, notamment à la fonte du manteau neigeux. De plus, le gel de l'eau dans le sol est susceptible de ralentir fortement son refroidissement pendant les périodes de gel. En effet si on considère un sol contenant 30% d'humidité avec une capacité calorifique de $2.10^6 \text{ J.K.m}^{-3}$, Geler l'intégralité de l'eau de ce sol demande autant d'énergie que de le refroidir de 50°C . Une comparaison de modèles en terrain boréal avec un fort gel du sol a ainsi montré que les modèles ne simulant pas le gel du sol sous-estimaient la température du sol, surtout en profondeur (Luo et al., 2003). Le gel du sol en montagne est très fort sur certains sites (Choler, 2018), ce phénomène impacte donc probablement le profil de température du sol. Enfin les études théoriques de (Gonzalez et al., 2012) suggèrent que le transport de vapeur a une influence sur la température de surface du sol qui peut atteindre plusieurs degrés en climat aride, mais diminue fortement si le sol est humide. Le climat des Alpes françaises n'étant clairement pas aride, l'importance de ce phénomène est probablement faible, bien que peu documentée. Les variations de conductivité thermique du sol sont aussi importantes à prendre en compte. Des études théoriques montrent par exemple que la présence de matière organique dans le sol peut affecter significativement sa température via son effet isolant, qui mènerait le sol de la surface à être plus froid en été et plus chaud en hiver, de l'ordre de $1\text{-}3^\circ\text{C}$ en moyenne (Dankers et al., 2011; Decharme et al., 2016; Nousu et al., 2023). Cependant cet effet a été étudié dans les milieux boréaux où la teneur en matière organique dans le sol peut être de l'ordre de 100 kg.m^{-3} , tandis que dans les MOA, elle est plutôt de 20 kg.m^{-3} en moyenne (Khedim, 2022). Son influence reste à démontrer dans ces milieux.

Des caractéristiques propres à l'environnement montagnard sont susceptibles d'influencer ces phénomènes. La présence de pentes affecte clairement l'hydrologie, avec la présence de flux d'eau latéraux qui font dépendre l'humidité locale de la situation topographique. Les sols sont de plus souvent superficiels, avec la présence parfois à quelques dizaines de centimètres ou moins d'une roche-mère avec des propriétés hydriques et thermiques bien différentes du sol. Des études ayant montré que le cycle annuel des températures pénètre le sol jusqu'à une profondeur de 30 mètres (Alexeev et al., 2007), cela a probablement une influence. Enfin, la présence d'éléments grossiers (pierres ou graviers, $> 2 \text{ mm}$) influence les propriétés hydriques et thermiques du sol (Pan et al., 2015) et le rend hétérogène jusqu'à des échelles spatiales de quelques dizaines de centimètres. De façon générale, la complexité

topographique et des processus géomorphologiques tels que la solifluxion rendent les sols fortement hétérogènes spatialement, parfois sur des échelles inférieures au mètre, ce qui pourrait amener à avoir des transferts latéraux d'énergie non négligeables (Beddrich et al., 2022).

1.2.3 Influence des couverts de surface sur la thermique du sol

Effet de la végétation en général

La végétation exerce une forte influence sur la température du sol, en modifiant son bilan énergétique de surface. Recouvrant partiellement ou totalement la surface, elle intercepte le rayonnement solaire et va ainsi d'une part en réverbérer une partie, provoquant un effet d'ombrage tendant à refroidir le sol en journée (Mallen-Cooper et al., 2021). Cela modifie de plus l'albédo de surface, avec un effet dépendant des espèces (Lantz et al., 2012; Mallen-Cooper et al., 2021). Les lichens, par exemple, d'une couleur souvent claire, sont connus pour fortement refroidir le sol en milieu arctique (Mallen-Cooper et al., 2021). De même, la végétation peut absorber les rayonnements infrarouges en provenance du sol, tendant à le réchauffer la nuit. En plus de ces effets sur les rayonnements, les végétaux tendent à diminuer les mouvements d'air proche de la surface, diminuant ainsi les flux de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère, induisant un découplage plus ou moins prononcé avec l'atmosphère, avec pour effet d'atténuer les extrêmes thermiques pour la température du sol. Ce découplage dépend des formes de croissance des plantes, et tendra à être d'autant plus prononcé que les plantes sont prostrées au sol et denses, comme c'est le cas des plantes en coussin poussant en haute altitude (Körner, 2003), qui piègent de la chaleur dans leur canopée. Pour les végétaux comme les mousses, le végétal se comporte comme un isolant thermique du point de vue du sol, et peut avoir une conductivité bien plus faible que celui-ci (Gornall et al., 2007). En plus de ces effets sur les flux de chaleur sensibles et radiatifs, la végétation influence également la thermique du sol via sa transpiration et le flux de chaleur latente associé.

En plus des mécanismes précités, pertinents pour un sol déneigé, la végétation peut également exercer une influence sur la thermique du sol enneigé. Des buissons dépassant du manteau neigeux peuvent par exemple jouer un rôle de pont thermique entre le sol et l'air (Domine et al., 2022), contrecarrant l'effet isolant du manteau neigeux (voir paragraphe 1.2.4).

En plus de ces effets directs, la végétation pourrait également avoir des effets indirects, via par exemple son influence sur la qualité de la litière apportée au sol, affectant ainsi son contenu en matière organique du sol (Myers-Smith et al., 2011), connu pour affecter lui-même la thermique du sol (Decharme et al., 2016).

Revue exhaustive sur l'influence des ligneux bas sur la thermique du sol

Me focalisant sur les milieux ouverts de montagne, qui peuvent être colonisés par des espèces herbacées (qui ne produisent pas de bois) ou des ligneux bas (petits "buissons" avec des parties de la plante boisées), j'ai porté une attention particulière à l'influence de la présence de ces ligneux bas ou "shrubs" sur la température du sol déneigé. J'ai effectué une revue bibliographique poussée en lisant l'intégralité des articles dont le titre contenait les associations de mots données Annexe A.1 (du type "shrub"/"soil"/"temperature",

"dwarf"/"shrub"/"microclimate", "Vaccinium"/"microclimate" ...) et traitant de l'influence des ligneux sur la température du sol, et les références associées. J'ai concentré mes efforts sur les ligneux de très basse stature (<50cm) qui sont communs en milieu alpin. Je n'ai trouvé que 8 articles traitant réellement du sujet, qui sont résumés table suivante :

Référence	hauteur	milieu	Nombre de sites	Type d'étude
Coates (1987)	1m ?	lande subalpine	5-50	retrait
Kade et al. (2006)	0,1- 1m ?	toundra arctique	5-50	sites voisins
Lantz et al. (2012)	0,2-1,5m	toundra arctique	1-5	sites voisins
Zhang et al. (2013)	1,9 m	désert	1-5	sites voisins
Myers-Smith and Hik (2013)	0,75m	toundra arctique	5-50	retrait
Paradis et al. (2016)	0,2-1,4m	toundra arctique	5-50	sites aléatoires
Kemppinen et al. (2021)	<0,5m	toundra arctique	50-200	sites aléatoires
Mallen-Cooper et al. (2021)	0,1-0,5m	toundra arctique	50-200	retrait
von Oppen et al. (2022)	<0,1m	toundra arctique	50-200	sites aléatoires

Le sujet semble avoir été abordé uniquement sous l'angle empirique ou expérimental, et principalement dans les toundra arctiques, où l'étude de la dynamique ligneuse et de ses conséquences est un sujet de recherche actif ([Myers-Smith et al., 2011](#)).

Parmi ces études, on peut citer des "expériences de défrichage", où les buissons sont retirés sur une partie des parcelles et la température du sol est mesurée avec et sans ([Coates, 1987](#); [Myers-Smith and Hik, 2013](#); [Mallen-Cooper et al., 2021](#)), des études où un certain nombre de sites voisins avec et sans ligneux sont comparés ([Zhang et al., 2013](#); [Kade et al., 2006](#)), et enfin des études portant sur un grand nombre de sites dans lesquels diverses variables liées à la végétation et à la topographie ont été mesurées et corrélées à la température du sol ([Paradis et al., 2016](#); [Kemppinen et al., 2021](#); [von Oppen et al., 2022](#)). Ces études ont une puissance statistique très variable, dont le nombre de sites est une indication.

Avant de tirer des conclusions générales sur les résultats de ces études, il est important de préciser ce qu'elles comparent exactement. En effet, les ligneux bas peuvent avoir des physiologies très variables, allant de formes prostrées ne dépassant pas dix centimètres à des buissons atteignant 1-2 m de haut. De plus, les végétations non ligneuses pourraient également avoir une influence sur la thermique du sol, il est donc important de savoir si la température du sol est comparée entre ligneux et autre végétation ou entre ligneux et sol nu.

Les résultats de toutes ces études montrent de façon générale un effet refroidissant des ligneux sur la température du sol moyenne pendant l'été. Cela est observé quelque soit la stature des ligneux (par exemple de l'ordre de 10 cm dans [von Oppen et al. \(2022\)](#) à 20-140 cm dans [Paradis et al. \(2016\)](#)), et aussi bien en comparaison d'un sol nu ([Kade et al., 2006](#); [Mallen-Cooper et al., 2021](#)) qu'en comparaison d'autres végétations de toundra pas toujours bien définies ([Kemppinen et al., 2021](#); [von Oppen et al., 2022](#); [Paradis et al., 2016](#); [Myers-Smith and Hik, 2013](#)). [Mallen-Cooper et al. \(2021\)](#) observent cependant un effet refroidissant plus marqué des lichens. Quand elle est quantifiée, la magnitude de l'effet sur la température moyenne va de 1 à 7 °C. L'effet refroidissant s'observe uniquement de jour ([Mallen-Cooper et al., 2021](#); [Zhang et al., 2013](#)). L'effet observé est variable, cependant la grande hétérogénéité des études et leur faible nombre ne permet pas de

dégager de facteurs clairs expliquant cette variabilité. Deux études ont tenté de corrélérer la température avec des variables physiologiques précises telles que la hauteur des végétaux ou leur biomasse, mais les résultats obtenus sont faibles et/ou peu significatifs (Paradis et al., 2016; von Oppen et al., 2022). On peut également citer Lantz et al. (2012) qui ont observé des températures plus froides sous des ligneux nains (<40cm) que sous des ligneux plus hauts (>1,5m) mais l'étude, réalisée en comparant trois sites uniquement n'est pas forcément généralisable.

En terme de mécanismes expliquant les différences de températures observées entre ligneux et d'autres types de végétation, les auteurs évoquent l'effet d'ombrage des ligneux (Zhang et al., 2013) et les différences d'albédo avec les autres types de végétation (Lantz et al., 2012; Mallen-Cooper et al., 2021)

Influence de la présence de pierres en surface

En plus de la végétation, les sols de montagne peuvent être couverts d'une plus ou moins grande épaisseur de pierres. L'influence des couverts de pierre en surface semble avoir été peu étudiée. Cependant quelques études expérimentales et empiriques suggèrent que la présence de pierres pourrait réchauffer en moyenne le sol proche de la surface pendant la période déneigée, jusqu'à plusieurs degrés, tout en diminuant l'amplitude journalière des températures (Aalto et al., 2018) et en augmentant son humidité (Li, 2003). Le recouvrement du sol par des cailloux était même utilisé traditionnellement en Chine pour améliorer le microclimat des sols agricoles (Li, 2003).

1.2.4 Influence du manteau neigeux sur le régime thermique hivernal du sol

La neige est un matériau qui se caractérise notamment par un albédo élevé et une conductivité thermique faible, souvent bien en deçà de celle de l'air (voir paragraphe 1.3.3 pour plus de détails). La présence de neige à la surface du sol affecte son régime thermique de diverses manières :

- Elle affecte le bilan énergétique de surface. Son albédo élevé peut notamment limiter le réchauffement de celle-ci par l'énergie solaire (Zhang, 2005). Cet effet impacte directement la température du sol proche de la surface quand le manteau neigeux est peu épais.
- Lorsque le manteau neigeux est épais, son effet isolant atténue voire supprime le couplage entre la température du sol de surface et celle de l'air (voir figure 1.2). Cette température ne répond alors plus ou peu aux variations rapides de la température de l'air (Lundquist and Lott, 2008), et est alors déterminée par les profils de température qui s'établissent dans le sol et le manteau neigeux.
- La fonte du manteau neigeux impacte la température du sol de deux manières : d'une part la percolation d'eau issue de la fonte à travers le manteau entraîne l'arrivée dans le sol d'une eau à 0°C (Zhang, 2005), et d'autre part, la fonte de la neige consomme une grande quantité d'énergie.

Ces phénomènes altèrent le régime thermique du sol de différentes manières, dépendant de l'échelle de temps considérée et variant au cours de la saison, car il dépend des propriétés

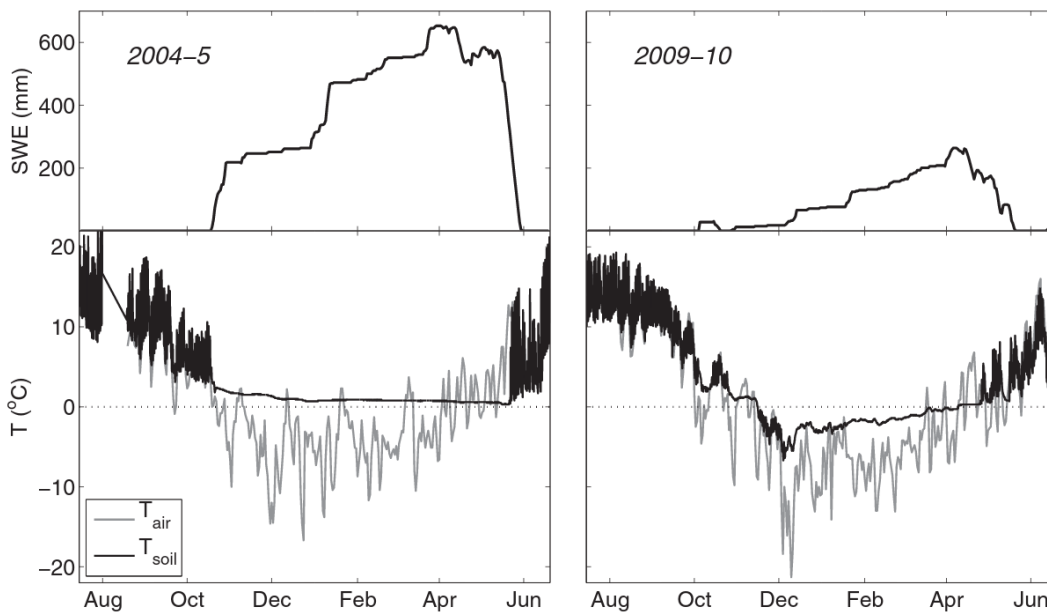


FIGURE 1.2 – Régimes thermiques du sol à une profondeur de -5 cm, température de l'air et équivalent en eau du manteau neigeux sur un site de montagne des États-Unis. Deux années contrastées en terme d'enneigement sont présentées. La figure a été reproduite depuis l'article de [Maurer and Bowling \(2014\)](#)

de la neige, mais également des flux d'énergie au sein du sol ([Sokratov and Barry, 2002](#)). Au cours de l'été, le sol est réchauffé en profondeur, et accumule ainsi une grande quantité d'énergie thermique. A l'automne, il devient plus chaud que la surface de l'air, et il s'établit un flux d'énergie thermique dirigé vers le haut. L'ajout d'une couche isolante telle que le manteau neigeux, s'il est suffisamment épais pour compenser l'effet de son albédo élevé ([Zhang, 2005](#)) a alors pour effet d'augmenter la température de surface du sol par rapport à un sol déneigé du fait du gradient thermique qui s'établit dans le manteau neigeux. Dans les milieux arctiques, où les températures moyennes de l'air atteignent des températures de l'ordre de -30°C en hiver, le manteau neigeux peut augmenter la température du sol jusqu'à $10\text{-}20^{\circ}\text{C}$ ([Zhang, 2005](#)). L'effet isolant augmente rapidement avec l'épaisseur du manteau neigeux, et il a été observé en milieu arctique empiriquement qu'il devenait maximal à partir d'environ 40-50 cm ([Zhang, 2005](#)). Plus le manteau neigeux est épais, plus il retarde le gel du sol dans les couches profondes ([Sokratov and Barry, 2002](#)). Dans les milieux alpins tempérés, les températures hivernales sont souvent plus clémentes (de l'ordre de -10 à -20°C) et l'épaisseur du manteau neigeux atteint plusieurs mètres. On observe alors dans de nombreuses situations une température du sol de surface se maintenant à une température proche de 0°C une grande partie, voire pendant l'intégralité de l'hiver ([Maurer and Bowling, 2014](#); [Choler, 2018](#)), la chaleur du sol restant piégée sous le manteau neigeux. Ceci s'observe sur la thermique du sol présentée sur la figure 1.2. Le sol peut cependant geler si le manteau neigeux est trop fin. De plus, des observations et résultats théoriques indiquent que l'effet réchauffant du manteau neigeux sera souvent moins efficace s'il s'est établi tard dans la saison ([Goodrich, 1982](#); [Zhang, 2005](#); [Maurer and Bowling, 2014](#)), ce qui s'interprète par le fait que le sol aura été refroidi en profondeur, et aura donc perdu son réservoir d'énergie thermique. On peut observer cela sur l'année 2009 de

la figure 1.2, où le sol gèle fortement en début de saison puis reste nettement en dessous de 0°C même après établissement d'un manteau neigeux épais.

L'effet du manteau neigeux change en revanche complètement à la saison de fonte. Si l'apport d'eau de fonte par le manteau neigeux est susceptible d'accélérer le réchauffement d'un sol gelé, l'amenant rapidement à 0°C (voir par exemple figure 1.2, fin avril 2009), il empêche ensuite son réchauffement jusqu'à sa disparition totale. Il a alors un effet refroidissant sur la thermique du sol. Cet effet a été considéré comme mineur par certains auteurs.rice.s s'intéressant aux climats arctique (Zhang, 2005), car la saison de fonte y est très courte, de l'ordre de la semaine. Cette période peut être bien plus longue dans les milieux alpins tempérés, ou elle peut durer un voire plusieurs mois dans des situations de forte accumulation de neige (voir par exemple les chroniques de température du sol publiées par Maurer and Bowling (2014); Choler (2018)). Une fois le manteau neigeux disparu, le sol de surface se réchauffe très rapidement pour atteindre une température proche de celle de l'air, et le réchauffement du sol profond peut recommencer.

Les régimes thermiques des sols de surface des milieux ouverts des Alpes, soumis à un enneigement allant typiquement de 5 à 9 mois, sont très liés à la présence d'un manteau neigeux pendant l'hiver. Les propriétés du manteau neigeux ainsi que sa dynamique, qui seront étudiées plus en détail dans la partie suivante, ont donc une influence cruciale sur la thermique du sol.

1.3 Le manteau neigeux saisonnier : caractéristiques, évolution et variabilité

1.3.1 Caractéristiques du manteau neigeux

La neige est un milieu triphasique constitué d'un mélange de glace, d'air et parfois d'eau liquide, auxquelles peuvent s'ajouter diverses impuretés. Les particules de glace qui le forment proviennent des précipitations ou de l'érosion éolienne d'autres surfaces enneigées ou gelées. Ce matériau se distingue d'autres matériaux granulaires comme le sable par le fait que la glace peut y effectuer des changements de phase, conduisant à une forte évolution de sa structure à l'échelle d'une saison. De plus, cela amène des ponts de glace à se former entre les grains, formant ainsi une structure continue quoi que fortement poreuse (Fierz et al., 2009). Ces ponts de glace assurent une cohésion au manteau neigeux, nommée cohésion de frittage, à laquelle peuvent s'ajouter les forces capillaires en présence d'eau liquide.

Les caractéristiques de la neige varient fortement en fonction de son histoire et des conditions, avec de fortes conséquences sur ses propriétés physiques. Cela a amené à l'utilisation de nombreuses variables et méthodes pour décrire la neige. La densité ρ a depuis longtemps été utilisée, et varie typiquement de 50 à 500 kg.m⁻². Les propriétés thermodynamiques de la neige, comme sa température (variant typiquement entre -30°C et 0°C en conditions alpines) et son contenu en eau liquide ont aussi une influence sur ses propriétés et son évolution (Marbouty, 1980; Colbeck, 1997; Calonne et al., 2011; Fourteau et al., 2021). La forme des grains de neige et leur agencement, également appelée microstructure, est également essentielle, et a longtemps fait l'objet d'une description qualitative ou semi-qualitative (Fierz et al., 2009). Les formes de grains sont classées dans différents

types faisant l'objet d'une nomenclature standardisée (Fierz et al., 2009). Les principaux types de grains sont représentés figure 1.4. Étant fortement liés au métamorphisme que subit la neige, ils seront abordés en détail dans le paragraphe suivant. Des variables semi-quantitatives sont parfois utilisées pour décrire ces types de façon plus précise, telles que la taille de grains, souvent estimée visuellement (Fierz et al., 2009), la sphéricité (tendance des grains à avoir des formes arrondies) ou la dendricité (tendance des grains à avoir conservé des formes de flocons de neige) (Brun et al., 1992). L'inconvénient de ces variables est qu'elles sont estimées de façon subjective avec une faible précision. Le développement récent de nouvelles techniques de mesures telles que la microtomographie 3D a amené à l'utilisation de nouvelles variables plus quantitatives pour caractériser la microstructure. La plus utilisée est sa Surface spécifique (SSA) ($m^2.kg^{-1}$), définie comme la surface de l'interface air-glace par unité de masse (Fierz et al., 2009; Carmagnola et al., 2014; Calonne et al., 2014, e.g.). On peut cependant aussi citer la courbure moyenne des surfaces de grains, la tortuosité des pores, les longueurs de corrélation de la présence de glace ... (Calonne et al., 2014). L'aspect anisotrope de ces grandeurs, qui prennent des valeurs différentes dans les directions horizontales et verticales, doit être souligné, car il a de fortes implications sur les propriétés physiques de la neige (Calonne et al., 2011, 2014).

Toutes ces caractéristiques varient spatialement au sein du manteau neigeux, et évoluent dans le temps, selon différents processus que je vais maintenant aborder.

1.3.2 Accumulation de neige et évolution du manteau neigeux

La formation du manteau neigeux et des différentes couches de neige commence avec la déposition de particules de neige, souvent pendant un événement de précipitations. En fonction des conditions atmosphériques, les particules de neige issues des précipitations peuvent avoir diverses formes : le célèbre flocon de neige en forme d'étoile à six branches, mais également sous forme d'aiguilles, de plaques, de neige roulée (grains de neige arrondis d'une taille de quelques millimètres) ou même de grêlons (Fierz et al., 2009). Cette neige fraîche varie également en densité, Helfricht et al. (2018) l'ont ainsi observé varier typiquement de 40 à 120 $kg.m^{-3}$ dans les Alpes. Plus le vent est important pendant la déposition, plus les grains de neige tendront à être fragmentés et denses (Sato et al., 2008; Helfricht et al., 2018). Les chutes de neige successives conduisent à la formation de différentes couches de neiges aux propriétés différentes. Une fois accumulée, la neige est susceptible de fondre ou d'être redistribuée par différents phénomènes, tels que le transport de neige par le vent ou les avalanches.

Une fois la neige accumulée, les particules de glace subissent des phénomènes de sublimation/recristallisation ou de fonte/regel si les températures sont suffisantes. Ces phénomènes font évoluer sa microstructure. En conditions sèches ($T < 0^\circ C$), la sublimation a un effet différent en fonction du gradient thermique. Si celui-ci est faible, la redistribution de masse par sublimation/redéposition tend à réduire l'énergie de surface entre l'air et la glace, et donc à arrondir les angles et créer des ponts de neige entre les grains, menant à la formation de petits grains arrondis et très cohésifs (grains fins) (Kaempfer and Schneebeli, 2007). On parle alors de métamorphisme isothermique. En revanche, si le gradient thermique est plus fort, la neige tend à se sublimer dans les parties les plus chaudes et à se déposer dans les parties les plus froides des grains de neige, tendant à former des cristaux anguleux (grains facétés) qui peuvent croître pour former du givre de profondeur

si le gradient est suffisamment fort (Marbouty, 1980; Calonne et al., 2014). Ces réorganisations des grains peuvent s'accompagner d'une densification du manteau neigeux qui serait provoquée par celle-ci (Kaempfer and Schneebeli, 2007). En cas de température suffisante pour provoquer la fonte du manteau neigeux, les grains grossissent et s'arrondissent et peuvent se coller très fortement les uns aux autres, formant ce qu'on appelle des "Melted Forms" (MF) (Colbeck, 1997). De l'eau liquide s'introduit entre les grains, pouvant ensuite regeler et entraîner la formation de croûtes de glace.

De plus, si le vent est suffisamment fort, il est susceptible de transporter les couches de neige superficielles, dont les grains sont fragmentés, tendant à les faire évoluer vers des grains fins à forte cohésion. Cela entraîne également une densification des couches de neige de surface (Amory et al., 2021; Sommer et al., 2018).

De plus, la densité des couches de neige tend à augmenter avec le temps sous l'effet du tassement induit par le poids des couches de neige supérieures (Teufelsbauer, 2010). Sous cet effet, combiné aux autres causes de densification évoquées plus haut, la densité de la neige passe au cours de sa vie de 50-120 kg.m⁻³ à 300-400 kg.m⁻³ pour les neiges anciennes de fin de saison.

1.3.3 Transferts d'énergie dans le manteau neigeux

Comme évoqué 1.2.4, les transferts d'énergie à travers le manteau neigeux influencent fortement la thermique du sol. De plus, ils déterminent les gradients thermiques au sein du manteau neigeux, avec une rétroaction sur les propriétés de celui-ci (voir paragraphe 1.4.3). Dans cette section, je vais détailler les processus régissant ces transferts.

Bilan énergétique de surface

En l'absence de précipitations, le bilan énergétique de surface du manteau neigeux peut s'écrire sous la forme :

$$G + LW_n + SW_n + H + LE = 0 \quad (1.4)$$

Avec G le flux d'énergie thermique vers le manteau neigeux, LW_n le flux net d'énergie radiative infrarouge, SW_n le flux net d'énergie radiative visible, H le flux de chaleur sensible et LE le flux de chaleur latente. LE est composé d'un terme de sublimation/solidification de la glace à la surface du manteau neigeux, auquel s'ajoute un terme d'évaporation/gel de l'eau liquide en cas de manteau neigeux humide. Les autres termes peuvent être exprimés de façon analogue à ceux du sol décrits paragraphe 1.2.1. La neige se distingue cependant du sol par un albédo A_{snw} élevé, lié à sa couleur blanche et à son absorption relativement faible de la lumière, une émissivité infrarouge ϵ_{snw} proche de 1 (Zhang, 2005) et une longueur de rugosité z_0 faible, de l'ordre de 0,1-1 mm (Chamberlain, 1983; Gromke et al., 2011; Vionnet et al., 2012). Le flux d'énergie solaire SW est la source principale d'énergie du manteau neigeux pendant la période de fonte du manteau neigeux dans les environnements alpins, bien que les flux turbulents H et LE puissent également prévaloir dans d'autres conditions (Male and Granger, 1981).

Ainsi, l'albédo A_{snw} a une forte influence sur le bilan énergétique de surface. Il représente la proportion de lumière solaire (typiquement dans la gamme de longueurs d'onde 0,4-3µm) réfléchi par la neige. La fraction de lumière réfléchi par la neige dépend du

coefficient d'absorption de la glace et d'autres matériaux présents dans la neige, ainsi que de la longueur du chemin optique parcouru par la lumière dans le manteau neigeux avant d'être réfléchi. L'absorption de la glace est très faible dans le visible mais augmente rapidement dans le proche infrarouge. Cependant, la neige peut être polluée par des impuretés à fort coefficient d'absorption comme de la suie, des poussières, du sable, des micro-algues ... (Réveillet et al., 2022; Lutz et al., 2016). De plus, le chemin optique parcouru augmente avec la taille typique des grains de neige, inversement proportionnelle à la SSA, qui diminue le nombre de réflexions possibles (Gardner and Sharp, 2010). Par conséquent, au premier ordre A_{snow} augmente avec la SSA et diminue avec la quantité d'impuretés. Il peut varier typiquement de 0,4 pour une vieille neige sale à 0,9 pour une neige récente, avec une SSA de l'ordre de $100 \text{ m}^2.\text{kg}^{-1}$ et propre. Dans une moindre mesure, il dépend également de l'angle d'incidence solaire et de la présence de nuages (Gardner and Sharp, 2010), en raison entre autres de la forte variabilité de l'albédo spectral avec la longueur d'onde. Cet albédo généralement très élevé de la neige lui confère sa couleur blanche, et refroidit significativement sa température de surface (Zhang, 2005). Il interagit ainsi avec le métamorphisme et la fonte du manteau neigeux, en jouant sur sa température et les gradients thermiques en son sein. Ces phénomènes rétroagissent également sur l'albédo, pouvant par exemple mener la fonte à s'auto-accélérer ("Snow Albedo Feedback", Thackeray and Fletcher (2016)).

De plus, les flux turbulents peuvent être fortement influencés par les hétérogénéités de surface et le vent. Ce dernier intensifie les échanges avec l'atmosphère, et peut amener de l'air chaud provenant de zones déjà déneigées et de plus faible albédo pendant la fonte (Mott et al., 2018). Par ailleurs, quand le vent est suffisamment fort pour déclencher des phénomènes de transport de neige par le vent, cela stimule la sublimation de neige (Mott et al., 2018) et influence la rugosité de surface de façon directe (Chamberlain, 1983) et indirecte, par la création de diverses formes de surface (Filhol and Sturm, 2015).

Transferts de chaleur au sein du manteau neigeux

Les transferts de chaleur à travers le manteau neigeux impliquent les trois phases qui le constituent. L'eau contenue dans le manteau neigeux peut subir des changements de phase, entre solide et gazeux pour des températures inférieures à 0°C et entre solide, liquide et gazeux à 0°C . L'énergie peut donc être transmise à travers le manteau neigeux et jusqu'au sol par de nombreux phénomènes, qui peuvent être de nature diffusives ou convectives.

Tout d'abord, l'énergie peut être transmise par conduction thermique directe à travers l'air et la glace (Calonne et al., 2011). De plus, elle peut également être transmise indirectement par diffusion de vapeur dans l'air contenu dans le manteau neigeux, du fait de la sublimation-redéposition opérant en permanence à l'interface air-glace (Fourteau et al., 2021). En supposant l'existence d'une séparation d'échelle entre l'échelle microscopique du matériau neige (taille des cristaux de neiges et pores) et l'échelle macroscopique (taille d'une couche de neige pouvant être considérée comme homogène), on peut prouver que l'effet de ces deux phénomènes est analogue à celui de la conduction thermique dans un milieu homogène et inerte, ce qui permet de définir une conductivité thermique effective du manteau neigeux K_{eff} (Calonne et al., 2011; Riche and Schneebeli, 2013; Fourteau et al., 2021). Des résultats théoriques et expérimentaux ont montré que la valeur de K_{eff} dépend au premier ordre de la densité de la neige, la conductivité thermique de la glace

étant bien plus grande que celle de l'air (Calonne et al., 2011; Riche and Schneebeli, 2013). Des études théoriques et expérimentales, négligeant cependant la diffusion de vapeur, ont par exemple montré que la formule empirique $K_{\text{eff}} = A\rho^2 - B\rho + C$ avec ρ la densité de la neige ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), $A = 2,5\cdot 10^{-6}\text{W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^5\cdot\text{kg}^{-2}$, $B = 1,23\cdot 10^{-4}\text{W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^2\cdot\text{kg}^{-1}$ et $C = 0,024\text{W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ avait un bon accord avec les observations et résultats de simulations (Calonne et al., 2011; Riche and Schneebeli, 2013). Suivant le type de neige, K_{eff} peut donc typiquement varier de $0,05\text{W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour une neige fraîche et légère à $0,5\text{W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour une vieille neige compacte. Cependant, des travaux théoriques récents suggèrent une forte influence de la diffusion de vapeur, particulièrement aux températures élevées (proches de 0°C) et pour des manteaux neigeux de faible densité, qui pourrait alors mener à une augmentation de K_{eff} de l'ordre de 50% (Fourteau et al., 2021). De plus, la microstructure de la neige est généralement anisotrope, avec une orientation préférentielle dans la direction verticale. Une anisotropie de K_{eff} est donc également observée, avec $K_{\text{eff},xy} \neq K_{\text{eff},z}$. Le ratio entre les deux grandeurs serait dans la gamme 0,7-1,5, et semble dépendre du type de neige (Calonne et al., 2011; Riche and Schneebeli, 2013).

Par ailleurs, des phénomènes convectifs (c'est à dire impliquant des transferts macroscopique de gaz comme l'air ou la vapeur d'eau) peuvent intervenir et intensifier les échanges d'énergie au sein du manteau neigeux. Des phénomènes de convection spontanée ont été observés sur le terrain en présence d'un manteau neigeux très perméable et soumis à de très forts gradients thermiques positifs (de l'ordre de $100\text{-}300\text{K}\cdot\text{m}^{-1}$, la partie "chaude" étant située en bas) (Sturm and Johnson, 1991). La convection peut également être provoquée en surface par l'action du vent, sur une profondeur de quelques dizaines de centimètres (Lehning et al., 2002). Ce phénomène est généralement désigné par le terme "Wind pumping". Ces phénomènes peuvent fortement augmenter les échanges thermiques dans le manteau neigeux (Sturm and Johnson, 1991; Lehning et al., 2002), et sont favorisées en milieu arctique avec des manteaux neigeux peu épais et des températures de l'air très froides, conduisant de plus à la formation de givre de profondeur très perméables. Il n'est cependant pas certain que leur effet soit important dans les Alpes françaises, où le manteau neigeux plus épais et les températures hivernales plus douces créent des forts gradients thermiques moins durables et sur des épaisseurs plus fines. Les zones de crêtes ventées, très exposées au vent et avec un manteau neigeux peu épais, pourraient cependant être propices à ces phénomènes.

Enfin, en situation de fonte, l'eau liquide peut percoler à travers le manteau neigeux puis regeler, provoquant une advection rapide d'énergie thermique vers la base du manteau neigeux, puis vers le sol. Celle-ci mène rapidement à la formation d'un manteau neigeux et d'un sol superficiel isothermes à 0°C au printemps (Zhang, 2005).

Tout au long de ce paragraphe, nous avons vu que les phénomènes de transfert d'énergie au sein du manteau neigeux sont influencés par la densité et les propriétés microstructurales du manteau neigeux. En retour, le profil de température influence fortement ces processus, notamment le métamorphisme de gradient. De façon générale, les transferts énergétiques et l'évolution des propriétés physiques du manteau neigeux sont fortement couplées.

1.3.4 Variabilité spatiale du manteau neigeux

Causes de la variabilité spatiale à différentes échelles

Dans les milieux à enneigement saisonnier, les processus explicités ci-dessus conduisent à de grandes variations de l'état du manteau neigeux au cours du temps. A cette variabilité temporelle s'ajoute une grande variabilité spatiale de celui-ci, tant en terme de hauteur que de propriétés internes, observée dans différents milieux et en particulier dans les MOA (Schirmer and Lehning, 2011). Cette variabilité est liée à différents processus.

Tout d'abord, la température de l'air et les forçages radiatifs sont fortement influencés par l'altitude. L'exposition affecte de plus très fortement les forçages radiatifs. La température de l'air et les forçages radiatifs influencent fortement l'établissement et la fonte du manteau neigeux, surtout au printemps dans le cas du bilan radiatif, et sont ainsi parmi les principaux facteurs expliquant la variabilité de l'enneigement à l'échelle d'un bassin versant (Anderson et al., 2014).

De plus, l'interaction entre le vent et la topographie a diverses conséquences jouant sur la variabilité spatiale du manteau neigeux à toutes les échelles. Mott et al. (2018) ont réalisé une revue détaillée des connaissances sur ces différents processus, et les ont classés en fonction de l'échelle à laquelle ils interviennent. A l'échelle de la chaîne de montagne (quelques km - quelques dizaines de km), l'élévation en altitude (et donc le refroidissement) de masses d'air humide amenées par les perturbations mène à des précipitations généralement plus importantes sur le versant "au vent" du massif, et à une augmentation générale des précipitations avec l'altitude, qui pourrait cependant ne pas concerner les plus hauts sommets. Ces patrons sont appelés effets orographiques. A l'échelle de la crête et de la pente (quelques mètres à quelques kilomètres, correspondant approximativement à l'échelle mésotopographique définie au paragraphe 1.1.1), les auteurs identifient trois phénomènes principaux responsables de la variabilité spatiale de l'enneigement : (i) l'amplification des chutes de neige par l'interaction vent-topographie (ii) la déposition préférentielle et (iii) le transport de neige par le vent. L'amplification des chutes de neige et la déposition préférentielle interviennent en modifiant le champ de précipitation. La première est liée la formation locale de nuages provoquée par l'ascension d'air vers les crêtes, tendant à amplifier la formation de flocons de neige à petite échelle dans les pentes "sous le vent". Une fois les flocons formés, ils se déplacent pendant leur chute sous l'effet du champ de vent, qui est fortement hétérogène du fait de son interaction avec la topographie (Helbig et al., 2017). Par conséquent, ils sont déposés de façon plus ou moins concentrée en fonction du champ de vent local. Enfin, une fois la neige déposée, celle-ci peut être érodée et transportée par le vent, si celui est suffisamment fort pour détacher les grains de neige malgré la cohésion du manteau neigeux. Ce processus tend à décaper le manteau dans les zones où le flux d'air est fort et/ou divergent comme les pentes au vent et les convexités topographiques et à la redéposer dans les zones concaves et les pentes sous le vent. Mott et al. (2018) ont discuté de l'importance relative des trois phénomènes précités, et suggèrent en s'appuyant sur diverses études (Mott and Lehning, 2010; Vionnet et al., 2017; Gerber et al., 2017, 2018) que le transport serait le processus dominant aux plus petites échelles (<10 mètres), tandis que la déposition préférentielle dominerait à des échelles de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, mais pointent la difficulté de distinguer ces différents effets, les patrons d'enneigement provoqués se superposant largement. Différentes études basées sur des simulations numériques montrent en revanche

que la représentation des patrons d'accumulations liés à ces phénomènes bénéficie fortement de l'utilisation de résolutions inférieures à quelques dizaines de mètres, voir quelques mètres (Bernhardt, 2009; Mott and Lehning, 2010; Lehning et al., 2008). Les différents processus précités sont représentés dans la figure 1.3, reproduite de Mott et al. (2018).

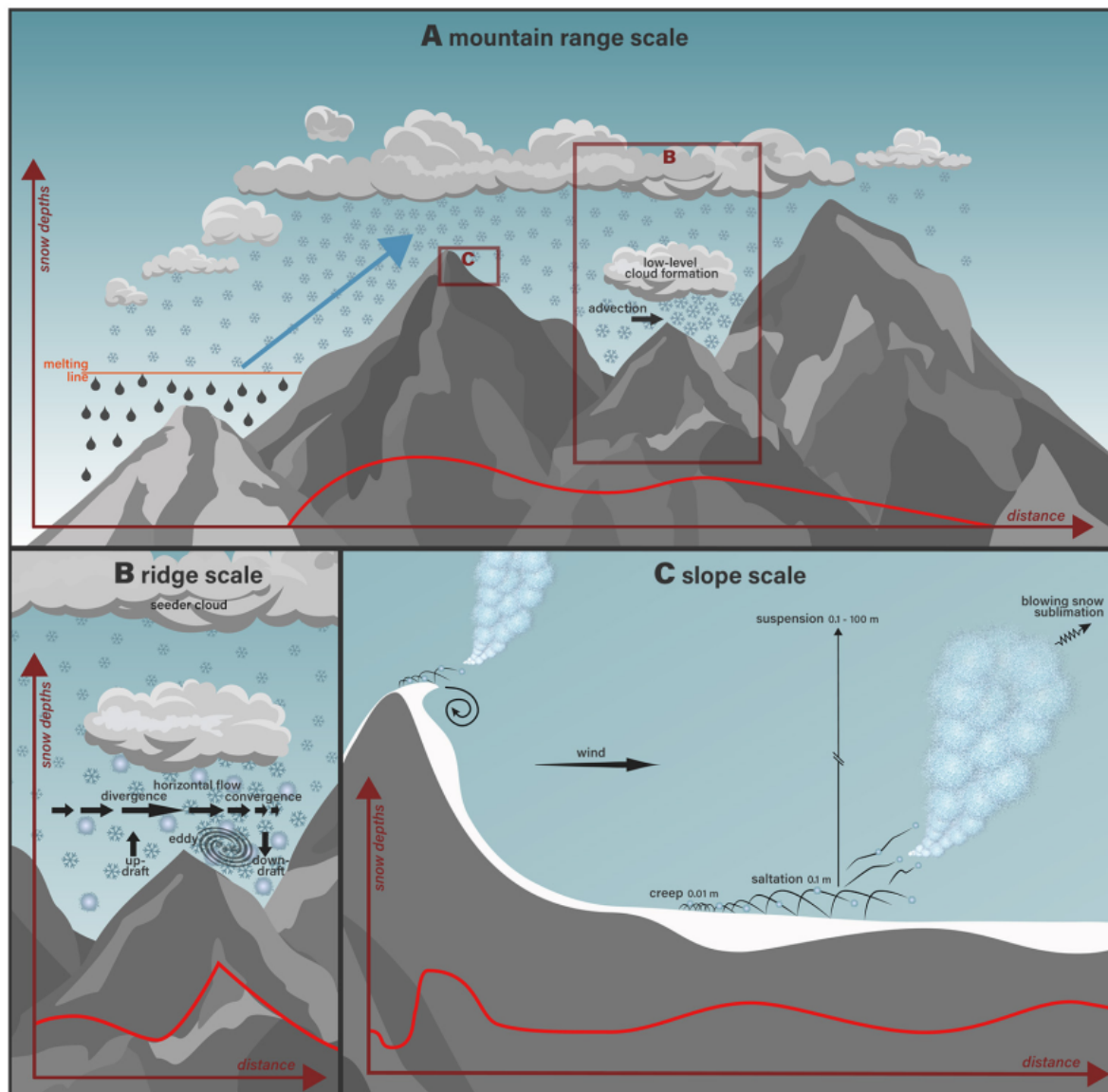


FIGURE 1.3 – Principaux processus induits par le vent tendant à augmenter la variabilité de l'enneigement à l'échelle de la chaîne de montagne (quelques km - quelques centaines de km), à l'échelle de la crête (quelques centaines de mètres, quelques km) et à l'échelle de la pente (mètre-quelques centaines de mètres). Figure reproduite à partir de Mott et al. (2018).

D'autres phénomènes de transport latéraux liés à la gravité peuvent intervenir, comme les avalanches, responsables d'une importante ablation de neige dans les fortes pentes, et les transferts latéraux d'eau liquide dans le manteau neigeux. Différentes études montrent également que la végétation peut avoir une forte influence sur l'enneigement. Les buissons peuvent ainsi piéger la neige transportée par le vent, devenant des zones d'accumulation

de neige (Myers-Smith and Hik, 2013). De plus, s'ils dépassent du manteau neigeux, ils modifient l'albédo de la surface et peuvent ainsi amplifier sa fonte (Zhang, 2005). Dans les milieux ouverts d'altitude, ce processus pourrait être important dans les landes relativement élevées (50-100 cm), par exemple celles dominées par le Rhododendron ferrugineux à l'étage subalpin des Alpes françaises.

Variabilité observée du manteau neigeux

La combinaison des différents phénomènes évoqués ci-dessus conduit à une forte variabilité de la hauteur du manteau neigeux, et par conséquent de sa date de fonte à différentes échelles. Les faces exposées nord tendent à être plus enneigées que les faces sud, les hauteurs observées différant par exemple du simple au double en fin de saison d'accumulation dans un bassin versant montagnard-subalpin (Anderson et al., 2014). Sous l'effet des précipitations orographiques et du gradient de température, à l'échelle de plusieurs kilomètres l'accumulation de neige tend à être plus forte à haute altitude et plus forte sur le versant au vent. A des échelles spatiales inférieures en revanche, les phénomènes d'interaction vent topographie conduisent en général à une accumulation plus forte de neige sous le vent, et à un lissage généralisé de la rugosité topographie, les concavités du terrain se remplissant (Mott et al., 2018). La variabilité de la hauteur de neige à petite échelle peut être très forte, et dépend du terrain. Il a par exemple été observé par une analyse fractale que la variabilité de la hauteur de neige atteint 10-50 cm sur 10 mètres et 30-200 cm sur une distance de 100 mètres en fin de saison d'accumulation dans des pentes de l'étage alpin (Schirmer and Lehning, 2011). Je ne donne ces chiffres qu'à titre d'exemple, ils ne sont pas à généraliser, la variabilité de la hauteur de neige dépendant probablement du terrain, de la quantité de précipitations ... Il a de plus été observé une bonne persistance interannuelle des patrons de hauteur de neige (Schirmer and Lehning, 2011).

Conséquences de la variabilité spatiale

Les variations de hauteur de neige, et la répétition de ces patrons d'une année sur l'autre, a une influence reconnue sur la flore alpine, créant une gamme d'habitats aux conditions microclimatiques bien différentes. La phytosociologie, qui répertorie les associations d'espèces végétales, reconnaît ainsi des habitats associés à des conditions mésotopographiques particulières comme le *Salicion herbaceae* (pelouses à Saule herbacé, à *Carex foetida* ...) et l'*Arabidion caeruleae* reliés aux combes à neiges, zones de petite taille déneigées très tardivement (Villaret et al., 2019). En plus de moduler la date de fonte, qui marque le départ de la saison de végétation et semble déterminante pour sa productivité annuelle (Choler, 2015), les variations de la hauteur du manteau neigeux induisent une variation de la température hivernale du sol, les zones les moins enneigées étant ainsi plus exposées au gel (voir paragraphe 1.2.4). La neige est également un important réservoir de nutriments, qui devient disponible à sa fonte pour les écosystèmes (Kuhn, 2001), son transport a donc une influence sur leur disponibilité locale. La variabilité du manteau neigeux affecte également fortement l'hydrologie, en étalant la saison de fonte, du fait du déneigement plus tardif des zones à forte accumulation (Winstral et al., 2013).

On peut également noter une influence du transport de neige par le vent sur l'accidentologie, la neige étant souvent redéposée sous forme de plaque dures pouvant reposer

sur une couche fragile. Ces situations sont une des principales causes de déclenchement d'avalanche (Schweizer et al., 2003).

1.4 Les modèles simulant l'évolution de la thermique du sol et de l'enneigement

Nous avons vu dans le paragraphe précédent, le sol, la neige et végétation sont en interaction forte les uns avec les autres dans les MOA. La thermique des sols est d'un grand intérêt pour comprendre l'écologie végétale dans ces systèmes, mais la comprendre nécessite donc une bonne connaissance des autres compartiments de ce système et de leur variabilité spatiale, en particulier le manteau neigeux. Divers modèles ont été développés pour simuler la thermique des sols dans divers buts, allant de modèles statistiques purement empiriques à des simulation 3D en éléments finis (Liu et al., 2022). Dans ce paragraphe, je vais décrire en détail différents types de modèles, avec une attention particulière pour le modèle de surface continentale ISBA-Crocus, et discuter de leur évaluation en milieu de montagne.

1.4.1 Modèles statistiques de température du sol

Dans la communauté de recherche en écologie, l'engouement récent pour l'étude du microclimat a amené un nombre croissant de mesures de régimes thermiques du sol, avec des efforts de regroupement et d'harmonisation des données à l'échelle mondiale (Lembrechts et al., 2020). Cela a mené cette même communauté à développer des modèles statistiques prévoyant la température du sol à diverses échelles. Parmi ces efforts de modélisation, on peut citer l'étude de Aalto et al. (2018) à une échelle très locale dans un terrain complexe de tundra, le modèle de Haesen et al. (2021) appliqué aux forêts européennes et enfin celui de Lembrechts et al. (2022) qui ont réalisé une carte mondiale à une résolution kilométrique de la température du sol. Ces modèles cherchent en général à prévoir la différence entre la température du sol en subsurface (5-10 cm, correspondant à la profondeur des capteurs associés) et celle de l'air à environ 2 mètres, fournie par des réanalyses climatiques ou en interpolant des températures fournies par des stations météorologiques automatiques. Ils utilisent quelques dizaines de variables prédictives impliquant des variables liées à la végétation et des variables topographiques de plus ou moins fine échelle (Aalto et al., 2018; Haesen et al., 2021; Lembrechts et al., 2022) et éventuellement des variables macroclimatiques (Haesen et al., 2021; Lembrechts et al., 2022) pouvant inclure des observations satellite de l'enneigement ou les précipitations annuelles. Les méthodes statistiques utilisées vont de modèles linéaires d'équations structurelles à des modèles de Random Forest, plus adaptés à capturer des effets non linéaires probablement nombreux.

Ces modèles peuvent montrer de très bonnes performances, avec des erreurs moyennes inférieures à 1 °C dans des applications à grande échelle (Haesen et al., 2021; Lembrechts et al., 2022). Cependant, les modèles de fine échelle ou appliqués à un biome particulier courent le risque de ne pas être extrapolables dans l'espace et dans le temps, et le modèle global de Lembrechts et al. (2022) montre des limites pour les prévisions hivernales de températures du sol dans les milieux enneigés, probablement à cause de sa résolution trop grossière selon les auteurs. Lembrechts et al. (2022) pointent de plus la difficulté

d'interpréter les résultats en terme de mécanismes, étant donné la covariation de nombreux paramètres dans leur modèle. A ma connaissance, aucun modèle disponible ne semble pleinement adapté à l'environnement alpin pour le moment.

1.4.2 Modèles de surface continentale

Le terme "modèle de surface continentale" ou LSM (Land Surface Model) regroupe un grand nombre de modèles représentant différents processus, notamment les transferts d'énergie, à l'interface entre la "géosphère", la biosphère et l'atmosphère. Ces modèles ont été initialement utilisés et pensés comme simples conditions aux limites des modèles climatiques et des modèles de Prévision Numérique de Temps, et représentaient donc à minima le bilan énergétique et hydrique de surface (Manabe, 1969). Étant donné la complexité des différentes composantes de la surface continentale et leurs interactions, dont j'ai donné un avant-goût dans les parties précédentes, ces modèles se sont progressivement complexifiés. Ils ont ainsi tendu à représenter de façon de plus en plus détaillée les transferts d'énergie et d'eau au sein du sol, de la neige et de la végétation, ainsi que divers processus sur lesquels je ne m'attarderai pas tels que les cycles du carbone, de l'azote et du phosphore, l'influence de l'environnement urbain ou encore les feux de forêt (Fisher and Koven, 2020). Schématiquement, ces modèles reçoivent des forçages physiques tels que les précipitations, la température de l'air ou les flux radiatifs qui peuvent provenir d'un modèle atmosphérique ou d'observations in situ et en déduisent l'évolution de diverses variables représentant l'état de la surface, parmi lesquelles on trouve la température et le contenu en eau du sol, souvent à plusieurs profondeurs. Au delà de leur fonction initiale, ils sont donc maintenant utilisés pour fournir différentes variables microclimatiques pour des études en écologie notamment (Mercado et al., 2009; Weil et al., 2021; Martinez-Almoyna et al., 2022). Dans ce paragraphe, je vais décrire quelques caractéristiques générales de la représentation du sol, de l'eau et de la végétation et discuter leurs différents niveaux de complexité.

Au cours des 60 dernières années, Un très grand nombre de LSMs de divers degrés de complexité ont été développés, et il serait vain de tous les énumérer. Parmi les LSMs largement utilisés les plus avancés actuellement, on peut par exemple citer JULES (Wiltshire et al., 2020), ISBA (Masson et al., 2013), CLM (Lawrence et al., 2019). Ces modèles sont généralement de complexité adaptable et en rapide évolution, c'est pourquoi je me bornerai à donner des structures qu'on retrouve dans différents LSMs sans chercher à décrire la structure d'un LSM particulier. Les LSMs les plus rudimentaires représentent le sol, la neige et la végétation comme une unique surface sans capacité calorifique, se contentant de résoudre un bilan énergétique de surface pour déduire sa température. La neige et la végétation interviennent alors uniquement en modifiant les paramètres physiques de la surface comme l'albédo (voir par exemple Manabe (1969)). A partir de ce modèle simple, les modèles peuvent être complexifiés tant en terme de structure géométrique qu'en terme de processus internes représentés.

En terme de sol, on peut trouver des "Force-restore models" dans lesquels le sol peut stocker de l'énergie et la restaurer à la surface à des échelles de temps journalières et mensuelles (voir par exemple Noilhan and Planton (1989)) mais, dans la plupart des modèles récents, le sol est représenté de façon plus réaliste par une grille 1D avec des couches de sol de différentes profondeurs, avec chacune leur température et leur contenu

en eau (voir [Decharme et al. \(2011\)](#); [Best et al. \(2011\)](#)). A minima, l'équation de la diffusion thermique est résolue pour déterminer le champ de température, et l'équation de Richards pour le contenu en eau. A cela, divers processus additionnels peuvent être ajoutés comme la représentation du gel du sol ([Boone et al., 2000](#); [Luo et al., 2003](#)), l'influence de la matière organique sur les propriétés hydriques et thermiques ([Best et al., 2011](#); [Decharme et al., 2016](#)) ou la diffusion de vapeur ([Gonzalez et al., 2012](#)).

Concernant la végétation, elle peut être représentée comme une partie de la première couche de surface du sol, augmentant sa capacité calorifique et modifiant ses propriétés de surface, mais partageant la même température ([Noilhan and Planton, 1989](#)). Elle peut également être représentée de façon moins rudimentaire comme une unique couche couplée radiativement et éventuellement via des flux de chaleur sensible à la surface du sol (modèle "big leaf") ([Best et al., 2011](#)) ou comme une canopée structurée verticalement avec plusieurs couches et des échanges d'eau, de chaleur et autres entre celles-cis ([Chen et al., 2016](#)). La transpiration végétale, de part son impact sur le bilan énergétique de surface (voir paragraphe 1.2.1), est souvent représentée, ainsi que sa dépendance aux facteurs environnementaux modulant l'activité végétale ([Noilhan and Planton, 1989](#); [Best et al., 2011](#)). Les végétaux sont un élément de la surface vivant et dynamique, pouvant répondre de façon complexe au facteurs environnementaux, avec un impact sur les processus précités. La dynamique de la végétation est ainsi décrite avec plus ou moins de diversité, allant d'une végétation aux caractéristiques (LAI, hauteur ...) statiques ([Noilhan and Planton, 1989](#)), ou avec une évolution saisonnière prescrite ([Masson et al., 2013](#)) à des modèles dynamiques représentant la croissance et les interactions entre individus dans des communautés végétales hétérogènes ([Argles et al., 2019](#)).

Enfin, le manteau neigeux peut comme la végétation être représentée de façon "implicite", comme une partie de la première couche de sol, qui y ajoute son stockage d'eau et sa capacité calorifique mais partage la même température de surface (voir [Douville et al. \(1995\)](#)). Il peut également être représenté comme une couche unique couplée au sol par conduction thermique possédant sa propre température et son bilan énergétique de surface séparé (voir [Verseghy \(1991\)](#)). Enfin, le manteau neigeux peut être représenté comme un ensemble de couches superposées avec chacune des caractéristiques propres et évolutives, parfois en grand nombre et pouvant évoluer de façon dynamique ([Vionnet et al., 2012](#); [Bartelt and Lehning, 2002](#)). Tous ces modèles représentent l'évolution temporelle du manteau neigeux via les processus d'accumulation et de fonte. Déjà dans les années 2000, la plupart des modèles simulaient de façon plus ou moins rudimentaire la compaction du manteau neigeux, ainsi que la dépendance de l'albédo et de sa conductivité thermique à certaines de ses propriétés ([Slater et al., 2001](#)). Les modèles les plus complexes comme Crocus ([Vionnet et al., 2012](#)) et SNOWPACK ([Bartelt and Lehning, 2002](#)) incluent également une représentation de la microstructure et de son évolution en fonction du métamorphisme isotherme, de gradient et induit par le transport de neige par le vent, et, suivant le modèle, bien d'autres raffinements tels qu'une résolution de l'équation de Richards pour représenter les transferts d'eau liquide ([Wever et al., 2014](#)) et une représentation des transferts de vapeur ([Jafari et al., 2020](#)). Les modèles de neige peuvent être couplés à des modèles simulant les transports latéraux de neige après la déposition, en particulier sous l'effet du vent ([Pomeroy et al., 1993](#); [Liston and Sturm, 1998](#); [Vionnet et al., 2014](#); [Sharma et al., 2021](#), e.g.).

La complexité grandissante des LSM a permis des gains de performance, par exemple

dans le cas de la neige (Slater et al., 2001), mais fait face à certaines limites. Fisher and Koven (2020) notent ainsi que le gain en complexité des LSMs s'est fait de façon relativement anarchique et opportuniste, menant à des modèles souvent très hétérogènes en terme de structure et de complexité interne, et rendant difficile l'interprétation des comparaisons entre modèles et l'évaluation des bénéfices apportés par la représentation de nouveaux processus. Ce problème a également été soulevé pour leur seule composante neige (Menard et al., 2021). De plus, le nombre grandissant de processus représentés va avec un grand nombre de paramètres pour lesquels les tentatives d'optimisation ne trouvent souvent pas de solutions uniques, différents biais pouvant se compenser. En outre, ces paramètres varient dans le temps et l'espace, et leur nombre grandissant demande une quantité accrue d'informations sur la nature de la surface (communauté végétale présente, topographie ...), qui peut devenir un facteur limitant pour la précision des modèles (Nogueira et al., 2020). Cependant, par leur représentation explicite de la neige, du sol, de la végétation et de leurs interactions, on peut les voir comme des outils pouvant permettre une compréhension intégrée de ces systèmes.

1.4.3 Un LSM particulier : ISBA-Crocus

Utilisation de ISBA-Crocus dans les Alpes française et potentiel pour la simulation de température du sol

Je vais maintenant m'intéresser plus en détail au modèle de surface continentale ISBA et au modèle de neige associé Crocus, tous deux intégrés à la plateforme de modélisation de la surface SURFEX (Masson et al., 2013). Crocus se présente comme un module parmi d'autres (Douville et al., 1995) pour représenter la neige dans ISBA, qui est lui-même une composante de SURFEX. Par simplicité, on nommera par la suite ISBA-Crocus l'association de ces deux modèles, à ne pas confondre avec ISBA qui désignera le LSM en question sans tenir compte de la représentation de la neige utilisée. ISBA-Crocus est un modèle Open Source, mais principalement développé au Centre d'Etudes de la Neige (Grenoble, France), qui est une antenne du CNRM, laboratoire de recherche rattaché à Météo France, au sein d'une équipe spécialisée en nivologie, et qui se focalise donc sur le développement de Crocus.

ISBA-Crocus est utilisé de façon opérationnelle pour représenter l'évolution du manteau neigeux à l'échelle des Alpes française dans le cadre de la chaîne S2M (SAFRAN-SURFEX-MEPRA) (Vernay et al., 2022). Cette chaîne est à la base pensée dans un but d'aide à la réalisation de bulletins de risque avalanche, et permet également de fournir des ré-analyses de l'enneigement dans les Alpes sur plusieurs décennies. La chaîne se compose tout d'abord du modèle SAFRAN, qui calcule des forçages atmosphériques à partir d'une ébauche fournie par le modèle atmosphérique ARPEGE et en assimilant plusieurs centaines d'observations de température et de précipitations. Il permet de fournir un forçage non biaisé à l'échelle d'un massif montagneux (unité géographique d'une taille de l'ordre de 30 km) par tranches d'altitude, d'orientation et de pente. Cela permet de forcer ISBA-Crocus qui simule l'évolution du manteau neigeux et de la température et humidité du sol. Les caractéristiques de la surface sont donc calculées en tenant compte de l'exposition et de l'altitude mais pas de l'hétérogénéité des conditions atmosphériques à petite échelle ni des phénomènes de transport de neige par le vent, et manque ainsi probablement une grande part de l'hétérogénéité du manteau neigeux. La chaîne S2M fournit cependant les

seules simulations de température du sol disponibles actuellement à l'échelle des Alpes françaises, en utilisant un modèle de surface représentant de façon détaillée le manteau neigeux et le gel du sol (voir paragraphes suivants), qui sont essentiels pour une bonne simulation des régimes thermiques des sols dans les régions à enneigement saisonnier (voir paragraphes 1.2.2 et 1.2.4).

ISBA-Crocus a également été couplé à deux modèles simulant le transport de neige par le vent, processus essentiel pour bien représenter la variabilité spatiale à petite échelle du manteau neigeux (voir paragraphe 1.3.4). Le modèle le plus simple est SYTRON (Vionnet et al., 2018), qui simule le transport sur une géométrie idéalisée à l'échelle du massif, utilisé de façon opérationnelle. Un modèle de transport de neige par le vent à haute résolution (50 mètres) a également été développé, nécessitant le couplage de ISBA-Crocus avec le modèle atmosphérique à haute résolution MESO-NH (Vionnet et al., 2014). Ce modèle est très coûteux numériquement et n'a été utilisé que sur des petits modèles et de courtes périodes.

On voit que ISBA-Crocus est pour l'instant limité à des applications détaillées à petite échelle ou à des applications à grande échelle mais sans représentation fine de la topographie. Cependant, son utilisation est appelée à évoluer dans les prochaines années, un objectif actuel inscrit dans le Contrat d'Objectifs et de Performance de Météo-France et dans les principaux documents d'orientation stratégique du CNRM étant de développer un système de simulation distribuée en points de grille à une résolution de 250 mètres sur toutes les montagnes françaises, en représentant la variabilité spatiale du manteau neigeux via l'assimilation de données satellite et la représentation de processus comme le transport de neige par le vent. Dans le cadre de ces nouveaux développements, ISBA-Crocus pourrait devenir un outil très adapté à la modélisation du régime thermique des sols en montagne, tout en représentant également le manteau neigeux, le sol et la végétation en tant que LSM. Ces raisons ont motivé le choix de centrer cette thèse autour de ce modèle. Je vais maintenant décrire plus en détail le fonctionnement de ISBA-Crocus dans l'utilisation que j'en ai faite.

ISBA

ISBA est un modèle de surface représentant le sol et la végétation. La configuration d'ISBA généralement utilisée de façon couplée à Crocus est ISBA-DIF, décrite en détail dans Decharme et al. (2011). Dans cette configuration, le sol est représenté comme une grille unidimensionnelle (comportant généralement 20 couches, dont l'épaisseur diminue à proximité de la surface). L'état de chaque couche de sol est décrit par trois variables prognostiques qui évoluent dans le temps : son contenu en eau liquide w , son contenu en glace w_i et sa température T . Le contenu en eau liquide évolue suivant une équation de Richards avec un terme simulant la diffusion de vapeur sous l'effet des gradients de potentiel matriciel Ψ . L'eau tend ainsi à diffuser des endroits les plus humides vers les endroits les plus secs (dont le potentiel matriciel est le plus bas), et à percoler sous l'effet de la gravité. La température évolue quant à elle suivant une équation de diffusion thermique. De plus, le gel de l'eau dans le sol est représenté (Boone et al., 2000). La résolution des phénomènes thermiques et hydriques nécessite de connaître plusieurs paramètres physiques de chaque couche de sol : Sa capacité calorifique c_g ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$) et sa conductivité thermique λ pour la thermique et sa conductivité hydraulique k (m.s^{-1}) et la courbe de rétention de l'eau donnant $\Psi = f(w)$ pour l'hydraulique. Sans entrer dans

les détails, ces paramètres dépendent de w , w_i et de différents paramètres physiques de la matrice du sol, donnés par des fonctions de pédotransfert comme une fonction de la texture du sol, définie par son contenu en sable, argile et limons, que l'on peut choisir. Les fonctions de pédotransfert utilisées par défaut sont celles de [Peters-Lidard et al. \(1998\)](#) et [Wösten et al. \(1999\)](#). De façon optionnelle, l'effet du contenu en matière organique du sol peut être pris en compte dans le calcul des paramètres physiques du sol ([Decharme et al., 2016](#)).

Dans la configuration par défaut d'ISBA, généralement utilisée pour le couplage avec Crocus, la surface est assimilée à la première couche de sol, mais contient également la végétation. Celle-ci ajoute sa capacité calorifique à celle de la première couche de sol, et modifie les caractéristiques de la surface intervenant dans le bilan énergétique telles que l'albédo et la longueur de rugosité en fonction de la fraction *veg* couverte par la végétation et du LAI (Surface foliaire par unité de surface du sol). De plus, elle est capable d'intercepter l'eau de pluie qui remplit un réservoir dont la taille augmente avec le LAI. Les flux de chaleur sensible ainsi que le bilan radiatif sont calculés à partir de ces paramètres. De plus, l'eau peut être évaporée directement depuis la surface du sol, depuis de réservoir d'eau interceptée et par la transpiration végétale. En outre, la transpiration végétale est modélisée. Les plantes extraient de l'eau depuis la zone racinaire du sol et l'évaporent à la surface. Cette évaporation vient s'ajouter aux autres flux de chaleur latente, avec donc un effet refroidissant sur la surface. La variation de l'intensité de la transpiration en fonction de la quantité de radiation disponible pour la photosynthèse, du niveau de stress hydrique, de l'humidité atmosphérique et de la température de l'air est modélisée en utilisant des fonctions de réponse empiriques et non spécifiques à un type de végétation donnée (A titre d'exemple l'activité végétale est proportionnelle à une fonction en cloche avec un maximum pour une température de l'air de 25°C) ([Noilhan and Planton, 1989](#)). Elle suppose également une réponse physiologique immédiate de la végétation. Le LAI peut être statique ou suivre une évolution prescrite suivant un cycle saisonnier. Il est à noter qu'ISBA dispose désormais de modules permettant la représentation explicite du bilan énergétique d'une couche de végétation (ISBA-MEB, [Boone et al. \(2016\)](#)) et d'une évolution dynamique de ses caractéristiques comme le LAI (ISBA-AGS, [Gibelin et al. \(2006\)](#)), mais qui ne sont pour l'instant pas adaptés pour un couplage avec Crocus en milieu ouvert.

Crocus

Crocus est le modèle représentant le manteau neigeux et couplé à ISBA le plus détaillé, et c'est celui que j'ai utilisé pendant toute cette thèse. Je vais donc décrire ses principales caractéristiques dans le paragraphe qui suit.

L'essentiel des caractéristiques de Crocus a été détaillé par [Vionnet et al. \(2012\)](#), avec des modifications par [Carmagnola et al. \(2014\)](#). Il représente le manteau neigeux comme un ensemble de couches supposées homogènes, dont l'épaisseur et le nombre est variable, dans une certaine limite, souvent fixée à 50. Au sein de chaque couche, la neige est décrite par différentes variables d'état : son épaisseur, son équivalent en eau (SWE) (kg.m^{-2}) desquels on peut déduire la densité ρ (kg.m^{-3}), son diamètre optique d_{opt} (m), sa sphéricité s , une variable historique h , son âge A (en jours), son enthalpie H (J.m^{-2}) de laquelle est déduite sa température T (K) et son contenu en eau liquide w_{liq} (sans dimension). s et D_{opt} sont les deux variables décrivant la microstructure de la neige. s représente

qualitativement la proportion de grains arrondis au sein du manteau neigeux, et n'est pas mesurable physiquement, tandis que D_{opt} est une grandeur physique mesurable définie comme $D_{opt} = \frac{1}{6 \times SSA \times \rho_{\text{glace}}}$. Toutes ces variables permettent donc une représentation détaillée de la stratigraphie du manteau neigeux, et notamment du type de neige dans chacune des couches.

Crocus a été développé dans le but d'obtenir une évolution réaliste de cette stratigraphie, par conséquent la plupart des processus connus ayant un impact sur celle-ci y sont représentés. Je décrirai ici quelques-uns des plus essentiels pour la représentation des transports de neige par le vent et des transferts de chaleur au sein du manteau neigeux.

Compaction et transferts d'énergie et d'eau dans Crocus

Les différents termes du bilan énergétique de surface, décrits paragraphe 1.3.3 sont calculés par Crocus. En particulier, l'albédo est calculé en tenant compte des propriétés de la neige dans les deux premières couches sous la surface (dont l'épaisseur totale est en moyenne de 3 cm). Il dépend du diamètre optique (et donc à la SSA) et de la présence d'impuretés dans le manteau neigeux dans trois bandes de fréquences, allant de 0,3 à 2,6 μm . Par défaut, la proportion de celles-ci augmente de façon générique avec l'âge de la couche de neige, bien que de récents développements non utilisés pendant cette thèse permettent de tenir compte d'évènements connus de déposition de poussière (Réveillet et al., 2022).

La température de surface et le profil de température du manteau neigeux sont résolus à chaque pas de temps en résolvant le bilan énergétique de surface, décrit plus haut, et une équation de diffusion thermique. La neige est supposée se comporter comme un matériau inerte de conductivité thermique effective calculée d'après Yen (1981) $K_{\text{neige}} = \max(K_0(\frac{\rho}{\rho_{\text{ice}}})^{1,88}, K_{\text{min}})$ avec $K_0 = 2,22\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $K_{\text{min}} = 4.10^{-2}\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Lafaysse et al., 2017). Cette formule est en bon accord avec les résultats théoriques de Calonne et al. (2011) et expérimentaux de Riche and Schneebeli (2013). Si la température d'une couche atteint 0°C, l'excédent d'énergie est utilisé pour faire fondre la neige, augmentant le contenu en eau liquide jusqu'à une valeur de saturation, qui est paramétrisée. Si une couche atteint la saturation en eau liquide, la percolation de l'eau liquide à travers le manteau neigeux est représentée de façon très qualitative, en considérant que l'eau excédentaire est transmise à la couche suivante jusqu'à saturation, et ainsi de suite.

Le bilan énergétique et la transmission d'énergie au sein du manteau neigeux, ainsi que le transport de neige par le vent (Guyomarc'h and Mérindol, 1998; Liston et al., 2007) dépendent de la densité (notamment via la conductivité thermique) et de la microstructure (notamment via l'albédo). Crocus modélise l'évolution de cette densité en tenant compte de l'effet de la compaction, de l'action des gradients thermiques, de l'eau liquide et du transport de neige par le vent. La neige est initialement déposée dans le manteau neigeux avec une densité et une microstructure qui dépend de la température de l'air et du vent. Il est considéré que plus le vent est élevé, plus les grains auront été fragmentés, avec une forme se rapprochant de grains fins, selon une paramétrisation qualitative (Guyomarc'h and Mérindol, 1998).

Ensuite, le phénomène de compaction est modélisé en considérant uniquement que les couches sont comprimées sous le poids des couches de neige supérieures, à une vitesse dépendant de leur densité, contenu en eau liquide et microstructure suivant des paramé-

trisations données par [Vionnet et al. \(2012\)](#), et dont les bases théoriques et empiriques ne sont pas publiées. La densité de la neige peut également augmenter sous l'effet du vent, tendant vers une densité de 350 kg.m^{-3} (voir [Vionnet et al. \(2012\)](#)).

Métamorphisme de la neige dans Crocus

De plus, lorsque la neige est sèche, sa microstructure évolue de façon différenciée en fonction du gradient thermique, suivant des lois basées sur les travaux expérimentaux de [Brun et al. \(1992\)](#). Ces travaux étaient basés sur une description uniquement qualitative (non mesurable de façon précise) de la forme des grains de neige. De façon générale, la neige fraîche tend à perdre son caractère dendritique, ce qui se manifeste par une augmentation de son diamètre optique. D'autre part :

- si le gradient thermique G est inférieur à 5 K.m^{-1} , les grains de neige évoluent vers des grains fins. ($s=1$)
- si $5 \text{ K.m}^{-1} < G < 15 \text{ K.m}^{-1}$, ils évoluent vers des grains facettés ($s=0$, $D_{opt} \sim 0,4 \text{ mm}$)
- si $G > 15 \text{ K.m}^{-1}$, ils évoluent vers des grains facétés dont la taille augmente pour former du givre de profondeur ($s=0$, $D_{opt} > 0,6 \text{ mm}$ environ)

Si de l'eau liquide est présente dans le manteau neigeux, les grains deviennent ronds et leur diamètre optique augmente. La variable historique h garde de plus la mémoire de la présence d'eau liquide et de givre de profondeur dans une couche, ce qui permet de détecter les croûtes de regel et de bloquer certaines évolutions.

Enfin, l'action du vent sur la microstructure et la densité peut être représentée par Crocus. Si la vitesse de vent dépasse un certain seuil, qui dépend de la microstructure, supposée déterminer la cohésion du manteau neigeux ([Guyomarc'h and Mérindol, 1998](#)), la neige de surface se densifie, et les propriétés des grains évoluent vers des grains fins ($s=1$, $D_{opt}=0,3 \text{ mm}$) suivant une paramétrisation décrite dans [Vionnet et al. \(2012\)](#) et convertie dans le cadre de cette thèse (voir chapitre 4 pour plus de détails). Pour déterminer l'évolution de la neige sous l'action du vent, un indice de transportabilité S_I est tout d'abord calculé pour chaque couche du manteau neigeux, suivant une formule donnée dans [Vionnet et al. \(2012\)](#). Qualitativement, cet indice est positif pour la couche du manteau neigeux si la vitesse du vent dépasse une certaine vitesse seuil dépendant de sa densité et de sa microstructure. Si on considère maintenant une couche i du manteau neigeux, celle-ci subit l'effet du vent si elle est transportable et que toutes les couches supérieures le sont. Sa microstructure évolue alors suivant des lois que je vais maintenant décrire. Si la neige est non dendritique ($D_{opt} > \alpha(4 - s)$ avec $\alpha = 1.10^{-4} \text{ m}$), on a :

$$\frac{dD_{opt}}{dt} = \frac{1+s}{2} \left(-\frac{5\alpha}{\tau} \right) + \frac{D_{opt} - 4\alpha}{1+s} \frac{1-s}{\tau} \quad (1.5)$$

Si la neige est dendritique ($D_{opt} < \alpha(4 - s)$), alors :

$$\frac{dD_{opt}}{dt} = \frac{\alpha}{\tau} ((2,5 - 1,5s)\delta - 1 + s) \quad (1.6)$$

Avec $\delta = \frac{D_{opt} - 4\alpha}{s - 3}$. De plus, dans tous les cas :

$$\frac{ds}{dt} = \frac{1-s}{\tau} \quad (1.7)$$

Avec τ un temps caractéristique (s) dépendant de la couche de neige. Les formules décrivant l'évolution de la microstructure ont été obtenues en combinant l'équation 4.3.1 et 4.4 (voir chapitre 4) avec les équation de la table 3 de [Vionnet et al. \(2012\)](#). τ est de l'ordre de 48h pour la couche supérieure du manteau neigeux, et croît exponentiellement avec la profondeur, sur une profondeur caractéristique de 10 cm (voir [Vionnet et al. \(2012\)](#) pour l'expression détaillée de ce terme). Il est à noter que cette paramétrisation n'a jamais été évaluée de façon quantitative. Les différentes évolutions de s et D_{opt} sont représentées de façon simplifiée dans la figure 1.4, avec les types de grains associés.

Limitations de ISBA-Crocus

Le modèle Crocus est un des modèles les plus complexes représentant le manteau neigeux, avec SNOWPACK ([Bartelt and Lehning, 2002](#)). Cependant, il souffre de nombreuses limitations, provoquant en elle-même des incertitudes. Des erreurs sont liées à la discrétisation verticale et temporelle, amplifiées par le caractère découplé de la représentation des différents processus dans Crocus. De plus, certains processus physiques ne sont pas représentés dans Crocus, comme la compaction induite par le métamorphisme ou l'action des transferts macroscopiques de vapeur. Cette dernière approximation s'est révélée problématique pour simuler la stratigraphie et la thermique des sols en milieu arctique ([Barrère, 2018](#)), mais pourrait être moins influente en milieu alpin (voir paragraphe 1.3.3). On peut également citer la modélisation des transferts d'eau liquide dans le manteau neigeux qui se fait via un simple modèle de réservoirs ([Lafaysse et al., 2017](#)), ainsi que la paramétrisation qualitative du métamorphisme et de la microstructure.

La connaissance des différents processus représentés dans Crocus reste soumise à de fortes incertitudes. Certaines des paramétrisations utilisées n'ont pas d'évaluations publiées. Plusieurs options sont donc généralement disponibles dans la littérature pour représenter ces phénomènes, sans qu'aucune d'entre elle ne soit reconnue supérieure dans le cas général ([Lafaysse et al., 2017](#)). Cela a amené au développement de différentes options dans le modèle Crocus, qui peuvent être combinées différemment pour réaliser des simulations d'ensemble ([Lafaysse et al., 2017](#)). Ces considérations n'ont cependant pas été prises en compte dans l'étude qui suit, qui s'est contentée d'utiliser Crocus dans sa version "par défaut". Ces différentes sources d'incertitudes seront cependant à garder à l'esprit pour analyser les résultats.

On peut tirer des conclusions similaires concernant ISBA-DIF, qui simule le sol de façon détaillée, et inclut des processus importants pour la thermique du sol comme la représentation du gel et le couplage avec l'hydrologie, mais reste très rudimentaire dans sa représentation de la végétation, ce qui pourrait biaiser le bilan énergétique de surface. De plus, les fonctions de pédotransfert ne sont pas exemptes d'incertitudes, et plusieurs alternatives existent ([Decharme et al., 2011](#)). A ces problèmes communs, on peut ajouter plusieurs inadéquations entre les hypothèses faites dans ISBA et l'utilisation en montagne. Entre autres, l'hydrologie est pensée en 1D et sans effet de la pente sur l'écoulement gravitaire, et l'effet de la pierrosité sur les propriétés du sol n'est pas représenté. L'hétérogénéité du milieu montagnard complique de plus l'obtention des informations nécessaires sur la texture du sol et sur la végétation.

Les différentes sources d'incertitudes évoquées seront à garder à l'esprit pour analyser les résultats.

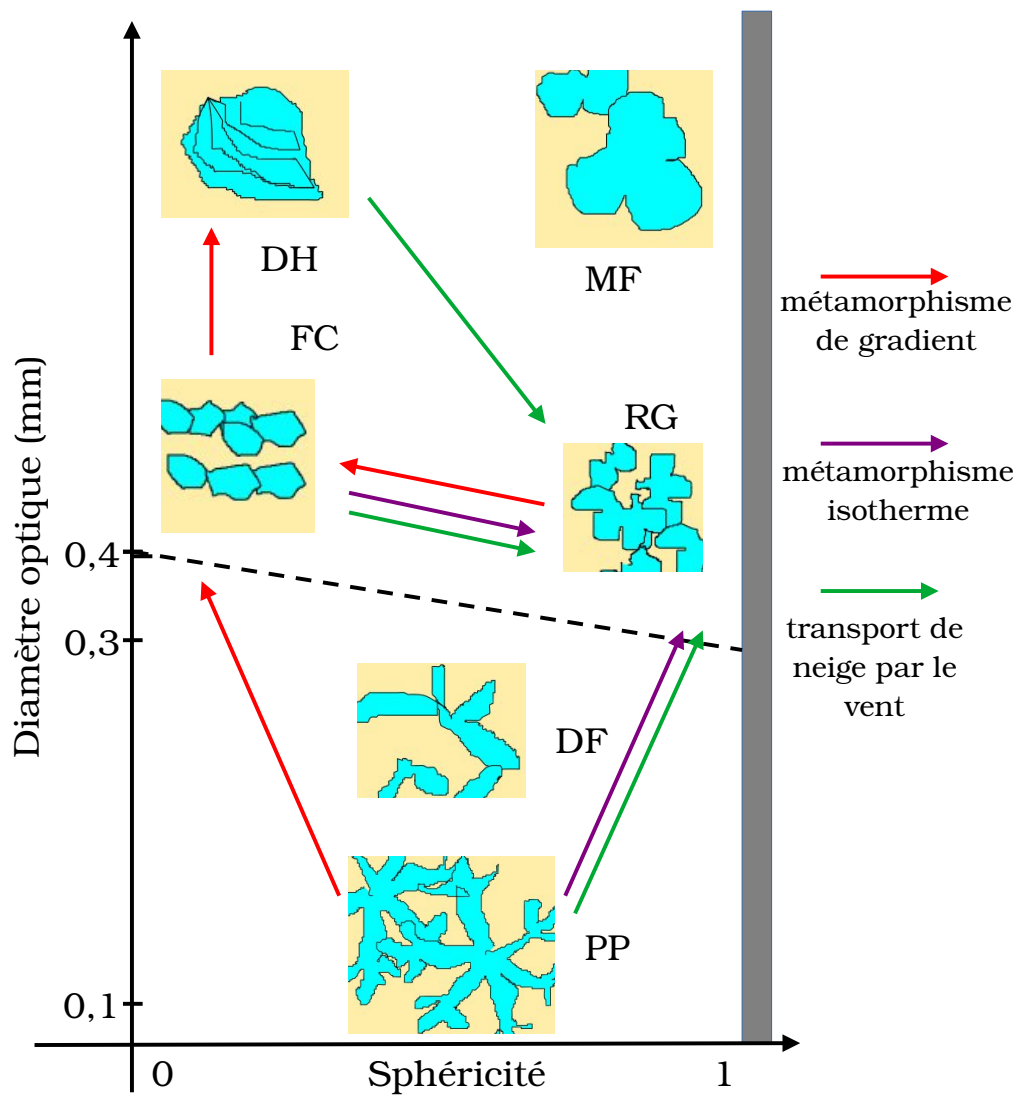


FIGURE 1.4 – Représentation simplifiée des différents types de neige de la nomenclature de Fierz et al. (2009), en fonction des deux variables représentant la sphéricité dans Crocus : la sphéricité et le diamètre optique. Les évolutions que peuvent subir les grains en situation de métamorphisme isotherme (gradient thermique inférieur à 5 K.m^{-1}), de métamorphisme à fort gradient thermique ($> 15 \text{ K.m}^{-1}$) et sous l'action de la fragmentation liée au transport de neige par le vent sont représentées. La ligne noire pointillée représente la limite entre la neige dendritique (où les grains ont conservé une partie de leurs formes d'origines) et non dendritique. Signification des abréviations de types de grains : MF= grains ronds, FC=faces planes, DH=givre de profondeur, RG=grains fins, PP=articules reconnaissables (neige fraîche) et DF= neige fraîche fragmentée. Pour plus de détails sur cette classification voir par exemple Fierz et al. (2009)

1.4.4 Fiabilité et évaluation des modèles de température du sol en zone de montagne

Les modèles de surface continentale ont été initialement développés pour des applications à grande échelle, telle que la prévision numérique du temps, qui se fait typiquement à échelle kilométrique (Brousseau et al., 2016) et les modèles climatiques, à résolution plutôt de l'ordre de 50-100 km aujourd'hui.

L'évaluation des simulations de température du sol avec ces modèles s'est ainsi également souvent faite dans des sites bien instrumentés, dans des situations topographiques planes (Luo et al., 2003; Gonzalez et al., 2012, e.g.) ou à très grande échelle (Dankers et al., 2011; Decharme et al., 2016). Ces évaluations ont pu permettre d'évaluer la représentation du gel du sol et son interaction avec l'enneigement quand elles étaient réalisées dans des milieux à enneigement saisonnier (Luo et al., 2003; Dankers et al., 2011; Decharme et al., 2016), soulignant l'importance d'une représentation détaillée du manteau neigeux (Decharme et al., 2016; Luo et al., 2003) et d'une représentation explicite du gel du sol (Luo et al., 2003). Cependant, ces études ne permettent pas d'attester de la représentation de nombreux phénomènes propres au milieu montagnards, tels que l'interaction avec la pente et l'exposition, l'effet du transport de neige par le vent... Dans le cas de ISBA-Crocus, la seule évaluation des températures du sol disponible (non publiée) a été faite dans le cadre d'un stage sur une dizaine de station majoritairement situées en basse altitude, et pointe des biais significatifs (Bertrand et al., 2017). Il est à noter que le système SAFRAN-Crocus, développé spécifiquement pour les applications en montagne, a quand à lui été évalué sur un grand nombre de station dans les Alpes (Vernay et al., 2022), mais sans qu'une attention particulière ne soit portée au sol.

Plusieurs facteurs limitent la possibilité d'évaluer les simulations de températures du sol en montagne. Tout d'abord, les modèles atmosphériques pouvant être utilisés couplés aux LSM ont jusque là été utilisés à des résolutions à minima kilométrique (1,3 km dans le cas d'AROME, le meilleur disponible sur les Alpes françaises (Brousseau et al., 2016)). Cette résolution, même si elle tend à augmenter, reste largement insuffisante pour capturer les variations mésotopographiques déterminantes pour le climat du sol en montagne. Des adaptations de ces forçages aux variations d'altitude et d'exposition, comme dans le cas de la réanalyse S2M (Vernay et al., 2022) permettent d'améliorer les choses pour les forçages radiatifs et de température de l'air, mais restent insuffisantes pour capturer les variations locales de précipitations et de vent. Il est donc difficile de forcer correctement des LSMs en montagne. Le coût numériques de ceux-ci, même s'il est moins important que celui des modèles atmosphériques, n'est de plus pas à négliger. A ces difficultés de résolution s'ajoute le manque de stations météorologiques et de mesures de température du sol en haute montagne. Le manque de stations en haute altitude a déjà été pointé à l'échelle mondiale par MRIEDWWG (2015). Au niveau des Alpes, on peut par exemple constater que le nombre d'observations en température de l'air assimilées par la ré-analyse S2M est fortement déficitaire au dessus de 2000 m, et celui de précipitations quasiment nul (Vernay et al., 2022), ce qui correspond à l'essentiel des milieux ouverts alpins et subalpins. Le manque d'observations météorologiques a un effet double : il limite la possibilité d'utiliser des forçages locaux pour utiliser des modèles, et il limite la fiabilité des modèles atmosphériques en haute montagne, ceux-ci ne pouvant y être calibrés et évalués de façon optimale. Un fort biais froid a par exemple été documenté pour les températures

de l'air dans AROME en haute altitude (Monteiro et al., 2022; Gouttevin et al., 2023). Ce manque d'observations, imputable notamment aux difficultés logistiques associées au terrain montagnard, est d'autant plus préjudiciable que la forte hétérogénéité topographique de ces milieux nécessiterait au contraire une plus grande densité d'observations.

Cependant, des évolutions technologiques récentes tendent à effacer partiellement les obstacles évoqués plus haut. D'une part, l'augmentation de la puissance de calcul des supercalculateurs permet d'envisager des simulations à échelle hectométrique des modèles de surface continentale, comme cela a été évoqué plus haut dans le cas de ISBA-Crocus. Ces échelles, sans être suffisantes pour représenter la topographie dans son détail, peuvent permettre une représentation plus réaliste de celle-ci, en particulier des fortes pentes. Conjointement à ces améliorations matérielles, des méthodes de descente d'échelles prometteuses permettent d'envisager d'obtenir des forçages à des résolutions encore plus élevées (Le Toumelin et al., 2022). Enfin, le développement de l'imagerie satellite à haute résolution, notamment avec l'arrivée du satellite SENTINEL-2, permettent maintenant d'obtenir des informations sur l'enneigement et la végétation de façon quasi-exhaustive et à des résolutions spatiales de l'ordre de quelques dizaines de mètres (Gascoin et al., 2019), voire quelques mètres (Deschamps-Berger et al., 2022).

D'autre part, des instruments de mesures miniatures et autonomes sont maintenant disponibles sur le marché, à un coût de plus en plus réduit et avec des autonomies pouvant atteindre 10 ans. Le faible coût et la facilité d'utilisation de ces sondes permet maintenant leur déploiement de plus en plus massif dans des terrains complexes. Elles sont de plus en plus utilisées dans des études écologiques pour étudier le lien entre microclimat, topographie et diversité. On peut notamment citer les études de Choler (2018); Aalto et al. (2018); Löffler and Pape (2019) et von Oppen et al. (2022). Ces données, quoique moins standardisées et probablement moins fiables que les données issues de stations météorologiques, offrent une opportunité d'évaluer et donc d'améliorer les modèles de surface continentale dans les milieux ouverts de montagne.

1.5 Bilan et problématiques de la thèse

Durant tout ce chapitre, j'ai montré que les MOA sont des milieux où sol, neige et végétations sont en interaction. Le régime thermique du sol dépend des propriétés physiques du sol et de la dynamique de l'eau dans celui-ci, mais également de la végétation, de l'insolation et de l'effet isolant du manteau neigeux. Le manteau neigeux évolue selon des processus variés tels que le métamorphisme et la compaction, qui sont couplés aux transferts d'énergie en son sein. Il est également impacté par le sol et la végétation, et surtout par les interactions entre le vent et la topographie complexe du milieu de montagne, notamment le transport de neige par le vent. De façon générale, l'interaction de la topographie avec la végétation et la neige créent une mosaïque de conditions pédoclimatiques à une échelle de (10m-50m) dans les prairies et landes alpines.

Un intérêt grandissant est par ailleurs porté à l'influence du microclimat sur les écosystèmes, motivé par une volonté de mieux comprendre comment le climat (et son changement) affecte localement les conditions de vie (recrutement, croissance, reproduction) des plantes, en montagne et ailleurs. Dans ce cadre, une réelle demande existe en terme de cartes représentant la thermique du sol de façon spatialisée et précise. En milieu de montagne, ces cartes devraient être à haute résolution pour permettre une représentation

pertinente du microclimat. Les communautés de recherche en écologie et en sciences du climat ont respectivement développé des modèles statistiques et des modèles "physiques" représentant la surface continentale (LSM), qui permettent tous deux une modélisation de la thermique du sol. Un intérêt des LSM est leur représentation explicite des interactions entre sol, neige et végétation, laissant espérer une compréhension fine de l'écosystème dans son ensemble. Actuellement, la chaîne S2M, utilisant le modèle de surface continentale ISBA-Crocus permet une simulation du manteau neigeux et du régime thermique des sols sur toutes les Alpes Françaises. De plus, ISBA-Crocus possède plusieurs atouts pour représenter la thermique du sol dans ces système, comme une représentation détaillée du manteau neigeux, et la simulation du gel dans le sol. Cependant, il possède aussi des limites comme la non représentation du transport de neige par le vent et une modélisation rudimentaire de la végétation. La qualité des simulations de températures du sol devrait donc être évaluée, mais ce travail n'a jamais été fait dans les milieux qui nous intéressent ici. Pendant ce travail de thèse, j'ai donc cherché à répondre aux problématiques suivantes :

1. Quelle est la performance de ISBA-Crocus pour simuler la température du sol dans les milieux ouverts d'altitude ?

2. La simulation du transport de neige par le vent peut-elle permettre d'améliorer ces simulations ?

Bien que la température du sol dans les MOA soit déterminée par une multitude de facteur, dans ce travail, je me suis intéressé en particulier à certains d'entre eux, faisant ainsi l'hypothèse qu'ils sont déterminants pour sa modélisation. Ainsi, pendant la période hivernale, je me suis concentré sur l'influence de l'épaisseur et les propriétés du manteau neigeux et de sa variabilité spatiale sur le régime thermique du sol. La variabilité du manteau neigeux à grande échelle étant déjà bien représentée dans la chaîne S2M, je fais de plus l'hypothèse que sa représentation à l'échelle mésotopographique doit être améliorée, et me suis concentré sur le transport de neige par le vent en tant que phénomène la provoquant. Pendant la période estivale, les facteurs sur lesquels je me suis concentré sont le couvert végétal et l'exposition. La figure 1.5 résume ces enjeux ainsi que crocus-ISBA, le modèle utilisé pour les représenter. Le travail sera organisé de la façon suivante :

Tout d'abord, dans le chapitre 2, je présente une évaluation des températures du sol simulées avec ISBA-Crocus dans son utilisation actuelle au sein de la réanalyse S2M. J'interrogerai de plus les conséquences potentielles des erreurs mises en évidence sur des études de modélisation en écologie. Je propose enfin deux pistes principales d'améliorations : améliorer la représentation de la surface du sol et mieux représenter la variabilité spatiale de l'enneigement. La suite de la thèse sera consacrée à la mise en application cette deuxième piste, en couplant le modèle de neige Crocus avec un modèle de transport de neige par le vent : SnowPappus.

Dans le chapitre 3, les choix méthodologiques pour le développement de SnowPappus sont présentés. Des premières évaluations de ce modèle sur des observations de flux de neige transportées sont également présentées.

Ensuite, des corrections d'erreurs présentes dans la représentation de la microstructure de Crocus préalables susceptibles d'impacter la modélisation du transport sont présentées (chapitre 4).

Enfin, le chapitre 5 est consacré à l'évaluation de l'impact de SnowPappus sur les régimes thermiques du sol simulés. Tous ces résultats sont résumés dans le chapitre 6,

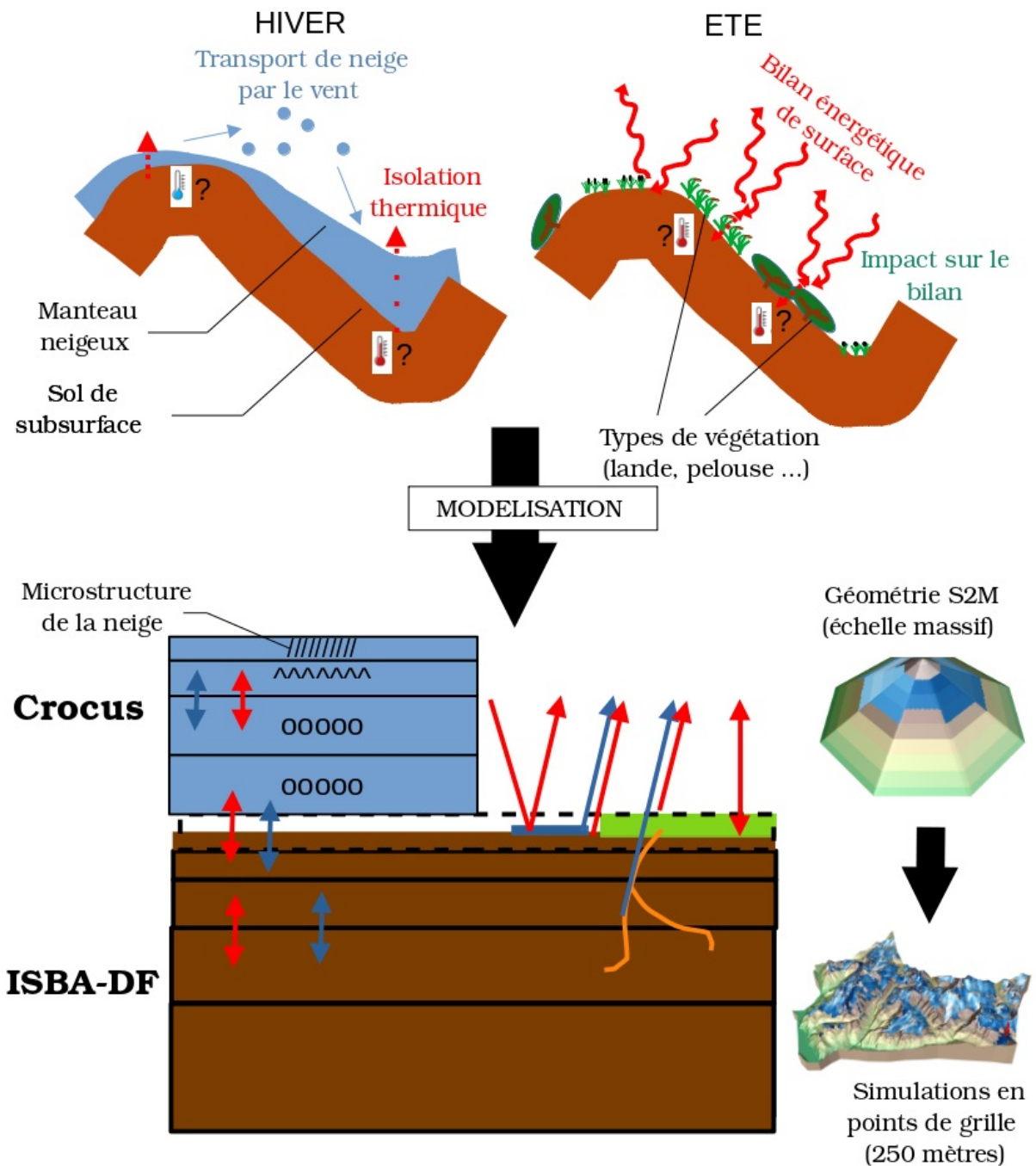


FIGURE 1.5 – (haut) Récapitulatif des principaux phénomènes interagissant avec le régime thermique des sols dans les milieux ouverts d'altitude qui ont été étudiés dans cette thèse, pendant les périodes hivernales (enneigée, à gauche) et estivale (déneigée, à droite). (bas) Représentation schématique du LSM ISBA-Crocus, le principal outil de modélisation utilisé et développé pour représenter les MOA dans cette thèse. Les différentes géométries dans les quelles il est utilisé sont également représentées. Sur l'ensemble de la figure, les flèches rouges représentent des transferts d'énergie, et les flèches bleues des transferts d'eau (éventuellement sous forme de neige).

permettant une réponse aux problématiques posées, et les perspectives de travail futur sont présentées.

Chapitre 2

Évaluation des températures du sol simulées avec la réanalyse S2M

2.1 Introduction

La ré-analyse S2M est actuellement utilisée pour simuler le manteau neigeux et la température du sol entre autres sur l'ensemble des Alpes françaises. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le LSM utilisé dans cette chaîne possède différents atouts et limitations pour une bonne représentation du manteau neigeux et du sol dans les Alpes, mais les régimes thermiques du sol simulés par cette chaîne n'ont jamais été évalués. La possibilité d'obtenir des séries de données homogènes sur de longues périodes et sur n'importe quel point des Alpes, a cependant conduit à l'utilisation de régimes thermiques des sols simulés par S2M comme facteur explicatif dans différentes études récentes en écologie, par exemple sur l'activité microbienne dans les prairies et forêts de montagne (Weil et al., 2021; Martinez-Almoyna et al., 2022). Pour mieux connaître le potentiel et les limitations de l'utilisation de S2M dans ces applications écologiques, une évaluation de la qualité de ces simulations de la température dans le sol dans les milieux ouverts d'altitude (MOA) est donc nécessaire. De plus, j'ai également montré au chapitre précédent que les MOA sont d'une grande diversité en terme de topographie et de type de végétation, et que ces facteurs influencent la température du sol. Une bonne évaluation de ces régimes doit donc être établie sur un ensemble de sites représentant la diversité des situations rencontrées dans les MOA.

Depuis quelques années, différents dispositifs en écologie recueillent des données de températures du sol (en subsurface) dans les Alpes françaises. Parmi ces dispositifs, on peut notamment citer l'observatoire ORCHAMP (orchamp.osug.fr), couvrant l'ensemble des Alpes françaises, ainsi les données acquises sur le site eLTER du Lautaret-Galibier Choler (2018). Les données de températures du sol recueillies dans le cadre de l'observatoire ORCHAMP n'ont à ma connaissance pour l'instant pas été utilisées, les simulations de températures du sol avec la réanalyse S2M ayant toujours été préférées dans les études portant sur des sites ORCHAMP (Weil et al., 2021; Martinez-Almoyna et al., 2022). En revanche, Choler (2018) a caractérisé les régimes thermiques des sols associées aux différentes communautés végétales du Vallon de Roche Noire. Il a ainsi montré que celles-ci étaient chacune associée à un régime thermique des sols bien particulier (voir paragraphe 1.1.3). Ces dispositifs de mesure offrent donc une occasion d'évaluer les régimes thermiques

des sols simulés par ISBA-Crocus dans le cadre de la chaîne S2M dans des situations variées correspondant aux milieux de haute montagne.

Ainsi, pendant ce chapitre, je vais utiliser les deux jeux de données précités pour tenter de répondre aux questions suivantes :

(i) Quelle est la qualité des simulations de régime thermique des sols hivernal et estival simulés par ISBA-Crocus dans les MOA ? (ii) Quelles sont les conséquences sur la possibilité de caractériser les régimes thermiques des sols associés à différentes communautés végétales à l'aide de ce modèle ? (iii) Quelle est l'influence croisée de la végétation et de la topographie sur les différences entre observations et modèle ?

2.2 Méthodes

2.2.1 Jeux de données de température du sol et caractérisation de la végétation et de la topographie locale

Deux jeux de données ont été utilisés dans cette étude, l'un à une échelle locale (toutes les données sont recueillies dans une zone d'une dizaine de kilomètres carrés), et l'autre réparti dans toutes les Alpes françaises.

Données concentrées sur une petite zone (Roche Noire)

Le premier jeu de données est issu d'une campagne de mesures de long terme menée essentiellement par Philippe Choler sur deux sites proches : le vallon de Roche Noire, un petit bassin versant d'une dizaine de kilomètre carrés entre les massifs des Grandes Rousses et du Mont Thabor (coordonnées WGS84 45,055 °N ; 6,383°E , altitude : 1800-2700 mètres) et Aravo, un site de quelques hectares situées à quelques kilomètres de celui-ci (coordonnées WGS84 45.0679°N , 6.3943°E, altitude : 2630-2680 mètres). A 2500 mètres d'altitude, en situation d'enneigement moyen (à l'emplacement d'une station météorologique du réseau NIVOSE), la température moyenne de l'air mesurée est de 1,5°C et l'enneigement est généralement permanent de début novembre à fin mai, avec une hauteur maximale de neige comprises entre 1 et 2,5 mètres selon les hivers. En terme de géologie, le substrat majoritaire dans cette zone est le flysh des Aiguilles d'Arves, un substrat facilement altérable tendant à former des sols légèrement acides (pH=5-7, Zinger et al. (2011)) et plutôt profonds pour l'altitude. Une carte de cette zone, avec l'emplacement des différents points de mesures est présentée figure 2.1, et la localisation de cette zone dans les alpes est donnée figure 2.4a. Une centaine de sites y ont été sélectionnés, de façon à représenter les principaux types de végétation présents dans la zone, en essayant d'avoir au moins trois répliques par type. Du fait du fort lien entre topographie et végétation, cette méthode amène ce jeu de données à couvrir des situations microtopographiques très particulières et de faible extension spatiale, comme les sommets de crêtes où les combes à neige (zones de petite taille, souvent dans des concavités topographiques, à déneigement très tardif). Sur chaque site, une sonde autonome mesurant la température du sol au pas de temps horaire a été placée de façon à enregistrer le régime thermique du sol en continu pendant plusieurs années. Les sondes utilisées sont de deux marques différentes : HOBO (Hobo pendant UA, Onset Computer Corporation, Bourne, MA) et Géoprécision (M-Log 5W, GeoPrecision GmbH, Ettlingen). Les incertitudes fournies par le constructeur sont

respectivement de 0,6 et 0,1°C. Les deux modèles se distinguent notamment par leur autonomie, celle des Geoprécision pouvant atteindre 8 ans quand celle des HOBO ne dépasse pas 2-3 ans. Par conséquent, les capteurs HOBO sont changés au moins une fois tous les deux ans sur les sites où ils sont installés, et doivent pour cela être déterrés. Les capteurs sont insérés à environ 5 centimètres sous la surface du sol de façon manuelle, généralement en réalisant une incision diagonale dans celui-ci à l'aide d'une pelle, de façon à perturber le moins possible le sol au dessus du capteur. Cependant, on ne peut pas exclure que cette légère perturbation affecte les mesures, au moins la première année. Les changements de capteurs, en particulier HOBO, peuvent également provoquer de légères discontinuités dans les séries temporelles.

Les mesures utilisées sur ces sites ont été réalisées entre août 1999 et août 2020. Cependant, de part la nécessité de changer régulièrement les capteurs, de nombreux trous sont présents dans les données. Ainsi, la plupart des sites ont entre 1 et 12 années de mesures disponibles sur les 20. En tout, 116 sites ont été utilisés pour cette étude.

De plus, sur chaque site, la végétation a été caractérisée en réalisant des inventaires floristiques. Les sites ont ensuite été classés en fonction des espèces dominantes (sur une dizaine de mètres carrés autour du capteur). Les différentes communautés végétales sont résumées dans le tableau 2.1, avec chacune un sigle et une couleur qui seront utilisés par la suite dans les graphiques. Les communautés avec des symboles tirant vers le bleu se trouvent dans des situations longuement enneigées de l'étage alpin, ceux tirant vers le rouge-brun se rencontrent dans les situations peu enneigées et les violettes dans les situations moyennement enneigées de l'alpin. Les groupes tirant vers le jaune se trouvent en face sud dans le subalpin, les landes à *Vaccinium* (vert foncé) se rencontrent plutôt en face nord. J'y ai ajouté le qualificatif "pelouse" quand le site est dominé par une plante herbacée, "lande" pour les sites dominés par des plantes ligneuses basses et "forêt" en présence d'arbres. J'ai choisi de séparer la végétation des MOA entre "landes" et "pelouses" car la littérature suggérait une influence notable des végétations ligneuses sur la thermique du sol (voir paragraphe 1.2.3). Il est à noter que pour certaines des communautés étudiées (notamment EN et SR-*Salix retusa*, *Salix reticulata*), le couvert végétal est partiel voire faible. La figure 2.1 présente schématiquement l'aspect et la situation topographique typique de ces communautés dans le vallon.

Pour faciliter les analyses statistiques ultérieures sur le lien entre végétation et biais du modèle, je n'ai utilisé pour celles-ci que les communautés végétales pour lesquelles plus de trois sites différents étaient disponibles avec en tout plus de 5 années différentes de mesure. Ces communautés végétales sont pour l'essentiel les mêmes que celles dont le régime thermique des sols a été caractérisé par Choler (2018) avec ce même jeu de données. Par la suite on appellera ce jeu de données 'Roche Noire'

Données à l'échelle des Alpes françaises (ORCHAMP-TOP)

Le jeu de données à l'échelle des Alpes est constitué en grande partie des données récoltées en milieu ouvert dans le cadre de l'observatoire ORCHAMP. Dans le cadre de ce dispositif, une vingtaine de transects altitudinaux répartis de façon relativement homogène dans les Alpes françaises ont été choisis (voir figure 2.4). Sur chacun de ces transects, appelés "gradients", 5-10 sites sont sélectionnés de façon à couvrir toute la gamme d'altitude présente, et diverses mesures sur le sol, la végétation et la biodiversité en général sont réalisées. L'abondance des espèces de plantes vasculaires (plantes avec circulation

sigle	symbole	Espèce.s dominante.s	type
EN	●		pelouse
CF	●	<i>Carex foetida</i>	pelouse
SR	●	<i>Salix retusa</i> , <i>Salix reticulata</i>	lande
PA	●	<i>Plantago alpina</i>	pelouse
SH	●	<i>Salix herbacea</i>	pelouse
VM	●	<i>Vaccinium myrtillus</i> , <i>V. uliginosum</i>	lande
KS	●	<i>Carex myosuroides</i> , <i>Sesleria caerulea</i>	pelouse
CR	●	<i>Carex rupestris</i>	pelouse
FG	●	<i>Festuca violacea</i> , <i>Geum montanum</i>	pelouse
CT	●	<i>Carex sempervirens</i> , <i>Trifolium alpinum</i>	pelouse
KD	●	<i>Carex myosuroides</i> , <i>Dryas octopetala</i>	pelouse
HS	●	<i>Helictotrichon sedenense</i>	pelouse
LD	●	<i>Larix decidua</i>	forêt
FP	●	<i>Patzkea paniculata</i>	pelouse
BE	●	<i>Bromopsis erecta</i>	pelouse

TABLE 2.1 – Table présentant les espèces dominant les différents types de végétations identifiés dans le Vallon de Roche Noire et le site Aravo. Les couleurs qui seront utilisées pour les désigner dans les différentes figures de ce chapitre sont également indiquées.

de sève, sont notamment exclues les mousses et lichens) présentes sur chaque site a été inventoriée en comptant le nombre de présences de chaque espèce sur 150 points contacts situés sur une ligne de lecture de 30 mètres de long (le détail du protocole utilisé est disponible à l'adresse orchamp.osug.fr/Protocoles). De plus, une partie de ces sites ont été équipés d'une sonde HOBO permettant de mesurer la température du sol, situés à moins d'un mètre cinquante du centre de la ligne de lecture. Pour cette étude, je n'ai gardé que les sites ORCHAMP en milieu ouvert, et également exclu les mégaphorbaies subalpines, c'est-à-dire des sites dominés par des hautes herbes comme *Imperatoria ostrutium* ou *Laserpitium siler*. Ces sites à la physionomie végétale très particulière sont peu nombreux et se trouvent dans la tranche d'altitude 1500-1800 mètres. Les 81 sites sélectionnés se répartissent entre 1700 et 3200 mètres d'altitude, mais avec un net déficit de sites au dessus de 2300 mètres. Plus de détails sur le dispositif ORCHAMP et son protocole sont donnés sur le site orchamp.osug.fr.

Les données de température du sol de l'observatoire ORCHAMP n'ayant jusqu'à présent pas été utilisées, un nettoyage des données a été nécessaire. Certaines séries de mesures comportaient des périodes enregistrées par le capteur après son retrait du sol, facilement repérables à un saut rapide de la température vers la température du laboratoire. Certaines données semblaient provenir de capteur pas ou peu enterrés, avec une amplitude diurne des température excessive ont également été retirées, en plus de certaines séries douteuses contenant des discontinuités inexplicables. Enfin, certaines séries n'avaient pas été enregistrées à la bonne unité, et ont été converties en °C. Les données nettoyées sont rendues disponibles dans la section 2.7.

Ce jeu de données est complété par des données récoltées avec ma participation pendant la durée de ma thèse avec le financement du projet ANR TOP. Ce projet vise à étudier les trajectoires passées et futures des systèmes agro-pastoraux dans les Alpes

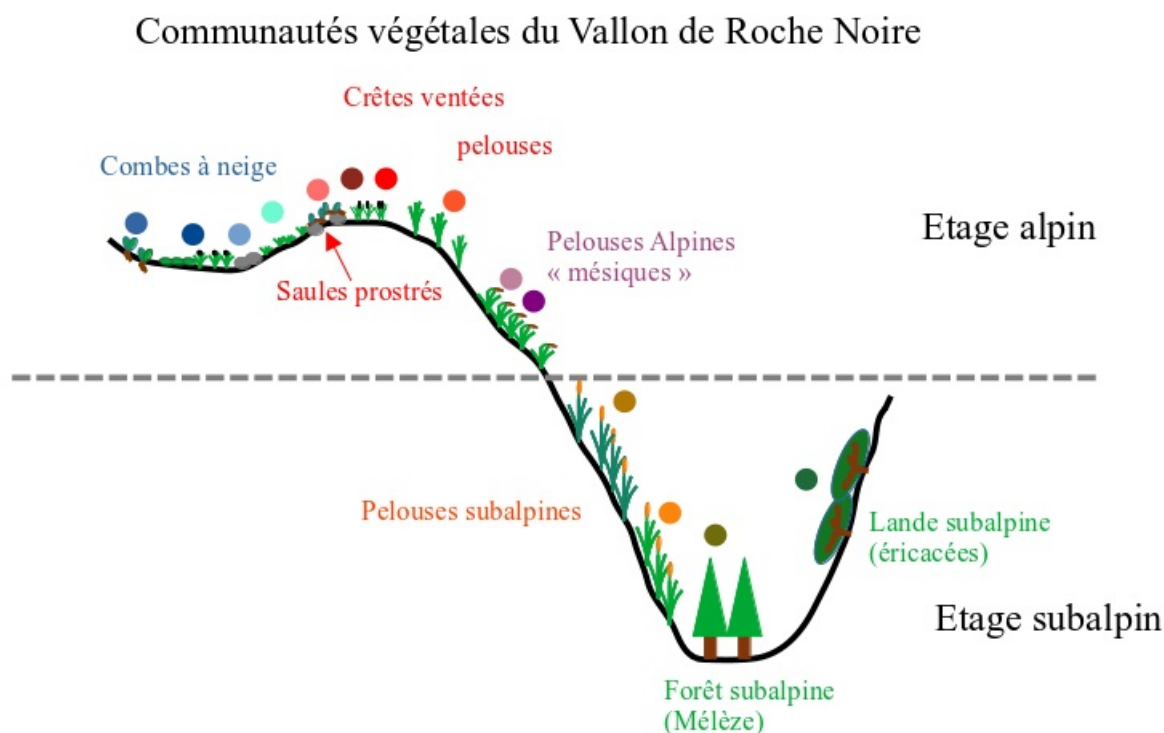


FIGURE 2.1 – Aspect et situation topographique typique des différentes communautés végétales du vallon de Roche Noire et d'Aravo. Les symboles colorés à proximité de chaque type de plante seront utilisés pour désigner ces communautés dans le tableau paragraphe 2.2.1 et dans les figures suivantes.

et les Pyrénées, en s'appuyant notamment sur la modélisation du (micro)climat. Elles concernent des sites situés en haute vallée d'Ubaye, à proximité du col de la Cayolle, sur la commune de la Bérarde dans le massif des Ecrins et à proximité du site expérimental du col du Lac Blanc dans le massif des Grandes Rousses (voir figure 2.4), équipés de capteurs de type HOBO ou Géoprecision entre 2020 et 2022. La proportion de surface couverte par les espèces les plus abondantes de chaque site a été estimée visuellement. Ces sites sont situés entre 2300 et 2700 mètres, permettant d'équilibrer la distribution en altitude des sites du jeu de données. L'union de ces deux jeux de données sera par la suite nommé 'ORCHAMP-TOP'.

Par simplicité, je n'ai retenu des relevés de végétation que l'espèce la plus abondante de chaque site. Si cette espèce est de type ligneux, j'ai considéré ce site comme une 'lande', si elle est de type herbacé, je l'ai considéré comme une 'pelouse'. Les sites inventoriés sont d'une grande diversité, les espèces dominant les pelouses se rencontrant le plus souvent sont *Patzkea paniculata*, *Nardus stricta*, *Festuca violacea*, *Festuca halleri*, *Carex sempervirens* ... et celles dominant les landes sont *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus*, *Rhododendron ferrugineum*, *Juniperus communis*, *Salix serpyllifolia* En comparaison du jeu de données 'Roche Noire', les sites du jeu de données ORCHAMP ont été sélectionnés de façon relativement aléatoire, et par conséquent compte moins de sites associés à des conditions topographiques particulières et de faible surface comme les combes à neige.

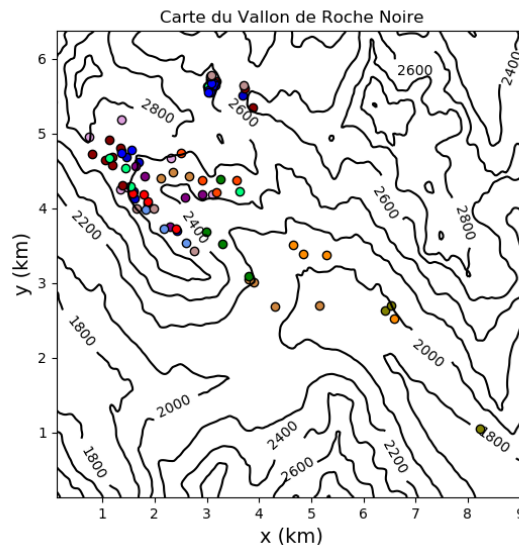


FIGURE 2.2 – Carte de la zone contenant les sites du jeu de données 'Roche Noire'. Chaque site est indiqué par un rond dont la couleur désigne la communauté végétale qui y est présente (voir table 2.1 pour leur description). Des lignes iso-altitude indiquent la topographie, on voit que la plupart des sites sont situés dans le même petit bassin versant (le Vallon de Roche Noire)

Profondeur des mesures de températures du sol et incertitudes

Le protocole ORCHAMP prévoit un enfouissement des capteurs à une profondeur de consigne de 10 cm. Dans le cadre du projet TOP et du jeu de données 'Roche Noire', la profondeur visée est plutôt de l'ordre de 5 cm.

Cependant divers facteurs rendent ces profondeurs incertaines. Le fait que les sols de montagne sont parfois trop pierreux/trop peu épais empêche en pratique assez souvent d'atteindre une profondeur de 10 cm. De plus, en présence de litière, ou de pelouse dites 'en gradin' ou 'en feston' dans lesquelles la surface du sol est très irrégulière, le niveau de celle-ci est mal défini. On peut à cela ajouter un grand nombre d'opérateurs dans le cadre du dispositif ORCHAMP, avec des niveaux d'expérience variés, avec des risques de biais 'opérateur' associés. Le jeu de données 'Roche Noire' est à ce niveau probablement le plus homogène car essentiellement géré par un unique opérateur (Philippe Choler). Cela m'amène à considérer que toutes les observations sont dans une fourchette 3-12 cm, avec potentiellement une différence de profondeur moyenne entre les différents jeux de données. La sensibilité du résultat à la profondeur du capteur sera discutée.

Indicateurs topographiques

L'altitude, la pente et l'orientation de chaque point ont été calculées à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) à résolution de 30 mètres, lui-même obtenu en moyennant le MNT RGE Alti® de résolution 5 mètres, fourni sur toute la France par l'Institut Géographique National. L'algorithme de [Zevenbergen and Thorne \(1987\)](#) a été utilisé pour le calcul de la pente et de l'orientation. De plus, en utilisant ce même MNT,

la hauteur (en degrés) minimale à partir de laquelle le soleil n'est pas masqué par l'orographie a été calculée pour chaque azimut avec un pas de 5 degrés, en tenant compte du relief environnant dans un rayon de 20 kilomètres.

Le flux radiatif solaire potentiel moyen sur l'année (Potential Incoming Solar Radiation, PISR) ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) a également été calculé à l'aide de l'outil 'Potential annual insolation' (v1.0) du logiciel SAGA-GIS (libre de droit). Cet indicateur représente le flux solaire incident moyen théorique en l'absence de nuages sur le point, en tenant compte de sa pente, de son orientation et des masques orographiques.

Propriétés statistiques des jeux de données

Le jeu de données 'Roche Noire' est limité à une zone très restreinte des Alpes. De plus, sur 116 sites exploités, on n'en trouve que 8 de type "lande" (SH et VM) et ceux-ci sont tous orientés Nord. De façon générale, les communautés végétales décrites ont une forte corrélation avec la topographie (voir figure 2.3), comme c'est le cas de façon générale dans les MOA.

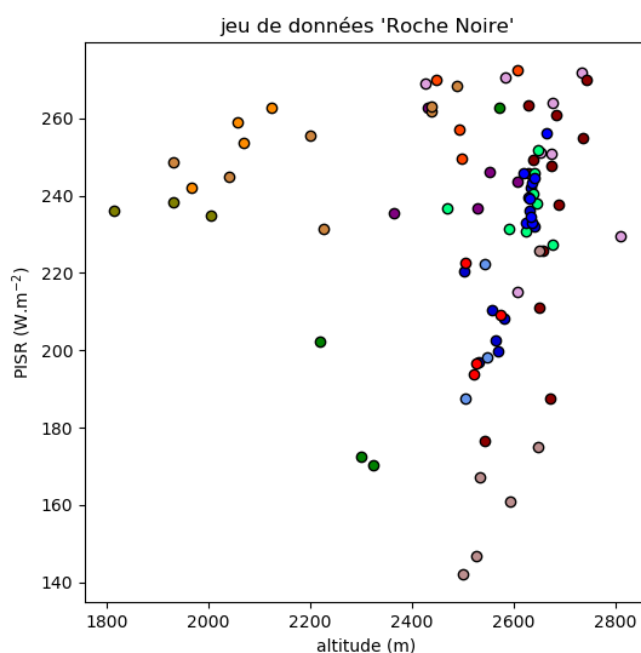


FIGURE 2.3 – Altitude (m) et PISR ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) des points du jeu de données 'Roche Noire'. Les couleurs des sites correspondent à la communauté végétales auquel ils sont rattachés, décrites en détail paragraphe 2.2.1.

Au contraire, le jeu de données 'ORCHAMP-TOP' a une bonne répartition spatiale dans les Alpes (voir figure 2.4a). Cependant, les sites sont par "groupes", on va ainsi trouver souvent quelques points de mesure à proximité les uns des autres (typiquement quelques centaines de m - quelques km). De plus, on trouve parmi les 81 sites exploités 20 de type lande. Les deux types de végétation (landes et prairies) sont présents à des altitudes et orientation diverses, malgré une plus forte abondance des landes en pente Nord

(voir figure 2.4b). J'ai décidé de ne pas utiliser de description précise des communautés végétales comme cela est fait avec le jeu de données 'Roche Noire' car cela mènerait à des communautés avec un assez petit nombre de sites, qui seraient de plus associés à un petit nombre de "groupes de sites", avec potentiellement des biais observateur et de forçages systématiques.

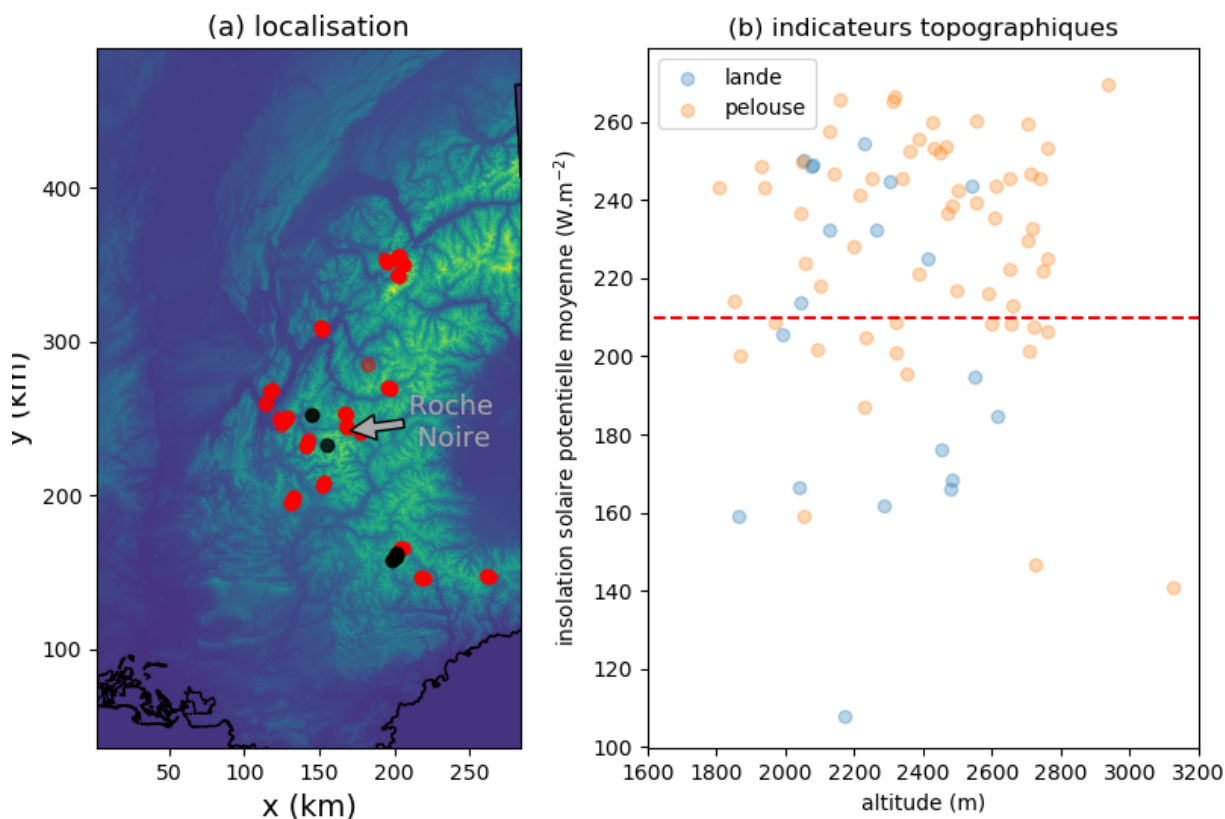


FIGURE 2.4 – (a) Localisation des différents sites du jeu de données 'ORCHAMP-TOP' dans les Alpes. Il faut noter que chaque "point" visible sur la figure peut représenter plusieurs sites proches les uns des autres. Les points rouges sont issus du dispositif ORCHAMP, et les points noirs ont été récoltés dans le cadre du projet ANR TOP. La flèche grise indique la position des données du jeu de données 'Roche Noire' (b) Altitude (m) et PISR ($W \cdot m^{-2}$) des points du jeu de données 'ORCHAMP-TOP'. La ligne rouge représente l'insolation potentielle médiane dans les Alpes entières

2.2.2 Simulation des régimes thermiques du sol avec la réanalyse S2M

Pour cette étude, les régimes thermiques du sol ont été modélisés sur chacun des points de mesures disponibles. Pour cela, j'ai utilisé la réanalyse S2M (voir paragraphe 1.4.3). Cette réanalyse utilise le LSM ISBA-Crocus forcé par le système SAFRAN. Celui-ci fournit les forçages atmosphériques (flux radiatifs solaires direct et diffus, radiations de

grande longueurs d'onde, vent, humidité atmosphérique et température de l'air à 2 mètre) donnés à plat et sur des tranches d'altitude 300 mètres pour 22 massifs montagneux dans les Alpes françaises (voir leurs délimitations dans Vernay et al. (2022), Figure 2). Ici, chaque point a été rattaché au massif SAFRAN correspondant. Dans le cas particulier du jeu de données 'Aravo-Roche Noire', tous les points sont rattachés au massif des Grandes Rousses. Ensuite, les forçages SAFRAN ont été interpolés à l'altitude exacte de chaque point, et reprojétés pour correspondre à leur pente et à leur orientation. L'effet du masque orographique sur le rayonnement solaire direct a de plus été pris en compte.

Le modèle Crocus-ISBA est utilisé dans sa version par défaut, qui a été décrite en détail paragraphe 1.4.3. On rappellera simplement ici qu'il repose sur (i) une représentation détaillée du manteau neigeux avec le modèle de neige Crocus (ii) un modèle de sol multi-couche ISBA-DIF et (iii) Une représentation très simplifiée de la végétation qui est considérée comme intégrée à la première couche de sol, en y ajoutant sa capacité calorifique, mais ayant la même température que la première couche de sol. Des complexifications optionnelles de ISBA-DIF, telles que la représentation de la matière organique, ne sont pas utilisées. La configuration de Crocus-ISBA utilisée est la même que celle utilisée dans la réanalyse S2M, et donc dans les études utilisant ces données. Le sol est discrétisé en 20 couches allant d'une profondeur de 1 cm à 10 mètres. Il est considéré comme homogène en terme de texture sur toute sa hauteur. Les paramètres décrivant les caractéristiques du sol et de la végétation sont fixes dans le temps et l'espace. Les principaux sont donnés ici :

paramètre	valeur	Signification
X_{argile}	0,3	teneur volumétrique en argile du sol
X_{sable}	0,6	teneur volumétrique en sable du sol
A_{sol}	0,2	Albédo du sol
veg	1,0	proportion du sol couvert par la végétation
LAI	$1,0 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$	Surface foliaire par surface de sol
A_{veg}	0,2	Albédo de la végétation
z_0	0,005 m	longueur de rugosité de la surface pour la quantité de mouvement
$z_{0,h}$	$5 \cdot 10^{-4} \text{ m}$	longueur de rugosité de la surface pour la température
C_V	$3 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$	Capacité calorifique surfacique de la végétation

Par souci de reproductibilité des résultats, l'ensemble des paramètres ISBA utilisés est archivé à travers la namelist utilisée en entrée de la simulation (voir le paragraphe 2.7).

2.2.3 Indicateurs pédoclimatiques et d'enneigement

Pour analyser les régimes thermiques des sols simulés et mesurés, j'ai commencé par moyenniser toutes les données au pas de temps journalier. Ensuite, 4 indicateurs "annuels" ont été calculés, de façon à représenter des caractéristiques représentatives du climat du sol pendant les différentes saisons : La somme des degrés jours de gel ("Freezing Degree Days", FDD, °C.jours), la somme des degrés jours de croissance ("Growing Degree Day", GDD, °C.jours), la température moyenne en août T_{08} (°C) et la date de déneigement (jours depuis le 1er janvier). FDD, GDD et date de déneigement sont alors définis comme suit. On définit l'année N, avec ses jours $j=01/01/N, \dots, 31/12/N$. On note T_j la température moyenne d'un jour. On définit également :

- $T_{-,j}$ telle que $T_{-,j} = T_j$ si $T_j < 0$ °C et $T_{-,j} = 0$ °C sinon
- $T_{+,j}$ telle que $T_{+,j} = T_j$ si $T_j > 0$ °C et $T_{+,j} = 0$ °C sinon

alors, on a :

- FDD = $\sum_{j=08/01/N}^{08/01/N+1} T_{-,j}$, c'est-à-dire la somme des température négatives pendant la totalité d'une saison hivernale
- GDD = $\sum_{j=01/01/N}^{08/01/N} T_{+,j}$, c'est-à-dire la somme des températures positives du sol jusqu'au 1er août, qui correspond approximativement au maximum de végétation. J'ai choisi cette date de façon arbitraire, on aurait pu également la choisir au 1er septembre par exemple.
- Tant que le manteau n'a pas totalement fondu, la température du sol ne dépasse pas 0°C, mais se réchauffe rapidement une fois celui-ci disparu. J'ai donc choisi d'utiliser comme proxy de la date de déneigement la première date après le 15 janvier pour laquelle la température moyenne journalière dépasse un seuil fixé à 1,5 °C. Le sol se réchauffe à une vitesse de l'ordre de 1-5 °C.jour⁻¹ lors de son réchauffement initial, dépendant de la température de l'air à ce moment. La sensibilité des résultats à ce seuil est donc relativement faible. Cette méthode pourrait donner des résultats significativement différents de la date réelle de déneigement si celui-ci intervient à des températures proche de zéro degrés où négatives, par exemple sous l'action du transport de neige par le vent plutôt que de la fonte.

Si des données manquent sur la période utile (du 1er janvier au 1er août pour la date de déneigement et le GDD, du 1er août au 1er août pour le FDD et de 1er août au 1er septembre pour T_{08} , ces indicateurs ne sont pas calculés.

Le FDD et le GDD ont été choisis notamment pour pouvoir reproduire les résultats de [Choler \(2018\)](#).

2.2.4 Analyses statistiques

Les 4 indicateurs précités sont calculés sur chaque site et chaque année disponible, pour les observations comme pour les données simulées. Plusieurs indicateurs peuvent être calculés pour le même site. Les biais moyens des indicateurs ont été calculés pour chaque jeu de données, et des comparaisons observation-modèle sur l'ensemble des points ont été réalisées. Le FDD se comporte de façon fortement non linéaire, gardant des valeurs proches de 0 quand l'enneigement est suffisant et pouvant augmenter assez abruptement en dessous d'un enneigement critique (voir par exemple figure 2.11). Pour caractériser la corrélation entre les FDD, GDD et FSFD observés et modélisés, j'ai donc utilisé la corrélation de rang de Spearman ([Kokoska and Zwillinger, 2000](#)), une méthode de corrélation non paramétrique estimant la corrélation entre les rangs observés et modélisés, adaptée pour tester des corrélations non linéaires. J'ai de plus calculé le ratio entre les écart-types des distributions des indicateurs modélisés $r = \frac{\sigma_{mod}}{\sigma_{obs}}$.

De plus, pour répondre à la problématique (iii) (influence de la végétation et de la topographie sur les erreurs du modèle en période estivale), une analyse statistique détaillée a été réalisée reliant le biais en température d'août ΔT_{08} avec les données topographiques et de végétation. Étant donné les différences entre les deux jeux de données évoqués paragraphe 2.2.1, ces analyses ne peuvent pas être réalisées de la même façon et pour

répondre aux mêmes questions. Je vais donc présenter des méthodes différentes pour chacun d'eux.

Jeu de données 'Roche Noire'

Ce jeu de données peut permettre de comparer le biais associé aux différentes communautés végétales du site, décrites de façon détaillée. En revanche, il est peu adapté à la comparaison entre landes et pelouses du fait du très faible nombre de landes, par ailleurs toutes orientées Nord. De plus, la corrélation entre communauté végétale et topographie sur ce site rend malaisée l'interprétation des effets croisés type de végétation-topographie. On peut de plus s'attendre à avoir des biais systématiques dans les forçages SAFRAN liés à ce site, car l'échelle à laquelle ceux-ci sont calculés dépasse largement l'extension du site. Ce biais pourrait dépendre de l'année.

Par conséquent, avec ce jeu de données, on tentera de répondre à la question suivante : Le biais en température estivale dépend-il de la communauté végétale, décrite en terme d'espèces dominante ?

Pour répondre à cette question, on utilise un modèle linéaire multivarié (Rencher and Schaalje, 2008; Fox and Weisberg, 2011). Soit une donnée de biais $\Delta T_{i,j}$ associée à un site i sur l'année j . On suppose qu'on peut écrire pour tout i, j :

$$\Delta T_{i,j} = S_i + Y_j + R_{i,j} \quad (2.1)$$

où S_i et Y_j sont les paramètres du modèle donnant l'effet associé respectivement au site i et à l'année j et où R est le résidu du modèle, supposé suivre une loi normale centrée et réduite. Par convention, on va considérer que $\langle Y_j \rangle = 0$. De cette façon, S_i représente la moyenne du biais estimé sur un site i toutes années confondues.

On fait ici l'hypothèse que le biais observé sur une année et sur un site est la somme d'un effet spécifique au site et d'un effet spécifique à l'année. On limite ainsi la possibilité que certains sites soient artificiellement biaisés par rapport aux autres car mesurés sur des années différentes et non du fait de différences inter-sites. De plus, les hypothèses usuelles du modèle linéaire sont utilisées (homoscédasticité, c'est-à-dire résidu suivant la même loi de probabilité pour toutes les données, bruit gaussien). Les paramètres optimaux du modèle ont été déterminés à l'aide du logiciel R. De façon classique pour les modèles linéaires, la solution présentée minimise la somme du carré des erreurs. Ensuite, afin d'obtenir une information par communauté k , on calcule la moyenne de l'effet site par communauté $C_k = \langle S_i \rangle_{i \in k}$.

Jeu de données 'ORCHAMP-TOP'

La bonne répartition spatiale du jeu de données 'ORCHAMP-TOP' et son assez grand nombre de sites de type 'lande' présents dans des situations topographiques variées permet d'espérer d'avoir des résultats robustes à l'échelle des Alpes et de comparer l'effet croisé du type de végétation (lande/pelouse) et de la topographie. En revanche, les communautés végétales qu'on pourrait définir par leur espèce dominante sont souvent associées à un petit nombre de groupes de sites et on pourra donc difficilement distinguer les biais systématiques liés au groupe (forçage, opérateur ...) de l'effet d'une communauté végétale particulière. Sur ce jeu de données, je me suis donc uniquement intéressé à l'effet croisé type de végétation-topographie sur le biais.

J'ai choisi comme variables explicatives représentant la topographie l'altitude A et la PISR I qui intègre l'effet de la pente et de l'orientation sur le flux solaire reçu. Pour faire ceci, j'ai encore une fois utilisé un modèle linéaire en prenant un effet "type de végétation" croisé à un effet de l'altitude et de l'insolation. Si on considère une donnée i (correspondant à une année pour un site) associée à un type de végétation lande (L) ou pelouse (P), sur un site avec une insolation moyenne I_i et une altitude A_i .

$$\Delta T_i = \alpha_K + \beta_K I_i + \gamma_K A_i + R_i \quad (2.2)$$

avec $K = L$ si la donnée i est associée à un site de type lande et $K = P$ pour une pelouse, R le résidu du modèle, une variable aléatoire supposée suivre une loi normale centrée.

2.3 Evaluations des simulations de régimes thermiques des sols et d'indicateurs bioclimatiques : Résultats

2.3.1 Comparaison des indicateurs pédoclimatiques observés et modélisés

Les figures 2.5 et 2.6 montrent les différents indicateurs pédoclimatiques modélisés avec S2M en fonction de ceux observés respectivement avec les jeux de données 'Roche Noire' et 'ORCHAMP-TOP'. Les biais moyens $\Delta = \text{modèle} - \text{observation}$, les corrélations de Spearman ρ entre modèle et observation et le ratio entre l'écart-type de la distribution de l'indicateur modélisée et observée sont de plus donnés dans la table 2.2. Si on considère

	Δ_{RN}	ρ_{RN}	r_{RN}	Δ_{OT}	ρ_{OT}	r_{OT}
$T_{08}(\text{°C})$	-3,4	0,71	0,89	-2,4	0,56	0,71
date de déneigement (jours)	0,57	13	0,52	17	0,62	0,67
FDD (°C.jours)	$1,3 \cdot 10^2$	0,00	0,11	$0,5 \cdot 10^2$	0,00	0,31
GDD (°C.jours)	$-2,5 \cdot 10^2$	0,68	0,51	$-2,6 \cdot 10^2$	0,57	0,61

TABLE 2.2 – Biais moyens, corrélations et ratios des écarts-types des distributions des indicateurs entre modèle et observations pour les deux jeux de données : 'Roche Noire' (RN) et 'ORCHAMP-TOP' (OT)

l'ensemble des points, les deux jeux de données donnent des résultats assez similaires. Les températures moyennes du sol en août, pendant la période déneigée sont en moyenne sous-estimées d'environ 3 degrés, le biais moyen semblant plus important dans le jeu de données 'Roche Noire'. La date de déneigement semble surestimée en moyenne d'une dizaine de jours par le modèle, quoi que cette surestimation semble tirée par quelques points déneigés particulièrement tôt dans le jeu de données 'ORCHAMP -TOP'. Le GDD est quant à lui fortement biaisé négativement. De plus, pour ces trois indicateurs, la corrélation entre modèle et observation est nette mais médiocre (corrélations de Spearman de l'ordre de 0,5-0,7). On peut en particulier noter une forte sous-estimation de la variance

des distributions de FDD, GDD et de la date de déneigement, plus forte dans le jeu de données 'Roche Noire' que dans 'ORCHAMP-TOP'. Les moyennes par communauté végétale dans ce jeu de données révèlent de fortes différences de biais entre communautés. Les communautés de combes à neige tendent par exemple à avoir une date de déneigement plus tardive de plusieurs dizaines de jours par rapport à celle modélisée, tandis que les communautés de crêtes ventées ont à l'inverse une date de déneigement bien plus hâtive. Si on s'intéresse maintenant au FDD, on constate qu'il n'y a aucune corrélation entre modèle et observation. De plus, les gels du sols intenses (FDD inférieur à $-200^{\circ}\text{C}\cdot\text{jours}$) ne sont pas représentés par le modèle, alors qu'ils s'observent dans les jeux de données, en particulier dans 'Roche Noire' où ils sont clairement associés aux communautés de crêtes ventées.

2.3.2 Caractérisation des communautés végétales du Vallon de Roche Noire à l'aide d'indicateurs modélisés

Nous avons constaté au paragraphe précédent que la réanalyse S2M, dans laquelle seules la dépendance à l'altitude des conditions météorologiques et la dépendance à la topographie du forçage radiatif peuvent se traduire en une variabilité spatiale du régime thermique du sol simulé, souffre de fortes lacunes pour caractériser les valeurs moyennes et la variabilité spatiale des principaux indicateurs du microclimat du sol. Sur la figure 2.7, j'illustre les conséquences de cela sur l'étude du lien entre microclimat et communauté végétale, en plaçant les communautés végétales sur un espace FDD-GDD, observé ou modélisé. On voit qu'on peut assez bien caractériser les différentes communautés végétales présentes dans le Vallon de Roche Noire à l'aide du FDD et du GDD observé, reproduisant ainsi les résultats de [Choler \(2018\)](#) avec des données actualisées. Par exemple, les communautés de crêtes ventées alpines (KS, KD, SR et CR) sont associées à des FDD souvent compris entre -200 et $-600^{\circ}\text{C}\cdot\text{jours}$ et un GDD entre 400 et $800^{\circ}\text{C}\cdot\text{jours}$, tandis que les communautés alpines à enneigement moyens (FG, CR, voire PA) ont un GDD similaire mais un FDD entre 0 et $-200^{\circ}\text{C}\cdot\text{jours}$. En revanche, si on utilise maintenant les FDD et GDD modélisés, la diversité des microclimats diminue fortement, comme en atteste le petit espace occupé par les points d'observation, et les communautés sont bien moins différenciées les unes des autres. On peut seulement distinguer certaines communautés subalpines (BE, FP, LD) des communautés alpines, mais la différence entre communautés alpines s'évanouit totalement. On peut donc dire que les résultats de l'étude écologique de [Choler \(2018\)](#) auraient été totalement faussés si l'auteur s'était appuyé sur des données issues de la modélisation plutôt que de l'observation.

2.4 Influence du type de végétation et de la topographie sur les biais en température estivale du sol de la réanalyse S2M : Résultats

2.4.1 Analyses sur le jeu de données "Roche Noire"

Les analyses statistiques décrites paragraphe 2.2.4 ont permis de calculer des "effets année" Y_j représentant le biais estimé moyen toutes stations confondues sur l'année j et

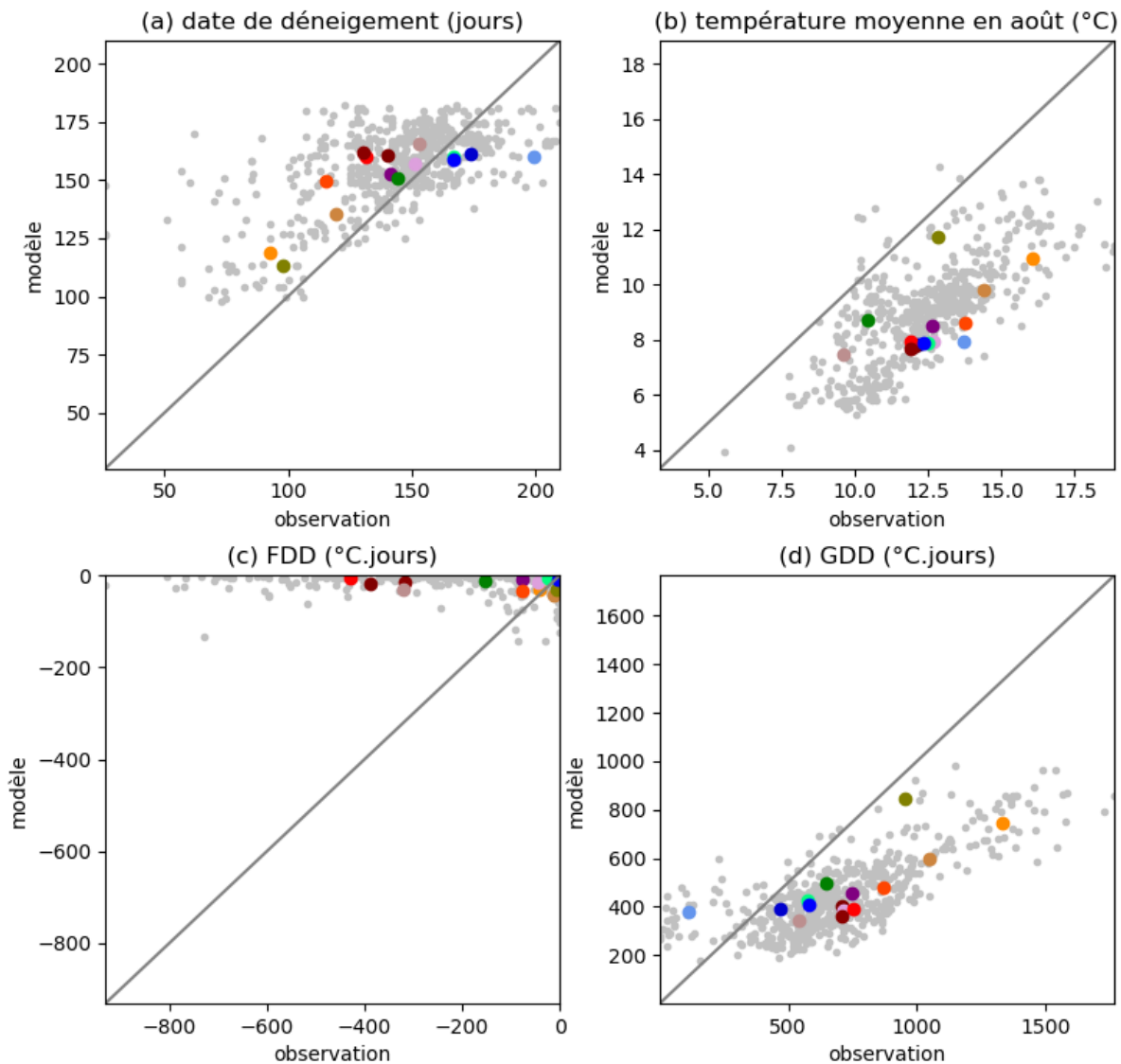


FIGURE 2.5 – (a) Date de déneigement modélisée avec S2M en fonction de celle observée pour chaque site du jeu de données 'Roche Noire' et chaque année disponible (entre 1999 et 2020). Les pastilles de couleurs représentent les moyennes par communautés végétales. Les pastilles bleutées sont les communautés de combes à neige, les rouges-marrons sont les communautés de crête ventée (voir le table 2.1 pour leur signification précise). La ligne grise représente l'égalité entre modèle et observation. (b) même graphique pour la température moyenne en août (c) même graphique pour les degrés jours de gel (FDD) (d) même graphique pour les degrés jours de croissance (GDD).

S_i le biais estimé moyen toutes années confondues au site i . Le modèle montre une bonne estimation du biais ($R^2=0,9$, $RMSE=0,5^\circ C$) et l'hypothèse nulle pour l'effet de l'année et du site est rejetée avec une p-valeur inférieure à $2,2 \cdot 10^{-16}$, l'erreur dépend donc significativement du site et de l'année considérée. De plus, les hypothèses d'homoscédasticité et de bruit gaussien semblent bien vérifiées (voir annexe B.1.2). Le biais moyen par année

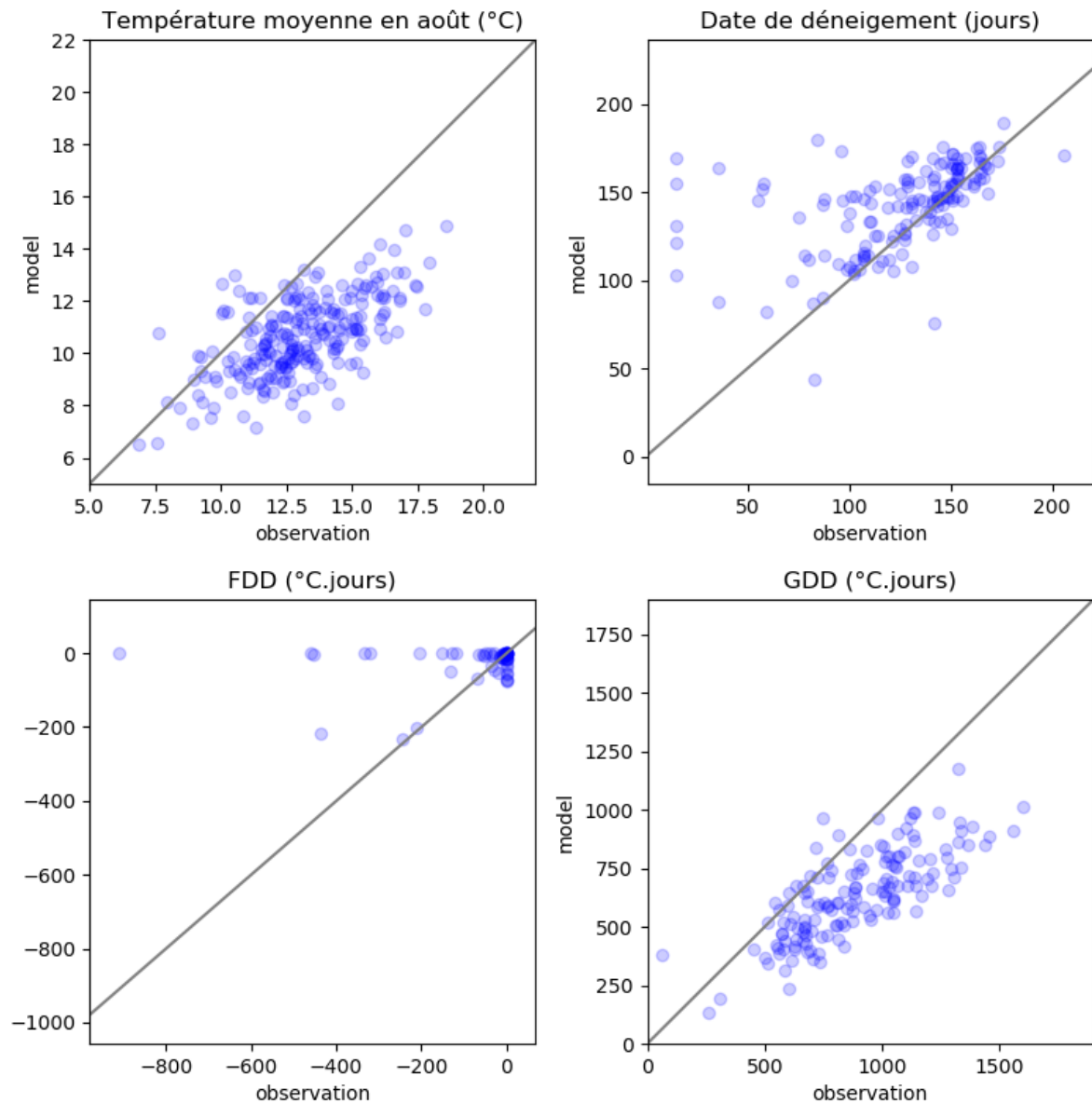


FIGURE 2.6 – Température moyenne en août, date de déneigement, FDD et GDD modélisés en fonction de celui observé pour chaque point et année disponible dans le jeu de données 'ORCHAMP-TOP', entre 2017 et 2022. Pour la définition du FDD et du GDD, voir paragraphe 2.2.3. La droite grise représente l'égalité entre modèle et observations.

est tracé en annexe B.1.2.

La figure 2.8 montre la moyenne de S par communauté, avec un intervalle de confiance à 95% sur cette moyenne. On constate qu'il existe des différences significatives entre communautés, bien que la plupart d'entre elles aient un biais estimé compris entre -5°C et $-3,5^{\circ}\text{C}$. Trois communautés sortent cependant nettement du lot : les landines à *Salix reticulata* (SR), les landes à *Vaccinium sp.* (VM) et les forêts de mélèze (LD), avec un biais entre -2°C et $-0,5^{\circ}\text{C}$. On peut remarquer que les groupes SR et VM sont tous deux des communautés dominés par des ligneux bas (et sont les seules dans ce cas) et sont d'orientation préférentielle Nord et que LD est le seul groupe de forêt dans le jeu de

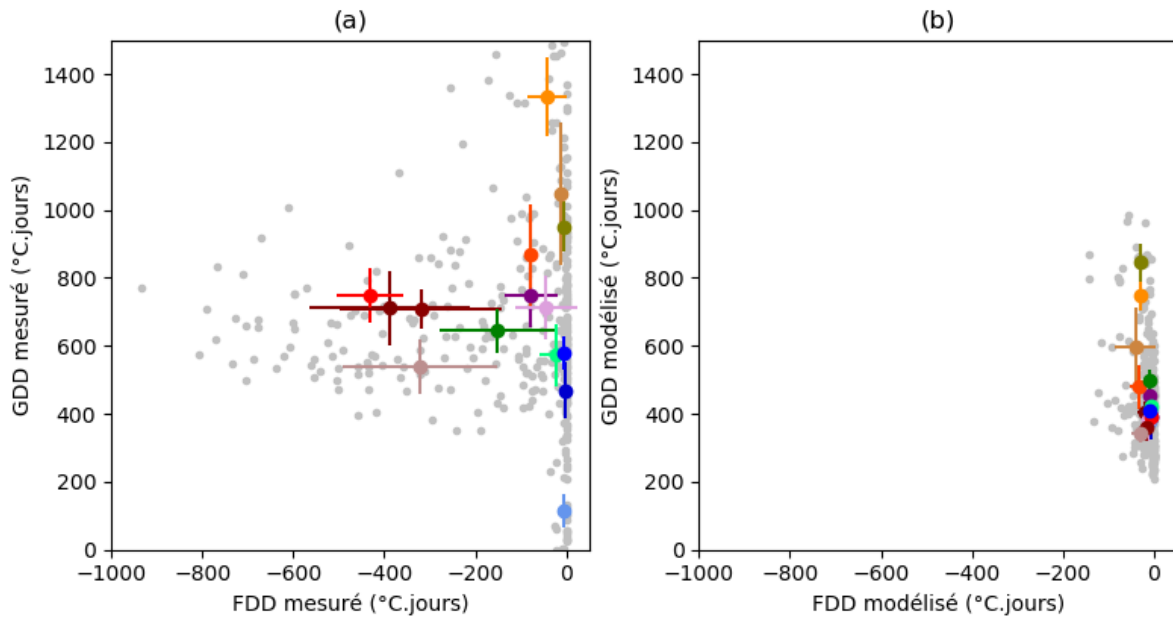


FIGURE 2.7 – (a) GDD observé en fonction du FDD observé dans le jeu de données 'Roche Noire', entre 1999 et 2019. Chaque point gris représente les indicateurs calculés sur une année et un site. Les pastilles colorées indiquent les moyennes par communautés. Les communautés correspondant à chaque couleur sont données table 2.1. Les barres horizontales et verticales indiquent les écart-types par communauté. Cette figure est une forme de reproduction de la figure 3 de [Choler \(2018\)](#). (b) même figure, cette fois réalisée en utilisant le FDD et le GDD modélisés avec la réanalyse S2M.

données. Le manque de séparation entre l'information sur la topographie et l'information sur la végétation ne permet donc ici pas de conclure si la différence observée entre landes et prairies est due à l'orientation préférentielle ou au type différent de couvert végétal. Cette question pourra en revanche être traitée avec le jeu de données 'ORCHAMP-TOP'.

2.4.2 Analyses du jeu de données "ORCHAMP"

L'estimation des paramètres du modèle décrit équation 2.2 est donnée dans le tableau suivant (L='lande', P='pelouse') :

paramètre	Estimation "lande"	Estimation "pelouse"
α (°C)	5,3	4,5
Effet "PISR" β (°C.W ⁻¹ .m ²)	-9.10 ⁻³	-3.10 ⁻²
Effet "altitude" γ (°C.m ⁻¹)	-2.10 ⁻³	0.10 ⁻³

Une analyse de variance de type II ([Langsrud, 2003](#)) révèle que la prise en compte de l'effet du type de végétation, de la PISR et des effets croisés PISR/végétation et altitude/végétation améliore significativement le modèle (p-valeur<0,05). L'effet le plus significatif est celui de la PISR. La fraction de variance des biais expliquée par ce modèle linéaire expliquée est en revanche médiocre ($R^2=0,33$, RMSE=1,4 °C). Les hypothèses d'homoscédasticité et de distribution gaussienne du bruit semblent bien justifiées (voire annexe B.2).

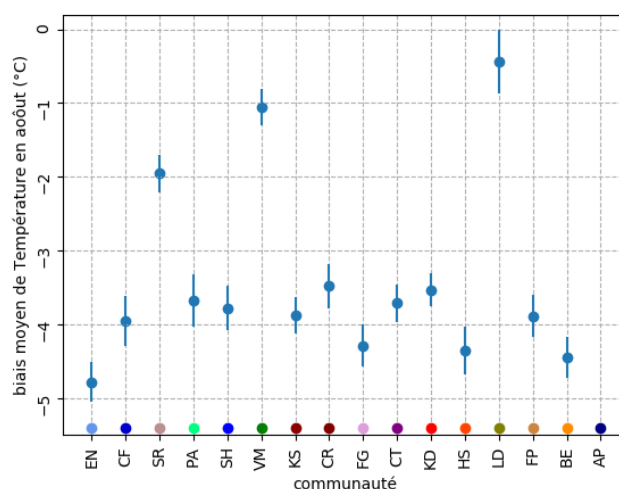


FIGURE 2.8 – Biais estimé moyen $\langle \Delta T \rangle_k$ pour chaque communauté végétale k du Vallon de Roche Noire, à l’aide du modèle linéaire multivarié décrit équation 2.1. Pour une communauté végétale k , on a $\langle \Delta T \rangle_k = \langle S_i \rangle_{i \in k}$. Les sigles et symboles colorés caractérisent la communautés qui sont décrites en détail dans le tableau du paragraphe 2.2.4. Les lignes verticales indiquent les intervalles de confiance à 95 % sur ces moyennes, dont le détail calcul est donné annexe B.1.2.

La figure 2.9 montre le biais observé en fonction du type de végétation, de l’altitude et de l’insolation, avec les valeurs estimées par le modèle statistique. On constate que de façon générale, les landes ont un biais froid moins important que les pelouses. Cependant, l’altitude et la PISR impactent différemment le biais observé sur les landes et les pelouses. Le biais dans les landes dépend peu de l’insolation (p-valeur = 0,06 pour l’hypothèse $\beta_L \neq 0$) mais celui dans les prairies devient nettement plus négatif quand l’insolation augmente, atteignant -4 °C en moyenne pour les prairies orientées sud. En revanche, le biais dans les prairies ne semble pas dépendre de l’altitude, alors que le biais dans les landes devient plus négatif quand celle-ci augmente, devenant similaire à celui des prairies à 2500 mètres, altitude qui correspond approximativement à celle des plus hautes landes. Globalement, les valeurs de biais estimées par le modèle statistique s’étendent de 0 à -4 °C, ce qui représente une assez grande gamme de variation. On peut donc affirmer que le type de végétation et la topographie sont des déterminants importants des différences entre observation et simulation de la réanalyse S2M.

2.5 Discussion générale

2.5.1 Causes des biais en GDD et en FDD

Pour mieux comprendre le lien entre les différents biais du modèle, j’ai tracé le biais en GDD et en FDD en fonction ceux en date de déneigement et de la température moyenne en août pour le jeu de données ‘Roche Noire’ figures 2.10 et 2.11. On peut constater que le biais en GDD est nettement corrélé négativement au biais en date de déneigement, et positivement au biais en température estivale. On peut noter que les communautés de

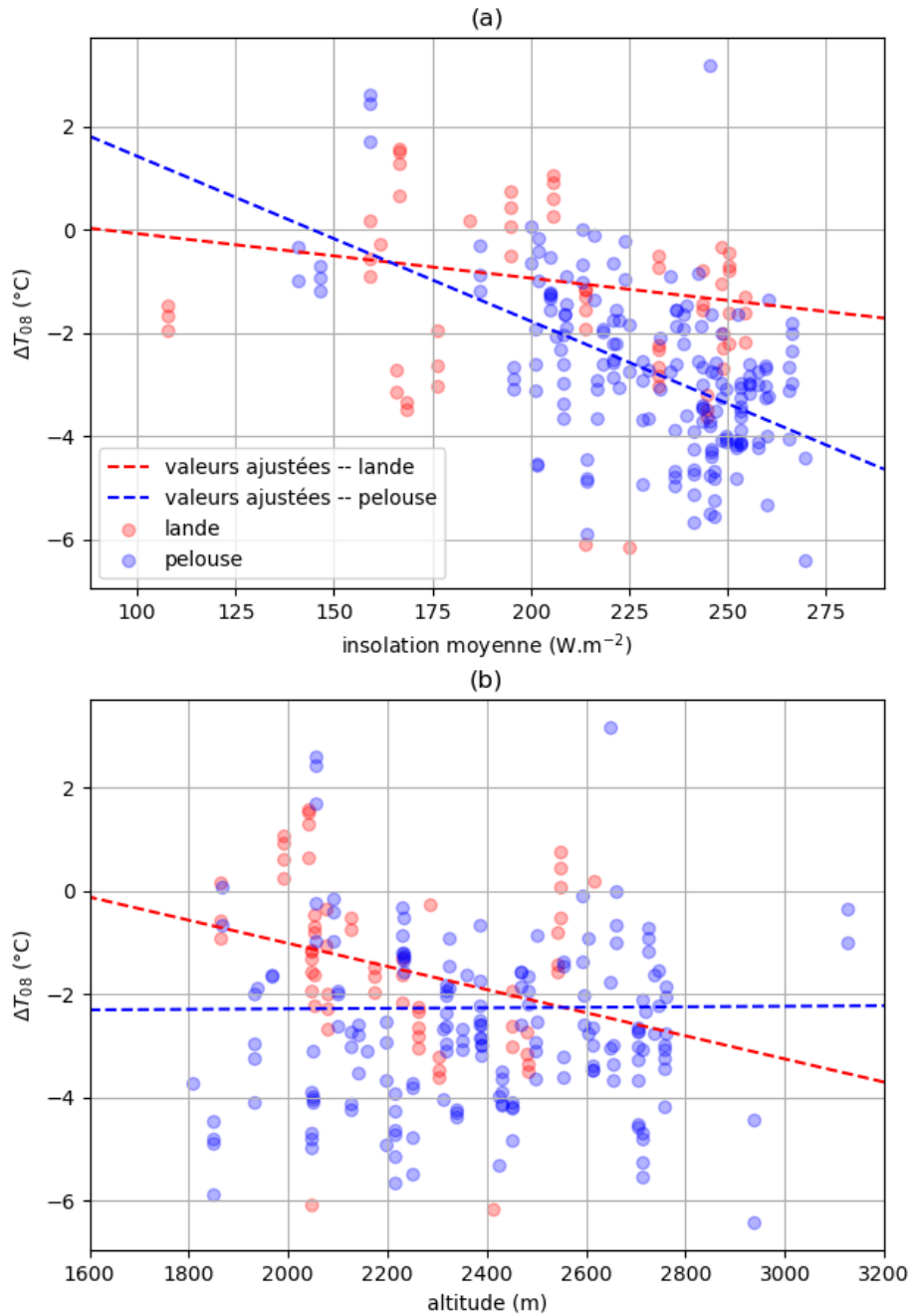


FIGURE 2.9 – (a) Biais en température du sol moyenne en août $\Delta T_{08} = T_{08,S2M} - T_{08,obs}$ pour chaque site et année disponible du jeu de données 'ORCHAMP-TOP' en fonction de l'insolation potentielle annuelle moyenne I ($W.m^{-2}$). Les points sont distingués selon leur couleurs entre landes et prairies. Les droites en pointillés représentent les valeurs estimées par le modèle décrit équation 2.2 à l'altitude moyenne $A_m = 2028m$ du jeu de données, d'équations $\Delta T_{08}(I) = \alpha_{L/P}(1 + \gamma L/P)A_m + \beta_{L/P}I$ (b) même figure, où cette fois le biais estimé et observé est tracé en fonction de l'altitude A . Les droites de régression sont d'équation $\Delta T_{08}(A) = \alpha_{L/P}(1 + \beta L/P)I_m + \gamma_{L/P}A$ avec $I_m = 215W.m^{-2}$ la PISR moyenne du jeu de données.

combes à neige sortent clairement du lot sur ce dernier graphe, avec un biais en GDD plus faible qu'attendu, ce qui est logique au vu de leur biais en date de déneigement très négatif. Le biais en FDD ne semble quant à lui logiquement pas corrélé par le biais en température estivale. En revanche, on constate clairement qu'il n'y a pas ou peu d'erreur en FDD quand le modèle prédit un déneigement plus tardif qu'observé (combes à neige), mais qu'elle peut devenir très forte si l'erreur en date de déneigement est supérieure à 15-20 jours, sans que cela soit systématique. Il semble que les groupes des étages alpins connaissent une augmentation très forte du gel au delà de cet écart (à l'exception de HS) tandis que l'augmentation est moins claire pour les groupes subalpins.

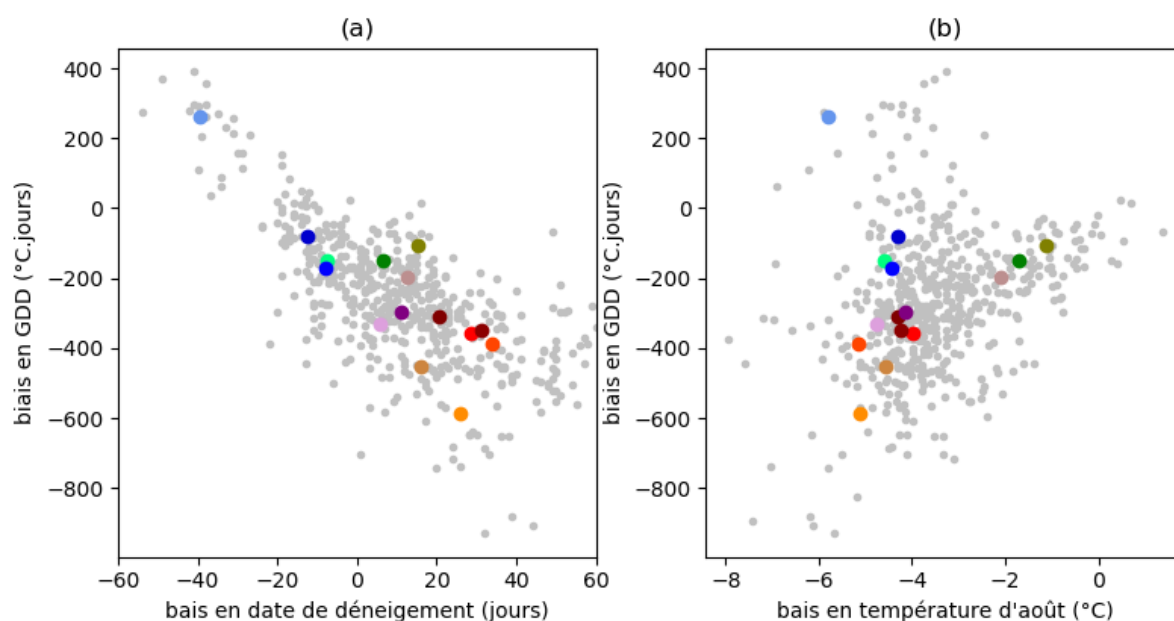


FIGURE 2.10 – (a) biais en GDD ($^{\circ}\text{C}.\text{jours}$) ($\text{GDD}_{S2M} - \text{GDD}_{obs}$) en fonction du biais en date de de déneigement(jours) pour tous les sites et années disponibles du jeu de données 'Roche Noire'. Les disques colorés représentent les moyennes par communautés végétales, décrites plus en détail paragraphe 2.2.1(b) biais en GDD en fonction du biais en température moyenne du sol en août T_{08} ($^{\circ}\text{C}$).

Ainsi, il semble que l'écart entre FDD observé et modélisé s'explique en partie par la différence d'enneigement : si la date de déneigement observée est plus hâtive que celle modélisée, semblant indiquer que l'enneigement a été en réalité moins important que celui prédit, le FDD est plus important que modélisé. L'effet inverse ne s'observe pas car le FDD prédit par ISBA-Crocus est déjà proche de $0^{\circ}\text{C}.\text{jours}$ (peu de gel du sol) et ne peut donc plus augmenter. Ce résultat est cohérent avec le fait bien connu qu'un manteau neigeux épais isole thermiquement le sol pendant la saison hivernale (voir paragraphe 1.2.4). De plus, il est logique que les sites de basse altitude voient leur gel augmenter moins rapidement avec la diminution du couvert neigeux car les températures de l'air hivernales y sont plus clémentes. Il semble que, dans les Alpes françaises, dans des conditions d'enneigement "moyen" pour un massif, une altitude et une orientation donnée, censées être bien simulées par la réanalyse S2M (Vernay et al., 2022), il n'y ait pas ou peu de gel hivernal du sol entre 1700 et 2800 mètres. Si l'enneigement est moins épais que la norme, de forts gels

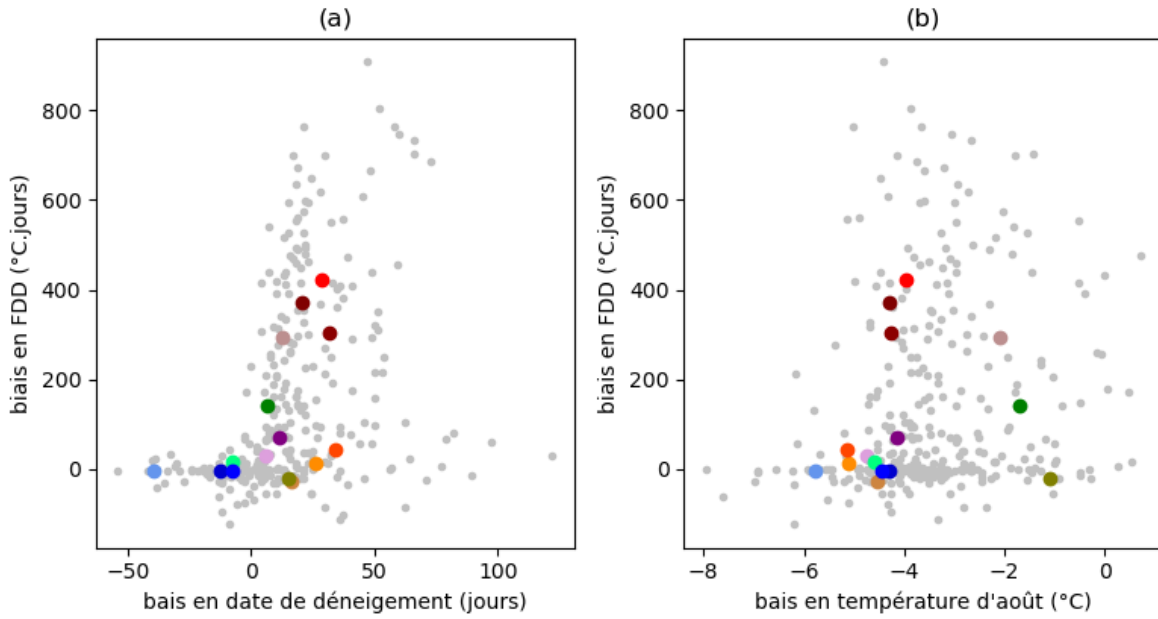


FIGURE 2.11 – figure analogue à la figure 2.10 pour le FDD (°C.jours)

du sols peuvent se développer. La simulation du FDD pourrait ainsi fortement bénéficier d'une meilleure représentation de la variabilité spatiale de l'enneigement.

Concernant le biais en GDD, sa corrélation avec le biais en date de déneigement et le biais en température estivale se comprend aisément par le fait que celui-ci est le produit de la longueur de la période déneigée avant le premier août et de sa température moyenne. Une bonne simulation du GDD nécessiterait donc de mieux représenter l'enneigement et de réduire le biais en température du sol pendant la période déneigée. On peut même aller plus loin et quantifier, pour chaque site et année, la part de l'écart en GDD imputable à chacune de ces contributions, selon une méthode que je vais maintenant décrire. On note $J_{mod/obs}$ les dates de déneigement modélisées/observées, J_f le premier août et $T_{+,j}^{mod/obs}$ les températures modélisées/observées. On note de plus $J_m = \min(J_{obs}, J_{mod})$ et $J_M = \max(J_{obs}, J_{mod})$. Sachant que la température du sol de surface ne dépasse pas 0°C quand le manteau neigeux est présent, on a :

$$\text{GDD}_{obs/mod} = \sum_{j=J_{obs/mod}}^{J_f} T_{+,j}^{mod/obs} \quad \text{donc :} \quad (2.3)$$

$$\Delta\text{GDD} = \text{GDD}_{mod} - \text{GDD}_{obs} = \sum_{j=J_m}^{J_M} (T_{+,j}^{mod} - T_{+,j}^{obs}) + \sum_{j=J_M}^{J_f} (T_{+,j}^{mod} - T_{+,j}^{obs}) \quad (2.4)$$

$$= \Delta\text{GDD}_N + \Delta\text{GDD}_T \quad (2.5)$$

où ΔGDD_N peut s'interpréter comme la part de l'écart en GDD causée par l'écart en date de déneigement et ΔGDD_T comme la part liée au biais en température pendant la période déneigée. Il est à noter qu'on aurait pu choisir des définitions légèrement différentes pour ces deux parts, par exemple ici on néglige le fait que si on avait eu $J_{mod} = J_{obs}$, les températures modélisées auraient été biaisées également sur la période comprise entre

J_m et J_M . De plus, ΔGDD_T peut inclure des biais liés à la mémoire que le sol aurait d'une mauvaise simulation de l'enneigement. J'ai estimé ΔGDD_N et ΔGDD_T pour chaque communauté végétale du vallon de Roche Noire en suivant la même méthode que pour le biais en T_{08} (voir paragraphe 2.2.1 pour les méthodes et figure 2.8 pour les résultats). Le résultat de cette analyse est présenté figure 2.12. On peut y voir que les effets des deux facteurs sont significatifs pour la plupart des groupes. L'effet de l'écart en température est toujours négatif et généralement plus fort que l'effet du biais en date de déneigement. Il atteint 400-600°C.jours sur les sites avec un biais froid important et une longue période déneigée (HS, FP, BE). L'effet de l'écart en date de déneigement est généralement négatif et en moyenne de l'ordre de -50/-100°C.jours. Il est cependant positif sur les sites de combes à neige, notamment dans la communauté EN, souvent déneigée en juillet. Il atteint en revanche -200/-300 °C.jours pour les communautés de crêtes ventées, à déneigement hâtif. Ces résultats indiquent que résoudre le problème de biais froid en été serait le moyen le plus efficace de réduire le biais en GDD sur la plupart des communautés. Cependant, l'effet justement non systématique de la date de déneigement est susceptible de perturber fortement des analyses cherchant à corréler des variables climatiques et biologiques. Elle amène de plus les observations à avoir une plus grande variance que le modèle en terme de GDD. Dans les deux cas, l'effet sur le GDD est comparable voire plus fort que les différences qu'on peut observer entre les GDD associés à des communautés végétales très différentes (une différence de GDD de quelques centaines de °C.jours peut faire passer d'une combe à neige à une lande subalpine sur la figure 2.7a).

La mauvaise simulation de l'enneigement, caractérisé dans cette étude par sa durée, et les biais en température estivales du sol sont donc les deux principales causes d'erreurs identifiées dans les estimation du FDD et du GDD. Dans les paragraphes suivant, je vais m'intéresser aux causes possibles de ces deux problèmes.

2.5.2 Interprétation des erreurs dans l'estimation de l'enneigement

Une des principales causes des mauvaises performance de S2M pour simuler le FDD et le GDD est donc sa sous-représentation de la variabilité spatiale de l'enneigement. Cette sous-représentation peut s'expliquer par la représentation très simplifiée de la topographie par S2M, qui va considérer que le climat du sol et l'enneigement ne dépendent que de l'exposition, de l'altitude et du massif montagneux (d'une taille de l'ordre de 30 km). Ainsi, l'échelle du massif étant également utilisée pour déterminer les forçages (température, précipitations, flux radiatifs), la variabilité spatiale à échelle hectométrique ou kilométrique de ceux-ci est également sous-représentée. Une autre conséquence de cette topographie simplifiée est d'empêcher la représentation des différents effets de l'interaction entre vent et topographie à échelle fine (<10km) ainsi que le transport de neige par le vent, qui sont une importante cause de variabilité spatiale du manteau neigeux (voir paragraphe 1.3.4). On peut de plus remarquer que les communautés pour lesquelles le gel est mal simulé (pelouses à *Carex myosuroides*, *Carex rupestris* ...) sont souvent associées à des situations de crêtes ventées (Jouglet, 1999), tandis que les communautés avec un GDD fortement surestimé à cause de l'écart en date de déneigement (EN, CF, et SH) sont associées à des situations de combes à neige. L'association des erreurs en GDD avec ces communautés végétales dont la distribution spatiale dépend étroitement du contexte mésotopographique

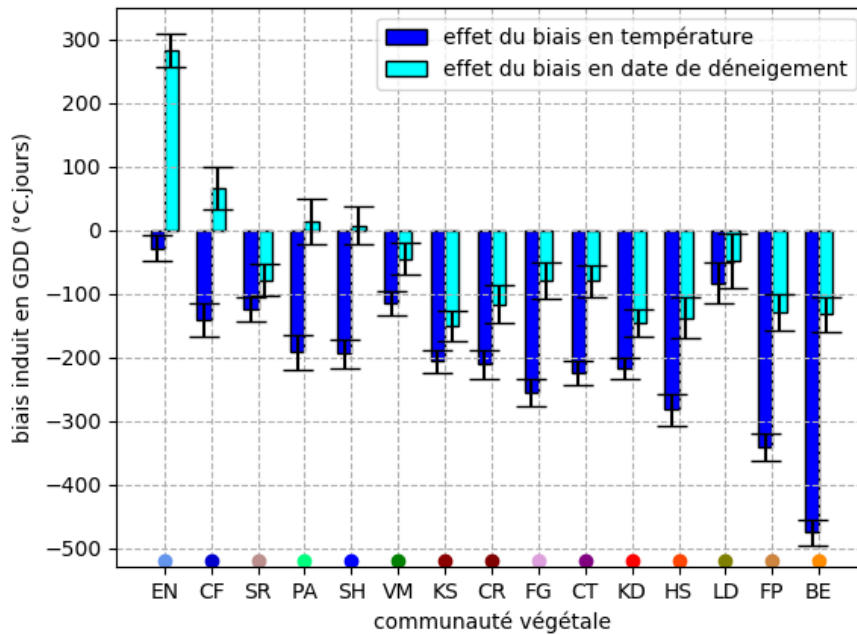


FIGURE 2.12 – Comparaison de la part du biais en GDD pouvant être attribué à l'écart en température estivale du sol (ΔGDD_T) et en date de déneigement (ΔGDD_N), estimés pour chaque communauté végétale du jeu de données 'Roche Noire'. Le sigle et la couleur du symbole sont donnés et détaillés table 2.1. Le détail du calcul de ΔGDD_T et ΔGDD_N est donné équation 2.5. Les moyennes par communautés et les barres d'erreur associées sont calculées de la même façon que celles de T_{08} (voir paragraphe 2.2.4)

suggère l'importance de processus à fine échelle comme le transport de neige par le vent, au moins pour le jeu de données 'Roche Noire'. La prise en compte de ces processus alliée à une nécessaire augmentation de la résolution horizontale des simulations permettrait donc probablement une amélioration substantielle des simulations.

2.5.3 Interprétation du biais froid des températures du sol estivales et de ses facteurs explicatifs

Les analyses réalisées montrent clairement l'existence d'un biais froid dans les températures estivales du sol modélisées, qui est une des causes majeures d'écart entre le GDD modélisé et observé. De plus, les analyses statistiques réalisées montrent clairement que ce biais n'est pas indépendant des propriétés topographiques et de la végétation des sites, ce qui le rend susceptible de fortement fausser des résultats d'études corrélatives utilisant la température du sol modélisée comme facteur explicatif. A titre d'exemple, les landes à *Vaccinium sp.* ont une température du sol observée plus froide que les groupes de pelouses alpines dans le jeu de données 'Roche Noire' alors que la situation inverse s'observe pour les températures modélisées. Ces résultats viennent confirmer des résultats plus anciens, non publiés, ayant montré des biais froid dans les températures simulées avec ISBA en été et en automne sur un petit nombre de stations de mesures météorologiques essentiellement

en basse altitude (Bertrand et al., 2017).

Le modèle statistique utilisé pour comprendre les déterminants du biais dans le jeu de données 'ORCHAMP-TOP' indique clairement que les landes ont un sol plus froid que les pelouses, mais que cet effet est significatif uniquement à l'étage subalpin et en pente sud. Cela semble indiquer que les biais froid plus faibles associés aux groupes SH et VM seraient plus liés à leur exposition préférentielle nord qu'à leur type de végétation.

Outre la possibilité d'erreurs systématiques dans les mesures et les forçages, que je discuterai au paragraphe suivant, le biais systématique froid peut avoir deux origines : (i) les paramètres utilisés par défaut dans la réanalyse S2M ne sont pas pertinents, (ii) les hypothèses simplificatrices faites pour représenter le sol et la végétation posent problème.

Les milieux ouverts alpins et subalpins ont une très forte hétérogénéité spatiale en terme de sol et de végétation. Il est donc clair qu'un jeu unique de paramètres ne peut pas être correct pour tous les sites. On peut cependant délimiter une large gamme de paramètres et voir comment ils se comparent avec les paramètres utilisés, ce que j'ai fait pour quelques uns d'entre eux :

paramètre	gamme pertinente	valeur utilisée
LAI	0,5 - 5	1
<i>veg</i>	0,2 - 1	1
C_V (J.m ⁻² .K ⁻¹)	5.10 ² - 3.10 ⁴	3.10 ⁴

L'estimation du LAI se base sur l'article de Byrne et al. (2005) où les auteurs ont observé la relation entre hauteur de la végétation et LAI dans des pelouses, en considérant que la végétation des sites a une hauteur de 5-50 cm. L'estimation de C_v s'est faite en faisant deux hypothèses : (i) les plantes sont constituées à 2/3 d'eau (Wang et al., 2021) (ii) la capacité calorifique de leur biomasse sèche est de 1.10³ J.K⁻¹.kg⁻¹. J'ai de plus considéré une biomasse aérienne sèche de 0,05 - 3 kg.m⁻², me basant sur des mesures de biomasse sèche données dans Zinger et al. (2011) dans une variété d'habitats alpins et subalpins du vallon de Roche Noire et considérant. Il est à noter cependant que d'autres études de la littérature semblaient plutôt indiquer des valeurs hautes des biomasses aérienne sèches à 0,5-0,7 kg.m⁻² (Körner, 2003; Grigulis and Lavorel, 2020) mais paraissaient incohérentes avec des mesures réalisées au site du col de porte, bien plus élevées (Lejeune et al., 2019) et ayant partiellement motivé le choix de C_V . Celle de *veg* se base sur mon expérience personnelle de visites sur une partie des sites inventoriés. On voit que *veg* et LAI et C_V sont dans la gamme de valeurs possibles utilisées. On peut cependant noter que C_V correspond aux plus hautes valeurs possibles, et n'est probablement pas représentatif de la moyenne dans les MOA. Cependant, Lafaysse et al. (2017) avaient déjà évoqué le caractère surestimé de la valeur utilisée, tout en soulignant qu'une valeur aberrante était utilisée dans ISBA depuis l'origine. Les auteurs ont justifié son utilisation en indiquant que la température du sol était extrêmement sensible à ce paramètre et qu'utiliser une valeur plus réaliste menait à une forte sous-estimation de la température du sol de surface. Il semble donc que l'ajustement paramétrique réalisé est généralement insuffisant dans le cas des pelouses d'altitude, et que l'utilisation d'une valeur plus proche de la norme empirerait les choses.

Une autre explication possible du biais est donc à chercher dans les hypothèses simplificatrices du modèle, notamment la représentation de la végétation, qui est très simplifiée. Celle-ci est en effet considérée comme "intégrée" à la première couche de sol du modèle,

et une unique température est utilisée pour décrire son état. On peut donc facilement imaginer que, si en réalité la végétation a une température moyenne différente de celle du sol de surface, prendre cette hypothèse conduit à un biais dans la température de surface du sol, qui se propage ensuite aux couches inférieures. Le sol et la végétation sont couplés par des flux conductifs et radiatifs, ces derniers étant fortement non linéaires avec la température, ce qui peut mener à une température moyenne du sol différente de celle de la végétation. Par ailleurs, une étude avait montré une correction d'un biais chaud dans la température de la végétation en passant d'une représentation implicite de la végétation à la représentation d'une couche de végétation dans un LSM simple (Best and Hopwood, 2001), ce qui va dans ce sens. Des développements de ce type sont en cours au CEN, et seront évoqués plus en détail au chapitre 6. Cependant, étant donné la complexité des processus en jeu, on ne peut pas se limiter à cette possibilité. Peters-Lidard et al. (1998) ont par exemple montré que le choix de la paramétrisation de conductivité thermique du sol était susceptible de faire varier de 1-3 °C la température modélisée du sol à -10 cm. D'autres hypothèses pourraient jouer, comme la non représentation du contenu en matière organique du sol (Decharme et al., 2016) ou de son contenu en éléments grossiers (Pan et al., 2015). De plus, il faut garder en tête que des compensations involontaires de ce biais froid peuvent avoir été introduites dans le modèle pour améliorer la représentation d'observables mieux évaluées, comme la hauteur de neige, a priori non biaisée (Vernay et al., 2022). Ce problème de compensation de biais est malheureusement un problème général dans le développement de modèles complexes tels que les LSM, où la dimensionnalité du modèle dépasse largement le nombre d'observables disponibles pour les évaluer, menant les solutions pour optimiser les biais à être multiples (Fisher and Koven, 2020).

Des variations significatives du biais froid ont également été observées, avec notamment un biais moins important dans les sites dominés par des ligneux. Cette différence est cohérente avec les études empiriques citées paragraphe 1.2.3, qui montrent un sol généralement plus froid sous les ligneux, même bas. La différence observée, dans la gamme 0-1,5°C, est dans la borne inférieure de ce qui a été décrit dans la littérature, ce qui peut être dû au fait que les observations incluent des sites où la couverture ligneuse est partielle, qui peuvent avoir été classés soit comme "pelouse", soit comme "lande". L'effet de l'ombre ayant souvent été cité comme facteur explicatif, cela paraît cohérent avec le fait que la différence soit moins visible en face nord, où les flux solaires sont moins intenses. De la même façon, il paraît logique que, si le bilan énergétique de la surface est mal représenté, le biais induit soit plus fort en face sud, où les échanges énergétiques à la surface sont plus intenses. Le fait que le biais froid soit moins important dans les landes peut être vu comme paradoxal, étant donné que les paramètres de ISBA dans S2M ont été calibré plutôt pour représenter la végétation au site expérimental du col de Porte, une pelouse rase (Lejeune et al., 2019), et que les effets d'ombrage ne sont pas représentés dans le modèle. Il semblerait qu'on soit ici en présence d'un exemple typique de compensation de biais.

Les différences significatives observées entre landes et pelouses plaideraient pour chercher des jeux de paramètres distincts pour représenter ces deux milieux. Les espèces dominant les communautés végétales varient de plus en fonction de l'altitude et de l'exposition (Jouglet, 1999; Körner, 2003), ce qui peut être associé à des variations systématiques de traits. Une diminution générale de la biomasse aérienne et de la hauteur des plantes avec l'altitude a par exemple été observée dans les prairies (Körner, 2003; Pellissier et al.,

2010). Dans la géométrie de la réanalyse S2M, on pourrait imaginer définir des paramètres variant en fonction de la classe topographique. De plus, des jeux variés de paramètres et paramétrisations de ISBA pourraient être utilisés dans des simulations ensemblistes pour mieux représenter la variabilité du sol et de la végétation, comme cela a pu être fait pour la neige (Lafaysse et al., 2017).

Cependant, ces interprétations physiques sont à considérer avec prudence. D'une part, considérer que le biais en température est expliqué par le type de végétation est une question de point de vue, puisqu'on peut également supposer que la causalité est, au moins en partie, inverse (On observe plutôt un certain type de végétation à une localité car la température y est différente de la norme). De plus, les deux types de végétation pris sont loin de représenter la diversité des physiologies de végétation observables dans les MOA. On pourrait ainsi interpréter l'évanouissement de la différence lande/prairie à l'étage alpin au fait que les landes alpines sont bien plus rases et clairsemées que les landes subalpines (Jouglet, 1999), bien que la corrélation de ligneux ras ($<10\text{cm}$) avec un sol plus froid ait déjà été observée dans la littérature (von Oppen et al., 2022).

2.5.4 Sources d'incertitudes dans les forçages et les observations

Les biais systématiques observés du modèle suggèrent une défaillance du modèle ou une mauvaise paramétrisation de celui-ci. Cependant, les erreurs pourraient aussi provenir de problèmes liés aux observations ou aux forçages.

Le forçage utilisé provient du système SAFRAN. Des évaluations récentes sur plusieurs centaines de stations de mesures de température de l'air et de précipitations montrent qu'il a peu de biais systématique en précipitations et un biais froid moyen de l'ordre de $0,5^\circ\text{C}$ en température de l'air (Vernay et al., 2022). Ces erreurs ne semblent pas suffisantes pour expliquer le biais froid systématiques observé sur les températures du sol, de l'ordre de 3°C . Il n'est cependant pas à exclure que des biais systématiques plus forts existent en haute altitude (>2500 mètres), où le nombre d'observations disponibles pour l'évaluation est faible. Des biais dans les forçages radiatifs ou le vent, non évalués, peuvent également exister. Une comparaison des forçages SAFRAN avec une dizaines de stations d'observation dans les Alpes et les Pyrénées et des produits satellites plus fiable montre ainsi des biais systématiques importants dans les forçages radiatifs SAFRAN de grande et courte longueur d'onde (de l'ordre de plusieurs dizaines de $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 20 %), variables en fonction de la saison et de l'altitude (Quéno et al., 2020). On a donc nécessairement des biais locaux dans les forçages. En s'intéressant à des stations individuelles, les erreurs en températures de l'air peuvent atteindre plusieurs degrés, et les précipitations peuvent varier d'un facteur 2 (Vernay et al., 2022). Cela ne devrait pas causer de biais systématiques supplémentaires sur le jeu de données 'ORCHAMP-TOP', mais peut expliquer une part de la forte variabilité inter-sites des erreurs. Le jeu de données 'Roche Noire' pourrait être concerné. La température de l'air y est observée à la station automatique NIVOSE du Galibier depuis 2015. La comparaison de ces données avec le forçage SAFRAN ne révèle qu'un biais froid de l'ordre de $0,5^\circ\text{C}$ sur la période estivale.

La précision des observations peut également être remise en cause. Concernant les sondes utilisées, les Geoprecision et HOBO, leurs erreurs indiquées "constructeur" ($0,1^\circ\text{C}$, et $0,6^\circ\text{C}$ respectivement) sont non négligeables mais ne remettent pas en cause les résultats. la présence de biais systématique n'a pas été testée. Une source d'erreur potentielle

vient également de l'incertitude dans la profondeur, y compris moyenne, des capteurs. Ne disposant pas de mesures à des profondeurs différentes sur un grand nombre de site, j'ai décidé d'estimer cette incertitude en comparant le biais estimé en T_{08} en utilisant chacune des 5 premières couches du modèle de sol, et non seulement la quatrième (voir figure 2.13). Sachant qu'on estime que les capteurs sont situés entre 3 et 12 cm sous la surface, cela peut amener à une sous ou surestimation du biais d'au plus 1 degré. Installer plusieurs capteurs par sites pourrait être une bonne façon d'estimer les incertitudes de mesure, mais cela n'a malheureusement été fait sur aucun d'eux.

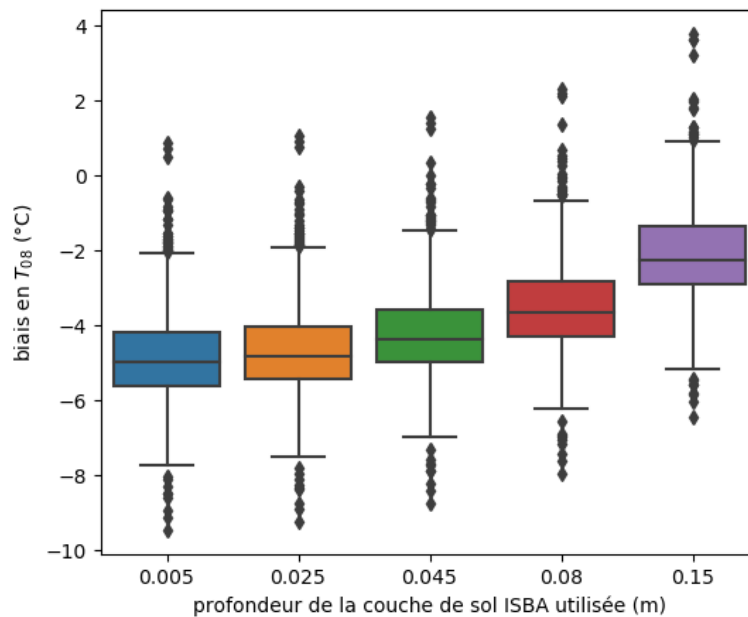


FIGURE 2.13 – Biais estimé en température moyenne du sol en août pour chaque site et année du jeu de données 'Roche Noire' en fonction de la couche de sol d'ISBA utilisée comme 'température modélisée'. Les bords et lignes centrales des boîtes représentent la médiane et les quartiles de la distribution. Il faut bien noter que ce graphe n'est pas une estimation du biais en fonction de la profondeur, les données observées restant toujours les mêmes. On peut estimer grossièrement que la profondeur des capteurs de température du sol est comprise entre 0,03 et 0,12 m.

Enfin, les sites de milieux ouverts de montagne montrent souvent une hétérogénéité de leur couvert de surface à une échelle métrique (voir par exemple la figure 1.1, en particulier a,b,e). La végétation des parcelles étant caractérisée sur plusieurs dizaines de mètres carrés, le choix de l'emplacement précis du capteur peut sans doute fortement impacter la température du sol mesurée. A titre d'exemple, un écart moyen de l'ordre de 0,5°C a été observé entre deux capteurs situés dans la même pelouse, pourtant assez homogène, au site expérimental du Col de Porte (Lafaysse et al., 2017).

Pour résumer, les causes quantifiables d'erreurs systématique (forçage en température et profondeur moyenne des capteurs) ne devraient pas impacter la moyenne des biais estimés de plus d'1,5°C. Même si d'autres sources de biais non quantifiées peuvent exister, on peut estimer l'existence d'un biais froid dans les températures estivales du sol lié à

ISBA comme très probable, et sans doute compris dans une fourchette 1-4 °C. De plus, si les écarts entre sites sont en partie expliqués par des différences de topographie et de communauté végétale, les erreurs locales de forçage, de profondeur des capteurs et l'hétérogénéité à micro-échelle des sites explique probablement une part importante de ces différences.

2.6 Conclusion du chapitre

Pour conclure, dans ce chapitre, j'ai pu montrer que les simulations des régimes thermiques des sols avec la réanalyse S2M dans les MOA souffrent de nombreux défauts, incluant une absence de corrélation entre gel hivernal des sols observés et simulés, de fortes erreurs sur la date de déneigement au printemps et un biais froid de plusieurs degrés sur les températures estivales. Ce biais froid est de plus fortement corrélé à des facteurs environnementaux d'intérêt pour les études en écologie telles que la topographie et le type de végétation. Les landes ont un biais moins important que les prairies, et le biais observé en prairie augmente en exposition Sud. L'utilisation de données simulées avec S2M comme facteurs explicatifs de processus écologiques est donc très critiquable, car les écarts entre modèle et observations dépendent de l'habitat et sont forts comparés aux gradients observés entre communautés. La force principale de cette étude est d'avoir porté sur un grand nombre de site dans des localités et des habitats représentatifs de la diversité des Alpes françaises. Ainsi, malgré une précision moins grande qu'avec des études portant sur un petit nombre de sites, on peut avoir une confiance forte dans la généralité de ces conclusions.

Plusieurs pistes sont ouvertes pour renforcer cette étude et affiner ses résultats. Le gel du sol pourrait être caractérisé plus précisément en distinguant les gels d'automne et de printemps (survenant avant l'établissement du manteau neigeux ou après sa disparition) des gels intervenant au coeur de l'hiver, car la végétation, dans des stades de dormance différents selon les cas, sera impactée différemment (Körner, 2003). Une meilleure caractérisation de l'enneigement, non réduite à sa date de déneigement serait également bénéfique. La précocité de l'enneigement a notamment été identifiée comme déterminante pour prédire le gel hivernal du sol (voir paragraphe 1.2.4) et pourrait être mesurée par imagerie satellite (Gascoin et al., 2019) ou à partir des températures du sol (Lundquist and Lott, 2008). L'imagerie satellite peut également donner d'autres indicateurs pour caractériser la végétation locale (Huet et al., 2010), qu'on pourrait relier aux erreurs du modèle, et qui auraient l'avantage de pouvoir être utiliser pour corriger celui-ci en n'importe quel point. Enfin, une instrumentation plus importante de certains sites (températures du sol mesurées à plusieurs profondeurs, mesures d'enneigement et d'humidité du sol) alliée à une caractérisation précise des propriétés thermiques du sol et des traits de la végétation pourrait permettre de mieux contraindre le modèle sur ceux-ci, et ainsi cibler la cause des erreurs.

Les problèmes relevés suggèrent que des améliorations majeures sont nécessaires pour pouvoir utiliser les simulations avec ISBA pour estimer les régimes thermiques du sol : (i) Réduire le biais froid dans les température du sol estival, probablement par une meilleure représentation de la végétation (ii) Mieux représenter la variabilité spatiale de l'enneigement afin de simuler correctement le gel hivernal du sol et le démarrage de la saison de croissance. Durant ce travail de thèse, la stratégie choisie a été de tenter de résoudre

en priorité les problèmes liés à l'enneigement. La problématique du biais froid estival a donc été mise de côté, mais sera abordé dans les perspectives (chapitre 6). Les chapitres 3 et 5 de ce manuscrit seront consacrés à la représentation de cette variabilité spatiale de l'enneigement à l'aide d'un modèle de transport de neige par le vent.

2.7 Données et codes

Les codes utilisés pour réaliser les figures de ce chapitre, les namelists et les jeux de données de température du sol utilisées sont accessibles au lien suivant :

<https://doi.org/10.5281/zenodo.10301084>.

La procédure pour préparer les données nécessaires et lancer les simulations S2M y est également décrite dans un fichier *readme*. Il est à noter que les données de température du sol utilisées dans cette étude ont été récemment rassemblées et actualisées dans ce DOI :

<https://doi.org/10.57745/JOZ1NA>.

Les forçages "à plat" de la réanalyse S2M utilisés comme base pour les forçages utilisés dans cette étude sont disponibles librement à

<https://doi.org/10.25326/37#v2020.2>

Contributions à ce travail

Cette étude s'est appuyée sur trois jeux de données de températures du sol et de végétation, et n'aurait pas pu se faire sans les personnes qui ont récolté et rendues accessibles ces données. Le jeu de données 'Roche Noire' a été récolté essentiellement par Philippe Choler, qui a également réalisé les caractérisations de la végétation sur ces sites, et m'a donné accès aux données. Le projet ORCHAMP réunit un grand nombre d'acteurs, réunis dans le consortium ORCHAMP. J'ai été particulièrement en contact avec Amélie Saillard, qui m'a notamment partagé ses avis sur les incertitudes de profondeur des capteurs, et sur les protocoles. Enfin, les données collectées dans le cadre du projet TOP sont issues de plusieurs visites sur le terrain durant les étés 2020, 2021 et 2022 auxquelles ont participé notamment Philippe Choler, Arthur Bayle, Jérôme Mansons, Jérôme Poulénard, Olivier Senn, Yannick Deliot et moi-même.

Chapitre 3

Développement de SnowPappus : un modèle de transport de neige par le vent pour des applications à grande échelle du modèle de neige Crocus

Dans le chapitre précédent, j'ai montré que la simulation des régimes thermiques des sols à fine échelle à l'aide de la réanalyse S2M était en grande partie liée au manque de variabilité spatiale du manteau neigeux simulé par ce modèle, conçu à la base pour des utilisations à des échelles spatiales bien plus grandes. Cela mène à de fortes erreurs dans le GDD et à un gel du sol simulé complètement décorréolé des observations. Deux phénomènes majeurs et non pris en compte dans la réanalyse S2M sont la variabilité spatiale des précipitations à échelle décamétrique-kilométrique et l'effet du transport de neige par le vent (voir paragraphe 1.3.4). Or, comme évoqué paragraphe 1.4.3, un des axes prioritaires dans le développement actuel de ISBA-Crocus est la mise en place d'un système de modélisation du manteau neigeux à une résolution de 250 mètres, nommé EDELWEISS (Ensemble Distributed model for snow Evolution with aSSimilation). Ce nouveau système nécessitera la prise en compte de processus gouvernant l'épaisseur du manteau neigeux à fine échelle, et son développement est une opportunité pour une meilleure représentation de la variabilité spatiale du manteau neigeux. De plus, des travaux réalisés par Louis le Toumelin parallèles à ma thèse ont ouvert la possibilité d'obtenir des forçages vent à haute résolution pour un coût numérique abordable (Le Toumelin et al., 2022), en appliquant la méthode de descente d'échelle de vent DEVINE aux simulation de vent à 1,3 km de résolution fournies par le modèle atmosphérique AROME (Brousseau et al., 2016). Dans ce cadre, le développement d'un modèle de transport de neige par le vent couplé à Crocus conçu pour fonctionner à une résolution de 250 mètres était vu comme une brique importante d'EDELWEISS, et désormais réalisable. Comme "co-bénéfice", le développement de ce modèle pourrait permettre une amélioration des régimes thermiques du sol simulés. Les précédents modèles de transport de neige par le vent couplés à Crocus, étaient soit destinés à la très haute résolution, et beaucoup trop coûteux numériquement pour des applications sur de grands domaines (toutes les Alpes françaises) et temporelles (saisons entières), soit utilisable uniquement en géométrie idéalisée (représentation d'un massif montagneux par 8 pentes, en supposant que la neige est transportée d'une pente

vers la pente d'orientation opposée) (Vionnet et al., 2018), d'où la nécessité d'un nouveau modèle.

Ainsi, dans ce chapitre, je vais présenter les choix méthodologiques, l'implémentation et des premiers tests et évaluations d'un nouveau modèle de transport de neige par le vent, nommé SnowPappus. Ce travail est l'objet d'un article soumis à la revue *Geoscientific Model Development*, EGU. Il est en cours d'évaluation par les pairs au moment où j'écris ces lignes, en "revue ouverte" depuis mai 2023. L'article soumis est inséré ci-dessous. Bien que j'en sois le premier auteur, il s'agit d'un travail d'équipe avec notamment une très forte participation de Ange Haddjeri dans la conception et le codage du modèle. Sa thèse s'inscrit dans le cadre du projet ANR SENSASS (Simulation de l'Evolution de la Neige Soufflée avec ASSimilation de données), visant à mettre en place et évaluer des simulations de l'enneigement à une résolution de 250 mètres incluant une modélisation du transport et l'utilisation de l'imagerie satellite à haute résolution. Les paragraphes 2.4, 2.5 et 4.6 de l'article ont été essentiellement rédigés par lui (voir plus de détails dans le paragraphe *Author contributions*).

Article soumis



SnowPappus v1.0, a blowing-snow model for large-scale applications of Crocus snow scheme

Matthieu Baron^{1,2}, Ange Haddjeri¹, Matthieu Lafaysse¹, Louis Le Toumelin¹, Vincent Vionnet³, and Mathieu Fructus¹

¹Univ. Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, CNRM, Centre d'Études de la Neige, Grenoble, France

²Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, LECA, Grenoble, France

³Meteorological Research Division, Environment and Climate Change Canada, Dorval, QC, Canada

Correspondence: matthieu.baron@univ-grenoble-alpes.fr

Abstract. Wind-induced snow transport has a strong influence on snow spatial variability especially at spatial scales between 1 and 500 m in alpine environments. Thus, the evolution of snow modelling systems towards 100-500 m resolutions requires representing this process. We developed SnowPappus, a parsimonious blowing snow model coupled to the Crocus state-of-the-art snow model, able to be operated over large domains and entire snow seasons. SnowPappus simulates blowing snow occurrence, horizontal transport flux and sublimation rate on each grid cell as a function of 2D atmospheric forcing and snow surface properties. Then, it computes a mass balance using an upwind scheme to provide eroded or accumulated snow amounts to Crocus. Parameterizations used to represent the different processes are described in detail and discussed against existing literature. A point-scale evaluation of blowing snow fluxes was conducted, mainly at the *Col du Lac Blanc* observatory in French Alps. Blowing snow occurrence evaluation showed SnowPappus performs as well as a currently operational scheme. Evaluation of the simulated suspension fluxes highlighted a strong sensitivity to the suspended particles terminal fall speed. Proper calibrations allows the model to reproduce the correct order of magnitude of the mass flux in the suspension layer. Numerical performances of gridded simulations of Crocus coupled with SnowPappus were assessed, showing the feasibility of using it for operational snow forecast at the scale of the entire French Alps.

1 Introduction

Mountainous areas in temperate regions usually experience a seasonal snowpack. Its physical properties, depth and persistence influence many local processes such as surface energy balance, soil temperature and vegetation productivity (Choler, 2015). They are critical to forecast and anticipate snow-related hazards, especially avalanche triggering (Schweizer et al., 2003; Morin et al., 2020a). At a larger scale, snow melt-out is an important source of water for downflow hydrological catchment, with impacts on water availability for agriculture and ecosystems, human consumption and hydropower (IPCC, 2022). Besides, topographic complexity of mountainous environment promotes a huge snowcover spatial variability. Variations in elevation and aspect, by influencing air temperature and radiative incoming fluxes are major predictors of this variability at very small to large scales. However these simple patterns are complexified by interaction between wind flow, precipitation patterns and various



post-depositional processes (Mott et al., 2018). These interactions, among other phenomena, include orographic effects which tend to enhance precipitation on the windward side of mountain ranges (at a scale 10-100 km), interaction between wind flow and cloud formation processes and preferential deposition of snowfall at smaller scales (from dozens of meters to kilometers). Finally, at scales of meters to hundreds of meters, post-depositional processes, and in particular wind-induced snow transport have a big influence on snow depth and properties. This variability has consequences on the above-mentioned processes, and thus must be taken into account when studying them.

During the last 40 years, numerous models have been developed to simulate snowpack evolution. They range from simple 1-layer models, often used in Global Climate Modelling or Numerical Weather Prediction (NWP) models to detailed multilayer snowpack models explicitly representing processes like snow metamorphism, compaction, etc. These detailed models include Crocus (Vionnet et al., 2012), SNTHERM (Jordan, 1991), SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002). Crocus has been used for large-scale applications (Vernay et al., 2022; Vionnet et al., 2016) but only at a very coarse resolution, which prevents representing adequately snow spatial variability. In particular it is currently used operationally for avalanche hazard forecasting in French mountains at a massif range scale. High resolution applications including wind-induced snow transport were limited to very small domains and/or short periods of time (Vionnet et al., 2014) due to computational costs and limited availability of high resolution forcing data. However, growing computational power paves the way for moving large-scale operational systems towards resolutions of a few hundreds of meters, also sustained by the perspective of assimilation of promising high-resolution observations (Deschamps-Berger et al., 2022). It requires to represent phenomena driving snowpack variability at this scale, including pre-depositional processes, which are increasingly represented in non-hydrostatic atmospheric models up to kilometeric resolution and post-depositional processes such as wind-induced snow transport, which can be represented within the snowpack scheme.

Regarding wind-induced snow transport, various modelling approaches have also been developed for mountainous terrain including a fully explicit snow-atmosphere coupling (Vionnet et al., 2014; Sharma et al., 2021). However, this approach is not affordable in terms of numerical cost on large temporal and spatial scales, explaining the use of much simpler parameterizations in snow hydrology applications (Bowling et al., 2004; Pomeroy et al., 2007; MacDonald et al., 2009), associated with more simple snow models than Crocus or SNOWPACK. In the above-mentioned context of increasing resolution of snow modelling systems, a numerically efficient representation of wind-induced snow transport that can be coupled to Crocus simulations is currently missing while this is a necessary condition to better account for the impact of snow transport in avalanche forecasting over French mountains.

The goal of this paper is to present a novel blowing snow scheme, SnowPappus, coupled to Crocus in order to carry out simulations at the scale of the French Alps at a resolution of 250 m. Section 2 gives an overview of the modelling state of the art for the different involved processes in order to justify the methodological choices selected for SnowPappus and finally present model equations. Section 3 presents the methods used to run and evaluate simulations. Section 4 and 5 finally presents and discusses the results.



2 Methodological choices

2.1 Target, opportunities and constraints

In this article, we present a wind-induced snow transport scheme designed to be coupled to Crocus snow model, part of SURFEX v9 land surface scheme (Masson et al., 2013), and to be used in 250 meters-resolution snowpack simulations at the scale of all French mountains (approximately 50 000 km^2 for French Alps) on entire seasons. The long-term operational purpose is to associate this modelling with a data assimilation framework probably requiring ensemble runs of 50-100 members (Largeron et al., 2020; Cluzet et al., 2021). The 250 m resolution has been chosen as a trade-off between the necessity of having a good representation of terrain parameters influencing mass and energy balance of the snowpack (slopes and aspects), and the expected computational cost. In order to achieve this goal using reasonable numerical resources, the transport scheme shall not be much more computationally intensive than the Crocus snow model itself. In terms of temporal and spatial scales, one must first consider that the typical time step of Crocus is 900 seconds. Then, meteorological forcings must be downscaled from kilometer scale NWP systems, as running operationally higher resolution atmospheric models is currently too costly for any weather service. Even if NWP models provide 3D atmospheric variables, the use of downscaling techniques forces us to use 2D wind fields as an input for our model (see Sect. 3.2).

These temporal and spatial scales influence methodological choices for model development, which are presented in details in the following sections. The processes and state variables represented in Crocus also impact the methodological choices. Crocus (Vionnet et al., 2012; Carmagnola et al., 2014) is a detailed multilayer snow scheme in which each snow layer is characterized by its mass, density, age, liquid water content, a historical variable stating if the layer has experienced liquid water in the past and microstructural properties: the optical diameter D_{opt} and the sphericity s . These properties evolve in time by the representation of all main physical processes (heat diffusion and phase changes in relation with each layer energy budget, metamorphism, liquid water percolation, compaction). The ability of Crocus to distinguish different snow types at the surface may be an opportunity for the simulation of snow transport (Guyomarc'h and Mérindol, 1998; Lehning et al., 2000).

2.2 Blowing snow occurrence

2.2.1 Theoretical background and previously used parameterizations

Transport is initiated when the fluid shear stress exerted near the surface exceeds the weight of the grains and their cohesion force (Schmidt, 1980) which occurs above a threshold wind speed. Grains can also be ejected by the impact of transported grains ("splash" process)(Comola and Lehning, 2017). Then, two threshold wind speeds can be defined: a threshold wind of transport initiation U_i and a threshold wind speed necessary to maintain transport U_e . U_i is expected to be higher than U_e due to the splash process. However, in the case of snow, no systematic relationship could be found between U_i and U_e (Castelle et al., 1994; Michaux, 2003). It could be due to the evolution of snow microscale properties during transport, or to the fact that snow transport should necessarily be initiated by particle impacts, as cohesion forces are too strong to be broken by the wind alone (Schmidt, 1980). Therefore, in the case of snow, a single threshold value U_t is commonly used.



The threshold wind speed varies strongly as a function of snow properties, ranging from $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for freshly fallen snow to $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ or even more for old refrozen or wet snow (Li and Pomeroy, 1997; Guyomarc'h and Mérindol, 1998; Clifton et al., 2006). Different formulations have been used to assess the threshold wind speed. Following field observations in Saskatchewan plains, Li and Pomeroy proposed a parameterization depending only on temperature, arguing that most cohesion forces as capillarity, sintering and mechanical properties of snow are influenced by temperature. However this model only accounts for a small part of the variability of observed threshold wind speed (Li and Pomeroy, 1997). This formulation is used in Prairie Blowing Snow Model (PBSM) (Pomeroy et al., 1993) and in Marsh et al. (2020) model.

A second formulation is used in the SnowTran3D model (Liston et al., 2007), relating threshold wind speed with snow density. It covers a wider range of threshold wind speeds than the previous one, but was not extensively compared with field experiments.

Finally, snowdrift models coupled with detailed snow models simulating microstructural snow properties such as MAR (Gallée et al., 2001), Crocus-Sytron (Vionnet et al., 2018) and Crocus-MesoNH (Vionnet et al., 2014) use a formulation of threshold wind speeds based on these microscale properties (dendricity, sphericity and grain size), proposed by Guyomarc'h and Mérindol (1998) and evaluated against blowing snow occurrence data collected at *Col du Lac Blanc* in French alps (Guyomarc'h and Mérindol, 1998), with different modifications depending on the considered model. The Alpine-3D model (Rader-schall et al., 2008) also includes a dependency of the threshold wind speed on snow microstructure properties as proposed by Schmidt (1980).

Parameterizations based on snow surface properties (density or microstructure properties) seem to be the most promising in terms of blowing snow occurrence, as they generate a wide range of threshold wind speeds (typically from 4 to $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in the parameterization of Guyomarc'h and Mérindol (1998)) allowing to distinguish for example fresh and old snow case. However, they are consequently very sensitive to snow surface properties simulated by the underlying snow model (Crocus in our case) while near-surface snow density is highly uncertain (Helfricht et al., 2018) and microstructure properties can not be directly evaluated as dendricity, sphericity and grain size are not observable variables. Therefore, a systematic bias in the model may be compensated by the threshold wind speed parameterization, limiting the possible transfer of such parameterization to a different snow model than the one for which it was developed. It leads us to choose the parameterization of Guyomarc'h and Mérindol for SnowPappus, which has been extensively tested with Crocus (Vionnet et al., 2013, 2018).

2.2.2 Atmospheric boundary layer

As two-dimensional wind fields are more commonly available from NWP outputs than 3d wind fields, for simplicity, we assume a neutrally stable and stratified flow, with the well-known logarithmic wind speed profile

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1)$$

with U the horizontal wind speed ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), u_* the wind friction velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and z the height above snow surface (m), k the Von Karman's constant (dimensionless), found empirically to be equal to 0.41 and z_0 the roughness length of the surface (m).

We expect wind forcings to be given as a wind speed at a reference height z_{forc} . We deduce u_* from it by inverting equation 1.



The presence of blowing snow is known to affect the wind profile, modifying the roughness length, which is thus supposed to increase with wind speed (Pomeroy and Gray, 1990; Nishimura and Hunt, 2000). However this increase was not experimentally confirmed in complex terrain (Doorschot et al., 2004; Vionnet, 2012), which is why we use for simplicity a constant roughness height $z_0 = 1.10^{-3}m$ which is the default SURFEX value for snow.

125 Most of transport flux occurs under a height $z \sim 1m$ above the surface in complex terrain with limited fetch (Pomeroy et al., 1993). The above assumption of neutrally stable flow is a good approximation under the following hypotheses: (i) the flow is steady (with respect to the time scale of the turbulent diffusion $\tau \sim \frac{\Delta z}{k u_*} \sim 1 - 10s$) (ii) the surface is plane, and no obstacle or terrain feature disturbs the flow upwind of the point (over a length $\sim \frac{zU}{u_*} \sim z \ln(\frac{z}{z_0}) \approx 10z$ with z the maximum height where we want to simulate the wind profile) (iii) the flow is neutral, meaning turbulent kinetic energy production is
130 dominated by the surface shear stress. This is the case when the Richardson number $Ri \ll 1$. Hypothesis (iii) is reasonable in moderate to strong wind conditions associated with snow transport, however hypothesis (ii) is clearly questionable in complex mountainous terrain. However the terrain effect may mostly concern subgrid spatial scales at our target resolution, and anyway be too complex to be taken into account, so we keep this simple hypothesis, being aware of its limits.

2.2.3 Occurrence of snow transport in SnowPappus

135 We assume snow transport occurs when wind friction velocity exceeds a threshold friction velocity u_t^* depending on the properties of the surface snow layer. Three cases are distinguished: (i) Following Vionnet et al. (2013) if the layer contains liquid water or if it has formerly contained some, meaning it is an ice crust, the snow is considered as non-transportable. (ii) In the case of dry snow aged of more than 1 hour, we use a threshold wind speed which can depend on snow microstructure. Two options were implemented:

140 – The default option GM98 : u_t^* is calculated as a function of snow microstructure using the parameterization of Guyomarc'h and Mérindol (1998).

$$u_t^* = k \frac{U_t}{\log(\frac{h_{ref}}{z_0})} \quad (2)$$

$$\text{with } U_t = \begin{cases} 0.75d - 0.5s + 0.5 & \text{for dendritic snow} \\ -0.583g_s - 0.833s + 0.83 & \text{for non-dendritic snow} \end{cases} \quad (3)$$

$$(4)$$

145 which U_t the wind velocity at a reference height $h_{ref}=5 m$. d , s and g_s are the dendricity, the sphericity and the grain size, which were the variables used to describe snow microstructure in the oldest versions of Crocus. They can be expressed as a function of sphericity and optical diameter D_{opt} (see appendix B)

– Option CONS : Threshold friction velocity is constant for snow aged of more than one hour.

(iii) If the snow layer age is inferior to 1 hour, we again follow Vionnet et al. (2013) fixing U_t^{5m} to $6 m s^{-1}$ during snowfall
150 events, arguing this threshold wind speed was observed in wind tunnel experiments by Sato et al. (2008).



Threshold wind speed depends strongly on the simulated microstructure properties of the surface snow layer, which are highly related to the parameterization of the properties of falling snow. For all SnowPappus simulations, we use the default parameterization of Crocus for falling snow, which makes it depend on wind speed (Vionnet et al., 2012).

The default SnowPappus way to calculate the threshold wind speed is strongly inspired by the method described by Vionnet et al. (2013), but a major difference is introduced. Indeed, the authors used the parameterization of Guyomarc'h and Mérindol (1998) in all dry snow conditions, even during snowfall. However, it leads to threshold wind speeds being too high during snowfall events due to wind dependence on falling snow properties. Consequently, they propose to modify the parameterization for falling snow, in order to get a more realistic threshold wind speed during snowfall. However, we preferred to modify the threshold wind speed during snowfall, rather than snow properties. To justify that, we argue that the GM98 parameterization should not be valid during snowfall events. Indeed, ice bonds which build cohesion of snow need some time to build up, and are necessarily weaker for freshly deposited snow. We consequently expect that a layer of freshly deposited wind-fracked snow particles has, for the same sphericity and grain size, a lower threshold wind speed during a snowfall event than after it. Compared evaluation of the two techniques will be presented in the next section. Note that this hypothesis leads to an instantaneous increase of the threshold wind speed when snow age reaches 1 h.

165 2.3 Horizontal blowing snow flux

2.3.1 Notations and geometric considerations

In the following section, we explain how the horizontal blowing snow flux can be estimated when transport occurs. We define c as the concentration of snow particles in the air (kg m^{-3}), u_p the horizontal speed of snow particles (m s^{-1}). Considering for simplicity the transport-related physical variables only depend on the height z , we can express the horizontal snow flux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) as $q(z) = u_p(z)c(z)$. Then, the integrated horizontal blowing snow flux can be obtained by $Q = \int q(z)dz$ ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Q represents the total mass of snow transported horizontally by units of length and time. In this paper, we use q for fluxes at a given height and Q for integrated fluxes.

2.3.2 Blowing snow particles trajectories and transport modes

Snow transport by wind occurs when atmospheric forces are able to detach snow particles from the surface, forming a two-phase flow. The moment snow particles are detached from the snowpack, they are mainly submitted to gravity and drag force from the fluid. Electrostatic interactions with the surface could also play a big role close to the surface (up to a few centimeters), but they are rarely taken into account (Schmidt et al., 1999). The snow volumetric concentration within the air-snow mixture is low (under 10^{-3}), so interactions between them are usually neglected (Bintanja, 2000; Kind, 1992). The turbulent nature of wind flow provokes fluctuations of wind speed experienced by particles. Therefore, they exhibit an apparently random motion due to the fluctuating drag force they are exposed to. This is usually modelled as a turbulent diffusion process (Bintanja, 2000; Gallée et al., 2001; Vionnet et al., 2014; Sharma et al., 2021).



The trajectory of transported particles can exhibit different shapes, corresponding to different transport modes. In the limit case where turbulent diffusion has a negligible influence on the trajectory, a particle falls back on the snow cover after a single jump of a few centimeters, with possible rebounds. This corresponds to "saltation" transport. In the opposite case, when
185 turbulent diffusion plays an important role, particles exhibit a random motion on the vertical axis, so-called "suspension" and can reach high elevations, from decimeters to hundreds of meters above surface. Due to the combined effect of gravity and aerodynamic drag, particles in saltation motion cannot reach high heights, so that saltation is often considered to occur typically in a layer of a few centimeters above snow surface (Pomeroy and Gray, 1990; Nishimura and Hunt, 2000). Consequently, most blowing snow models solve saltation and suspension separately (Liston and Sturm, 1998; Pomeroy and Male, 1992; Bintanja,
190 2000; Vionnet et al., 2014; Marsh et al., 2020). They distinguish a saltation layer in the first centimeters above surface and a suspension layer located directly above it. However both processes can be described with the same dynamic equations (Nemoto and Nishimura, 2004) and the transition between them is not clear, leading some authors to introduce "modified saltation" for intermediate trajectories (Shao, 2005; Nemoto and Nishimura, 2004).

A third mode of transport, so-called reptation, has been described and corresponds to the rolling of big particles at the surface
195 (Mott et al., 2018). However its contribution to the total snow flux was assumed to be negligible in most blowing snow models (Pomeroy et al., 1993; Vionnet et al., 2014; Sharma et al., 2021, ...), which was based on experimental results of (Kosugi et al., 1992). We also followed this assumption, despite recent studies suggesting interactions with saltation transport (Aksamit and Pomeroy, 2016).

Furthermore, snow transport is not reduced to a sum of particle trajectories. In particular, saltation transport is a very complex
200 phenomenon, where snow particles are detached from the snowpack by aerodynamic entrainment or ejection mechanism (Melo et al., 2022; Comola and Lehning, 2017), and perform centimetric-height jumps, with retroaction on the near-surface flow leading to the establishment of a steady-state flux. It is complexified in the case of snow by possible fragmentation of snow particles during impacts (Comola et al., 2017), leading to change in snow surface properties able to feedback on transport (Vionnet et al., 2013) and near-surface snow cohesion. It is still an open research topic, with still some recent fieldwork and
205 experimental studies unravelling new saltation modes and mechanisms (Aksamit and Pomeroy, 2017; Mott et al., 2018).

2.3.3 Models developed to simulate the blowing snow flux

Numerous models with different degrees of complexity have been developed in order to simulate the air-blowing snow mixture. The most comprehensive and complex ones couple a Computational Fluid Dynamics model simulating the air movement from the near-surface to 5 - 20 meters height above the surface with the simulation of individual particles motion and interaction
210 with the snow bed in a lagrangian mode (Nemoto and Nishimura, 2004; Groot Zwaafink et al., 2014; Melo et al., 2022). These computationally intensive models are only applied in small domains (less than 100 m²) in idealized situations, mainly for theoretical studies. Despite their complexity, they still rely on numerous simplifying assumptions, for example on particle shapes and ejection mechanisms (Melo et al., 2022; Nishimura and Hunt, 2000).

In order to deal with real-case applications, simplified models have been developed. In the latter, near-surface transport stated
215 as saltation is usually represented by semi-empirical parameterizations, whereas snow concentration in the suspension layer is



computed in an eulerian mode. The equations governing particle concentrations usually include an advection term driven by the mean flow field, a sedimentation term, a diffusion term supposed to account for the effect of turbulent diffusion motion and a sink term accounting for sublimation. The associated three-dimensional advection-diffusion equation can be solved with different levels of approximation :

- 220 – full solving of a 3D advection-diffusion equation of the following shape, with some refinements to account for particle size distributions which are not presented here for simplicity.

$$\frac{\partial c}{\partial t} + (\mathbf{U}(\mathbf{x}, t) \cdot \nabla)c = \nabla \cdot (K_{\text{snw}}(\mathbf{x}, t) \nabla c(\mathbf{x}, t)) - v_f \frac{\partial c}{\partial z} - s \quad (5)$$

with K_{snw} the turbulent diffusion coefficient of snow particles ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), \mathbf{U} the wind speed (m s^{-1}), v_f the terminal fall speed of snow particles (m s^{-1}) and s the sublimation rate ($\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$). This is the case for MAR (Gallée et al., 2001), Crocus-MesoNH (Vionnet et al., 2014), SnowDrift3D (Schneiderbauer and Prokop, 2011a) and CryoWRF (Sharma et al., 2021) which solve Eq. 5 by fully coupling a snow model with an atmospheric model such as WRF or MesoNH. MAR and CryoWRF were applied to simulate entire snow seasons in the entire Antarctica Ice Sheet (Agosta et al., 2019; Hofer et al., 2021). However it was done at 27-35 km resolution, unadapted to mountainous environment. The high computational cost of atmospheric models in LES mode limits their applicability in complex terrain requiring finer spatial and temporal resolutions (about 1 second). As a consequence, LES-based simulations of snow transport with 10 to 250 m resolutions were only carried out on much smaller domains or on a short time period covering a single event (Vionnet et al., 2014, 2017; Sharma et al., 2021).

- 230 – In the work of Marsh et al. (2020), Eq. 5 was solved under a stationary state assumption, by neglecting $\frac{\partial c}{\partial t}$. Moreover, the wind profile in the z direction was assumed to be logarithmic, allowing to use of a 2D wind field as an input. Solving this equation in a stationary state allows solving the model with a much longer time step (here $\Delta t = 30$ min).
- 235 – Finally, the effect of horizontal heterogeneity of wind speeds on the vertical concentration profile can be neglected, allowing to assess it independently on each point as the solution of a stationary 1D advection-diffusion equation :

$$\frac{\partial c}{\partial z} (K_{\text{snw}}(z) \frac{\partial c}{\partial z}) + v_f \frac{\partial c}{\partial z} + s(z) = 0 \quad (6)$$

This approach was used in Prairie Blowing Snow Model (Pomeroy et al., 1993), using a semi-empirical resolution (Pomeroy and Male, 1992) and SnowTran3D (Liston and Sturm, 1998) based on a resolution of the above equation by Kind (1992).

To define a model suitable for our large-scale application, a trade-off between model complexity and accuracy was necessary. The numerical cost of fully coupled models prevents their use for our target domains and resolution. Moreover, several other factors may limit model accuracy. First, complex models exhibit a large number of physical parameters which are barely known in real conditions, leading to high uncertainties. Besides, two-dimensional wind speed input may limit the added value of three-dimensional solving of Eq. 5. Finally, the target resolution (250 meters) is close or even bigger than the topographic scales able



to stop or enhance transport. As a consequence, the effects of subgrid variability of the wind field may dominate the effects of its resolved variability between grid cells. All these reasons led us to choose to solve the simple 1D advection-diffusion equation, as this approximation may not be the limiting factor for model uncertainty at our target resolution.

250 2.3.4 Suspension in SnowPappus

To compute the concentration profile in suspension, we follow a similar approach as Liston and Sturm (1998) and Pomeroy et al. (1993). SnowPappus (i) solves the 3D advection-diffusion equation (Eq. 5) in a 1-dimensional stationary state (Eq. 6), (ii) treats the sublimation in a specific routine (Sect. 2.4) and neglects its influence on the suspension concentration profile and (iii) assumes the diffusion coefficient of snow is proportional to the diffusion coefficient of momentum K_{sca} , leaving
255 $K_{snw} = \frac{K_{sca}}{\zeta}$ with ζ a dimensionless quantity so called the Schmidt number (Vionnet, 2012; Naaim-Bouvet et al., 2010). As we assume a neutrally stable stratified flow, $K_{snw} = \frac{ku_*z}{\zeta}$. Besides, Eq. 5 assumes all blowing snow particles have the same terminal fall speed v_f at a given space and time. However v_f depends on their size and shape, which can exhibit a strong dispersion (Budd et al., 1966). This variability leads to enhanced particle concentration and fluxes at the top of the suspension layer, driven by particles with the smallest fall speed which reach more easily large height (Schmidt, 1982; Pomeroy and Male,
260 1992). SnowPappus follows the approach of Liston and Sturm (1998) and assumes homogeneous particle size and fall speed. It neglects the effect of v_f dispersion in the suspension layer represented with a variable degree of complexity in other models (Bintanja, 2000; Déry and Yau, 1999; Vionnet et al., 2014; Déry and Yau, 2001; Yang and Yau, 2008; Pomeroy et al., 1993; Marsh et al., 2020).

All these hypotheses allow using Eq. 6 and reduce it to :

$$265 \quad \frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

$$\text{with } \Phi = \frac{ku_*z}{\zeta} \frac{\partial c}{\partial z} + v_f \frac{\partial c}{\partial z} \quad (8)$$

Φ is thus constant and represents the net vertical flux of blowing snow particles. We additionally hypothesize this flux can be neglected compared with other terms and obtain:

$$\frac{ku_*z}{\zeta} \frac{\partial c}{\partial z} + v_f c = 0 \quad (9)$$

$$270 \quad c(z_r) = c_r \quad (10)$$

with z_r a reference height (m) and c_r a reference concentration (kg m^{-3}) used as a lower boundary condition further described in Sect. 2.3.6 dedicated to the transition between suspension and saltation. The solution of Eq. 9 and 10 is the following (Naaim-Bouvet et al., 2010):

$$c(z) = c_r \left(\frac{z}{z_r} \right)^{-\gamma} \text{ with } \gamma = \frac{\zeta v_f}{ku_*} \quad (11)$$

275 Despite the strong assumptions necessary to obtain this power-law profile, it has been used successfully to fit observed concentration profiles (Guyomarc'h et al., 2019; Vionnet, 2012; Gordon et al., 2009; Mann et al., 2000). These authors point out that the decrease rate of the concentration with height depends on the particle fall speed and the Schmidt number.



In suspension motion, snow particles are embedded in the atmospheric turbulent air flow, consequently simple suspension models assume their horizontal mean velocity $u_p(z)$ is equal to wind speed $U(z)$ (Marsh et al., 2020; Liston and Sturm, 1998; 280 Pomeroy and Gray, 1990). We also use this hypothesis in our work.

With all these elements, we can express the total suspension snow flux as :

$$Q_{susp} = \int_{z_r}^{h_{max}} c(z)U(z)dz \quad (12)$$

which has the following analytical solution

$$Q_{susp} = \frac{c_r z_r}{k(1-\gamma(u_*))} \left[\left(\frac{h_{max}}{z_r} \right)^{-\gamma(u_*)+1} \left(\log\left(\frac{h_{max}}{z_0} \right) - \frac{1}{1-\gamma(u_*)} \right) - \left(\log\left(\frac{z_r}{z_0} \right) - \frac{1}{1-\gamma(u_*)} \right) \right] \quad (13)$$

285 h_{max} is the maximum height of the suspension layer, and has mainly an influence at very high wind speeds when the flux profile becomes non-integrable. The computation details are given in Sect. 2.3.8. Parameterizing v_f and ζ is necessary to compute Q_{susp} and will be the object of the following subsection.

2.3.5 Parameterization of the effective terminal fall speed of suspended snow particles

The concentration profile in the suspension layer, and thus the flux in the suspension layer, depends strongly on the γ exponent, 290 itself depending on the terminal fall speed and the Schmidt number. However, the only direct field measurement of blowing snow terminal fall speed was performed by Takahashi (1985) in Antarctica. Estimations of ζ are indirect and mostly rely on concentration profile analysis (Vionnet, 2012; Naaim-Bouvet et al., 2010). They might be affected by several phenomena such as turbulent kinetic energy destruction, incorrect estimation of v_f , etc. Thus, it is easier to rely on direct estimations of the γ exponent from field observations of concentration profiles rather than estimating it from the physical parameters ζ 295 and v_f . Therefore, an effective terminal fall speed $v_f^* = \gamma k u_*$ is defined to parameterize the suspension layer in SnowPappus. Analysis of concentration profile at *Col du Lac Blanc* in the French Alps and in Antarctica (Vionnet, 2012) at height of 0.1 - 1 m, as well as v_f measurements from Takahashi (1985) suggest that (i) observed v_f^* or v_f have a large variability and range from 0.2 to 1.0 m s⁻¹ (ii) a "recent snow" and "old snow" regime are distinguished, v_f^* increasing with snow age (iii) v_f^* increases with wind speed, at least in the case of recent snow. In this latter case v_f^* fits correctly with Naaim-Bouvet et al. 300 (1996) parameterization. These observed trends have possible theoretical explanations. Indeed, stronger winds can make bigger particles enter suspension. Besides, older snow particles have a more rounded shape (and therefore a higher fall speed) than fresh dendritic snow flakes, due to the effect of sublimation and fragmentation occurring during transport events. These studies considered snow was recent either during a precipitation event (Takahashi, 1985; Vionnet, 2012) or when it was aged less than one day. Here, we define from Vionnet (2012) observations $v_{f,old}^* = 0.8 \text{ m s}^{-1}$ and $v_{f,fresh}^* = \min(0.38u_* + 0.12, 0.8 \text{ m s}^{-1})$ 305 (parameterization from Naaim-Bouvet et al., 1996). Then, in SnowPappus, the effective terminal fall speed is set to :

$$\begin{cases} v_f^* = v_{f,fresh}^*(u_*) & \text{if } d > 0 \text{ and } A < 0.05 \text{ days} \\ v_f^* = v_{f,old}^* & \text{if } d = 0 \\ v_f^* = v_{f,old}^*(1-F) + v_{f,fresh}^*F & \text{otherwise} \end{cases}$$



with A the age of the surface snow layer and $F = \min(1, \frac{d}{d_m})$ where d is the dendricity of the snow surface layer (Vionnet et al., 2012; Carmagnola et al., 2014). Our distinction between 'old' and 'fresh' regimes is arbitrary. We are always in the fresh snow case during a precipitation event, and move to the old snow regime more or less fast depending on d_m . This adjustable quantity is set by default to 0.5 (dimensionless), as the result of calibration on *Col du Lac Blanc* data, its sensitivity is assessed in the following evaluations (Sect. 3.3).

2.3.6 Lower boundary condition for suspension transport

In most blowing snow models, the transition between saltation and suspension layer is treated assuming the height of the saltation layer can be defined, and that particle concentration at the top of it can be used as a lower boundary condition for the suspension layer. However, detailed saltation models (Melo et al., 2022; Nemoto and Nishimura, 2004) indicate that (i) there is a change in the decay rate with the height of snow particles concentration in the transition zone (ii) a bimodal particle size distribution is observed in the transition zone, with one mode associated with the biggest particles vanishing above the transition zone, and the other mode associated with the smallest particles vanishing under it. Nemoto and Nishimura (2004) argue that in this transition zone, the smallest particles are yet in suspension whereas the biggest ones are still in a saltation motion. This suggests not all saltating particles are able to enter the suspension state, with only the smallest ones being picked up. Thus, we argue particle concentration at the top of the saltation layer cannot be simply taken as a boundary condition, as it is still a transition zone where part of particles are in saltation motion, without significant effect of turbulent diffusion on their trajectories, and part in suspension motion. The upper height of this transition zone can be estimated at 12-14 cm from Melo et al. (2022) results. In absence of precise information on this transition zone, the lower boundary condition for suspension transport (Eq. 10) should preferably be extrapolated from concentration measurements in the suspension layer rather than from estimation of the concentration in the saltation layer.

Pomeroy and Male (1992) fitted field-observed suspension flux and showed ($z_r = h^{P92}, c(Z_r) = c_{P90}$) is a suitable boundary condition to simulate fluxes in the suspension layer, with c_{P90} the concentration predicted by the saltation model of Pomeroy and Gray (1990) which is detailed in the following subsection, and $h^{P92} = au_*^{1.27}$ with $a = 0.0834 \text{ m}^{-0.27} \text{ s}^{1.27}$. Consequently, we chose to use this boundary condition for our suspension model (Sect. 2.3.5). However, h^{P92} is clearly located in the transition zone between saltation and suspension, so the concentration profile predicted by this model under 10-15 cm must be seen as an extrapolation of suspension behaviour.

2.3.7 Flux in the saltation layer and in the transition zone

In the following subsection, we will discuss how to compute the transport flux in the region under 10-15 cm height where the transport is a priori not pure suspension. It includes the saltation layer and the so-called "transition zone".

Simple semi-empirical parameterizations have been developed to simulate the flux and concentration of blowing snow in the saltation layer. Two of them, which were used in distributed snow transport models, are reviewed in detail in the following :



– Parameterization of Pomeroy and Gray (1990) (P90):

$$Q_{\text{salt}}^{P90} = h_{\text{salt}}^{P90} q_{\text{salt}} \quad (14)$$

$$= \frac{ce\rho_{\text{air}}}{g} u_t^* (u_*^{*2} - u_{*,t}^2) = A \frac{\rho_{\text{air}}}{u_*^* g} u_t^* (u_*^2 - u_t^{*2}) \quad (15)$$

$$\text{with } h_{\text{salt}}^{P90} = 1.6 \frac{u_*^2}{2g} \quad (16)$$

With Q_{salt}^{P90} the integrated saltation flux, h_{salt}^{P90} an estimation of the height of the saltation layer and ρ_{air} the air density (kg m^{-3}). c is the ratio between the saltating particle horizontal velocity u_p and the threshold friction velocity u_t^* and e the saltation efficiency, i.e. the proportion of energy conserved after a particle impact. Field measurements of the horizontal snow flux at a height of approximately 2 cm in a large flat and undisturbed area of North America plains, with various snow types and weather conditions, were assumed to be representative of q_{salt} in the whole saltation layer. They were used to calibrate the ce product to $ce = \frac{A}{u_*^*}$ with $A = 0.68 \text{ m s}^{-1}$. Thus, this parameterization can be considered as a fit of these experimental data. Arguing that $e < 1$, Pomeroy and Gray estimated a lower bound for c based on ce measurements ($c = 2.8$). This formulation was widely used in blowing snow models (Pomeroy et al., 1993; Liston and Sturm, 1998; Bintanja, 2000; Gallée et al., 2001; Marsh et al., 2020), and the value $c = 2.8$, necessary to estimate particle concentration in saltation, is used in every reviewed blowing snow models using semi-empirical modelling of saltation, without giving further experimental validation of this value to the best of our knowledge (Pomeroy et al., 1993; Liston and Sturm, 1998; Bintanja, 2000; Gallée et al., 2001; Vionnet et al., 2014; Marsh et al., 2020)

– Parameterization of Sørensen (2004) - Vionnet (2012) (S04):

$$Q_{\text{salt}}^{S04} = \frac{\rho_{\text{air}} u_*^3}{g} (1 - V^{-2})(a + bV^{-2} + cV^{-1}) \quad (17)$$

with $V = \frac{u_*}{u_{*,t}}$ and a , b and c calibration parameters (Sørensen, 2004). They were calibrated as $a = 2.6$, $b = 2.5$ and $c = 2$ in the case of snow (Vionnet, 2012) in order to reproduce transport rates from a wind tunnel experiment (Nishimura and Hunt, 2000). It was used in the coupling of Crocus with MesoNH (Vionnet et al., 2014).

P90 and S04 give very different results, S04 predicts a much higher flux, by a factor of about 10, which is already highlighted by several authors (Melo et al., 2022; Doorschot and Lehning, 2002). Such discrepancy could also influence the suspension flux via the boundary condition. Despite a physical basis, P90 and S04 are calibrated on measurements, from terrain observations in the case of P90 in various conditions (and in particular wind speeds), and from a wind tunnel experiment in the case of S04, conducted on a single, non-cohesive, snow type, at a single wind speed and air temperature (Nishimura and Hunt, 2000). Thus P90 seems to have better empirical support than S04. However, there are high uncertainties in the measurement carried out to calibrate P90, in particular concerning the measurement height (Pomeroy and Gray, 1990), and the fact that the more complex saltation models support the magnitude of S04 predictions (Doorschot and Lehning, 2002; Melo et al., 2022). Besides, the use of a non-cohesive snow with spherical grains in Nishimura and Hunt experimental set-up, which is not representative of natural snow could at first be hypothesized as an explanation, but the theoretical work of Melo et al. (2022) suggests snow cohesion



has not such a big influence on saltation transport. Consequently we would not expect such discrepancies between S04 and
 370 P90.

Numerical and experimental works supporting S04 use snow fluxes integrated up to 10 or 15 cm (Nishimura and Hunt, 2000; Melo et al., 2022) whereas P90 formulation is supposed to represent flux between 0 and h_{salt}^{P90} which is typically 1-4 cm in the range of speed explored in the experiments of Pomeroy and Gray and Nishimura and Hunt. Thus, we argue that Q_{salt}^{S04} represents not only the saltation transport but also all the transition zone towards suspension transport, whereas Q_{salt}^{P90} gives
 375 only the flux at the base of the saltation layer. Thus, both formulations cannot be compared directly. To overcome this difficulty, in the following, we note Q_{inf} the blowing snow flux integrated up to a height of $h_{\text{susp}} = 10 - 15$ cm and propose two methods to compute it, based respectively on P90 and S04 saltation model:

– **S04** : $Q_{\text{inf}} = Q_{\text{salt}}^{S04}$

– **P90 + SnowPappus** : We separate the lower atmosphere into two sublayers (1) between snow surface and h^{P92} (defined
 380 in Sect. 2.3.6, used for the lower boundary condition for suspension) (2) between h^{P92} and h^{susp} . In layer 1, we consider the behaviour of Pomeroy and Gray (1990) can be applied, so that the speed of snow particles is $u_p = 2.8u_{*,t}$ and $c = c_{\text{salt}}^{P90}$. In layer 2, the SnowPappus suspension behaviour is extrapolated, with $u_p = U(z)$ and c follows Eq. 11 with the boundary condition described in Sect. 2.3.6. Thus the flux integrated between the surface and h^{susp} is computed by:

$$Q_{\text{inf}} = Q_1 + Q_2 \quad (18)$$

$$Q_1 = \int_0^{h^{P92}} c_{\text{salt}}^{P90} u_p^{P90} dz = Q_{\text{salt}}^{P90} \frac{h^{P92}}{h_{\text{salt}}^{P90}} \quad (19)$$

$$Q_2 = \int_{h^{P92}}^{h_{\text{susp}}} c(z)U(z)dz \quad \text{with} \quad c(z) = c_{\text{salt}}^{P90} \left(\frac{z}{h^{P92}} \right)^{\frac{-v_*^*}{ku_*}} \quad (20)$$

It has to be noted that this representation introduces a flux discontinuity at h^{P92} which may be unrealistic and could be improved by a smoother formulation in the future.

Both methods are represented schematically in Fig. 1

390 We now compare the outputs of both methods to compute the blowing snow flux up to $h_{\text{susp}} = 10-15$ cm, as presented above. The results of the method **SnowPappus+P90** depend on the value of h_{susp} . Thus, we computed the blowing snow flux with this method between 0 and 10 cm (height of Nishimura and Hunt experiment) and between 0 and 15 cm (height used by Melo et al. to compare S04 with their more complex saltation model). Results are presented in Fig. 2 and shows that the predicted fluxes by both models give close results for friction velocities lower than 0.6 m s^{-1} , and that SnowPappus fluxes tend to clearly curb
 395 down at high wind speed (around $0.6-0.7 \text{ m s}^{-1}$ for 0-10 cm, $0.8-0.9 \text{ m s}^{-1}$ for 0-15 cm). We conclude that the huge difference observed between S04 and P90 is resolved at low wind speed by adequately representing the bottom of the suspension layer which is implicitly included in the S04 formulation. Both formulations give there a flux of the same order of magnitude and thus experimental and theoretical validations of S04 are also in agreement with SnowPappus. At high wind speed, both formulation

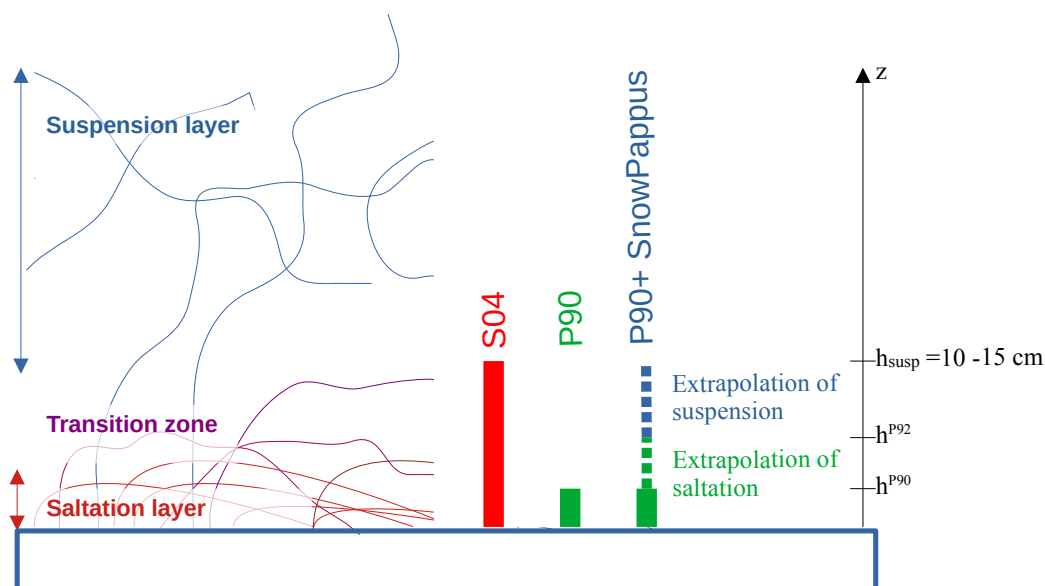


Figure 1. Schematic representation of the suspension and saltation layers and of the transition zone between them. The part of fluxes computed by the two saltation models S04 and P90 are represented schematically, as well as the 'P90+ SnowPappus' method, combining the P90 saltation model and the SnowPappus suspension model.

diverge, with near-surface SnowPappus fluxes tending to curb down. This behaviour is clearly due to the fast growth of h^{P92} with wind speed, making the low P90 saltation flux applied to most of the 0 - 15 cm layer. It must be noted that observations and simulations used for validation of the formulations are in the range $0.2 - 0.85 \text{ m s}^{-1}$ (Pomeroy and Gray (1990), Pomeroy and Male (1992), Nishimura and Hunt (2000), Melo et al. (2022)). Thus, h_{P92} might become unreasonably high and P90 flux inadequate at wind speed above 0.8 m s^{-1} . On the other hand, S04 could be representative of the flux integrated up to more than 10-15 cm above the surface at high wind speeds. Thus, we argue SnowPappus gives consistent results compared with other parameterizations of the literature for low to moderate wind speed, additionally providing a coherent boundary layer for suspension transport. However, information is lacking on the saltation regimes at higher wind speeds, and P90+SnowPappus might simulate unrealistic fluxes in this case.

By default, we choose to use the P90+SnowPappus option in SnowPappus, as it gives a more coherent link between saltation and suspension, and because of better empirical support of P90. However S04 can also be used as an alternative option to compute the blowing snow flux between 0 and 15 centimeters, however keeping the flux above 15 cm unchanged compared with the default option.

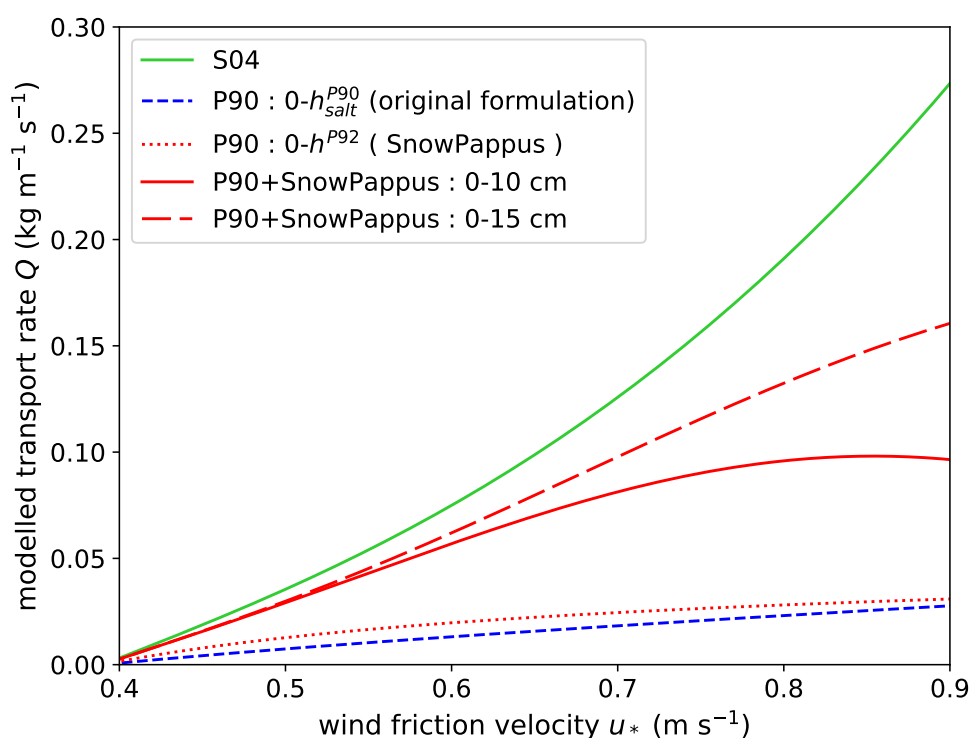


Figure 2. Comparison of the predicted flux in the saltation layer and the transition with suspension (up to 10 - 15 cm) with the two methods described in Sect. 2.3.7 based on P90 (blue curve) and S04 (green curve). P90-modelled flux is computed up to (i) the integration height h^{P92} , which corresponds to the entire "saltation" layer, (ii) 10 cm which is the height on which are integrated Nishimura and Hunt measurements used to calibrate S04 parameterization and (iii) 15 cm which is the height used by Melo et al. to compare S04 with a more complex saltation model, with good agreement shown (red curves). P90 formulation represents a flux integrated up to a height of $h_{salt}^{P90} \approx 1 - 4\text{cm}$ which is not directly comparable to S04, whereas SnowPappus integrated up to 10-15 cm is. Here, all the modelled are computed for a threshold wind speed $u_{*t} = 0.39\text{m s}^{-1}$, and the type of snow used in SnowPappus is old (non-dendritic)

2.3.8 Influence of the upwind fetch distance on flux

In complex terrain, snow transport is influenced by the local topography, and in particular by the upwind distance where snow transport starts typically after a slope break or an obstacle preventing snowdrift. This is called the fetch distance l_{fetch} . It has an influence on both saltation and suspension transport.

Indeed, the saltation models presented above are designed to describe steady-state saltation. However, field measures on long and plane surfaces suggest that the saltation transport rate grows during approximately 300-500 meters before reaching a steady state (Takeuchi, 1980; Dyunin, 1967). This nonstationarity of saltation transport may seriously affect transport rates



in mountainous terrain, as slopes are rarely constant over several hundreds of meters. This makes comparisons between field
 420 observations and wind tunnel experiments difficult, as the latter occurs with very limited fetches. The mechanism involved in
 this instationarity remains unexplained, although it is taken into account in an empirical way in many blowing snow models
 (Pomeroy et al., 1993; Liston and Sturm, 1998; Bowling et al., 2004; Marsh et al., 2020). We follow this literature and use the
 parameterization proposed in SnowTran3D (Liston and Sturm (1998)) to modify the saltation flux :

$$q_{salt} = f(l_{fetch})q_{salt}^{P90} \quad \text{with} \quad f(l_{fetch}) = (1 - \exp(-3\frac{l_{fetch}}{l^*})) \quad (21)$$

425 where $l^* = 500$ m represents the fetch length at which the saltation flux reaches 95% of its steady state value (Pomeroy et al.,
 1993).

Fetch distance also influences suspension transport. Indeed Pomeroy et al. (1993) assume the maximum height reached by
 particles is limited by the time available to diffuse t_d , so that $h_{max} = ku_*t_d$. Consequently, suspension transport grows with
 fetch distance. In SnowPappus, we follow these authors and additionally assume this is valid no matter the fetch distance.
 430 We also simplified the expression used by Pomeroy et al. (1993) to get an analytical expression, obtaining $h_{max} = h_{salt} +$
 $\frac{k^2}{\sqrt{\log(\frac{h_{salt}}{z_0})\log(\frac{5m}{z_0})}}$. Appendix Fig. A1 compares the exact and approximated formula, and shows their difference is small. This
 approach assumes an abrupt end of the suspension layer at the height h_{max} , which is not realistic. However it influences the
 model outputs only if a significant flux would occur above h_{max} . We can show it happens only when wind speed exceeds 30-40
 m s⁻¹ (γ becomes lower than 1, making the flux profile not integrable) or if h_{max} is inferior to ≈ 30 cm, when $l_{fetch} < 10 - 20$
 435 m.

Figure 3 shows the influence l_{fetch} has on the total transport flux, which is very strong in the first hundreds of meters. In
 mountainous environment, we can expect typical fetch distance to be in this range, and mostly inferior to our resolution (250
 meters). We chose for simplicity to use by default a constant fetch distance on the whole grid $l_{fetch} = 250m$, which is a strong
 hypothesis. Different methods and algorithms exist to compute fetch in complex topographies (Bowling et al., 2004; Marsh
 440 et al., 2020) and could be included in a future version of SnowPappus.

2.3.9 Total blowing snow flux

To summarize, the final expression of the snow transport flux is:

$$Q_t = Q_{salt} + Q_{susp} \quad (22)$$

$$Q_{salt} = \int_0^{h^{P92}} q_{salt}^{P90} dz = h^{P92} q_{salt}^{P90} = Q_{salt}^{P90} \frac{h^{P92}}{h_{salt}^{P90}} \quad (23)$$

$$445 \quad Q_{susp} = \int_{h^{P92}}^{h_{max}} c(z)U(z)dz \quad \text{with} \quad c(z) = c_{salt}^{P90} \left(\frac{z}{h^{P92}}\right)^{\frac{-v_f^*}{ku_*}} \quad (24)$$

The flux is highly dependent on the wind friction velocity u_* and also depends on the threshold wind speed u_{*t} and on snow
 dendricity and age.

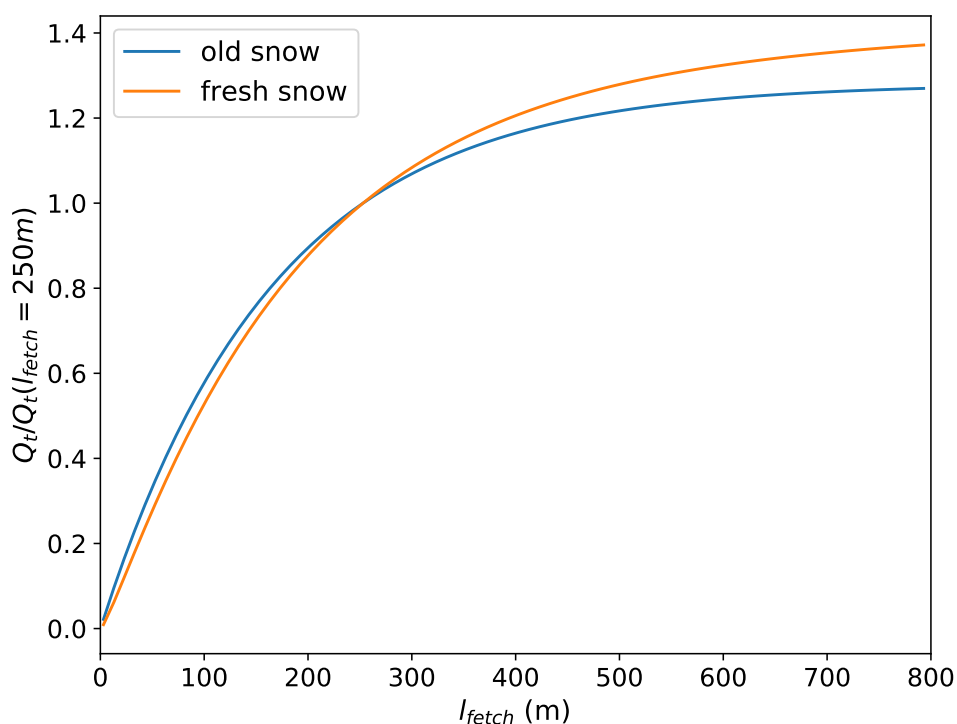


Figure 3. ratio between the total modelled transport rate Q_t and its value for the default fetch value $l_{fetch} = 250m$, as a function of fetch distance. The case of fresh snow, i.e. dendritic snow with here $u_{*t} = 0.27 \text{ m s}^{-1}$ (orange curve) and old snow, i.e. non-dendritic snow with here $u_{*t} = 0.39 \text{ m s}^{-1}$ (blue curve) are compared, both for a wind friction velocity of 0.6 m s^{-1} (which corresponds to approximately to a 2-m wind speed of 12 m s^{-1})

2.4 Sublimation

Blowing snow sublimation is known to play an important role in the alpine water budget. Strasser et al. (2008) estimate
450 blowing snow sublimation loss in the Alps to 17-19% of cumulative snowfall. Wind blowing is known to increase sublimation,
MacDonald et al. (2010) suggested that neglecting blowing snow sublimation can lead a hydrological model to overestimate
snow accumulation by up to 30% in Canadian Rockies. According to these reports we choose to implement blowing snow
sublimation among our modelled processes. Two different parameterizations of blowing snow sublimation rate Q_{subl} (kg m^{-1}
 s^{-1}) were implemented in SnowPappus with default choice to Simplified Blowing Snow Model (SBSM) parameterization
455 Essery et al. (1999).



The first is an implementation of the SBSM parameterization from Eq.6 of Essery et al. (1999) and the SBSM documentation:

$$Q_{subl} = \frac{\mu_{satc} \times 137.6}{F(T)} \times \frac{u_{wind}^5}{25000} \quad (25)$$

with $F(T)$ being a scale factor function and μ_{satc} the under-saturation.

The second is from Eq.9 of Gordon et al. (2006) :

$$460 \quad Q_{subl} = A \left(\frac{T_0}{T_a} \right)^4 U_t \rho_a q_{si} (1 - Rh_i) \left(\frac{U}{U_t} \right)^B, \quad \text{for } U > U_t \quad (26)$$

with Rh_i relative humidity to ice, q_{si} the saturation specific humidity, ρ_a (kg m^{-3}) the air density, U and U_t (m) wind and 5 meters wind threshold for transport at 5m and A, B constants defined in (Gordon et al., 2006)

2.5 Mass balance

We have seen in Sections 2.3 and 2.4 details about the computation choice of the different snow transport horizontal fluxes. This section describes how SnowPappus simulates mass exchanges between neighbouring grid cell, once the amount of horizontal transport flux has been computed for each pixel. In our model, the snow transport direction is always the same as the wind direction. Therefore the problem simplifies as solving the mass balance equation. The mass balance can be solved using the following continuity equation:

$$q_{dep}(x, y, t) = \nabla \cdot Q_t(x, y, t) - q_{subl}(x, y, t) \quad (27)$$

470 with q_{dep} ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) the pixel snow deposition expressed by sloping snow surface unit, q_{subl} ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) the snow transport sublimation and $\nabla \cdot Q_t$ the total snow transport flux divergence. We define Q_t as the total vertically integrated horizontal blowing snow flux ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). In a given mesh grid we assume:

$$\nabla \cdot Q_t = \left(\sum_{faces} \frac{Q_{t,in}(x, y, t)}{l_{px}} - \sum_{faces} \frac{Q_{t,out}(x, y, t)}{l_{px}} \right) \cos(\theta) = (\nabla \cdot Q_t)_{flat} \cos(\theta) \quad (28)$$

475 with l_{px} the pixel length. Eq 28 means that the divergence is expressed as the sum of the total snow transport flux Q_t leaving and entering the pixel faces (in and out). Within SURFEX grid configuration, each grid point has a defined slope angle θ . We consider $l_{px} = l_{res} \cos(\theta)$ with l_{res} the grid horizontal resolution (m). This assumes the transport flux is always parallel to the slope. This approximation was necessary to strictly preserve the total mass balance of the system. The SnowPappus model uses a regular cartesian mesh grid discretization with cell-centred storage. This means each simulation point is regularly disposed on the simulation zone with each simulation point representing a squared pixel of fixed size. Our mesh grid being cell centred, 480 we do not compute the transport fluxes at the pixel faces, as needed for the continuity equation 28. To obtain these values, an upwind scheme (Patankar, 2018) has been implemented, i.e. the zonal and meridian components of the fluxes at the face are assumed to be equal to the zonal and meridian flux computed at the center of the upwind pixels (in both directions):

$$Q_t(i, j, t) = Q_t\left(i \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, t\right) \quad (29)$$



with i, j being the grid coordinates of the center of pixels and $i \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}$ pixel's border, as illustrated by Fig. 4.

485 This scheme was preferred to a linear interpolation of fluxes because there is no evidence on the variation of the blowing snow transport flux between two points 250m apart is linear (See Sect. 5.3.2 of discussion). The linear approximation seems more appropriate for much smaller mesh sizes. Supporting this assumption, the effect of fetch on the transport flux may cause the flux to respond to the change in the wind and snowpack conditions with a lag of a few hundred meters, the same order of magnitude as a grid cell. Also, the upwind scheme simplifies the steps needed to close the mass balance budget in preventing

490 snow mass creation. In our use case, the linear interpolation method would need extra steps with "gradient limiters" to ensure the boundedness of the mass balance. (Greenshields and Weller, 2022)

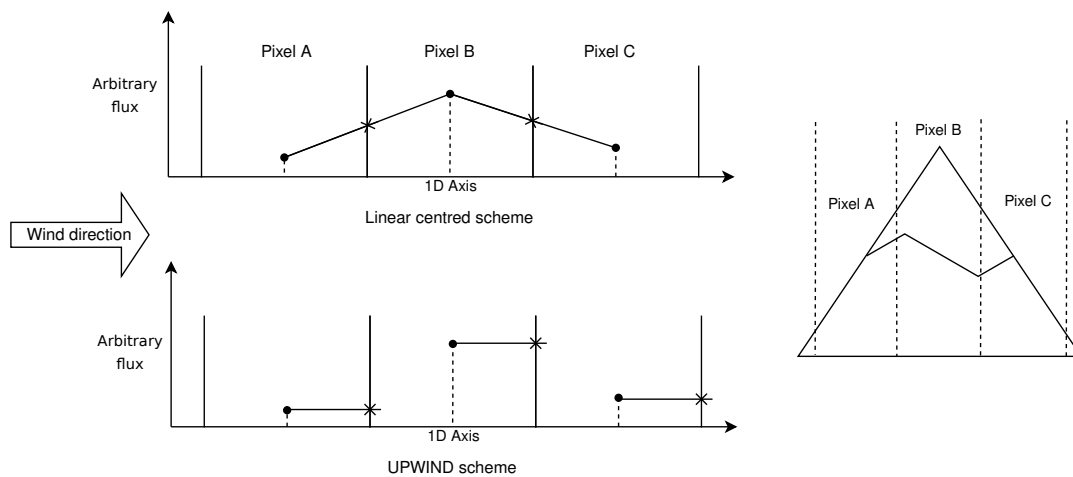


Figure 4. Illustration of the differences between the upwind scheme and a more classical linear scheme for a 1D ideal case. Dots represent the flux estimated for each pixel by Eq 30. Crosses (X) represent the flux value crossing the pixel face. In the linear scheme, the flux value leaving the pixel is the linear interpolation between the two-pixel cell center values. The flux crossing the pixel face can be very different from the cell center computed value. The border flux being linearly interpolated, the border value can be unrealistic. This behaviour can cause interpolation to move erosion out of the expected zone (usually summits, the windiest zone). In the upwind scheme, the flux value crossing the pixel is identical to the cell-centred computed value. This locks the border value to realistic values and gives the scheme added stability.

We consider a given grid cell, on which local horizontal transport rate is written $Q_{t,out}$. We consider the four neighbouring cells located respectively north, south, west and east of the cell. We call $Q_{t,i}$ with $i = 1, \dots, 4$ the horizontal transport rates on these cells, and call \vec{n}_i the unitary normal vector going in the corresponding direction. With the upwind numerical scheme to

495 obtain the pixel face crossing values, we obtain the following continuity equation for our SnowPappus model :

$$(\nabla \cdot Q_t)_{\text{flat}} = \sum_{i=1, \dots, 4} Q_{t,i}(x, y, t) l_{px} \min(\vec{W}_{dir} \cdot \vec{n}_i, 0) - \sum_{i=1, \dots, 4} Q_{t,out}(x, y, t) l_{px} \max(\vec{W}_{dir} \cdot \vec{n}_i, 0) \quad (30)$$



$(\nabla \cdot Q_t)_{\text{flat}}$ was defined in Eq. 28, $\min(\overrightarrow{W}_{dir} \cdot \vec{n}_i, 0)$ and $\max(\overrightarrow{W}_{dir} \cdot \vec{n}_i, 0)$ giving respectively the flux direction coefficient (same as wind direction) crossing each face normally for in and out the direction.

The code implementation of Eq. 30 is explained in more detail in paragraph 2.7. Distributed hardware requires the use of the
500 MPI interface (Clarke et al., 1994) with communication between different parts of the subdomain.

2.6 Influence of snow transport and deposition on snow surface properties

In the process of wind-induced snow transport, snowflakes experience multiple collisions with snow surface and sublimation (Comola et al., 2017). It leads to their transformation towards small rounded grains developing quickly a strong sintering cohesion and associated with compaction of near-surface snow layers. There is a negative feedback loop with transport by
505 changing the threshold wind speed and snow particles properties (Mott et al., 2018). Amory et al. (2021) observed a linear increase of snow density with time during a blowing snow event. Despite this qualitative knowledge of the phenomena, to our knowledge no other observation-based parameterization of this effect is available, in particular concerning microstructure. Thus, we chose to represent the process in a simple way :

- Snow deposited by a transport event (when $q_{\text{dep}} > 0$) has the properties of rounded grains with sphericity $s = 1$ and
510 dendricity $d = 0$, and relatively high density $\rho = 250 \text{ kg m}^{-3}$.
- Wind-induced metamorphism might also originate either from subgrid snow transport or from horizontal displacement of snow with erosion and deposition flux compensating each other. Thus, the preexisting parameterization for wind-induced snow metamorphism from Vionnet et al. (2012) can still be activated, but considering the SnowPappus threshold wind speed instead of the original formulation. It makes the surface snow layers slowly become denser and evolving towards
515 small rounded grains approximately linearly with time. The impact is tested in Sect. 3.3

2.7 Implementation in SURFEX

SnowPappus is implemented inside the SURFEX/ISBA land surface scheme, which computes the evolution of soil and snow properties sequentially. The code is parallelized using MPI protocol, to be able to run distributed simulations over large domains in a short time.

520 At the beginning of a new simulation, the spatial domain is divided into subdomains. Each of them is associated with an MPI thread. Then, soil and snow models are called. They compute at each time step the evolution of soil and snow properties. For each time step, the SnowPappus routine is called before the snowpack scheme. It computes the horizontal transport rate, Q_t , and the blowing snow sublimation rate, q_{subl} , for each grid point, according to the surface properties computed in the previous time step. Then, once Q_t and q_{subl} are computed for all pixels, this information is shared with the processors associated with the
525 adjacent grid point by a blocking MPI communication. After this phase, the erosion/deposition rate can be computed with Eq. 30 and converted into an amount of snow to remove or add to the snowpack. If there is net erosion, snow is directly removed in the SnowPappus routine. Otherwise, the falling snow amount and properties are computed in the SnowPappus routine and then given as snowfall input for the Crocus snow scheme. The Crocus routine is called after SnowPappus. It deals with adding snow

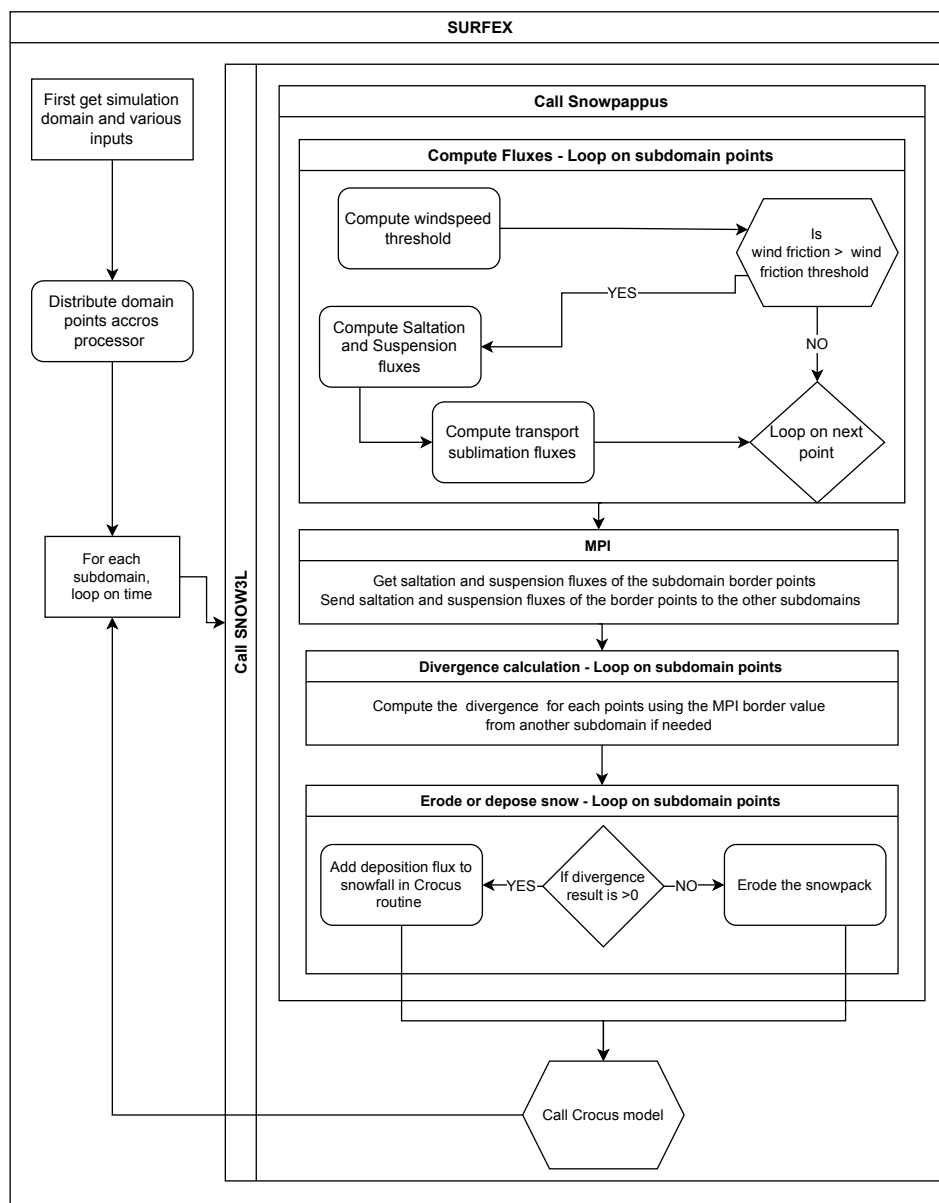


Figure 5. Description of how the SnowPappus routine is organized in the SURFEX framework and how it connects with the Crocus snow model.

to the snowpack and modifying snow layers accordingly to snowfall and SnowPappus outputs. If a snowfall and wind-driven
 530 snow deposition occur simultaneously, the amount of added snow is the sum of both. Its density and microstructure variables
 are a weighted average of falling snow and blowing snow properties. The detailed equations for this process are described in



appendix C. The Crocus routine then takes back the original Crocus model course and makes the properties of snow evolve through metamorphism, heat diffusion, compaction, percolation, etc. Those processes are summarized in Fig.5.

It is important to note that transport rate and snowpack evolution are solved in a decoupled mode (one after the other).
535 Therefore, the deposition rate q_{dep} is computed independently from the amount of snow available on the considered grid point, which can lead to the amount of snow removed from the point being higher than the available snow mass. In this case, the mass balance is not respected. The cumulative amount of this "ghost snow" is stored in a variable to check it remains small. To prevent this behaviour from occurring, limitations on Q_t and q_{subl} are made. The condition is the following :

$$q_{subl} \leq \frac{W}{t_{step}}$$
$$540 \quad Q_t \leq \left(\frac{W}{t_{step}} - q_{subl} \right) \frac{l_{px}}{\cos(\theta)}$$

with W being the snow mass for each pixel in kg m^{-2} , Pt_{step} the computation time step in s , l_{px} the pixel size in m and θ the slope angle. Note that it is possible to deactivate this limitation.

3 Evaluation: Methods

3.1 Study area

545 For demonstration and evaluation purposes, we run simulations over a test zone covering the whole "Grandes Rousses" massif in the French Alps, with a spatial resolution of 250 meters. It covers 14443 grid points (3200 km^2). This area exhibits a complex topography, with elevation ranging from 700 to more than 3500 meters, involving a large range of temperature conditions and snow coverage duration. For this test zone, most winter storms come from North-Western flows. Besides, to demonstrate the ability of SnowPappus to be run over large domains, we also set up a simulation domain containing the whole French Alps
550 with about 868000 simulation points. Both domains are illustrated in Fig. 6

3.2 Meteorological forcing

The Crocus snow model needs various atmospheric forcing variables: liquid and solid precipitations, incoming shortwave and long-wave radiations, air temperature and humidity, wind speed and direction. In this work, all these variables but the wind are given by the SAFRAN reanalysis (Vernay et al., 2022) over geographical units so-called 'massifs' of about 1000 km^2 in which
555 meteorological conditions only depend on elevation at a vertical resolution of 300 meters. Here, all meteorological variables are interpolated on a 250 m resolution simulation grid, at the exact elevation of each grid point, derived from a DEM at this resolution (as in Revuelto et al. (2018) and Deschamps-Berger et al. (2022)). The DEM was created by averaging on each grid point the 5 m resolution RGE Alti@ DEM, provided by the Institut Geographique National at the scale of France. Snow transport modelling is strongly sensitive to the quality of the wind forcing (Musselman et al., 2015), consequently wind fields
560 taking into account the effect of local topographic features were preferred to the very large-scale SAFRAN wind fields. Here, km-scale wind fields are first extracted from AROME NWP model at a 1.3 km resolution (Seity et al., 2011; Brousseau et al.,



2016), then downscaled at a 30 meters resolution using the DEVINE downscaling method (Le Toumelin et al., 2022) and finally resampled at 250m using a simple average. DEVINE method benefits from the use of convolutional neural networks to downscale kilometer scale winds from AROME to high-resolution local topography, based on preliminary training with wind speeds simulated with ARPS atmospheric model (Xue et al., 2000) on a high number of synthetic topographies. Previous evaluations of DEVINE have shown that contrary to basic wind interpolation methods, DEVINE is able to reproduce several characteristics of terrain forced flow (speed-up on crests, windward deceleration, channelling through gaps and passes), that largely influence the onset and evolution of drifting snow episodes. Notably, model evaluation has shed light on improved wind speed estimations with DEVINE compared to raw NWP model outputs at elevated and exposed in-situ observation stations (Le Toumelin et al., 2022).

3.3 Evaluation data

Blowing snow flux data is available for 3 stations in the Grandes Rousses test zone. One of these is the *Col du Lac Blanc* observatory where long-term monitoring of blowing snow fluxes and of various atmospheric forcings have been performed (Guyomarc'h et al., 2019). In particular, a vertical profile of Snow Particle Counters (SPC) (Sato et al., 1993) recording blowing snow fluxes at four different heights, is located at a particularly wind-exposed location. Because of frequent snowfall and ablation events, the height of these sensors varies significantly with time. Consequently, a vertically integrated flux between 0.2 and 1.2 m is provided from these four measurements from 01 December to 01 April since 2010 (Guyomarc'h et al., 2019). The shapes of vertical profile concentration are classified into different categories: 'no flux' when no flux was recorded, 'inconsistent' when flux at the different height was physically inconsistent, 'power-law' when the concentration profile fits with a power-law or 'mean' when the flux depends weakly on height. 'mean' flux is expected when the flux is dominated by solid precipitations, whereas 'power-law' profile is expected when it is dominated by wind-induced snow transport (see Sect. 2.3.5). We use these data to evaluate blowing snow occurrence and fluxes.

The other sites are the Huez (FHUE) and Chambon (FCMB) stations from the ISAW network, which data were already used in blowing snow studies (Vionnet et al., 2018; He and Ohara, 2017). They are equipped with snow height, temperature, wind measurements and Flowcapt sensors (Chritin et al. (1999)), which record integrated blowing snow from 0 to 2m above the ground surface. Trouvilliez et al. (2015) indicate that Flowcapt sensors of different generations give similar results with respect to SPC if a threshold value higher than $1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ is taken. However, they can be partially buried under snow depending on snow height and their reliability in terms of estimated flux is still debated in the literature (Cierco et al., 2007; Trouvilliez et al., 2015; Vionnet et al., 2018). Thus, similarly to Vionnet et al. (2018), we use them only to evaluate blowing snow occurrence. Flowcapt data available in ISAW stations was specifically cleaned up as described in Vionnet et al., paragraph 3.1.



3.4 Model set up

3.4.1 2D simulations

The two-dimensional simulations were performed with the "default" SnowPappus configuration, using GM98 option for wind speed threshold and deactivating wind-induced snow metamorphism. The simulations were run from 01 August 2018 06:00
595 UTC to 01 August 2019 06:00 UTC. Soil temperatures were initialized by a model spinup from 01 August 2008 06:00 UTC to 01 August 2018 06:00 UTC in a similar configuration except for the wind which also comes from SAFRAN during the spinup period. This simulation was used for numerical performance assessment and local evaluation of blowing snow occurrence. A reference simulation where snow transport was deactivated was also run over the same period with the same initial conditions.

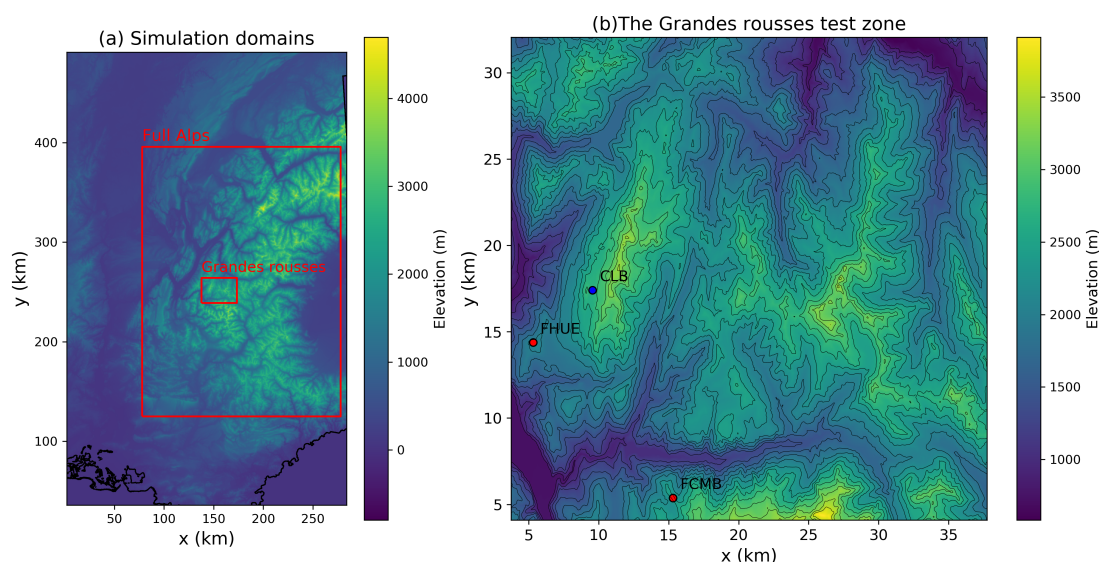


Figure 6. (a) Limits of the two domains used for simulations in the article. The small 'Grandes Rousées' test zone is used for two-dimensional simulations presented in Sect. 4.2. The 'Full Alps' domain was used to test the possibility of running simulations on the entire French Alps (see Sect. 5.5). (b) Topographic map of the 'Grandes Rousées'. The location of the *Col du Lac Blanc* experimental site (blue dot) and of the two flowcapt sensors of ISAW network (red dots) are indicated. Equidistant iso-elevation lines are represented. Data from RGE ALTI® was used to generate these maps.

3.4.2 Local simulations

600 The accuracy of wind forcing is known to play a major influence on any evaluation of a snow transport model (Vionnet et al., 2018). Consequently, we also run and evaluate local scale simulations at *Col du Lac Blanc* forced by observed 5-m wind speed in order to distinguish the contributions of wind speed errors and model errors in our results. Wind speed sensors as well as SPC



are located on the same mast, at the station "AWS Col" described in Guyomarc'h et al. (2019). Their height above surface is variable and recorded continuously, allowing to estimate 5-m wind speed assuming a logarithmic wind profile and a roughness length $z_0 = 2.3$ mm. The other meteorological variables are interpolated from SAFRAN reanalysis as for 2D simulations. In this configuration, blowing snow fluxes are computed by the model but do not result in any erosion or deposition. These local simulations were performed from 01 August 2010 to 01 August 2020 with a soil temperature initialized by a spinup from 2000 to 2010. At Col du Lac Blanc, fetch distance in the mean wind direction as defined in Sect. 2.3.8 was estimated to be 110 ± 20 m, as the mean distance between the SPC sensors and the center of accumulation zones identified from Vionnet (2012, figure 4.24). We thus fixed $l_{fetch} = 110$ m in the blowing snow flux simulations.

Several model configurations were used to investigate simulated blowing snow occurrence, and are described here:

- **SnowPappus: Run A** SnowPappus default configuration with wind-induced snow metamorphism deactivated (see Sect. 2.6). 'GM98' option is used for threshold wind speed (see Sect. 2.2.3)
- **SnowPappus: Run B** SnowPappus default configuration with wind-induced snow metamorphism activated.
- **SnowPappus: Run C** SnowPappus with 'CONST' option (see Sect. 2.2.3), meaning 5-m threshold wind speed is constant and equal to 9 m s^{-1} for snow aged more than one hour and 6 m s^{-1} for falling or freshly fallen snow. Note the 9 m s^{-1} was calibrated provide the optimal Heidke Skill Score (see in Sect. 3.5) among different tested values (not shown).
- **Vionnet 2013** SnowPappus with parameters putting it in the exact same configuration as Vionnet et al. (2013) for wind speed threshold calculation and falling snow properties (see Sect. 2.2.3)

Additionally, to investigate the sensitivity of the simulated fluxes of blowing snow to d_m (Sect. 2.3.5), we tested three modified configurations of run B configuration with d_m values of 0, 0.5 and 1.

3.5 Evaluation of blowing snow occurrence

We evaluate blowing snow occurrence using the same framework as Vionnet et al. (2018), allowing comparisons with the Sytron operational system, which can be considered as a benchmark. Contrary to SnowPappus, Sytron is based on an 8-aspect idealized geometry Vionnet et al. (2018). Both systems share the Guyomarc'h and M erindol (1998) parameterization for threshold wind speed calculation. Vionnet et al. (2018) used hourly averages of fluxes. They considered blowing snow is *observed* if the blowing snow flux measured by the SPC and integrated between 0.2 and 1.2m exceeded a threshold of $1 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ and *simulated* if a non-zero blowing snow flux was simulated. They did not distinguish cases with or without snowfall, and defined blowing snow days as days with more than 4 consecutive hours of blowing snow. As the detection of snow particles coming from solid precipitation may be sufficient to reach this threshold, this method may overestimate blowing snow occurrence during snowfall. However, complementary analyses limiting the occurrence of blowing snow to the additional condition of having at least one 'power-law' shape profile (Sect. 3.3) in a given hour, which is expected only when there is wind-induced snow transport, do not show any significant difference in our results (not shown).



Here, the study was conducted on the whole 2010-2020 period, while Vionnet et al. considered only the 2015-2016 season.
 635 As in Vionnet et al. (2018), the false alarm rate (FAR), the probability of detection (POD) and the Heidke skill score (HSS) are used to evaluate the different setups:

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (31)$$

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (32)$$

$$HSS = \frac{2(ad - bc)}{(a + c)(c + d) + (a + b)(b + d)} \quad (33)$$

640 with a , b , c , d respectively the number of true positive, false positive, false negative and true negative events. HSS varies between -1 and +1, +1 for a perfect agreement and 0 for a random forecast.

These scores were first applied to the 4 model configurations previously described and to new runs of the Sytron system to cover the same evaluation period and share the same code version of SURFEX-Crocus. For Sytron, as in Vionnet et al. (2018) (although not mentioned in the original publication), the occurrence of blowing snow is considered detected if a non-zero flux
 645 is simulated on at least one of the 8 slope aspects.

The occurrence scores are then applied to the 2D simulation outputs for the 2018-2019 season, driven by simulated wind fields as described in Sect. 3.1. The evaluation is carried out at *Col du Lac Blanc* station and at both ISAW stations. Each station was associated with the closest grid point from its location.

3.6 Evaluation of blowing snow fluxes

650 Integrated blowing snow fluxes between $z_{min} = 0.2m$ and $z_{max} = 1.2m$, called $Q_{t,int}$ were evaluated against SPC data. Modelled flux is computed at each time step as :

$$Q_{t,int} = \int_{z_{min}}^{z_{max}} q_{susp}(z) dz = \frac{c_r z_r u_*}{k(1-\gamma)} \left[\left(\frac{z_{max}}{z_r} \right)^{-\gamma+1} \left(\log\left(\frac{z_{max}}{z_0} \right) - \frac{1}{1-\gamma} \right) - \left(\frac{z_{min}}{z_r} \right)^{-\gamma+1} \left(\log\left(\frac{z_{min}}{z_0} \right) - \frac{1}{1-\gamma} \right) \right] \quad (34)$$

Note that the blowing snow flux below 20 cm in height can not be accounted for in this evaluation although it may represent a significant contribution to the total flux, especially for low or moderate wind speeds. Observed data are available with a
 655 10-minute time step. For evaluation purposes, model output and SPC fluxes were first averaged hourly. As the observed fluxes cannot be used when precipitating particles prevail, periods when at least one 'mean' concentration profile was observed were removed. Considering the other missing data, 4947 hours of data are considered in the evaluation.

To assess the ability of SnowPappus to capture the long-term magnitude of wind-induced snow transport, monthly averages of simulated fluxes were compared to the observed ones, keeping only the months when at least 15 days of valid observed
 660 data are available. Hourly data were also classified distinguishing two cases : (i) days with snowfall according to SAFRAN reanalysis and (ii) days with no snowfall. Observation-derived wind friction velocity was also classified in 20 equally distant wind speed intervals (interval widths are about 0.064 m s^{-1}). Averaged observed and modelled flux by category and wind speed step were computed and compared. Less than 20 hours of data were available by wind steps for Wind speeds of more than 0.95 m s^{-1} so these wind speeds were not considered.



665 These scores were applied to the 3 variants of Run B configuration (3 values of d_m).

4 Results

4.1 Comparison of simulated blowing snow flux with simple parameterizations in the literature

Before evaluating SnowPappus against observations, the relationship between Q_t and wind speed is illustrated in Fig. 7 for fresh and old snow, and compared to other estimates from the literature. It stresses that, due to a lower terminal fall speed of
670 snow particles, fresh snow exhibits much higher transport rates than old snow. The model of Essery et al. (1999) exhibits results almost identical to the "old snow" case of SnowPappus. Compared with empirical observations of Mann et al., SnowPappus transport rates simulated in both cases are in the range of the very spread observed values, at least for wind speeds lower than 20 m s^{-1} . The fresh snow case seems to correspond approximately to the upper bound of observations. These observations show that at least the magnitude of SnowPappus flux is plausible.

675 4.2 Illustration of simulation output over Grandes Rousses study area

Synthetic simulation outputs of the simulation performed during the whole 2018-2019 winter season are presented in Fig. 8. The cumulated erosion/deposition rate during the whole season is low over a large part of the domain but it reaches absolute values of around 500 kg m^{-2} , which are comparable to the total amount of solid precipitation in the area, in some points. As expected, hot spots of transport are located around high alpine crests, generally limited to the crest summit and the two adjacent
680 grid cells. Higher deposition seems to usually occur on the Eastern side of the crest, consistently with the prevailing winter storms coming from North-Westerly Atlantic flows.

The relative average snow depth change compared to the simulation where snow transport was deactivated is also shown in Fig. 8. It is very similar to the deposition pattern, and also shows that some crests summits experience almost complete snow removal due to transport (relative change close to -1) whereas the amount of snow is more than doubled in some deposition
685 zones.

4.3 Evaluation of blowing snow occurrence at Col du Lac Blanc

HSS, FAR and POD of the different set-ups are compared on Fig. 9 for all days and for the days without snowfall. Probabilities of detection range typically from 80 to 90 %, and false alarm rates from 30 to 40 % considering the whole period. FAR are higher (40-60 %) considering only days without snowfall.

690 The SnowPappus default option (run A) exhibit slightly lower FAR and POD than the approach of Vionnet et al. (2013) (run D), which leads to similar in HSS, in particular when considering only days without snowfall. Accounting for wind-induced snow metamorphism option (run B) modifies only slightly the scores and did not improve the detection of blowing occurrence. All these methods including a threshold wind speed that depends on the properties of surface snow exhibit high false alarm rates, and do not perform better than using a constant 5-m threshold wind speed equal to 9 m s^{-1} in no-snowfall conditions and

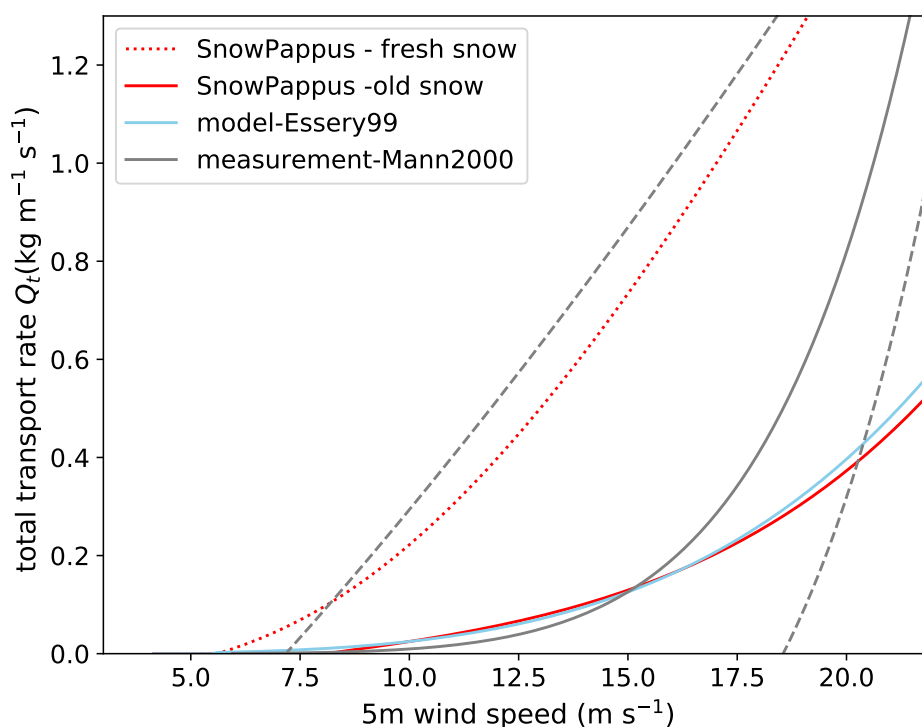


Figure 7. Total blowing snow flux Q_t predicted by SnowPappus as a function of 5-m wind speed, for old and fresh snow (red lines, see Fig. 3 for old and fresh snow discrimination). The blue line represents the flux predicted by a simplified theoretical model (Essery et al., 1999), assuming $z_0 = 1\text{mm}$ and the grey line represents an empirical formula derived from observations in Antarctica (Mann et al., 2000) $Q = 1.504u_*^5 \cdot 1.144$ and taking $z_0 = 5.6 \cdot 10^{-5} m \left(\frac{u_*}{0.3\text{ms}^{-1}}\right)^2$ as the authors of the studies. Dashed grey lines represent the upper and lower bounds of observed flux, roughly estimated from Fig. 6 of the article.

695 6 m s^{-1} during precipitation events (run C). Thus, increased complexity of the parameterizations based on snow microstructure do not result in any visible amelioration of the quality of blowing snow occurrence simulations. In addition, SnowPappus, with its different options, and Sytron operational model exhibit similar scores.

4.4 Evaluation of blowing snow occurrence in 2D simulations

700 Scores of blowing snow detection obtained with 2D simulations at *Col du Lac Blanc*, Huez and Chambon stations are shown in Fig. 10. HSS and POD are low in this configuration using wind speed downscaled at 250-m grid spacing using the DEVINE approach. At Col du Lac Blanc, the HSS is lower than the HSS obtained for point-scale simulation forced by observed wind speed, with the same threshold wind speed parameterization. This decrease in HSS mainly results from a strong decrease in POD (Fig. 10b) whereas the FAR remains similar (Fig. 10c). It suggests that the accuracy of downscaled wind speed and/or

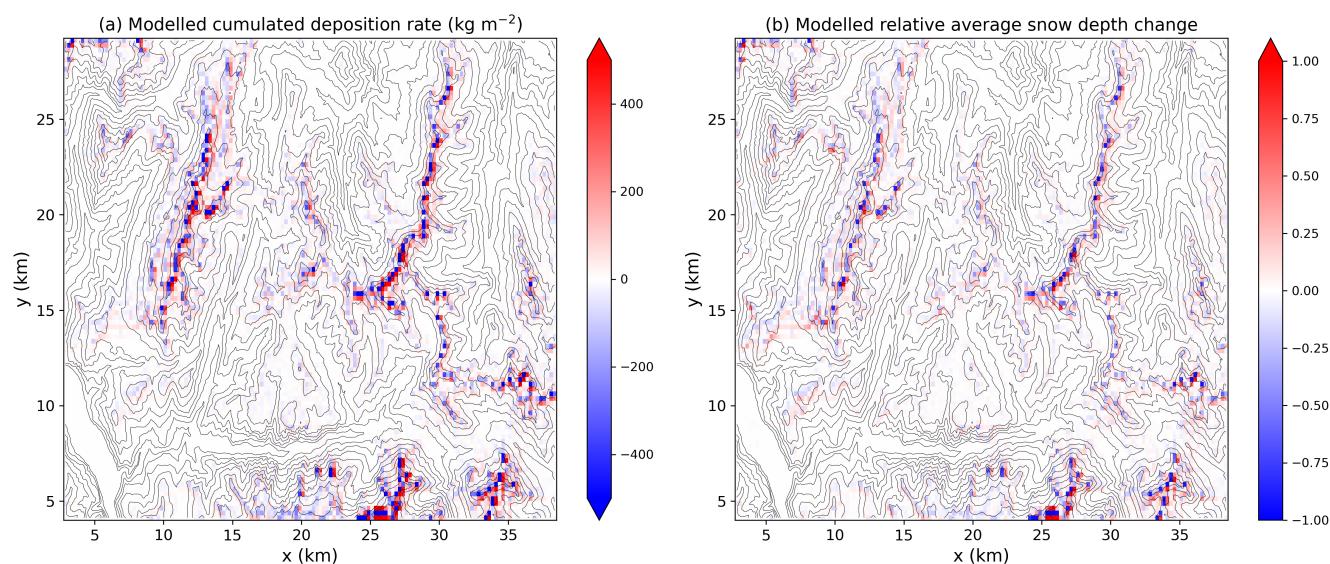


Figure 8. (a) Cumulated deposition rate $\sum_{t_i} q_{\text{dep}}(t_i)$ simulated by SnowPappus transport scheme during the whole 2018-2019 winter season in the whole Grandes Rousses test zone. (b) Relative difference in yearly-averaged snow depth h_s between a simulation with transport (w.t.) activated and simulation without transport (n.t.) $\Delta h_s = \frac{h_s^{w.t.} - h_s^{n.t.}}{h_s^{n.t.}}$.

the 250 m spatial resolution of the simulation are the main causes of the skill deterioration, as confirmed by the significant
 705 discrepancies between observed and simulated wind speeds at the three stations (Fig. 11). A negative bias in simulated wind
 speeds is observed, in particular for strong winds, explaining the low detection rates.

4.5 Evaluation of blowing snow fluxes at Col du Lac Blanc

Figure 12a shows the simulated monthly averaged fluxes between 0.2 and 1.2 m $Q_{t,int}$ at *Col du Lac Blanc* as a function of
 the observed ones, for the 3 tested d_m values. As expected, fluxes clearly increase when d_m decrease, because it makes the
 710 terminal fall speed closer to the fresh snow regime. Simulated $Q_{t,int}$ is of the same order of magnitude as the observed one. It
 is clearly overestimated when $d_m = 0$ case, clearly underestimated when $d_m = 1$ and slightly underestimated when $d_m = 0.5$.
 In all cases, modelled fluxes seem to correlate well with observed ones, however with a strong dispersion. In particular, one
 specific month has a simulated flux 8 times higher than the observed one regardless of the d_m value. Fluxes and wind speeds
 during this month are shown in appendix Fig. A2. This figure shows that the discrepancy between observed and simulated
 715 fluxes is caused by the occurrence of a storm with wind speeds larger than 15 m s^{-1} and recent snowfall while no blowing
 snow flux was observed. All model configurations simulated large fluxes for this storm. The cause of this unusual situation (and
 the possible link with the surface snow properties) is not known and might be due to a SPC failure. These results are discussed
 in details in Sect. 5.1.

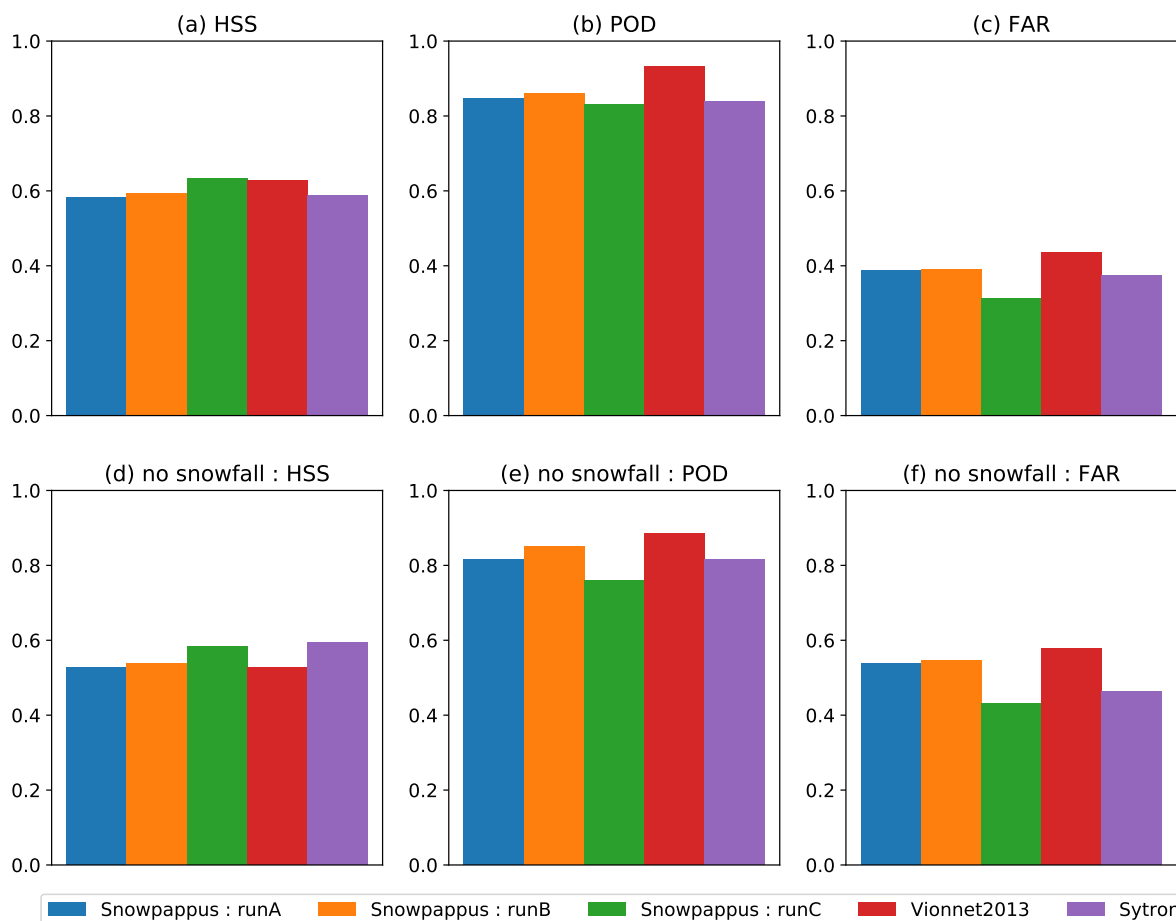


Figure 9. Evaluation of the detection of blowing snow days with point-scale SnowPappus simulations and Sytron operational system. HSS (a,d), POD (b,e) and FAR (c,f) of different SnowPappus configuration and other models, computed from all days independently (a,b,c) and only for days with no snowfall(d,e,f) are represented. As more detailed in Sect. 3.5 ,Run A is default SnowPappus configuration, run B is the same with wind-induced snow metamorphism, run C uses a constant threshold wind speed for dry snow aged more than 1 hour and 'Vionnet2013' is supposed to reproduce configuration described in Vionnet et al. (2013).

Figure 12b shows average simulated and observed fluxes as a function of the 5m-wind velocity u_* for days with and without snowfall, for wind friction velocities between 0 and 0.95 m s^{-1} . Simulated and observed fluxes show the same dependency with u_* , the flux remaining negligible under a threshold wind speed and then increasing in a steady non-linear way. Moreover, both observed and simulated fluxes are higher during days with snowfall than during days without snowfall. Therefore, we can state that SnowPappus reproduces correctly the dependency of blowing snow flux on snow age and wind speed. In particular,

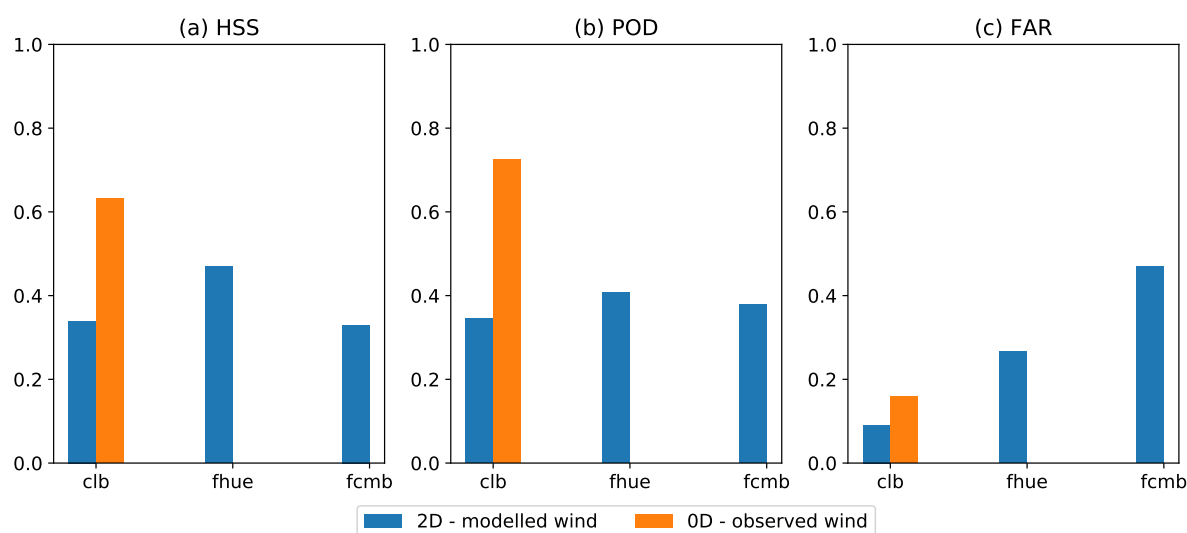


Figure 10. Blue bars: HSS, POD and FAR for the detection of blowing snow days in 250 m resolution simulations against Flowcapt data of ISAW stations of Huez (fhue) and Chambon (femb), and SPC data from *Col du Lac Blanc* (clb). Orange bars: same scores in point-scale simulations with the same SnowPappus configuration forced by observed wind speed (Run A in Fig. 9)

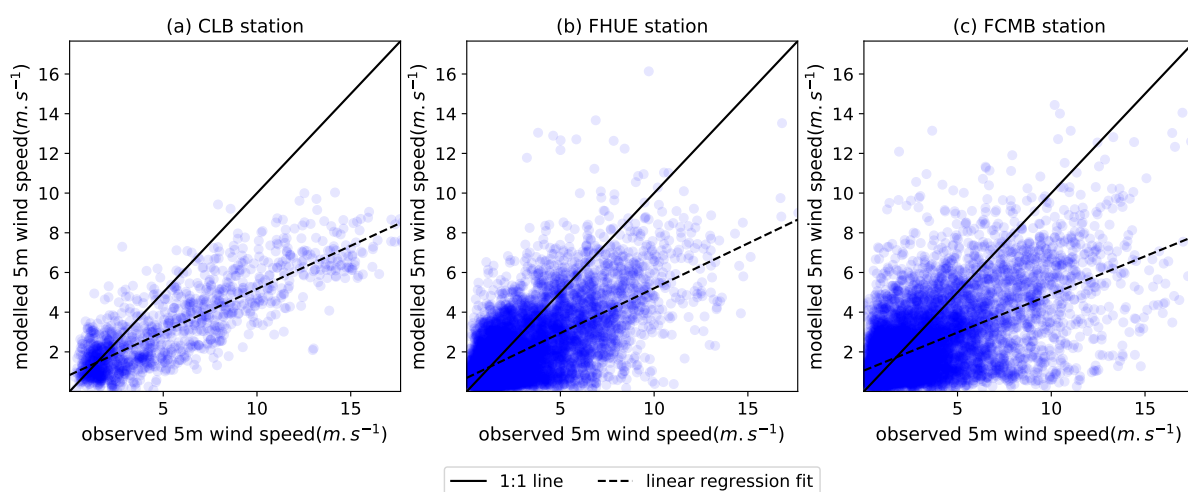


Figure 11. Comparison between observed wind at *Col du Lac Blanc* and at Huez and Chambon ISAW station and the 250m resolution DEVINE-modelled wind used as a forcing in the closest simulation points. Linear regression line fitting the modelled wind as a function of the observed ones are presented. The presented points are the ones used for blowing snow occurrence evaluation in Fig. 10. Wind observed data were filtered using the same algorithm as Le Toumelin et al. (2022)



725 the relationship between $Q_{t,int}$ and wind speed is very close to the observed one in the case of $d_m = 0.5$ for days without snowfall.

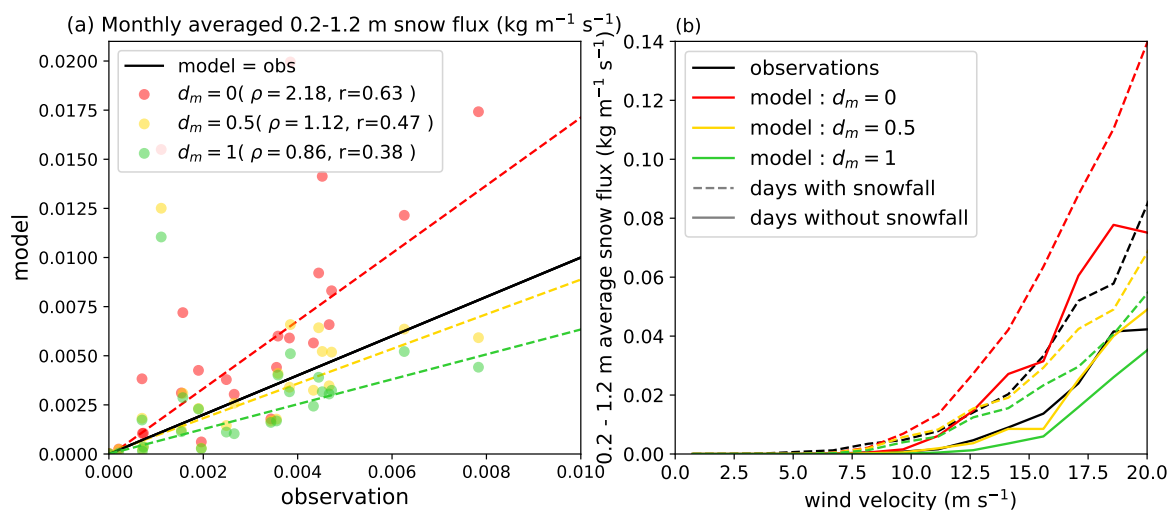


Figure 12. (a) Simulated monthly-averaged $Q_{t,int}$ at Col du Lac Blanc as a function of SPC-observed fluxes, for 3 different values of d_m . The 1:1 line representing equality between the model and observations is drawn in black. The dashed lines are Theil Sen regression fits (Wilcox, 1998) of each model configuration. Ratio model-observation of total cumulated fluxes (ρ) and correlation coefficient (r) are indicated in the legend. (b) Observed and modelled $Q_{t,int}$ (with the same model configuration as (a)) averaged by 5m-wind velocity intervals, as a function of the interval mean wind friction velocity. Dashed lines are computed from the data for days with snowfall and plain lines with the data for days without snowfall.

4.6 Numerical performance

The numerical choices of the SnowPappus scheme were driven by the goal of potential applicability in large-scale systems operated at hectometric resolution. In this section, we describe the numerical performance of the SnowPappus model to discuss its adequation with this objective.

730 Computation time was measured for the simulation domain covering the Grandes Rousses range (Sect. 3.1). Computations are done using one node of the current Meteo-France supercomputer. A node is made of 2 AMD Rome 2,2 Ghz CPU giving a total 128 computing cores and 256 Gb node RAM. In all of the following results we use a setting of one thread per computing core and will use the two words indistinctly.

735 The SnowPappus blowing snow model is based on the MPI parallel libraries and a unpublished domain decomposition already implemented in SURFEX for allocating parts of the simulation domain to computing cores, splitting the simulating domain in subdomain stripes. The algorithm is designed to balance as much as possible the number of grid cells between the different cores, but all the points with the same zonal coordinate are always gathered on the same core. Therefore, the



740 maximum number of subdomain stripes for an experiment is the number of lines of the domain because there must be at least one pixel line per stripe. For the Grandes Rousses domain the maximum number of stripes is 101 and so the maximum number of parallel computing cores is 101. To time the execution of different parts of the code on a distributed set of cores, we use the DrHook profiling tool(Saarinen et al., 2005). To obtain the user run time of non overlapping and blocking code sections, we sum the maximum computing thread time for each code section.

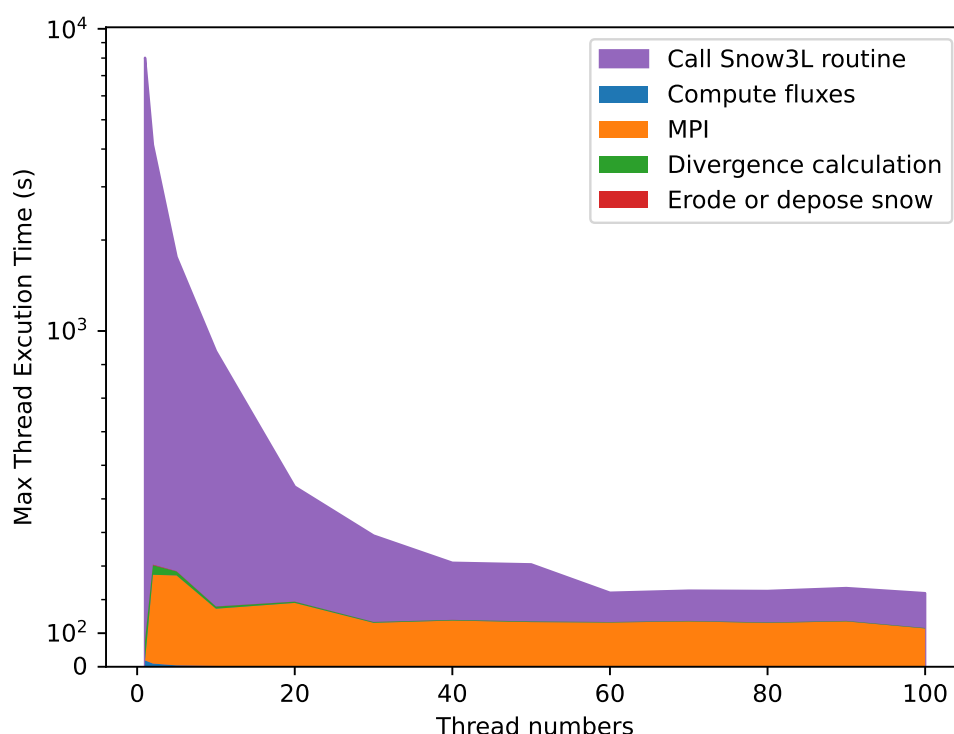


Figure 13. Visualisation of maximum thread execution time spent in the different parts of SnowPappus (named as in Fig. 5) and spent in others snow routines, in the SURFEX routine Snow3L. This time is mainly dedicated to run Crocus snow model.

745 Figure 13 shows the maximum thread execution time for each code section of the SnowPappus blowing snow model and compares these durations to the full snow routine Snow3L which contains the SnowPappus routine, the Crocus snow model and the coupling instructions with the ISBA land surface model. The Snow3L execution time benefits greatly from parallel computing with a sharp decrease in execution time when computing on several threads. On the other hand, most of the computing time of the SnowPappus model is spent on MPI communications. The other parts of the SnowPappus routine have a comparatively negligible computing time. For our small experimental zone, the fastest simulation setting for the execution of

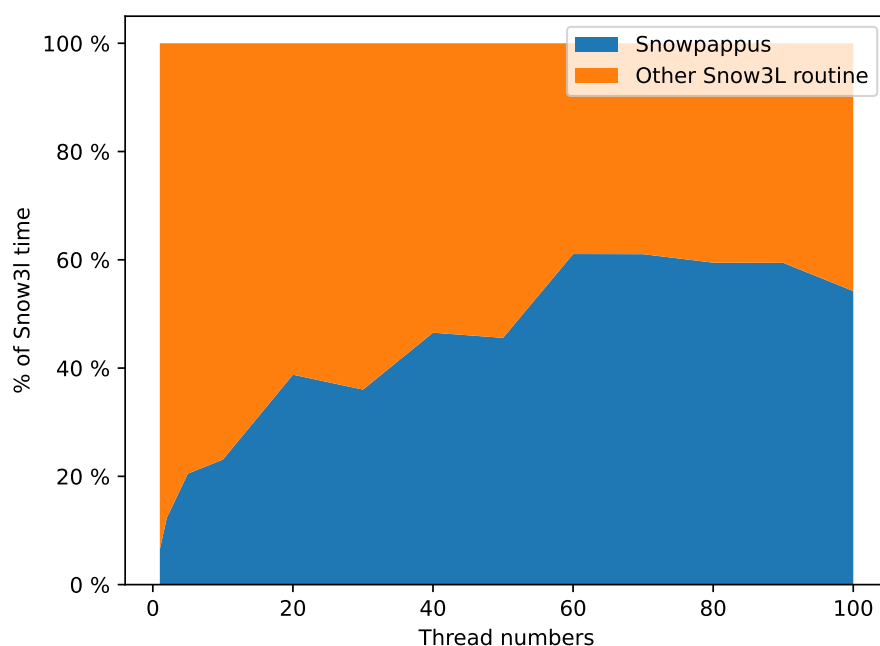


Figure 14. Visualisation of the proportion of time spent in the SnowPappus routine among the total snow-related snow3l routine computing time.

snow-related routines is using the maximum possible number of cores. However, most of the time gain is already obtained with
750 60 cores which seems to be the ideal configuration for this specific use case.

Figure 14 shows the proportional representation of the maximum computing thread time of the SnowPappus routine compared to the other snow-related routines in Snow3L. In a weakly parallelized case (core number <10), the proportional execution time of SnowPappus is low with less than 23% of computing time. This is caused by the weak parallelization creating large
755 subdomains per core, reducing the number of MPI communications in SnowPappus but increasing the number of computations per core for all snow routines, increasing the simulation time in heavy computing code sections as illustrated in Fig. 13. At worst, SnowPappus is using 60% of the total Snow3L time for 60 threads. For this configuration, most of the SnowPappus computing time is spent in MPI communications (Fig. 13) with other parts of the SnowPappus routine executing in negligible time. Indeed, classic SURFEX computing routines benefit greatly from parallelization with simulations points being computed
760 independently of one another. In SnowPappus however, we create a dependency on the neighbourhood simulation point. Logically, increasing the number of subdomains increases the number of blocking MPI communication. This can lead to an increase in MPI communication and waiting time, which become the limiting factor at high thread numbers. MPI communication time

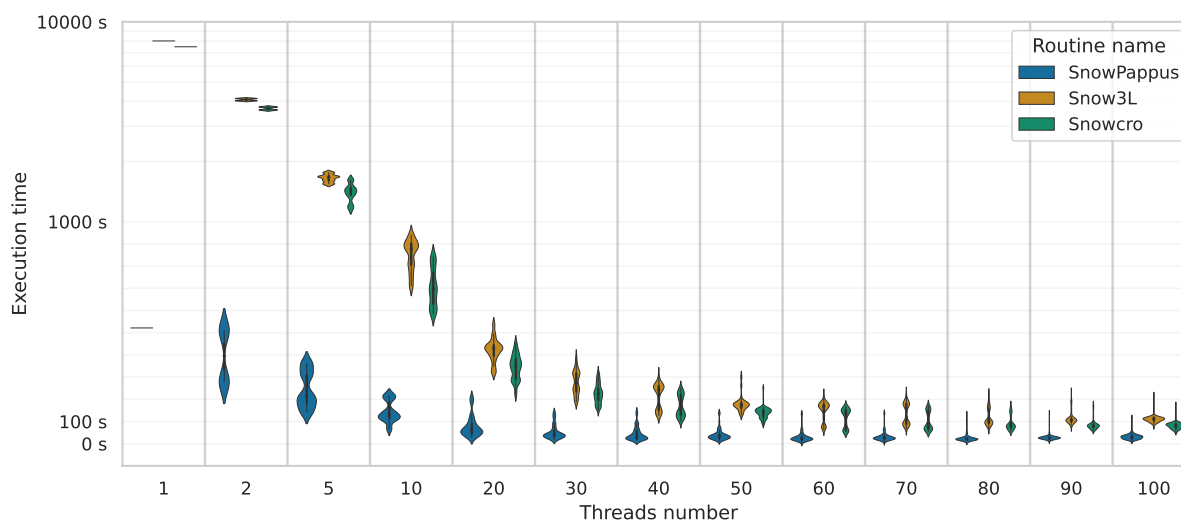


Figure 15. Visualisation of execution time for different threads run and various Fortran routines. This violin plot represents the distribution of execution time of various simulation routines according to different given threads number. The visualization is using a sym-log scale for the y-axis. We see on some distributions (ex 70 threads) a bimodal distribution for the execution time of snow3l and Crocus. This artifact is caused by the threads allocating algorithm cutting the simulation domain in an uneven number of points per thread. Some threads have more simulation points, they are spending more time on computation.

depends on the amount of data to communicate between threads, itself depending on domain shape, whereas waiting time depends on the equity of work sharing among computing threads.

765 Figure 15 shows the execution time distribution among threads depending on the chosen run threads number. The bimodal distribution obtained for some threads is due to the stripe domain decomposition of SURFEX, leading to a group of threads running on twice the number of points than other ones, with a direct impact on the computing time. Beyond this limitation, this graph also illustrates a high spread between the longer thread and the faster one for each run due to a large variability of snow coverage and snow transport between the points.



770 5 Discussion

5.1 Quality of point-scale flux prediction and comparison with other studies

We evaluated SnowPappus in terms of blowing snow occurrence against point-scale measurements. We also evaluated the simulated fluxes against observed fluxes in a part of the suspension layer. As model outputs are highly dependent on wind speed (Fig. 7), we first discuss the model skill of point-scale simulations at *Col du Lac Blanc* forced by observed wind speeds.

775 This evaluation is carried over a long observation period of 10 years.

Long-term evaluation has already been performed for blowing snow occurrence by Vionnet et al. (2013) over the 2001-2011 period at the *Col du Lac Blanc* observatory. Their method (referred hereafter as VI13) was adapted in the Sytron operational system and evaluated on the same site on the 2015-2016 period, as a part of SURFEX v8 (Vionnet et al., 2018). As explained in Sect. 2.2.3, the SnowPappus blowing snow occurrence detection algorithm was also adapted from VI13 with a modification
780 concerning treatment of blowing snow events with concurrent snowfall. We evaluated blowing snow occurrence in SnowPappus, Sytron and VI13 on the 2010-2020 period, reproducing the methods described in Vionnet et al. (2018) in order to get comparable results. All three methods are coded within the current version of SURFEX (v9). We interestingly obtained similar results as Vionnet et al. (2013). Moreover, we also evaluated Sytron and VI13 within the current version of SURFEX (v9) with the same dataset, and obtained similar results. All three methods give reasonable but perfectible detection scores with a large
785 false alarm rate, even if (Vionnet et al., 2013) argued in a similar context that it may mainly concern events with very low simulated blowing snow fluxes. However, the previous evaluation of Sytron by Vionnet et al. (2018) showed better performances, with a perfect detection of blowing snow events at daily time scale at *Col du Lac Blanc* for one winter, which differs notably with our own Sytron evaluation. It remained the case when restricting our evaluation period to the 2015-2016 season (results not shown). Possible explanations for this discrepancy are (i) recent evolutions of SURFEX code (between v8 and the v9)
790 interacting with blowing snow occurrence (ii) precise temporal window within the year of Vionnet et al. (2018) which was not given in their article and may differ from ours (from 1 December to 1 April) (iii) undescribed expert data cleaning performed on SPC data. We could retrieve the original simulation outputs of Vionnet et al. (2018) and applied our evaluation process to these data (see *code availability*). We obtained results very close to our own Sytron run with the original data. Consequently, hypothesis (iii) seems the most likely. Beyond this reproducibility issue, we can state that our model performs similarly to
795 previously tested models in terms of blowing snow occurrence.

In terms of fluxes, evaluation of the monthly averaged blowing snow fluxes integrated between 0.2 and 1.2 m was performed with different parameterizations of the terminal fall speed v_f . It shows SnowPappus is able to simulate satisfactory average fluxes at *Col du Lac Blanc* if v_f is adequately calibrated. However, simulated fluxes suffer from a high standard deviation of the error, leading to a low correlation between observed and simulated data. A particular outsider monthly value can be identified in
800 Fig. 12, when the model overestimates the flux by a factor of 8-10. This corresponds to January 2018, when the simulated flux is mainly associated with two major blowing snow events separated by a few days. Wind speeds were high (up to 20 m s^{-1}), and the temperature was about -10°C . According to SAFRAN reanalysis, intermittent snowfall occurs during the event, providing continuously fresh and transportable snow that should be detected by the sensors (see the appendix Fig. A2). However, SPC



805 recorded no flux during this period, whereas the Flowcapt from the ISAW station of Huez (FHUE), only five kilometres away, recorded high fluxes. Consequently, we hypothesize this outlier probably comes from a detector failure rather than from a model overestimation. Moreover, Fig. 12a shows the flux dependency on wind speed and snow age is correctly reproduced by SnowPappus. Overall, this point-scale evaluation of snow fluxes at *Col du Lac Blanc* shows SnowPappus provides good orders of magnitude of blowing snow suspension fluxes and occurrence when an observed wind forcing is used. However, the model exhibits a strong uncertainty at the event time scale.

810 A major strength of our evaluation is the long-term period encompassing 10 winter seasons while most previous studies evaluating simulated blowing snow fluxes in seasonal snowpack conditions only considered a few blowing snow events taken within a period of time of typically one month (Pomeroy and Male, 1992; Naaim-Bouvet et al., 2010; Vionnet et al., 2014). Considering the dispersion of the monthly averaged fluxes we obtain, such short evaluations may be strongly biased. In particular, Naaim-Bouvet et al. (2010) evaluated a formulation of blowing snow flux which is very close to ours in the case of fresh
815 snow but assuming an infinite fetch. Contrary to us, their model overestimated the flux by an order of magnitude, which could be due to the combined effect of the infinite fetch assumption and the specificity of the two considered events. Longer-term evaluations of blowing snow fluxes could be found in Antarctica. For example, an evaluation of the monthly averaged flux simulated by the MAR model in Antarctica was performed at 2 stations with respectively 2 and 8 years time series (Amory et al., 2021). Correlation coefficients of 0.6 and 0.8 were obtained between observation and model. The correlation we obtain
820 is close or inferior to their results for the first station, although the results are not fully comparable (different seasonality of the fluxes, use of simulated wind speed, etc.). Qualitatively, all the mentioned studies obtained a strong dispersion of model errors which is consistent with our results.

However, some aspects of our methodology are questionable. Indeed, The use of Flowcapt and SPC data during precipitation events for evaluation purposes is questionable. Indeed, some field evaluations suggest the less rounded snow particle shape in
825 these conditions leads to bias of the flux estimates (Sato et al., 2005; Trouvilliez et al., 2015). Moreover, both instruments do not distinguish blowing snow particles from precipitating snowflakes, which by themselves can be responsible for fluxes of typically 0.1 to $10 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Vionnet (2012), Fig. 4.17b, Vionnet et al. (2017), Fig. 7). This may deteriorate our results for blowing snow occurrence, as we did not take this possibility into account.

5.2 Sensitivity, added value and robustness of microstructure-dependent parameterizations

830 We performed blowing snow suspension fluxes evaluation making the parameter d_m , which influences the terminal fall speed, vary within a range which is compatible with the current state of knowledge. Results show that (i) the value $d_m = 0.5$ allows for simulations of realistic average fluxes and (ii) the value of the flux is strongly influenced by d_m , which can make its cumulative value vary by almost a factor 3 in the explored range. d_m controls the terminal fall speed of suspended particles, so it highlights the extreme sensitivity of suspension to this parameter, which is for now imprecisely known.

835 On the other hand, results on the blowing snow occurrence at *Col du Lac Blanc* suggest that the differences between Vionnet et al. (2013) method and SnowPappus do not lead to significant differences in the quality of the simulations. Consequently, in the current state of knowledge, both methods can be used. Results also show that the wind-induced snow metamorphism



option seems to have only a very small effect on simulated blowing snow occurrence. It means it might not enhance the quality of simulation in alpine environment, although complementary evaluations of its impact on the snow stratigraphy would be required, in particular within 2D configurations of the model. Moreover, for the first time to our knowledge, we compared the results of these parameterizations based on microstructure to a much more simple one where the wind speed threshold depends only on whether or not snow was deposited less than 1 hour ago. It emphasizes that a well-calibrated constant threshold wind speed performs as well or even slightly better than those parameterizations.

However, the above statements must be taken with caution as our study suffers important limitations. Indeed, only blowing snow fluxes integrated between 0.2 to 1.2 m were evaluated, which tells nothing about what happens in the saltation layer and in the saltation-suspension interface. Moreover, evaluations and calibrations on flux and occurrence were applied to only one site, with particular climate and environmental conditions. The calibrations of d_m and of the constant threshold wind speed may be over-calibrated to this site and thus not directly valid or optimal at other sites. The microstructure-dependent parameterizations of the threshold wind speed from Guyomarc'h and Mérindol (1998) might transfer better to other topographic and climatic conditions but the lack of extended data to evaluate directly this process does not allow it to be affirmative. The absence of added value of Guyomarc'h and Mérindol (1998) at *Col du Lac Blanc* may indicate that it does not captures the temporal variability of threshold wind speed at this site, or that simulated snow surface properties are not relevant. This last case is plausible due to uncertainties associated with forcings, and that occurrence is evaluated in a simple configuration with no erosion or deposition.

5.3 Main limitations and improvement opportunities

SnowPappus model outputs depend on two major steps which are (i) computing the local blowing snow fluxes and (ii) computing snow redistribution among grid points. Both steps are subject to large uncertainties which limit the accuracy of the final snow cover simulations. In this section, we discuss the main sources of uncertainties. Snow redistribution in 2D simulations has not been evaluated in this article, and will be the subject of a future study expected to provide complementary insights to the following discussions.

5.3.1 Uncertainty on parameterizations

Local fluxes evaluation results suggest the complexity of parameterizations, at least for suspension fluxes and blowing snow occurrence, is not directly linked with model accuracy. Indeed, our simple suspension model exhibited a very high sensitivity to the snow particle effective terminal fall speed v_f^* , which is also involved in more complex suspension models (Bintanja, 2000; Vionnet et al., 2014). Thus, enhancing our knowledge of this parameter and its link to snow properties may allow a larger improvement of suspension flux simulation than complexifying the models. Besides, simplification of the threshold wind speed dependency on snow properties, as well as the inclusion of wind-induced snow metamorphism, did not change significantly the blowing snow occurrence prediction skill. It could be explained by the fact that the interest in such parameterizations can also be limited by intrinsic errors of the Crocus model in terms of surface properties. The hypothesis that a unique threshold wind speed can be used for initiation and stop of the transport in given conditions may also affect this conclusion, as well as



the time step of the model which is longer than the duration of individual continuous transport events (Doorschot et al., 2004). Consistently with our results, it must be noticed that recent development in MAR by Amory et al. (2021), including among others a simplification of the threshold wind speed parameterization, led to an improvement of the model skill.

Finally, there are many "blind points" of the snow transport literature that limit the possibility to parameterize some phenomena which may have a strong influence. For example, we could not find any study about the influence of the slope on snow saltation transport, whereas it was shown to influence sand transport (White and Tsoar, 1998) and steep slopes are common in complex terrain. Besides, a large part of wind-induced snow transport events occurs during snowfall (Vionnet et al., 2013). However, saltation fluxes and initiation were never studied during snowfall events to the best of our knowledge, whereas snowfall obviously changes snow cohesion, properties and interacts with grain ejection mechanisms. Finally, quantitative information about the action of transport on snow surface properties still lacks, despite some recent results on density evolution (Sommer et al., 2018; Amory et al., 2021). We think field or wind-tunnel measurements of snow SSA and density in snow deposition zones, as well as observation of their temporal evolution during blowing snow events, would maybe allow to test and improve the hypothesis we had to do for SnowPappus development.

5.3.2 Wind forcing

Simulated blowing snow fluxes increase quickly and not linearly with wind speed as shown in Fig. 7, and pointed out previously by numerous authors (Essery et al., 1999; Mann et al., 2000; Schneiderbauer and Prokop, 2011b, ...) which found transport fluxes to be approximately proportional to power 4 to 5 of u_* . It consequently makes predicted blowing snow fluxes highly sensitive to the quality of wind forcings. In addition, poor results for blowing snow occurrence were obtained using 2-dimensional outputs forced by DEVINE modelled wind speed, which is partly explained by the important difference between the value of this wind taken at the closest grid point and the local one. These results suggest the quality of the local wind forcing can easily become a major limiting factor for local blowing snow fluxes assessment. Moreover, it may become even more limiting for the prediction of the spatial erosion and deposition patterns (Musselman et al., 2015). The improvement of wind fields assessment in mountainous areas is beyond the scope of this study but has recently been investigated by several authors (Raderschall et al., 2008; Helbig et al., 2017; Dujardin and Lehning, 2022). Therefore, the possibilities of improvements in snow transport modelling are fully dependent on the incoming advances in this area.

5.3.3 Spatial resolution

On the one hand, two-dimensional simulations on the Grandes Rousses test zone (see Sect. 4.2) showed that activating snow transport can have a very strong effect on snow accumulation in the most exposed zones. These effects can be of the same order of magnitude as the amount of annual precipitations in the region (1532 mm of precipitations recorded from 01 August 2018 and 01 August 2019 at the automatic weather station of Alpe d'Huez, coordinates 45.087833°N, 6.085667°E). It suggests that neglecting wind-induced snow transport at this scale is irrelevant for high alpine crests. On the other hand, the width of areas strongly influenced by transport encompasses typically a few grid points. Thus we can expect results to be hampered by strong numerical errors and discretization issues, as suggested by previous studies at 25-200 m resolution (Lehning et al.,



2008; Bernhardt et al., 2009; Grünewald et al., 2010). It highlights also the difficulty of carrying local evaluation of a distributed
905 model at such resolution in complex terrain, as gridded meteorological forcings, in particular wind, and consequently simulated
snow conditions do not necessarily correspond to local ones. Further evaluations of SnowPappus using distributed observations
from remote sensing (snow depth, snow cover) will provide further insights into the influence of spatial resolution on model
results.

5.4 Limits of applicability

910 Several of the choices we made in the model development were adapted to our constraints in terms of spatial and temporal
resolution (around 250 m, 900s) and the type of environment (complex terrain with seasonal snowpack). These choices could
become unsuitable in different contexts. Indeed, high-frequency fluctuations of the turbulent wind cause blowing snow flux
to fluctuate as well, over time scales inferior to 1 minute (Doorschot et al., 2004; Aksamit and Pomeroy, 2018). As their
dependency on wind speed is highly non-linear, the observed relationship between averaged wind speed and blowing snow
915 fluxes must depend on the time step on which measures are averaged. Most of the parameterizations we used are inferred from
observations averaged on a 7.5 - 10 min period (Pomeroy and Gray, 1990; Pomeroy and Male, 1992; Vionnet et al., 2012)
which is close to the model time step. Thus, using these parameterizations at a much smaller time step may introduce errors.

We can also note that we mostly rely on studies performed in regions with a seasonal snowpack (Pomeroy and Gray, 1990;
Pomeroy and Male, 1992; Naaim-Bouvet et al., 2010; Vionnet et al., 2013) which may also be biased in other conditions, like
920 Antarctica or Arctic environments. Finally, moving to higher resolutions or to areas where topography varies on a much larger
scale than the spatial resolution would require treating explicitly the influence of fetch, as it would cover several grid points.
Moreover, coming back on reasoning done in Sect. 2.3.3, simulations at higher resolutions may benefit more from the solving
of the 3D advection-diffusion equation.

5.5 Applicability at large scale

925 The technical possibility to apply SnowPappus in large-scale simulation was one of the target of this work. The detailed
evaluation of its computing performance provided in Sect. 4.6 shows that computing time of SnowPappus physical routine is
negligible compared with the one of Crocus. However, scalability issues caused by MPI communications in a highly parallel
environment are an important limitation. Reducing the number of communications and homogenizing the workload among
threads would alleviate this issue. To achieve it, optimal sub-domain cutting could use squares instead of stripes or even take
930 advantage of snow cover duration (SCD) climatology, as the numerical cost of Crocus-SnowPappus increases strongly with
SCD. Another important bottleneck is the duration of SURFEX Input/Output (I/O) operations, which are not yet parallelized.
This well-known problem was highlighted by Balaji et al. (2017). Despite these current limitations, we were able to perform a
yearly simulation on a domain covering the full French Alps (see Fig. 6) in 17h of simulation time using only one computing
node. It means daily operational simulations implying 8 days of simulations in the current French system (Morin et al., 2020b)
935 would require only 30 min computing time on one node, which is affordable. Therefore, the main criteria for using SnowPappus



in an operational system in a near future will be our ability to demonstrate its added value on the snow cover simulations rather than computation time limitations.

6 Conclusions

This paper presents SnowPappus, a new blowing snow model coupled with the Crocus state-of-the-art snow scheme. It aims to be part of a future operational system running distributed snowpack simulations over the entire French mountains at 250-m grid spacing. SnowPappus is a simple model computing blowing snow fluxes using semi-empirical parameterizations to represent saltation and solving suspension in a one-dimensional stationary state, as models like PBSM (Pomeroy et al., 1993) or SnowTran3D (Liston and Sturm, 1998). It includes newer results on the terminal fall speed of snow particles (Naaim-Bouvet et al., 2010; Vionnet, 2012) which have a strong influence on the simulated snow fluxes, and a parameterization of the threshold wind speed based on Crocus-simulated microstructure properties. Several options are available to represent threshold wind speed, suspension, sublimation and wind-induced snow metamorphism. MPI parallelization handles the data sharing between neighbouring points required to compute snow redistribution on parallel computers. Performance tests show that Crocus coupled with SnowPappus is able to run a simulation over the full French alps during an entire snow season within a reasonable computation time. However, MPI communications and waiting times raise significantly the computation time.

Local evaluations of suspension snow flux and blowing snow occurrence using observed wind fields to drive SnowPappus were also performed. They show that SnowPappus is able to simulate reasonable average suspension fluxes if the effective terminal fall speed of suspended snow particles is adequately calibrated, and that blowing snow occurrence is satisfactorily captured. However, the simulation outputs have a strong uncertainty, which is coherent with previous results obtained with other models. Numerous badly known physical parameters and understudied parameters limit improvements of the used parameterizations. Moreover, uncertainty linked to parameterization combines with uncertainties on forcing wind speed. Therefore, it may lead to local fluxes being strongly different from the simulated one. They will have to be understood more as a "first guess" than as a quantitative estimate.

Future work will include an evaluation of the simulated snow spatial distribution against satellite data (snow depth maps from satellite stereo imagery, snow cover maps for satellite optical imagery, ...). Depending on the results of these future studies, various improvements of SnowPappus could be done, such as representing the effect of subgrid topography on transport fluxes (Bowling et al., 2004) or testing different parameterization of deposited snow properties. Finally, the high and partly unavoidable uncertainty in the simulation outputs also stresses the need to include ensemble simulations and data assimilation in the future system.

Code and data availability. The SnowPappus blowing snow model is developed in the framework of the open-source SURFEX project. The source files of SURFEX code are provided at <https://doi.org/10.5281/zenodo.7687821> to guarantee the permanent reproducibility of results. However, we recommend that potential future users and developers access the code from its Git repository (<http://git.umr->



cnrm.fr/git/Surfex_Git2.git, last access: 1 mars 2023) to benefit from all tools of code management (history management, bug fixes, docu-
mentation, interface for technical support, etc.). This requires a quick registration, and the procedure is described at [https://opensource.umr-
cnrm.fr/projects/snowtools_git/wiki/Install_SURFEX](https://opensource.umr-
cnrm.fr/projects/snowtools_git/wiki/Install_SURFEX) (last access: 1 mars 2023). The version used in this work is tagged as SnowPappus-
v1.0. A user manual, describing the SURFEX namelist options related to SnowPappus is available at <https://doi.org/10.5281/zenodo.7681340>.
More general information about SURFEX use can be found at https://opensource.umr-cnrm.fr/projects/snowtools_git/wiki and [https://opensource.umr-
cnrm.fr/projects/snowtools_git/wiki](https://opensource.umr-
cnrm.fr/projects/snowtools_git/wiki) (last accesses: 1 mars 2023) The DEM used in this study originate from RGE Alti® website. They can be
downloaded freely at <https://geoservices.ign.fr/documentation/donnees/alti/rgealti>. ISAW Network stations raw data are freely available on
http://iav-portal.com/index.php?nav=iodmisawlist&lang=en&search=¢er=&sort_field=center&sort_asc=1. The data from *Col du Lac*
Blanc station is available at <https://doi.org/10.17178/CRYOBSCLIM.CLB.COL.csv> and are described by Guyomarc’h et al. (2019). AROME
downscaled wind forcing used for simulations on Grandes Rousses test zone is available at <https://doi.org/10.5281/zenodo.7681661>. input
data , namelists and instructions to run the model and produce most of the plots and simulations presented in this paper are available on
download at <https://doi.org/10.5281/zenodo.7681551>. In the same folder, codes generating some additional results not shown in the article
are available (see Sect. 3.5 and 5.1)

980 Appendix A: Supplementary figures

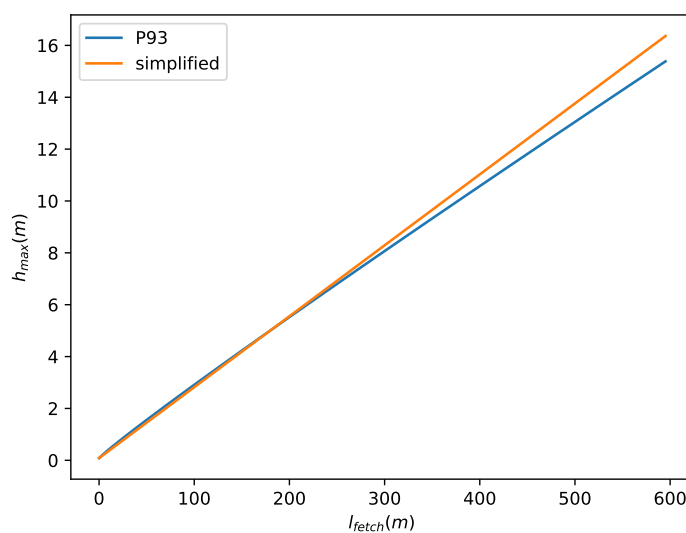


Figure A1. Comparison between the height h_{max} given in Sect. 2.3.8 used as an upper bound for suspension transport (blue curve) and the one computed with Eq. 10 from Pomeroy et al. (1993) (orange curve). Both heights are plotted as a function of the fetch distance as defined in Sect. 2.3.8.

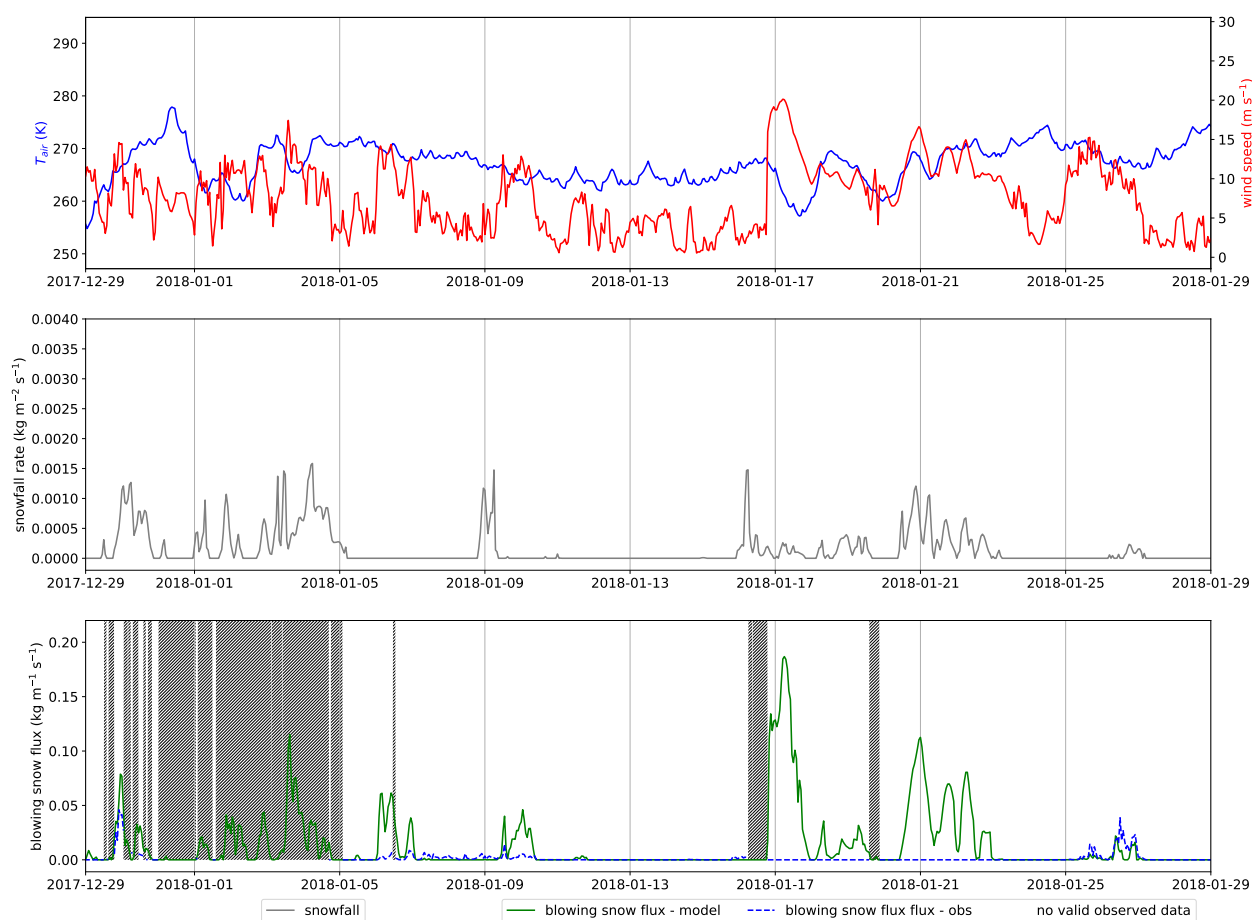


Figure A2. Modelled and SPC-measured 0.2 -1.2 m blowing snow flux during January 2018. SAFRAN-modelled air temperature and solid precipitations, as well as measured wind speed are also represented. This month is a clear outlier in the comparison between observed and modelled fluxes presented in Fig. 12. Here we see that, during the two main modelled events of the month (17 January and 21 January), no flux is detected by the SPC, despite high wind ($15\text{-}20\text{ m s}^{-1}$), negative temperatures in the previous weeks, preventing the formation of an ice crust, and co-occurring heavy snowfall, which should bring continuously transportable snow. It seems to indicate either an undetected SPC deficiency or big errors in the forcing fields during this month, rather than a model failure.



Appendix B: Conversion formula between old and new Crocus microstructure formalism

In the current version of SURFEX, the microstructure of Crocus is described with two prognostic variables : the optical diameter D_{opt} and the sphericity s . In this article, we often refer to the dendricity d and grain size g_s which were used in older versions of Crocus (Vionnet et al., 2012). Carmagnola et al. (2014) proposed formulas linking D_{opt} , s , g_s and d . However
985 some errors were detected in this work, leading us to use another formula to get grain size from D_{opt} and s . This formula is presented here:

$$g_s = 2 \frac{D_{opt} - 2\alpha(1 - s)}{1 + s} \quad (B1)$$

The formula from Carmagnola et al. (2014) is used to compute the dendricity d from s and D_{opt} . Details about this new conversions formulas and their impact on Crocus metamorphism will be described in a paper in preparation.

990 Appendix C: Properties of deposited snow in case of simultaneous snowfall and wind-driven redeposition

We consider here the case when during a time step, a mass m_{SP} and m_{BS} (kg m^{-2}) of snow coming respectively from solid precipitation and wind-driven redeposition has to be added to the snowpack during a simulation time step. Optical diameter D_{BS} and sphericity s_{BS} sphericity s_{BS} of the deposited wind-blown snow are given in Sect. 2.6. Solid precipitation sphericity s_{SP} and optical diameter D_{SP} are computed as in the default Crocus configuration, described in Vionnet et al. (2012). In this
995 case, a layer of total mass $m = m_{SP} + m_{BS}$ is added to the snowpack. Its properties s and D are given by the weighted average of blowing snow and solid precipitation properties:

$$s = \frac{m_{SP}s_{SP} + m_{BS}s_{BS}}{m_{SP} + m_{BS}} \quad (C1)$$

$$D = \frac{m_{SP}D_{SP} + m_{BS}D_{BS}}{m_{SP} + m_{BS}} \quad (C2)$$



Author contributions. A.H. and M.B. developed jointly the SnowPappus code with equal contribution. A.H. had a special involvement in coding the mass balance routine and MPI parallelization. M.B. redacted the introduction, discussion and conclusion of the article. He surveyed the bibliography, and made theoretical choices and most of the technical work concerning saltation and suspension snow flux simulations, and general evaluation of the model. A.H. did it for mass balance, sublimation and numerical performance tests. M.L. supervised the work, provided technical support on Crocus and SURFEX, ran Sytron simulations and was extensively involved in the proofreading process. L.LT provided wind forcing for the two-dimensional simulation and helped in writing the article. V.V. participated in theoretical discussions, in particular about Sytron, and proofread the article. M.F. participated in debugging and helped code development.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This work was conducted using mainly Meteo France office and computing ressource. Main fundings are SENSASS project funded by the Region Auvergne Rhône-Alpes (France) and CDSN PhD grant. We thank **Hervé Bellot** for providing Blowing snow flux data at col du Lac Blanc, as well as **Yannick Deliot**, **Hugo Merzisen** and **Isabelle Gouttevin** who provided advice and technical information about their use and about *Col du Lac Blanc* experimental site in general. We also thank **Rafife Nheili** for her help and participation in coding the MPI parallelization routine. Generally, we thank the whole Centre d'Etude de la Neige modelling team, for multiple fruitful discussions and diverse technical support. CNRM/CEN and LECA are part of LabEx OSUG@2020.



References

- Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Orsi, A., Favier, V., Gallée, H., van den Broeke, M. R., Lenaerts, J., van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., et al.: Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes, *The Cryosphere*, 13, 281–296, <https://doi.org/10.5194/tc-13-281-2019>, 2019.
- Aksamit, N. O. and Pomeroy, J. W.: Near-surface snow particle dynamics from particle tracking velocimetry and turbulence measurements during alpine blowing snow storms, *The Cryosphere*, 10, 3043–3062, <https://doi.org/10.5194/tc-10-3043-2016>, 2016.
- Aksamit, N. O. and Pomeroy, J. W.: The Effect of Coherent Structures in the Atmospheric Surface Layer on Blowing-Snow Transport, *Boundary-Layer Meteorology*, <https://doi.org/10.1007/s10546-017-0318-2>, 2017.
- Aksamit, N. O. and Pomeroy, J. W.: Scale Interactions in Turbulence for Mountain Blowing Snow, *Journal of Hydrometeorology*, 19, 305–320, <https://doi.org/10.1175/jhm-d-17-0179.1>, 2018.
- Amory, C., Kittel, C., Le Toumelin, L., Agosta, C., Delhasse, A., Favier, V., and Fettweis, X.: Performance of MAR (v3. 11) in simulating the drifting-snow climate and surface mass balance of Adélie Land, East Antarctica, *Geoscientific Model Development*, 14, 3487–3510, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-3487-2021>, 2021.
- Balaji, V., Maisonnave, E., Zadeh, N., Lawrence, B. N., Biercamp, J., Fladrich, U., Aloisio, G., Benson, R., Caubel, A., Durachta, J., Foujols, M.-A., Lister, G., Mocavero, S., Underwood, S., and Wright, G.: CPMIP: measurements of real computational performance of Earth system models in CMIP6, *Geoscientific Model Development*, 10, 19–34, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-19-2017>, 2017.
- Bartelt, P. and Lehning, M.: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model, *Cold Regions Science and Technology*, 35, 123–145, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00074-5](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00074-5), 2002.
- Bernhardt, M., Zängl, G., Liston, G., Strasser, U., and Mauser, W.: Using wind fields from a high-resolution atmospheric model for simulating snow dynamics in mountainous terrain, *Hydrological Processes: An International Journal*, 23, 1064–1075, <https://doi.org/10.1002/hyp.7208>, 2009.
- Bintanja, R.: Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description, *Boundary-layer meteorology*, 95, 343–368, <https://doi.org/10.1023/A:1002676804487>, 2000.
- Bowling, L., Pomeroy, J., and Lettenmaier, D.: Parameterization of blowing-snow sublimation in a macroscale hydrology model, *Journal of Hydrometeorology*, 5, 745–762, [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005%3C0745:POBSIA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005%3C0745:POBSIA%3E2.0.CO;2), 2004.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J.: Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 2231–2243, <https://doi.org/10.1002/qj.2822>, 2016.
- Budd, W., Dingle, W., and Radok, U.: The Byrd snow drift project: outline and basic results, *Studies in Antarctic meteorology*, 9, 71–134, <https://doi.org/10.1029/AR009p0071>, 1966.
- Carmagnola, C., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., and Arnaud, L.: Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-Crocus detailed snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 417–437, <https://doi.org/10.5194/tc-8-417-2014>, 2014.
- Castelle, T., Sivardiere, F., Guyomarc'H, G., Buisson, L., and Mérindol, L.: Drifting zone phenomena and avalanches, in: *International symposium on snow and related manifestations*, Manali, IND, September 1994, p. 7, 1994.
- Choler, P.: Growth response of temperate mountain grasslands to inter-annual variations in snow cover duration, *Biogeosciences*, 12, 3885–3897, <https://doi.org/10.5194/bg-12-3885-2015>, 2015.



- Chritin, V., Bolognesi, R., and Gubler, H.: FlowCapt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting, *Cold Regions Science and Technology*, 30, 125–133, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(99\)00012-9](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(99)00012-9), 1999.
- 1050 Cierco, F.-X., Naaïm-Bouvet, F., and Bellot, H.: Acoustic sensors for snowdrift measurements: How should they be used for research purposes?, *Cold Regions Science and Technology*, 49, 74–87, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.01.002>, 2007.
- Clarke, L., Glendinning, I., and Hempel, R.: The MPI message passing interface standard, in: *Programming environments for massively parallel distributed systems*, pp. 213–218, Springer, https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8534-8_21, 1994.
- 1055 Clifton, A., Rüedi, J.-D., and Lehning, M.: Snow saltation threshold measurements in a drifting-snow wind tunnel, *Journal of Glaciology*, 52, 585–596, <https://doi.org/10.3189/172756506781828430>, 2006.
- Cluzet, B., Lafaysse, M., Deschamps-Berger, C., Vernay, M., and Dumont, M.: Propagating information from snow observations with CrocO ensemble data assimilation system: a 10-years case study over a snow depth observation network., *Cryosphere Discussions*, <https://doi.org/10.5194/tc-16-1281-2022>, 2021.
- 1060 Comola, F. and Lehning, M.: Energy-and momentum-conserving model of splash entrainment in sand and snow saltation, *Geophysical Research Letters*, 44, 1601–1609, <https://doi.org/10.1002/2016GL071822>, 2017.
- Comola, F., Kok, J. F., Gaume, J., Paterna, E., and Lehning, M.: Fragmentation of wind-blown snow crystals, *Geophysical Research Letters*, 44, 4195–4203, <https://doi.org/10.1002/2017GL073039>, 2017.
- Déry, S. J. and Yau, M.: A bulk blowing snow model, *Boundary-Layer Meteorology*, 93, 237–251, <https://doi.org/10.1023/A:1002065615856>,
1065 1999.
- Déry, S. J. and Yau, M.: Simulation of blowing snow in the Canadian Arctic using a double-moment model, *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 297–316, <https://doi.org/10.1023/A:1018965008049>, 2001.
- Deschamps-Berger, C., Cluzet, B., Dumont, M., Lafaysse, M., Berthier, E., Fanise, P., and Gascoïn, S.: Improving the spatial distribution of snow cover simulations by assimilation of satellite stereoscopic imagery, *Water Resources Research*, 58, e2021WR030271, <https://doi.org/10.1029/2021WR030271>, 2022.
- 1070 Doorschot, J. J. and Lehning, M.: Equilibrium saltation: mass fluxes, aerodynamic entrainment, and dependence on grain properties, *Boundary-Layer Meteorology*, 104, 111–130, <https://doi.org/10.1023/A:1015516420286>, 2002.
- Doorschot, J. J., Lehning, M., and Vrouwe, A.: Field measurements of snow-drift threshold and mass fluxes, and related model simulations, *Boundary-Layer Meteorology*, 113, 347–368, 2004.
- 1075 Dujardin, J. and Lehning, M.: Wind-Topo: Downscaling near-surface wind fields to high-resolution topography in highly complex terrain with deep learning, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148, 1368–1388, <https://doi.org/10.1002/qj.4265>, 2022.
- Dyunin, A.: Fundamentals of the mechanics of snow storms, *Physics of Snow and Ice: proceedings*, 1, 1065–1073, 1967.
- Essery, R., Li, L., and Pomeroy, J.: A distributed model of blowing snow over complex terrain, *Hydrological processes*, 13, 2423–2438, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199910\)13:14/15%3C2423::AID-HYP853%3E3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15%3C2423::AID-HYP853%3E3.0.CO;2-U), 1999.
- 1080 Gallée, H., Guyomarc’h, G., and Brun, E.: Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance: possible sensitivity to snow-surface properties, *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 1–19, <https://doi.org/10.1023/A:1018776422809>, 2001.
- Gordon, M., Simon, K., and Taylor, P. A.: On snow depth predictions with the Canadian land surface scheme including a parametrization of blowing snow sublimation, *Atmosphere-Ocean*, 44, 239–255, <https://doi.org/10.3137/ao.440303>, 2006.
- Gordon, M., Savelyev, S., and Taylor, P. A.: Measurements of blowing snow, part II: Mass and number density profiles and saltation height at
1085 Franklin Bay, NWT, Canada, *Cold Regions Science and Technology*, 55, 75–85, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.07.001>, 2009.
- Greenshields, C. and Weller, H.: *Notes on Computational Fluid Dynamics: General Principles*, CFD Direct Ltd, Reading, UK, 2022.



- Groot Zwaaftink, C., Diebold, M., Horender, S., Overney, J., Lieberherr, G., Parlange, M., and Lehning, M.: Modelling small-scale drifting snow with a Lagrangian stochastic model based on large-eddy simulations, *Boundary-Layer Meteorology*, 153, 117–139, <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9934-2>, 2014.
- 1090 Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., and Lehning, M.: Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment, *The Cryosphere*, 4, 215–225, <https://doi.org/10.5194/tc-4-215-2010>, 2010.
- Guyomarc’h, G., Bellot, H., Vionnet, V., Naaim-Bouvet, F., Déliot, Y., Fontaine, F., Puglièse, P., Nishimura, K., Durand, Y., and Naaim, M.: A meteorological and blowing snow data set (2000–2016) from a high-elevation alpine site (Col du Lac Blanc, France, 2720 m asl), *Earth System Science Data*, 11, 57–69, <https://doi.org/10.5194/essd-11-57-2019>, 2019.
- 1095 Guyomarc’h, G. and Mérindol, L.: Validation of an application for forecasting blowing snow, *Annals of Glaciology*, 26, 138–143, <https://doi.org/10.3189/1998AoS26-1-138-143>, 1998.
- He, S. and Ohara, N.: A New Formula for Estimating the Threshold Wind Speed for Snow Movement, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 2514–2525, <https://doi.org/10.1002/2017ms000982>, 2017.
- Helbig, N., Mott, R., Van Herwijnen, A., Winstral, A., and Jonas, T.: Parameterizing surface wind speed over complex topography, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 651–667, <https://doi.org/10.1002/2016JD025593>, 2017.
- 1100 Helfricht, K., Hartl, L., Koch, R., Marty, C., and Olefs, M.: Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions, *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2655–2668, <https://doi.org/10.5194/hess-22-2655-2018>, 2018.
- Hofer, S., Amory, C., Kittel, C., Carlsen, T., Le Toumelin, L., and Storelvmo, T.: The contribution of drifting snow to cloud properties and the atmospheric radiative budget over Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL094967, <https://doi.org/10.1029/2021GL094967>, 2021.
- 1105 IPCC: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, Cambridge University Press, <https://doi.org/10.1017/9781009157964>, 2022.
- Jordan, R. E.: A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM. 89, 1991.
- Kind, R.: One-dimensional aeolian suspension above beds of loose particles—A new concentration-profile equation, *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 26, 927–931, 1992.
- 1110 Kosugi, K., Nishimura, K., and Maeno, N.: Snow ripples and their contribution to the mass transport in drifting snow, *Boundary-layer meteorology*, 59, 59–66, <https://doi.org/10.1007/BF00120686>, 1992.
- Largerion, C., Dumont, M., Morin, S., Boone, A., Lafaysse, M., Metref, S., Cosme, E., Jonas, T., Winstral, A., and Margulis, S. A.: Toward snow cover estimation in mountainous areas using modern data assimilation methods: a review, *Frontiers in Earth Science*, 8, 325, <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00325>, 2020.
- 1115 Le Toumelin, L., Gouttevin, I., Helbig, N., Galiez, C., Roux, M., and Karbou, F.: Emulating the adaptation of wind fields to complex terrain with deep-learning, *Artificial Intelligence for the Earth Systems*, pp. 1–39, <https://doi.org/10.1175/AIES-D-22-0034.1>, 2022.
- Lehning, M., Doorschot, J., and Bartelt, P.: A snowdrift index based on SNOWPACK model calculations, *Annals of Glaciology*, 31, 382–386, <https://doi.org/10.3189/172756400781819770>, 2000.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., and Raderschall, N.: Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain, *Water Resources Research*, 44, <https://doi.org/10.1029/2007WR006545>, 2008.
- 1120 Li, L. and Pomeroy, J. W.: Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data, *Journal of Applied Meteorology*, 36, 205–213, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<0205:EOTWSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<0205:EOTWSF>2.0.CO;2), 1997.
- Liston, G. E. and Sturm, M.: A snow-transport model for complex terrain, *Journal of Glaciology*, 44, 498–516, <https://doi.org/10.3189/S0022143000002021>, 1998.



- 1125 Liston, G. E., Haehnel, R. B., Sturm, M., Hiemstra, C. A., Berezovskaya, S., and Tabler, R. D.: Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D, *Journal of Glaciology*, 53, 241–256, <https://doi.org/10.3189/172756507782202865>, 2007.
- MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W., and Pietroniro, A.: Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models: tests in a mountainous subarctic catchment, *Hydrological Processes: An International Journal*, 23, 2570–2583, <https://doi.org/10.1002/hyp.7356>, 2009.
- 1130 MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W., and Pietroniro, A.: On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 1401–1415, <https://doi.org/10.5194/hess-14-1401-2010>, 2010.
- Mann, G., Anderson, P., and Mobbs, S.: Profile measurements of blowing snow at Halley, Antarctica, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105, 24 491–24 508, <https://doi.org/10.1029/2000JD900247>, 2000.
- Marsh, C. B., Pomeroy, J. W., Spiteri, R. J., and Wheeler, H. S.: A finite volume blowing snow model for use with variable resolution meshes, *Water Resources Research*, 56, e2019WR025 307, <https://doi.org/10.1029/2019WR025307>, 2020.
- 1135 Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., et al.: The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geoscientific Model Development*, 6, 929–960, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>, 2013.
- Melo, D. B., Sharma, V., Comola, F., Sigmund, A., and Lehning, M.: Modeling snow saltation: the effect of grain size and interparticle cohesion, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2021JD035 260, <https://doi.org/10.1029/2021JD035260>, 2022.
- 1140 Michaux, J.-L.: Etude, compréhension, et modélisation des phénomènes liés au transport de la neige par le vent, Ph.D. thesis, Doctorat Environnement risques naturels, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2003.
- Morin, S., Horton, S., Techel, F., Bavay, M., Coléou, C., Fierz, C., Gobiet, A., Hagenmuller, P., Lafaysse, M., Ližar, M., Mitterer, C., Monti, F., Müller, K., Olefs, M., Snook, J. S., van Herwijnen, A., and Vionnet, V.: Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting: A status report on current implementations and prospects for the future, *Cold Regions Science and Technology*, 170, 102 910, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102910>, 2020a.
- 1145 Morin, S., Horton, S., Techel, F., Bavay, M., Coléou, C., Fierz, C., Gobiet, A., Hagenmuller, P., Lafaysse, M., Ližar, M., et al.: Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting: A status report on current implementations and prospects for the future, *Cold regions science and technology*, 170, 102 910, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102910>, 2020b.
- 1150 Mott, R., Vionnet, V., and Grünewald, T.: The seasonal snow cover dynamics: review on wind-driven coupling processes, *Frontiers in Earth Science*, 6, 197, <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00197>, 2018.
- Musselman, K. N., Pomeroy, J. W., Essery, R. L., and Leroux, N.: Impact of windflow calculations on simulations of alpine snow accumulation, redistribution and ablation, *Hydrological Processes*, 29, 3983–3999, <https://doi.org/10.1002/hyp.10595>, 2015.
- 1155 Naaim-Bouvet, F., Naaim, M., and Martinez, H.: Profils de concentration de la neige soufflée. Théorie, résolution numérique et validation expérimentale in situ, *La Houille Blanche*, pp. 53–56, <https://doi.org/10.1051/lhb/1996052>, 1996.
- Naaim-Bouvet, F., Bellot, H., and Naaim, M.: Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site, *Annals of Glaciology*, 51, 207–217, <https://doi.org/10.3189/172756410791386661>, 2010.
- Nemoto, M. and Nishimura, K.: Numerical simulation of snow saltation and suspension in a turbulent boundary layer, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109, <https://doi.org/10.1029/2004JD004657>, 2004.
- 1160 Nishimura, K. and Hunt, J.: Saltation and incipient suspension above a flat particle bed below a turbulent boundary layer, *Journal of Fluid Mechanics*, 417, 77–102, <https://doi.org/10.1017/S0022112000001014>, 2000.
- Patankar, S. V.: Numerical heat transfer and fluid flow, CRC press, <https://doi.org/10.1201/9781482234213>, 2018.



- Pomeroy, J. and Gray, D.: Saltation of snow, *Water resources research*, 26, 1583–1594, <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01583>, 1990.
- 1165 Pomeroy, J. and Male, D.: Steady-state suspension of snow, *Journal of hydrology*, 136, 275–301, [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90015-N](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90015-N), 1992.
- Pomeroy, J., Gray, D., and Landine, P.: The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation, *Journal of Hydrology*, 144, 165–192, [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90171-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90171-5), 1993.
- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., and Carey, S.: The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence, *Hydrological Processes: An International Journal*, 21, 2650–2667, 1170 <https://doi.org/10.1002/hyp.6787>, 2007.
- Raderschall, N., Lehning, M., and Schär, C.: Fine-scale modeling of the boundary layer wind field over steep topography, *Water Resources Research*, 44, <https://doi.org/10.1029/2007WR006544>, 2008.
- Revuelto, J., Lecourt, G., Lafaysse, M., Zin, I., Charrois, L., Vionnet, V., Dumont, M., Rabatel, A., Six, D., Condom, T., et al.: Multi-criteria evaluation of snowpack simulations in complex alpine terrain using satellite and in situ observations, *Remote Sensing*, 10, 1171, 1175 <https://doi.org/10.3390/rs10081171>, 2018.
- Saarinén, S., Hamrud, M., Salmond, D., and Hague, J.: Dr. hook instrumentation tool, 2005.
- Sato, T., Kimura, T., Ishimaru, T., and Maruyama, T.: Field test of a new snow-particle counter (SPC) system, *Annals of Glaciology*, 18, 149–154, <https://doi.org/10.3189/S0260305500011411>, 1993.
- Sato, T., Mochizuki, S., Kosugi, K., and Nemoto, M.: Effects of particle shape on mass flux measurement of drifting snow by snow particle counter, *Journal of the Japanese Society of Snow and Ice*, 67, 493–503, <https://doi.org/10.5331/seppyo.67.493>, 2005.
- 1180 Sato, T., Kosugi, K., Mochizuki, S., and Nemoto, M.: Wind speed dependences of fracture and accumulation of snowflakes on snow surface, *Cold Regions Science and Technology*, 51, 229–239, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.05.004>, 2008.
- SBSM: Code documentation, https://documentation.help/CRHM_Borland/modules_sbsm.htm, accessed: 2022-06-04.
- Schmidt, D. S., Schmidt, R., and Dent, J.: Electrostatic force in blowing snow, *Boundary-Layer Meteorology*, 93, 29–45, 1185 <https://doi.org/10.1023/A:1002045818907>, 1999.
- Schmidt, R.: Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport, *Journal of Glaciology*, 26, 453–467, <https://doi.org/10.1017/S0022143000010972>, 1980.
- Schmidt, R.: Properties of blowing snow, *Reviews of Geophysics*, 20, 39–44, <https://doi.org/10.1029/RG020i001p00039>, 1982.
- Schneiderbauer, S. and Prokop, A.: The atmospheric snow-transport model: SnowDrift3D, *Journal of Glaciology*, 57, 526–542, 1190 <https://doi.org/10.3189/002214311796905677>, 2011a.
- Schneiderbauer, S. and Prokop, A.: The atmospheric snow-transport model: SnowDrift3D, *Journal of Glaciology*, 57, 526–542, <https://doi.org/10.3189/002214311796905677>, 2011b.
- Schweizer, J., Jamieson, J. B., and Schneebeli, M.: Snow avalanche formation, *Reviews of Geophysics*, 41, <https://doi.org/10.1029/2002rg000123>, 2003.
- 1195 Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France convective-scale operational model, *Monthly Weather Review*, 139, 976–991, <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>, 2011.
- Shao, Y.: A similarity theory for saltation and application to aeolian mass flux, *Boundary-layer meteorology*, 115, 319–338, <https://doi.org/10.1007/s10546-004-4632-0>, 2005.
- Sharma, V., Gerber, F., and Lehning, M.: Introducing CRYOWRF v1. 0: Multiscale atmospheric flow simulations with advanced snow cover 1200 modelling, *Geoscientific Model Development Discussions*, pp. 1–46, <https://doi.org/10.5194/gmd-2021-231>, 2021.



- Sommer, C. G., Lehning, M., and Fierz, C.: Wind Tunnel Experiments: Influence of Erosion and Deposition on Wind-Packing of New Snow, *Frontiers in Earth Science*, 6, <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00004>, 2018.
- Sørensen, M.: On the rate of aeolian sand transport, *Geomorphology*, 59, 53–62, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.09.005>, 2004.
- 1205 Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G. E., and Mauser, W.: Is snow sublimation important in the alpine water balance?, *The Cryosphere*, 2, 53–66, <https://doi.org/10.5194/tc-2-53-2008>, 2008.
- Takahashi, S.: Characteristics of drifting snow at Mizuho Station, Antarctica, *Annals of glaciology*, 6, 71–75, <https://doi.org/10.3189/1985AoG6-1-71-75>, 1985.
- Takeuchi, M.: Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport, *Journal of Glaciology*, 26, 481–492, <https://doi.org/10.3189/S0022143000010996>, 1980.
- 1210 Trouvilliez, A., Naaim-Bouvet, F., Bellot, H., Genthon, C., and Gallée, H.: Evaluation of the FlowCapt acoustic sensor for the aeolian transport of snow, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32, 1630–1641, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00104.1>, 2015.
- Vernay, M., Lafaysse, M., Monteiro, D., Hagenmuller, P., Nheili, R., Samacoïts, R., Verfaillie, D., and Morin, S.: The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas: description and evaluation (1958–2021), *Earth System Science Data*, 14, 1707–1733, <https://doi.org/10.5194/essd-14-1707-2022>, 2022.
- 1215 Vionnet, V.: Études du transport de la neige par le vent en conditions alpines: observations et simulations à l’aide d’un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux, Ph.D. thesis, Paris Est, 2012.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J.-M.: The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. 2, *Geoscientific Model Development*, 5, 773–791, <https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012>, 2012.
- Vionnet, V., Guyomarc’h, G., Bouvet, F. N., Martin, E., Durand, Y., Bellot, H., Bel, C., and Puglièse, P.: Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling, *Advances in water resources*, 55, 53–63, <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004>, 2013.
- 1220 Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc’h, G., Naaim-Bouvet, F., Prokop, A., Durand, Y., and Lac, C.: Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model, *The Cryosphere*, 8, 395–415, <https://doi.org/10.5194/tc-8-395-2014>, 2014.
- 1225 Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Quéno, L., Seity, Y., and Bazile, E.: Numerical weather forecasts at kilometer scale in the French Alps: Evaluation and application for snowpack modeling, *Journal of Hydrometeorology*, 17, 2591–2614, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0241.1>, 2016.
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Lac, C., Naaim Bouvet, F., and Guyomarc’h, G.: High-resolution large eddy simulation of snow accumulation in Alpine terrain, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 11–005, <https://doi.org/10.1002/2017JD026947>, 2017.
- 1230 Vionnet, V., Guyomarc’h, G., Lafaysse, M., Naaim-Bouvet, F., Giraud, G., and Deliot, Y.: Operational implementation and evaluation of a blowing snow scheme for avalanche hazard forecasting, *Cold Regions Science and Technology*, 147, 1–10, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.12.006>, 2018.
- White, B. R. and Tsoar, H.: Slope effect on saltation over a climbing sand dune, *Geomorphology*, 22, 159–180, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00058-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00058-5), 1998.
- 1235 Wilcoxon, R.: A note on the Theil-Sen regression estimator when the regressor is random and the error term is heteroscedastic, *Biometrical Journal: Journal of Mathematical Methods in Biosciences*, 40, 261–268, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1521-4036\(199807\)40:3%3C261::AID-BIMJ261%3E3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1521-4036(199807)40:3%3C261::AID-BIMJ261%3E3.0.CO;2-V), 1998.

<https://doi.org/10.5194/gmd-2023-43>
Preprint. Discussion started: 9 May 2023
© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- Xue, M., Droegemeier, K. K., and Wong, V.: The Advanced Regional Prediction System (ARPS)—A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification, *Meteorology and atmospheric physics*, 75, 161–193, 1240 <https://doi.org/10.1007/s007030070003>, 2000.
- Yang, J. and Yau, M.: A new triple-moment blowing snow model, *Boundary-layer meteorology*, 126, 137–155, <https://doi.org/10.1007/s10546-007-9215-4>, 2008.

Bilan et modifications probables à venir

Le travail dans l'article précédent a permis le développement de SnowPappus. Ce modèle simule le transport de neige par le vent de façon simplifiée mais en tirant parti de résultats récents sur la vitesse de chute des particules de neige transportée. Les raisons théoriques ayant guidé les différents choix de modélisation ont été détaillées. De plus, la possibilité technique de réaliser des simulations sur une saison entière à l'échelle des Alpes avec ISBA-Crocus est démontrée, ouvrant la possibilité de simulations de l'enneigement et de la thermique des sols de façon distribuée sur toutes les Alpes françaises. L'intérêt de telles simulations par rapport au système actuel (S2M) reste cependant à démontrer, dans la mesure où les évaluations préliminaires présentées ne concernent que les flux de neige transportée, de plus à une échelle très locale, et sur un petit nombre de sites.

Les rapports des rapporteur.rice.s de cet article ont été publiés récemment. Ces retours sont très critiques, en particulier sur une longueur trop importante de l'article qu'ils imputent à notre choix de présenter de façon exhaustive nos choix de modélisation, en les justifiant par une revue poussée de l'état de l'art sur les processus représentés. En outre, l'absence d'évaluation 2D du modèle est identifiée comme un problème majeur, étant donné l'objectif affiché d'améliorer la variabilité spatiale du manteau neigeux. Ces rapports sont consultables aux DOI suivants :10.5194/gmd-2023-43-RC1 et 10.5194/gmd-2023-43-RC2.

Il est clair qu'en réponse à ces retours, ce manuscrit devra être fortement remanié dans les prochains mois, a minima pour en réduire la longueur, même si l'exhaustivité dans la description du modèle et des choix associés nous semble être importante à conserver, en accord avec les recommandations de ce journal et des préconisations récentes de la littérature scientifique sur une meilleure exhaustivité dans la documentation des modèles de neige (Menard et al., 2021).

De plus, cette étude est maintenant accompagnée d'un autre article en révision (Hadjeri et al., 2023) dont je suis co-auteur, présentant une évaluation spatialisée des patrons d'enneigement simulés avec SnowPappus, volet manquant à cet article selon les rapporteur.rice.s. Elle sera discutée plus en détail chapitre 6. Il est à noter que beaucoup de modèles de transport de neige par le vent ont par le passé été publiés sans réelle évaluation spatialisée (Essery et al., 1999; Gallée et al., 2001; Amory et al., 2021; Sharma et al., 2021), et que quand celle-ci était présente, elle était souvent qualitative et couvrait une faible extension spatiale (au plus quelques km²) (Liston and Sturm, 1998; Liston et al., 2007; Vionnet et al., 2014; Schneiderbauer and Prokop, 2011). De mon côté, je présenterai une évaluation de l'impact de SnowPappus sur les températures du sol simulées au paragraphe 5, qui est également une forme d'évaluation spatialisée de ce modèle. Avant cela, je présenterai la correction d'une erreur dans le métamorphisme de Crocus, qui a été un travail préliminaire important au développement de SnowPappus.

Chapitre 4

Correction d'une erreur dans Crocus

4.1 Représentation de la microstructure dans Crocus : de l'ancien au nouveau formalisme

Dans le modèle Crocus, un jeu de variables, appelées variables prognostiques, décrit la microstructure de la neige, qui évolue sous l'effet du métamorphisme de gradient thermique et de façon optionnelle sous l'action du vent, comme expliqué dans le paragraphe 1.4.3. Durant le développement de Crocus, qui dure depuis la fin des années 1980, deux formalismes différents ont été utilisés pour décrire cette microstructure.

Tout d'abord, dans les versions du modèle antérieures à 2014, depuis les travaux de Brun et al. (1992), la microstructure de la neige fraîche, qualifiée de "dendritique" était représentée par la sphéricité s et la dendricité δ , variables adimensionnées variant toutes deux entre 0 et 1. Dans le cas de la neige ancienne "non-dendritique", la dendricité vaut 0 et une troisième variable, la taille de grains g_s (m) est utilisée pour caractériser la neige, en plus de la sphéricité. On a toujours $g_s > 3 \cdot 10^{-4}$ m. Ces variables pouvaient évoluer suivant des lois d'évolution décrites par Vionnet et al. (2012), dont on a donné l'effet qualitatif paragraphe 1.4.3. Mathématiquement, elles se présentent sous la forme :

$$\begin{cases} \frac{dg_s}{dt} = f_1(g_s, s, \dots) \\ \frac{ds}{dt} = f_2(g_s, s, \dots) \end{cases} \quad (4.1)$$

dans le cas non dendritique, et de façon analogue avec s et δ dans le cas dendritique. Par la suite, ce formalisme sera nommé 'Brun 1990' (**B90**).

L'inconvénient du formalisme **B90** était que s , g_s et δ étaient toutes des variables définies qualitativement, non mesurables. Les grandeurs observables telles que la surface spécifique (SSA) ou l'albédo étaient en revanche calculées à partir de ces variables. Cela a amené à remplacer g_s et δ par une unique grandeur physique et mesurable, le diamètre optique D_{opt} . La sphéricité a en revanche été conservée. D_{opt} était déjà calculé comme diagnostic dans le formalisme **B90** suivant la formule suivante (Vionnet et al., 2012) :

$$\text{neige dendritique : } D_{opt} = \alpha(\delta(s - 3) + 4 - s) \quad (4.2)$$

$$\text{neige non dendritique : } D_{opt} = g_s s + (1 - s) \max(4\alpha, \frac{g_s}{2}) \quad (4.3)$$

avec $\alpha = 1.10^{-4}m$. [Carmagnola et al. \(2014\)](#) ont introduit une nouvelle façon de représenter la microstructure dans Crocus en prenant comme nouvelles variables prognostiques s et D_{opt} et déduit les lois d'évolution de s et D_{opt} à partir des lois d'évolution de **B90** en appliquant la formule de conversion 4.3. Mathématiquement, le passage d'un formalisme à l'autre s'apparente à un changement de variables de (s, g_s) vers (s, D_{opt}) dans le cas non dendritique et de (s, δ) à (s, D_{opt}) dans le cas dendritique. Les fonctions d'évolutions sont donc transposées par une application de la formule des dérivés partielles. Ce formalisme a été codé dans Crocus en 2013 et était devenu le formalisme par défaut en 2019. Par la suite, on notera ce formalisme 'Carmagnola 2013' (**C13**). Les formalismes **C13** et **B90** devraient être mathématiquement équivalents.

La microstructure intervient dans de nombreuses paramétrisations utilisées dans Crocus et SnowPappus, notamment pour le diagnostic de types de grains ([Giraud et al., 2002](#)), utile pour l'estimation du risque avalanche, et la détermination de la vitesse seuil de transport ([Guyomarc'h and Mérindol, 1998](#)). De plus, certaines paramétrisations et diagnostics dans Crocus, dont celles précitées, ont été établies et calibrées avec des versions de Crocus utilisant **B90**. Elles sont donc toujours calculés à partir des variables du formalisme **B90**. Celles-ci sont donc calculées en inversant la formule 4.3. Il est donc important, notamment pour le fonctionnement du modèle de transport de neige par le vent SnowPappus, de vérifier que les formalismes et lois d'évolutions **B90** et **C13** sont bien mathématiquement équivalents, sans quoi certaines paramétrisations risquent de donner des résultats incohérents.

Dans les paragraphes suivants, je vais montrer que **C13** n'est pas équivalent à **B90** dans le cas de la neige non dendritique pour différentes raisons, qui seront explicitées. De nouvelles formules de conversions entre les deux formalismes et de nouvelles lois d'évolution de la microstructure seront proposées permettant de régler le problème. Enfin, l'impact de ce changement sur les diagnostics de type de grain et de vitesse seuil de transport sera évalué en conditions idéalisées et dans des simulations Crocus.

4.2 Passage du formalisme B90 à C13 : difficultés et erreurs

4.2.1 Une conversion facile en neige dendritique ...

Dans le cas dendritique, la transformation $(s, \delta) \Rightarrow (s, D_{opt})$ est bijective sur son ensemble-image (voir Eq. 4.3). On peut donc obtenir simplement la loi d'évolution du diamètre optique à partir des anciennes formulations comme suivant :

$$\frac{dD_{opt}}{dt} = \left(\frac{\partial D_{opt}}{\partial \delta}\right) \frac{d\delta}{dt} + \left(\frac{\partial D_{opt}}{\partial s}\right) \frac{ds}{dt} \quad (4.4)$$

C'est ce qui a été fait pour obtenir l'évolution du diamètre optique dans le cas dendritique pour les métamorphismes secs, sous l'action du vent et pour le métamorphisme humide dans le cas dendritique ([Carmagnola et al., 2014](#)). L'équation 4.3 est inversée pour retrouver la dendricité à partir de s et D_{opt} .

4.2.2 ... Mais qui pose plusieurs problèmes en neige non dendritique

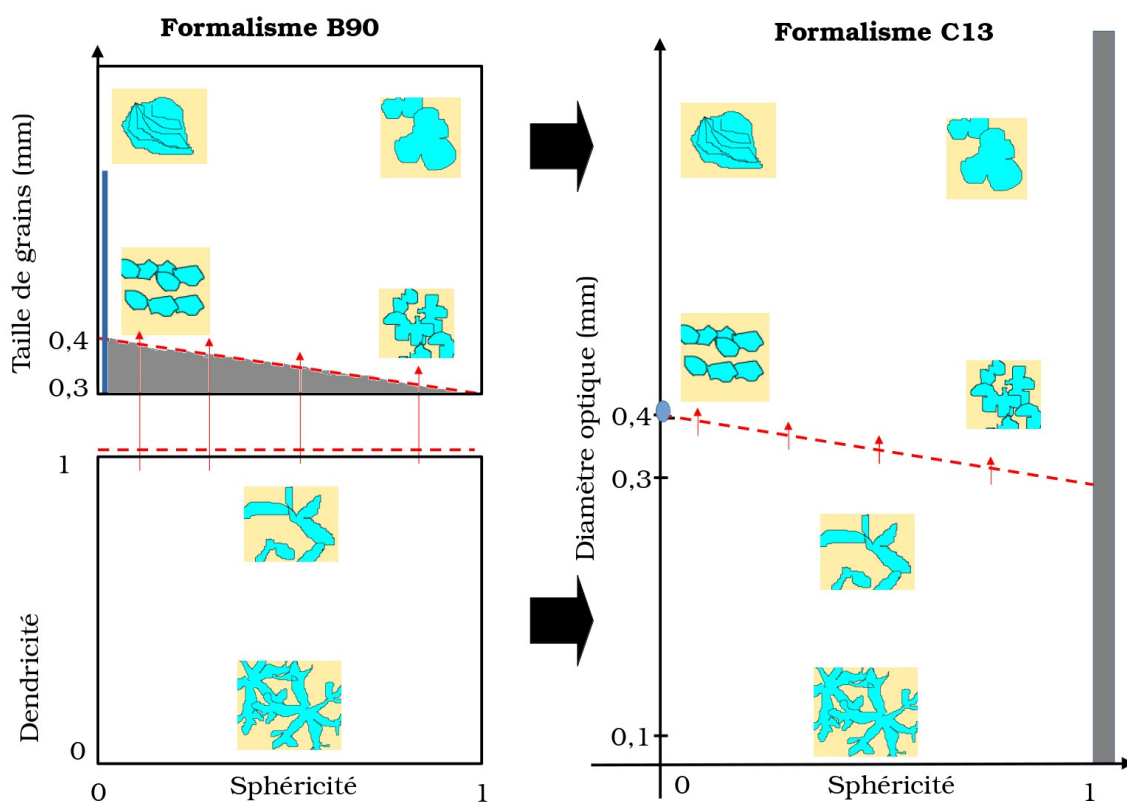


FIGURE 4.1 – A gauche : représentation schématique des espaces (s, δ) et (s, g_s) représentant la microstructure dans le formalisme **B90** respectivement dans le cas d’une neige dendritique et non dendritique. A droite : espace (s, D_{opt}) dans le formalisme **C13**. La ligne rouge pointillée parcourue de flèches indique le passage de la neige dendritique à la neige non dendritique. On peut ainsi voir que la partie de l’espace (s, g_s) située en dessous de cette limite et colorée en gris n’existe plus dans le formalisme **C13** (correspond au Problème 2 décrit paragraphe 4.2.2). De plus, la ligne bleue représentée dans le formalisme **B90** est réduite à un point dans le formalisme **C13** (Problème 1 dans le paragraphe 4.2.2)

Cependant, dans le cas non dendritique, la transformation $(s, g_s) \Rightarrow (s, D_{opt})$ n’est pas bijective. Deux problèmes se posent :

- **Problème 1** : Pour $s = 0$ et $3\alpha < g_s < 8\alpha$, on a $D_{opt} = 4\alpha$. Il est donc rigoureusement impossible de passer de façon équivalente d’une formulation à l’autre, la fonction $D_{opt} = f(s, g_s)$ n’étant pas inversible. En pratique, les lois de métamorphisme pour $s = 0$ ne peuvent pas donner les mêmes résultats, car l’information donnant la valeur de g_s quand $3\alpha < g_s < 8\alpha$ est perdue à la conversion.
- **Problème 2** : Dans le formalisme **B90**, les diamètres optiques obtenus pour $3\alpha < g_s < \alpha(4 - s)$ pouvaient également être obtenus avec une neige dendritique pour des valeurs choisies de s et δ (mathématiquement, on peut dire que les ensemble-images de la neige dendritique et non dendritique par la formule de conversion 4.3 sont

superposés). Si on prend maintenant D_{opt} et s comme seules variables pronostiques, cette situation ne peut pas se produire, puisqu'une neige ne peut pas être à la fois dendritique et non dendritique. Dans le formalisme **B90**, quand la neige passait de l'état dendritique à non dendritique, la valeur de g_s était initialisée à $\alpha(4 - s)$, limite en dessous de laquelle la valeur de D_{opt} correspond également à celle d'une neige dendritique. Elle pouvait ensuite éventuellement passer sous cette limite sous l'action du métamorphisme. Dans le nouveau formalisme, à moins d'introduire une discontinuité de D_{opt} au passage de la neige vers l'état non dendritique, on aura nécessairement $g_s > \alpha(4 - s)$ une fois la neige passée à l'état non dendritique.

La figure 4.1 représente schématiquement les espaces utilisés pour représenter la microstructure dans les deux formalismes et montre la localisation de ces deux problèmes.

4.2.3 La solution proposée par Carmagnola et al. (2014) : avantages et erreurs

Les problèmes évoqués ci-dessus rendent complexe la transposition de l'évolution de g_s dans le nouveau formalisme. Dans le formalisme **C13** (Carmagnola et al., 2014), la transposition des lois d'évolution de (s, g_s) en lois d'évolution de (s, D_{opt}) a été faite de la façon suivante :

- Si $0 < s < 1$, cas où le problème 1 ne se pose pas, la formule $\frac{dD_{opt}}{dt} = -2s\frac{ds}{dt}$ a été appliquée pour donner l'évolution de D_{opt} sous l'effet du métamorphisme et de l'action du transport de neige par le vent. Cette formule ne correspond pas à la loi de conversion 4.4. En particulier elle ne tient pas compte de l'évolution de la taille des grains. Il semble qu'une erreur de calcul aie été faite par Carmagnola et al. (2014). Si cette formule ne donne pas lieu à des comportements absurdes sur la limite dendritique/non dendritique, elle donne lieu à des comportements absurdes pour des tailles de grains plus grandes, car elle ne prend pas en compte l'évolution de la taille des grains dans l'évolution du diamètre optique.
- si $s = 1$ (grains ronds), dans le cas d'un métamorphisme humide, dans le formalisme **B90**, on a une évolution de la taille des grains suivant une loi donnée par Vionnet et al. (2012), Table 2. Dans le nouveau formalisme, la même formule est appliquée en prenant $D_{opt} = g_s$. C'est cohérent avec la formule 4.3, car cette relation se vérifie bien quand $s = 1$
- si $s = 0$, la taille de grain évolue si le gradient de température est fort ($G > 15K/m$) et en métamorphisme sec, suivant la loi $\frac{dg_s}{dt} = f(T)g(G)h(\rho)\Phi$ (Vionnet et al., 2012), avec f , g , h et Φ définies par Vionnet et al. (2012). Il n'est pas possible de retranscrire cette loi à l'identique dans le nouveau formalisme à cause du problème 1. Dans l'ancien formalisme, le diamètre optique diagnostiqué valait $D_{opt} = \max(4\alpha, \frac{g_s}{2})$ n'évoluait pas tant que la taille de grain était inférieure à 8α , puis évoluait avec une vitesse égale à la moitié de celle de la taille des grains. La solution choisie par (Carmagnola et al., 2014) a été de faire évoluer le diamètre optique à ce rythme dès le début :

$$\frac{dD_{opt}}{dt} = \frac{1}{2}f(T)g(G)h(\rho)\Phi = \frac{1}{2}\frac{dg_s}{dt} \quad (4.5)$$

En résumé, on voit que l'évolution du diamètre optique a été correctement retranscrite dans le cas du métamorphisme humide de grains complètement sphérique, et qu'elle a été modifiée dans le cas du métamorphisme sec à fort gradient et complètement anguleux, car il n'était pas possible de faire autrement. Ces deux lois d'évolutions peuvent être conservées, mais la conversion $(s, g_s) \Rightarrow D_{opt}$ doit être modifiée si on veut que les deux formulations donnent la même évolution du diamètre optique, du fait du problème 1. En revanche, elle est erronée dans le cas général ($0 < s < 1$), et doit être modifiée.

4.2.4 Une modification des lois de métamorphisme non publiée

Sous l'effet d'un gradient thermique faible, la microstructure de la neige tend à évoluer vers des formes plus arrondies (la sphéricité augmente), comportement qui est représenté dans les lois d'évolution de la microstructure dans Crocus telles qu'elles sont décrites dans la littérature (Vionnet et al., 2012). Cependant, si les grains ont évolué sous forme de grains facétés de grande taille voir de givre de profondeur ($s = 0$ et g_s ou D_{opt} relativement grands), la structure de la neige se présente sous la forme de grandes plaques avec une orientation préférentielle vers le haut, et leur évolution vers des formes de taille sphérique devrait être contrariée. Une conservation de l'anisotropie a notamment été observée dans des simulations numériques (Bouvet et al., 2022). Ce phénomène était pris en compte de façon qualitative dans Crocus avec le formalisme **B90**, mais le code en question n'avait pas été publié, en particulier dans Vionnet et al. (2012), où le métamorphisme est décrit en détail. Dans les équations de la table 1 de cet article, le cas de la neige non dendritique soumise à un gradient thermique $G < 5 \text{ K.m}^{-1}$ devrait donc être corrigé de la façon suivante :

$$\begin{cases} \text{si } h=1 : & \frac{ds}{dt} = A(T) \\ \text{si } h=2 \text{ ou } 3 \text{ et } s < 0.5 : & \frac{ds}{dt} = A(T) \exp\left(-\frac{\min(g_s - 5\alpha, 0)}{\alpha}\right) \\ \text{si } h=2 \text{ ou } 3 \text{ et } s = 0.5 : & \frac{ds}{dt} = 0 \end{cases} \quad (4.6)$$

avec $A(T) = 10^9 \exp(-6000/T)$, T la température de la couche de neige (K), $\alpha = 1.10^{-4}$ m et h la variable historique de Crocus. $h = 1$ au début de l'évolution d'une couche de neige. $h = 2$ si la couche a été dans son histoire à une sphéricité nulle. Par conséquent, ce passage ralentit et borne à 0.5 l'augmentation de de la sphéricité de grains ayant eu une sphéricité nulle et dont la taille est supérieure à 500 μm . Il n'avait cependant pas été repris dans la formulation **CM13**, qui s'était basée sur les résultats publiés uniquement. Cela pourrait par exemple conduire à une évolution non physique de givre de profondeur vers des grains ronds.

4.3 Proposition de solutions aux problèmes posés : le formalisme B21

Comme expliqué au paragraphe précédent, le passage du formalisme **B90** à **C13** a posé divers problèmes dans le cas de la neige non dendritique, liés d'une part à des erreurs et oublis dans Carmagnola et al. (2014) et d'autre part à l'impossibilité d'inverser la formule 4.3, qui pose problème pour retrouver la taille de grains à partir de D_{opt} et s . Pour résoudre ces problèmes, je propose dans le paragraphe une nouvelle formule de

conversion $D_{opt} = f(g_s, s)$ et de nouvelles lois d'évolution. Ce travail a été implémenté dans Crocus comme une nouvelle option pour représenter le métamorphisme, appelée Baron 2021 (**B21**)

4.3.1 Proposition d'une nouvelle conversion $(s, g_s) \Rightarrow D_{opt}$

Je vais commencer par proposer une formule alternative de conversion $(g_s, s) \Rightarrow D_{opt}$ permettant d'obtenir une évolution analogue de D_{opt} aussi bien dans l'ancienne que dans la nouvelle formulation dans le cas des métamorphismes secs à fort gradient et $s = 0$, et humide avec $s = 1$. Pour résoudre le problème 1 évoqué plus haut, la transformation $(s, D_{opt}) = f(s, g_s)$ sera cette fois inversible.

Pour rester cohérent avec la formule, la formule de conversion 4.3 ne peut plus être utilisée pour obtenir la taille des grains à partir des nouvelles variables micro-structurales. Pour avoir une évolution équivalente dans les deux cas, on doit avoir :

- $\frac{\partial D_{opt}}{\partial g_s} = \frac{1}{2}$ si $s=0$
- $\frac{\partial D_{opt}}{\partial g_s} = 1$ si $s=1$
- la valeur de $D_{opt}(s = 0, 3\alpha < g_s < 4\alpha)$ est problématique, car on touche aux problèmes à la limite dendritique/non dendritique. Une option serait de prendre $D_{opt}(s = 0, g_s = 4\alpha) = 4\alpha$

Par analogie avec la formule initiale, on peut alors proposer la formule de conversion suivante :

$$D_{opt} = sg_s + (1 - s) \frac{4\alpha + g_s}{2} \quad (4.7)$$

$$= sg_s + (1 - s) \frac{(8\alpha - g_s(s = 0, D_{opt} = 4\alpha)) + g_s}{2} \quad (4.8)$$

On peut inverser la formule pour retrouver $g_s(s, D_{opt})$:

$$g_s = 2 \frac{D_{opt} - 2\alpha(1 - s)}{1 + s} \quad (4.9)$$

Il faut bien noter que, si nos transformations pourraient permettre d'obtenir une même évolution de s et g_s dans le nouveau formalisme et dans l'ancien, l'évolution du diamètre optique sera quant à elle sensiblement différente, étant donné l'impossibilité de retranscrire l'ancien formalisme dans le cas où $s = 0$. Il est à noter que, du fait du problème 2, le comportement de g_s dans la région proche de la limite dendritique/non dendritique pourra également s'avérer légèrement différent de l'ancien formalisme.

4.3.2 Nouvelles lois d'évolution de D_{opt}

En appliquant la formule des dérivés partielles avec la loi de conversion donnée par l'équation 4.7, qui cette fois est bijective, on obtient la formule suivante donnant dans le

cas général l'évolution du diamètre optique :

$$\frac{dD_{opt}}{dt} = \left(\frac{\partial D_{opt}}{\partial g_s}\right) \frac{dg_s}{dt} + \left(\frac{\partial D_{opt}}{\partial s}\right) \frac{ds}{dt} \quad (4.10)$$

$$= \frac{1+s}{2} \frac{dg_s}{dt} + \left(\frac{g_s}{2} - 2\alpha\right) \frac{ds}{dt} \quad (4.11)$$

$$= \frac{1+s}{2} \frac{dg_s}{dt} + \frac{D_{opt} - 4\alpha}{1+s} \frac{ds}{dt} \quad (4.12)$$

où $\frac{dg_s}{dt}$ et $\frac{ds}{dt}$ désignent cette grandeur dans les lois d'évolution de g_s et s du formalisme **B90** (Vionnet et al., 2012), incluant l'ajout mentionné paragraphe 4.2.4.

4.4 Impact et preuve de fonctionnement des modifications : méthodes

4.4.1 Expériences idéalisées

Tout d'abord, j'ai souhaité comparer les formalismes **B90**, **C13** et **B21** dans des conditions idéalisées. Pour cela, j'ai simulé l'évolution d'une seule couche de neige sous l'effet du métamorphisme et de l'action du transport de neige par le vent sous des conditions physiques constantes. Elle suivent donc les équations décrites respectivement dans Vionnet et al. (2012), Carmagnola et al. (2014) et dans le paragraphe 4.3 de cette thèse. Trois expériences simples sont réalisées, Les deux premières ('Gradient' et 'Isothermie') simulant l'évolution d'une neige initialement fraîche non exposée au vent sous l'action d'un fort gradient thermique (évolution vers du givre de profondeur) et en condition d'isothermie (évolution vers des grains fins). La troisième simule l'évolution d'une neige de surface formée de gros grains facétés sous l'action du transport de neige par le vent (évolution vers des grains fins). Les conditions physiques précises des expériences sont résumées dans le tableau 4.4.1. Il faut noter que les autres processus représentés par Crocus tels que la compaction ne sont pas pris en compte dans ces expériences idéalisées. De plus, il n'était pas possible de réaliser ce genre d'expérience directement avec le code de Crocus. Les routines de métamorphisme ont donc été recodées dans un script python.

Expérience	$G(\text{K.m}^{-1})$	$U_{5m}(\text{m.s}^{-1})$	$T(\text{K})$	$\rho(\text{kg.m}^{-3})$	$s(t=0)$	$D_{opt}(t=0)$ (m)
Gradient	28	0	265	150	0.5	1.10^{-4}
Isothermie	0	0	265	150	0.5	1.10^{-4}
Transport	7	22	255	150	0	$5,5.10^{-4}$

Comme dans Crocus, les équations différentielles sont résolues avec un schéma d'Euler simple. Un pas de temps de 900 s, typique de l'utilisation de Crocus a été pris. Le type de grain et la vitesse seuil de transport ont été calculées à chaque pas de temps.

4.4.2 Simulations avec Crocus

Comme expliqué plus haut, le formalisme **B21** a été implémenté dans Crocus, et le formalisme **C13** reste utilisable de façon optionnelle. Le formalisme utilisé se contrôle via

l'option de métamorphisme choisie. J'ai lancé deux simulations Crocus en prenant les mêmes configurations, excepté l'option de métamorphisme. Ces simulations prennent en particulier en compte l'effet du transport de neige par le vent sur la microstructure. Ces simulations portent sur un seul point, sur une période allant du 1er août 2017 au 1er août 2018. Le profil de température du sol a été initialisé comme la moyenne climatologique des températures de l'air. Le forçage utilisé est le forçage SAFRAN interpolé à la station COL du Col du Lac Blanc, en utilisant le vent observé plutôt que le vent SAFRAN. Pour plus de détails sur la génération de ce forçage, voir l'article du chapitre 3. Le type de grain et la vitesse seuil de transport (Guyomarc'h and Mérindol, 1998) ont été calculées afin de comparer l'effet des deux formalismes sur ces diagnostics d'intérêt.

Le formalisme **B90** n'étant plus implémenté dans les versions récentes de Crocus, il n'a donc pas été comparé aux deux précédents.

4.5 Impact et preuve de fonctionnement des modifications : résultats

4.5.1 Expériences idéalisées

La figure 4.2 montre l'évolution de la sphéricité, du diamètre optique et du type de grain en fonction du temps pour les trois expériences "idéalisées". La figure 4.3 montre l'évolution de la taille de grain et de la vitesse seuil de transport.

Dans l'expérience 'Gradient', la sphéricité des grains évolue vers $s = 0$. Les formulations **CM13** et **B21** mènent à une augmentation différente de D_{opt} par rapport à **B90**, avec une absence de plateau dans son évolution. Dans la version **CM13**, cela mène en retour à une évolution de g_s différente de **B90**, avec une discontinuité, contrairement à **B21**. Cela impacte ensuite la vitesse seuil de transport et le type de grains diagnostiqués, qui diffèrent de celle simulée avec l'option **B90**. Notamment, les grains sont diagnostiqués comme givre de profondeur beaucoup plus tôt dans l'expérience 'Gradient'. En revanche la formulation **B21** permet de retrouver la même évolution de la taille des grains, et donc la même vitesse seuil. En revanche, dans l'expérience 'Isothermie', les trois formulations donnent le même résultat, aucune des erreurs évoquées plus haut n'ayant d'effet.

Enfin, dans le cas de l'action du transport de neige par le vent, on voit que, alors que les formulations **B90** et **B21** sont cohérentes, avec une évolution rapide vers des grains fins de taille de petite taille de grain $g_s = 0,3mm$. En revanche, la formulation **CM13** se comporte différemment, avec une diminution moins importante de la taille de grains, ce qui impacte le diagnostic de type de grains et la vitesse seuil de transport.

4.5.2 Simulations avec Crocus

La figure 4.4 compare l'évolution de la hauteur du manteau neigeux simulée par Crocus et du type de grains dans les différentes couches de celui-ci avec les formulations **C13** et **B21**. Les hauteurs de neige simulées sont très proches, en revanche des différences notables s'observent sur la stratigraphie. En particulier, une couche de givre profondeur persistante, située proche de la base du manteau neigeux est simulée avec l'option **B21**, tandis qu'elle disparaît rapidement avec l'option **C13**. De plus, avec l'option **B21** de nombreux cas

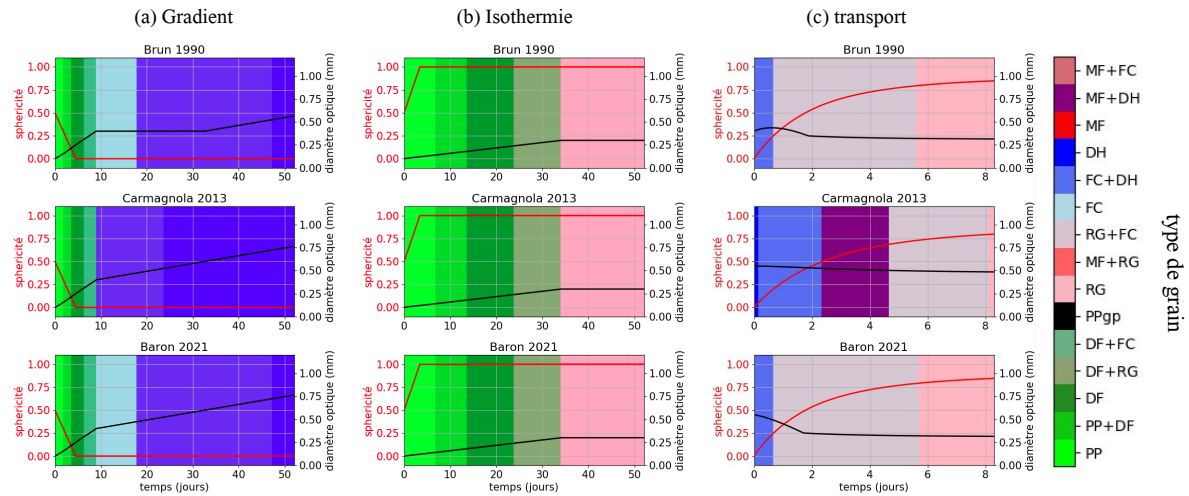


FIGURE 4.2 – Graphes montrant l'évolution du type de grain, de la sphéricité s et du diamètre optique D_{opt} dans trois expériences idéalisées : (a) 'Gradient' : action d'un fort gradient thermique (b) Isothermie : évolution en condition isotherme (c) 'Transport' : évolution sous l'effet de la fragmentation des grains provoquée par le transport de neige par le vent. De haut en bas, les formalismes **B90**, **C13** et **B21**, expliqués en détails aux paragraphes 4.1 et 4.2, sont comparés. Dans la légende indiquant le type de grains, les significations des abréviations sont les suivantes : MF= grains ronds, FC=faces planes, DH=givre de profondeur, 'RG'=grains fins, PP=articules reconnaissables (neige fraîche) et DF= neige fraîche fragmentée. Pour plus de détails sur cette classification voir par exemple Fierz et al. (2009)

d'apparition de grains facétés sous l'effet de gradients thermiques relativement élevés sont observés en début de saison, puis passent sous forme de grains fins ensuite. En revanche, avec l'option **C13**, ces motifs s'observent également mais avec présence d'une forme intermédiaire entre grain facétés et givre de profondeur plutôt qu'avec de purs grains facétés, indiquant une taille de grains plus élevés.

Ensuite, la figure 4.5 compare l'évolution de la vitesse seuil de transport calculée suivant Guyomarc'h and Mérindol (1998) à partir des propriétés de la couche de surface simulée avec les deux options. On constate que les vitesses seuil restent généralement très proches, mais divergent de plusieurs m/s sur quelques périodes. Celles-ci correspondent à des moments, visibles sur la figure 4.4, où la couche de surface est constituée de grains facétés, dont la taille de grains est surestimée avec le formalisme **C13**.

4.6 Discussion et conclusion du chapitre

Les résultats présentés au paragraphe précédent mettent en évidence plusieurs défauts de la paramétrisation **CM13**. Tout d'abord, la non inversibilité de la formule de conversion 4.3, expliquée paragraphe 4.2.2, provoque une discontinuité dans le diagnostic du type de grains quand ceux-ci passent de l'état dendritique à non dendritique avec une sphéricité nulle. Ils passent donc directement à l'état de givre de profondeur sans devenir des grains facétés au préalable. Cela s'observe dans l'expérience idéalisée 'Gradient' mais également

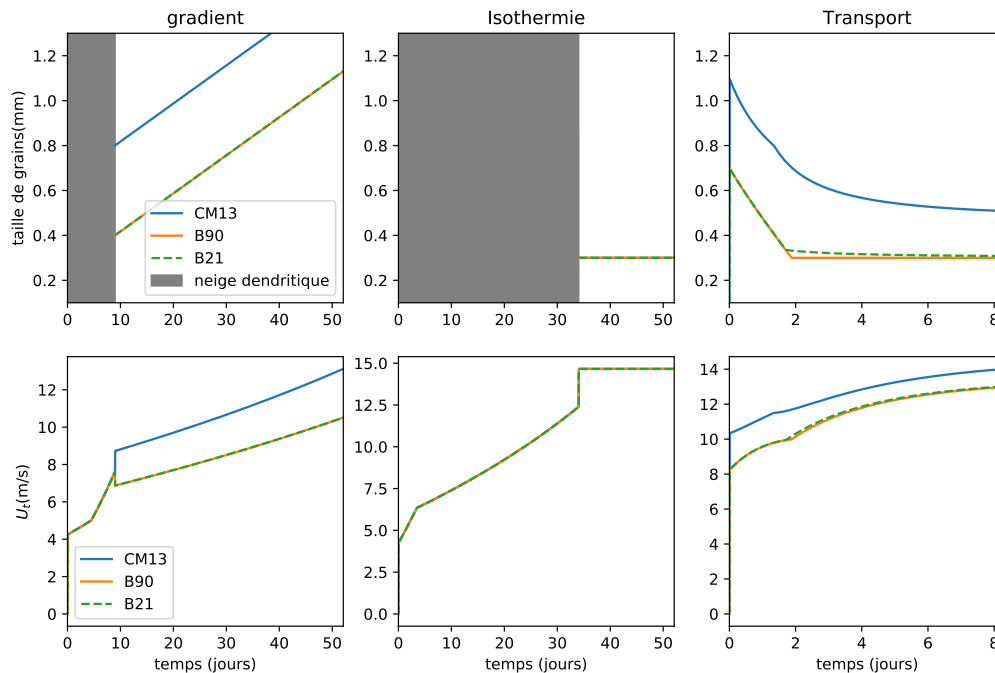


FIGURE 4.3 – **(haut)** Evolution comparée de la taille de grains avec les trois formalismes **B90**, **C13** et **B21**. Les périodes pendant lesquelles la neige est dendritique, avec une taille de grains non définie, sont grisées. **(bas)** Evolution comparée de la vitesse de vent seuil pour le transport de neige par le vent. Ces graphes sont tracés dans le cas des trois expériences idéalisés décrites paragraphe 4.4.1

dans les simulations avec Crocus. Ensuite, l'erreur de calcul faite dans la retranscription des lois de métamorphisme provoque une diminution insuffisante de la taille de grains sous l'effet du transport de neige par le vent. Enfin, l'oubli de la paramétrisation limitant l'évolution de la sphéricité du givre de profondeur provoque la disparition rapide d'une couche de givre de profondeur enfouie dans les simulations Crocus.

La concordance entre les formalismes **B90** et **B21** en terme de taille de grains, type de grains et vitesse seuil de transport montre que ces problématiques sont en partie solutionnées avec cette nouvelle formulation. Cette formulation est donc bien adaptée pour le couplage de Crocus avec le modèle de transport SnowPappus, car elle permet de retrouver une évolution cohérente de la vitesse seuil. Le manteau neigeux simulé avec l'option **B21** est également plus cohérent, avec une absence d'apparition et disparitions étranges de givre de profondeur. De plus, on constate que l'utilisation de la formulation **C13** plutôt que **B21** dans les simulations a un impact sur la vitesse seuil de transport qui peut atteindre $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Ces moments correspondent à des passages du manteau neigeux sous forme de grains non dendritiques de sphéricité nulle (grains facétés et givre de profondeur), pour les quels la formulation **C13** conduisait à une discontinuité du diagnostic de taille de grains. Cependant, cette situation s'observe assez rarement, les vitesses seuil obtenues avec les deux formulations restant souvent très proches, ce qui est lié au fait que, en raison de chutes de neige fraîche fréquentes, la neige de surface est souvent sous forme dendri-

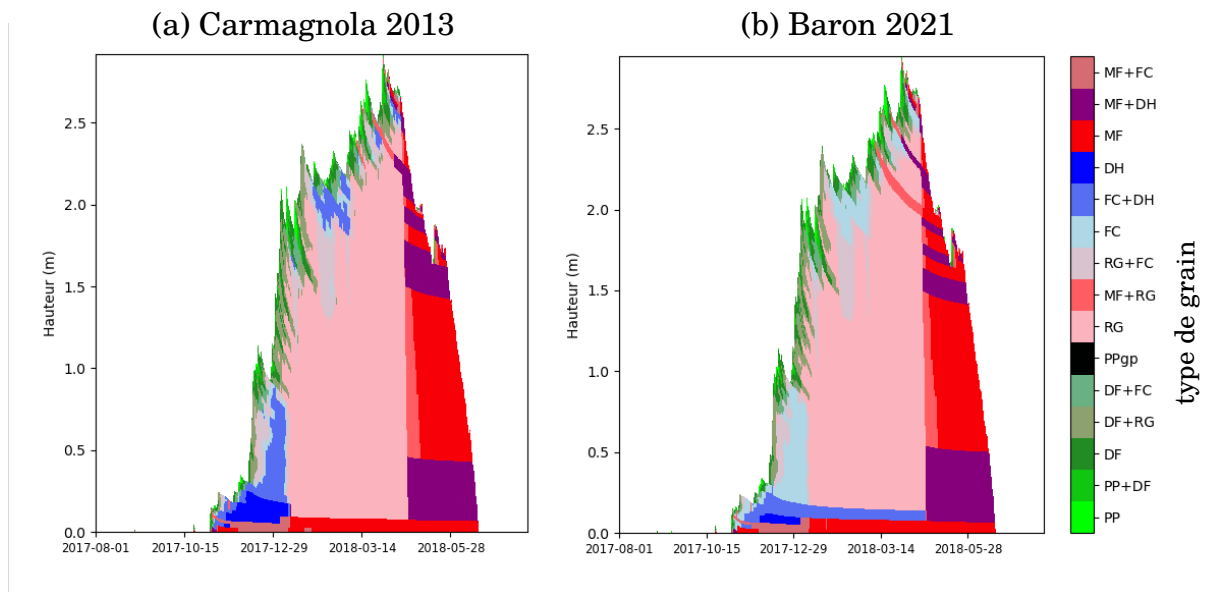


FIGURE 4.4 – Stratigraphies simulées par le modèle Crocus entre le 1er août 2017 et le 1er août 2018 au Col du Lac Blanc, en utilisant l’option de métamorphisme (a) **C13** et (b) **B21**. Le type de grain de chaque couche est représenté. Signification des abréviations : MF= grains ronds, FC=faces planes, DH=givre de profondeur, RG=grains fins, PP=articules reconnaissables (neige fraîche) et DF= neige fraîche fragmentée. Pour plus de détails sur cette classification voir par exemple [Fierz et al. \(2009\)](#)

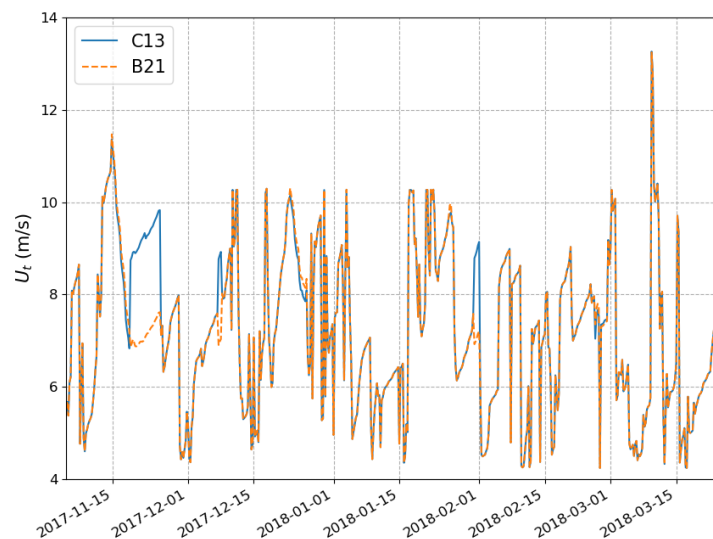


FIGURE 4.5 – Vitesse de vent à 5 mètres seuil pour le transport de neige par le vent U_t simulée par Crocus pendant l’hiver 2017-2018 en fonction du temps (la période de fonte n’a pas été incluse) avec les options **C13** et **B21**

tique (c'est-à-dire avec les formes des flocons de neige initiaux encore visibles, voir 4.4), cas où les deux formulations se comportent de façon identique (voir le paragraphe 4.2.1). La non correction de ce formalisme aurait donc probablement eu un impact modéré sur la simulation du transport en elle-même. Elle aurait cependant faussé l'évolution des types de grains diagnostiqués dans la stratigraphie du manteau neigeux, comme déjà expliqué plus haut. Cela aurait pu nuire à différentes applications "aval" du modèle de transport comme la simulation du risque avalanche, d'où la nécessité de faire cette correction, au delà d'un but de rigueur mathématique.

Il est en revanche à noter que le diamètre optique simulé par **B90** et **B21** reste différent, ce qui est inévitable si on prend le diamètre optique comme variable prognostique. D_{opt} pouvant être mesuré, il serait intéressant de comparer les capacités de **B21** et **B90** à reproduire des séries d'observations de ce paramètre, et plus généralement de renforcer l'évaluation objective des propriétés de microstructure des modèles de neige. Par exemple, des campagnes récentes, en cours et à venir comme la campagne RHOSSA au Weissfluhjoch en Suisse (Calonne et al., 2020), et des mesures au Col de Porte et à Cambridge Bay dans le cadre du projet IVORI visent à mesurer des paramètres micro-structuraux de la neige avec une haute résolution temporelle. Elles pourraient permettre ce type d'évaluations, comme l'a montré un travail de stage récent au Centre d'Etudes de la Neige pendant lequel une évaluation de Crocus a été réalisée avec les données de la campagne RHOSSA. Cela permettrait également d'imaginer des améliorations des paramétrisations basées sur le formalisme **B90**.

En effet, à terme, il serait préférable que les paramétrisation utilisée pour le métamorphisme, mais également pour déterminer les diagnostics utiles tels que le type de grain ou la vitesse seuil de transport, soient paramétrées directement à partir de grandeurs mesurables telles que le diamètre optique. Cependant, dans l'attente de ces développements, la formulation **B21** permet à la microstructure du modèle et aux diagnostics qui en dépendent de continuer se comporter de façon cohérente avec l'esprit dans lequel elles ont été initialement développées.

4.7 Codes

Les expériences avec Crocus ont été lancées en utilisant le code SURFEX (commit d49df1a354367c3d835c1668873d9226592070f8). Voir la section *code and data availability* du chapitre 3 pour les détails sur le téléchargement et l'utilisation de SURFEX.

Chapitre 5

Influence du transport de neige par le vent sur les simulations de régimes thermiques du sol avec ISBA-Crocus : étude de cas sur le Vallon de Roche Noire

Au chapitre 2, j'ai montré que les simulations de températures du sol avec ISBA-Crocus souffrent de plusieurs défauts nuisant à leur pouvoir prédictif dans les MOA, à savoir un biais froid dans les températures estivales, une sous-estimation de la variabilité des dates de déneigement et une sous-représentation du gel hivernal du sol. Une hypothèse avancée pour les deux derniers problèmes est qu'ils seraient causés par la non-représentation du transport de neige par le vent dans Crocus, alors qu'il s'agit d'un processus essentiel pour expliquer la variabilité spatiale du manteau neigeux (voir paragraphe 1.3.4). Le modèle SnowPappus, dont le développement a été détaillé chapitre 3, simule l'effet du transport de neige par le vent sur le manteau neigeux à une résolution de 250 mètres. L'utilisation du pourrait corriger partiellement les problèmes évoqués plus haut. Dans ce chapitre, je vais me poser les questions suivantes (i) Quel est l'effet de SnowPappus sur le régime thermique des sols simulé sur une petite zone test (ii) L'utilisation de SnowPappus permet-elle une amélioration des régimes thermiques des sols simulés par rapport aux mesures réalisées sur les sites de Roche Noire et Aravo (voir chapitre 2). Il est à noter qu'à ma connaissance, c'est la première fois qu'un modèle simulant le transport de neige par le vent est évalué sur le régime thermique du sol, les évaluations réalisées jusqu'ici s'étant logiquement concentrées sur la hauteur de neige (Pomeroy et al., 1993; MacDonald et al., 2009; Mott and Lehning, 2010; Vionnet, 2012; Gerber et al., 2017) , les flux de neige transportée (Vionnet et al., 2018; Amory et al., 2021) ou éventuellement l'humidité atmosphérique (Amory et al., 2021).

5.1 Méthodes

5.1.1 Site d'étude et données et données de température du sol

L'étude a été réalisée sur une petite zone test de 11x18 km, située entre les massifs des Grandes Rousses et du Thabor dans les Alpes françaises. Cette zone test contient plusieurs chaînes de montagnes et petits bassins versants d'altitudes, avec des pentes fortes et une altitude allant de 1600 à 3300 mètres. La zone est essentiellement constituée de milieux ouverts, végétalisés ou non, à l'exception de quelques petites surfaces de forêts dans le fond des vallées.

Cette zone a été choisie car elle contient les sites du Vallon de Roche Noire et Aravo, riches en données de température du sol et déjà étudiés chapitre 2. Le choix de prendre une petite zone test avait de plus un intérêt pratique en terme de temps de simulations avec ISBA-Crocus, bien qu'il soit possible de réaliser des simulations à bien plus grande échelle (voir chapitre 3). La localisation de la zone et sa topographie sont présentées figure 5.1. La localisation des sites Aravo et Roche Noire, ainsi que celle des différents capteurs de température du sol utilisés pour cette étude y est également indiquée.

Les données de température du sol disponibles sur le Vallon de Roche Noire et le site Aravo ont déjà été détaillées au chapitre 2. L'étude présente a cependant été réalisée uniquement sur la période 2017-2020, pour des raisons de disponibilité des forçages vent. Pour rappel, il s'agit de séries de données continues sur une ou plusieurs années mesurées à une profondeur de 5-10 cm dans le sol environ. Certains sites n'avaient pas suffisamment de données disponibles sur cette période, et n'ont donc pas été utilisés. 96 sites ont été gardés en tout, sur un total de 112.

5.1.2 Simulations avec ISBA-Crocus

Deux simulations avec ISBA-Crocus ont été réalisées sur la zone test :

- Une simulation avec Crocus dans sa configuration par défaut et avec le modèle de transport de neige par le vent SnowPappus désactivé. Cette simulation sera nommée par la suite **Crocus**
- Une simulation identique avec cette fois SnowPappus activé, dans sa configuration par défaut, avec en particulier une sublimation et un métamorphisme de la neige induit par le vent désactivé. Cette configuration sera nommée par la suite **Crocus+SnowPappus**

Les deux configurations utilisées sont identiques à celles de la réanalyse S2M en terme d'options utilisées pour la neige. En particulier on ne simule pas le métamorphisme induit par le transport, il n'y a pas d'effet du contenu en matière organique sur les propriétés physiques du sol. Cependant, contrairement aux simulations "au point" présentées chapitre 2, les paramètres décrivant la végétation, la surface et le sol ne sont pas fixés. Les paramètres de la végétation et de la surface sont calculés à partir de la base de données de type de couvert de surface ECOCLIMAP-II Europe (échelle kilométrique), et ceux de sol de HSWD v1.2. Ces bases de données donnent des proportions de type de couvert/types de sol, auxquels sont associés des jeux de paramètres. Ces paramètres sont ensuite moyennés sur chaque point de grille pour donner un unique jeu de paramètres. Pour plus de détails, voir [Masson et al. \(2013\)](#). Le forçage utilisé est le même que pour les simulations

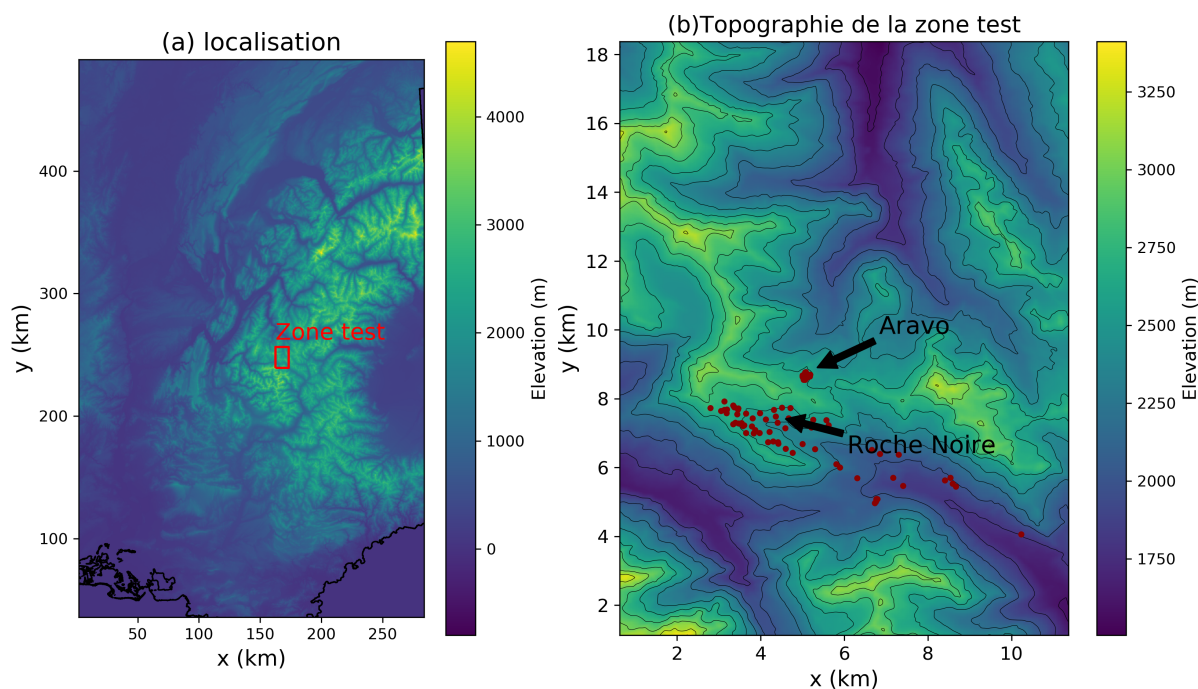


FIGURE 5.1 – (a) Position de la zone test dans les Alpes Françaises (b) Carte d'altitude de la zone test, tracée à l'aide d'un MNT avec une résolution de 30 mètres. Les courbes noires représentent les courbes de niveau. La position du site Aravo et du Vallon de Roche Noire sont indiquées par une flèche noire. Les points rouge foncé indiquent les emplacements des points de mesures utilisés dans ce chapitre.

distribuées décrites dans le chapitre 3 et déjà décrit en détail dans celui-ci : le vent est issu du vent donné par le modèle AROME 1.3 km descendu d'échelle par descente d'échelle à 250 mètres à l'aide de la méthode de [Le Toumelin et al. \(2022\)](#). Les autres forçages sont obtenus à partir de la réanalyse S2M. Toutes les variables sont interpolées linéairement avec l'altitude et les flux radiatifs prennent en compte l'exposition et les masques orographiques (calculés à une résolution de 250 mètres) pour être adaptés à l'altitude et à l'orientation précises de chaque point de grille.

Les simulations ont été lancées entre le 02 août 2017 et le 31 mai 2020, pour des raisons de disponibilité des forçages. Le profil de température du sol de chaque simulation a été initialisé en réalisant une simulation spinup de 10 ans en répétant 5 cycles successifs du forçage entre 02 août 2017 au 02 août 2019, avec la même namelist que la simulation principale. Le sol avait été initialisé au début de ce spinup à la moyenne climatologique des températures de l'air. Cela permet de stabiliser la température du sol en profondeur et de fortement réduire la sensibilité des résultats aux conditions initiales du sol, qui sont mal connues.

5.1.3 Analyse des résultats

Les températures à une profondeur de -8 cm (quatrième couche de sol, la plus proche de la profondeur des capteurs) et la hauteur de neige ont été extraites du modèle. Le nombre de degrés-jours de gel ("freezing degree days", FDD), de degrés-jours de croissance ("growing degree days", GDD), ainsi que le premier jour sans neige ("First snow free day", FSFD) ont été calculés de la même manière que dans le chapitre 2 pour chaque année disponible, pour chaque point de données mesurées et chaque point de grille de la zone de simulation. Il est à noter que le calcul du FDD a été réalisé sur l'hiver 2019-2020 en prenant la série de donnée jusqu'au 31 mai, on a donc trois années de FDD disponible, contre seulement deux années de GDD (étés 2018 et 2019)

A des fins de comparaison, chaque site de mesure a été associé au point de grille le plus proche. Pour les mêmes raisons qu'au chapitre 2, la corrélation de rang de Spearman est calculée entre indicateurs observés et modélisés. Pour comparer modèles et observations, j'ai considéré chaque couple (année, site) comme une donnée. Dans les figures et résultats présentés, un même site peut donc être associé à un, deux ou trois points, correspondant à 1, 2 ou 3 années.

5.2 Résultats

5.2.1 Différences de régime thermique du sol entre simulations avec transport et sans transport

La figure 5.2 montre les FDD et GDD simulés sur toute la zone test. Le GDD simulé montre une très nette corrélation avec l'altitude, et varie typiquement d'à peine 100 °C.jours à plus de 3000 mètres à 1000 °C.jours vers 1700 mètres, dans les fonds de vallée. La corrélation entre FDD et altitude est quant à elle présente mais nettement moins régulière. Le FDD simulé reste presque nul entre 1600 et 2000 mètres environ, varie irrégulièrement entre -200 et 0 °C.jours entre 2000 et 2700 mètres environ, avec semble-t-il un effet de versant (les versants sud-ouest ayant un gel simulé plus fort que les versants nord-est), et peut en revanche devenir très fortement négatif (descendant parfois sous les -1000 °C.jours) sur les plus hauts sommets (vers 3000 mètres d'altitude).

On s'intéresse ensuite à la différence entre les FDD et GDD simulés avec et sans transport, montrée figure 5.3. Pour le FDD comme pour le GDD, les différences sont très faibles (moins de 20 degrés jours) sur la grande majorité de la surface de la zone test, mais peut en revanche être marquée à moins de quelques centaines de mètres de distance des plus hautes crêtes, soit de l'ordre d'un point de grille. Dans ces situations très localisées, on observe généralement une augmentation du GDD pouvant aller jusqu'à 200°C.jours et une baisse du FDD pouvant dépasser les 300°C.jours, avec une forte variabilité spatiale. Généralement, sur le point de grille situé directement à l'est de la crête (sous le vent dans la direction du vent dominant), on observe une baisse du GDD pouvant atteindre 300°C.jours. L'observation d'une augmentation du GDD et d'une intensification du gel au sommet des crêtes peut facilement s'interpréter comme un effet de l'érosion de neige par le vent, qui diminue l'épaisseur du manteau neigeux. Sa capacité isolante est donc diminuée, avec pour effet d'intensifier le gel du sol, et sa fonte est accélérée, d'où un réchauffement printanier du sol plus précoce. La neige serait transportée directement à côté de cette

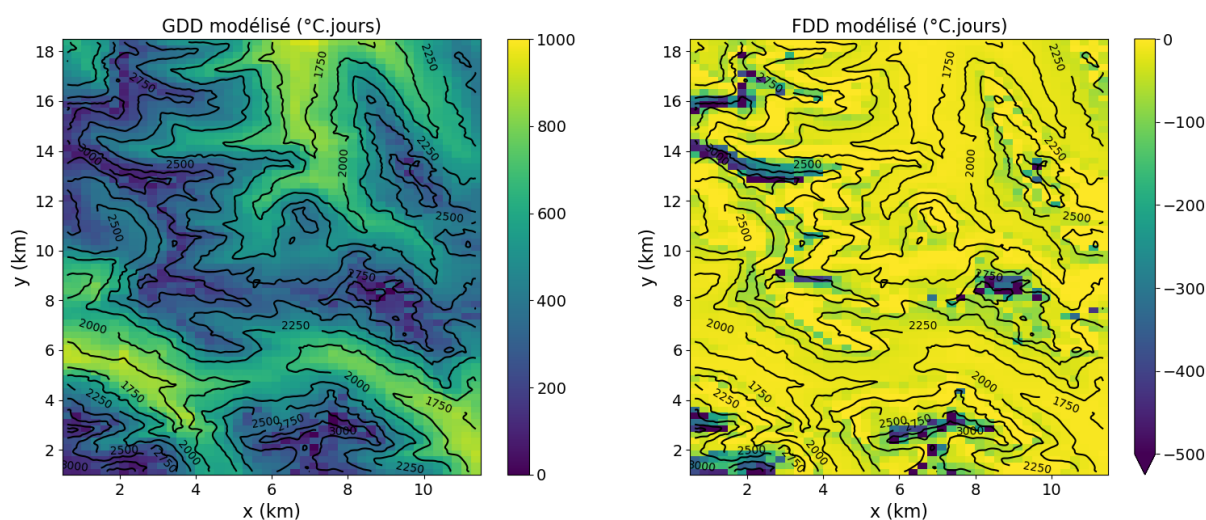


FIGURE 5.2 – **(gauche)** Carte du nombre de degrés jours de croissance (GDD) moyen sur les années 2018 et 2019 simulé avec transport de neige par le vent. Les flèches vertes indiquent la position des points E et A pour lesquels la chronique de température du sol est tracée figure 5.4. **(droite)** Carte du nombre de degrés jour de gel (FDD) simulé de la même façon moyenné sur les hivers 2017-2018, 2018-2019 et 2019-2020. Les lignes noires représentent les iso-altitudes (espacées de 250 mètres), tracées à partir d'un modèle numérique de terrain à résolution de 30 mètres.

zone d'érosion, créant une zone où le manteau est plus épais et donc fond plus tard, avec pour effet de retarder son réchauffement au printemps.

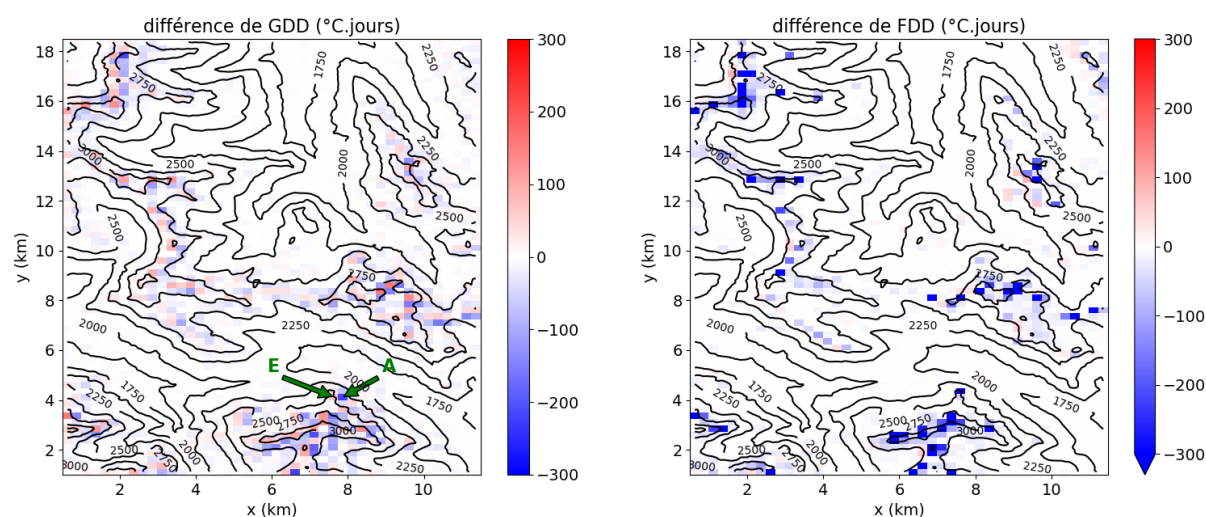


FIGURE 5.3 – **(gauche)** carte de la différence de GDD entre la simulation avec transport et la simulation sans transport $GDD_{\text{Crocus+SnowPappus}} - GDD_{\text{Crocus}}$

Pour illustrer cela, la figure 5.4 montre l'évolution temporelle de la hauteur de neige et de la température du sol sur deux points de grilles adjacents et choisis pour être une zone

avec augmentation de GDD (point E) et une zone de baisse de GDD (point A) de neige, avec et sans transport simulés. Au point E, on observe un manteau neigeux fortement réduit une fois le transport activé, devenant régulièrement d'une épaisseur inférieure à 50 centimètres, et fondant de l'ordre d'un mois plus tôt. Cela mène à un régime thermique du sol où le gel, presque absent quand aucun transport n'est simulé, devient intense pendant l'hiver 2017-2018, année pendant laquelle le manteau neigeux a été presque absent en début de saison sous l'effet du transport. De plus on observe bien un réchauffement plus hâtif du sol en début de saison. Au contraire, au point A, le manteau neigeux est plus épais de plusieurs mètres à la fin de la saison d'accumulation quand le transport est activé, menant à une date de disparition du manteau neigeux décalée de plusieurs dizaines de jours et à un réchauffement du sol retardé.

On observe donc un effet significatif et facilement interprétable de la simulation du transport de neige par le vent près des crêtes avec SnowPappus.

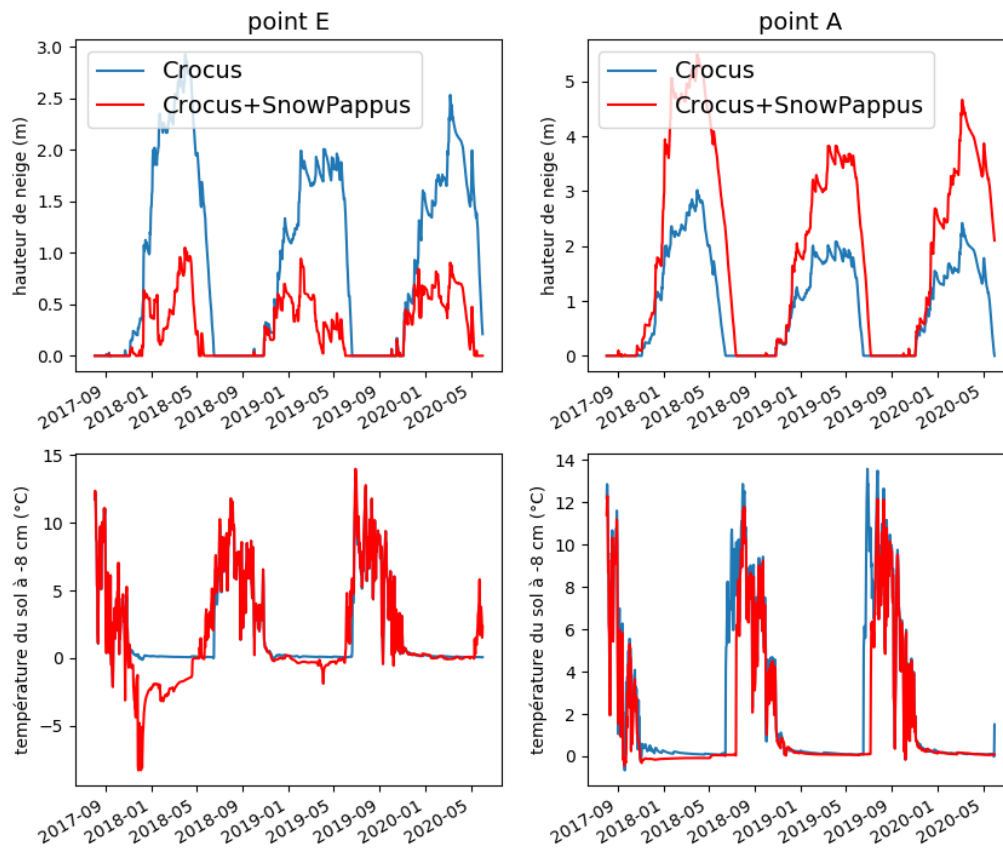


FIGURE 5.4 – (**haut**) Exemples de chroniques de hauteur de neige (m) simulée avec et sans utilisation du modèle de transport de neige par le vent pendant la durée de simulation, dans une zone d'érosion (point E, à gauche) et une zone d'accumulation (point A, à droite)(**bas**) Mêmes graphiques, sur les mêmes points, avec cette fois les chroniques de température du sol à une profondeur de 8 cm (°C). La position des points E et A est indiquée sur la figure 5.3

5.2.2 Comparaison des régimes thermiques observés et simulés

Les corrélations de Spearman entre les FDD, GDD et FSFD observés et modélisés avec les deux configurations ont été calculées dans la table 5.1 :

	Crocus	Crocus+SnowPappus
FDD	0,16	0,19
GDD	0,24	0,25
FSFD	0,66	0,67

TABLE 5.1 – Corrélation de rang de Spearman entre les indicateurs observés et modélisés (avec ou sans transport)

On observe une corrélation très faible des FDD observés et modélisés, en cohérence avec les résultats obtenus au chapitre 2. La corrélation entre GDD observés et modélisés est encore moins bonne que celle obtenue chapitre 2, ce qui est potentiellement dû à la moins bonne résolution des MNT utilisés (250 mètres contre 30), menant probablement à un écart entre l'altitude et l'exposition "modèle" plus grande que celle "réelle". De plus, l'utilisation du modèle de transport ne mène qu'à une amélioration semblant peu significative des scores.

La figure 5.5 (droite) présente la médiane et la dispersion des FDD et GDD modélisés et observés chaque année de simulation. On constate que les FDD et GDD modélisés sont bien moins dispersés que les observations. De plus les FDD modélisés restent bien plus proche de 0 que les FDD observés, tandis que les GDD montrent un fort biais négatif. Enfin, l'ajout du transport ne semble avoir presque aucun effet sur le biais et la dispersion de ces indicateurs. Pour comprendre ces informations de façon plus spatialisée, la figure 5.5 (gauche) montre une carte de la différence de date de déneigement simulée avec et sans transport $FSFD_{\text{Crocus+SnowPappus}} - FSFD_{\text{Crocus}}$, sur laquelle la différence entre le FSFD observé et modélisé avec Crocus sans transport est indiquée à la localisation de chacun des sites concernés. Cette figure permet de constater que (i) la plupart des sites d'observations sont localisés dans des zones où SnowPappus semble avoir un effet sur la date de déneigement très faible devant les différences observées ; (ii) certains sites à une distance de l'ordre de 100 mètres l'un de l'autre montrent des écarts de dates de déneigement de plusieurs dizaines de jours, ce qui ne peut pas être représenté par le modèle si ces sites sont associés au même point de grille. J'ai choisi de montrer ce résultats pour le FSFD car la prédiction de celui-ci est bien corrélée à celle du FDD et du GDD (voir figures 2.11 et 2.10). Le constat fait pour le FSFD peut donc également se faire pour le FDD et le GDD (résultats non montrés)

Pris ensemble, ces résultats montrent que l'utilisation de SnowPappus avec la configuration utilisée ici n'a presque aucun effet sur la qualité des simulations de régimes thermiques des sols au niveau des points de mesure du Vallon de Roche Noire.

5.3 Discussion

Les résultats présentés ci-dessus montrent que l'utilisation de SnowPappus a un effet significatif sur les simulations de régimes thermiques des sols au niveau des plus hautes crêtes du domaine. Le sommet des crêtes est généralement une zone d'érosion tandis

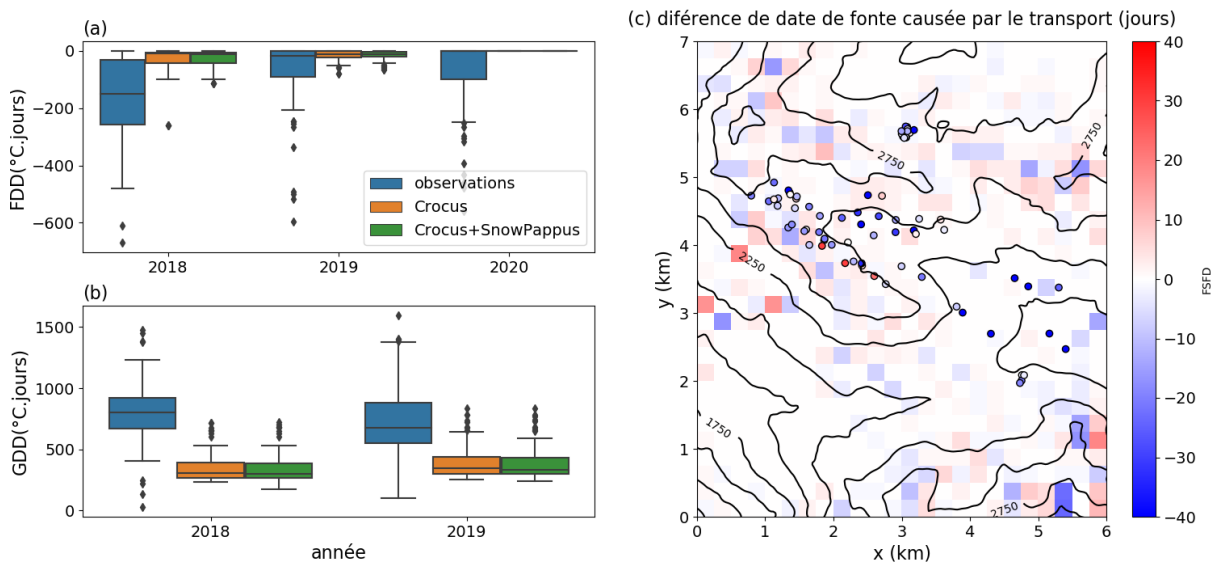


FIGURE 5.5 – (a) Boxplots indiquant l’ensemble des FDD observés, simulés avec et sans transport de neige par le vent aux points de mesure, pour chaque année couverte par la simulation. Le trait central indique la médiane des points, les bords de la boîte les quartiles et bords des barres d’erreurs les 5èmes et 95èmes centiles. (b) Même figure que (a), pour le GDD. (c) Carte de la différence de date de déneigement simulée avec et sans utilisation de SnowPappus $FSFD_{Crocus+SnowPappus} - FSFD_{Crocus}$. Les cercles colorés indiquent la position de chaque point d’observation. Sur la même échelle de teinte, la couleur de chaque cercle indique la différence entre le FSFD observé et modélisé avec ISBA-Crocus sans transport. Dans l’idéal, si l’ajout de SnowPappus corrigeait exactement le biais observé sur un site, le cercle associé devrait donc être de la même couleur que le fond de carte.

qu’une zone d’accumulation est observée directement sous celles-ci. Dans les zones d’érosion, on observe une augmentation du GDD et une baisse du FDD de l’ordre de 100-500 °C.jours, tandis que le GDD diminue de l’ordre de 100-200 degrés-jours en zone d’accumulation. Ces ordres de grandeur peuvent être mis en lien avec l’étude de [Choler \(2018\)](#), qui a étudié le lien entre régimes thermiques des sols et communautés végétales dans le Vallon de Roche Noire. Les différences de FDD et GDD évoquées plus haut sont ainsi comparables aux différences observées entre une pelouse à *Carex sempervirens* et *Trifolium alpinum* et une pelouse à *Carex myosuroides* et *Sesleria caerulea* associée aux crêtes ventées ($\Delta GDD \approx +100$ °C.jours, $\Delta FDD \approx -300$ °C.jours). Elles sont également comparables avec les différences de cette prairie à enneigement moyen avec des habitats à déneigement tardif dominés par *Salix herbacea* et *Plantago alpina* ($\Delta GDD \approx -150$ °C.jours). L’utilisation de ce modèle de transport de neige par le vent mène donc localement à des différences de régimes thermiques significatives et cohérentes sur le plan écologique.

Malgré cela, les simulations réalisées avec ce modèle ne permettent aucune amélioration de la qualité des simulations de thermique du sol à l’échelle ponctuelle sur les sites d’observation du Vallon de Roche Noire, qui avaient été les sites utilisés pour réaliser l’étude de [Choler \(2018\)](#) évoquée plus haut. Une constatation faite est que les points d’observation sont situés sur des zones où l’utilisation de SnowPappus a peu d’influence. Pour mieux

comprendre cela, j'ai placé figure 5.6 tous les points de grille de la zone test sur un espace bi-dimensionnel où les deux dimensions sont le FDD et le GDD, tentant ainsi de montrer la diversité de régimes thermiques du sol simulés dans la zone test. On voit que l'ajout de SnowPappus augmente la diversité des régimes thermiques des sols pour les GDD inférieurs à 400 °C.jours, avec l'apparition de points à GDD plus faibles (<100°C.jours) et à FDD plus négatifs. En revanche, si on superpose à ce graphe les régimes thermiques des sols observés au niveau des points de mesure. On constate la présence de points à GDD moyen (500-800 °C.jours) et à FDD fortement négatifs (-200 à -500 °C.jours) qui ne sont représentés par aucune des deux simulations réalisées. L'utilisation du modèle de transport semble donc bien mener à une plus grande dispersion des régimes thermiques du sol, mais qui n'est pas suffisante pour couvrir la variabilité observée dans le jeu de données. Les zones où le transport simulé induit une augmentation significative du gel sont ainsi bien plus froides que les zones à fort gel observées. Cet effet est probablement aggravé par le fort biais négatif sur le GDD, déjà évoqué chapitre 2.

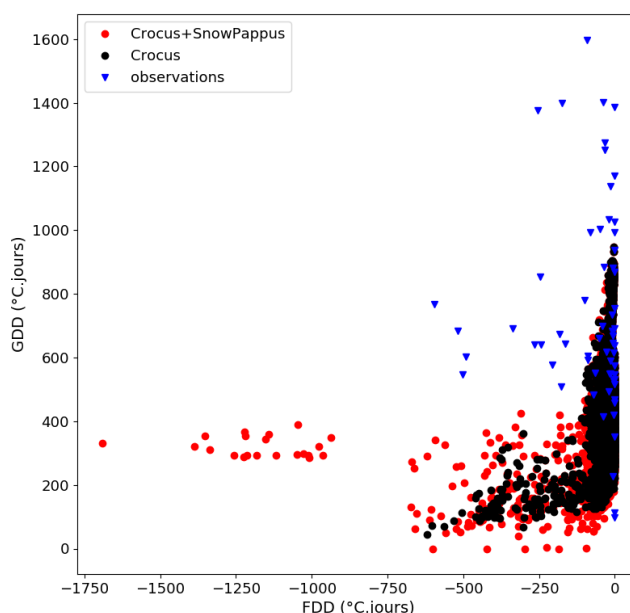


FIGURE 5.6 – **cercles** : GDD modélisé l'été 2019 en fonction du FDD modélisé pendant l'hiver 2019-2020 (°C.jours) avec et sans utilisation du modèle de transport de neige par le vent SnowPappus sur tous les points de grille de la zone de simulations. **triangles** : GDD observé en fonction du FDD observé sur tous les sites de mesure disponibles (sur les mêmes périodes).

Ce résultat décevant peut être lié à plusieurs causes. Tout d'abord, la résolution utilisée (250 mètres) est trop grossière pour représenter la variabilité mésotopographique dans le vallon de Roche Noire, et y simplifie donc trop l'effet du transport de neige par le vent. La présence de sites de mesures situés à des distances inférieures à 250 mètres et montrant pourtant des différences de plusieurs dizaines de jours en terme de dates de déneigement est un élément qui confirme que la résolution limite intrinsèquement la

qualité de ces comparaisons avec des observations locales. De plus, comme déjà évoqué au paragraphe 1.3.4, la présence de variations importantes du manteau neigeux à des échelles de l'ordre de 20 mètres ont été observées (Schirmer and Lehning, 2011) dans des pentes d'altitude, et plusieurs études centrées sur une même crête en Suisse et utilisant des modèles de transport de neige par le vent montrent que descendre à des résolutions inférieures à 25 mètres est parfois nécessaire pour simuler les motifs de hauteur de neige les plus fins (Lehning et al., 2008; Mott and Lehning, 2010). On peut donc faire l'hypothèse que les variations dans les différences entre les régimes thermiques du sol observées et modélisées sont en grande partie dues à des structures topographiques d'échelle inférieure à 250 mètres. De plus, au delà de motifs sous-maille, les motifs simulés par le modèle sont typiquement d'une largeur de deux points de grille (un point d'érosion et un point d'accumulation). On peut donc facilement imaginer que les effets de discrétisation du phénomènes soient importants et mènent à des erreurs de localisation des zones d'érosion et d'accumulation. Des études en milieu montagneux avaient déjà montré que des modèles à une résolution de 200 mètres (Bernhardt et al., 2009) ou même 50 mètres (Vionnet et al., 2012) produisaient des motifs d'érosion et d'accumulation réalistes mais n'étaient pas capables de prédire correctement la position des zones d'érosion et d'accumulation. Des travaux en cours (thèse de Ange Haddjeri) utilisent SnowPappus à une résolution de 30 mètres. Ces simulations pourraient être exploitées pour confirmer cette hypothèse, même s'il existera alors une limite de faisabilité d'extension spatiale du modèle à l'ensemble des Alpes. Sur la figure 5.5, on observe ainsi que SnowPappus a un effet modéré mais significatif à proximité ou même au niveau de certains points d'observation, sans que cela paraisse correspondre aux différences mesurées, ce qui pourrait s'interpréter comme lié à ce problème. Comme déjà fait dans l'article, on peut de plus pointer que les simulations de transport de neige par le vent sont très sensibles à la qualité du champ de vent (Musselman et al., 2015). Le champ de vent de vent modélisé utilisé pour cette étude pourrait donc être cause d'erreur, il montre notamment un manque de variabilité spatiale dans la direction locale du vent prédite (Le Toumelin et al., 2022).

Par ailleurs, les différences observées entre modèle et observation ne sont probablement pas liées uniquement au transport. Les biais systématiques dans les forçages locaux et la modélisation de la température du sol estivale ont déjà été évoqués chapitre 2 expliquent au moins partiellement le biais négatif en GDD observé. La variabilité intersite dans le biais en température rajoute de plus probablement une variabilité dans les GDD réels qui n'est pas capturée par le modèle. De plus, d'autres phénomènes impactent la variabilité du manteau neigeux, en particulier les interactions entre champ de vent et champ de précipitations (voir paragraphe 1.3.4 et travaux cités). Les effets orographiques sont responsables de variations de précipitations et par la suite de hauteur de neige à échelle kilométrique. Un article soumis (Haddjeri et al., 2023) a ainsi évalué les enneigements simulés avec Crocus avec et sans transport avec différents champs de précipitation à échelle kilométrique (SAFRAN (Vernay et al., 2022), modèle de PNT AROME (Brousseau et al., 2016), produit issu d'observations radar ANTILOPE (Champeaux et al., 2011)) et montré une forte influence de ceux-ci sur les résultats, à la fois en terme de biais moyen et de variance spatiale. A une échelle spatiale de l'ordre de 50 m - 1 km, la déposition préférentielle et l'intensification des chutes de neige induite par l'interaction vent-topographie ont une influence probable (voir paragraphe 1.3.4) et non représentée dans nos simulations. Ces phénomènes pourraient également être dominants ici.

Enfin, au delà des problèmes de résolution, le calcul des flux de neige transportée avec SnowPappus est entaché de multiples incertitudes décrites dans l'article, qui peuvent impacter la magnitude de l'effet de SnowPappus sur le régime thermique du sol. A cela on peut ajouter que différentes options comme la sublimation et le métamorphisme induit par le vent n'ont pas été utilisées ici. Pour quantifier l'impact de ces incertitudes, il serait nécessaire de tester différentes configurations de SnowPappus.

5.4 Conclusion du chapitre

Pour conclure, les résultats de ce chapitre montrent que l'utilisation du modèle de transport de neige par le vent SnowPappus dans sa configuration par défaut permet de simuler des effets physiquement cohérents du transport de neige sur le régime thermique du sol. Cependant, il ne permet pas de rapprocher les simulations des observations locales de températures du sol sur un grand nombre de sites d'un petit bassin versant de moyenne altitude, situés dans des situations topographiques contrastées. Les causes de ce mauvais résultats peuvent être liées à la résolution utilisée, mais également aux incertitudes liées aux paramétrisations du modèle, à des erreurs de forçages en précipitation et en vent ainsi qu'à des processus non représentés. Ces conclusions pourraient être élargies et approfondies en considérant des sites à des emplacements plus variés dans les Alpes, et en testant différentes configurations du modèle. On pourrait notamment sélectionner les sites avec une signature topographique à une échelle plus grande que le site du Vallon de Roche Noire.

Données et codes

Les données nécessaires et les codes utilisés pour réaliser les figures du chapitre précédent sont librement accessibles au lien suivant :

<https://doi.org/10.5281/zenodo.10301084>

Chapitre 6

Conclusion et perspectives

Bilan du travail et principaux résultats

Ce travail de thèse avait pour but d'évaluer et d'améliorer la simulation des régimes thermiques des sols fournies par le LSM Crocus-ISBA dans les milieux ouverts d'altitude.

Dans une première partie du travail présenté, j'ai évalué les régimes thermiques du sol fournis par la réanalyse S2M, qui est le système opérationnel actuel utilisant Crocus-ISBA à l'échelle des Alpes françaises. Dans ce but, j'ai comparé les FDD, GDD, dates de déneigement et températures moyennes en août simulées avec deux jeux de données regroupant environ 200 mesures du régime thermique des sols à 5-10 cm de profondeurs dans des massifs, situations topographiques et communautés végétales très variées, entre 1700 et 3200 mètres d'altitude. Ces analyses ont montré que les simulations souffrent de deux problèmes majeurs. D'une part, un biais froid de l'ordre de 3°C est observé en été, avec comme conséquence une sous-estimation systématique du GDD de l'ordre de 300°C.jours. Ce biais froid varie de plus significativement en fonction du type de végétation et de l'exposition. D'autre part, la variabilité spatiale de l'enneigement est largement sous-représentée, car l'échelle spatiale cible initiale de la réanalyse S2M est plus large que celle des jeux de données. Par conséquent, les simulations du gel du sol sont sans corrélation avec les observations disponibles, avec notamment une non-représentation de gels intenses observés sur les crêtes ventées. Cela amène à des erreurs de plusieurs centaines de °C.jours dans les estimations du GDD, qui tend par exemple à être très surestimé en situation de combes à neige. Ces erreurs sont liées à l'habitat ce qui est de nature à fausser des analyses statistiques, en écologie notamment, qui utilisant ces régimes thermiques des sols simulés comme variables explicatives. Des améliorations de Crocus-ISBA sont donc nécessaires. Elles pourraient porter sur une meilleure représentation de la végétation pour réduire les biais en température estivale et sur une meilleure représentation de la variabilité spatiale de l'enneigement.

Dans le but d'améliorer la représentation de la variabilité spatiale de l'enneigement, un modèle représentant le transport de neige par le vent couplé avec Crocus avec une résolution spatiale de 250 mètres a été développé, nommé SnowPappus. La résolution spatiale choisie correspond à celle visée pour un futur système de simulation du manteau neigeux opérationnel destiné à couvrir tous les massifs montagneux français. Cette résolution assez large choisie pour des raisons de contraintes numériques liées au futur système opérationnel et de possibilité d'obtenir des conditions météorologiques réalistes

à ces échelles ont mené au choix d'un modèle de transport simple. Une vitesse seuil de transport est déterminée sur chaque point de grille en fonction de la microstructure de la neige de surface. Ensuite, si le vent local dépasse la vitesse seuil, les flux de transports horizontaux en saltation et en suspension sont estimés en fonction de l'enneigement et de la vitesse du vent à l'aide de paramétrisations semi-empiriques de façon indépendante sur chaque point de grille. Un bilan de masse est ensuite réalisé, permettant de déduire les flux de déposition ou d'érosion du manteau neigeux. La neige est supposée se déposer avec des propriétés de microstructure correspondant à des grains fins, avec une densité paramétrisable. Plusieurs paramétrisations de sublimation peuvent être utilisées et activées de façon optionnelles. Par rapport aux précédents modèles couplés à Crocus (SYTRON et Meso-NH), ce nouveau modèle a l'avantage d'être utilisable dans des simulations en points de grille, et de ne pas nécessiter de couplage avec un modèle atmosphérique, permettant des simulations à l'échelle des massifs et sur des saisons entières. Ces simulations distribuées ont pu être réalisées en utilisant un forçage de vent fourni par le modèle atmosphérique AROME et descendus d'échelle (Le Toumelin et al., 2022) par des réseaux de neurones convolutifs entraînés sur des simulations LES à très haute résolution. Des évaluations des flux locaux simulés sur l'observatoire du Col du Lac Blanc ont été réalisées. Elles donnent des résultats corrects quand les vent locaux sont utilisés comme forçage mais montrent une forte sensibilité à la qualité du forçage vent.

SnowPappus dépend de la simulation de la microstructure de la neige en surface pour calculer la vitesse seuil de transport. Par conséquent, préalablement au développement de ce modèle, il a été nécessaire de corriger une erreur introduite dans la représentation de la microstructure de Crocus par Carmagnola et al. (2014) et qui impactait les résultats du modèle. Les auteurs avaient introduit une nouvelle variable d'état du modèle, le diamètre optique D_{opt} , mesurable, pour remplacer la taille de grains g_s et la dendricité δ , non mesurables. Cependant, des erreurs de calculs dans la détermination des lois d'évolution de D_{opt} , ainsi que la non inversibilité de la formule permettant de convertir D_{opt} en g_s amenait différentes observables, dont la vitesse seuil de transport et le diagnostic de types de grains à évoluer de façon incohérentes dans certaines conditions. Pour résoudre ce problème une nouvelle formule de conversion inversible entre D_{opt} et g_s a été proposée, et les lois d'évolution de D_{opt} sous l'action du métamorphisme et du transport de neige par le vent ont été corrigées. Ces développements permettent de retrouver une évolution de la vitesse seuil de transport et du type de grains presque équivalentes à celles obtenues avec les anciennes variables de microstructure, assurant ainsi que ce problème n'impacte pas les simulations réalisées avec SnowPappus.

Enfin, j'ai évalué l'influence de SnowPappus sur les régimes thermiques des sols (avec les indices GDD et FDD) sur une petite zone test. L'activation du modèle de transport provoque une augmentation du gel hivernal sur le sommet des plus hautes crêtes du domaine, et une diminution du GDD à proximité. Ce patron, lié à l'érosion de la neige sur le sommet des crêtes et à sa re-déposition dans le versant sous le vent, correspond à l'attendu. L'effet est cependant significatif uniquement sur une très petite portion du domaine couvert, probablement en raison du choix de la résolution horizontale de 250 mètres. Les simulations avec et sans transport ont été comparées au jeu de données observées de température du sol "Roche Noire". Aucune différence significative n'a été observée entre les simulations avec et sans transport, ce qui s'explique en grande partie par le faible effet du transport dans les zones où les points sont situés.

Une particularité notable de ce travail est de tirer parti de jeux de données étendus de températures du sol, collectés dans le cadre d’observatoires de la biodiversité et du fonctionnement des écosystèmes (Choler, 2018). Ces données couvrent une gamme de conditions environnementales diversifiées, plus représentatives de la complexité du milieu montagnard que des études sur un petit nombre de site bien instrumentés. Cela se fait au prix d’une dégradation de la qualité des données et une interprétation plus difficile des erreurs observées. Ces données de température du sol sont très sensibles à l’enneigement, et peuvent être utilisées comme évaluation indirecte de celui-ci, comme cela a été fait au chapitre 5. L’avantage réside dans le faible coût par point de mesure et la possibilité de multiplier ces points de mesure, avec une faible perturbation du milieu. Cela plaiderait selon moi pour la mise en place de dispositifs instrumentaux et stratégies communes entre science du climat et sciences de la biodiversité. Cela permettrait de sortir d’approches focalisées sur la compréhension d’un seul compartiment (le sol, la neige) pour aller vers une compréhension intégrée de la zone critique de montagne.

Ce travail permet de répondre aux problématiques posées :

1. Quelle est la performance de Crocus-ISBA pour simuler la température du sol ?

Dans sa géométrie d’application actuelle, à savoir la réanalyse S2M, Crocus-ISBA montre de forts biais systématiques et une résolution spatiale très insuffisante pour représenter les échelles spatiales de la variabilité observée des régimes thermiques du sol, hivernaux comme estivaux. Les erreurs du modèles sont de plus corrélées à la topographie et à la végétation. Cela m’amène à fortement déconseiller son utilisation comme facteur explicatif dans des études en écologie. Il n’est cependant pas à exclure qu’une meilleure paramétrisation d’ISBA et l’utilisation d’améliorations de la représentations de la végétation déjà existantes comme ISBA-MEB (Boone et al., 2016) permettraient de meilleurs résultats.

2. La simulation du transport de neige par le vent peut-elle permettre d’améliorer ces simulations ?

Les simulations avec le modèle SnowPappus à une résolution de 250 mètres ne permettent pas d’améliorations visibles des régimes thermiques des sols observés dans le Vallon de Roche Noire. L’effet du modèle autour des plus hautes crêtes d’altitude (au dessus de 2800 mètres) dans laquelle le modèle a un impact fort et cohérent avec les attentes mériterait cependant d’être évalué, mais le manque d’observations à ces altitudes ne permet pas de le faire. De plus, l’impact de modèles à plus haute résolution n’a pas été évalué et pourrait s’avérer plus prometteur, quoi que bien plus lourd en calculs.

Perspectives pour la modélisation de température du sol en montagne

Pour tenter de surmonter les difficultés révélées par mon travail, plusieurs perspectives sont offertes pour (i) Achever le développement et l’évaluation de la représentation du transport de neige par le vent dans Crocus et (ii) améliorer les simulations de régimes thermiques des sols dans les milieux ouverts d’altitude.

Évaluations complémentaires et développement futurs de SnowPappus

Tout d'abord, un volet manquant dans l'évaluation du modèle de transport de neige par le vent présentée est celui de son impact direct sur la représentation de la variabilité spatiale de l'enneigement. Parallèlement à mon travail, une comparaison des hauteurs de neige et durées d'enneigement simulées sur le massif des Grandes Rousses avec des observations satellites SENTINEL-II et Stereo Pleiade (Hadjjeri et al., en préparation). Les résultats pointent que la variance des hauteurs de neige à haute altitude est mieux représentée avec SnowPappus, mais qu'à plus basse altitude, celles-ci sont bien plus influencées par le forçage en précipitations que par le modèle de transport. Ces résultats, assez cohérents avec les ceux obtenus pour la température du sol au chapitre 5, suggèrent que, au moins à la résolution de 250 mètres, la fiabilité des champs de précipitation est limitante dans la performance des simulations d'enneigement prenant en compte le transport de neige par le vent. Cependant, les résultats obtenus avec SnowPappus mériteraient d'être comparés avec ceux obtenus avec d'autres modèles de transport de neige par le vent. Des modèles comme SnowTran3D (Liston and Sturm, 1998), PBSM (Pomeroy et al., 1993) et SBSM (Essery et al., 1999) ont une structure relativement proche de SnowPappus et pourraient de la même manière être codés dans Crocus. D'autres méthodes de descente d'échelle du vent comme WindNinja (Wagenbrenner et al., 2016) ou MicroMet (Liston and Elder, 2006) pourraient également être testées, dans la mesure ou les simulations du transport sont fortement impactées par la qualité du forçage vent. Cela permettrait de donner des éléments de réponse supplémentaires sur l'utilité de représenter le transport de neige par le vent à ces échelles. Si toutefois des améliorations devaient être apportées à SnowPappus, des possibilités prometteuses seraient un calcul explicite de la longueur de fetch, par exemple à la manière de (Marsh et al., 2020), une représentation plus réaliste des propriétés de la neige déposée, par exemple en tirant parti des résultats de (Amory et al., 2021) sur sa densité, et une représentation de l'effet de la topographie sous-maille sur les flux de neige transportée, comme cela a été fait pour la sublimation par Bowling et al. (2004). Cependant, l'évaluation de telles améliorations nécessiterait un renforcement des mesures à fine échelle sur la neige et ses propriétés.

Quelles autres options pour améliorer la représentation de la variabilité spatiale du manteau neigeux ?

Le transport par le vent n'est pas la seule cause de variabilité spatiale du manteau neigeux. En particulier, l'hétérogénéité des précipitations a potentiellement une forte influence à des échelles décimétriques à kilométriques. Une piste possible serait de tenter de représenter la déposition préférentielle, pouvant avoir selon certains auteurs une influence comparable à celle du transport de neige par le vent (Mott and Lehning, 2010) à des échelles de l'ordre de 50 mètres. Malheureusement, la représentation physique de ce phénomène nécessite l'utilisation de modèles atmosphériques à haute résolution à des échelles décimétriques. Une unique paramétrisation semi-empirique existe (Dadic et al., 2010), testée seulement sur un petit domaine, mais on pourrait tenter de l'adapter pour des simulations à plus grande échelle. Cette voie semble cependant complexe à mettre en oeuvre. De façon plus réaliste, on peut tenter d'améliorer la représentation des précipitations à échelle kilométrique, ce qui permettrait la prise en compte d'effets orographiques. La thèse de Matthieu Vernay, actuellement en cours au CEN, vise à combiner les champs

de précipitations donnés par le modèle AROME (1,3 km de résolution) avec des observations radar et pourrait permettre des avancées dans ce sens.

De plus, l'évolution du système opérationnel de prévision du manteau neigeux vers un système à 250 mètres, axe majeur des recherches en cours dans l'équipe de modélisation du CEN, impliquera l'utilisation d'assimilations d'observations satellite de l'enneigement à haute résolution, par exemple s'inspirant des travaux de [Deschamps-Berger et al. \(2022\)](#). Cela pourrait permettre une meilleure représentation de la variabilité spatiale du manteau neigeux sans nécessairement représenter les phénomènes complexes qui la déterminent.

Comment améliorer les simulations de la température du sol estivale ?

Dans cette thèse, je n'ai pas eu l'occasion de tenter d'améliorer la représentation des régimes thermiques estivaux des sols mis en évidence. Des analyses sur des sites bien instrumentés, avec disponibilité de forçages observés comme le Col de Porte ou le Col du Lac blanc seraient complémentaires des analyses réalisées pendant cette thèse sur un grand nombre de sites avec peu de données disponibles. Elles pourraient permettre une meilleure compréhension des processus qui sont responsables du biais froid, faute de tester sa généralité dans les prairies et landes. Ensuite, plusieurs options déjà existantes dans le modèle ISBA pourraient permettre de corriger ce problème.

La version d'ISBA couplée actuellement à Crocus de façon opérationnelle utilise une représentation très simplifiée de la végétation, qui n'a pas de température propre, ce qui est susceptible de participer aux biais observés. Or, le module ISBA-MEB permet de représenter de façon explicite une couche de végétation couplée au sol par des flux radiatifs et convectifs ([Boone et al., 2016](#)). La paramétrisation de ce modèle en situation de prairie et son couplage à Crocus sont l'objet du post-doctorat de Jeremie Dagaut, en cours au CEN, qui a déjà pu obtenir des résultats encourageants sur le site expérimental du col de Porte.

De plus, de nombreux paramètres utilisés (texture du sol, évolution saisonnière du LAI de la végétation ...) ont été calibrés sur le site unique du col de Porte (1328m) et ne sont donc pas nécessairement représentatifs des milieux ouverts d'altitude. Des analyses de sensibilité sur ces paramètres seraient bienvenues. De plus, ces paramètres ayant une très forte variabilité spatiale et même temporelle, la construction d'ensembles de simulations faisant varier ces paramètres et utilisant différentes paramétrisations de la conductivité thermique du sol, de ses propriétés hydrauliques et autres processus représentés par ISBA serait une option intéressante pour estimer les incertitudes liées à la représentation du sol, absentes pour le moment. Elles sont faites pour les paramètres liés au manteau neigeux. Ce travail a en revanche été réalisé pour les paramètres et processus liés au manteau neigeux ([Lafaysse et al., 2017](#)). Une autre piste pour mieux représenter ces paramètres serait l'utilisation de nouvelles bases de données de végétation à haute résolution, par exemple des séries temporelles de LAI dérivées de l'imagerie satellite Sentinel-II ([Pasqualotto et al., 2019](#)).

Modéliser le microclimat dans les milieux ouverts d'altitude : quelles alternatives à ISBA ?

Un des objectifs majeurs de cette thèse était de simuler des régimes thermiques des sols pertinents dans les milieux ouverts d'altitude. Dans ce cadre, le choix du modèle Crocus-

ISBA était notamment une affaire d'opportunité : ce modèle est celui maîtrisé au Centre d'Etudes de la Neige, avec des projets en cours de passage vers une haute résolution qui s'accordaient bien à ce projet de thèse. Au chapitre 1, j'avais de plus pointé certains avantages de Crocus-ISBA, notamment une représentation très détaillée du manteau neigeux, et une représentation explicite du gel du sol. Cependant, les facteurs limitants semblent plutôt être la variabilité spatiale du manteau neigeux et la représentation de la surface du sol. Il est donc tout à fait possible que d'autres modèles, LSM ou modèles statistiques, se montrent plus efficaces dans le but précis de simuler la thermique des sols.

D'autres approches développées récemment basées sur des LSM s'avèrent prometteuses. Le modèle CLM a par exemple été utilisé récemment à une résolution spatiale de 10 mètres avec un forçage en précipitation corrigé de façon à reproduire la distribution spatiale de la hauteur de neige observée en fin de saison d'accumulation dans un petit bassin versant (Gupta et al., 2023). Cette étude montre une bonne aptitude à reproduire des patrons de fonte à fine échelle, malgré un modèle de manteau neigeux bien plus simple que Crocus. Il serait intéressant de comparer les régimes thermiques des sols obtenus avec cette méthode avec des observations. Plus généralement, concernant les régimes thermiques du sol en saison déneigée, il serait envisageable d'utiliser les forçages SAFRAN pour forcer d'autres modèles de surface continentale pour comparer leurs biais avec ceux d'ISBA, et en trouver qui seraient mieux adaptés aux milieux ouverts d'altitude.

De plus, la quantité de données de températures du sol disponible dans les Alpes françaises aux étages alpins et subalpins commence à être conséquente. En plus du dispositif ORCHAMP, encore en extension, et du suivi effectué au vallon de Roche Noire utilisés, des données sont recueillies par des organismes comme le Parc National des Ecrins et d'autres projets de recherches comme GLORIA (Nicklas et al., 2021). Ces données, pourraient à terme être utilisées pour entraîner un modèle statistique utilisant des variables représentant la topographie, l'enneigement et la végétation de façon pertinente en zone de montagne, comme cela a déjà pu être fait à une échelle globale (Lembrechts et al., 2022).

Enfin, en l'absence de modèle de température du sol performant, une possibilité simple pour estimer le GDD serait de simplement calculer celui-ci comme la somme des température de l'air modélisées à partir d'une date de déneigement observée par satellite (par exemple Gascoin et al. (2019)). La température de l'air peut en effet être vue comme une première approximation de celle de la surface du sol quand celui-ci est déneigé, et sa signification physique est plus facilement interprétable que celle d'une température du sol simulée par un modèle complexe et avec des biais structurés en fonction de la topographie et de la végétation. De plus l'utilisation de l'imagerie satellite permettrait une prise en compte de l'effet de l'enneigement local (à une résolution de l'ordre de 25 mètres) sur le GDD.

Quelles motivations pour poursuivre ce travail ?

On a donc vu que de nombreuses perspectives étaient ouvertes pour améliorer notre compréhension de l'enneigement et de la thermique du sol en montagne. J'aimerais finir en évoquant brièvement les motivations collectives et individuelles pour ces travaux.

Tout d'abord, le travail effectué durant cette thèse, centré autour de la représentation du transport de neige par le vent, dépassait le cadre de la modélisation de la température du sol. Ces développements, combinés avec ceux d'autres thèses en cours au CEN (Ange Haddjeri, Louis le Toumelin, Matthieu Vernay) sont des briques visant à construire EDEL-

WEISS, un nouveau système opérationnel de prévision de l'enneigement à 250 mètres de résolution, avec pour but d'être un outil d'aide à la prévision du risque avalanche et des autres risques liés à l'enneigement. La modélisation de la variabilité spatiale du manteau neigeux est également essentielle pour la modélisation de l'hydrologie des bassins versants de montagne, avec de forts enjeux sociétaux dans un contexte d'épisodes de sécheresse et de canicules estivales plus longues et plus intenses.

A titre plus personnel, et sans doute pour beaucoup de chercheur.euses, comprendre et simplement apprendre sur le fonctionnement de ces systèmes merveilleusement complexes que sont les écosystèmes de montagne a également été une source de motivation non négligeable.

Enfin, une motivation évoquée de façon prépondérante dans les papiers de recherche récents en observation et modélisation de la température du sol est la compréhension de l'impact du changement climatique sur les organismes vivants. Bien que n'ayant pas fait exception en abordant le sujet au paragraphe 1.1.4, difficile pour moi de terminer cette thèse sans évoquer des doutes personnels à ce sujet. La réalité du changement climatique est maintenant un fait scientifique avéré, et le risque qu'il représente un constat largement partagé (Eyring et al., 2021). De façon frappante, le principal obstacle identifié par les experts du GIEC à l'atténuation du réchauffement climatique n'est pas l'incertitude scientifique ou technologique sur le sujet mais l'opposition de groupes politiques aux intérêts divergents (Kornek et al., 2020). Par ailleurs, comme je l'ai évoqué dans le paragraphe 1.4.4, les avancées récentes en sciences de l'environnement reposent massivement sur le développement de l'industrie numérique, dont les impacts environnementaux ne sont plus négligeables, et en croissance permanente (Ferreboeuf et al., 2021). Dans ce contexte, prédire les effets du changement climatique avec une précision toujours plus grande et une résolution spatiale toujours plus élevée est-il une priorité pour les organismes vivants, humains compris, qu'il impactera? Je n'ai pas de réponse définitive, mais espère qu'à la fin de ce siècle, on ne pourra pas estimer au dixième de degré près l'effet qu'a sur la température du sol un manteau neigeux depuis longtemps disparu.

Bibliographie

- J. Aalto, D. Scherrer, J. Lenoir, A. Guisan, and M. Luoto. Biogeophysical controls on soil-atmosphere thermal differences : implications on warming arctic ecosystems. *Environmental Research Letters*, 38(7) :13–22, 2018.
- N. H. Abu-Hamdeh and R. C. Reeder. Soil thermal conductivity effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter. *Soil Science Society of America Journal*, 64(4) :1285–1290, jul 2000. doi : 10.2136/sssaj2000.6441285x.
- V. A. Alexeev, D. J. Nicolsky, V. E. Romanovsky, and D. M. Lawrence. An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost. *Geophysical Research Letters*, 34(9), may 2007. doi : 10.1029/2007gl029536.
- C. Amory, C. Kittel, L. Le Toumelin, C. Agosta, A. Delhasse, V. Favier, and X. Fettweis. Performance of mar (v3. 11) in simulating the drifting-snow climate and surface mass balance of adélie land, east antarctica. *Geoscientific Model Development*, 14(6) :3487–3510, 2021. doi : 0.5194/gmd-14-3487-2021.
- N. An, S. Hemmati, and Y.-J. Cui. Assessment of the methods for determining net radiation at different time-scales of meteorological variables. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 9(2) :239–246, apr 2017. doi : 10.1016/j.jrmge.2016.10.004.
- B. T. Anderson, J. P. McNamara, H.-P. Marshall, and A. N. Flores. Insights into the physical processes controlling correlations between snow distribution and terrain properties. *Water Resources Research*, 50(6) :4545–4563, jun 2014. doi : 10.1002/2013wr013714.
- L. H. Antão, A. E. Bates, S. A. Blowes, C. Waldock, S. R. Supp, A. E. Magurran, M. Dornelas, and A. M. Schipper. Temperature-related biodiversity change across temperate marine and terrestrial systems. nov 2019. doi : 10.1101/841833.
- A. Antonelli, W. D. Kissling, S. G. A. Flantua, M. A. Bermúdez, A. Mulch, A. N. Muellner-Riehl, H. Kreft, H. P. Linder, C. Badgley, J. Fjeldså, S. A. Fritz, C. Rahbek, F. Herman, H. Hooghiemstra, and C. Hoorn. Geological and climatic influences on mountain biodiversity. *Nature Geoscience*, 11(10) :718–725, oct 2018. doi : 10.1038/s41561-018-0236-z.
- V. Antoni, D. Arrouays, A. Bispo, M. Brossard, C. Le Bas, P. Stengel, E. Villanneau, D. Baize, E. Barriuso, Y. Blanca, et al. L'état des sols de france. *Groupeement d'intérêt scientifique sur les sols*, 2011.

- A. P. K. Argles, J. R. Moore, C. Huntingford, A. J. Wiltshire, C. D. Jones, and P. M. Cox. Robust ecosystem demography (RED) : a parsimonious approach to modelling vegetation dynamics in earth system models. nov 2019. doi : 10.5194/gmd-2019-300.
- M. B. Ashcroft, L. A. Chisholm, and K. O. French. The effect of exposure on landscape scale soil surface temperatures and species distribution models. *Landscape Ecology*, 23(2) :211–225, nov 2007. doi : 10.1007/s10980-007-9181-8.
- M. Barrère. *Évolution couplée de la neige, du pergélisol et de la végétation arctique et subarctique*. PhD thesis, 2018.
- P. Bartelt and M. Lehning. A physical snowpack model for the swiss avalanche warning : Part i : numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3) :123–145, 2002. doi : 10.1016/S0165-232X(02)00074-5.
- J. Beddrieh, S. Gupta, B. Wohlmuth, and G. Chiogna. The importance of topographic gradients in alpine permafrost modeling. *Advances in Water Resources*, 170 :104321, dec 2022. doi : 10.1016/j.advwatres.2022.104321.
- M. Bernhardt. *Using wind fields from a high resolution atmospheric model for simulating snowdynamics in mountainous terrain*. PhD thesis, 2009.
- M. Bernhardt, G. Zängl, G. Liston, U. Strasser, and W. Mauser. Using wind fields from a high-resolution atmospheric model for simulating snow dynamics in mountainous terrain. *Hydrological Processes : An International Journal*, 23(7) :1064–1075, 2009. doi : 10.1002/hyp.7208.
- P. Bertrand, I. Derien, and A. Hubans. *Évaluation et amélioration des climatologies d’enneigement dans les massifs montagneux français*. 2017.
- M. J. Best and W. P. Hopwood. Modelling the local surface exchange over a grass-field site under stable conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(576) :2033–2052, jul 2001. doi : 10.1002/qj.49712757610.
- M. J. Best, M. Pryor, D. B. Clark, G. G. Rooney, R. L. H. Essery, C. B. Ménard, J. M. Edwards, M. A. Hendry, A. Porson, N. Gedney, L. M. Mercado, S. Sitch, E. Blyth, O. Boucher, P. M. Cox, C. S. B. Grimmond, and R. J. Harding. The joint UK land environment simulator (JULES), model description – part 1 : Energy and water fluxes. *Geoscientific Model Development*, 4(3) :677–699, sep 2011. doi : 10.5194/gmd-4-677-2011.
- W. D. Billings. Arctic and alpine vegetations : Similarities, differences, and susceptibility to disturbance. *BioScience*, 23(12) :697–704, dec 1973. doi : 10.2307/1296827.
- A. Boone, V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9) :1544–1569, sep 2000. doi : 10.1175/1520-0450(2000)039<1544:tiotio>2.0.co;2.

- A. Boone, P. Samuelsson, S. Gollvik, A. Napoly, L. Jarlan, E. Brun, and B. Decharme. The interactions between soil-biosphere-atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEX – part 1 : Model description. oct 2016. doi : 10.5194/gmd-2016-269.
- L. Bouvet, N. Calonne, F. Flin, and C. Geindreau. Snow equi-temperature metamorphism described by a phase-field model applicable on micro-tomographic images : Prediction of microstructural and transport properties. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 14(9), sep 2022. doi : 10.1029/2022ms002998.
- L. Bowling, J. Pomeroy, and D. Lettenmaier. Parameterization of blowing-snow sublimation in a macroscale hydrology model. *Journal of Hydrometeorology*, 5(5) :745–762, 2004. doi : 10.1175/1525-7541(2004)005\%3C0745:POBSIA\%3E2.0.CO;2.
- P. Brousseau, Y. Seity, D. Ricard, and J. Léger. Improvement of the forecast of convective activity from the arome-france system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699) :2231–2243, 2016. doi : 10.1002/qj.2822.
- E. Brun, P. David, M. Sudul, and G. Brunot. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 13(128) : 074003, 1992.
- K. A. Byrne, G. Kiely, and P. Leahy. CO₂ fluxes in adjacent new and permanent temperate grasslands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 135(1-4) :82–92, dec 2005. doi : 10.1016/j.agrformet.2005.10.005.
- N. Calonne, F. Flin, S. Morin, B. Lesaffre, S. R. du Roscoat, and C. Geindreau. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow. *Geophysical Research Letters*, 38(23) :n/a–n/a, dec 2011. doi : 10.1029/2011gl049234.
- N. Calonne, F. Flin, C. Geindreau, B. Lesaffre, and S. R. du Roscoat. Study of a temperature gradient metamorphism of snow from 3-d images : time evolution of microstructures, physical properties and their associated anisotropy. *The Cryosphere*, 8(6) : 2255–2274, dec 2014. doi : 10.5194/tc-8-2255-2014.
- N. Calonne, B. Richter, H. Löwe, C. Cetti, J. ter Schure, A. V. Herwijnen, C. Fierz, M. Jaggi, and M. Schneebeli. The RHOSSA campaign : multi-resolution monitoring of the seasonal evolution of the structure and mechanical stability of an alpine snowpack. *The Cryosphere*, 14(6) :1829–1848, jun 2020. doi : 10.5194/tc-14-1829-2020.
- B. Z. Carlson, M. C. Corona, C. Dentant, R. Bonet, W. Thuiller, and P. Choler. Observed long-term greening of alpine vegetation—a case study in the french alps. *Environmental Research Letters*, 12(11) :114006, oct 2017. doi : 10.1088/1748-9326/aa84bd.
- C. M. Carmagnola, S. Morin, M. Lafaysse, F. Domine, B. Lesaffre, Y. Lejeune, G. Picard, and L. Arnaud. Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-crocus detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 8(2) :417–437, mar 2014. doi : 10.5194/tc-8-417-2014.

- A. C. Chamberlain. Roughness length of sea, sand, and snow. *Boundary-Layer Meteorology*, 25(4) :405–409, apr 1983. doi : 10.1007/bf02041157.
- J. Champeaux, O. Laurantin, B. Mercier, F. Mounier, P. Lassegues, and P. Tabary. Quantitative precipitation estimations using rain gauges and radar networks : inventory and prospects at meteo-france. In *WMO Joint Meeting of CGS Expert Team on Surface-based Remotely-sensed Observations and CIMO Expert Team on Operational Remote Sensing*, volume 5, pages 1–11, 2011.
- Y. Chen, J. Ryder, V. Bastrikov, M. J. McGrath, K. Naudts, J. Otto, C. Ottlé, P. Peylin, J. Polcher, A. Valade, A. Black, J. A. Elbers, E. Moors, T. Foken, E. van Gorsel, V. Haverd, B. Heinesch, F. Tiedemann, A. Knohl, S. Launiainen, D. Loustau, J. Ogée, T. Vessala, and S. Luyssaert. Evaluating the performance of land surface model ORCHIDEE-CAN v1.0 on water and energy flux estimation with a single- and multi-layer energy budget scheme. *Geoscientific Model Development*, 9(9) :2951–2972, sep 2016. doi : 10.5194/gmd-9-2951-2016.
- P. Choler. Growth response of temperate mountain grasslands to inter-annual variations in snow cover duration. *Biogeosciences*, 12(12) :3885–3897, 2015. doi : 10.5194/bg-12-3885-2015.
- P. Choler. Winter soil temperature dependence of alpine plant distribution : Implications for anticipating vegetation changes under a warming climate. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, 30 :6–15, 2018. doi : 10.1016/j.ppees.2017.11.002.
- P. Choler, A. Bayle, B. Z. Carlson, C. Randin, G. Filippa, and E. Cremonese. The tempo of greening in the european alps : Spatial variations on a common theme. *Global Change Biology*, 27(21) :5614–5628, sep 2021. doi : 10.1111/gcb.15820.
- K. D. Coates. Effects of shrubs and herbs on conifer regeneration and microclimate in the rhododendron-vaccinium-menziesia community of south-central british columbia. 1987.
- S. C. Colbeck. A review of sintering in seasonal snow. 1997.
- R. Dadic, R. Mott, M. Lehning, and P. Burlando. Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 115(F1), 2010.
- R. Dankers, E. J. Burke, and J. Price. Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme. *The Cryosphere*, 5(3) :773–790, sep 2011. doi : 10.5194/tc-5-773-2011.
- B. Decharme, A. Boone, C. Delire, and J. Noilhan. Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedo-transfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D20), 2011. doi : 10.1029/2011JD016002.
- B. Decharme, E. Brun, A. Boone, C. Delire, P. L. Moigne, and S. Morin. Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *The Cryosphere*, 10(2) :853–877, apr 2016. doi : 10.5194/tc-10-853-2016.

- C. Deschamps-Berger, B. Cluzet, M. Dumont, M. Lafaysse, E. Berthier, P. Fanise, and S. Gascoin. Improving the spatial distribution of snow cover simulations by assimilation of satellite stereoscopic imagery. *Water Resources Research*, 58(3) :e2021WR030271, 2022. doi : 10.1029/2021WR030271.
- F. Domine, K. Fourteau, G. Picard, G. Lackner, D. Sarrazin, and M. Poirier. Permafrost cooled in winter by thermal bridging through snow-covered shrub branches. *Nature Geoscience*, 15(7) :554–560, jul 2022. doi : 10.1038/s41561-022-00979-2.
- H. Douville, J. F. Royer, and J. F. Mahfouf. A new snow parameterization for the météo-france climate model. *Climate Dynamics*, 12(1) :21–35, nov 1995. doi : 10.1007/bf00208760.
- E. Du, C. Terrer, A. F. A. Pellegrini, A. Ahlström, C. J. van Lissa, X. Zhao, N. Xia, X. Wu, and R. B. Jackson. Global patterns of terrestrial nitrogen and phosphorus limitation. *Nature Geoscience*, 13(3) :221–226, feb 2020. doi : 10.1038/s41561-019-0530-4.
- P. Duchaufour, P. Faivre, J. Poulenard, and M. Gury. *Introduction à la science du sol-7e éd. : Sol, végétation, environnement*. Dunod, 2020.
- R. Essery, L. Li, and J. Pomeroy. A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrological processes*, 13(14-15) :2423–2438, 1999. doi : 10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15%3C2423::AID-HYP853%3E3.0.CO;2-U.
- V. Eyring, N. Gillett, K. A. Rao, R. Barimalala, M. B. Parrillo, N. Bellouin, C. Cassou, P. Durack, Y. Kosaka, S. McGregor, S. Min, O. Morgenstern, and Y. Sun. Human influence on the climate system. in *climate change 2021 : The physical science basis. contribution of working group i to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* [masson-delmotte, v., p. zhai, a. pirani, s.l.connors, c. péan, s. berger, n. caud, y. chen, l. goldfarb, m.i. gomis, m. huang, k. leitzell, e. lonnoy, j.b.r.matthews, t.k. maycock, t. waterfield, o. yelekçi, r. yu, and b. zhou (eds.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, page 423–552, 2021.
- H. Ferreboeuf, M. Efoui-Hess, and X. Verne. Impact environnemental du numérique : tendances à 5 ans et gouvernance de la 5g. *The Shift Project*, 2021.
- C. Fierz, R. L. Armstrong, Y. Durand, P. Etchevers, E. Greene, D. M. McClung, K. Nishimura, P. K. Satyawali, and S. A. Sokratov. The international classification for seasonal snow on the ground. 2009.
- S. Filhol and M. Sturm. Snow bedforms : A review, new data, and a formation model. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 120(9) :1645–1669, sep 2015. doi : 10.1002/2015jf003529.
- R. A. Fisher and C. D. Koven. Perspectives on the future of land surface models and the challenges of representing complex terrestrial systems. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(4), apr 2020. doi : 10.1029/2018ms001453.

- K. Fourteau, F. Domine, and P. Hagenmuller. Impact of water vapor diffusion and latent heat on the effective thermal conductivity of snow. *The Cryosphere*, 15(6) :2739–2755, jun 2021. doi : 10.5194/tc-15-2739-2021.
- J. Fox and S. Weisberg. Multivariate linear models in r. *An R Companion to Applied Regression*. Los Angeles : Thousand Oaks, 2011.
- H. Gallée, G. Guyomarc’h, and E. Brun. Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(1) :1–19, 2001. doi : 10.1023/A:1018776422809.
- A. S. Gardner and M. J. Sharp. A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization. *Journal of Geophysical Research*, 115(F1), mar 2010. doi : 10.1029/2009jf001444.
- S. Gascoin, M. Grizonnet, M. Bouchet, G. Salgues, and O. Hagolle. Theia snow collection : high-resolution operational snow cover maps from sentinel-2 and landsat-8 data. *Earth System Science Data*, 11(2) :493–514, apr 2019. doi : 10.5194/essd-11-493-2019.
- F. Gerber, M. Lehning, S. W. Hoch, and R. Mott. A close-ridge small-scale atmospheric flow field and its influence on snow accumulation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(15) :7737–7754, aug 2017. doi : 10.1002/2016jd026258.
- F. Gerber, N. Besic, V. Sharma, R. Mott, M. Daniels, M. Gabella, A. Berne, U. Germann, and M. Lehning. Spatial variability in snow precipitation and accumulation in COSMO–WRF simulations and radar estimations over complex terrain. *The Cryosphere*, 12(10) :3137–3160, oct 2018. doi : 10.5194/tc-12-3137-2018.
- A.-L. Gibelin, J.-C. Calvet, J.-L. Roujean, L. Jarlan, and S. O. Los. Ability of the land surface model ISBA-a-gs to simulate leaf area index at the global scale : Comparison with satellites products. *Journal of Geophysical Research*, 111(D18), 2006. doi : 10.1029/2005jd006691.
- G. Giraud, J.-P. Navarre, and C. Coléou. Estimation du risque avalancheux dans le système expert MEPRa. working paper or preprint, 2002. URL <https://hal.science/hal-02638748>.
- R. G. Gonzalez, A. Verhoef, P. L. Vidale, and I. Braud. Incorporation of water vapor transfer in the JULES land surface model : Implications for key soil variables and land surface fluxes. *Water Resources Research*, 48(5), may 2012. doi : 10.1029/2011wr011811.
- L. Goodrich. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian geotechnical journal*, 19(4) :421–432, 1982.
- J. L. Gornall, I. S. Jónsdóttir, S. J. Woodin, and R. V. der Wal. Arctic mosses govern below-ground environment and ecosystem processes. *Oecologia*, 153(4) :931–941, jul 2007. doi : 10.1007/s00442-007-0785-0.
- I. Gouttevin, V. Vionnet, Y. Seity, A. Boone, M. Lafaysse, Y. Deliot, and H. Merzisen. To the origin of a wintertime screen-level temperature bias at high altitude in a kilometeric

- NWP model. *Journal of Hydrometeorology*, 24(1) :53–71, jan 2023. doi : 10.1175/jhm-d-21-0200.1.
- K. Grigulis and S. Lavorel. Simple field-based surveys reveal climate-related anomalies in mountain grassland production. *Ecological Indicators*, 116 :106519, sep 2020. doi : 10.1016/j.ecolind.2020.106519.
- C. Gromke, C. Manes, B. Walter, M. Lehning, and M. Guala. Aerodynamic roughness length of fresh snow. *Boundary-Layer Meteorology*, 141(1) :21–34, jun 2011. doi : 10.1007/s10546-011-9623-3.
- A. Gupta, A. Reverdy, J.-M. Cohard, B. Hector, M. Desclotres, J.-P. Vandervaere, C. Coulaud, R. Biron, L. Liger, R. Maxwell, J.-G. Valay, and D. Voisin. Impact of distributed meteorological forcing on simulated snow cover and hydrological fluxes over a mid-elevation alpine micro-scale catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 27(1) :191–212, jan 2023. doi : 10.5194/hess-27-191-2023.
- G. Guyomarc’h and L. Mérindol. Validation of an application for forecasting blowing snow. *Annals of Glaciology*, 26 :138–143, 1998. doi : 10.3189/1998AoS26-1-138-143.
- A. Haddjeri, M. Baron, M. Lafaysse, L. Le Toumelin, C. Deschamp-Berger, V. Vionnet, S. Gascoin, M. Vernay, and M. Dumont. Exploring the sensitivity to precipitation, blowing snow, and horizontal resolution of the spatial distribution of simulated snow cover. *EGU sphere*, 2023 :1–44, 2023.
- S. Haesen, J. J. Lembrechts, P. De Frenne, J. Lenoir, J. Aalto, M. B. Ashcroft, M. Kopecký, M. Luoto, I. Maclean, I. Nijs, et al. Foresttemp–sub-canopy microclimate temperatures of european forests. *Global Change Biology*, 27(23) :6307–6319, 2021.
- F. Hagedorn, J. Mulder, and R. Jandl. Mountain soils under a changing climate and land-use. *Biogeochemistry*, 97(1) :1–5, nov 2009. doi : 10.1007/s10533-009-9386-9.
- N. Helbig, R. Mott, A. Van Herwijnen, A. Winstral, and T. Jonas. Parameterizing surface wind speed over complex topography. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(2) :651–667, 2017. doi : 10.1002/2016JD025593.
- K. Helfricht, L. Hartl, R. Koch, C. Marty, and M. Olefs. Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5) :2655–2668, 2018. doi : 10.5194/hess-22-2655-2018.
- A. Huete, K. Didan, W. van Leeuwen, T. Miura, and E. Glenn. MODIS vegetation indices. In *Land Remote Sensing and Global Environmental Change*, pages 579–602. Springer New York, 2010. doi : 10.1007/978-1-4419-6749-7_26.
- M. Jafari, I. Gouttevin, M. Couttet, N. Wever, A. Michel, V. Sharma, L. Rossmann, N. Maass, M. Nicolaus, and M. Lehning. The impact of diffusive water vapor transport on snow profiles in deep and shallow snow covers and on sea ice. *Frontiers in Earth Science*, 8, jul 2020. doi : 10.3389/feart.2020.00249.
- J. Jouglet. *Les végétations des alpages des Alpes françaises du Sud*. 1999.

- A. Kade, V. E. Romanovsky, and D. A. Walker. The n-factor of nonsorted circles along a climate gradient in arctic alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(4) :279–289, 2006. doi : 10.1002/ppp.563.
- T. U. Kaempfer and M. Schneebeli. Observation of isothermal metamorphism of new snow and interpretation as a sintering process. *Journal of Geophysical Research*, 112 (D24), dec 2007. doi : 10.1029/2007jd009047.
- J. Kemppinen, P. Niittynen, A.-M. Virkkala, K. Happonen, H. Riihimäki, J. Aalto, and M. Luoto. Dwarf shrubs impact tundra soils : drier, colder, and less organic carbon. *Ecosystems*, 24(6) :1378–1392, 2021.
- N. Khedim. *Dynamiques de la matière organique des sols de montagne : analyse de chronoséquences et de climatoséquences*. PhD thesis, 2022.
- H. Koivusalo, M. Heikinheimo, and T. Karvonen. Test of a simple two-layer parameterisation to simulate the energy balance and temperature of a snow pack. *Theoretical and Applied Climatology*, 70(1-4) :65–79, sep 2001. doi : 10.1007/s007040170006.
- S. Kokoska and D. Zwillinger. *CRC standard probability and statistics tables and formulae*. Crc Press, 2000.
- U. Kornek, C. Flachsland, C. Kardish, S. Levi, and O. Edenhofer. What is important for achieving 2 °c ? UNFCCC and IPCC expert perceptions on obstacles and response options for climate change mitigation. *Environmental Research Letters*, 15(2) :024005, jan 2020. doi : 10.1088/1748-9326/ab6394.
- M. Kuhn. The nutrient cycle through snow and ice, a review. *Aquatic Sciences*, 63(2) : 150–167, may 2001. doi : 10.1007/pl00001348.
- C. Körner. Alpine plant diversity : A global survey and functional interpretations. In *Ecological Studies*, pages 45–62. Springer Berlin Heidelberg, 1995. doi : 10.1007/978-3-642-78966-3_4.
- C. Körner. *Alpine Plant Life*. Springer Berlin Heidelberg, 2003. doi : 10.1007/978-3-642-18970-8.
- C. Körner and J. Paulsen. A world-wide study of high altitude treeline temperatures. *Journal of Biogeography*, 31(5) :713–732, apr 2004. doi : 10.1111/j.1365-2699.2003.01043.x.
- C. Körner, M. Diemer, B. Schächli, P. Niklaus, and J. Arnone. The responses of alpine grassland to four seasons of CO₂ enrichment : a synthesis. *Acta Oecologica*, 18(3) : 165–175, jan 1997. doi : 10.1016/s1146-609x(97)80002-1.
- M. Lafaysse, B. Cluzet, M. Dumont, Y. Lejeune, V. Vionnet, and S. Morin. A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling. *The Cryosphere*, 11(3) :1173–1198, may 2017. doi : 10.5194/tc-11-1173-2017.
- Ø. Langsrud. Anova for unbalanced data : Use type ii instead of type iii sums of squares. *Statistics and Computing*, 13(2) :163–167, 2003.

- T. C. Lantz, P. Marsh, and S. V. Kokelj. Recent shrub proliferation in the mackenzie delta uplands and microclimatic implications. *Ecosystems*, 16(1) :47–59, oct 2012. doi : 10.1007/s10021-012-9595-2.
- D. M. Lawrence, R. A. Fisher, C. D. Koven, K. W. Oleson, S. C. Swenson, G. Bonan, N. Collier, B. Ghimire, L. van Kampenhout, D. Kennedy, E. Kluzek, P. J. Lawrence, F. Li, H. Li, D. Lombardozzi, W. J. Riley, W. J. Sacks, M. Shi, M. Vertenstein, W. R. Wieder, C. Xu, A. A. Ali, A. M. Badger, G. Bisht, M. van den Broeke, M. A. Brunke, S. P. Burns, J. Buzan, M. Clark, A. Craig, K. Dahlin, B. Drewniak, J. B. Fisher, M. Flanner, A. M. Fox, P. Gentine, F. Hoffman, G. Keppel-Aleks, R. Knox, S. Kumar, J. Lenaerts, L. R. Leung, W. H. Lipscomb, Y. Lu, A. Pandey, J. D. Pelletier, J. Perket, J. T. Randerson, D. M. Ricciuto, B. M. Sanderson, A. Slater, Z. M. Subin, J. Tang, R. Q. Thomas, M. V. Martin, and X. Zeng. The community land model version 5 : Description of new features, benchmarking, and impact of forcing uncertainty. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12) :4245–4287, dec 2019. doi : 10.1029/2018ms001583.
- L. Le Toumelin, I. Gouttevin, N. Helbig, C. Galiez, M. Roux, and F. Karbou. Emulating the adaptation of wind fields to complex terrain with deep-learning. *Artificial Intelligence for the Earth Systems*, pages 1–39, 2022. doi : 10.1175/AIES-D-22-0034.1.
- M. Lehning, P. Bartelt, B. Brown, and C. Fierz. A physical SNOWPACK model for the swiss avalanche warning. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3) :169–184, nov 2002. doi : 10.1016/s0165-232x(02)00072-1.
- M. Lehning, H. Löwe, M. Ryser, and N. Raderschall. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, 44(7), 2008. doi : 10.1029/2007WR006545.
- Y. Lejeune, M. Dumont, J.-M. Panel, M. Lafaysse, P. Lapalus, E. L. Gac, B. Lesaffre, and S. Morin. 57 years (1960-2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (col de porte, france, 1325m of altitude). *Earth System Science Data*, 11(1) :71–88, jan 2019. doi : 10.5194/essd-11-71-2019.
- J. J. Lembrechts, J. Aalto, M. B. Ashcroft, P. De Frenne, M. Kopecký, J. Lenoir, M. Luoto, I. M. Maclean, O. Roupsard, E. Fuentes-Lillo, et al. Soiltemp : A global database of near-surface temperature. *Global Change Biology*, 26(11) :6616–6629, 2020.
- J. J. Lembrechts, J. van den Hoogen, J. Aalto, M. B. Ashcroft, P. De Frenne, J. Kemppinen, M. Kopecký, M. Luoto, I. M. Maclean, T. W. Crowther, et al. Global maps of soil temperature. *Global Change Biology*, 28(9) :3110–3144, 2022.
- J. Lenoir, B. J. Graae, P. A. Aarrestad, I. G. Alsos, W. S. Armbruster, G. Austrheim, C. Bergendorff, H. J. B. Birks, K. A. Bråthen, J. Brunet, et al. Local temperatures inferred from plant communities suggest strong spatial buffering of climate warming across northern europe. *Global Change Biology*, 19(5) :1470–1481, 2013.
- J. Lenoir, T. Hattab, and G. Pierre. Climatic microrefugia under anthropogenic climate change : implications for species redistribution. *Ecography*, 40(2) :253–266, dec 2016. doi : 10.1111/ecog.02788.

- X.-Y. Li. Gravel–sand mulch for soil and water conservation in the semiarid loess region of northwest china. *CATENA*, 52(2) :105–127, jun 2003. doi : 10.1016/s0341-8162(02)00181-9.
- G. E. Liston and K. Elder. A meteorological distribution system for high-resolution terrestrial modeling (MicroMet). *Journal of Hydrometeorology*, 7(2) :217–234, apr 2006. doi : 10.1175/jhm486.1.
- G. E. Liston and M. Sturm. A snow-transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology*, 44(148) :498–516, 1998. doi : 10.3189/S0022143000002021.
- G. E. Liston, R. B. Haehnel, M. Sturm, C. A. Hiemstra, S. Berezovskaya, and R. D. Tabler. Simulating complex snow distributions in windy environments using snowtran-3d. *Journal of Glaciology*, 53(181) :241–256, 2007. doi : 10.3189/172756507782202865.
- W. Liu, R. Fortier, J. Molson, and J.-M. Lemieux. Three-dimensional numerical modeling of cryo-hydrogeological processes in a river-talik system in a continuous permafrost environment. *Water Resources Research*, 58(3), mar 2022. doi : 10.1029/2021wr031630.
- J. D. Lundquist and F. Lott. Using inexpensive temperature sensors to monitor the duration and heterogeneity of snow-covered areas. *Water Resources Research*, 44(4), apr 2008. doi : 10.1029/2008wr007035.
- L. Luo, A. Robock, K. Y. Vinnikov, C. A. Schlosser, A. G. Slater, A. Boone, P. Etchevers, F. Habets, J. Noilhan, H. Braden, P. Cox, P. de Rosnay, R. E. Dickinson, Y. Dai, Q.-C. Zeng, Q. Duan, J. Schaake, A. Henderson-Sellers, N. Gedney, Y. M. Gusev, O. N. Nasonova, J. Kim, E. Kowalczyk, K. Mitchell, A. J. Pitman, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, P. Wetzel, Y. Xue, and Z.-L. Yang. Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff : Results from the PILPS 2(d) experiment at valdai, russia. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2) :334–351, apr 2003. doi : 10.1175/1525-7541(2003)4<334:eofsos>2.0.co;2.
- S. Lutz, A. M. Anesio, R. Raiswell, A. Edwards, R. J. Newton, F. Gill, and L. G. Benning. The biogeography of red snow microbiomes and their role in melting arctic glaciers. *Nature Communications*, 7(1), jun 2016. doi : 10.1038/ncomms11968.
- J. Löffler and R. Pape. Thermal niche predictors of alpine plant species. *Ecology*, 101(1), oct 2019. doi : 10.1002/ecy.2891.
- M. K. MacDonald, J. W. Pomeroy, and A. Pietroniro. Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models : tests in a mountainous subarctic catchment. *Hydrological Processes : An International Journal*, 23(18) :2570–2583, 2009. doi : 10.1002/hyp.7356.
- I. M. D. Maclean, J. P. Duffy, S. Haesen, S. Govaert, P. D. Frenne, T. Vanneste, J. Lenoir, J. J. Lembrechts, M. W. Rhodes, and K. V. Meerbeek. On the measurement of microclimate. *Methods in Ecology and Evolution*, 12(8) :1397–1410, jun 2021. doi : 10.1111/2041-210x.13627.

- D. H. Male and R. J. Granger. Snow surface energy exchange. *Water Resources Research*, 17(3) :609–627, jun 1981. doi : 10.1029/wr017i003p00609.
- M. Mallen-Cooper, B. J. Graae, and W. K. Cornwell. Lichens buffer tundra microclimate more than the expanding shrub *betula nana*. *Annals of Botany*, 128(4) :407–418, mar 2021. doi : 10.1093/aob/mcab041.
- S. Manabe. Climate and the ocean circulation : I. the atmospheric circulation and the hydrology of the land surface. *Monthly Weather Review*, 97(11) :739–774, nov 1969. doi : 10.1175/1520-0493(1969)097<0739:catoc>2.3.co;2.
- D. Marbouty. An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *Journal of Glaciology*, 26(94) :303–312, 1980.
- C. B. Marsh, J. W. Pomeroy, R. J. Spiteri, and H. S. Wheeler. A finite volume blowing snow model for use with variable resolution meshes. *Water Resources Research*, 56(2) : e2019WR025307, 2020. doi : 10.1029/2019WR025307.
- C. Martinez-Almoyna, A. Saillard, L. Zinger, C. Lionnet, C. Arnoldi, A. Foulquier, L. Gielly, G. Piton, T. Münkemüller, and W. Thuiller. Differential effects of soil trophic networks on microbial decomposition activity in mountain ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry*, 172 :108771, sep 2022. doi : 10.1016/j.soilbio.2022.108771.
- V. Masson, P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, et al. The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :929–960, 2013. doi : 10.5194/gmd-6-929-2013.
- N. Matsuoka. Solifluction rates, processes and landforms : a global review. *Earth-Science Reviews*, 55(1-2) :107–134, oct 2001. doi : 10.1016/s0012-8252(01)00057-5.
- G. E. Maurer and D. R. Bowling. Seasonal snowpack characteristics influence soil temperature and water content at multiple scales in interior western u.s. mountain ecosystems. *Water Resources Research*, 50(6) :5216–5234, jun 2014. doi : 10.1002/2013wr014452.
- C. B. Menard, R. Essery, G. Krinner, G. Arduini, P. Bartlett, A. Boone, C. Brutel-Vuilmet, E. Burke, M. Cuntz, Y. Dai, B. Decharme, E. Dutra, X. Fang, C. Fierz, Y. Gusev, S. Hagemann, V. Haverd, H. Kim, M. Lafaysse, T. Marke, O. Nasonova, T. Nitta, M. Niwano, J. Pomeroy, G. Schädler, V. A. Semenov, T. Smirnova, U. Strasser, S. Swenson, D. Turkov, N. Wever, and H. Yuan. Scientific and human errors in a snow model intercomparison. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(1) :E61–E79, jan 2021. doi : 10.1175/bams-d-19-0329.1.
- L. M. Mercado, N. Bellouin, S. Sitch, O. Boucher, C. Huntingford, M. Wild, and P. M. Cox. Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, 458 (7241) :1014–1017, apr 2009. doi : 10.1038/nature07949.
- D. Monteiro, C. Caillaud, R. Samacoïts, M. Lafaysse, and S. Morin. Potential and limitations of convection-permitting cnrm-arome climate modelling in the french alps. *International Journal of Climatology*, 42(14) :7162–7185, may 2022. doi : 10.1002/joc.7637.

- R. Mott and M. Lehning. Meteorological modeling of very high-resolution wind fields and snow deposition for mountains. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4) :934–949, aug 2010. doi : 10.1175/2010jhm1216.1.
- R. Mott, V. Vionnet, and T. Grünewald. The seasonal snow cover dynamics : review on wind-driven coupling processes. *Frontiers in Earth Science*, 6 :197, 2018. doi : 10.3389/feart.2018.00197.
- MRIEDWWG. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5(5) :424–430, apr 2015. doi : 10.1038/nclimate2563.
- K. N. Musselman, J. W. Pomeroy, R. L. Essery, and N. Leroux. Impact of windflow calculations on simulations of alpine snow accumulation, redistribution and ablation. *Hydrological Processes*, 29(18) :3983–3999, 2015. doi : 10.1002/hyp.10595.
- I. H. Myers-Smith and D. S. Hik. Shrub canopies influence soil temperatures but not nutrient dynamics : an experimental test of tundra snow–shrub interactions. *Ecology and Evolution*, 3(11) :3683–3700, 2013.
- I. H. Myers-Smith, B. C. Forbes, M. Wilkening, M. Hallinger, T. Lantz, D. Blok, K. D. Tape, M. Macias-Fauria, U. Sass-Klaassen, E. Lévesque, S. Boudreau, P. Ropars, L. Hermanutz, A. Trant, L. S. Collier, S. Weijers, J. Rozema, S. A. Rayback, N. M. Schmidt, G. Schaepman-Strub, S. Wipf, C. Rixen, C. B. Ménard, S. Venn, S. Goetz, L. Andreu-Hayles, S. Elmendorf, V. Ravolainen, J. Welker, P. Grogan, H. E. Epstein, and D. S. Hik. Shrub expansion in tundra ecosystems : dynamics, impacts and research priorities. *Environmental Research Letters*, 6(4) :045509, dec 2011. doi : 10.1088/1748-9326/6/4/045509.
- L. Nicklas, J. Walde, S. Wipf, A. Lamprecht, M. Mallaun, C. Rixen, K. Steinbauer, J.-P. Theurillat, P. Unterluggauer, P. Vittoz, D. Moser, A. Gattringer, J. Wessely, and B. Erschbamer. Climate change affects vegetation differently on siliceous and calcareous summits of the european alps. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 9, apr 2021. doi : 10.3389/fevo.2021.642309.
- M. Nogueira, C. Albergel, S. Boussetta, F. Johannsen, I. F. Trigo, S. L. Ermida, J. P. A. Martins, and E. Dutra. Role of vegetation in representing land surface temperature in the CHTESSEL (CY45r1) and SURFEX-ISBA (v8.1) land surface models : a case study over iberia. *Geoscientific Model Development*, 13(9) :3975–3993, sep 2020. doi : 10.5194/gmd-13-3975-2020.
- J. Noilhan and S. Planton. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3) :536–549, mar 1989. doi : 10.1175/1520-0493(1989)117<0536:aspols>2.0.co;2.
- J.-P. Nousu, M. Lafaysse, G. Mazzotti, P. Ala-aho, H. Marttila, B. Cluzet, M. Aurela, A. Lohila, P. Kolari, A. Boone, M. Fructus, and S. Launiainen. Modelling snowpack dynamics and surface energy budget in boreal and subarctic peatlands and forests. mar 2023. doi : 10.5194/egusphere-2023-338.

- Y. Pan, S. Lyu, S. Li, Y. Gao, X. Meng, Y. Ao, and S. Wang. Simulating the role of gravel in freeze–thaw process on the qinghai–tibet plateau. *Theoretical and Applied Climatology*, 127(3-4) :1011–1022, dec 2015. doi : 10.1007/s00704-015-1684-7.
- R. Pape and J. Löffler. Modelling spatio-temporal near-surface temperature variation in high mountain landscapes. *Ecological Modelling*, 178(3-4) :483–501, nov 2004. doi : 10.1016/j.ecolmodel.2004.02.019.
- M. Paradis, E. Lévesque, and S. Boudreau. Greater effect of increasing shrub height on winter versus summer soil temperature. *Environmental Research Letters*, 11(8) :085005, 2016.
- N. Pasqualotto, J. Delegido, S. V. Wittenberghe, M. Rinaldi, and J. Moreno. Multi-crop green lai estimation with a new simple sentinel-2 lai index seli. *Sensors*, 19(4) :904, feb 2019. doi : 10.3390/s19040904.
- L. Pellissier, B. Fournier, A. Guisan, and P. Vittoz. Plant traits co-vary with altitude in grasslands and forests in the european alps. *Plant Ecology*, 211(2) :351–365, jun 2010. doi : 10.1007/s11258-010-9794-x.
- C. D. Peters-Lidard, E. Blackburn, X. Liang, and E. F. Wood. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(7) :1209–1224, apr 1998. doi : 10.1175/1520-0469(1998)055<1209:teostc>2.0.co;2.
- J. Pomeroy, D. Gray, and P. Landine. The prairie blowing snow model : characteristics, validation, operation. *Journal of Hydrology*, 144(1-4) :165–192, 1993. doi : 10.1016/0022-1694(93)90171-5.
- J. Poulénard and P. Podwojewski. Alpine soils. *Encyclopedia of Soil Science*. New York : Marcel Dekker, 7579, 2006.
- L. Quéno, F. Karbou, V. Vionnet, and I. Dombrowski-Etchevers. Satellite-derived products of solar and longwave irradiances used for snowpack modelling in mountainous terrain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4) :2083–2104, apr 2020. doi : 10.5194/hess-24-2083-2020.
- K. Rankinen, T. Karvonen, and D. Butterfield. A simple model for predicting soil temperature in snow-covered and seasonally frozen soil : model description and testing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(4) :706–716, aug 2004. doi : 10.5194/hess-8-706-2004.
- D. Rechid, T. J. Raddatz, and D. Jacob. Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3-4) :245–255, apr 2008. doi : 10.1007/s00704-008-0003-y.
- A. C. Rencher and G. B. Schaalje. *Linear models in statistics*. John Wiley & Sons, 2008.
- L. M. Resler, D. R. Butler, and G. P. Malanson. Topographic shelter and conifer establishment and mortality in an alpine environment, glacier national park, montana. *Physical Geography*, 26(2) :112–125, jan 2005. doi : 10.2747/0272-3646.26.2.112.

- M. Réveillet, M. Dumont, S. Gascoin, M. Lafaysse, P. Nabat, A. Ribes, R. Nheili, F. Tuzet, M. Ménégos, S. Morin, G. Picard, and P. Ginoux. Black carbon and dust alter the response of mountain snow cover under climate change. *Nature Communications*, 13(1), sep 2022. doi : 10.1038/s41467-022-32501-y.
- F. Riche and M. Schneebeli. Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. *The Cryosphere*, 7(1) :217–227, feb 2013. doi : 10.5194/tc-7-217-2013.
- A. Rist, L. Roth, and H. Veit. Elevational ground/air thermal gradients in the swiss inner alpine valais. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 52(1) :341–360, jan 2020. doi : 10.1080/15230430.2020.1742022.
- J. Rockström, W. Steffen, K. Noone, Å. Persson, F. S. Chapin III, E. Lambin, T. M. Lenton, M. Scheffer, C. Folke, H. J. Schellnhuber, et al. Planetary boundaries : exploring the safe operating space for humanity. *Ecology and society*, 14(2), 2009.
- J. C. Rowland, B. J. Travis, and C. J. Wilson. The role of advective heat transport in talik development beneath lakes and ponds in discontinuous permafrost. *Geophysical Research Letters*, 38(17) :n/a–n/a, sep 2011. doi : 10.1029/2011gl048497.
- T. Sato, K. Kosugi, S. Mochizuki, and M. Nemoto. Wind speed dependences of fracture and accumulation of snowflakes on snow surface. *Cold Regions Science and Technology*, 51(2-3) :229–239, 2008. doi : 10.1016/j.coldregions.2007.05.004.
- M. Schirmer and M. Lehning. Persistence in intra-annual snow depth distribution : 2. fractal analysis of snow depth development. *Water Resources Research*, 47(9), sep 2011. doi : 10.1029/2010wr009429.
- S. Schneiderbauer and A. Prokop. The atmospheric snow-transport model : SnowDrift3d. *Journal of Glaciology*, 57(203) :526–542, 2011. doi : 10.3189/002214311796905677.
- J. Schweizer, J. B. Jamieson, and M. Schneebeli. Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41(4), nov 2003. doi : 10.1029/2002rg000123.
- C. Schwörer, D. Colombaroli, P. Kaltenrieder, F. Rey, and W. Tinner. Early human impact (5000-3000 BC) affects mountain forest dynamics in the alps. *Journal of Ecology*, 103(2) :281–295, jan 2015. doi : 10.1111/1365-2745.12354.
- S. Serafin, B. Adler, J. Cuxart, S. D. Wekker, A. Gohm, B. Grisogono, N. Kalthoff, D. Kirshbaum, M. Rotach, J. Schmidli, I. Stiperski, Ž. Večenaj, and D. Zardi. Exchange processes in the atmospheric boundary layer over mountainous terrain. *Atmosphere*, 9(3) :102, mar 2018. doi : 10.3390/atmos9030102.
- V. Sharma, F. Gerber, and M. Lehning. Introducing cryowrf v1. 0 : Multiscale atmospheric flow simulations with advanced snow cover modelling. *Geoscientific Model Development Discussions*, pages 1–46, 2021. doi : 10.5194/gmd-2021-231.
- A. G. Slater, C. A. Schlosser, C. E. Desborough, A. J. Pitman, A. Henderson-Sellers, A. Robock, K. Y. Vinnikov, J. Entin, K. Mitchell, F. Chen, A. Boone, P. Etchevers,

- F. Habets, J. Noilhan, H. Braden, P. M. Cox, P. de Rosnay, R. E. Dickinson, Z.-L. Yang, Y.-J. Dai, Q. Zeng, Q. Duan, V. Koren, S. Schaake, N. Gedney, Y. M. Gusev, O. N. Nasonova, J. Kim, E. A. Kowalczyk, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, D. Versegny, P. Wetzell, and Y. Xue. The representation of snow in land surface schemes : Results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology*, 2(1) :7–25, feb 2001. doi : 10.1175/1525-7541(2001)002<0007:trosil>2.0.co;2.
- S. A. Sokratov and R. G. Barry. Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D10) :ACL 13–1–ACL 13–6, may 2002. doi : 10.1029/2001jd000489.
- C. G. Sommer, M. Lehning, and C. Fierz. Wind tunnel experiments : Influence of erosion and deposition on wind-packing of new snow. *Frontiers in Earth Science*, 6, jan 2018. doi : 10.3389/feart.2018.00004.
- M. Sturm and J. B. Johnson. Natural convection in the subarctic snow cover. *Journal of Geophysical Research*, 96(B7) :11657, 1991. doi : 10.1029/91jb00895.
- H. Teufelsbauer. A two-dimensional snow creep model for alpine terrain. *Natural Hazards*, 56(2) :481–497, mar 2010. doi : 10.1007/s11069-010-9515-8.
- C. W. Thackeray and C. G. Fletcher. Snow albedo feedback : Current knowledge, importance, outstanding issues and future directions. *Progress in Physical Geography*, 40(3) :392–408, 2016.
- J.-P. Theurillat, D. Aeschimann, P. Kupfer, and R. Spichiger. *The higher vegetation units of the Alps*. Verlag nicht ermittelbar, 1994.
- J. van den Hoogen, S. Geisen, D. Routh, H. Ferris, W. Traunspurger, D. A. Wardle, R. G. M. de Goede, B. J. Adams, W. Ahmad, W. S. Andriuzzi, R. D. Bardgett, M. Bonkowski, R. Campos-Herrera, J. E. Cares, T. Caruso, L. de Brito Caixeta, X. Chen, S. R. Costa, R. Creamer, J. M. da Cunha Castro, M. Dam, D. Djigal, M. Escuer, B. S. Griffiths, C. Gutiérrez, K. Hohberg, D. Kalinkina, P. Kardol, A. Kergunteuil, G. Korthals, V. Krashevskaya, A. A. Kudrin, Q. Li, W. Liang, M. Magilton, M. Marais, J. A. R. Martín, E. Matveeva, E. H. Mayad, C. Mulder, P. Mullin, R. Neilson, T. A. D. Nguyen, U. N. Nielsen, H. Okada, J. E. P. Rius, K. Pan, V. Peneva, L. Pellissier, J. C. P. da Silva, C. Pitteloud, T. O. Powers, K. Powers, C. W. Quist, S. Rasmann, S. S. Moreno, S. Scheu, H. Setälä, A. Sushchuk, A. V. Tiunov, J. Trap, W. van der Putten, M. Vestergård, C. Villenave, L. Waeyenberge, D. H. Wall, R. Wilschut, D. G. Wright, J. in Yang, and T. W. Crowther. Soil nematode abundance and functional group composition at a global scale. *Nature*, 572(7768) :194–198, jul 2019. doi : 10.1038/s41586-019-1418-6.
- M. Vernay, M. Lafaysse, D. Monteiro, P. Hagenmuller, R. Nheili, R. Samacoïts, D. Verfaillie, and S. Morin. The s2m meteorological and snow cover reanalysis over the french mountainous areas : description and evaluation (1958–2021). *Earth System Science Data*, 14(4) :1707–1733, 2022. doi : 10.5194/essd-14-1707-2022.
- D. L. Versegny. Class-a canadian land surface scheme for GCMS. i. soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2) :111–133, jul 1991. doi : 10.1002/joc.3370110202.

- J.-C. Villaret, J. Van Es, T. Sanz, G. Pache, T. Legland, A. Mikolajczak, S. Abdulhak, L. Garraud, and B. Lambey. *Guide des habitats naturels et semi-naturels des Alpes : du Jura méridional à la Haute Provence et des bords du Rhône au Mont-Blanc : description, écologie, espèces diagnostiques, conservation*. Naturalia Publications., 2019.
- V. Vionnet. *Études du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux*. PhD thesis, Paris Est, 2012.
- V. Vionnet, E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. L. Moigne, E. Martin, and J.-M. Willemet. The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*, 5(3) :773–791, may 2012. doi : 10.5194/gmd-5-773-2012.
- V. Vionnet, E. Martin, V. Masson, G. Guyomarc'h, F. Naaim-Bouvet, A. Prokop, Y. Durand, and C. Lac. Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere*, 8(2) :395–415, 2014. doi : 10.5194/tc-8-395-2014.
- V. Vionnet, E. Martin, V. Masson, C. Lac, F. Naaim Bouvet, and G. Guyomarc'h. High-resolution large eddy simulation of snow accumulation in alpine terrain. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(20) :11–005, 2017. doi : 10.1002/2017JD026947.
- V. Vionnet, G. Guyomarc'h, M. Lafaysse, F. Naaim-Bouvet, G. Giraud, and Y. Deliot. Operational implementation and evaluation of a blowing snow scheme for avalanche hazard forecasting. *Cold Regions Science and Technology*, 147 :1–10, 2018. doi : 10.1016/j.coldregions.2017.12.006.
- Y. Vitasse, S. Ursenbacher, G. Klein, T. Bohnenstengel, Y. Chittaro, A. Delestrade, C. Monnerat, M. Rebetz, C. Rixen, N. Strebel, B. R. Schmidt, S. Wipf, T. Wohlgemuth, N. G. Yoccoz, and J. Lenoir. Phenological and elevational shifts of plants, animals and fungi under climate change in the european alps. *Biological Reviews*, 96(5) :1816–1835, apr 2021. doi : 10.1111/brv.12727.
- J. von Oppen, J. J. Assmann, A. D. Bjorkman, U. A. Treier, B. Elberling, J. Nabe-Nielsen, and S. Normand. Cross-scale regulation of seasonal microclimate by vegetation and snow in the arctic tundra. *Global Change Biology*, 28(24) :7296–7312, 2022.
- N. S. Wagenbrenner, J. M. Forthofer, B. K. Lamb, K. S. Shannon, and B. W. Butler. Downscaling surface wind predictions from numerical weather prediction models in complex terrain with WindNinja. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(8) :5229–5241, apr 2016. doi : 10.5194/acp-16-5229-2016.
- R. Wang, N. He, S. Li, L. Xu, and M. Li. Spatial variation and mechanisms of leaf water content in grassland plants at the biome scale : evidence from three comparative transects. *Scientific Reports*, 11(1), apr 2021. doi : 10.1038/s41598-021-88678-7.
- S.-s. Weil, C. Martinez-Almoyna, G. Piton, J. Renaud, L. Boulangeat, A. Foulquier, A. Saillard, P. Choler, J. Poulénard, O. Consortium, et al. Strong links between plant

- traits and microbial activities but different abiotic drivers in mountain grasslands. *Journal of Biogeography*, 48(11) :2755–2770, 2021. doi : 10.1111/jbi.14235.
- N. Wever, C. Fierz, C. Mitterer, H. Hirashima, and M. Lehning. Solving richards equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *The Cryosphere*, 8(1) :257–274, feb 2014. doi : 10.5194/tc-8-257-2014.
- A. J. Wiltshire, M. C. D. Rojas, J. M. Edwards, N. Gedney, A. B. Harper, A. J. Hartley, M. A. Hendry, E. Robertson, and K. Smout-Day. JULES-GL7 : the global land configuration of the joint UK land environment simulator version 7.0 and 7.2. *Geoscientific Model Development*, 13(2) :483–505, feb 2020. doi : 10.5194/gmd-13-483-2020.
- A. Winstral, D. Marks, and R. Gurney. Simulating wind-affected snow accumulations at catchment to basin scales. *Advances in Water Resources*, 55 :64–79, may 2013. doi : 10.1016/j.advwatres.2012.08.011.
- J. Wösten, A. Lilly, A. Nemes, and C. L. Bas. Development and use of a database of hydraulic properties of european soils. *Geoderma*, 90(3-4) :169–185, jul 1999. doi : 10.1016/s0016-7061(98)00132-3.
- Y.-C. Yen. *Review of thermal properties of snow, ice, and sea ice*, volume 81. US Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1981.
- L. W. Zevenbergen and C. R. Thorne. Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1) :47–56, jan 1987. doi : 10.1002/esp.3290120107.
- T. Zhang. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime : An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4), dec 2005. doi : 10.1029/2004rg000157.
- Y.-F. Zhang, X.-P. Wang, Y.-X. Pan, R. Hu, and H. Zhang. Heterogeneity of soil surface temperature induced by xerophytic shrub in a revegetated desert ecosystem, northwestern china. *Journal of Earth System Science*, 122(3) :831–840, 2013.
- L. Zinger, D. P. H. Lejon, F. Baptist, A. Bouasria, S. Aubert, R. A. Geremia, and P. Choler. Contrasting diversity patterns of crenarchaeal, bacterial and fungal soil communities in an alpine landscape. *PLoS ONE*, 6(5) :e19950, may 2011. doi : 10.1371/journal.pone.0019950.

Annexe A

Annexes du chapitre 1

A.1 Mots utilisés dans la revue bibliographique sur l'influence des ligneux sur la température des sols

Les articles avec tous les mots contenus dans les listes suivantes ont été systématiquement lus (s'il traitaient bien de l'influence des ligneux sur la température des sols)

shrub soil temperature
dwarf shrub.s soil.s
Vaccinium soil temperature
Arctostaphylos soil temperature
Arctostaphylos microclimate
Empetrum microclimate
Vaccinium microclimate

Annexe B

Annexes du chapitre 2

B.1 Modèles statistiques sur le biais en température d'août dans le jeu de données 'Roche Noire' : Informations complémentaires

B.1.1 Calcul des barres d'erreur dans les graphes

La fonction `lm` du package `'dplyr'` de R a été utilisée pour résoudre le modèle statistique décrit équation 2.1. Les Effets sites S_i sont donnés par la fonction avec une erreur standard ΔS_i . Sachant que, suivant les hypothèses inhérentes au modèle linéaire, les erreurs suivent une loi gaussienne, l'intervalle de confiance sur S_i est $[S_i - 2\Delta S_i, S_i + 2\Delta S_i]$. J'en déduis ensuite la demi-largeur de l'intervalle de confiance Δ_C sur la moyenne d'une série de $S_i, i \in C$ (appartenant à une même communauté C avec n sites) comme suivant la formule $\Delta_C = 2\sqrt{\frac{\sum_{i \in C} (\Delta S_i)^2}{n}}$. C'est cet intervalle de confiance qui est donné aux figures 2.8 et 2.12.

Les 'effets année' Y_j sont également donnés avec une erreur standard ΔY_j . Des intervalles de confiance à 95% de demi-largeur $2\Delta Y_j$ sont donnés figure B.2

B.1.2 Vérification de l'homoscédasticité, de la linéarité et de la normalité de l'erreur

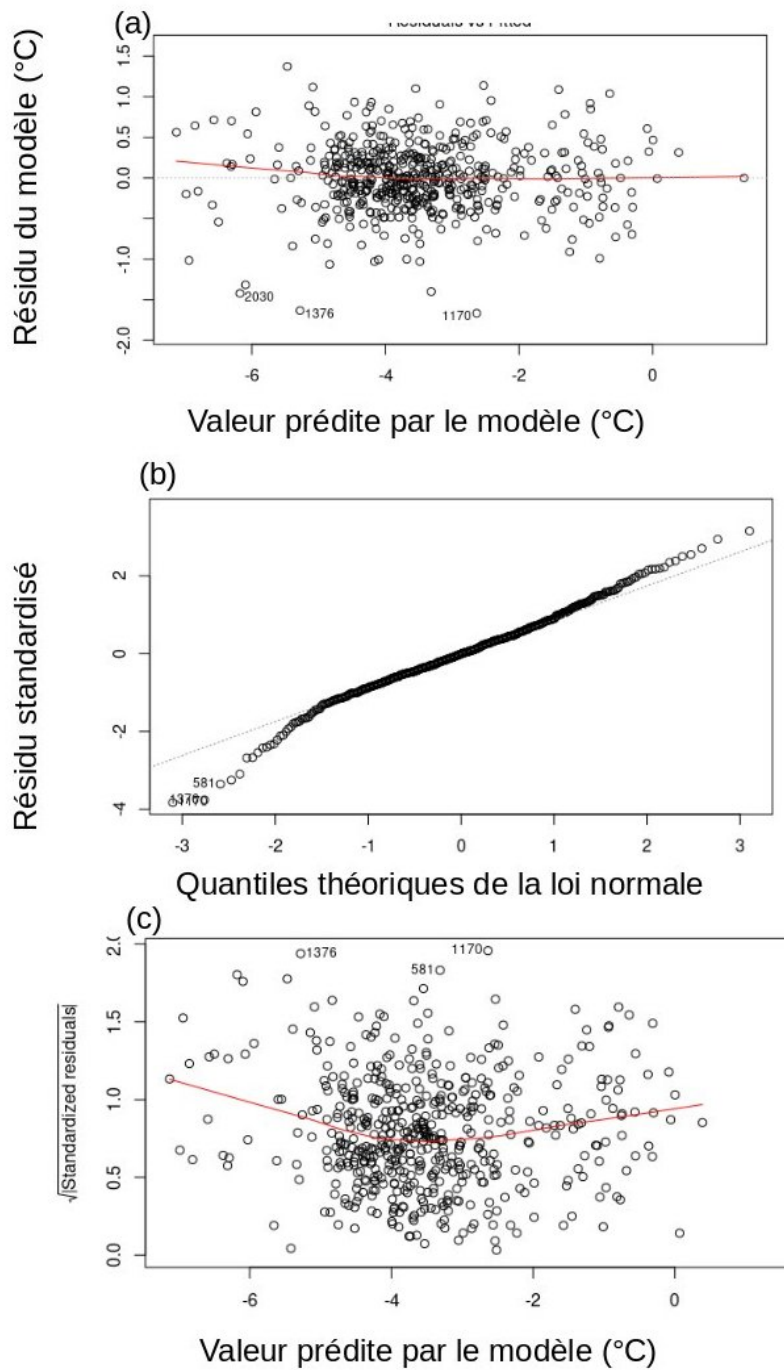


FIGURE B.1 – (a) Résidu du modèle linéaire décrit équation 2.1(°C) (modèle sur le jeu de données 'Roche Noire') en fonction de la valeur prédite pour chaque point d'observation (°C). La ligne rouge indique la moyenne lissée. Si l'hypothèse de linéarité est vérifiée, la moyenne devrait être à 0 quelle que soit la valeur prédite (b) Valeur de chaque résidu en fonction de la valeur théorique moyenne du quantile correspondant pour une loi normale centrée. Si l'hypothèse d'erreur suivant une loi normale est vérifiée, les points devraient rester proches de la ligne noire pointillée (droite 1 :1) (c) Soit R_i le résidu du modèle sur un point et σ l'écart-type des résidus. Ce graphe trace $\frac{\sqrt{R_i^2}}{\sigma}$ (°C) en fonction de la valeur prédite (°C). Si l'hypothèse d'homoscédasticité ET de linéarité sont respectées, la valeur moyenne glissante de cette grandeur (ligne rouge) doit rester constante

Effets de l'année

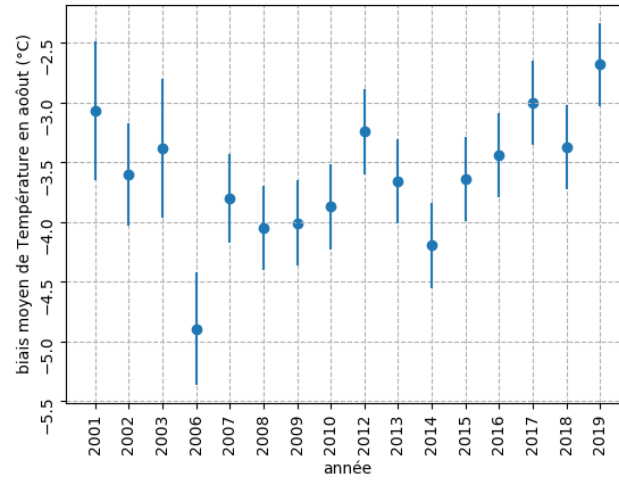


FIGURE B.2 – Estimation par le modèle linéaire décrit équation 2.1 du biais moyen par année j tous sites confondus $Y_j + \langle S \rangle$

B.2 Modèle statistiques sur le biais en température d'août dans le jeu de données 'ORCHAMP-TOP' : Informations complémentaires

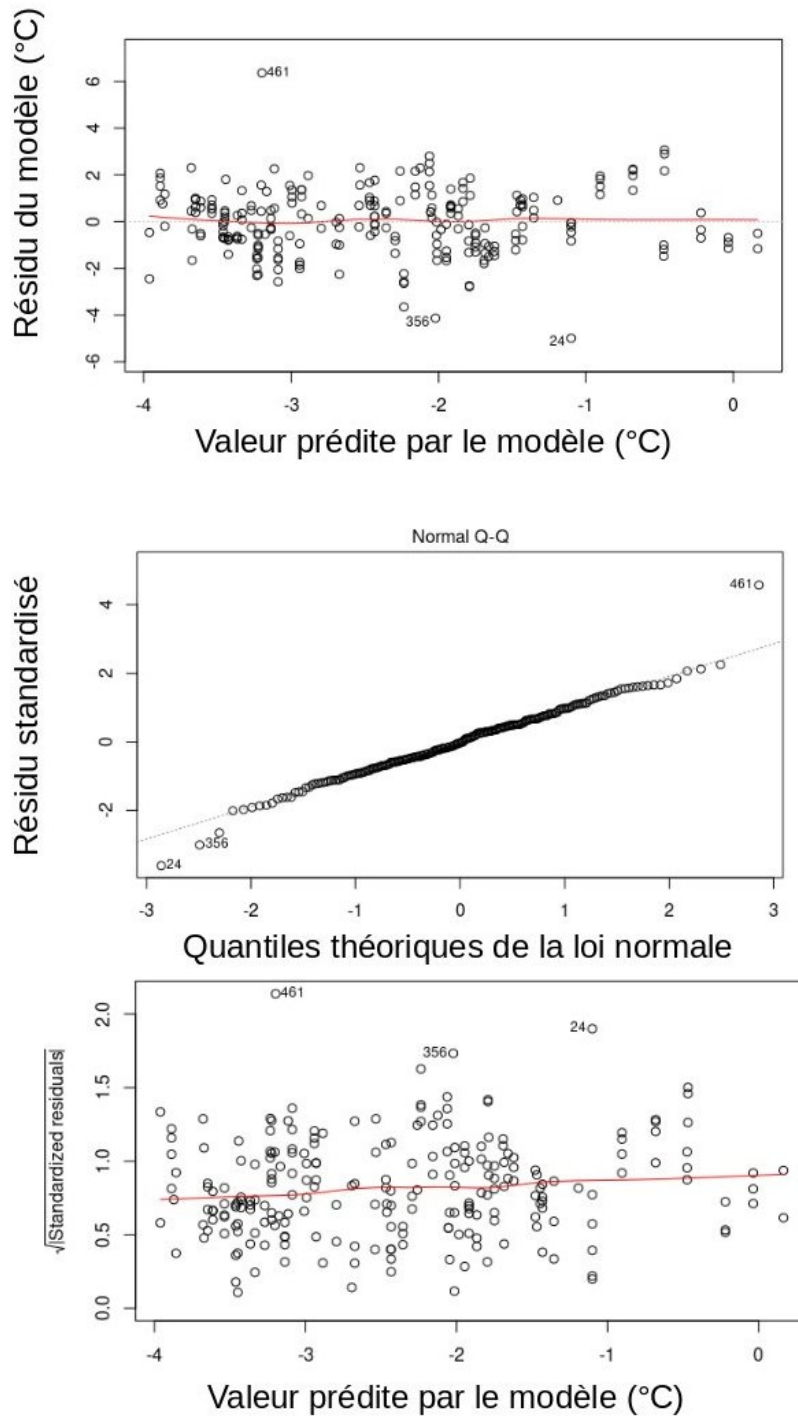


FIGURE B.3 – même figure que la figure B.1 pour linéaire décrit équation 2.2(°C) (modèle sur le jeu de données 'ORCHAMP-TOP')