



Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la prévision hydrologique : du ponctuel au spatial

Eric Jabot

► To cite this version:

Eric Jabot. Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la prévision hydrologique : du ponctuel au spatial. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. <NNT : 2012GRENU036>. <tel-00870344>

HAL Id: tel-00870344

<https://theses.hal.science/tel-00870344v1>

Submitted on 7 Oct 2013

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.



HAL Authorization

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre, Univers, Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Eric Jabot

Thèse dirigée par **Isabella Zin et Thierry Lebel**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564)**

dans l'École Doctorale **Terre, Univers, Environnement**

Etude de la fonte nivale et des températures en vue de la prévision hydrologique : du ponctuel au spatial

Thèse soutenue publiquement le **11 octobre 2012**,
devant le jury composé de :

M. Alexis Berne

Professeur Assistant, EPFL, Rapporteur

M. Eric Brun

Ingénieur Général des Ponts, des Eaux et des Forêts, CNRM/GAME, Examinateur

Mme Anne-Catherine Favre Pugin

Professeur ENSE3/Grenoble INP, LTHE, Présidente du jury

M. Alain Gautheron

Ingénieur des Travaux Publics de l'Etat, DDT/SPC Alpes du Nord, Invité

M. Bruno Janet

Ingénieur en Chef des Ponts, des Eaux et des Forêts, SCHAPI, Invité

M. Thierry Lebel

Directeur de recherche IRD, LTHE, Directeur de thèse

Mme Francesca Pellicciotti

Chercheur associé senior, ETHZ, Rapporteur

Mme Isabella Zin

Maître de conférence ENSE3/Grenoble INP, LTHE, co-Directrice de thèse



Les sciences n'essaient pas d'expliquer; c'est tout juste si elles tentent d'interpréter; elles font essentiellement des modèles. Par modèle, on entend une construction mathématique qui, à l'aide de certaines interprétations verbales, décrit les phénomènes observés. La justification d'une telle construction mathématique réside uniquement et précisément dans le fait qu'elle est censée fonctionner.

John von Neumann

Résumé

En zone de montagne, et particulièrement dans les Alpes du Nord, l'amélioration des modèles de prévision de crues est un enjeu scientifique et opérationnel important, du fait notamment des changements climatiques et environnementaux qui modifient le fonctionnement des systèmes hydrologiques. Les apports liés à la fonte nivale constituent une difficulté spécifique à la modélisation hydrologique dans les Alpes. Cette thèse entend contribuer à améliorer les modèles dans ce domaine, à deux niveaux. Dans un premier temps un modèle de fonte de neige performant à l'échelle ponctuelle a été explicité, utilisant un minimum de variables météorologiques. Pour cela l'approche dite « degré jour », qui permet d'estimer en fonction de la température de l'air la lame d'eau déstockée par le manteau neigeux, a été reprise. Grâce aux données acquises par le Centre d'Etudes de la Neige sur le site expérimental du Col de Porte (Chartreuse), plusieurs formulations ont été testées prenant notamment en compte le stock de froid du manteau neigeux et les effets liés au cycle saisonnier, à travers un coefficient de fonte explicité à l'aide d'une sinusoïde. Dans un deuxième temps, l'accent est mis sur la régionalisation de la donnée d'entrée fondamentale pour ce modèle degré jour : la température de l'air. La spatialisation des champs de température a été étudiée à l'aide d'outils géostatistiques, en se focalisant sur une meilleure compréhension des gradients altimétriques de température. L'objectif est de mieux cartographier les températures au pas de temps infra journalier et de déterminer un modèle d'interpolation pertinent et simple. Les perspectives sur l'utilisation des résultats obtenus dans ces deux phases de modélisation sont abordées en vue d'une utilisation future des modèles degré jour sur des bassins versants de montagne.

Mots-clés : modélisation, fonte nivale, hydrologie nivale, température, spatialisation, krigeage.

Abstract

In mountain areas, and especially in the northern Alps, improving flood forecasting models is an important scientific and operational challenge, due to environmental and climatic changes which modify the hydrological system. Snow melt contributions are a specific difficulty in the hydrological modelling in the Alps. This thesis focuses on improving snow melt modelling for hydrological forecasting. In a first step a snow melt model at the local scale is formulated, using a minimum of meteorological variables. For this the "degree day" model, which allows predicting the water release by snow function of air temperature, is used. Thanks to data of the Centre d'Etudes de la Neige from the experimental site of Col de Porte (Chartreuse), several formulations have been tested with some interesting concepts, like the cold content of snow and the effect of seasons with a melt factor given with a sinusoidal expression. In a second step, we are interested in the regionalization of the most important parameter for the snow melt model: air temperature. The spatial interpolation of temperature in mountainous areas is done with geostatistical tools, focusing on a better understanding of the elevation lapse rate of temperature. The goal is mapping air temperatures at a sub-daily time step and to propose a simple and relevant model. Prospects about these results of snowmelt modelling and temperatures interpolation are given for using them in mountainous catchments.

Keywords: modelling, snowmelt, snow hydrology, temperature, spatial interpolation, kriging.

Remerciements

N'ayant pas trop l'esprit « colonies de vacances », il n'y aura pas de « Merci Papa, merci Maman », même si je pense fort à eux. Mais comme tout (bon) ouvrage, cette thèse a ses remerciements. Ils vont en premier aux directeurs de thèse, Thierry Lebel et Isabella Zin, pour avoir suivi et encadré ce travail, malgré des emplois du temps « variables ». Thierry, surtout en temps de crise, tu as toujours répondu présent, alors merci. Ta vision d'ensemble sur tout sujet ne cesse de m'impressionner. Je t'attends dans les Bauges... Isabella, tu as suscité beaucoup des questions qui émanent de ce travail, et y a répondu en grande partie en me soufflant les réponses, alors merci aussi. J'espère que tu parviendras à l'avenir à exploiter au mieux ton temps de travail et ainsi tes brillantes capacités, plutôt que t'essouffler à de la gestion « presque » administrative.

Je souhaite remercier les rapporteurs de ce manuscrit, Mme Francesca Pellicciotti et M. Alexis Berne, pour leur relecture qui ont permis d'approfondir certaines questions traitées dans ce manuscrit. Un regret tout de même de n'avoir pu vous rencontrer Mme Pellicciotti. Merci à Mme Anne-Catherine Favre d'avoir présidé le jury. Mes remerciements s'adressent aussi aux examinateurs et invités, qui ont participé à l'achèvement de ce travail : Eric Brun, de Météo France, Bruno Janet, du SCHAPI, que j'aurais aimé rencontré s'il n'avait manqué son avion. Peut-être à une réunion d'anciens de l'ENITRTS/ENGEEES ! Merci Alain pour m'avoir suivi (de près) au long de ces 3 ans, je suivrai de loin le SPC pour voir aboutir je l'espère un outil de prévision à la hauteur de tes attentes. Enfin un grand merci à tous les fournisseurs de données (et les personnes qui sont derrières) cités dans ce texte, en particulier le CEN et l'EDF.

*3 ans passés au laboratoire d'hydrologie,
J'ai découvert la recherche et aussi les ennuis !,
En passant des semaines sur des problèmes casse-tête
Ce n'était pas toujours la fête.
Heureusement l'accompagnement était toujours présent,
A l'administration, au bureau, ou chez les doctorants.
Merci à vous tous qui vous reconnaitrez,
Pour votre aide et votre gaieté.*

Une mention spéciale pour les hommes de l'ombre, ceux qui m'ont sorti du pétrin de l'informatique ou de la science, en particulier celui qui a le plus éveillé ma curiosité scientifique et transmis sa passion pour l'hydrologie nivale : mon « mentor », Charles. J'aurai pour chaque « visite » en montagne où l'eau s'écoule une pensée pour vous, tant ma vision des bassins a changé grâce à vous. Nous sommes bien d'accord sur la Recherche, cela ne consiste pas seulement à écrire des articles dans des revues internationales, mais bien à proposer de nouvelles choses et former des esprits critiques aptes à répondre aux enjeux de notre société.

Je quitte donc le monde de la Recherche pour me (re)tourner vers du technique, sans oublier tout ce que cela m'a apporté : un regard critique sur le monde qui nous entoure, quel que soit la discipline, une façon d'aborder les problèmes différemment, car il y a toujours une solution, peu importe la difficulté. Merci à la Science.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
-----------------------------------	----------

Partie I : Modélisation de la fonte nivale au col de Porte, Chartreuse

Introduction	9
1. A quoi est due la fonte nivale ?	9
2. Comment modéliser la fonte nivale ?	10
3. Objectif et Orientations de recherche	17
1. Caractéristiques des données disponibles au col de Porte.....	21
1.1. Enneigement	22
1.2. Températures	25
1.3. Rayonnement	26
1.4. Précipitations et lysimètres	27
1.5. Bilan en eau en période d'accumulation et période de fonte.....	30
2. Etude des données disponibles au col de Porte	32
2.1. Critique des données lysimétriques	32
2.2. Mise en évidence expérimentale d'une fonte basale F_b	36
2.3. Calcul du stock de froid du manteau neigeux.....	37
3. Modèles degré jour mis en œuvre.....	43
3.1. Formulation de base.....	43
3.1.1. Quel index de température choisir ?	43
3.1.2. Comment calculer l'index de température ?	44
3.1.3. Formulation du modèle	46
3.2. Les modèles degré jour retenus	47
3.2.1. Modèle sans variabilité temporelle	47
3.2.2. Modèle avec une variabilité saisonnière	48
3.2.3. Modèle avec une variabilité saisonnière et une variabilité journalière	48
4. Comparaison des modèles degré jour choisis	51
4.1. Critères d'évaluation.....	51
4.2. Périodes de calage et de validation.....	51
4.3. Résultats de calage et comparaison des modèles.....	53
4.4. Résultats de validation et comparaison des modèles.....	57

5. Discussion et Conclusion.....	62
---	-----------

Partie II : Cartographie des températures en zone de montagne

1. Préambule à la cartographie des températures	70
1.1. Quelques éléments de climatologie et météorologie de montagne	70
1.1.1. Mesure des températures en zone de montagne	71
1.1.2. Structure thermique de l'atmosphère et isotherme 0°C	72
1.1.3. Gradients altimétriques	73
1.1.4. Phénomènes météorologiques marquant en zone de montagne	74
1.1.5. Climatologie et types de circulation atmosphérique	78
1.2. Spatialisation des températures en zone de montagne : état de l'art.....	82
1.2.1. Données de températures et modélisation	82
1.2.2. Résolution et échelle spatiales et temporelles	83
1.2.3. Avantages et inconvénients de chaque source de données	84
1.2.4. Choix de spatialisation dans le cadre de cette étude	85
1.3. Le krigeage comme méthode d'interpolation spatiale	88
1.3.1. Fondements du krigeage.....	88
1.3.2. Décomposition du signal de température	89
1.3.3. Hypothèse de stationnarité	89
1.3.4. Analyse en variogramme.....	90
1.3.5. Equations des différents types de krigeage utilisés	95
1.4. Démarche méthodologique	100
2. Etudes préliminaires	101
2.1. Données d'études	101
2.1.1. Zone d'étude.....	101
2.1.2. Données de températures horaires.....	101
2.1.3. Données spatiales	107
2.1.4. Données temporelles : choix d'un pas de temps infra journalier	112
2.2. Etude des gradients altimétriques.....	114
2.2.1. Gradients altimétriques horaires.....	114
2.2.2. Gradients altimétriques classés	117
2.2.3. Gradients mensuels moyens	119

2.2.4.	Statistiques sur les occurrences de gradients altimétriques.....	121
2.2.5.	Gradients altimétriques globaux en fonction des types de circulation.....	121
2.3.	Structure spatiale des champs de températures : étude des variogrammes....	125
2.3.1.	Méthodologie	125
2.3.2.	Variogramme saisonnier ou variogramme horaire ?	125
2.3.3.	Retour sur les gradients altimétriques : découpage de saisons.....	126
2.3.4.	Variogrammes expérimentaux	127
2.3.5.	Variogrammes théoriques	129
2.3.6.	Variogrammes : influence de la dérive	133
3.	Spatialisation des températures en zone de montagne	135
3.1.	Quelques points pratiques	135
3.1.1.	Utilisation de variables externes régionalisées.....	135
3.1.2.	Critères d'évaluation	135
3.1.3.	Aspects pratiques.....	136
3.1.4.	Méthodes de validation	137
3.2.	Comparaison des différentes approches retenues.....	137
3.2.1.	Comparaison entre un gradient fixe et un gradient variable	138
3.2.2.	Validation croisée.....	139
3.2.3.	Validation indépendante.....	143
3.2.4.	Comparaison entre krigeage des résidus (KOR) et avec dérive (KDEz)	144
3.2.5.	Estimation de la dérive en KDEz et comparaison à celle de KOR	149
3.2.6.	Comparaison entre KDEz et KDEz+y	150
3.2.7.	Analyse en validation indépendante sur des postes d'altitude	155
3.3.	Problèmes de résolution spatiale	157
3.3.1.	Retour sur la validation au pixel : adéquation pixel/station	157
3.3.2.	Influence de la résolution du MNT sur le krigeage.....	161
3.3.3.	Influence de la taille de la grille sur le krigeage.....	162
3.4.	Discussion.....	164
3.4.1.	Résultats en fonction des gradients altimétriques	164
3.4.2.	Retour sur les types de circulation EDF avec des gradients locaux.....	165
3.4.3.	Prise en compte d'un gradient altimétrique local	170
3.4.4.	Variogrammes : résolution temporelle et spatiale ?	171

3.4.5. Conclusion.....	172
4. Comparaison entre différentes approches spatiales	174
4.1. Le modèle météorologique SAFRAN Alpes	174
4.1.1. Méthodologie	174
4.1.2. Comparaison des gradients altimétriques.....	175
4.1.3. Comparaison des résultats aux stations d'interpolation	175
4.1.4. Comparaison des résultats aux stations de validation indépendante.....	177
4.2. Le modèle SPZM (EDF)	178
4.2.1. Comparaison des résultats en validation croisée.....	178
4.2.2. Comparaison des résultats en validation indépendante.....	179
4.3. Comparaison des 3 méthodes : KDEz, SAFRAN Alpes et SPZM.....	180
Conclusion.....	184
 PERSPECTIVES : DYNAMIQUE DES SURFACES AU-DESSUS DE L'ISOTHERME 0°C .	187
1. Comparaison journalières et infra journalières de surfaces au-dessus de l'isothermes 0°C	188
2. Evolution saisonnière et horaire des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur différents bassins versants.....	191
3. Comparaison des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C pour KDEz et SAFRAN Alpes	194
CONCLUSION GENERALE	201
Bibliographie	204

Liste des Figures

Partie I :

Figure 1- Bilan d'énergie du manteau neigeux (Source: NOHRSC Model Physics, NOAA).....	9
Figure 2- Site d'étude du CEN au col de Porte avec l'ensemble des instruments de mesure - 6 décembre 2011.....	21
Figure 3- Nivomètre à Rayonnement Cosmique de l'Agnelin dans le massif de Belledonne, à 2200m d'altitude. Le mât permet entre autres la mesure de hauteur de neige et de température et comporte le boîtier électronique et le dispositif de transmission des informations à distance. Le capteur de rayonnement est enfoui dans le sol, et c'est uniquement cette dernière partie qui est présente au col de Porte.	23
Figure 4- Hauteur de neige en fonction de l'équivalent en eau sur la période 2001-2011 au col de Porte ..	24
Figure 5- Evolution de la hauteur de neige (a) et de l'équivalent en eau (b) pour les saisons de 2001 à 2010 au col de Porte.....	25
Figure 6- Evolution de la température journalière au col de Porte en moyenne, maximum et minimum interannuels pour la période 1993-2011.....	26
Figure 7- Vue sur le Ratel et le Pic Haut (Le Grand Vallon – Les Orres, Hautes Alpes) où l'enneigement est présent dans les facettes Ouest, alors qu'il a disparu au Sud (20 mars 2011).	26
Figure 8- Evolution du rayonnement solaire direct incident (R_{sw}) au col de Porte en moyenne interannuelle sur 18 ans (1993-2011).....	27
Figure 9- Evolution de la précipitation liquide (a) et solide (b) journalière au col de Porte en moyenne et maximum interannuels pour la période 1993-2011. Le minimum a une valeur nulle de précipitations liquides ou solides.	28
Figure 10- Evolution des valeurs en eau journalières au lysimètre $5m^2$ au col de Porte en moyenne, maximum et minimum interannuels pour la période 1993-2011.....	29
Figure 11- Lysimètre $5 m^2$ (à gauche) et $1m^2$ (à droite, avec jupe) sur le site d'études du CEN au col de Porte (photo prise le 6 décembre 2011).	31
Figure 12- Photo extraite de la thèse de R. Jordan, 1978, montrant l'évolution de la propagation d'un colorant dans la neige le 2 juillet 1976 sur un petit bassin en Colombie Britannique, 2h30 après son injection. Le trait noir correspond au manche d'une pelle et indique la verticale.	32
Figure 13- Distribution de probabilité des valeurs centrées réduites des différences entre les deux lysimètres pour l'hiver 2006-2007, avec intervalle de confiance à 95% ($ u =1,65$)	34
Figure 14- Fonte basale au col de Porte pour un échantillon de journées hivernales avec températures horaires négatives – histogramme des valeurs aux lysimètres parmi les 504 journées de l'échantillon (a) et densité de probabilité de ces valeurs (b).	36
Figure 15- Vue en contre plongée du dispositif de mesure de la température dans la neige. Les disques sont répartis de chaque côté du mât et coulissent le long d'un fil qui permet de connaître la profondeur d'enfouissement du disque (on voit le numéro du disque 4 sur la photo en haut à gauche), la hauteur de neige est mesurée par un capteur ultra son avec une correction en température (entonnoir noir), la température de la neige est mesurée par un capteur infrarouge passif (non visible sur la photo), ainsi qu'un capteur laser insensible à la température mais mesurant uniquement la température en un point (capteur cylindrique blanc au centre de la photo).	38
Figure 16- Evolution des températures horaires de l'air, de surface de la neige et en profondeur dans la neige pour le mois de février 2008 au col de Porte. La hauteur de neige durant cette période évolue peu et se situe autour d'1mètre.....	39
Figure 17- Représentation du profil vertical de température dans la neige, et approximation du calcul de l'énergie disponible par la méthode des trapèzes (4 mesures de température ici, soit 3 trapèzes calculés).	41
Figure 18- Evolution du stock de froid en mm pour le mois de février 2008 au col de Porte.....	41

Figure 19- Evolution de la température horaire au Col de Porte entre le 22 mars 2009 0h et le 24 mars 2009 minuit.	43
Figure 20- Corrélation entre les DJP calculés à partir de la température moyenne journalière et les DJP calculés à partir des températures horaires et moyennés sur 24 heures.	44
Figure 21- Pourcentage de journées par mois sur la chronique 1993-2011 avec une différence non nulle entre les DJP calculés avec les températures horaires ou la température moyenne journalière, pour des valeurs inférieures à 4°C/24h.	45
Figure 22- Distribution en pourcentage cumulés des différences entre les DJP calculés avec les températures horaires ou la température moyenne journalière	45
Figure 23- Performance des modèles degré jour pour un calage effectué en tout temps (sur 407 journées), en temps sec (sur 286 journées) ou en temps humide (sur 139 journées).	53
Figure 24- Représentation du coefficient de fonte variable pour le modèle D calé en tout temps sur la période 2001-2007.	54
Figure 25- Chronique de fonte pour l'année 2005-2006 pour l'ensemble des modèles, et variables atmosphériques mesurées au col de Porte. Les trous représentent les pas de temps ne respectant pas les contraintes de calage (cf. 4.2).	56
Figure 26- Résultats de validation pour les modèles calés en tout temps (sur 407 journées), en distinguant les résultats sur toute la période de validation (386 journées), le temps sec (228 journées) et le temps humide (158 journées) en termes de Nash et RMSE	57
Figure 27- Résultats de validation pour les modèles calés en temps sec (sur 286 journées) et temps humide séparément (sur 139 journées), en distinguant les résultats sur toute la période de validation (386 journées), le temps sec (228 journées) et le temps humide (158 journées) en termes de Nash et RMSE	58
Figure 28- Chronique de fonte pour l'année 2007-2008 pour l'ensemble des modèles calés en tout temps, et variables atmosphériques mesurées au col de Porte. Les trous représentent les pas de temps ne respectant pas les contraintes de validation (cf. 4.2).	59
Figure 29- Résultats de validation sur la période 2007-2011 de la lame d'eau déstockée par le manteau et comparaison au modèle Crocus pour les modèles degré jour calés en tout temps (sur 407 journées).	61

Partie II :

Figure 30- Station météorologique du réseau RADOME de MétéoFrance à Val d'Isère avec mesure de température de l'air et du sol. L'abri de mesure de la température recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale (a), et le nouvel abri (b) couplé à une mesure d'humidité, où l'inconvénient majeur au-dessus d'un couvert neigeux, s'il n'est pas ventilé de manière forcée, est la surchauffe due au rayonnement réfléchi.	71
Figure 31- Radiosondage effectué le 11 juin 2012 à 0h à Nîmes. La courbe de température est en rouge, le trait noir gras indique l'isotherme 0°C.	73
Figure 32- Températures observées en fonction de l'altitude et droite de régression linéaire associée. $\delta(s)$ représente le résidu de la régression.	74
Figure 33- L'effet de Föhn issu de <i>La météo de Montagne</i> de Jean Jacques Tillet	76
Figure 34- Mer de nuages bloquée à 1400m d'altitude en Chartreuse au-dessus de la combe de Perquelin, février 2010 (vue depuis le Dôme d'Arguille).	77
Figure 35- Carte des températures moyennes annuelles sur la France sur la période 1971-2000, extraite de D. Joly et al.	78
Figure 36- Variabilité saisonnière et journalière des températures moyennes journalières interannuelles (sur 2000-2009) pour 3 stations du bassin versant de l'Isère à Grenoble	79
Figure 37- Types de circulation EDF pour le champ de pression moyen à 1000 hPa et 0h, avec occurrence des types de circulation en pourcentage sur la chronique 1953-2006 et direction principale du flux atmosphérique.	81

Figure 38- Prédiction de $T^*(s)$ en fonction des autres stations	88
Figure 39- Représentation schématique de la variable Température dans l'espace	89
Figure 40- Différence entre semivariance et covariance	90
Figure 41- Calcul des interdistances dans le plan XY pour une station. L'opération est réitérée autant de fois qu'il y a de stations.....	91
Figure 42- Exemple de variogramme expérimental (points) et de son ajustement théorique (courbe)	93
Figure 43- Les différents principaux types de variogrammes théoriques	94
Figure 44- Exemple d'interpolation dans une dimension avec un variogramme sans pépité (a), et avec un variogramme présentant une pépité (b). Dans les deux cas, la courbe passe par le point de mesure, mais elle présente dans le cas (b) une discontinuité (liée à la pépité).	94
Figure 45- Organigramme méthodologique de la démarche employée	100
Figure 46- Carte de situation et des stations de température des fournisseurs nationaux (France, Suisse, Italie)	102
Figure 47- Carte des stations utilisées pour l'interpolation et la validation indépendante.....	103
Figure 48- Découpage des massifs SAFRAN Alpes, extrait de la thèse de K. Durot, 1999	104
Figure 49- Carte des massifs Safran Alpes, extraite de <i>Durand et al, 2009</i>	105
Figure 50- Représentation de la distance 3D. Extrait de la thèse de F. Gottardi, p40.....	106
Figure 51- Détail du rééchantillonnage du MNT sur la Haute Tarentaise.....	107
Figure 52- Distribution des altitudes en pourcentage cumulé (courbe hypsométrique) pour le SRTM à 90m, 1000m et 5000m de résolution	108
Figure 53- Distribution des stations en pourcentage en fonction de l'altitude (classement par bandes d'altitude de 300m).	110
Figure 54- Représentation du rayonnement global théorique, comme la somme de trois rayonnements (direct, diffus, réfléchi)	110
Figure 55- Cartes de rayonnement solaire pour le 1er juillet à 45°N, en fonction du pas de temps, en $W.m^{-2}.6h$. Le Mont Blanc est indiqué pour montrer qu'il est le premier et le dernier ensoleillé de la journée. .	111
Figure 56- Température moyenne en janvier à la station de Val d'Isère, sur la période 2000-2009, calculée sur la base de trois pas de temps différents: $T_{min}-T_{max}$, $T-6h$ et $T-24h$	113
Figure 57- Températures moyennes journalières à la station de Villard de Lans pour le mois de janvier 1995 calculées de 3 manières différentes : à partir des valeurs horaires (Moy T_{hor}), des valeurs à 6heures (Moy $T-6h$), ou des valeurs min et max journalières (M.....	113
Figure 58- Gradients altimétriques horaires et R^2 associés, moyennés sur 2000-2009 pour les 194 stations de la zone d'étude	114
Figure 59- Evolution du gradient altimétrique (ELR) en moyenne interannuelle sur 2000-2009, en fonction des pas de temps à 6h. Les gradients minimum et maximum sont indiqués, ainsi que +/- l'écart type associé au gradient moyen interannuel (std désigne l'écart-type).	116
Figure 60- Distribution des valeurs des gradients altimétriques horaires moyens (ELR) (en bas) et des pourcentages de pas de temps (en haut) pour chaque classe de R^2 , en été (a) et en hiver (b), sur la période 2000-2009 pour les 194 stations.	117
Figure 61- Graphique d'occurrences des gradients altimétriques en pourcentage par rapport au mois sur 2000-2009, pour trois cas : gradient faible ($<2^{\circ}C/km$), gradient fort ($<-7^{\circ}C/km$) et gradient associé à un R^2 fort ($>0,85$).	118
Figure 62- Pourcentage de gradients altimétriques en fonction des pas de temps, pour des $R^2 > 0.85$ et des gradients forts ($>7^{\circ}C/km$). Le pourcentage est calculé sur la base des 5346 pas de temps (a), ou sur la base de tous les pas de temps (14613 – (b)).....	119

Figure 63- Graphique des gradients altimétriques mensuels moyens (2000-2009) calculés sur la zone d'étude, en fonction des 4 pas de temps à 6h (a), valeurs de R^2 associées (b), et température de référence (c).....	120
Figure 64- Occurrences d'apparition des types de circulation en pourcentage par mois sur la période 2000 - mai 2006.	122
Figure 65- Probabilité d'avoir un gradient altimétrique associé à un $R^2 > 0,85$ en fonction des types de circulation, pour deux mois issus de saisons contrastées.	123
Figure 66- Distribution des gradients altimétriques par type de circulation pour janvier et juillet.....	124
Figure 67- Organigramme de calcul des variogrammes pour le krigeage	125
Figure 68- Graphique des températures de référence moyennes sur la période 2000-2009 en fonction des pas de temps. On distingue 3 saisons représentées par les traits pointillés verticaux.	126
Figure 69- Histogramme des interdistances regroupées par classe de 10km. Les classes les plus importantes en effectif se situent autour de 130km, la moitié de la taille de la grille utilisée.....	127
Figure 70- Variogramme expérimental estival nocturne ajusté : à partir de tous les points (a), à partir de la moyenne des points de chaque classe d'interdistances (b).....	128
Figure 71- Paramètres de variogrammes théoriques moyens pour KEDz par classes de R^2 , sur la période 2000-2009	132
Figure 72- Variogramme horaire pour le 18 juin 2004 à 18h, avec pour dérivées Z (a), et Z + Y (b).	133
Figure 73- Résultats de validation croisée avec 194 stations comparant un krigeage avec gradient fixe et un krigeage avec gradient variable à chaque pas de temps, sur la période 2000-2009.	139
Figure 74- Carte des résultats de MAE pour la zone d'étude en KDEz, moyennées sur l'hiver à $t=12h$, sur la période 2000-2009	141
Figure 75- Comparaison en validation indépendante entre le krigeage ordinaire des résidus KOR et le krigeage avec dérive externe KDEz par bandes d'altitudes de 300m, en fonction des pas de temps et des saisons, pour la période 2000-2009, en termes de biais (a), de biais absolu (b) et d'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE).	146
Figure 76- Représentation de l'écart-type dû à l'échantillonnage lors du calcul de la droite de régression de l'équation 10.	147
Figure 77- Représentation schématique des gradients altimétriques été et hiver en KOR et KDEz, déduite de la Figure 78. Le gradient altimétrique correspond à la pente de la droite.	147
Figure 78- Comparaison entre KOR et KDEz sur la période 2000-2009, en termes de différence moyenne en hiver (a) et été (b), et d'écart-type de différence en hiver (c) et été (d).	148
Figure 79- Représentation hivernale (DJF) des gradients altimétriques moyens calculés en KDEz et KOR sur les Alpes du Nord pour la période 2000-2009	150
Figure 80- Pourcentage d'occurrences au-dessus de 1°C de la valeur observée sur 2000-2009 moyenné pour les 194 stations, en fonction des mois et pas de temps	152
Figure 81- Pourcentage moyen sur 2000-2009 d'occurrences au-dessus de 1°C de la température observée pour les 194 stations classées par ordre croissant d'altitude	153
Figure 82- Comparaison entre KDEz et KDEz+y sur la période 2000-2009, en termes de différence moyenne en hiver (a) et été (b), et d'écart-type de différence en hiver (c) et été (d).	154
Figure 83- Altitude des stations utilisées pour une analyse plus fine des résultats de validation indépendante.....	155
Figure 84- Analyse des résultats pour KDEz+y sur des postes d'altitude en termes de biais absolu pour la période 2000-2009	156
Figure 85- Positionnement d'une station par rapport à la grille du MNT et à l'altitude de la maille du MNT	157

Figure 86- Valeur absolue de $\Delta ZMNT$ pour l'ensemble des 194 stations de la zone d'étude, classées par ordre croissant d'altitude.....	158
Figure 87- MAE (validation croisée du modèle) en fonction des stations classées par ordre croissant d'altitude des stations pour KEDz en hiver à 12h, avec la comparaison au pixel entre la valeur observée à la station d'interpolation et la valeur interpolée sur la maille où est située cette station, en fonction du $\Delta ZMNT$	160
Figure 88- Grille de 13000km ² à une résolution de 90m avec délimitation du bassin versant de l'Isère à Grenoble (masque). L'exutoire est représenté par un point (Grenoble), les stations de températures par des étoiles.....	161
Figure 89- Comparaison entre les altitudes aux stations et les altitudes des mailles au droit de ces stations pour le SRTM à 90m et à 1000m de résolution spatiale, pour les stations au-dessus de 1000m d'altitude sur la zone d'étude.	163
Figure 90- Graphique des MAE pour KDEz en fonction des gradients altimétriques: tout gradient, gradient associé à un $R^2 > 0,85$	164
Figure 91- Type de circulation n°2 sur la période 2000 - mai 2006 pour le gradient altimétrique (ELR), le R^2 , et la température de référence (Tref) en termes de moyenne (gauche) et écart-type (droite) de la valeur au pixel. La flèche indique la direction générale du flux atmosphérique pour ce type de circulation.	167
Figure 92- Type de circulation n°4 sur la période 2000 - mai 2006 pour le gradient altimétrique (ELR), le R^2 , et la température de référence (Tref) en termes de moyenne (gauche) et écart-type (droite) de la valeur au pixel. La flèche indique la direction générale du flux atmosphérique pour ce type de circulation.	168
Figure 93- Type de circulation n°6 sur la période 2000 - mai 2006 pour le gradient altimétrique (ELR), le R^2 , et la température de référence (Tref) en termes de moyenne (gauche) et écart-type (droite) de la valeur au pixel. La flèche indique la direction générale du flux atmosphérique pour ce type de circulation.	169
Figure 94- Résultats de validation croisée pour un krigeage avec gradient global (et variable dans le temps) et un krigeage avec gradient local (et variable dans le temps), sur la période 2000-2009 pour 194 stations.	171
Figure 95- Variogramme horaire pour le 3 février 2006 à 12h, en KEDz, établi à partir des 167 stations d'interpolation disponibles.	172
Figure 96- Agrégation et désagrégation des champs de températures - correspondances avec SAFRAN Alpes	174
Figure 97- Gradients altimétriques horaires du mois de janvier 2000 calculés sur les massifs SAFRAN Alpes pour les données de KDEz et les données de SAFRAN Alpes, ainsi que les gradients altimétriques calculés sur l'ensemble de la zone d'étude en krigeage ordinaire des résidus.	176
Figure 98- Comparaison entre les résultats SAFRAN Alpes et KDEz, en moyenne sur les 48 stations de la zone SAFRAN Alpes, en biais, biais absolu (MAE), et erreur quadratique moyenne (RMSE).....	177
Figure 99- Comparaison aux stations de validation indépendante entre les résultats SAFRAN Alpes et KDEz, en moyenne sur les 21 stations de la zone SAFRAN Alpes, en biais, biais absolu (MAE), et erreur quadratique moyenne (RMSE)	178
Figure 100- Comparaison en Tmax des 3 modèles en validation indépendante sur les postes NRC pour KDEz+y, SPZM (EDF) et SAFRAN Alpes, sur la période 2001-2005, en biais et RMSE	181
Figure 101- Comparaison en Tmin des 3 modèles en validation indépendante sur les postes NRC pour KDEz+y, SPZM (EDF) et SAFRAN Alpes, sur la période 2001-2005, en biais et RMSE.	182
Figure 102- Les 3 bassins versants de l'Isère à Grenoble avec leurs exutoires représentés	187
Figure 103- Comparaison entre les surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C pour la période du 10 au 20 octobre 2000, en fonction du pas de temps (journalier (a) et infra journalier à 6h (b)) et du bassin versant (Grenoble, Moûtiers, Val d'Isère), et différences en % de bassin entre les deux pas de temps (c).....	190

Figure 104- Pourcentages moyens interannuels (2000-2009) de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C pour les trois bassins versants, en fonction de l'heure de la journée.....	191
Figure 105- Evolution saisonnière et horaire des pourcentages de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C en moyenne interannuelle (2000-2009) pour les 3 bassins versants de Grenoble (a), Moûtiers (b) et Val d'Isère (c).	193
Figure 106- Comparaison des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble entre KDEz et Safran Alpes (moyennes interannuelles), à 0h UTC (a), 6h UTC (b), 12 UTC (c), 18h UTC (d), et en différences entre les deux modèles pour les 4 pas de temps (e).	195
Figure 107- Exemple de superposition de cartes issues de KDEz et SAFRAN Alpes, pour deux dates. En orange sont représentées les surfaces communes aux 2 modèles, en vert celles uniquement vues par KDEz, en violet celles uniquement vues par SAFRAN Alpes	197

Liste des Tableaux

Partie I :

Tableau 1- Statistiques d'enneigement au col de Porte pour les hivers de 1993 à 2010. Les dates sont données en Année/Mois/Jour.....	23
Tableau 2- Volumes entrants et sortants en mm pour les périodes d'accumulation et de fonte de différentes saisons d'enneigement du col de Porte, ainsi que la valeur du pic d'équivalent en eau.	30
Tableau 3- Statistiques sur les données lysimétriques critiquées sur la période 1993-2011	35
Tableau 4- Quelques valeurs "extrêmes" au lysimètre pour des périodes à priori sans fonte au col de Porte	37
Tableau 5- Résultats de calage de deux formulations degré jours au col de Porte utilisant les DJP calculés à partir de 24 valeurs horaires de température sur la période 1993-2007.....	46
Tableau 6- Résumé des modèles, paramètres, et variables employées dans les modèles degré jours au col de Porte.	50
Tableau 7- Résumé des périodes sélectionnées et des échantillons disponibles en calage et validation	52
Tableau 8- Résultats de calage en tout temps (407 journées), temps sec (286 journées) et temps humide (139 journées) sur la période 2001-2007 pour l'ensemble des modèles degré jour.....	53
Tableau 9- Répartition des précipitations entre liquide et/ou solide en temps humide pour les périodes de calage et de validation	63

Partie II :

Tableau 10- Données stations disponibles par région, entre 2000-2009.....	103
Tableau 11- Comparaison entre le SRTM à 1000m de résolution et le SRTM à 90m de résolution sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble.....	108
Tableau 12- Position des 194 stations en fonction de leur exposition sur la base du MNE à 1km	109
Tableau 13- Occurrence des gradients altimétriques en fonction de la période de l'année et de la valeur seuil du R^2 de la régression linéaire température-altitude.....	121
Tableau 14- Paramètres des variogrammes théoriques pour les différents krigeages retenus. Le palier tient compte de la valeur de la pépite dans les résultats.	130
Tableau 15- Variogrammes par types de circulation atmosphérique sur la période 2000 - mai 2006 pour les 194 stations d'interpolation.....	132
Tableau 16- Critères d'évaluation des différentes approches de krigeage N est le nombre de stations, T_{pred} la température prédite par interpolation et T_{obs} la température observée à la station.	136
Tableau 17- Validation croisée sur la zone d'étude pour les 194 stations, en fonction des saisons et pas de temps sur la période 2000-2009, pour les 6 types de krigeage, en termes de biais (ME), biais absolu (MAE), erreur quadratique moyenne (RMSE), écart-type de krigeage (SE) et erreur quadratique moyenne normalisée (par l'écart-type de krigeage) (NRMSE).....	142
Tableau 18- Comparaison pour KEDz sur la période 2000-2009 des résultats de validation indépendante ponctuelle et au pixel.	144
Tableau 19- Validation indépendante sur la zone d'étude pour les 88 stations, en fonction des saisons et pas de temps sur la période 2000-2009, pour les 6 types de krigeage, en termes de biais (ME), biais absolu (MAE), erreur quadratique moyenne (RMSE), écart-type de krigeage (SE) et erreur quadratique moyenne normalisée (par l'écart-type de krigeage) (NRMSE).....	145
Tableau 20- Gradients altimétriques moyens calculés pour la période 2000-2009 en hiver (DJF) et en été (JJA) pour KDEz et KOR, en fonction des pas de temps	149

Tableau 21- Températures de base moyennes calculées pour la période 2000-2009 en hiver (DJF) et en été (JJA) pour KDEz et KOR, en fonction des pas de temps	149
Tableau 22- Comparaison de KDEz et KDEz+y en nombre de stations identiques, plus performantes ou moins performantes en termes de pourcentage d'occurrences au dépassement de 1°C de la température observée.....	151
Tableau 23- Résultats de validation indépendante du krigeage avec dérive externe (altitude) sur le bassin versant de l'Isère, pour deux résolutions de MNE: 1000m et 90m. Les résultats en termes de biais, MAE, Nash et RMSE sont présentés en fonction des pas de temps et des saisons.....	162
Tableau 24- Comparaison en validation croisée du modèle entre les résultats de krigeage KDEz sur la zone Alpes et la zone Isère, sur la base des 61 stations de la zone Isère. * signifie que seules les stations de la zone Isère sont comptabilisées.....	162
Tableau 25- Comparaison des résultats de validation croisée pour Tmin Tmax selon deux méthodes: KDEz et SPZM, sur la période 1995-2005, pour 117 stations.	179
Tableau 26- Comparaison des résultats de validation indépendante pour KDEz+y et SPZM sur la période 2001-2005, pour 20 stations NRC, sur les bases des résultats de validation indépendante de la thèse de F. Gottardi, p 139.	180
Tableau 27- Caractéristiques des bassins versants de l'Isère à Grenoble, Moûtiers et Val d'Isère.	188
Tableau 28- Exemple en termes de pourcentage sur les 2 dates de la Figure 107	197
Tableau 29- Pourcentage de superposition (S%) et écart-type associé (sd_S%) de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble pour KDEz et SAFRAN Alpes, en pourcentage de la surface calculée par SAFRAN Alpes (référence) (a) et différence absolue (et écart-type associé) entre KDEz et SAFRAN Alpes en pourcentage de la surface du bassin de l'Isère (b) sur la période 2000-2008.	198

Photographies :

Toutes les photographies sont de l'auteur, sauf mention explicite dans la légende.

INTRODUCTION GENERALE

Dans un contexte croissant d'augmentation de la démographie et de changement d'usage des sols – qui en diminue souvent le pouvoir tampon –, nos sociétés restent très vulnérables aux inondations, malgré le perfectionnement des techniques de prévision et de prévention. En zone de montagne, on est de surcroît confronté à des facteurs amplificateurs, tels que les fortes pentes ou la présence d'un stock neigeux, qui font de la prévision des crues un défi majeur pour les services de surveillance et d'alerte, que ce soit à l'échelle locale (surverse de digues en un lieu précis, coupures de route) ou à l'échelle de grands bassins versants de plusieurs milliers de km² (inondation de zones économiques sensibles et de zones habitées).

Cette préoccupation transcende par essence les frontières, et le programme européen Interreg IV (français, suisse, italien) s'est doté d'une composante spécifique centrée sur l'amélioration de la prévision des crues d'origine alpine : RiskNat ALCOTRA. Le travail de recherche présenté dans ce mémoire s'inscrit dans le cadre de ce projet RiskNat ALCOTRA. Il a été initié par le Service de Prévision des Crues Alpes Nord, demandeur de nouveaux outils et d'une analyse plus fine des moyens disponibles pour ses besoins opérationnels ; il s'agit donc d'un travail de doctorat, préparé au Centre National de la Recherche Scientifique, qui répond à une mission de service public dans le domaine de la prévision des risques d'inondation. Une première étude concernant la modélisation hydrologique et la prise en compte de l'influence des ouvrages hydrauliques sur le débit de l'Isère a été menée par Aurélien Claude, dans le cadre de sa thèse (2011). Cette seconde étude, complémentaire de la première, concilie les aspects recherche et opérationnel pour répondre A TERME à la question qui a guidée les 3 ans de ce travail de recherche :

Comment améliorer la prévision des volumes de fonte nivale
sur un bassin versant ?

Elle se concentre ainsi sur deux points fondamentaux des études hydrométéorologiques en zone de montagne : la modélisation de la fusion nivale et la cartographie des températures.

L'étude de la fonte de la neige sur de grands bassins versants occupe depuis longtemps les hydrologues en réponse à divers besoins dans des domaines variés : hydroélectricité, aménagements forestiers, prévisions d'inondations, ressources en eau. La neige est en effet intimement liée à l'eau, puisqu'en fondant elle s'écoule, pouvant générer alors de véritables torrents dévastant tout sur leurs passages. Elle correspond aussi à un stock accumulé au cours de l'hiver et disponible au printemps ; ce stock d'eau permettra de soutenir pendant la saison estivale le débit des cours d'eau de plaine.

Ce travail a donc tout aussi bien une utilité pour l'hydro-électricité, qui a également besoin de prévoir sur un réseau hydrographique de montagne les volumes d'eau neigeuse stockés et potentiellement déstockables au cours de la saison, afin d'optimiser les volumes captables par un barrage en vue de la production électrique. Mais, dans ce cas, les échelles temporelles associées sont plus grandes que celles à prendre en compte pour la prévision de crues, et les enjeux de modélisation ne sont plus tout à fait les mêmes.

La persistance du couvert neigeux au cours de l'hiver et la vitesse de sa disparition au printemps sont avant tout conditionnées par la quantité d'ensoleillement qu'il reçoit et par le cycle diurne et saisonnier des températures. La modélisation de l'évolution du manteau neigeux, qui est une composante incontournable de la modélisation hydrologique en zone de montagne, doit donc s'appuyer sur une bonne connaissance des champs de températures et d'insolation, ces deux variables étant liées mais pas de manière simple, avec notamment des situations météorologiques propices à la fonte alors même que le rayonnement solaire est faible (cas des régimes de Foehn par exemple). Par ailleurs c'est en réalité le bilan radiatif net (différence entre les rayonnements entrants et sortants en courte et grande longueur d'onde) qui conditionne la fonte du manteau neigeux et pas uniquement l'ensoleillement. Or la mesure précise du bilan radiatif est délicate au plan instrumental – particulièrement en zones d'altitude, ce qui explique qu'il y ait peu d'observations de ce type disponibles dans les Alpes. De ce fait, il a été très tôt proposé des modèles de fonte du manteau neigeux s'appuyant uniquement sur la connaissance des températures, plus faciles à mesurer et pour lesquelles on dispose d'un réseau d'observations relativement dense, même si là aussi, les zones d'altitude sont nettement sous-échantillonnées. Ces modèles sont connus sous l'appellation générique de « modèles degré-jour ». Ils présentent divers niveaux de raffinement, certains incorporant des entrées additionnelles aux températures (voir par exemple la revue de Hock, 2003 sur ce sujet). Dans tous les cas, ils ne constituent qu'une représentation conceptuelle grossière dont les paramètres, de surcroît, nécessitent un ajustement sur une série suffisamment longue d'observations. D'un autre côté, les modèles physiques plus sophistiqués, basés sur une représentation aussi fidèle que possible des bilans d'énergie, nécessitent une excellente connaissance d'un très grand nombre de variables, connaissance qui est rarement disponible sur un bassin-versant de grande taille. Le contexte opérationnel de prévision de crues, qui est celui qui nous intéresse ici, nécessite un modèle fiable, maîtrisé, dont les limites sont bien connues et qui ne nécessite que des entrées aisément accessibles sur l'ensemble du domaine à modéliser. Les modèles degré-jours sont donc a priori les mieux adaptés à ce contexte et ce sont par conséquent eux qui ont retenu notre attention dans ce travail.

Le fait de choisir une classe de modèles relativement simple à mettre en œuvre ne nous affranchit pas pour autant de difficultés conceptuelles et pratiques dès lors que l'on s'intéresse à des bassins d'une taille telle qu'ils sont constitués d'une grande

mosaïque de paysages, d'altitudes et d'expositions. Si le champ des températures est spatialement assez homogène dans l'atmosphère libre, il n'en est pas du tout de même dans la couche atmosphérique de surface, où l'influence des conditions locales (exposition, type de couvert végétal, albédo, relief accentué) est très forte; or ce sont ces températures qui comptent pour la modélisation de l'évolution du manteau neigeux. La qualité d'un modèle degré-jour ne doit donc pas seulement s'apprécier à ses performances locales sur un site d'étude parfaitement instrumenté et caractérisé, mais également à sa capacité à absorber les incertitudes liées à notre connaissance souvent imparfaite de la variabilité spatiale du champ de températures. Fonte de la neige et température sont ainsi comme deux thématiques glissant le long d'un ruban de Möbius, posant à l'hydrologue l'éternelle question: par où commencer, et comment s'en sortir ?

L'apport de cette thèse va donc être de rechercher une articulation pertinente entre le choix d'un modèle de fonte degré jour, bien ajusté localement, et la production de champs de températures aussi adaptés que possible à l'utilisation de ce type de modèle dans un contexte d'application régionale. « Adaptés » s'entend ici au sens des résolutions spatiale et temporelle optimales pour l'application recherchée, mais également au sens de l'estimation des erreurs associées à ces champs et donc susceptibles de se propager dans la modélisation.

La première partie de la thèse traite donc de l'utilisation d'un modèle degré jour relativement simple, en simulation, c'est-à-dire sur un échantillon temporel issu de chroniques passées, mais prenant en compte des concepts évolués tels que la variabilité saisonnière due au rayonnement et le stock de froid. L'étude sur une zone géographique étendue laisse entrevoir différents problèmes, que ce soit celui de la mesure de la hauteur de neige ou du volume d'eau liquide qu'elle contient en différents points du bassin, ou bien la représentativité de ces points de mesure compte tenu de leur position et de la taille du bassin que l'on étudie, ou encore de la variabilité du couvert à l'échelle des massifs. Aussi est-il plus pertinent avant de vouloir proposer un modèle de fonte sur une zone étendue, de démarrer une étude ponctuelle, où les variables nécessaires sont bien connues : précipitations solides, précipitations liquides, température, hauteur de neige et équivalent en eau de la neige, valeur en eau au lysimètre. Le choix d'une étude sur un site très bien documenté (le col de Porte, Météo France/Centre d'Etude de la Neige) doit permettre de déterminer précisément l'applicabilité du modèle et ses différences, en termes de qualités de résultats, avec un modèle plus complet (bilan d'énergie). Cette étude, menée au pas de temps journalier pour une meilleure intégration des processus affectant la neige à la journée (la variabilité diurne/nocturne n'étant pas a priori simple à modéliser), doit permettre de répondre à une question précise : quel est le modèle le plus adapté et le plus efficient pour fournir une bonne estimation de lame d'eau de fonte en zone de montagne, à l'échelle de la journée ?

Une fois le modèle de fonte établi en ponctuel, que faire ? On en revient toujours au même ruban : par où commencer, et comment s'en sortir ? S'intéresser d'abord à sa régionalisation, question ô combien préoccupante dans la communauté scientifique, ou

bien s'intéresser d'abord à la régionalisation des données qui l'alimenteront (cette question étant tout aussi difficile et bien souvent sous-estimée par rapport à la première)? Le choix de la régionalisation des champs de forçage semble être la première étape nécessaire à la régionalisation du modèle, et c'est donc là-dessus que nous avons travaillé dans un deuxième temps.

Les données d'entrée étant le principal point névralgique des modèles de simulation, il paraît en effet plus judicieux, avant de vouloir constituer un modèle de fonte sur un bassin versant (i.e. régionaliser la formulation degré jour), de chercher à mieux comprendre et mieux reproduire ce qui alimente ce modèle. La température étant le paramètre clef du modèle degré jour, c'est par conséquent la cartographie des températures à l'échelle régionale qui constitue la deuxième phase de ce travail de modélisation. L'objectif est alors l'étude de la variabilité des températures en zone de montagne pour permettre de faire ressortir les éléments essentiels à la bonne cartographie de la température, sur la base des seules stations de mesure disponibles au sol. Cette régionalisation, ou spatialisation, ou bien encore cartographie des températures – chacun l'appellera comme il le souhaite –, est aussi comparée, comme dans le cas du modèle de fonte, à des modèles utilisant des techniques d'interpolation différentes. L'intérêt d'évaluer une nouvelle méthodologie par rapport à celles existantes permet d'être plus critique sur son propre travail, et de discuter de la pertinence des choix effectués. Le choix d'un modèle de fonte journalier n'est cependant pas du tout incompatible avec des données d'entrée à un pas de temps plus fin, en l'occurrence des températures interpolées ponctuellement toutes les 6 heures. Bien au contraire ! La modélisation de la fusion nivale utilisant l'information de température à différentes heures de la journée est sans doute nécessaire, étant donné la variabilité de la fonte en fonction de l'heure de la journée. Le seul inconvénient à utiliser un modèle degré jour au pas de temps journalier est de ne pouvoir reproduire la dynamique de fonte horaire. La température influe aussi, même si ce n'est pas l'objet de cette étude mais mérite d'être souligné pour la compréhension du lecteur, sur l'accumulation de la neige. Le volume accumulé durant l'hiver dépend de la précipitation qui tombe à toute heure et qu'il faudra séparer entre la précipitation solide et la précipitation liquide. Cela nécessite donc de connaître, à l'heure où la précipitation a lieu (idéalement), la température de l'air. La température de l'air étant très variable au sein d'une journée (des amplitudes thermiques de 30°C peuvent être observées dans les Alpes), la détermination plus fine de celle-ci aux différentes heures de la journée permet de mieux préciser la phase des précipitations à ces heures, et de déterminer si l'on stocke de la neige, ou si l'on infiltre/ruisselle de l'eau liquide. C'est donc là que réside la spécificité de cette étude des températures : estimer leur variabilité spatio-temporelle en montagne, bien avant de vouloir étendre un modèle de fonte à un bassin.

En résumé, ce manuscrit se compose donc de deux parties. La première s'attache à expliciter la fusion journalière de la neige par une modélisation simple faisant intervenir principalement la température, au col de Porte situé dans le massif de la

Chartreuse (Alpes du Nord). La seconde partie s'attarde plutôt sur l'obtention d'une meilleure compréhension des températures en zone de montagne sur les Alpes du Nord, afin d'explicitier au mieux leur variabilité dans la saison et en vue de les cartographier de manière optimale, toujours dans l'objectif d'alimenter un modèle degré jour pour estimer les volumes de fonte à l'échelle d'un bassin versant. Une bonne connaissance et surtout une bonne régionalisation des températures est essentielle pour poursuivre avec le modèle de fonte établi en ponctuel et l'étendre à un bassin versant. N'ayant pu utiliser les champs de température cartographiés avec un modèle degré jour à l'échelle d'un bassin versant, une perspective sur la poursuite de ces travaux de recherche en vue d'une modélisation hydrologique sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble est abordée, en distinguant les surfaces contributives à la fonte de celles qui ne le sont pas. Ceci permettra d'illustrer l'apport de cette étude pour la prévision opérationnelle à courte échéance.

Partie I

Modélisation de la fonte nivale au col de Porte, Chartreuse

« La neige se comporte comme une éponge qui reçoit de l'eau par sa face supérieure. Elle retient d'abord toute l'eau, puis, lorsqu'elle est saturée, toute l'eau entrant par la face supérieure s'écoule par la face inférieure. Si l'on arrête l'alimentation, l'eau continue à s'écouler lentement. »

André Poggi, 1964

Introduction

1. A quoi est due la fonte nivale ?

La fonte de la neige (et son accumulation) est régie par les échanges d'énergie entre le sol, l'air et le couvert nival, conditionnés par l'évolution des variables atmosphériques au cours de la saison : précipitation, température, humidité, vent, pression, rayonnement. Ce bilan d'énergie se divise principalement en 2 sources d'échanges (Figure 1) : les échanges radiatifs (liés au rayonnement courte et grande longueur d'onde- *Radiative Energy Exchanges*), et les échanges turbulents (turbulence atmosphérique liée au vent - *Turbulent Energy Exchanges*). Ces échanges induisent différents processus de changements d'état de l'eau : regel, sublimation, fusion, évaporation.

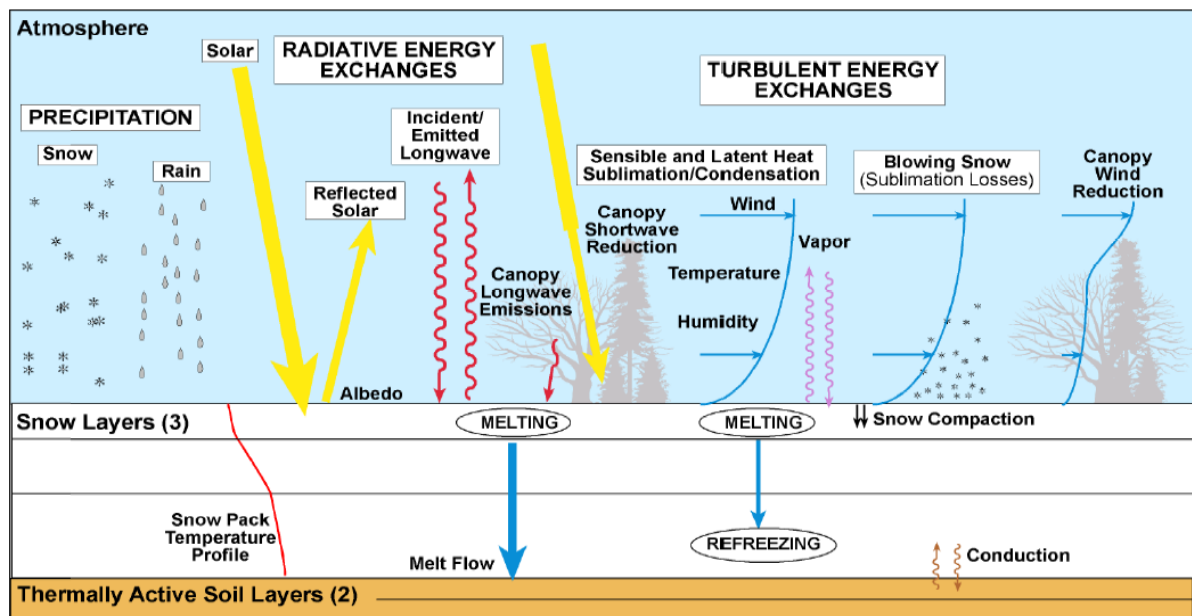


Figure 1- Bilan d'énergie du manteau neigeux (Source: NOHRSC Model Physics, NOAA).

Chaque variable a une influence sur la fonte, qu'il est bien difficile de pouvoir identifier précisément. Pour répondre à la question précédente, on comprend bien qu'il ne suffit pas que la température de l'air dépasse la valeur de fusion de la glace de 0°C pour voir le manteau neigeux fondre. L'expérience de terrain suffit pour s'en convaincre lorsqu'en plein soleil au mois de février, avec des températures légèrement positives de l'air, on constate que le manteau neigeux reste très froid, au contraire d'une situation d'avril où l'on peut voir l'eau ruisseler sur l'herbe couchée lorsqu'elle sort du névé. C'est finalement la valeur du bilan d'énergie de surface (BES), qui va conditionner la fonte en surface :

$$BES = R_N + H + LE + Q_G + Q_P \quad \text{Équation 1}$$

Où R_N est le rayonnement net, H le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latente, Q_G le flux de chaleur dans le manteau dû au flux de chaleur du sol (*Conduction*), Q_P le flux de chaleur dû à la précipitation sur le manteau. La fonte est le résultat du bilan entre l'énergie qui rentre dans le manteau et celle qui en ressort aux interfaces : l'air et le sol. Cette énergie est redistribuée dans le manteau par conduction et par l'eau liquide, qui joue un rôle de fluide caloporteur. Le manteau ne pouvant dépasser la température de 0°C, tout surplus d'énergie entraîne sa fonte, généralement d'abord depuis la surface. Même avec un manteau à température négative, à cause du flux de chaleur du sol, il est possible d'avoir (par phénomène de *conduction* -Figure 1) de la fonte à la base du manteau : on parle alors de fonte basale. Si la température du manteau est négative, la présence d'eau liquide est dans ce cas impossible, cette eau est nécessairement regelée. Comme le montre la Figure 1, il résulte de l'eau de fonte (*Melting*) trois cas possibles : soit l'eau de fonte de surface percole à travers le manteau neigeux, à cause de sa porosité (présence de vides d'air) et rejoint le sol (*Melt Flow*) pour générer un écoulement basal, soit cette eau de fonte est regelée par le manteau plus en profondeur (*Refreezing*), soit l'eau de fonte est retenue par capillarité (sous forme liquide) dans les pores du manteau, ce qui diffère son écoulement dans le temps. Même en l'absence de fonte superficielle, à cause du flux de chaleur du sol, il est possible d'avoir (par phénomène de *conduction* -Figure 1) de la fonte à la base du manteau : on parle alors de fonte basale. Dans le bilan d'énergie de surface, le terme de rayonnement net (ou bilan radiatif) dans les régions alpines est celui fournissant le plus d'énergie pour la fonte de surface. Son expression peut être écrite :

$$R_N = SW \downarrow + SW \uparrow + LW \downarrow + LW \uparrow$$

$$R_N = SW \downarrow (1 - \alpha) + \varepsilon_{atmo} \cdot \sigma \cdot T_{atmo}^4 - \varepsilon_{neige} \cdot \sigma \cdot T_{surf}^4 \quad \text{Équation 2}$$

où SW est le rayonnement de courte longueur d'onde direct et diffus (les flèches vers le haut désignent les termes réfléchis, vers le bas les termes incidents), LW est le rayonnement de grande longueur d'onde, α l'albédo de la neige, ε_{atmo} l'émissivité atmosphérique, σ la constante de Stefan Boltzmann, T_{atmo} la température de l'atmosphère, ε_{neige} l'émissivité de la neige (quasi égale à 1, la neige étant un corps noir dans l'infra-rouge), T_{surf} la température de surface de la neige. L'albédo évoqué dans la formule précédente et la Figure 1 est un paramètre clef, puisqu'il témoigne de la capacité de la neige à réfléchir le rayonnement incident de courte longueur d'onde. Plus l'albédo est élevé, plus le rayonnement net en surface est faible, et plus la fonte est diminuée.

On le voit ici, l'expression de la fonte nivale n'est pas simple. Aussi le recours à des modèles faisant des hypothèses sur la réalité du phénomène physique est un moyen de l'étudier.

2. Comment modéliser la fonte nivale ?

La fonte de la neige est bien souvent une combinaison de différents processus physiques mentionnés précédemment, difficiles à isoler sur un bassin versant et même

en un point, et surtout difficilement mesurables. Sans vouloir opposer les météorologues aux hydrologues et tomber dans une dualité sans issue, on peut globalement dire que les premiers privilégient les modèles physiques, tandis que les seconds les modèles conceptuels. Précisons donc ces deux grandes familles qui permettent de modéliser la fonte de la neige, que ce soit sur un site ponctuel ou un bassin versant.

Sans vouloir rentrer dans l'historique des modèles de fonte, dès le début du XXème siècle, l'intérêt pour l'étude de la neige est fort notamment pour les services forestiers (compréhension des avalanches et aménagements en conséquence), pour la production hydroélectrique et aussi les aménagements en bordure de cours d'eaux. Citons tout de même les prémices du modèle degré jour et de la modélisation semi-distribuée de la fonte sur le bassin versant de la Durance : dès 1892, Edouard Imbeaux, ingénieur des Ponts et Chaussées, utilise de manière remarquable la température et un gradient altimétrique pour calculer la fonte en fonction de l'altitude. Il ne lui a manqué sans doute qu'une machine de calcul pour mettre à profit toutes ses idées, limitées par les moyens de l'époque. Il semble que la première moitié du XXème siècle fut plus préoccupée par les événements politiques que la neige. Aussi retrouve-t-on plus activement la piste de ces modèles bien plus tard, avec des organismes encore en activité aujourd'hui sur ces thématiques (le Centre d'Etudes de la Neige de Météo France, l'Institut Fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches (WSL/SLF à Davos), la section hydrologie nivale de l'US Army Corps of Engineers aux Etats-Unis, la Direction Technique Générale d'EDF) qui ont étudié la fonte nivale à partir des années 1950 sur des bassins ou des sites de mesures.

Modèle à bilan d'énergie

La première façon de modéliser la fonte de la neige est de calculer les termes du bilan d'énergie présenté dans la Figure 1. Les premiers modèles physiques ont principalement été développés sur des sites ponctuels, pour faciliter la compréhension des phénomènes physiques affectant la neige. André Poggi fut le premier au col de Porte, au début des années 1960, à calculer l'évolution du profil de température dans le manteau, constituant les prémices du modèle à bilan d'énergie. Pour mieux cibler le transfert de l'eau dans le manteau, soit à des fins de modélisations physiques du manteau ou pour la compréhension de la fonte, Colbeck (1972) et Langham (1974) ont été les premiers à s'intéresser de manière expérimentale et théorique à la percolation de l'eau dans le manteau. Obléd et Rosse (1975) ont utilisé un bilan d'énergie (et un modèle degré jour) avec des données lysimétriques horaires au col de Porte. L'évolution du profil de température qu'ils ont calculé et simulé dans le manteau leur donne des résultats intéressants et prometteurs pour l'utilisation de modèle numériques d'évolution du manteau. Dans cette lignée, MétéoFrance a développé le modèle physique Crocus au col de Porte (Brun et al 1989), et l'a validé en comparant les données observées et simulées sur une année, en termes de fonte, de hauteur de neige et de température de surface de la neige. Crocus, modèle physique par ailleurs utilisé dans

cette étude, permet de simuler l'évolution du manteau neigeux sur un profil vertical à 1 dimension (température, densité et contenu en eau liquide), en résolvant le bilan de l'Équation 1 à l'aide des données SAFRAN en entrée (Durand et al. 1993), et simuler aussi l'évolution des cristaux de neige en vue de la prévision des avalanches (chaîne de prévision SAFRAN, Crocus, MEPRA). Ce modèle fournit aussi une estimation de la fonte nivale, c'est-à-dire la lame d'eau déstockée par le manteau. Il a de bonnes dispositions pour reproduire l'évolution du manteau, et a été validé en de nombreux sites répartis dans les Alpes (Brun et al. 1992, Durand et al. 1993).

En sortant de l'étude ponctuelle, Marks and Dozier (1992) ont calculé les échanges énergétiques à la surface de la neige, sur un petit bassin versant de la Sierra Nevada, pour évaluer l'apport de chaque terme du bilan d'énergie sur la fonte de la neige, et aussi estimer le bilan en eau de leur bassin. Le modèle hydrologique SIM de Météo France (Safran, Durand et al. 1993 – Isba, Noilhan et Planton, 1989 – Modcou, Ledoux et al. 1989) a aussi été développé pour la modélisation sur de grands bassins versants, tels que la Durance, avec de récentes améliorations pour la prise en compte de la fonte nivale (Lafaysse et al. 2011). On retrouve aussi massivement l'utilisation des bilans d'énergie sur les sites englacés, pour permettre d'évaluer le bilan de masse annuel glaciaire. Le bilan d'énergie de l'Équation 1 est alors simplifié du fait de la spécificité des sites glaciaires : le terme d'advection dû aux précipitations et le flux de chaleur dans le manteau sont négligés (Sicart et al. 2008 entre autres).

Les modèles à bilan d'énergie permettent d'expliquer et de comprendre les processus physiques affectant le manteau neigeux. Ces modèles sont utilisés en prévision opérationnelle du risque d'avalanche, comme Alpine 3D par le SLF (Lehning et al. 2005), ou Crocus dans la chaîne SAFRAN-Crocus-MEPRA (Durand et al. 1999). La comparaison entre modèle à bilan d'énergie et modèle conceptuel (voir point suivant) sur un bassin versant de manière distribuée a été effectuée de manière pertinente par Braun et al., en 1994, sur le bassin de la Romanche dans les Alpes du Nord. Cette comparaison souligne le fait que les résultats de modélisation hydrologique sont similaires entre modèle conceptuel (ETH) et modèle à bilan d'énergie (Crocus), le modèle à bilan d'énergie ayant tendance à surestimer fortement les débits en période de fonte. Il ressort que les données d'entrées correctement spatialisées (ici avec SAFRAN) sont indispensables à l'amélioration de la prévision hydrologique. Le choix d'un modèle plus simple, conceptuel, est donc adopté par beaucoup d'auteurs pour calculer la fonte nivale, de par sa robustesse et son économie de variables d'entrées.

Modèle conceptuel « classique » (à une variable)

Le modèle conceptuel, appelé modèle degré jour, est indexé sur la température de l'air (d'où son nom). Il se veut plus pragmatique que le modèle physique, et considère que la température de l'air représente bien le bilan d'énergie de surface. C'est en quelque sorte une économie de moyen, qui se justifie grandement par la rareté des mesures météorologiques en montagne et par le faible nombre de variables enregistrées

(généralement la température et la précipitation uniquement). Ces modèles indexés sur la température ont été largement utilisés à partir des années 1950 (sans oublier E. Imbeaux en 1892 !), que ce soit par au SLF à Davos ou l'USACE (1956), en ponctuelle ou sur des bassins versants. Les différentes formulations proposées dans la littérature dépendent à la fois de l'index de température et de la résolution temporelle (horaire, journalière, mensuelle) choisis. C'est cette donnée d'entrée, la température, qui va conditionner pour beaucoup le modèle, c'est-à-dire la détermination du coefficient de fonte K_f – le modèle étant défini par la valeur de son (ses) paramètre(s). Les premières formulations employées dans les années 1950 furent celles utilisant la température moyenne journalière (voir la revue de Hock 2003) :

$$M = K_f \cdot (T_m - T_0) \quad \text{Équation 3}$$

Où M est la fonte en mm/j, K_f le coefficient de fonte en mm/°C/j, T_m la température moyenne journalière en °C, et T_0 le seuil de température de déclenchement de la fonte.

$$M = K_f \cdot \frac{DJP}{n} \quad \text{Équation 4}$$

Mais cette température moyenne journalière, lissant le signal infra journalier de température et donc de fonte, a incité certains auteurs à considérer très tôt comme index les degrés jours positifs, somme des températures positives durant la journée (Zing, 1950, Poggi, 1964, Braithwaite, 1995) :

Où M est la fonte en mm/unité de temps, n le nombre d'unités de temps, DJP les Degrés Jours Positifs calculés comme la somme des degrés au-dessus de 0°C pour l'unité de temps considéré, K_f le coefficient de fonte en mm/°C/unité de temps. Si on dispose de 24 valeurs horaires de températures, $n=24$; si on dispose de 4 valeurs toutes les 6 heures, $n=4$. Dans ces 2 cas précédents, K_f reste exprimé en mm/°C/j, et la valeur de fonte en mm/j. Cela signifie aussi que si DJP est nul, il n'y a pas de fonte. Ce modèle a été très tôt utilisé au col de Porte puisque André Poggi, dans sa thèse de 1964, l'utilise pour le comparer avec les données du lysimètre. La dernière formulation pour considérer l'évolution de la fonte en fonction de la température est apparue notamment avec l'utilisation de données de températures à des résolutions temporelles plus fines, et notamment à l'échelle du bassin versant. Ainsi retrouve-t-on une formulation avec la même philosophie que l'Équation 3 qui impose un terme constant de déclenchement de la fonte (Hock, 1999, Pellicciotti, 2005).

Où M est la fonte en mm/h, n le nombre de pas de temps (ici $n=24$ car température horaire), K_f le coefficient de fonte en mm/°C/h, T la température horaire en °C, et T_0 un

$$M = \frac{1}{n} K_f \cdot (T - T_0) \quad \text{Équation 5}$$

seuil de température de déclenchement de la fonte calé statistiquement, ou pris égal à 0°C (Hock, 1999) ou encore à 1°C (Pellicciotti, 2005).

Certains auteurs, jugeant que le terme de déclenchement de la fonte T_0 n'était pas suffisant pour bien reproduire la capacité du manteau à regeler et à différer la fonte dans le temps, ont introduit la notion de « stock de froid », que l'on retrouve aussi sous l'appellation « heat deficit » (Anderson, 1973) ou « cold content » (USACE). Il y a deux façons de considérer le stock de froid, qui représente le stockage d'énergie dans le manteau sous forme de chaleur massique. La première est de le considérer comme une valeur seuil au retard de la fonte, qui peut être indexée sur la température. Cette valeur seuil joue un peu le rôle du paramètre T_0 des formulations classiques du degré jour (Paquet et Garçon, 2000, Fontaine et al, 2002, Valéry, 2010). La seconde est de considérer une valeur de stock de froid exprimée en mm, et qui s'intègre alors à la formulation degré jour, pour retarder la fonte et/ou en diminuer sa valeur (Anderson, 1973, 2006, Harshburger et al, 2010). Une température de stock est généralement définie pour calculer ce stock de froid, et permet de tenir compte de l'évolution de la température des jours précédents, ce qui permet de prendre en compte le déphasage de température dans le manteau dû à ses propriétés isolantes.

Face aux avantages mais aussi faiblesses de la formulation classique, l'ajout de variables supplémentaires à la température ou d'autres concepts afférents au bilan d'énergie a été entrepris dès les années 1970.

Modèle conceptuel «hybride» (à 1 ou 2 variables)

Anderson (1973) fut l'un des premiers à proposer un modèle conceptuel à base physique (SNOW 17), essayant d'interpréter à partir de la seule variable de température les termes du bilan d'énergie. Il s'est attaché entre autres à modéliser l'évolution du coefficient de fonte dans la saison par une sinusoïde, ce qui constitue une nouvelle approche du modèle degré jour, sans pour autant avoir recours à d'autres variables. Walter et al (2005) ont explicité un bilan d'énergie simplifié en n'utilisant que la température de l'air pour le calcul des termes radiatifs et turbulents. Ces deux modèles, bien qu'intéressants, requièrent un grand nombre d'approximations sur les variables du bilan d'énergie. Aussi d'autres auteurs ont alors conservé la simplicité du modèle degré jour classique tout en lui intégrant une variable supplémentaire importante pour le bilan d'énergie : le rayonnement. Martinec (1989) a utilisé en ponctuel sur le site du Weissfluhjoch dans les Alpes Suisses (2540m) le rayonnement courte longueur d'onde, ainsi que le rayonnement de grande longueur d'onde réfléchi pour tenir compte du refroidissement nocturne de la surface de la neige. Brubaker et al. (1996) ont aussi introduit le rayonnement net dans un module de fonte nivale, réutilisé par Moltoch et al. (2004) en ajoutant des données de télédétection d'albédo pour améliorer la spatialisation de la fonte. Il en ressort que le rayonnement apporte beaucoup dans les zones de fort rayonnement et de température faible, c'est-à-dire les zones où la fonte est

mal estimée par la température uniquement. Plus récemment, seuls deux auteurs ont traité les modèles degrés jours hybrides. Le rayonnement leur permet d'intégrer la variabilité spatiale de la fonte (en fonction de la puissance reçue variable en fonction de l'exposition) et la variabilité temporelle (en fonction de l'augmentation dans la saison de ce rayonnement). Hock (1999) a introduit à l'échelle d'un bassin versant le rayonnement potentiel direct de courte longueur d'onde, permettant la prise en compte de la variabilité d'enneigement due à l'ensoleillement :

$$M = \left(\frac{1}{n} MF + a_{snow/ice} \cdot I\right) \cdot T \quad \text{Équation 6}$$

Où M est la fonte en mm/h si T est positive (sinon $M=0$), n le nombre de pas de temps, MF le facteur de fonte en mm/°C/h, $a_{snow/ice}$ un coefficient de radiation différent pour la neige et la glace, I le rayonnement direct courte longueur d'onde potentiel, T la température de l'air en °C. Pellicciotti et al. (2005, 2008) utilisent une formulation similaire à l'Équation 6, si ce n'est qu'ils utilisent le rayonnement de courte longueur d'onde incident mesuré G , et l'albédo α , comme un terme additif à la fonte (et non multiplicatif de la température) :

$$M = TF \cdot T + SRF \cdot (1 - \alpha) \cdot G \quad \text{Équation 7}$$

Où M est la fonte en mm/h si T , la température de l'air en °C, est supérieure à 1°C (sinon $M=0$), TF le facteur de température (*temperature factor*) en mm/°C/h, SRF un facteur de radiation courte longueur d'onde en m².mm/W/h. Hock et Pellicciotti soulignent l'importance de travailler à une échelle temporelle plus fine que la journée pour mieux intégrer la température et son cycle diurne et visualiser ainsi la variation journalière de la fonte. Ce sont presque les deux seuls articles à traiter du modèle degré jour hybride en horaire et de manière distribué, ce qui reste sans doute le plus gros du travail à faire dans le domaine de l'hydrologie nivale (et pas seulement glaciaire). Hock souligne l'importance de la bonne spatialisation des champs de températures pour avoir de meilleurs entrées (le recours à un gradient constant est encore d'actualité), et Pellicciotti insiste sur le bien-fondé des modèles bilan d'énergie comme aide à l'amélioration des modèles degré jours. Sicart et al utilise les termes du bilan d'énergie pour les comparer à la température de l'air. Il en ressort que la température de l'air et le rayonnement courte longueur d'onde, sur le glacier de Saint Sorlin dans les Alpes françaises, sont très bien corrélés au bilan d'énergie de surface. Point assez remarquable, la plupart des études de modèles degré jour hybrides en infra journalier ont lieu sur des sites fortement englacés (Braithwaite, 1995, Hock, 1999, Pellicciotti et al 2005, Sicart et al 2008), car nécessitant beaucoup d'instrumentation, ce qui est grandement facilité sur de petits bassins versants. Finalement, sur tous les sites étudiés par ces auteurs, il en ressort une grande variabilité dans les modèles utilisés, avec des résultats très différents (la revue de Hock 2003 présente cette forte variabilité dans les coefficients de fonte).

Voies d'amélioration du modèle conceptuel

Au-delà du modèle conceptuel classique ou hybride, une autre voie d'amélioration entrevue par certains auteurs consiste en la séparation des périodes de la saison en fonction des précipitations ou du rayonnement. Panthou et Obled (communication personnelle) ont mené une étude au col de Porte avec les données Crocus uniquement, pour déterminer des améliorations du modèle degré jour en journalier. Il en ressort que les degrés jours positifs (par rapport à la température moyenne journalière ou aux T_{min}/T_{max}) permettent la meilleure estimation d'un modèle de fonte. La prise en compte des jours de ciel clair/temps couvert, ainsi que l'augmentation du facteur de fonte dans la saison, améliorent nettement leur modèle. Le modèle neige de MORDOR (Paquet et Garçon, 2000) ajoute une fonte supplémentaire lors des journées de temps pluvieux, ainsi qu'un coefficient multiplicatif pour tenir compte de l'évolution de l'albédo dans la saison. En dernière date, Schaefli and Huss (2011) ont établi une revue des différents stocks de froid utilisés, en mentionnant que la juxtaposition d'un modèle degré jour et d'un stock de froid n'est pas courante. Ils insistent sur le fait qu'il est difficile d'évaluer l'apport d'une prise en compte du stock de froid pour le modèle hydrologique sans un bilan d'énergie en comparaison, spécialement à un pas de temps journalier. A une échelle plus fine de temps, ils mettent en garde contre la faisabilité d'utiliser le stock de froid pour mieux simuler la dynamique de fonte. La nécessité de poursuivre dans cette voie afin d'améliorer l'utilisation du stock de froid, ou de rejeter ce concept, semble donc une thématique de recherche intéressante.

3. Objectif et Orientations de recherche

La position prise ici est clairement celle de l'hydrologue, son but étant d'évaluer le stock d'eau contenu dans/déstocké par le manteau neigeux. L'objectif ici est de proposer un modèle de fonte nivale degré jour au col de Porte le plus performant possible et utilisant un minimum de variables en entrée. Ce compromis à trouver entre performance/simplicité est grandement souhaité pour une régionalisation ultérieure du modèle degré jour. Les orientations de recherche de ce travail, au vue de l'état de l'art mentionné dans la partie précédente et de cet objectif précis, se déclinent donc en 5 points :

- Le modèle
- La résolution temporelle
- L'échelle spatiale
- La conceptualisation retenue pour le modèle
- L'évaluation du modèle

Première orientation : le modèle

L'utilisation d'un modèle conceptuel degré jour requiert le minimum de variables d'entrées et donc d'observations nécessaires. Le gain apporté par ces modèles conceptuels est largement démontré, surtout à des fins de modélisation hydrologique et opérationnelle. En effet, l'obtention des données nécessaires au calcul du bilan d'énergie conduit à des approximations qui peuvent constituer un frein à la robustesse de ces modèles. Cependant, en prévision « futur » (à 48h par exemple), l'estimation des variables d'entrées comporte tout autant d'incertitudes que l'on considère la température ou les autres variables du bilan d'énergie. Dans une logique de prévision temps réelle, l'obtention de la température est quant à elle plus simple que celle des variables nécessaires au bilan d'énergie, qui sont forcément pour une partie estimée et non observée (par exemple le vent, la pression, l'humidité). Aussi le choix est fait d'étudier les modèles degré jours, sans pour autant rejeter les modèles physiques (voir *cinquième orientation*).

Deuxième orientation : la résolution temporelle

On perçoit bien que la neige ne fond pas durant toute la journée, par exemple la nuit la fonte diminue voir s'arrête. En première approche, et pour éviter tous les problèmes inhérents à l'échelle infra journalière, que l'hydrologue connaît bien avec le transfert d'une lame d'eau dans un bassin, l'échelle journalière pour la fonte est adoptée. Travailler à un pas de temps journalier avec des données d'entrées horaires n'est pas du superflu. Cela permet de cumuler l'ensemble de la fonte effective au long de la journée, sans connaître évidemment la dynamique infra journalière. Avec la température moyenne

journalière, on ne dispose que d'une estimation journalière plus grossière de la fonte produite dans la journée. Aussi ce travail s'oriente vers une utilisation de températures horaires pour étudier la fonte au pas de temps journalier.

Troisième orientation : l'échelle spatiale

La variabilité spatiale de la fusion nivale même sur des petits bassins versants englacés incite dans un premier temps à se concentrer sur une étude ponctuelle. Cela permet d'évaluer au mieux le modèle, et d'éviter les problèmes difficiles d'extension à tout le bassin versant des paramètres du modèle de fonte et des variables d'entrée (la température par exemple). C'est aussi beaucoup plus simple de se concentrer uniquement sur le modèle que sur le modèle et les données à la fois, et plus pertinent pour l'évaluation du modèle lui-même. Une étude ponctuelle est aussi un moyen d'obtenir beaucoup d'observations différentes, permettant de pousser un peu plus loin la modélisation, tout en restant dans une logique de régionalisation ultérieure. Comme le souligne Hock (2003) dans sa conclusion, il n'est en effet pas facile de transférer les modèles degré jour de l'étude ponctuelle à l'échelle du bassin versant. Une approche simple ponctuelle est donc choisie, afin de tirer au mieux parti du modèle degré jour.

Quatrième orientation : les formulations retenues

Les formulations du modèle degré jours sont fortement dépendantes de l'échelle spatiale (ponctuelle) et de la résolution temporelle (journalière) choisies. Par exemple, on ne peut pas se permettre d'utiliser des formulations complexes sur un bassin versant si l'on ne dispose pas des observations adéquates, sans quoi la modélisation recourt à de grosses approximations. En travaillant en ponctuel, on ne doit cependant pas oublier l'objectif de régionalisation et donc d'utilisation de formulations avec des variables accessibles à l'échelle d'un bassin versant. Le choix de retenir deux concepts forts dans la modélisation est lié aux problèmes soulevés dans la communauté scientifique sur l'étude de la fonte de la neige. Le premier est la prise en compte de la variabilité saisonnière de la fonte, via un coefficient de fonte évolutif mais s'affranchissant du rayonnement solaire comme donnée d'entrée. En effet, le rayonnement direct n'est actif que lorsque la couverture nuageuse n'est pas trop importante. La nébulosité est malheureusement une donnée difficile à obtenir. Les outils de télédétection actuels permettent d'obtenir des images satisfaisantes, mais dont la résolution temporelle n'est pas en adéquation avec la dynamique de fonte de la neige qui est infra-journalière. Le deuxième concept est la prise en compte d'un stock de froid, mesurable grâce aux données d'observation, pour traduire le regel nocturne du manteau et son impact sur la diminution de la fonte journalière.

Cinquième orientation : l'évaluation du modèle

L'analyse des performances du modèle est un point clef dans cette étude, puisqu'elle est effectuée non pas sur des débits à l'exutoire d'un bassin versant mais sur des valeurs en eau mesurées par un lysimètre au site d'étude. Cela doit constituer une meilleure estimation des paramètres des modèles du fait qu'il ne peut y avoir d'incertitudes dues aux compensations du modèle hydrologique. L'autre choix effectué pour valider les formulations degré jours est la comparaison avec les sorties du modèle Crocus, modèle à bilan d'énergie du manteau neigeux de Météo France. Ce modèle est le modèle « référence » sur le site. L'évaluation des formules degrés jours calés au col de Porte par rapport au modèle Crocus permettent d'évaluer le gain/la perte d'une formulation à une variable par rapport à une formulation requérant plusieurs variables.

Conclusion sur les orientations de modélisation :

On l'aura bien compris, il ne s'agit pas de refaire un « énième » modèle degré jour, mais pas non plus de tomber dans une étude standard où l'on ne saurait que constater ce que d'autres ont vu ailleurs et bien avant. La valorisation de ce travail passe avant tout par un questionnement sur la pertinence du modèle degré jour et de variables externes dans son utilisation sur un site ponctuel. L'utilisation d'un modèle physique est bien ici une aide à l'évaluation du modèle degré jour en ponctuel.

Le premier choix est celui implicitement donné par le titre du chapitre. Se concentrer sur la fonte et non sur l'accumulation et la fonte en même temps est justifié par le fait que l'accumulation nécessite un certain nombre d'hypothèses (notamment sur la phase des précipitations), qui induisent beaucoup d'incertitudes dans la modélisation. Il ne faut cependant pas perdre de vue que toute erreur sur la fonte se répercutera sur l'accumulation, et vice versa, ce qui aura des conséquences sur les résultats d'évolution de l'équivalent en eau sur un bassin, variable ultime que l'hydrologue souhaite connaître. Dans cette étude, c'est bien un modèle de fonte, complément d'un modèle d'accumulation dans un module neige, qui a été étudié, l'accumulation n'étant pas traité pour les raisons évoquées ci-dessus.

Un des grands enjeux dans la modélisation est la segmentation de la saison pour la détermination des paramètres du modèle de fonte. En effet, beaucoup d'auteurs se contentent de caler le modèle sur l'ensemble de la saison d'enneigement (ou alors sur le début et la fin), alors que l'on constate aisément une fusion différente entre les mois de février ou d'avril, due à plusieurs processus physiques : augmentation significative du rayonnement solaire, apport de précipitations liquides, vieillissement de la neige et donc diminution de l'albédo par exemple.

Au final, la description d'un modèle de fonte en ponctuel au pas de temps journalier conduit à différents choix:

- Un calage du modèle sur des valeurs en eau mesurées à la base du manteau (lysimètre)

- Une formulation simple potentiellement applicable sur un bassin versant
- Une différenciation des périodes de pluie et sèches (temps humide/temps sec)
- La reprise de deux concepts forts : coefficient de fonte variable et stock de froid (Anderson, 1973).

1. Caractéristiques des données disponibles au col de Porte

Le site expérimental du Centre d'Etudes de la Neige (CEN) de Météo France se situe à 1325m d'altitude, non loin du col de Porte (Isère, massif de la Chartreuse, à 25km au Nord-Est de Grenoble), dans une clairière relativement plane et entourée de conifères - Figure 2.



Figure 2- Site d'étude du CEN au col de Porte avec l'ensemble des instruments de mesure - 6 décembre 2011

Tous les capteurs et leurs caractéristiques ne vont pas être passés en revue (ce n'est pas le but ici) mais sont détaillés dans Morin et al. 2012. On retrouve aussi dans la thèse d'A. Poggi (1964) la description des appareils ainsi que les détails de leur construction, ce qui est intéressant pour mieux les comprendre. Deux jeux de données utilisés sur ce site expérimental nous ont été fournis gracieusement par le Centre d'Etudes de la Neige de Météo France :

- les données d'observation au sol : température de l'air, humidité, vent, précipitation solide et liquide, rayonnement incident courte longueur d'onde direct et diffus, rayonnement incident grande longueur d'onde, pression de surface, température de surface de la neige, température dans le sol à 10, 20 et 50cm de profondeur, hauteur de neige en divers points du site (manuelle : hebdomadaire, automatique : horaire), équivalent en eau de la neige (manuel : hebdomadaire, automatique : journalier), température dans le manteau neigeux (avec la profondeur de mesure), albédo, lame d'eau écoulée à la base du manteau neigeux (lysimètre 1m² et 5m² - cf. Figure 11).

- les simulations du modèle Crocus (Brun et al. 1989) calculées à partir des observations du col de Porte : 7 paramètres que sont pression, température de l'air,

précipitation, humidité, vent, rayonnement direct courte longueur d'onde, rayonnement grande longueur d'onde (infra rouge). Crocus nous fournit la lame d'eau déstockée par le manteau, qui intègre à la fois la fonte et la précipitation.

Les données d'observation, automatiques ou manuelles, sont au pas de temps horaire sur la période du 1^{er} août 1993 au 31 juillet 2011. Seul l'équivalent en eau de la neige est à un pas de temps journalier, disponible à partir de 2001, date de mise en service des appareils de mesures continues de l'équivalent en eau par EDF. Tout l'investissement scientifique et humain au col de Porte ces 50 dernières années l'ont conduit vers un site de mesure de référence, permettant l'étude de la neige et surtout l'amélioration des modèles (physiques ou conceptuels). L'objet de cette partie est de donner un aperçu sur les caractéristiques principales du manteau neigeux au col de Porte : durée d'enneigement, date de pic d'équivalent en eau, répartition des écoulements dans la saison. Ceci doit permettre au lecteur de mieux appréhender le site et sa variabilité d'un point de vue de la fonte, et d'obtenir des informations utiles pour la suite.

1.1. Enneigement

Quelques statistiques au col de Porte sur la période 1993-2011, avec date de début et fin d'enneigement, pic et date de l'équivalent en eau, permettent de mieux cibler l'évolution du manteau saisonnier sur une période de 18 ans. Cette évolution a en effet une influence sur la modélisation, puisque les années où le manteau disparaît précocement ou tardivement peuvent être plus difficiles à représenter avec un modèle statistique moyen (tel que le degré jour) établi sur une longue période. Concernant la définition de la saison d'enneigement, elle est délicate. En effet, on peut voir un enneigement conséquent tout le mois de novembre, jusqu'à 80mm d'équivalent en eau, puis ensuite une semaine de fonte où le manteau disparaît complètement. Une telle période n'est pas négligeable en termes d'apport, ce qui penche en sa faveur pour la comptabiliser dans la période d'enneigement continu. Les dates de début et fin d'enneigement sont déterminées à partir des données de hauteur de neige journalière. Jusqu'en 2000, le pic d'équivalent en eau est déterminé à partir des mesures hebdomadaires manuelles d'équivalent en eau ; à partir de 2001 des mesures du Nivomètre à Rayonnement Cosmique (EDF, cf. Paquet et Laval, 2006 -**Figure 3**).

Saison	Date début	Date fin	Durée en jours	Pic EE mm	Date pic EE
1993-1994	19931115	19940504	170	409	19940311
1994-1995	19941219	19950516	148	689	19950331
1995-1996	19951118	19960415	149	357	19960321
1996-1997	19961118	19970401	134	390	19970207
1997-1998	19971130	19980503	154	402	19980121
1998-1999	19981113	19990513	181	638	19990428

1999-2000	19991107	20000501	176	534	20000316
2000-2001	20001105	20010430	176	154	20010301
2001-2002	20011109	20020509	181	346	20020306
2002-2003	20021105	20030418	164	329	20030309
2003-2004	20031128	20040426	150	381	20040314
2004-2005	20041218	20050426	129	459	20050313
2005-2006	20051125	20060423	149	435	20060319
2006-2007	20061209	20070408	120	205	20070228
2007-2008	20071204	20080429	147	397	20080327
2008-2009	20081123	20090421	149	412	20090326
2009-2010	20091130	20100423	144	297	20100305
2010-2011	20101116	20110328	132	210	20110305

Tableau 1- Statistiques d'enneigement au col de Porte pour les hivers de 1993 à 2010. Les dates sont données en Année/Mois/Jour.

On remarque la forte variabilité en nombre de jours d'enneigement (jusqu'à 2 mois d'écart - Tableau 1). Globalement, la date du maximum d'équivalent en eau se situe à la mi-mars, avec en moyenne 400mm. Le manteau, saisonnier, démarre au plus tôt de manière pérenne début novembre, et se termine au plus tard mi-mai de l'année suivante. Autre point, la corrélation entre la hauteur de neige et l'équivalent en eau est forte au col de Porte (**Figure 4**), ce qui s'explique notamment par une densité relativement constante d'une année à l'autre pour une même hauteur de neige (la compaction du manteau est quasi identique d'une année à l'autre).

Le graphique d'évolution de la hauteur de neige et de l'équivalent en eau pour les 10 saisons de 2001 à 2010 atteste bien d'une dynamique similaire entre hauteur de neige et équivalent en eau (**Figure 5**). Il montre aussi la forte variabilité interannuelle constatée dans le **Tableau 1**. La confiance accordée à la mesure manuelle d'équivalent en



Figure 3- Nivomètre à Rayonnement Cosmique de l'Agnelin dans le massif de Belledonne, à 2200m d'altitude. Le mât permet entre autres la mesure de hauteur de neige et de température et comporte le boîtier électronique et le dispositif de transmission des informations à distance. Le capteur de rayonnement est enfoui dans le sol, et c'est uniquement cette dernière partie qui est présente au col de Porte.

eau est relative, puisque dépendante du choix du site, mais la mesure NRC nécessite quand même un calibrage manuel. Un graphique de comparaison des mesures manuelles et automatiques permet d'apprécier des écarts de plus de 50mm sur une saison (non représentée), jusqu'à 10% de la valeur totale. Il faut donc garder un esprit critique sur les observations.

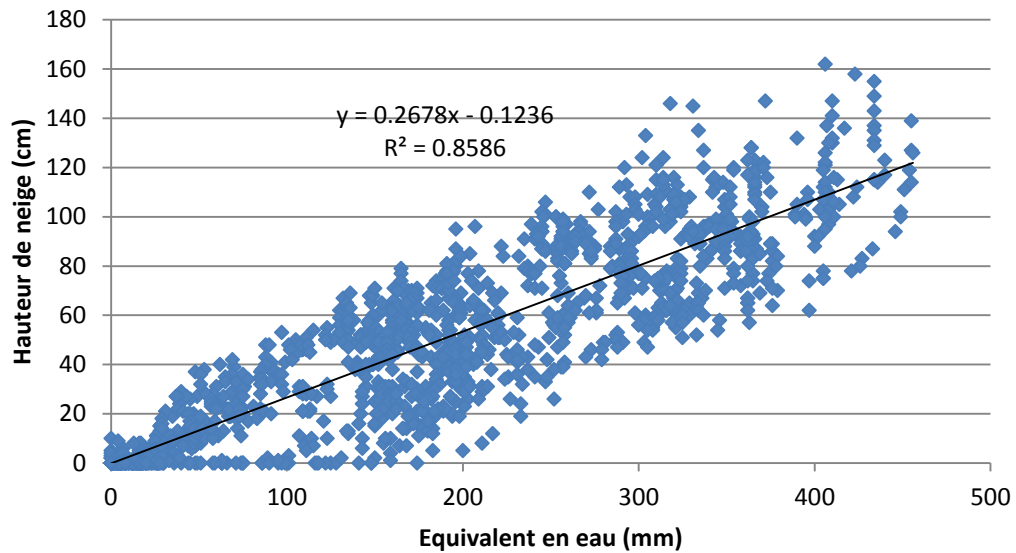


Figure 4- Hauteur de neige en fonction de l'équivalent en eau sur la période 2001-2011 au col de Porte

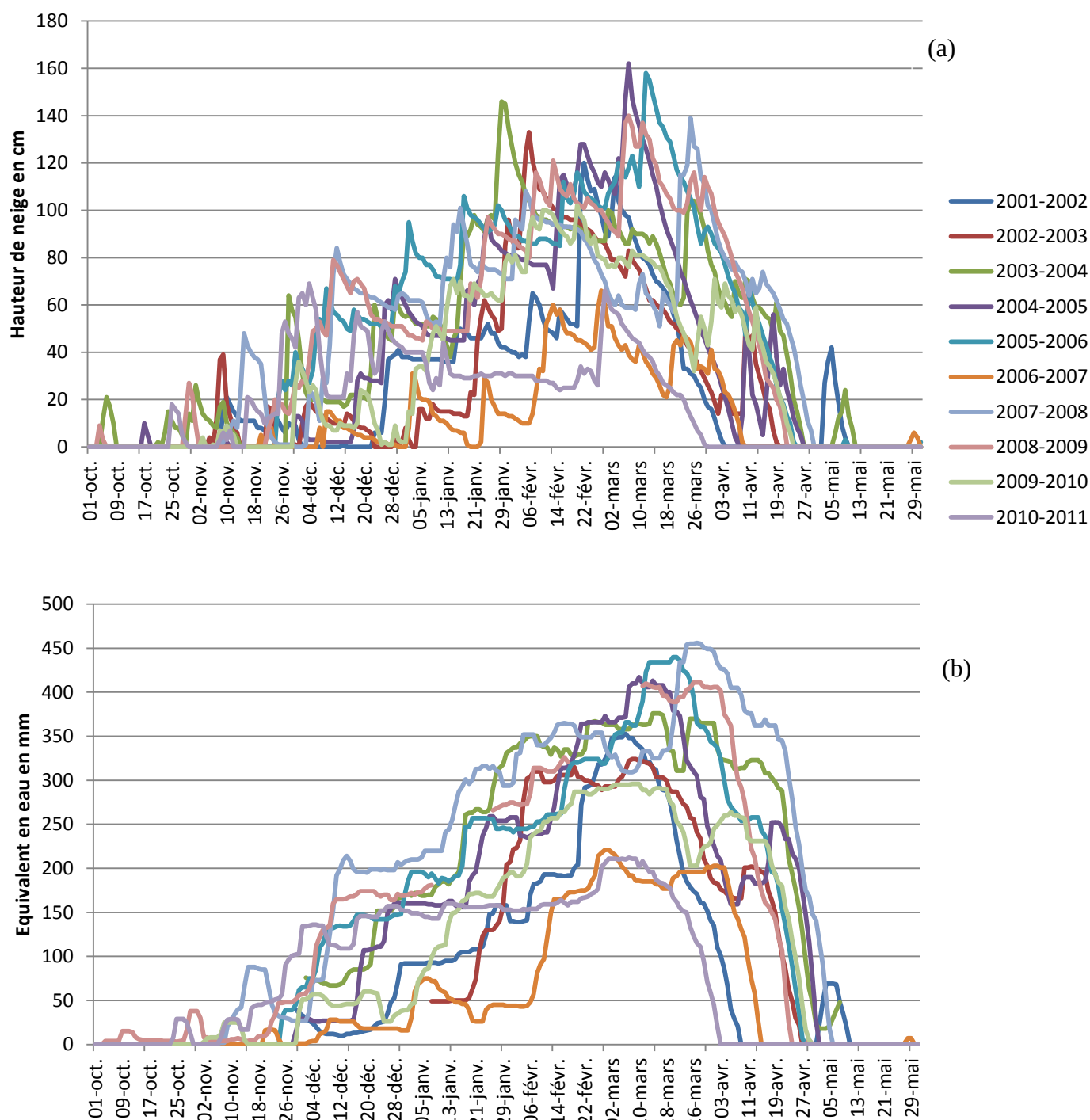


Figure 5- Evolution de la hauteur de neige (a) et de l'équivalent en eau (b) pour les saisons de 2001 à 2010 au col de Porte

1.2. Températures

L'évolution de la température au col de Porte est marquée par un fort cycle saisonnier, avec des amplitudes de températures importantes dans la saison et une variabilité interannuelle forte (Figure 6). Au plus froid de l'hiver, les minimales journalières ne dépassent pas les -15°C , ce qui est déjà conséquent compte tenu de

l'altitude (1300m), et peuvent donc occasionner un fort regel du manteau lors de ces vagues de froid. Considérant les températures moyennes journalières (Figure 6), l'occurrence de températures froides prolongées se situe entre le 1^{er} décembre et le 1^{er} mars. En dehors de cette période, seule la variabilité journalière entre le jour et la nuit peut occasionner de fortes amplitudes thermiques de la température de l'air.

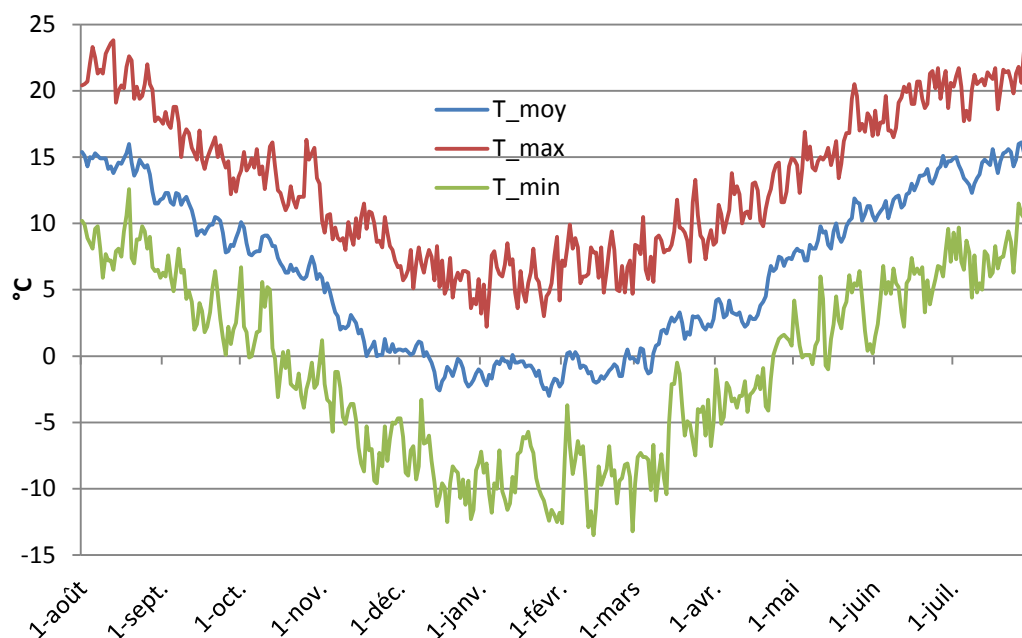


Figure 6- Evolution de la température journalière au col de Porte en moyenne, maximum et minimum interannuels pour la période 1993-2011.

1.3. Rayonnement

Nombreux sont les auteurs qui ont cherché à introduire le rayonnement dans les modèles de fonte (Martinec, 1989, Hock, 2003, Pellicciotti, 2005 – cf. Introduction) pour traduire son influence sur la fonte de la neige. Pour s'en convaincre, il suffit d'observer en montagne deux faces aux expositions bien différentes. Celle dont le rayonnement est

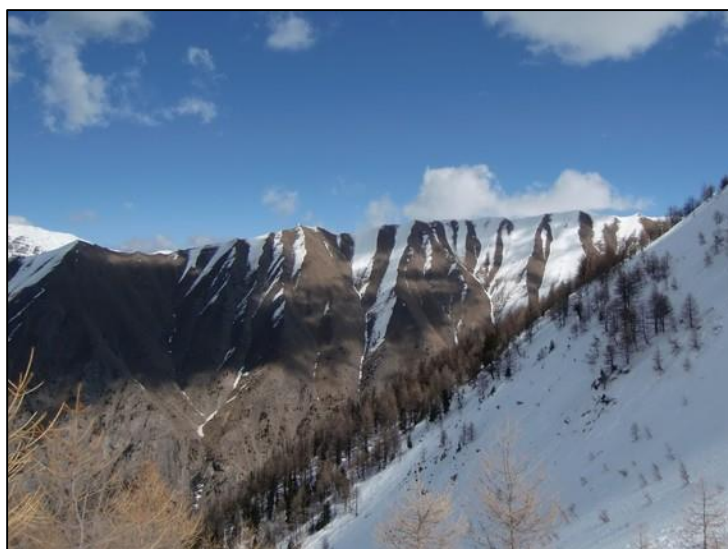


Figure 7- Vue sur le Ratel et le Pic Haut (Le Grand Vallon – Les Orres, Hautes Alpes) où l'enneigement est présent dans les facettes Ouest, alors qu'il a disparu au Sud (20 mars 2011).

le plus fort correspond à celle où la neige disparaît le plus vite (cf. Figure 7).

Pour estimer la variabilité annuelle du rayonnement solaire, le rayonnement direct incident journalier (cumul des rayonnements horaires de courte longueur d'onde incidents en W/m^2 , ce qui donne une énergie par jour en J ou $W/m^2.j$) est calculé sur les 18 ans de données en moyenne interannuelle. Cela donne une courbe très bruitée, témoignant à la fois de la variabilité saisonnière du signal de rayonnement mais aussi de sa variabilité journalière (Figure 8).

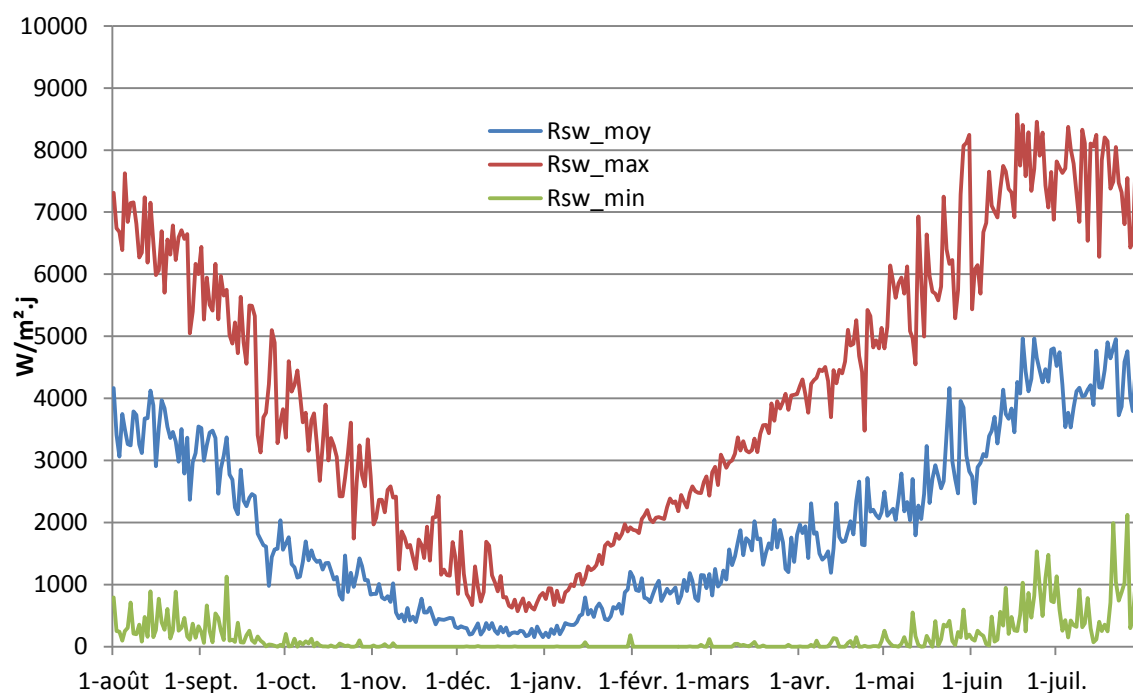


Figure 8- Evolution du rayonnement solaire direct incident (R_{sw}) au col de Porte en moyenne interannuelle sur 18 ans (1993-2011)

Si l'on compare la courbe de rayonnement saisonnier (Figure 8) à celle de température (Figure 6), on remarque une corrélation entre les deux signaux, avec un minimum en hiver et un maximum en été. Ceci atteste en partie le fait que la température est grandement influencée par le rayonnement direct courte longueur d'onde. L'évolution sinusoïdale du signal saisonnier est une voie intéressante pour l'utilisation d'un coefficient de fonte variable dans la saison sans pour autant utiliser la variable rayonnement.

1.4. Précipitations et lysimètres

L'évolution de la précipitation liquide et solide dans la saison est tout comme l'enneigement, les températures et le rayonnement, soumise à beaucoup de variabilité (Figure 9). On remarque bien sur le graphique une diminution des précipitations liquides en période hivernale (Figure 9 a), au profit de précipitations solides (Figure 9 b). Les précipitations solides ont une occurrence de novembre à mai, avec quelques cas en

octobre et juin. Cela confirme alors l'établissement d'un manteau saisonnier et les graphiques d'évolution de l'équivalent en eau et de hauteur de neige (Figure 4).

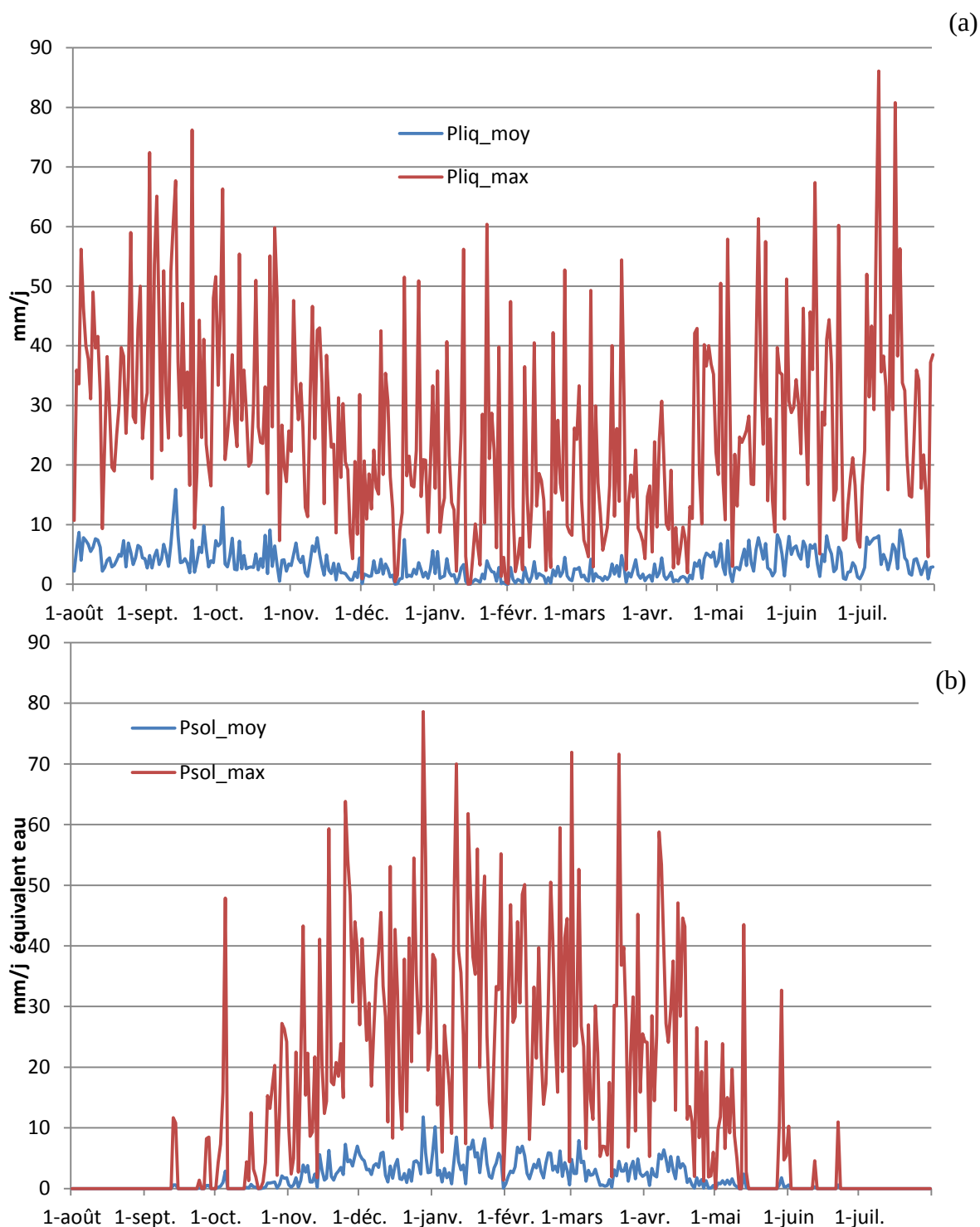


Figure 9- Evolution de la précipitation liquide (a) et solide (b) journalière au col de Porte en moyenne et maximum interannuels pour la période 1993-2011. Le minimum a une valeur nulle de précipitations liquides ou solides.

Concernant les valeurs en eau au lysimètre (disponibles d'octobre à juin – amplitude maximum de présence du manteau hivernal au col), elles sont globalement stables sur le début de la période hivernale, en moyenne autour de 5mm/j (Figure 10), et augmentent

significativement à partir du 1^{er} mars autour de 10 à 15mm/j. Cette nette augmentation est conjointe avec celle du rayonnement solaire, qui amène le manteau neigeux vers l'isotherme 0°C, le rendant plus sensible à la fonte (il n'y a plus de stock de froid qui puisse retarder la fonte, ou alors minoritaire). Les maxima sont aussi très forts, en moyenne autour de 30mm/j, ce qui correspond à une période de fusion intense.

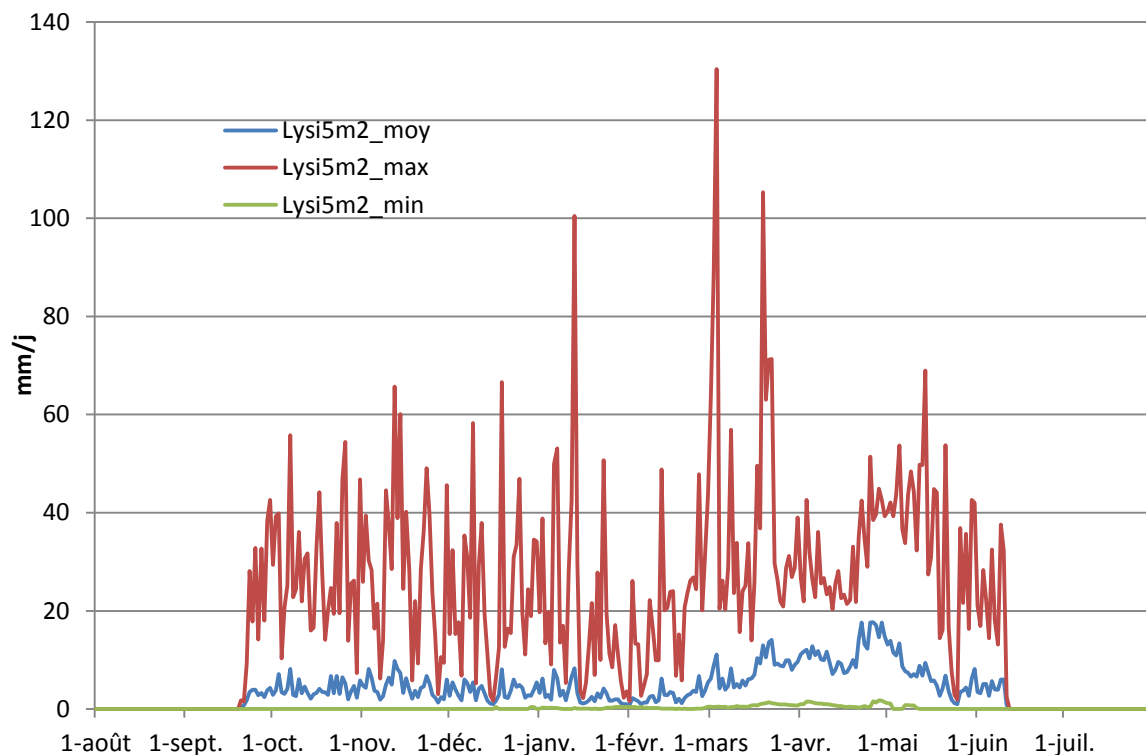


Figure 10- Evolution des valeurs en eau journalières au lysimètre 5m² au col de Porte en moyenne, maximum et minimum interannuels pour la période 1993-2011.

1.5. Bilan en eau en période d'accumulation et période de fonte

Le cumul sur la saison d'enneigement des précipitations liquides, solides et de la lame d'eau aux lysimètres de 5m² permet de faire un bilan en eau au col de Porte. Reprenant la comparaison effectuée par A. Poggi (1964) sur la période 1960-1963, un tableau des entrants et sortants en période d'accumulation et de fonte est effectué. Ce travail est grandement facilité par la mesure NRC d'équivalent en eau journalier. On distingue alors dans le bilan des écoulements la période d'accumulation, définie comme la période comprise entre le début d'enneigement (suivi par le NRC) et le pic d'équivalent en eau, et la période de fonte celle située entre le pic d'équivalent en eau et la disparition du manteau (suivie par le NRC). Sur les saisons 2001 à 2011, des valeurs lysimétriques élevées avec des valeurs de précipitations faibles se confirment en période de fusion (Tableau 2). En phase d'accumulation, on constate cependant des valeurs élevées de précipitations (principalement solides) mais aussi des valeurs élevées au lysimètre, largement supérieures aux valeurs de précipitations liquides. Ceci signifie donc que la fonte n'est pas négligeable au col de Porte en période d'accumulation, ce qui peut avoir des conséquences sur la modélisation de la fusion nivale. En ce qui concerne le lysimètre, compte tenu de sa plus grande surface de captation et de son volume recueilli moins sujet à discussion (par exemple la saison 2007-2008 - non mentionné pour le lysimètre 1m²), le lysimètre de 5m² a une confiance accordée plus grande dans cette étude, d'où son utilisation privilégiée.

		2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005	2005-2006
Période d'accumulation	Pliquide	113,9	296,6	216,4	131,4	60,4
	Psolide	331,3	457,5	324,1	324,3	444,2
	Lysimètre 5m ²	344,5	645,3	444,2	267,7	218,8
Période de fusion	Pliquide	155,3	26,7	36,2	98,7	33,3
	Psolide	50,9	81,6	128,9	139	35,8
	Lysimètre 5m ²	728,1	365,5	527	529,2	588,4
Equivalent en eau en fin d'accumulation		346	320	372	408	435

		2006-2007	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011
Période d'accumulation	Pliquide	139,2	166	62,1	167,3	67,1
	Psolide	251,9	562,7	448,6	367,6	272,4
	Lysimètre 5m ²	387,8	495	151,4	380,2	242,4
Période de fusion	Pliquide	135	66,3	39,2	77,3	73,5
	Psolide	95,9	51,7	11,5	137,8	2
	Lysimètre 5m ²	655,8	402,2	386,9	502,9	231,2
Equivalent en eau en fin d'accumulation		213	449	407	295	210

Tableau 2- Volumes entrants et sortants en mm pour les périodes d'accumulation et de fonte de différentes saisons d'enneigement du col de Porte, ainsi que la valeur du pic d'équivalent en eau.

Ces données permettent d'apprécier la variabilité des saisons de fonte en fonction des volumes d'eau recueillis. On remarquera que le bilan n'est souvent pas bouclé. Par exemple, l'année 2001-2002 en période de fusion (Tableau 2) affiche un volume de précipitations entrantes de 206mm, avec un équivalent en eau maximum de 346mm. Le volume recueilli en fin de période de fusion, si les mesures de précipitations et d'équivalent en eau sont justes, devrait donc être de 552mm. Or le lysimètre affiche 728mm recueilli sur la même période. On peut supposer dans ce cas un défaut de captation au niveau des pluviomètres, ou alors une accumulation de neige par le vent au droit du lysimètre. Pour d'autres années, ce peut être le lysimètre qui sous-estime les volumes, à cause de l'écoulement qui n'est pas unidimensionnel dans le manteau ou bien des erreurs de mesure. Il faut noter que l'évaporation ne peut expliquer ces différences, cette dernière étant très faible au col de Porte (quelques mm/an) et généralement sur des surfaces enneigées (le phénomène de condensation étant celui qui se produit la majeure partie du temps (à la surface du manteau), l'évaporation ne pouvant avoir lieu que lorsque l'air ambiant est plus froid que la surface du manteau).

Outre les problèmes de mesures et de bilan en eau, il convient aussi de préciser qu'une fois la période de fonte bien établie, celle-ci s'accélère du fait de la diminution de l'albédo due notamment à l'apparition de poussières dans le névé précipitées tout au long de l'hiver. En fin de période de fonte, lorsque le manteau est isotherme à 0°C et que l'albédo est faible (autour de 0,5-0,6), le manteau disparaît généralement en 1 ou 2 semaines maximum (certains auteurs parlent de mûrissement du manteau (Valéry et al. 2010)). C'est cette période qui va correspondre à des déstockages massifs d'eau de fonte, et qu'il est souvent difficile d'appréhender avec un modèle de fonte.



Figure 11- Lysimètre 5 m² (à gauche) et 1m² (à droite, avec jupe) sur le site d'études du CEN au col de Porte (photo prise le 6 décembre 2011).

2. Etude des données disponibles au col de Porte

La présentation des données utilisées dans cette étude ayant été faite précédemment, on s'attache dans cette partie à en étudier certaines en détails en vue de la modélisation de la fonte nivale.

2.1. Critique des données lysimétriques

Au cours de l'utilisation des données lysimétriques sur la période d'enneigement (octobre à mai au Col de Porte au plus étendu), il est apparu d'abord dans les bilans en eau des incohérences, dues à l'incapacité à boucler le bilan. Ensuite, en regardant les données en détail, un certain nombre de pas de temps (horaire et/ou journalier) fournissaient des données aberrantes. Par exemple, en l'absence de précipitations liquides ou neigeuses, des valeurs lysimétriques journalières dépassant les 50mm/j sont peu probables. En période de fonte maximale, il est difficile de voir le manteau neigeux constitué sur plusieurs mois (et donc dense) perdre plus de 20 ou 30 mm équivalent eau par jour (A. Poggi donne en 1963-64 des valeurs de référence de débit maximal de fusion de l'ordre de 6mm/h, sur quelques heures de la journée seulement). Pour certains pas de temps, la précipitation liquide est en cause, et donc ces pas de temps ne sont pas écartées (percolation et transfert « naturel » dans le manteau). Pour d'autres, les valeurs sont simplement erronées ou non représentatives de la fonte « réelle ». Sans vouloir être exhaustif, voici quelques raisons d'erreurs :

- Erreurs de mesure sur la balance électronique
- Drainage du sol vers le lysimètre
- Transfert latéral suivant une couche de regel par exemple (le site du col de Porte n'est pas tout à fait plat – cf. Figure 12 d'exemple de transfert)
- Accumulation de neige par le vent au-dessus du lysimètre



Figure 12- Photo extraite de la thèse de R. Jordan, 1978, montrant l'évolution de la propagation d'un colorant dans la neige le 2 juillet 1976 sur un petit bassin en Colombie Britannique, 2h30 après son injection. Le trait noir correspond au manche d'une pelle et indique la verticale.

Si la mesure aux lysimètres était parfaite, les données observées seraient strictement identiques. Or ce n'est pas le cas, et en plus les deux lysimètres ne sont pas de même taille : l'un mesure 5m², l'autre 1m². On voit d'ores et déjà qu'en situation défavorable de pluie sur neige, le phénomène est identique à celui inhérent à la mesure pluviométrique, la surface de captation n'étant pas la même, la valeur sera sensiblement différente. Il n'est donc pas envisageable d'utiliser les données brutes pour la modélisation de la fonte.

Afin de sélectionner les pas de temps avec des valeurs aberrantes qui pourraient fausser les résultats ultérieurs, une méthodologie consistant en la comparaison **journalière** de 3 données distinctes a été effectuée :

- Lysimètre 5m²
- Lysimètre 1m²
- Différence d'équivalent en eau au NRC entre 2 journées successives

On notera qu'A. Poggi (1964) utilise aussi une comparaison entre les lysimètres et le nivomètre d'EDF, à l'époque un nivomètre à rayonnement gamma.

Pour pallier le « bruit » du NRC, le signal est lissé avec une moyenne mobile sur 7 jours, en moyennant chaque donnée journalière en fonction des 3 pas de temps précédents et suivants la valeur.

Pour comparer les données lysimétriques au NRC, on doit réaliser un bilan entrée-sortie sur le manteau neigeux. Ce bilan est grandement facilité puisqu'on dispose des précipitations liquides et solides de manière distinctes (grâce aux pluviomètres chauffants et non chauffants, et la critique des données faite par le CEN). Ainsi la variation d'équivalent en eau d'un pas de temps à l'autre en fonction des données mesurées vaut :

$$\Delta EE(t) = Entrant - Sortant = P_{sol} + P_{liq} - Lysimètre$$

Cette valeur est ensuite comparée à la différence d'équivalent en eau du NRC (valeurs lissées sur 7 jours) sur 2 jours, calculée comme suit :

$$\Delta EE_{NRC}(t) = EE_{NRC}(t) - EE_{NRC}(t - 1)$$

Si la différence $\Delta EE_{NRC}(t)$ est positive, cela traduit un apport de masse au manteau (une précipitation neigeuse ou une densification du manteau par apport d'eau liquide). Si la différence est négative, cela traduit de la perte de masse du manteau (fonte, sublimation, transport par le vent). Notons que cette différence $\Delta EE_{NRC}(t)$ est établie sur la base des valeurs de NRC lissées. Cela peut induire une différence de comparaison entre $\Delta EE_{NRC}(t)$ et $\Delta EE(t)$ (mineure dans ce cas) car $\Delta EE_{NRC}(t)$ tient compte d'une information à l'échelle de 7 jours alors qu'elle n'est que journalière pour $\Delta EE(t)$.

La comparaison est établie pour chaque hiver, sur la période d'octobre à mai. Cette comparaison se fait alors sur trois niveaux :

- 1/ comparaison entre les deux lysimètres
- 2/ comparaison entre le lysimètre 5m² et le NRC
- 3/ comparaison entre le lysimètre 1m² et le NRC

Pour le niveau 1/, on calcule la différence entre les valeurs lysimétriques à chaque pas de temps ; pour le niveau 2/ et 3/, ce sont les différences entre les variations d'équivalent en eau au NRC et le bilan entrée – sortie du manteau avec chacun des lysimètres qui sont calculées. Ainsi pour chaque saison, le calcul de la moyenne et de l'écart-type des différences pour chaque niveau est réalisé, ce qui permet d'obtenir une variable centrée réduite de moyenne nulle et d'écart-type 1. Après vérification, le signal suit une distribution normale, ce qui permet d'utiliser la table de la loi normale (exemple Figure 13 avec les données d'observation de l'hiver 2006-2007). Cette dernière donne ainsi l'intervalle de confiance en fonction de la valeur de la variable centrée réduite. On choisit raisonnablement un intervalle de confiance à 95% ($u=1,65$). Ainsi toutes les valeurs centrées réduites supérieures à 1,65 ou inférieures à -1,65 sont considérées comme écartées par rapport à la confiance que l'on octroie au signal.

Pour chaque date, chaque niveau indique si la date est retenue ou non au vue de l'intervalle de confiance à 95%. Cela permet d'écarter le maximum d'erreurs possibles, en identifiant quelle observation est a priori la plus écartée des deux autres. Bien évidemment, certaines dates ont des valeurs manquantes (1, 2 ou 3), ce qui ne permet pas d'évaluer chaque pas de temps en fonction des 3 niveaux.

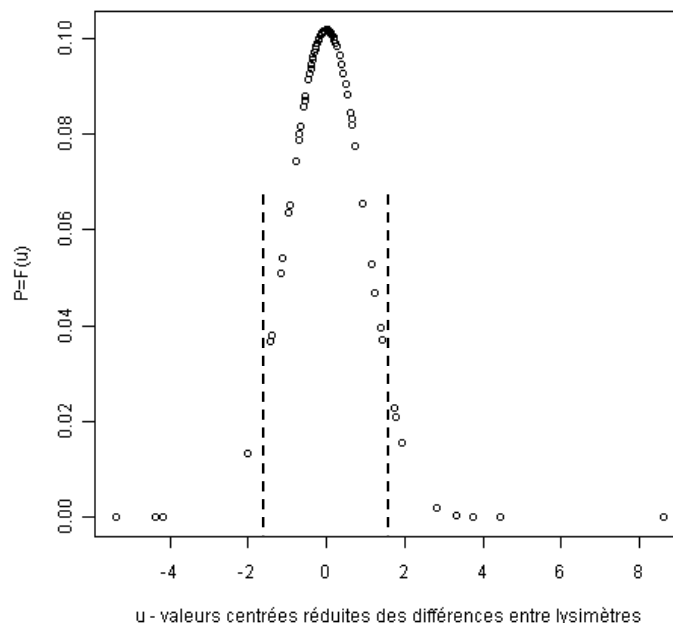


Figure 13- Distribution de probabilité des valeurs centrées réduites des différences entre les deux lysimètres pour l'hiver 2006-2007, avec intervalle de confiance à 95% ($|u|=1,65$)

Aussi procède-t-on par hiérarchisation en donnant la priorité au premier niveau, puis une priorité égale aux deux niveaux suivants. Dans tous les cas, on essaie de garder la valeur du lysimètre $5m^2$ plutôt que celle du lysimètre $1m^2$, vu les données du tableau de statistiques du bilan en eau (la confiance octroyée au lysimètre plus grand étant plus importante).

Par exemple, si l'on dispose des deux valeurs aux lysimètres, et qu'elles permettent de valider la valeur du lysimètre $5m^2$, la valeur lysimétrique de référence du

pas de temps sera la valeur du lysimètre 5m². Si le premier niveau ne permet pas de juger (1 des 2 valeurs lysimètres manquantes, ou divergence des deux appareils), on passe aux niveaux suivants. On garde alors comme valeur lysimétrique de référence celle qui est en accord avec le NRC. Si la donnée NRC est indisponible, on conserve la valeur lysimétrique qui est disponible (5m² ou 1m²) dans le cas où une des 2 valeurs est manquante, sinon on considère que la valeur lysimétrique de référence n'est pas disponible (le pas de temps est écarté). Dans certains cas (notamment avant 2001- pas de NRC - et en l'absence d'une des 2 valeurs lysimétriques), les données conservées peuvent s'avérer aberrantes. Mais il n'est pas possible de les critiquer par comparaison, seul un critère seuil permettrait de les écarter. Par exemple, la période du 28 février 1994 au 5 mars 1994 où seul le lysimètre 1m² est disponible, donne 2 valeurs lysimétriques supérieures à 100mm/j. Bien heureusement, ces cas de figure ne sont que très peu nombreux dans toute la chronique disponible (Tableau 3).

Cela nous permet d'obtenir les statistiques suivantes sur la période 1993-2011, où les données NRC ne démarrent qu'à partir de l'hiver 2001-2002. La période de critique des données s'étale d'octobre à mai, soit 4378 journées.

	Nombre de pas de temps
Période 1993-2011	6573
Période hivernale 1993-2011	4378
Nombre de journées critiquées	4378
Nombre de journées sans EE (en hiver sur 1993-2011)	2160
Nombre de journées avec 1 des 2 lysimètres manquant	750
Nombre de journées utilisant le lysimètre 1m ²	204
Nombre de journées écartées	246
Nombre de journées avec Lysimètre réf. >40mm/j	55
Nombre de journées avec Lysimètre réf. >40mm/j et pluie liquide >5mm/j	36
Nombre de journées avec Lysimètre réf. >60mm/j	9

Tableau 3- Statistiques sur les données lysimétriques critiquées sur la période 1993-2011

Conclusion : On obtient donc une chronique hivernale de 4378 pas de temps pour lesquels on a écarté 246 journées, ce qui laisse 4132 journées disponibles. L'utilisation du lysimètre 1m² est limitée à 200 journées sur les 4132 disponibles et critiquées. On peut encore filtrer les 55 journées exceptionnelles pour être sûr de la qualité de la chronique critiquée.

2.2. Mise en évidence expérimentale d'une fonte basale F_b

La conduction à la base du manteau (cf. Figure 1) est responsable de la fusion du manteau quel que soit les conditions météorologiques. Ce terme est bien souvent ajouté dans les modèles hydrologiques avec un module neige pour soutenir la fonte en période hivernale et mieux reproduire les débits et les volumes écoulés (e.g. Lafaysse et al (2011) considère 0,6mm/j sur la Durance à Embrun). Aussi il est intéressant ici de venir estimer sa valeur, les observations le permettant. On sélectionne donc les journées pour lesquelles on espère n'avoir que de la fonte basale, c'est-à-dire de la fonte due au flux géothermique. Ainsi ne sont retenues que les journées où les 24 valeurs de températures horaires sont négatives, où il n'y a pas de précipitations liquides et une hauteur de neige au sol supérieure à 20cm, pour les mois de décembre à février. Cela permet de retenir un échantillon de 504 journées sur la période 1993-2011. Les distributions de valeurs de fonte basale sont mentionnées en Figure 14. La valeur moyenne de fonte basale sur cette période est de 1,1mm/j, la valeur médiane 0,9mm/j. Il réside quelques valeurs extrêmes (**Tableau 4**), que nous ne saurions expliquer que par des erreurs de mesures, ou par de la percolation dans le manteau les jours précédents.

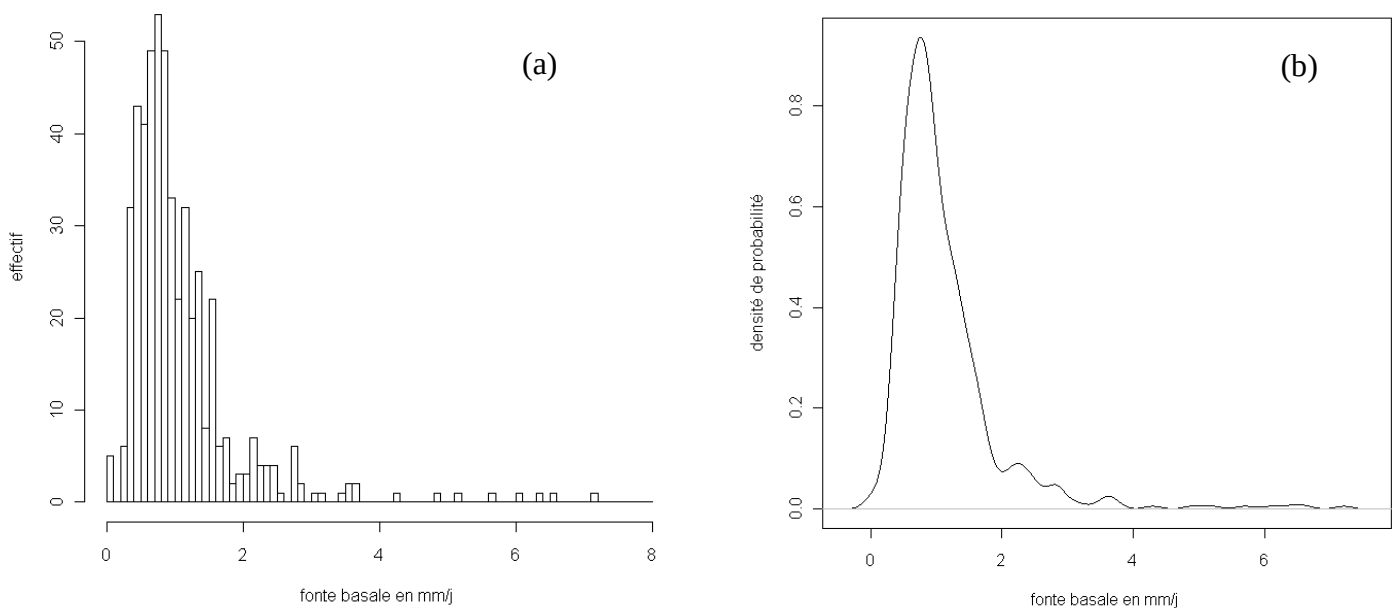


Figure 14- Fonte basale au col de Porte pour un échantillon de journées hivernales avec températures horaires négatives – histogramme des valeurs aux lysimètres parmi les 504 journées de l'échantillon (a) et densité de probabilité de ces valeurs (b).

L'analyse d'une journée du **Tableau 4**, le 24 janvier 1995, a été faite pour comprendre les valeurs importantes. Les températures du 23 janvier 1995 sont bien positives, associées à une précipitation liquide (pas de neige) toute la journée jusqu'à 22h. Arrive ensuite une masse d'air froid, puisque les températures de l'air deviennent franchement négatives, comme la température de surface, avec l'absence de précipitations liquides mais de la neige en début de nuit (11,3mm e.e.). Les températures dans le manteau à différentes profondeurs n'évoluent pas entre les 2 jours

date	P _{liq} _mm,j	P _{sol} _mm,j	Lysi_mm,j	Tmoy_air	DJP/24h_°C	Tsurf_°C	Hneige_cm	Crocus_mm/j
19940129	0	0	6,4	-4,9	0	-11,6	97	1
19940206	0	0,1	3,6	-1	0	-1,6	89	0
19950124	0	11,3	7,2	-1,8	0	-3,8	88	4,8
19950222	0	11,8	3,7	-1,4	0	-1,8	98	0,5
19971213	0	8	3,1	-2,2	0	-3,8	41	2,4
19990129	0	22,7	5,7	-4,4	0	-5,4	98	4,8
19991220	0	0	3,7	-7,4	0	-10,5	73	2,4
20040115	0	6,9	3,6	-4	0	-7,2	46	2,4
20040224	0	0	3,2	-8,2	0	-10,7	87	0
20071210	0	46,4	5,2	-1	0	-1	43	3,1
20080112	0	39,2	6,6	-2,7	0	-2,7	71	3,6

Tableau 4- Quelques valeurs "extrêmes" au lysimètre pour des périodes à priori sans fonte au col de Porte

et restent nulles, indiquant un manteau isotherme sauf en surface. La fonte se poursuit dans la journée du 24, avec des valeurs entre 0,2 et 0,4 mm/h, conduisant à une lame d'eau journalière recueillie de 7,2mm. C'est donc la situation de la veille, due à la précipitation liquide sur le manteau et à la fonte du manteau, qui est responsable de la valeur en eau au lysimètre du lendemain.

2.3. Calcul du stock de froid du manteau neigeux

Bref rappel historique

Le calcul de transfert de la chaleur dans le manteau a été initié dans les années 1960-1970 pour calculer le profil vertical de température dans le manteau (Poggi, 1964, Obled et Rosse, 1975). Ce sont là les premiers calculs mathématiques d'équation de diffusion dans le manteau, pour tenir compte de son évolution dans le temps. N'ayant pas toutes les données disponibles pour effectuer ce calcul, Anderson (1973, 2006) s'est plutôt orienté vers un calcul plus conceptuel, en utilisant uniquement la température de surface et de l'air pour déterminer la pénétration du froid dans le manteau. C'est ainsi qu'en 1973 naît la modélisation conceptuelle du stock de froid du manteau.

La formidable opportunité d'avoir des données de température dans le manteau à différentes profondeurs au col de Porte a permis d'intégrer mathématiquement le profil de température pour calculer l'énergie disponible dans le manteau, convertie alors en stock de froid en mm d'eau.

A quoi correspond ce stock de froid ?

Le stock de froid correspond à la quantité d'énergie que le manteau peut accumuler sous forme de chaleur massique, et qui lui permet de descendre à des températures bien inférieures à 0°C. Pour comprendre l'évolution du froid dans le manteau, prenons un exemple avec les données du col de Porte. Une longue période de froid a sévi sur le site d'étude durant le mois de février 2008 (**Figure 16**). Pour ce mois

en question, il n'y a pas eu de précipitations (entre le 9 et le 23 février), ni de fonte (sauf basale, inférieure à 1mm/j). Les valeurs de température de surface supérieures à 0°C indiquent que le capteur est mis à rude épreuve et qu'il a tendance à chauffer. On en retire deux constats : l'un sur l'évolution de la température dans la neige, l'autre sur l'évolution des températures de l'air et de surface.



Figure 15- Vue en contre plongée du dispositif de mesure de la température dans la neige. Les disques sont répartis de chaque côté du mât et coulisent le long d'un fil qui permet de connaître la profondeur d'enfouissement du disque (on voit le numéro du disque 4 sur la photo en haut à gauche), la hauteur de neige est mesurée par un capteur ultra son avec une correction en température (entonnoir noir), la température de la neige est mesurée par un capteur infrarouge passif (non visible sur la photo), ainsi qu'un capteur laser insensible à la température mais mesurant uniquement la température en un point (capteur cylindrique blanc au centre de la photo).

Concernant la température dans la neige, D3 correspond à un disque enfoui (cf. **Figure 15**) plus profondément dans le manteau (environ 60 cm de la surface) que D4 et D5, tous deux à des profondeurs similaires (30 cm de la surface). Il en résulte pendant des périodes de ce type une pénétration du froid dans la neige atténuée, principalement à cause de la faible conductivité thermique de la neige. L'onde de froid est déphasée par rapport à la température de surface et de l'air, avec des amplitudes moins marquées. A partir du 21 février, une perturbation arrive sans doute puisque les deux signaux de température deviennent plus anarchiques, ce qui remonte à 0° l'ensemble des capteurs enfouis dans la neige : le manteau redevient isotherme. Il n'a plus de « frigories » emmagasinées.

Concernant la température de l'air et de surface, elles subissent des variations diurnes/nocturnes marquées, mais dont l'amplitude est différente. Elles sont cependant assez bien corrélées durant une grande partie de la période de froid. Pendant cette période (de ciel clair), on constate que la température de surface de la neige (qui se comporte comme un corps noir la nuit (infrarouge) et donc se refroidit très vite) est en moyenne de 10°C en dessous de la température de surface. Ce résultat était déjà

constaté par A. Poggi en 1964. Pour les journées couvertes, la température de surface reste inférieure à la température de l'air, mais les signaux ne sont plus du tout corrélés, comme en témoigne les journées après le 21 février.

Aussi il paraît difficile, après ces quelques lignes de commentaire sur l'évolution du froid dans le manteau, de vouloir calculer un stock de froid uniquement sur la température de l'air. La température de surface pourrait être un bon candidat, puisqu'elle contrôle la conduction dans le manteau en imposant sa valeur à l'interface air/neige (condition aux limites), l'autre condition étant imposée par la température du sol dépendante du flux géothermique. Le problème de la température de surface est qu'elle est difficilement mesurable, et encore plus difficilement accessible sur un bassin versant du fait de l'hétérogénéité des surfaces (cailloux, forêts par exemple), même avec des produits de télédétection actuels qui nécessitent beaucoup de corrections

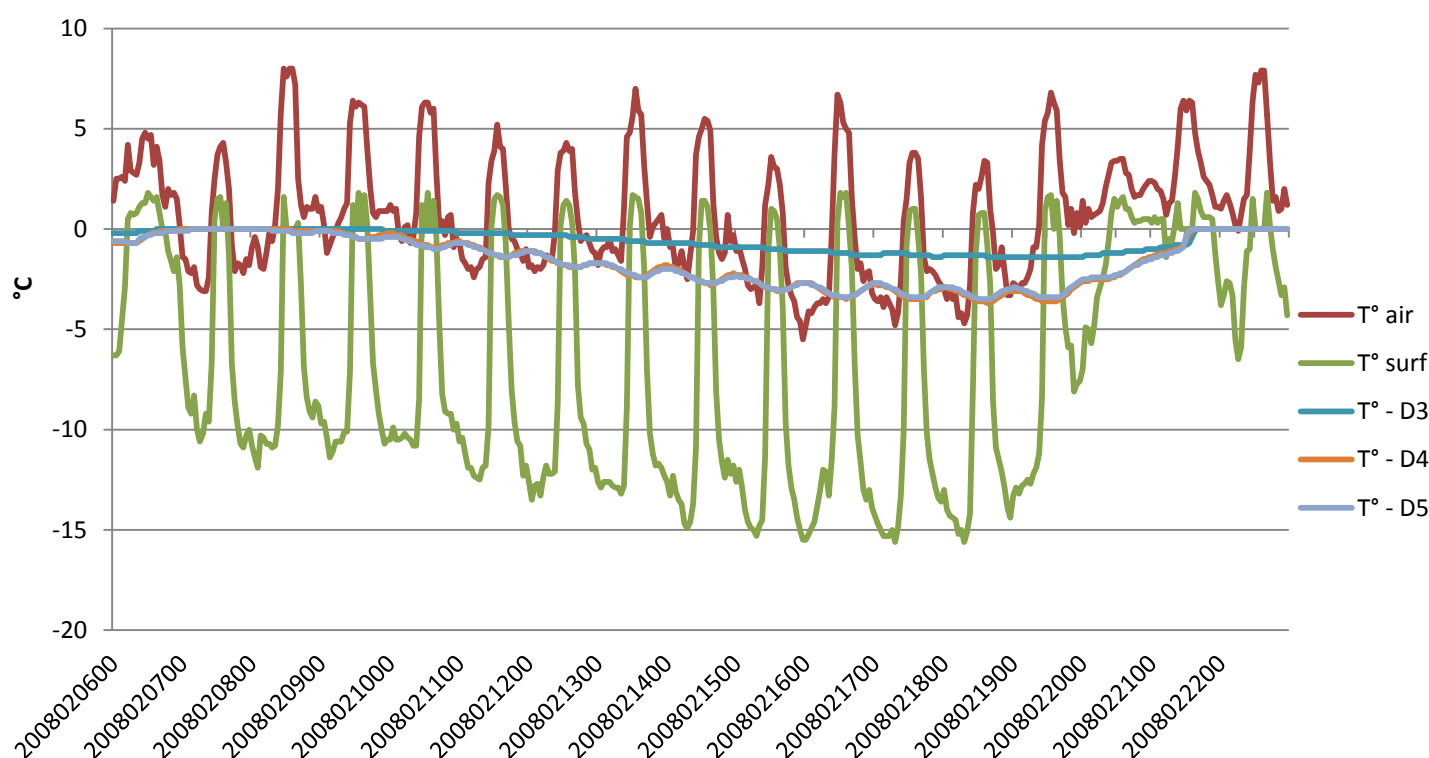


Figure 16- Evolution des températures horaires de l'air, de surface de la neige et en profondeur dans la neige pour le mois de février 2008 au col de Porte. La hauteur de neige durant cette période évolue peu et se situe autour d'1 mètre.

atmosphériques.

Méthode de calcul du stock de froid au col de Porte

Les données du col de Porte permettent de calculer en horaire l'énergie du manteau en $\text{J.kg}^{-1}.\text{m}$ (sur un profil vertical). En journalier, cela représente 913 journées sur les 4378 disponibles. Le calcul, effectué en horaire, puis moyenné en journalier, consiste à intégrer sur l'épaisseur du manteau le profil de température, à partir des données de température de sol, de surface et dans la neige. La méthode utilisée est la méthode des trapèzes, qui permet une bonne approximation de la courbe de

température dans le manteau (Figure 17). Précisons que ces valeurs de températures fournies correspondent à la température du manteau, c'est-à-dire un mélange d'eau liquide, de glace et d'air. Il s'en suit une inertie thermique différente de celle que peut avoir un matériau homogène, comme la glace. Le calcul effectué ici ne prend pas en compte cette inertie, et considère le milieu homogène, dont la capacité thermique (ou calorifique) est celle de la glace ($c_p = 2060 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Les valeurs de températures de disques comprises entre 0 et 1°C, que l'eau de fonte à 0°C ne peut expliquer, sont systématiquement mises à 0°C. Les disques à moins de 10 cm de la surface sont éliminés. Les équivalents en eau et hauteurs de neige automatiques ne sont continus qu'après 2001: beaucoup de données semblent erronées dans les valeurs automatiques (par exemple 15cm de neige et 100mm.e.e). N'ayant pas effectué une critique de toutes les valeurs, on applique un seuil sur la hauteur de neige (20cm) pour être sûr de s'éloigner du début ou de la fin de saison, période de faible enneigement qui peut poser problème dans le calcul. Notons quand bien même que les mesures effectuées à l'aide des disques restent des mesures délicates, imparfaites même dans les conditions optimales de celles du col de Porte.

N'ayant pas de données de température à la base du manteau, la température à la base du sol est prise égale à la température dans le sol à 10cm. Des mesures (Poggi, 1964) indiquent que la température à la base du manteau est quasiment constante et proche de 0°C. La température dans le sol est de toute façon supérieure ou égale à 0°C, car la neige joue son rôle d'écran isolant et le flux de chaleur du sol maintient un gradient de température quasi constant. Le calcul de l'énergie E_m ($\text{J.kg}^{-1}.\text{m}$) nécessite la capacité thermique massique (de la glace) c_p en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ainsi que la température (en Kelvin) en fonction de la profondeur h (en mètre) :

Le calcul de l'énergie E_v (J.m^{-2}) fait intervenir la masse volumique du manteau. Bien évidemment, la masse volumique de chaque couche n'est pas une donnée disponible. On

$$E_m = c_p \int_0^H T(h).dh \quad \text{Équation 8}$$

approche donc le calcul en utilisant une masse volumique journalière globale ρ_{neige} (kg.m^{-3}), égale à :

$$\rho_{neige} = \rho_{eau} \cdot \frac{\text{Equivalent en eau de la neige}}{\text{hauteur de neige}} \quad (USI)$$

On peut donc sortir du calcul de l'intégrale le terme de masse volumique :

$$E_v = \rho_{neige} \cdot E_m = c_p \int_0^H \rho_{neige} T(h).dh \approx c_p \cdot \rho_{neige} \int_0^H T(h).dh \quad \text{Équation 9}$$

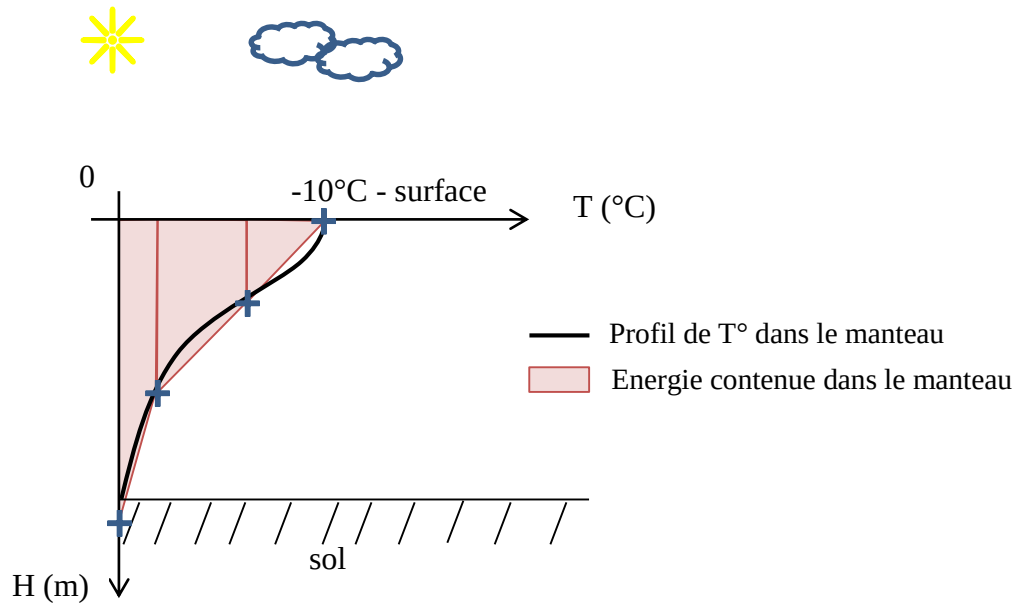


Figure 17- Représentation du profil vertical de température dans la neige, et approximation du calcul de l'énergie disponible par la méthode des trapèzes (4 mesures de température ici, soit 3 trapèzes calculés).

A partir de cette formule (Équation 9), on peut obtenir une valeur de lame d'eau liquide équivalente à la valeur d'énergie contenue dans le manteau en divisant E_v par la chaleur latente de fusion de la glace L_f :

$$SF = \frac{E_v}{L_f} \quad \text{Équation 10}$$

Avec SF le stock de froid, exprimé en kg/m^2 , soit des mm d'eau. L'évolution du stock de froid en mm d'eau correspondant à l'intégration du profil de température dans le manteau de la Figure 16 est donné par la Figure 18. Les valeurs sont bien entendu négatives car elles correspondent à l'intégration de températures négatives.

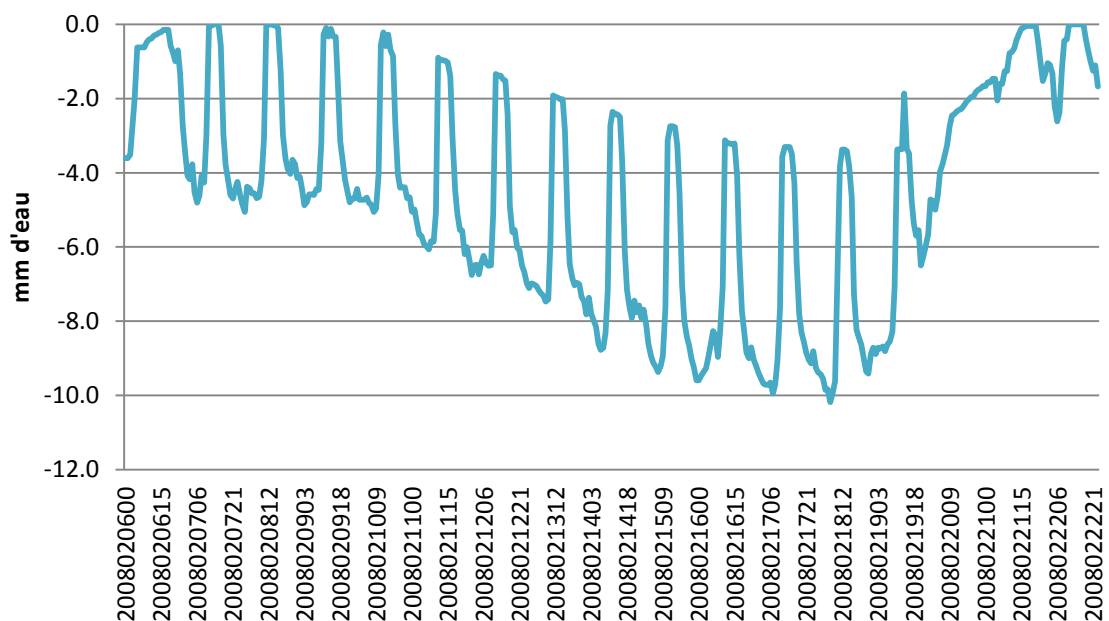


Figure 18- Evolution du stock de froid en mm pour le mois de février 2008 au col de Porte.

« Petit exemple »:

Un rapide calcul donne une idée des valeurs « normales » que l'on doit trouver pour E_v . Considérant une situation réaliste au Col de Porte, avec une épaisseur de neige de 1m, une température de surface de -10°C, une densité de 0,3, et une température à la base de 0°C (avec un profil de température linéaire dans le manteau), on obtient :

$$E_v = 2060 \cdot 300 \cdot (-10 \cdot 1) / 2 = -3090000 \text{ J/m}^2 = -3,09 \text{ MJ/m}^2$$

Sachant que la chaleur latente de fusion de la glace est de 333 kJ/kg, soit 0,33 MJ/kg, on peut regeler avec la quantité de frigories calculée ci-dessus une quantité d'eau liquide d'environ 10 kg/m² (3,09/0,33), soit une lame d'eau liquide de 10mm (la valeur est numériquement négative car c'est un terme « puits »). On peut aussi interpréter ce résultat en sens inverse, en disant qu'il faut une lame d'eau liquide de 10mm si l'on souhaite amener la totalité du manteau neigeux à l'isotherme 0°C. Cette dernière remarque ne signifie pas du tout que s'il pleut une lame d'eau de 10mm, le manteau deviendra isotherme à 0°C.

3. Modèles degré jour mis en œuvre

3.1. Formulation de base

3.1.1. Quel index de température choisir ?

Parmi les index mentionnés en introduction, et largement tous employés dans la littérature, le choix s'oriente ici vers les degrés jours positifs, qu'il est possible de calculer à partir de différentes températures (horaires, journalières, min-max).

Le fait de comptabiliser les degrés jours positifs (DJP), ce qui revient à calculer l'aire sous la courbe de température (en rouge - Figure 19), est bien différent de considérer une température moyenne journalière (T_{mj}), matérialisée par le trait horizontal noir ($0,1^{\circ}\text{C}$). Dans le cas des degrés jours positifs et de l'exemple de la Figure 19, sont comptabilisés $91,6^{\circ}\text{C}$ positifs sur les 2 jours ($24,1^{\circ}\text{C}$ le 22 mars et $65,7^{\circ}\text{C}$ le 23 mars), ce qui, ramenés à une valeur moyenne journalière donne 1°C positifs/24h et $2,8^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ respectivement. La température moyenne journalière le 22 mars est de $-1,6^{\circ}\text{C}$, le 23 mars elle vaut $1,9^{\circ}\text{C}$. Si l'on considère alors un seuil de température en dessous duquel il n'y a pas de fonte, par exemple 0°C , il n'y a pas de fonte le 22 mars en utilisant la T_{mj} alors qu'il y en a en utilisant les DJP. Le 23 mars, la valeur de fonte est sensiblement différente du fait d'une valeur d'index supérieure de près d' 1°C , mais les deux index sont positifs du fait d'une large proportion de degrés jours positifs dans la journée.

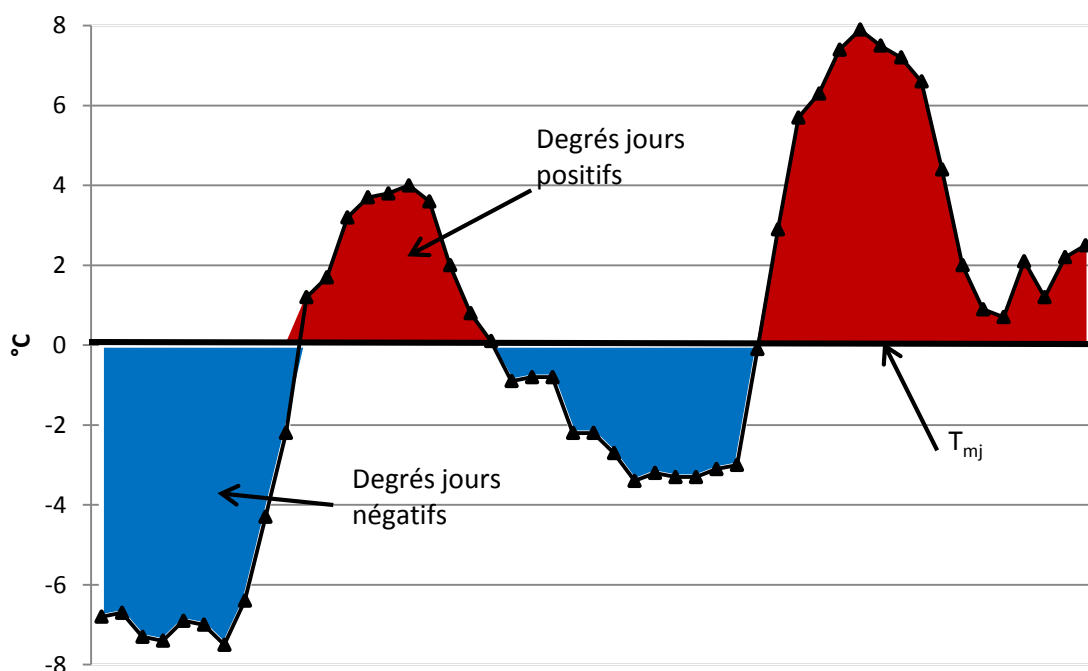


Figure 19- Evolution de la température horaire au Col de Porte entre le 22 mars 2009 0h et le 24 mars 2009 minuit.

3.1.2. Comment calculer l'index de température ?

Afin d'évaluer s'il est préférable d'utiliser la température horaire ou la température moyenne journalière dans le calcul des degrés jours positifs, il convient de préciser davantage par le calcul le graphique de la Figure 19. En effet sur cette figure, on voit clairement que la valeur de l'aire en rouge est bien supérieure à celle de l'aire comprise entre la température moyenne journalière et l'axe des abscisses. La corrélation entre les degrés jours positifs calculés à partir de valeurs horaires et moyennés sur 24 heures ou à partir de la température moyenne journalière pour les journées où cette dernière est positive ou nulle, est donc effectuée (**Figure 20**). On remarquera en effet que pour les journées où la température moyenne est négative, les DJP calculés à partir de celle-ci sont nuls. La corrélation entre les 2 calculs de DJP est excellente (R^2 à 0,99 pour une pente proche de 1 et une ordonnée à l'origine quasi nulle). Mais l'influence des degrés jours positifs horaires a surtout lieu lorsque les températures sont partagés entre des valeurs positives le jour et négatives la nuit (ou inversement mais plus rare !). La température moyenne journalière reste alors négative, alors qu'il y a quelques heures dans la journée avec des températures positives. Ces températures permettront le réchauffement du manteau en surface, induisant potentiellement de la fonte. Cette différence est bien représentée sur la **Figure 20** au niveau de l'origine, jusqu'à 4°C/24h en abscisse.

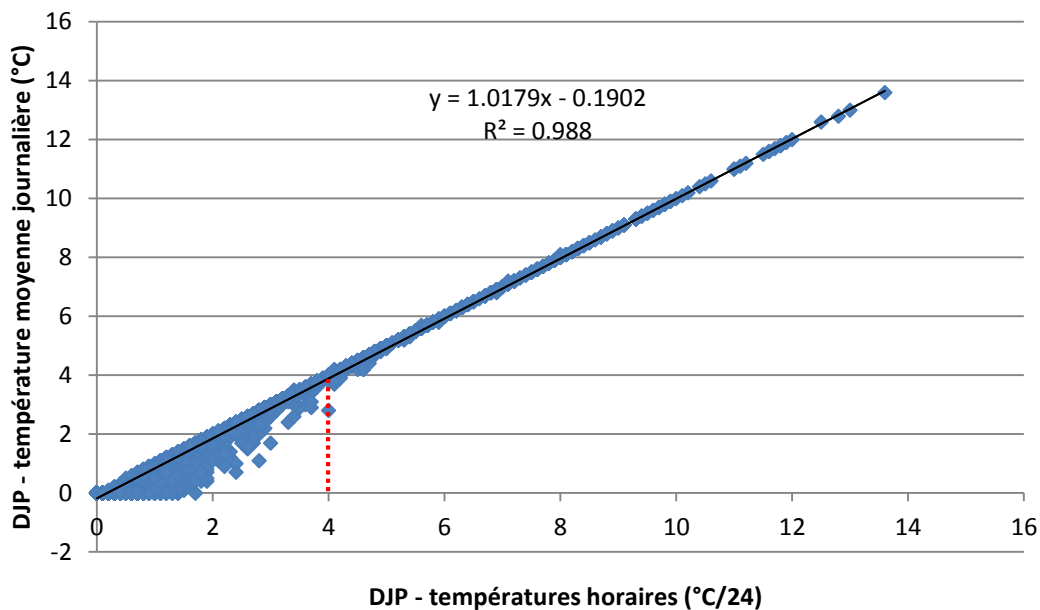


Figure 20- Corrélation entre les DJP calculés à partir de la température moyenne journalière et les DJP calculés à partir des températures horaires et moyennés sur 24 heures.

Pour préciser les différences entre les 2 calculs de DJP sur les données du col de Porte, on les calcule sur la période 1993-2011. Sur les 6574 journées disponibles, on obtient 18,6% de journées avec des différences non nulles. Ayant constaté sur la **Figure 20** que ces différences avaient lieu lorsque les DJP moyennés à partir des températures horaires étaient inférieurs à 4°C/24h, on analyse par mois les différences entre les 2

index de DJP pour les pas de temps concernés. On obtient alors la Figure 21 qui informe sur l'occurrence d'avoir un index différent en fonction du mois de l'année. Pour l'hiver, il y a jusqu'à 50% des pas de temps du mois où l'index est différent en fonction de la température que l'on utilise. Durant l'été, cette différence est bien évidemment quasi nulle puisque la température passe plus difficilement en dessous de 0°C. En mars, avril et mai, en période de fusion majoritaire, ces différences sont de l'ordre de la moitié des journées du mois, ce qui représente forcément une différence importante sur les volumes de fonte mensuels (cf. distribution des écarts cumulés - Figure 22). A titre d'exemple, pour un coefficient de fonte de 2mm/°C/j (cf. **Équation 4**), une différence de 0,5°C occasionne une différence de fonte de 1mm/j. Cumulée sur une saison de 150 jours, l'erreur commence à devenir conséquente.

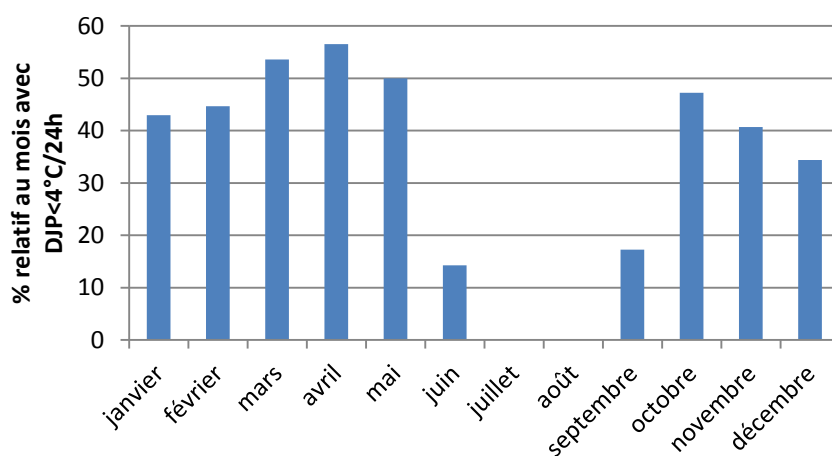


Figure 21- Pourcentage de journées par mois sur la chronique 1993-2011 avec une différence non nulle entre les DJP calculés avec les températures horaires ou la température moyenne journalière, pour des valeurs inférieures à 4°C/24h.

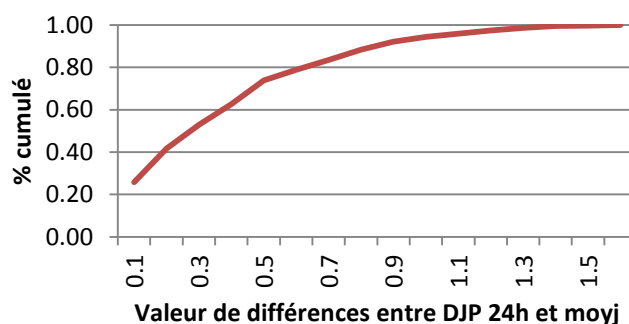


Figure 22- Distribution en pourcentage cumulés des différences entre les DJP calculés avec les températures horaires ou la température moyenne journalière

On retiendra que seuls deux cas de figure ne présentent pas de différences entre les deux index de températures :

- si la température est négative quel que soit l'heure de la journée
- si la température est positive quel que soit l'heure de la journée

Bien évidemment, la première situation a une occurrence assez faible au col de Porte (504 journées entre décembre et février sur 18 ans de données, soit un tiers des pas de

temps sur les mois les plus froids), et la deuxième se produit surtout en période estivale. Compte tenu des différences observées dans le calcul des DJP, il est plus judicieux, afin de mieux calculer la fonte répartie dans la journée, de choisir un calcul des degrés jours positifs avec des températures horaires.

3.1.3. Formulation du modèle

Les degrés jours positifs sont choisis comme meilleur index de température pour la représentation de la fonte journalière. L'étude des données du site expérimental a permis de mettre en évidence un terme de fonte basale résiduel (2.2), quel que soit la période de l'année. Ce terme, évalué en période très froide, a une valeur médiane de 0,9mm/j. Afin d'examiner sa pertinence dans un modèle de fonte degré jour, un test est effectué pour déterminer si ce paramètre a plutôt intérêt à être calé avec le modèle, ou bien fixé à partir des données du col de Porte.

Deux formulations ont donc été testées sur le jeu de données du col, entre 1993 et 2007, pour l'ensemble des journées avec une hauteur de neige de 20cm minimum au sol. Pour les journées avec de la précipitation liquide, cette précipitation est retirée à la valeur en eau du lysimètre afin de pouvoir effectivement caler un modèle de fonte (on fait donc l'hypothèse que la précipitation « traverse » le manteau). On retient les deux formulations ci-dessous :

$$\forall DJP, M = K_f \cdot \frac{DJP}{24} \quad (1)$$

$$\forall DJP, M = K_f \cdot \frac{DJP}{24} + cste \quad (2)$$

N=2177	Nash	K _f	Terme constant	valeur <i>cste</i> mm/j
(1)	0,30	1,72	non	-
(2)	0,31	1,50	calé	0,93
	0,31	1,51	fixé	0,9

Tableau 5- Résultats de calage de deux formulations degré jours au col de Porte utilisant les DJP calculés à partir de 24 valeurs horaires de température sur la période 1993-2007

Les résultats montrent que l'ajout d'une constante additive diminue la valeur du coefficient de fonte, mais le critère de Nash (cf. 4.1 - Équation 12) reste sensiblement le même (Tableau 5). Bien plus, la valeur de cette constante calée donne une valeur presque identique (0,93mm/j) à la valeur médiane de fonte basale déterminée expérimentalement au col de Porte (0,9mm/j). Ce paramètre est donc un terme moyen qui permet d'ajuster au mieux le modèle degré jour. Il est donc choisi et fixé à 0,9mm/j pour établir la formulation de base, et est appelé fonte basale F_b dans la formulation retenue au col de Porte en journalier:

$$\forall DJP, M = K_f \cdot \frac{DJP}{24} + F_b$$

Équation 11

3.2. Les modèles degré jour retenus

Compte tenu des objectifs fixés, 7 modèles ont été retenus, afin de pouvoir tester la variabilité du coefficient de fonte, le stock de froid, l'influence des précipitations, tout en comparant l'apport de ces concepts au modèle degré jour de base. On entrevoit ici les modèles degré jour sous deux angles :

- le premier est celui concernant la **variabilité saisonnière**, qui affecte le coefficient de fonte par l'évolution du rayonnement dans la saison, le vieillissement de la neige et la diminution de l'albédo. Aussi peut-on distinguer les modèles présentant un coefficient constant (pas de variabilité temporelle) de ceux présentant un coefficient variable.
- le deuxième est celui concernant la **variabilité journalière**, qui est directement reliée au type de temps. La précipitation liquide sur le manteau neigeux induit de la fonte, dont la valeur varie en fonction de l'intensité de la précipitation et de l'état de la neige (manteau très froid, neige poudreuse par exemple). Le rayonnement a aussi une influence, mais étant donnée son obtention difficile sur un bassin versant, rappelons qu'il a été fait le choix de s'en affranchir. Cette variabilité est donc reliée aux journées de temps sec (TS) ou de temps humide (TH), qu'il faut aussi considérer.

Dans tous les modèles présentés ci-après, le paramètre de fonte basale F_b est fixé et pris égal à 0,9mm/j. Quel que soit le modèle, la précipitation et la température en entrée sont les deux données indispensables pour déterminer/calculer les paramètres du modèle de fonte.

3.2.1. Modèle sans variabilité temporelle

A – Formulation de base

$$\forall DJP, M(t) = K_f \cdot \frac{DJP}{24} + F_b$$

C'est le modèle de base déterminé au col de Porte en journalier (**Équation 11**).

B – Modèle de base avec un stock de froid mesuré (A + stock de froid)

Le stock de froid présentant physiquement un réel intérêt, son utilisation dans un modèle permet d'évaluer s'il y a de la fonte ou non. Cela consiste donc à comparer la fonte potentielle, c'est-à-dire l'action des degrés jours positifs, par rapport au stock de froid mesuré en mm/j au col de Porte (2.3). Ce stock est mesuré à partir d'observations, et non modélisé, donc indépendant du modèle, mais dépendant des mesures de disques enfouis dans la neige (cf. commentaires p38)

$$\forall DJP, M(t) = \begin{cases} K_f \cdot \frac{DJP(t)}{24} + F_b + SF(t) & \text{si } K_f \cdot \frac{DJP(t)}{24} > |SF(t)| \\ F_b & \text{si } K_f \cdot \frac{DJP(t)}{24} \leq |SF(t)| \end{cases}$$

Où SF représente le stock de froid en mm/j de l'Équation 10. Seuls ces deux modèles A et B présente un coefficient de fonte constant dans la saison, et serviront de référence de base pour la comparaison des modèles.

3.2.2. Modèle avec une variabilité saisonnière

C - Modèle de base avec un coefficient de fonte en début et fin de saison

Certains auteurs emploient cette stratégie de découpage de la saison, ou alors beaucoup n'étudient des modèles de fonte que sur la période de fusion pure, généralement à partir du 15 mars voir en avril, surtout sur les sites englacés. Le fait de caler 2 coefficients de fonte entre le début et la fin de la saison se justifie par l'état physique du manteau saisonnier bien différent entre ces deux périodes.

$$\begin{aligned} \forall DJP, M &= K_f \cdot \frac{DJP}{24} + F_b \\ \text{avant le 15 mars: } K_f &= K_1 \\ \text{après le 15 mars: } K_f &= K_2 \end{aligned}$$

D - Modèle variable

L'évolution saisonnière de la fonte et de l'état du manteau, notamment due à l'évolution du rayonnement incident (1.3), incite à modéliser le coefficient de fonte K_f de l'Équation 11 selon une sinusoïde dont le maximum correspond au solstice d'été, le minimum au solstice d'hiver Les jours sont comptés à partir du 1^{er} janvier (indice t), d'où la nécessité d'un déphasage de 80 correspondant à l'équinoxe de printemps.

$$\forall DJP, M(t) = K \cdot (1 + \beta \cdot \sin \left[\frac{2\pi}{365} \cdot (t - 80) \right]) \cdot \frac{DJP}{24} + F_b$$

Cette formulation est identique à celle d'Anderson pour le coefficient de fonte, mais écrite différemment (Anderson, 1973, 2006). Elle conduit strictement au même résultat si ce n'est qu'elle permet une écriture plus synthétique, avec un terme constant (K) et un terme variable qui permet la modulation du terme constant dans la saison.

E - Modèle variable avec stock de froid mesuré (D+ stock de froid)

Ce modèle reprend l'expression du modèle D en ajoutant le stock de froid, comme effectué avec le modèle B.

$$\begin{aligned} \forall DJP, M(t) &= \begin{cases} K_f \cdot \frac{DJP(t)}{24} + F_b + SF(t) & \text{si } K_f \cdot \frac{DJP(t)}{24} > |SF(t)| \\ F_b & \text{si } K_f \cdot \frac{DJP(t)}{24} \leq |SF(t)| \end{cases} \\ \text{avec } K_f &= K \cdot (1 + \beta \cdot \sin \left[\frac{2\pi}{365} \cdot (t - 80) \right]) \end{aligned}$$

3.2.3. Modèle avec une variabilité saisonnière et une variabilité journalière

F – Modèle variable avec prise en compte de la précipitation liquide (D + K_f TH)

L'utilisation d'un coefficient de fonte en temps de précipitations (liquides et/ou solides) en plus d'un coefficient de fonte en temps sec permet d'évaluer l'impact de la précipitation sur le modèle de fonte. Il y a certes une variabilité de la précipitation et de la couverture nuageuse dans la saison (qui pourrait induire un coefficient de temps de pluie sinusoïdal), mais ce cas est traité dans le modèle G. Le coefficient K_{fh} permet de tenir compte de l'influence du rayonnement de grande longueur d'onde sur la fonte, alors que le terme d'advection ($\frac{c_p}{L_f} \cdot T_{air} \cdot P_{liq}$) tient compte de l'apport de chaleur par la précipitation liquide.

$$\forall DJP, \text{ en temps sec, } M(t) = K \cdot \left(1 + \beta \cdot \sin \left[\frac{2\pi}{365} \cdot (t - 80) \right] \right) \cdot \frac{DJP}{24} + F_b$$
$$\forall DJP, \text{ en temps humide, } M(t) = K_{fh} \cdot \frac{DJP}{24} + F_b + \frac{c_p}{L_f} \cdot T_{air} \cdot P_{liq}$$

G – Modèle variable avec prise en compte de la précipitation liquide (D + advection P_{liq})

La variabilité saisonnière du coefficient de fonte est prise en compte quel que soit le type de temps, et pour les journées avec de la précipitation liquide un terme d'advection est ajouté pour tenir compte de l'apport de chaleur au manteau par la pluie. Ce terme est alors sensé englober le paramètre K_{fh} du modèle F. La température de la pluie est alors prise égale à la température de l'air au-dessus de 0°C.

$$\forall DJP, M(t) = K \cdot \left(1 + \beta \cdot \sin \left[\frac{2\pi}{365} \cdot (t - 80) \right] \right) \cdot \frac{DJP}{24} + F_b + \frac{c_p}{L_f} \cdot T_{air} \cdot P_{liq}$$

Résumé des modèles, des paramètres à caler et des variables d'entrées nécessaires :

Le paramètre F_b , fixé à 0,9mm/j, n'est pas considéré dans les paramètres à caler mais compté dans le nombre de paramètres. La température utilisée est conformément aux DJP la température horaire. Pour le stock de froid, la température horaire et la profondeur associée dans le manteau sont utilisées pour le calcul d'un stock de froid horaire, pour obtenir une valeur moyenne journalière de stock de froid. Pour l'apport de chaleur par la pluie, on prend la précipitation liquide totale de la journée (0h-0h) et la température moyenne journalière de l'air au-dessus de 0°C.

Modèle	Nombre de paramètres	Paramètres à caler	Variables d'entrée nécessaires	Concepts
A	2	K_f	T°	-
B	2	K_f	T°, T° (et H_{disque}) dans le manteau	Stock de froid
C	3	K_1, K_2	T°	Coefficient de fonte évolutif
D	3	K, β	T°	Coefficient de fonte variable
E	3	K, β	T°, T° (et H_{disque}) dans le manteau	Coefficient de fonte variable + stock de froid
F	4	K, β et K_{fh}	T° , Précipitation liquide et solide	Coefficient de fonte variable + précipitation liquide
G	3	K, β	T° , Précipitation liquide	Coefficient de fonte variable + précipitation liquide

Tableau 6- Résumé des modèles, paramètres, et variables employées dans les modèles degré jours au col de Porte.

4. Comparaison des modèles degré jour choisis

4.1. Critères d'évaluation

Le calage du modèle degré jour est effectué uniquement par le critère de Nash (Nash and Suttcliffe, 1970), critère largement utilisé en hydrologie pour l'ajustement des débits :

$$Nash = 1 - \frac{\sum (M_{obs} - M_{sim})^2}{\sum (M_{obs} - \overline{M_{obs}})^2} \quad \text{Équation 12}$$

Où M_{obs} est la fonte observée et M_{sim} la fonte simulée.

Le RMSE (*Root Mean Square Error* pour erreur quadratique moyenne) est l'autre critère utilisé, pour tenir compte des écarts d'estimation en termes de quantité d'eau liquide en mm. Il sert uniquement à la validation du modèle.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i^n (M_{sim,i} - M_{obs,i})^2}{n}} \quad \text{Équation 13}$$

4.2. Périodes de calage et de validation

Calage :

On travaille sur des valeurs de fonte, ce qui permet d'optimiser les paramètres du modèle en fonction de la fonte uniquement. On fait alors l'hypothèse que la précipitation liquide a un temps de transit dans le manteau de l'ordre de la journée, et qu'elle le traverse sans interception. La valeur en eau au lysimètre à laquelle on retire la précipitation liquide est alors comparée à la valeur simulée par le modèle de fonte. Si la précipitation liquide excède la valeur en eau au lysimètre (transfert de la pluie différée au-delà de la journée – occurrence faible dans la chronique, de l'ordre de 5%), la valeur de fonte observée est prise égale à 0mm/j. L'optimisation est faite avec un algorithme de gradient implémenté sous R via le package *rgeoud* (Mebane and Sekhon, 2011), de sorte que les paramètres du modèle permettent de maximiser le critère de Nash (Équation 12).

Comme il est indispensable de comparer les modèles sur le même échantillon de valeurs, on choisit pour cela la période la plus restrictive définie par le calcul du stock de froid. Ce stock de froid en mm ne pouvant être calculé qu'avec l'équivalent en eau, cela ne laisse que la période après 2001 pour l'utiliser (valeurs d'équivalent en eau journalières disponibles). On a donc une période de calage sur 2001-2007 (jusqu'en mai 2007). Sur

cette période, seule une certain nombre de journées possède un stock de froid non-nul, c'est donc sur ces journées précisément que sera tester le terme de stock de froid, mais aussi l'ensemble des autres modèles afin d'avoir un échantillon de données identique pour tous les modèles. Ajustant un modèle de fonte, il va de soi que la présence de neige au sol en quantité suffisante est nécessaire pour ne pas biaiser les résultats, sans pour autant mettre une condition trop forte (par exemple 50cm de neige), ce qui diminuerait de manière drastique le jeu de données disponible :

Les contraintes pour déterminer l'échantillon sont alors :

- 20cm minimum de neige au sol
- un stock de froid minimum de 0,1mmee/j (soit $E_v = -33\text{kJ/m}^2$ -Équation 10)

Le calage est effectué sur l'ensemble des journées répondant à ces contraintes, quel que soit le type de temps (sec ou humide), mais aussi séparément sur la période de temps sec (journées sans précipitations) et de temps humide (journées avec précipitations liquides et/ou solides), afin de voir la sensibilité du modèle à la période de calage. Quel que le soit le modèle, la distinction des journées de temps sec et de temps humide requiert inévitablement la précipitation liquide et solide.

Validation :

Les critères de validation sont le Nash et le RMSE (**Équation 13**). Les contraintes pour la validation sont identiques à celles du calage, sauf que l'on utilise un jeu de données indépendant (n'ayant pas été utilisé pour le calage), correspondant à la période 2007-2011 (à partir de décembre 2007).

Validation pour comparaison avec Crocus :

Le modèle Crocus fournissant une lame d'eau déstockée par le manteau, on ne peut comparer directement les résultats de validation précédemment établis sur la base de la valeur en eau au lysimètre à laquelle on retire la précipitation. On doit donc ajouter à la valeur de fonte donnée par le modèle degré jour la précipitation liquide journalière, que l'on compare ensuite à la valeur en eau au lysimètre. Notons que cela ne change en rien le calcul du RMSE, par contre cela change grandement celui du Nash, car la moyenne calculée $\overline{M_{obs}}$ (**Équation 12**) n'est plus la même.

Résumé des périodes de calage et validation

	Période	Echantillon (en journées)
Calage 2001-2007	Tout temps	407
	Temps sec	268
	Temps humide	139
Validation 2007-2011	Tout temps	386
	Temps sec	228
	Temps humide	158

Tableau 7- Résumé des périodes sélectionnées et des échantillons disponibles en calage et validation

4.3. Résultats de calage et comparaison des modèles

Quelle que soit la période considérée, l'amélioration des performances des modèles de fonte est significative en passant du modèle A au modèle G, sauf en temps humide où la prise en compte de la précipitation, notamment dans le modèle F, dégrade les performances du modèle (**Figure 23**). Le calage sur des périodes séparées permet de voir que l'amélioration des résultats de calage en tout temps avec les différents modèles est due principalement au temps sec, qui « tire » les scores vers le haut (Nash supérieur à 0,5 pour les modèles utilisant un coefficient de fonte variable). En séparant les périodes de temps sec et humide pour le calage, la précipitation liquide conceptualisée

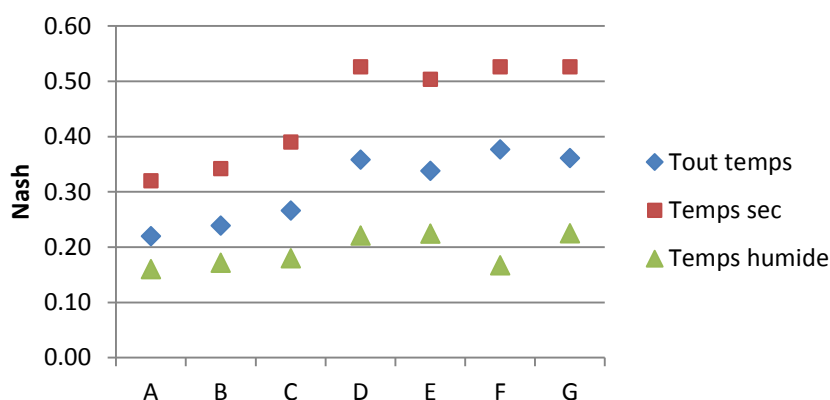


Figure 23- Performance des modèles degré jour pour un calage effectué en tout temps (sur 407 journées), en temps sec (sur 286 journées) ou en temps humide (sur 139 journées).

dans les modèles F et G n'apporte pas d'information supplémentaire. Sans doute l'ajout du terme d'apport de chaleur de la précipitation, en plus d'un coefficient de fonte de temps humide K_{fh} dans le modèle F, joue le rôle de doublon et génère des écarts plus importants que le modèle G qui utilise un coefficient de fonte variable en temps humide.

Concernant les paramètres des modèles (**Tableau 8**), les valeurs sont nettement plus élevées en temps humide qu'en tout temps, ce qui témoigne de l'apport de la précipitation liquide à la fonte du manteau neigeux. De même pour le modèle F calé en tout temps, le coefficient de fonte en temps humide K_{fh} est bien supérieur aux autres valeurs de coefficients. Le temps sec présente quant à lui de plus faibles coefficients, ce qui est dû à une fonte plus modérée sur ces journées.

Période	Modèle	A	B	C	D	E	F	G
Tout temps	K_f ou K_{fh}	1,21	1,40	0,82 / 1,63	-	-	2,26	-
	K	-	-	-	1,55	1,66	1,42	1,55
	β	-	-	-	1,18	1,12	1,28	1,18
Temps sec	K_f	1,10	1,29	0,71 / 1,51	-	-	-	-
	K	-	-	-	1,42	1,54	1,42	1,42
	β	-	-	-	1,28	1,24	1,28	1,28
Temps humide	K_f	2,26	2,45	0,66 / 3,02	-	-	2,24	-
	K	-	-	-	2,86	3,04	-	2,84
	β	-	-	-	0,86	0,77	-	0,86

Tableau 8- Résultats de calage en tout temps (407 journées), temps sec (286 journées) et temps humide (139 journées) sur la période 2001-2007 pour l'ensemble des modèles degré jour.

Les journées de plus grande fonte ne sont en effet pas forcément celles de grand beau temps mais plutôt les journées avec une couverture nuageuse importante et de la précipitation liquide. Le coefficient de fonte du modèle C présente une nette distinction entre le début et la fin de la saison, quel que soit la période de calage. Les valeurs des coefficients K et β pour les modèles D, E et F permettent d'augmenter considérablement le coefficient de fonte en fin de saison, et de le modérer en début de saison, ce qui est concordant avec les valeurs des coefficients du modèle C.

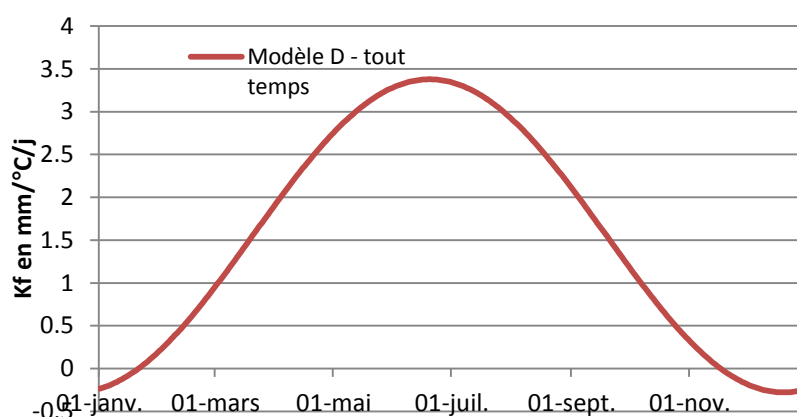
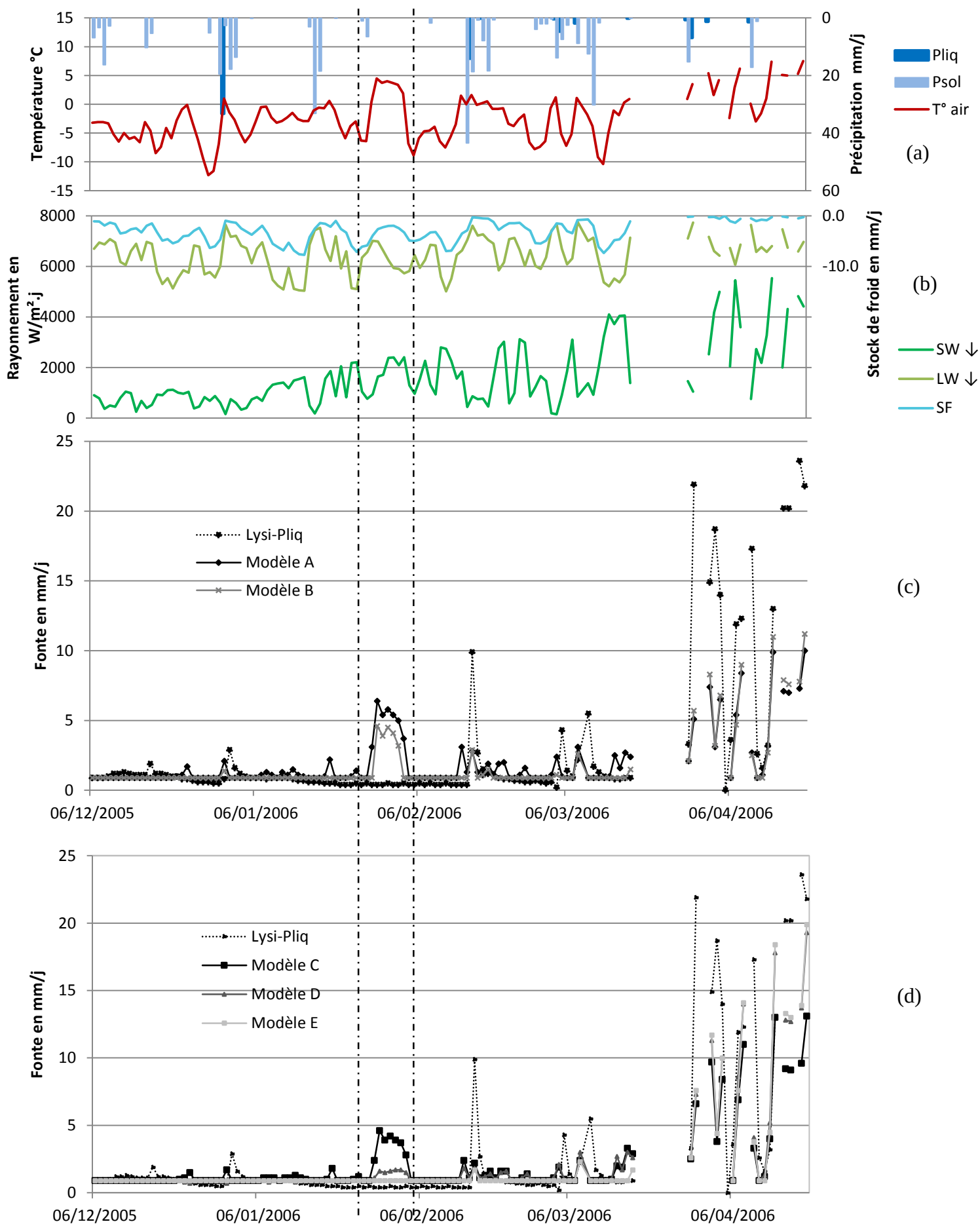


Figure 24- Représentation du coefficient de fonte variable pour le modèle D calé en tout temps sur la période 2001-2007.

La représentation du coefficient de fonte pour le modèle D (Figure 24) montre que le coefficient passe le seuil de $2\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{j}$ à partir du 3 avril, ce qui dépasse largement les valeurs de coefficient de fonte sans variabilité temporelle (modèle A et B). On notera tout de même que l'optimisation du modèle conduit à des valeurs de coefficient légèrement négatives en début et fin d'année, ce qui physiquement n'a pas de sens.

La représentation d'une chronique avec les paramètres des modèles issus du calage en tout temps permet d'apprécier leur comportement et de mieux les comparer entre eux. L'exemple de l'année 2005-2006 avec l'ensemble des modèles A à G montre l'influence de l'utilisation d'un coefficient de fonte variable dans la saison, ainsi que celle d'un stock de froid (Figure 25 – délimitation verticale en trait tillé : période du 28 janvier au 4 février 2006). Cette période de 7 jours est marquée par une augmentation des températures de l'air bien au-dessus de 0°C (Figure 25 a), avec un stock de froid autour de $-3\text{mm}/\text{j}$ (Figure 25 b). C'est une période sans précipitation, avec un rayonnement incident de courte longueur d'onde important (plus de $2000\text{ W}/\text{m}^2.\text{j}$), témoignant sans doute de journées de beau temps pour cette période (Figure 25 b). Compte tenu de la température moyenne de l'air (et donc des DJP) positive, les modèles A et B simulent de la fonte (autour de $5\text{mm}/\text{j}$), un peu moins pour le modèle B dû au stock de froid présent, alors que les valeurs de fonte observées sont presque nulles ($0,4\text{mm}/\text{j}$ - Figure 25 c). Le modèle C ne fait pas mieux, alors que le modèle D, grâce à un coefficient de fonte faible pour cette période, simule $1,5\text{mm}/\text{j}$ de fonte. Le modèle E, reprenant à la fois un

coefficient de fonte variable et un stock de froid, donne uniquement de la fonte basale (le terme constant F_b du modèle à 0,9mm/j - Figure 25 d).



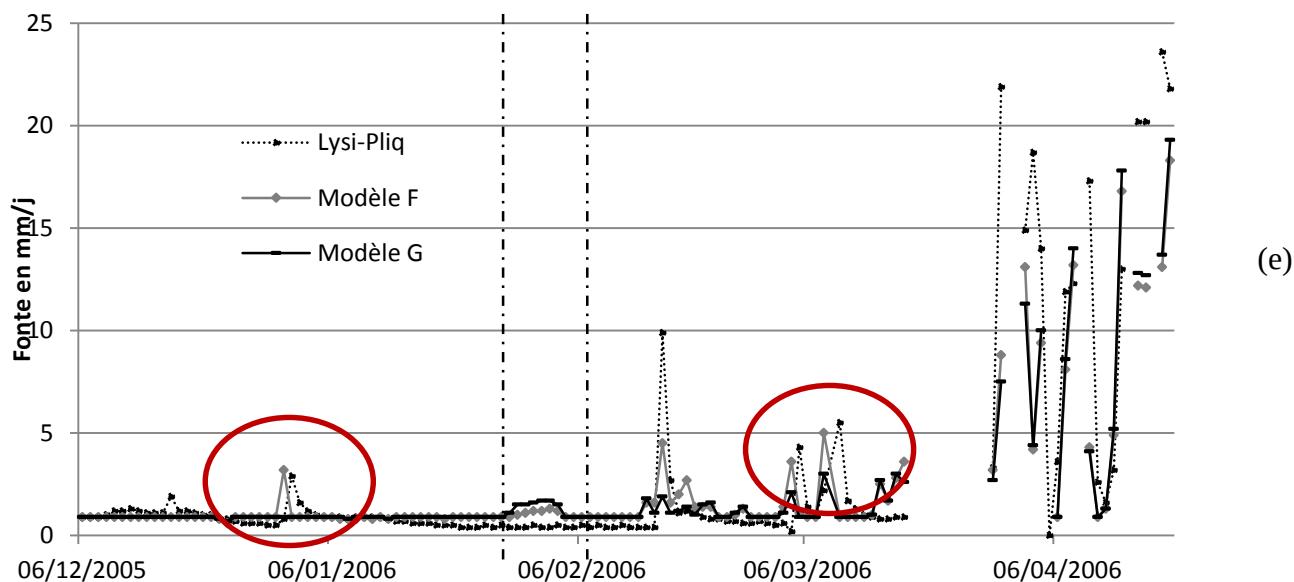


Figure 25 - Chronique de fonte pour l'année 2005-2006 pour l'ensemble des modèles, et variables atmosphériques mesurées au col de Porte. Les trous représentent les pas de temps ne respectant pas les contraintes de calage (cf. 4.2). Les cercles rouges désignent deux épisodes pluvieux mal estimés temporellement par le modèle F.

Les modèles G et F sont quant à eux proches du modèle D. On notera pour la période de fonte majeure (après le 19 mars – cf. Tableau 1) une sous-estimation de la fonte pour l'ensemble des modèles, ainsi qu'un décalage de l'ordre de la journée de l'estimation correcte du volume de fonte du modèle F après des événements pluvieux comme celui du 31 décembre 2005 ou neigeux comme celui du 10 mars 2006 (Figure 25 e - cercles rouges). Ce décalage temporel entre l'observation et la simulation témoigne de la difficulté de la prise en compte du transfert de la précipitation liquide dans le manteau, même à l'échelle de la journée.

4.4. Résultats de validation et comparaison des modèles

Premièrement, les résultats de validation des modèles calés en tout temps sont effectivement meilleurs en passant du modèle A au E, les modèles F et G ayant de moins bons résultats que le modèle E (Figure 26). L'amélioration des scores de Nash est nette en temps sec entre les modèles A et E, de 0,1 jusqu'à 0,59, et on gagne 1mm en RMSE. Cela témoigne de l'intérêt pour les journées de temps sec de considérer un terme de

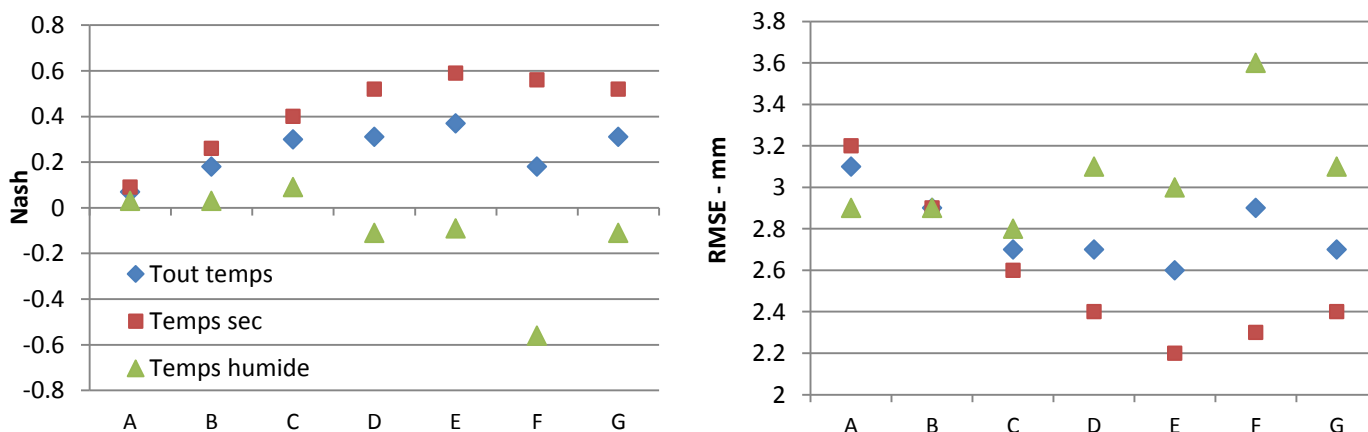


Figure 26- Résultats de validation pour les modèles calés en tout temps (sur 407 journées), en distinguant les résultats sur toute la période de validation (386 journées), le temps sec (228 journées) et le temps humide (158 journées) en termes de Nash et RMSE

fonte variable dans la saison. Les modèles F et G en temps sec ne font pas mieux que le modèle E, ce qui est logique puisque en temps sec la précipitation liquide n'intervient pas. Par contre les performances de ces modèles, à cause de l'ajout de paramètres (K_{fn}) ou de variable (P_{liq}), sont dégradées. En ciblant les journées de temps humide, ce qui permet de voir directement l'effet de l'ajout de la précipitation au modèle, la validation n'est pas satisfaisante, puisque les modèles F et G prenant en compte de manière explicite la précipitation liquide et/ou solide ont des résultats moins bons que le modèle A.

Deuxièmement, les résultats de validation des modèles calés séparément sur le temps sec et le temps humide sont moins bons (Figure 27) que les résultats de la Figure 26. On constate cependant que les scores de Nash sont plus performants en validation du modèle calé uniquement sur le temps sec, avec une valeur à 0,63 pour le modèle E, que ceux de validation des modèles calés en tout temps (cf. Figure 26). Le coefficient de fonte variable, qui porte une partie de l'information du rayonnement, a donc une plus grande importance lorsque l'on se concentre uniquement sur les journées de temps sec. Par contre, en temps humide, les performances sont nettement dégradées.

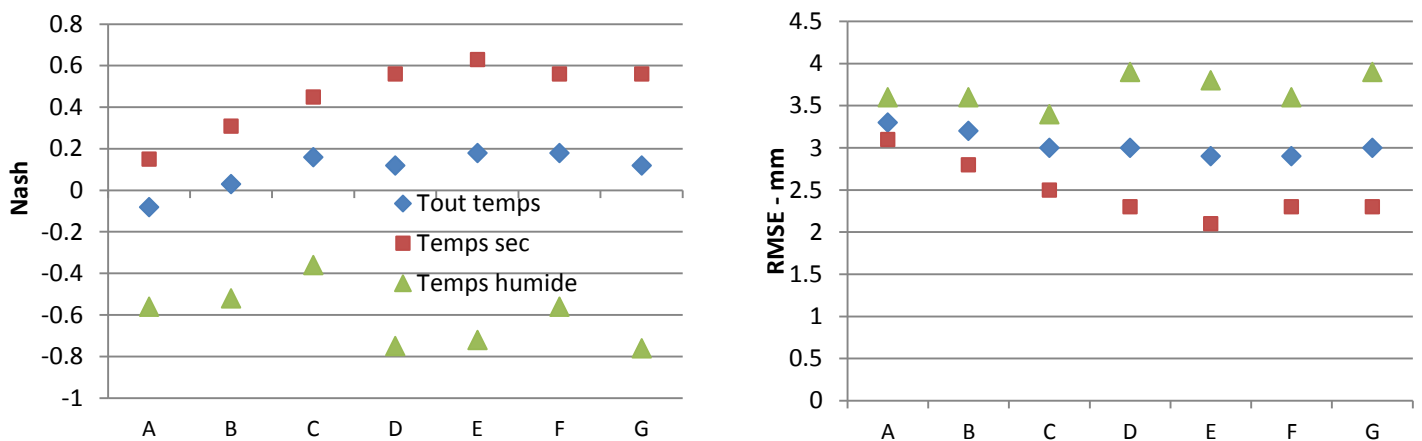


Figure 27- Résultats de validation pour les modèles calés en temps sec (sur 286 journées) et temps humide séparément (sur 139 journées), en distinguant les résultats sur toute la période de validation (386 journées), le temps sec (228 journées) et le temps humide (158 journées) en termes de Nash et RMSE

L'analyse d'une chronique de validation pour les modèles calés en tout temps permet d'évaluer la dégradation des modèles entre le calage et la validation. La saison 2007-2008 correspond à un hiver avec une période de froid prolongée en février, caractérisée par un stock de froid croissant, bien corrélé avec le rayonnement grande longueur d'onde (Figure 28 – délimitation verticale en trait tillé : période du 30 janvier au 20 février 2008). La corrélation entre le stock de froid et le rayonnement de grande longueur d'onde est assez bonne (Figure 28 b), bien que ce dernier ne soit pas déterminé par la température de surface mais la température de la colonne atmosphérique située dans les 100 premiers mètres au-dessus du sol (cf. Équation 2 de $LW_{\downarrow}$ en fonction de T_{atmo}).

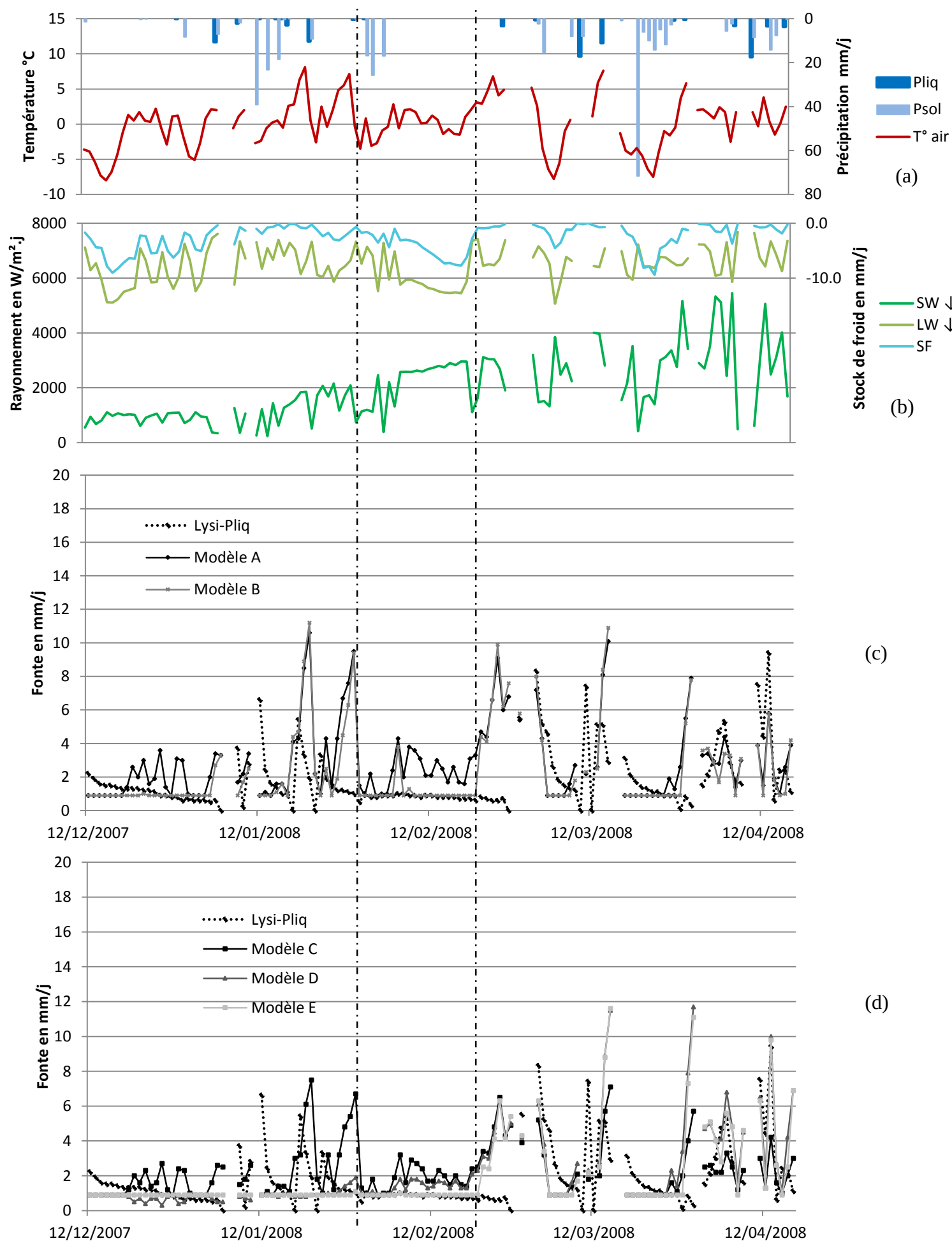


Figure 28- Chronique de fonte pour l'année 2007-2008 pour l'ensemble des modèles calés en tout temps, et variables atmosphériques mesurées au col de Porte. Les trous représentent les pas de temps ne respectant pas les contraintes de validation (cf. 4.2).

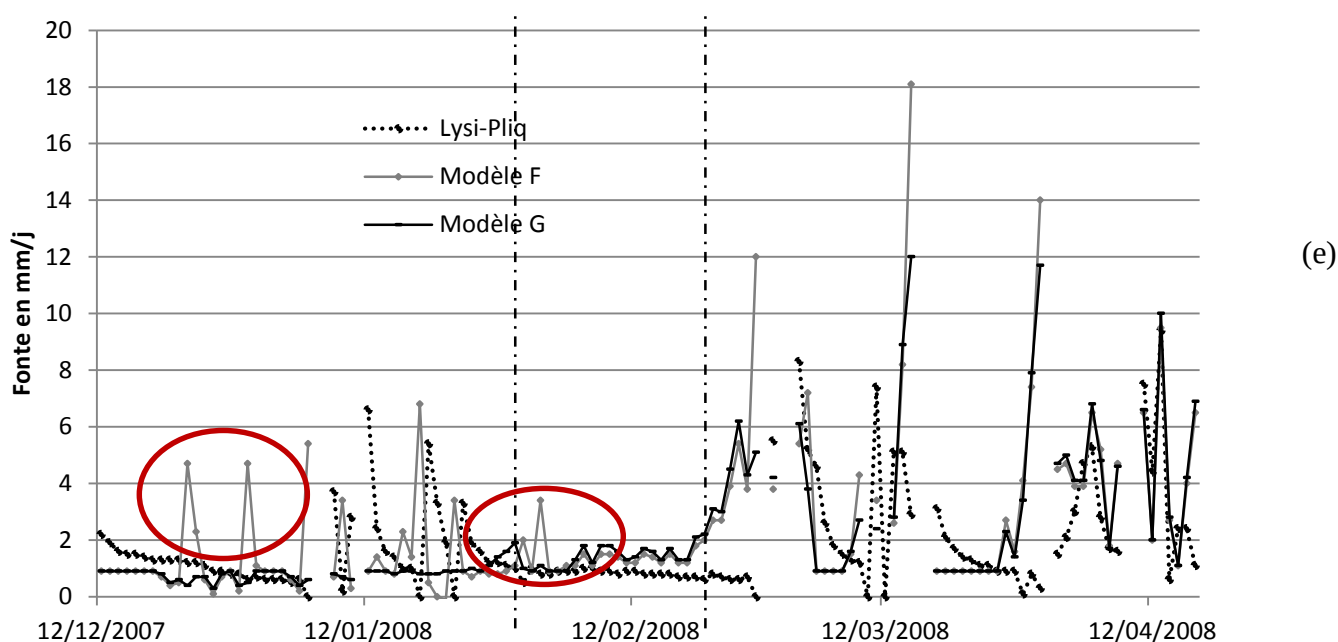


Figure 28 - Chronique de fonte pour l'année 2007-2008 pour l'ensemble des modèles calés en tout temps, et variables atmosphériques mesurées au col de Porte. Les trous représentent les pas de temps ne respectant pas les contraintes de validation (cf. 4.2). Les cercles rouges désignent deux épisodes de temps humide mal estimés par le modèle F.

Pour les modèles sans stock de froid, l'estimation de la fonte est de plusieurs mm/j, alors que l'observation donne une valeur de l'ordre de 0,9mm/j. Le modèle B simule assez bien une fonte basale, sauf en début d'évènement (6 février 2008) avec une valeur de fonte de près de 4mm/j (Figure 28 c). Contrairement au modèle B, le modèle E donne à cette date uniquement un terme de fonte basale à 0,9mm/j, induit par l'utilisation conjointe du stock de froid et d'un coefficient de fonte variable (Figure 28 d). Les modèles D et G ont des performances similaires, ce qui témoigne du peu d'efficacité de l'apport de chaleur par la pluie à l'amélioration du modèle statistique. Finalement, le modèle E présente pour cette période de froid prolongée la meilleure modélisation de la fonte observée. Cependant, à partir du 21 février 2008, date à laquelle le stock de froid calculé est quasiment nul, le modèle E simule de la fonte comme les autres modèles, alors que les observations sont toujours constantes autour de 0,9mm/j. Cela signifie que malgré l'augmentation de température à partir du 18 février, et la disparition du stock de froid conformément aux observations, le manteau stocke une partie de l'eau liquide de fonte (dont la modélisation ne peut tenir compte), d'où l'absence de valeurs supérieures à la fonte basale au lysimètre.

Concernant l'apport du modèle F, les événements de temps humide (Figure 28 e - cercles rouges) sont mal estimés en validation, puisque l'occurrence de précipitation solide les 22 et 29 décembre 2007 ainsi que le 1^{er} février 2008 induit l'utilisation du coefficient de fonte humide K_{fh} à 2,26 mm/°C/j, bien trop important pour calculer la fonte à cette période. Comme en témoignent la courbe des températures et le stock de froid, la capacité du manteau à stocker de la précipitation liquide et de la fonte est bien réelle, ce qui induit l'absence de fonte au lysimètre pour ces dates.

Comparaison au modèle Crocus

Rappelons que la comparaison à Crocus en validation sur la période 2007-2011 n'est possible qu'en ajoutant au modèle de fonte la précipitation liquide. Cela permet de ne pas pénaliser le modèle Crocus en lui retirant la précipitation liquide. Les scores de Nash et de de RMSE sont nettement supérieurs dans ce cas (Figure 29) par rapport à ceux obtenus en validation du modèle de fonte uniquement (Figure 26 et Figure 27 – Tout temps). Notons à nouveau que la comparaison des valeurs en eau au lysimètre et de l'estimation de la lame d'eau déstockée par le manteau ne modifie pas les valeurs RMSE, seul le Nash est sensiblement amélioré, et permet d'obtenir des valeurs de performances usuelles dans la littérature. L'erreur quadratique moyenne se situe entre 2,8 et 3,4mm et le Nash entre 0,48 et 0,64. Le modèle E possède les performances les plus élevées, suivi de très près (2% en Nash et 0,1mm en RMSE) par les modèles D et G. Les autres modèles ont des RMSE autour de 3mm et des Nash autour de 0,50. Le modèle Crocus atteste des performances les plus faibles, ce qui peut être dû à l'échantillon choisi très restrictif, qui favorise avant tout le calage et la validation des modèles statistiques.

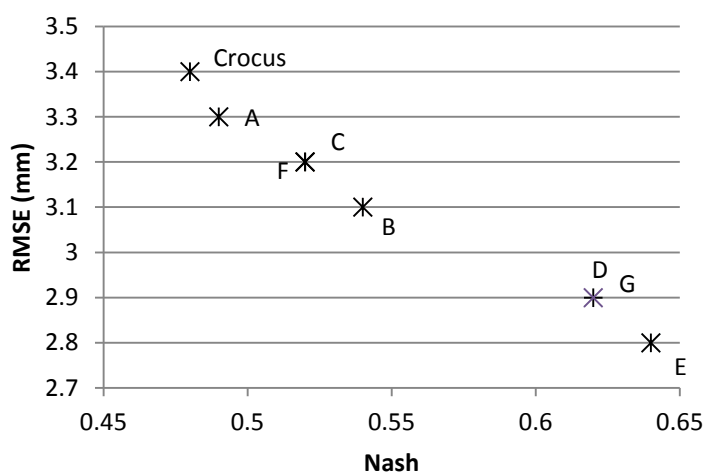


Figure 29- Résultats de validation sur la période 2007-2011 de la lame d'eau déstockée par le manteau et comparaison au modèle Crocus pour les modèles degré jour calés en tout temps (sur 407 journées).

5. Discussion et Conclusion

Deux façons de procéder au calage ont été examinées. La première consistant à caler le modèle en tout temps (i.e. journées sèches et humides confondues) a donné de bons résultats avec l'amélioration des performances en complexifiant les modèles (du A au G). La deuxième consistant à caler les périodes de temps sec et humide séparément a montré une nette amélioration en temps sec, avec un bond des scores de Nash au-dessus de 0,5 lorsqu'un coefficient de fonte variable est utilisé. Mais en temps humide, l'amélioration est moins nette et les performances sont même plus faibles lorsqu'on utilise explicitement la précipitation et un coefficient de fonte de temps humide dans le modèle F. Certes les coefficients de fonte vont dans le sens d'une augmentation non négligeable lorsqu'on considère le temps humide, ce qui témoigne bien d'une certaine influence de la précipitation liquide (via l'advection de chaleur, le rayonnement de grande longueur d'onde) dans la fonte. Mais le modèle degré jour tel qu'il est défini ici ne permet pas cependant de tirer bénéfice de cette information si l'on s'en réfère aux scores de Nash et RMSE.

En validation, les modèles sont examinés sur les trois périodes : tout temps, temps sec et temps humide. Pour les modèles calés en tout temps, la validation de ces modèles permet de montrer qu'ils sont robustes en temps sec avec une nette amélioration grâce au coefficient de fonte variable, puisque les scores de Nash vont jusqu'à 0,6 ; mais en tout temps et temps humide les performances sont dégradées, davantage avec les modèles utilisant la précipitation liquide. Pour les modèles calés en temps sec et temps humide séparément, le temps sec montre en validation à nouveau les meilleurs résultats surtout en utilisant un coefficient de fonte variable. Les modèles en temps humide ont des scores catastrophiques, et en tout temps ne présentent guère d'amélioration en passant du modèle A au G. Quel que soit le calage choisi, les résultats de validation indiquent donc que la prise en compte de la précipitation liquide dans un modèle degré jour n'apporte pas d'amélioration, et dégrade même les performances des modèles sur ces journées spécifiques. On peut nuancer cette conclusion en soulignant que les échantillons utilisés pour caler et valider les modèles utilisés sont assez spécifiques en termes d'occurrence de la précipitation, précipitations majoritairement sous forme solide en temps humide, ce qui a priori induit moins de fonte que des précipitations liquides. (cf. Tableau 9).

L'échantillon réduit peut être une des causes des résultats de calage et validation assez moyens (le Nash ne dépasse guère 0,6, et les RMSE sont de l'ordre de 2 à 3mm). Mais cet échantillon est avant tout conditionné par l'étude, qui nécessitait un jeu de données identiques afin de comparer tous les modèles sur les mêmes données. Notons aussi que les journées composant les jeux de données, bien que réparties sur l'ensemble de la saison, sont assez spécifiques du fait de la présence d'un manteau non-isotherme,

avec un stock de froid calculé non nul. Les processus de fonte et de percolation de la précipitation sont alors modifiés par rapport à un manteau isotherme de fin de saison.

	Calage (139 journées)	Validation (158 journées)
Précipitation liquide	56	75
Précipitation solide	116	128
P. solide et liquide	33	45

Tableau 9- Répartition des journées de temps humide en termes de précipitations liquide et/ou solide pour les périodes de calage et de validation

Les valeurs de coefficient calés au col de Porte, quel que soit le modèle, sont assez éloignées de celles de la littérature sur les modèles degré jour (Hock, 2003). On trouve entre 1,2 et 3 mm/°C/j environ au col de Porte, quand Hock recense entre 2,5 et 11,6 mm/°C/j. D'une part, le calcul des degrés jours positifs est effectué au col de Porte de manière assez nouvelle puisqu'il utilise un terme correctif de fonte basale fixé expérimentalement. Ceci permet de caler les modèles en ajustant uniquement le coefficient de fonte ; et en conséquence cela permet d'étudier l'évolution des performances du modèle à partir des seules modifications de ce coefficient de fonte. On s'affranchit ainsi d'un paramètre de température « seuil » au déclenchement de la fonte, paramètre qui peut s'éloigner fortement de la valeur de 0°C (par exemple Pellicciotti et Petersen, 2011, utilise une température seuil de 5°C sur un site englacé au Chili). D'autre part, la majeure partie des études citées se situent sur des lieux fortement englacés, en zone arctique ou en haute altitude au-delà de 2500m : les échanges d'énergie entre l'air, le sol et le manteau sont alors bien différents de ceux du col à 1300m d'altitude. Enfin, les modèles sont la plupart du temps calés sur des données de débits, ou de bilan de masse, rarement sur des données lysimétriques, faute d'observations, ce qui induit des différences inévitables dans les paramètres et les performances des modèles (dues aux compensation des modèles hydrologiques, comme souligné par Cazorzi et Dalla Fontana, 1996). Au vue de la variabilité des modèles degré jours et de leurs paramètres, il semble difficile d'appliquer des modèles de fonte sans les avoir préalablement calibré sur le site sur lequel on travaille, si possible en s'affranchissant des débits. Etant donné la variabilité altitudinale de la fonte due à des températures largement différentes entre la haute et la moyenne montagne (à cause du gradient altimétrique), les coefficients de fonte à l'échelle d'un bassin s'en trouveront a priori modifiés. En utilisant des observations à différentes altitudes (Température, précipitations, équivalent en eau de la neige), il doit être possible de tirer parti d'une étude ponctuelle pour spatialiser la fonte nivale, sous certaines hypothèses sans doute assez fortes, mais inévitables (gradient de précipitation avec l'altitude et enneigement homogène à l'échelle d'un massif par exemples).

L'évaluation des modèles en fonction des concepts présentés donne des éléments de réponse quant à l'utilisation de ceux-ci dans la modélisation de la fonte nivale. Le coefficient de fonte variable exprimé à l'aide d'une sinusoïde et de deux paramètres à caler a montré une très bonne capacité à estimer la fonte du manteau, en prenant en

compte notamment en temps sec la variabilité de la fonte induite par l'augmentation du rayonnement solaire dans la saison. Cette formulation, bien que très pertinente, donne des coefficients potentiellement négatifs, et son utilisation ne peut sans doute être faite qu'avec un terme correctif de fonte basale tel qu'employé ici. Il serait souhaitable de fixer le paramètre β de sorte que la sinusoïde (la partie « variable ») ne puisse pas prendre de valeurs négatives. Le coefficient de fonte variable dans la saison, n'utilisant pas de variables autres que la température, représente donc un « plus » pour les modèles degrés jours, sans pour autant les complexifier outre mesure.

L'usage du stock de froid, même s'il comporte des limites dues aux approximations dans les calculs, permet de corriger les erreurs du modèle degré jour, notamment grâce à son indépendance vis-à-vis du modèle de fonte. Il permet de diminuer l'amplitude de fonte donnée par le modèle degré jour qui, rappelons-le, n'est qu'un modèle statistique moyenné sur un ensemble de journées assez diverses en termes de fonte. L'utilisation de ce stock de froid, conjointe avec un coefficient de fonte variable, donne les résultats les plus proches des observations, légèrement mieux que ceux n'utilisant qu'un coefficient de fonte variable sans stock de froid. Bien évidemment l'utilisation de ce stock de froid reste circonscrite à des sites spécifiques, et il semble assez difficile de le modéliser sans avoir recours à des variables supplémentaires non usuelles pour un réseau de mesure conventionnel : température de surface, rayonnement de grande longueur d'onde incident. Une tentative de nouvelle formulation d'un stock de froid utilisant les degrés jours négatifs - le pendant des degrés jours positifs-, n'a pas été concluante au col de Porte. Malgré son intérêt physique pour la neige, cela écarte un peu son utilisation dans un modèle qui par essence même doit rester simple.

La prise en compte de la précipitation liquide, pour affiner la représentation de la fonte n'a pas montré d'apport significatif, bien que cette technique soit souvent utilisée pour corriger le module de fonte en amont d'un modèle hydrologique. Bien au contraire, même en ciblant son utilisation sur les seules journées de temps humide, elle dégrade les performances des modèles l'utilisant par rapport aux modèles ne l'utilisant pas. Le terme d'advection de chaleur par la pluie n'apporte pas non plus d'information, mais dégrade plutôt la qualité du modèle sur les journées de précipitations. La précipitation a cependant un réel impact sur la neige, puisque les valeurs de coefficients de fonte en temps humide sont nettement plus importantes qu'en temps sec. Mais lors de journées précipitantes, c'est le terme de rayonnement de grande longueur d'onde qui influence la fonte de la neige (Martinec, 1989), la température seule (ou additionnée d'un terme d'advection relativement faible) n'est plus assez discriminante pour bien estimer la fonte (le modèle degré jour –calé statistiquement – ne pouvant alors faire plus que ce qu'il ne peut). Il est aussi possible que la détermination de la phase des précipitations (liquide et solide) puisse induire des erreurs dans le modèle. Par exemple si l'on attribue à une journée des précipitations solides alors qu'elles sont liquides, la fonte du manteau n'est a priori pas la même. Notons aussi que le traitement d'un modèle de fonte en

journalier ne permet pas de s'affranchir des erreurs liées à la non-prise en compte du temps de transfert de la précipitation au sein du manteau neigeux. Ce qu'il faut retenir ici est que le modèle degré jour, lorsqu'on conceptualise l'effet de la précipitation liquide sur le manteau neigeux, ne permet pas au col de Porte d'apporter un gain à la modélisation de la fonte sur les journées de précipitations.

Une autre comparaison, non plus du modèle de fonte seul, mais de la lame d'eau déstockée par le manteau (i.e. fonte + précipitation liquide) a été effectuée en termes de performances par rapport au modèle à bilan d'énergie Crocus. Notons que cette comparaison n'est pas des plus égalitaires puisque le modèle degré jour est calibré sur les données lysimétriques, alors que le modèle Crocus est un modèle déterministe sans calibration ni hauteur de neige utilisée pour déterminer la fin de la saison. Cela a permis d'apprécier la qualité des modèles degré jour par rapport à un bilan d'énergie complet en termes de lame d'eau déstockée. Le modèle utilisant un coefficient de fonte variable dans la saison (modèle D) a une efficacité très proche de celui utilisant le même concept ajouté à l'advection de la précipitation liquide (modèle G), et proche de celui utilisant un coefficient de fonte variable et un stock de froid (modèle E). Le modèle Crocus est quant à lui moins performant sur l'échantillon de validation à prédire la lame d'eau déstockée par le manteau. Ces résultats sont toutefois à relativiser du fait que le modèle Crocus a initialement été conçu pour la prévision des avalanches, en vue de la modélisation fine des différentes couches du manteau et notamment l'évolution des cristaux de neige. Soulignons aussi la différence fondamentale entre les 2 modèles: le modèle Crocus calcule un bilan de masse (principe de conservation) et la fonte, celle-ci étant le « résidu » du bilan d'énergie, alors que le modèle degré jour n'estime que la fonte s'il y a de la neige.

Compte tenu des résultats de validation et de comparaison à un modèle bilan d'énergie, l'utilisation d'un modèle de fonte degré jour en ponctuel au col de Porte est très intéressante pour obtenir une estimation correcte de la lame déstockée par le manteau, de manière assez simple. Ces modèles ont montré une bonne utilisation des degrés jours positifs pour porter la température, et une bonne estimation de la fonte en temps sec via un coefficient de fonte variable, qui intègre l'information saisonnière de rayonnement. La précipitation n'est ici pas discriminante, bien que physiquement elle joue un rôle. Son utilisation est sans doute comme le stock de froid à réserver au modèle à bilan d'énergie. Le modèle D, calé quel que soit le type de temps, est celui répondant aux objectifs fixés en introduction, pour obtenir un modèle fiable, avec peu de paramètres et une seule variable d'entrée (la température) au col de Porte.

L'extension du modèles degré jour à un bassin versant est comme le soulignait R. Hock (2003) une entreprise difficile. Les perspectives d'utilisation de la formulation retenue ici sont intéressantes, dans la mesure où elle reste assez simple et bien plus efficace que le modèle degré jour classique ou la formulation de base utilisant les degrés jours positifs. L'utilisation d'un terme de fonte basale, fixé à 0,9mm/j grâce aux données

expérimentales du site, devrait faire l'objet d'une étude supplémentaire avant d'entreprendre la régionalisation d'une formulation degré jour. Même si des valeurs de fonte basale en d'autres sites sont du même ordre de grandeur (inférieures à 1mm/j), il serait judicieux d'avoir une idée plus précise du comportement de ce terme à des altitudes plus élevées, où les flux radiatifs et flux de chaleur dans le sol ne sont pas les mêmes. Comme cela est souligné dans l'Introduction générale, il doit cependant être envisagé avant l'extension à un bassin versant d'un modèle degré jour, une spatialisation de la donnée d'entrée clé du modèle, à savoir la température de l'air. Cette question fait l'objet de la partie II qui suit.

Partie II

Cartographie des températures en zone de montagne

« Les glaciers et les neiges éternelles ne recouvrent que les plus hauts sommets des Alpes dans les bassins de la Clarée, de la Guisane, de la Gyronde et de l'Ubaye, et n'ont par suite qu'une assez faible influence sur le débit de la Durance. Il n'en est pas de même de la grande quantité de neige qui tombe pendant la saison froide et reste sur les montagnes jusqu'au printemps, en masse d'autant plus épaisse et d'autant plus longue à fondre que l'on s'élève davantage et que la température est plus basse. Il serait intéressant de pouvoir connaître par des mesures directes ces quantités de neige formées chaque mois et chaque année dans le bassin. »

Edouard Imbeaux, 1892

1. Préambule à la cartographie des températures

Les champs de température intéressent depuis longtemps une large communauté scientifique, que ce soit les biologistes pour le suivi de populations (insectes, plantes, etc.), les agronomes (pour le suivi de la végétation) ou les hydrologues (modélisation de la fonte nivale). Dans le cadre de notre étude, le choix de s'intéresser d'abord à la régionalisation des champs de température s'imposait du fait que cette régionalisation est une composante indispensable de la régionalisation du modèle degré jour. Tout l'enjeu de ce chapitre, et plus généralement de la cartographie d'une variable d'étude, est de fournir une température fiable en tout point de l'espace. Une meilleure caractérisation des situations où les températures ne sont plus facilement interpolables à l'échelle régionale est une attente, et surtout avoir une idée de l'incertitude sur les champs de température modélisés. Rappelons que dans la cadre de la modélisation hydrologique sur un bassin versant, vouloir estimer le débit d'un cours d'eau assujéti à la fonte de la neige nécessite de bien connaître la quantité d'eau contenue dans le manteau neigeux. Pouvoir estimer cette quantité d'eau nécessite de connaître les précipitations pour le volume d'eau qu'elles apportent (stockage sous forme de neige), et aussi les températures pour distinguer la zone de formation de la neige lors d'épisodes précipitants (stockage), mais aussi la zone de fonte du manteau neigeux préalablement établi (déstockage). L'objectif final ici est d'évaluer l'intérêt et les apports d'une modélisation des températures par le krigeage à une résolution temporelle et spatiale fine, en vue de son utilisation future dans un modèle de fonte nivale étendu à un bassin versant. L'analyse des résultats dans un contexte de prévision opérationnelle est un enjeu fort de cette étude : est-on capable de produire des cartes de températures spatialisées fiables à partir des seules données sol disponibles ? L'objectif de ce préambule est avant tout de donner les éléments nécessaires à la compréhension de cette partie (variabilité des températures, phénomènes météorologiques en montagne, méthodes d'interpolation), et d'explicitier par-là les choix qui ont été faits pour traiter la question posée.

1.1. Quelques éléments de climatologie et météorologie de montagne

C'est un préalable à toute étude sur les températures en zone de relief de présenter quelques éléments clés de météorologie et de climatologie sur ces zones, afin de permettre une meilleure compréhension des phénomènes qui peuvent régir les températures (mais aussi les autres variables atmosphériques), et faciliter l'interprétation des résultats. Il serait illusoire de vouloir être exhaustif, tant le domaine

est vaste et les ouvrages sur le sujet conséquents (par exemple *La météo de montagne* de Jean Jacques Thillet (Editions du Seuil, 1997), *Mountain and Weather Climate* de Roger Barry, 2008).

1.1.1. *Mesure des températures en zone de montagne*

La température de l'air est mesurée par convention sous abri, à 1,50m du sol. Cet abri doit être correctement ventilé pour éviter tout échauffement, mais aussi respecter des normes afin que toutes les mesures effectuées au sein d'un parc de stations soient comparables (Figure 30). La température au sol n'est en générale pas mesurée dans les stations météorologiques, bien que cette température transmette une information sur l'état thermique de la surface. Par exemple, un couvert neigeux aura une température de surface négative quand bien même la température de l'air peut être positive.



Figure 30- Station météorologique du réseau RADOME de MétéoFrance à Val d'Isère avec mesure de température de l'air et du sol. L'abri de mesure de la température recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale (a), et le nouvel abri (b) couplé à une mesure d'humidité, où l'inconvénient majeur au-dessus d'un couvert neigeux, s'il n'est pas ventilé de manière forcée, est la surchauffe due au rayonnement réfléchi.

Les échanges d'énergie entre le sol et l'air se font par conduction, convection et rayonnement, et l'on comprend tout l'impact que la nature du sol a sur la température de l'air. Un sol avec un fort pouvoir réflecteur permettra de réfléchir dans l'air l'énergie

solaire (par exemple la neige), tandis qu'un sol absorbant emmagasinera de la chaleur qu'il restituera à l'air par rayonnement infra rouge principalement (par exemple un dépôt morainique). Ainsi, les stations météorologiques sont disposées sur des sols plutôt neutres, recouverts d'herbacés. La position de la station dans son environnement aura une influence forte sur la mesure réalisée. On comprend ici tout l'intérêt d'avoir des stations suffisamment bien ventilées, spécialement au-dessus d'un couvert neigeux. Citons par exemple un fond de vallon encore enneigé, qui la nuit venue se refroidira beaucoup plus vite que l'air (la neige étant un corps noir dans l'infra rouge), et qui induira des températures d'abord de sol, puis ensuite d'air, très froides, bien plus qu'elles ne le seraient en l'absence de neige.

Concernant la mesure de température, elle est généralement réalisée avec une sonde de platine, matériau permettant la mesure la plus précise et la plus fiable (principe de l'effet Peltier).

1.1.2. *Structure thermique de l'atmosphère et isotherme 0°C*

Une manière de représenter l'état de l'atmosphère est de réaliser un radiosondage de la température (**Figure 31**). Il s'agit d'un émagramme qui associe dans un même graphique la pression, la température et l'altitude. Cet émagramme, qui correspond à un diagramme de l'état thermodynamique de la masse d'air, permet de considérer l'état d'humidité de l'atmosphère. C'est un graphique couramment employé en aérologie lors de radiosondage, mais en aucun cas dans l'étude qui est faite ici. L'objet ici n'est pas de commenter l'ensemble de ce radiosondage ni les différentes courbes, mais de présenter la courbe rouge qui y figure, représentant l'évolution de la température à mesure que l'on s'élève dans l'atmosphère. D'une manière générale, dans les 10 premiers kilomètres de l'atmosphère (qui concentre plus de la moitié de la masse de l'atmosphère), on observe une décroissance de la température avec l'altitude. Cette décroissance, qui est loin d'être linéaire, s'opère jusqu'au niveau de la Tropopause (environ 10km), au-delà de laquelle apparaît la Stratosphère, couche dans laquelle la température augmente avec l'altitude, principalement à cause de l'absorption du rayonnement ultra violet par l'ozone stratosphérique. En effet, la température dans les différentes couches de l'atmosphère est intimement liée à la composition chimique gazeuse de celle-ci. Ces gaz vont influencer sur l'absorption et l'émission du rayonnement solaire et du rayonnement terrestre, ce qui affecte les températures. L'exemple le plus concret est celui de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone qui permettent de limiter les pertes par rayonnement infra rouge de la surface terrestre et contribuent à maintenir une température favorable à la vie dans l'atmosphère (communément appelés gaz à effet de serre).

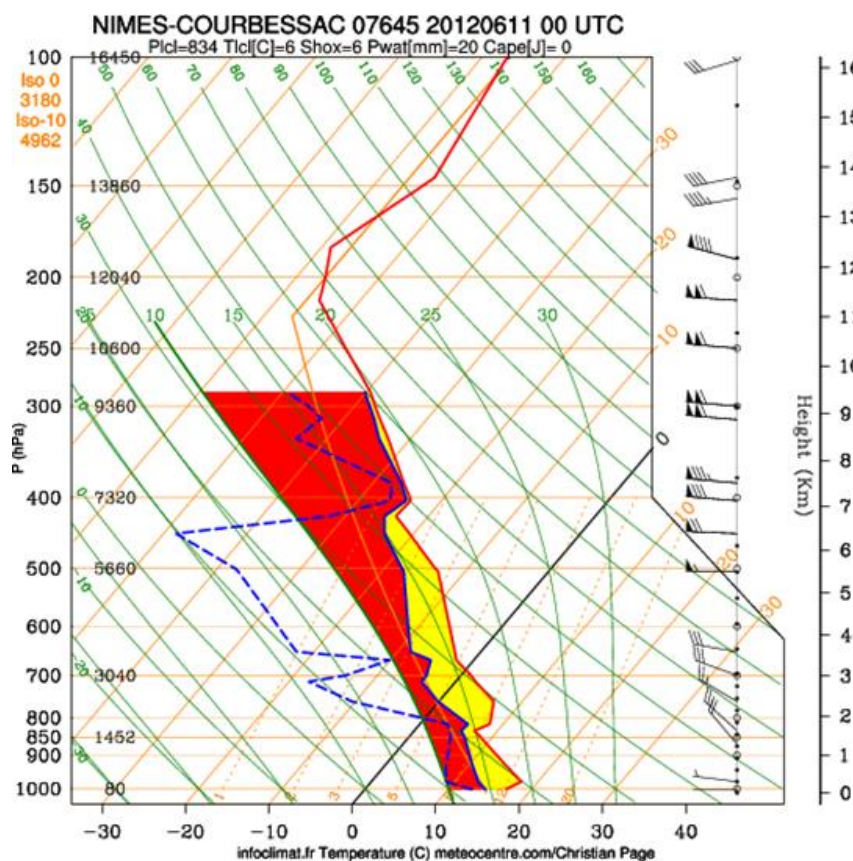


Figure 31- Radiosondage effectué le 11 juin 2012 à 0h à Nîmes. La courbe de température est en rouge, le trait noir gras indique l'isotherme 0°C.

Concernant l'isotherme 0°C, il correspond sur l'émaigramme à l'intersection entre le trait noir gras et la courbe rouge (ici aux environs de 3000m - Figure 31), et désigne l'altitude minimale à laquelle la température est égale à 0°C. Dans le cas de champs de température non plus ponctuels mais à l'échelle régionale, l'isotherme 0°C est une surface qui épouse plus ou moins le relief en fonction de la situation de stabilité de l'atmosphère. Son altitude n'est pas fixe et varie dans le temps et l'espace.

1.1.3. Gradients altimétriques

Le radiosondage précédent nous montre que l'évolution de la température en un point (en l'occurrence le site de Nîmes) n'est pas linéaire dans les premiers kilomètres de l'atmosphère, zone qui nous intéresse puisque l'on travaille entre 0m et 4000m d'altitude environ. Ce profil est toutefois à nuancer puisqu'établi en un point, alors que les températures mesurées aux différentes stations d'un réseau de mesure le sont près du sol, à des altitudes variables. De ce fait, la notion de gradient altimétrique est introduite pour modéliser la variation de la température avec l'altitude des stations de mesure au sol.

Le gradient altimétrique d'une masse d'air, désigné dans la littérature par *ELR*, pour *Environmental Lapse Rate*, dépend uniquement de la pression et de l'humidité

atmosphérique. Rappelons en effet sommairement que l'équation des gaz parfaits relie la pression à la température en fonction du volume et de la constante des gaz parfaits.

Lorsque l'air est sec, ce gradient dépend uniquement de la pression atmosphérique et est maximal ($-9.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$) : on parle de gradient adiabatique sec. Pour un air humide, la condensation de la vapeur d'eau libère de l'énergie qui abaisse la valeur du gradient : on parle de gradient adiabatique humide. On voit alors que l'humidité conditionne la température et donc le gradient altimétrique. En fonction des situations atmosphériques, la valeur prise par le gradient altimétrique sera très fortement modifiée. La représentation statistique la plus communément adoptée pour modéliser le gradient altimétrique est linéaire (**Figure 32**) :

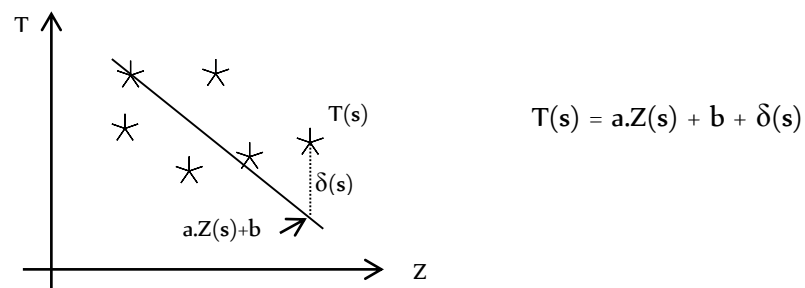


Figure 32- Températures observées en fonction de l'altitude et droite de régression linéaire associée. $\delta(s)$ représente le résidu de la régression.

Cette régression linéaire (T fonction de Z) est assortie d'un coefficient de détermination R^2 , indiquant la robustesse de la régression. Un R^2 égal à 1 indique que tous les points sont sur la droite de régression, et donc que la température croît de manière parfaitement linéaire avec l'altitude. Le coefficient a représente le gradient altimétrique, le coefficient b la température de référence au niveau de la mer. Le calcul statistique des coefficients a et b est le suivant :

$$a = \frac{\text{cov}(Z, T)}{\sigma^2(Z)} = \frac{\sum_1^n (Z_i - \bar{Z})(T_i - \bar{T})}{\sum_1^n (Z_i - \bar{Z})^2} ; \quad b = \bar{T} - a \cdot \bar{Z} ; \quad R^2 = r^2 = \frac{\text{cov}^2(Z, T)}{\sigma^2(Z) \cdot \sigma^2(T)}$$

Où $\text{cov}(Z, T)$ représente la covariance entre les deux variables altitude et température, σ l'écart-type de la variable, et r le coefficient de corrélation.

Remarque : le gradient altimétrique est négatif dans la plupart des cas, traduisant le fait que la température décroît lorsque l'altitude augmente. Par abus de langage, le signe négatif est souvent omis.

1.1.4. Phénomènes météorologiques marquant en zone de montagne

Les gradients altimétriques fortement dépendant de l'évolution des masses d'air. En zone de montagne, il convient de préciser les phénomènes météorologiques principaux qui affectent les gradients altimétriques de température.

Effet orographique

On désigne par effet orographique le processus qui conduit une masse d'air à s'élever le long d'un versant par une intervention extérieure. On distingue trois sources potentielles liées aux effets orographiques :

- Développement de convection thermique au-dessus d'un sol chaud, ce qui crée l'élévation de la masse d'air le long du relief.
- Ascendance forcée le long du relief due à un vent
- Passage d'un front froid qui vient buter contre le relief

Ces différentes sources d'effets orographiques ont pour conséquence de générer sur les températures mesurées en montagne des perturbations, d'autant plus si l'effet orographique est très local. En fonction de la situation météorologique, la mesure de température pourra alors être affectée par cet effet, tout comme la mesure de précipitation sur le versant au vent par rapport au versant sous le vent (cf. Föhn ci-dessous).

Föhn et Lombarde

Lorsqu'une masse d'air rencontre un relief soumis à un vent, elle subit une ascendance forcée, qui implique une baisse de pression de par l'augmentation de l'altitude. Cette baisse de pression induit une détente adiabatique de l'air, c'est-à-dire sans échange thermique avec l'extérieur. Cette détente s'accompagne alors d'un refroidissement de la masse d'air, dépendant de l'humidité de cette masse d'air. Si l'air est sec, ce refroidissement sera d'environ $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ si l'air est humide. Ce refroidissement implique une diminution de la masse d'eau que peut contenir l'air (on parle de pression de vapeur saturante), et donc une condensation partielle de l'eau qui passe de la phase vapeur à la phase liquide. Cela se traduit alors par des nuages qui se développent le long de la pente. Plus la masse d'air poursuit son ascension, plus la pression diminuant va favoriser la condensation, qui va générer ensuite des précipitations. Lorsque la masse d'air franchit la crête, sa teneur en eau a diminué, et elle redescend alors le long de la pente opposée avec une humidité moindre que lors de son ascendance. La compression qui s'en suit (due à l'augmentation de pression) implique un réchauffement de la masse d'air, qui va induire un assèchement par évaporation de l'eau du nuage et donc une dissipation des nuages formés. Cette dissipation se produit à une altitude plus haute que celle de formation du nuage car celui-ci contient à présent moins d'eau. On a alors un air plus chaud qui descend le relief, par rapport à l'air ascendant. L'ascendance se produit au versant qualifié d'« au vent », tandis que la subsidence se produit au versant « sous le vent ». Ce mécanisme complexe se nomme ainsi effet de föhn (**Figure 33**).

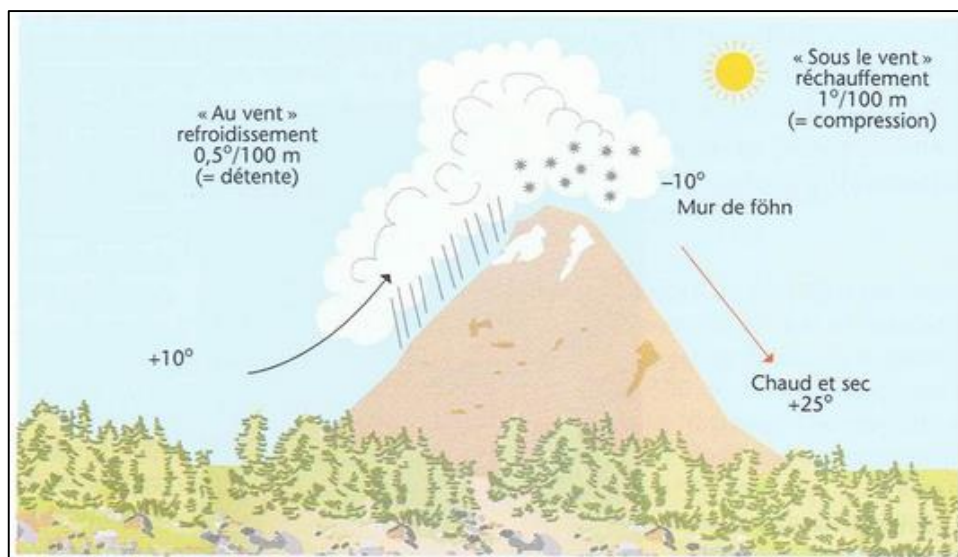


Figure 33- L'effet de Föhn issu de *La météo de Montagne* de Jean Jacques Tillet

La lombarde est quant à elle une variante du föhn, qui provient du bassin du Pô et qui vient buter sur l'arc alpin. Le versant italien est alors le versant au vent, le versant français étant le versant sous le vent. Les lombardes actives sont celles caractérisées par une dépression provenant du golfe de Gênes, et qui génère un air chaud et humide. Elles correspondent alors à la circulation atmosphérique dénommée « Retour d'Est » (type de circulation n°6 sur la **Figure 37**). Elles s'accompagnent à l'automne et au printemps d'importantes précipitations qui arrosent les alpes italiennes et qui en fonction de l'importance des vents et de l'humidité des masses d'air, peuvent générer des précipitations tout aussi importantes sur le versant français (Mercantour, Queyras, Maurienne, Tarentaise entre autres).

Inversion et mer de nuages

L'inversion de températures est caractérisée par une température qui augmente avec l'altitude dans la troposphère, ce qui est fréquent lors de situations anticycloniques avec des amplitudes thermiques diurnes/nocturnes fortes. Ayant lieu par ciel clair principalement, le refroidissement des basses couches de l'atmosphère est bien plus rapide que celui des couches supérieures, d'autant plus dans les fonds de vallées à cause de l'effet de versant. Lorsque le soleil se couche, l'air froid descend le long des versants et reste piégé en fond de vallée car surmonté par une masse d'air plus chaude. Lorsque le soleil se lève, celui-ci réchauffe les versants ce qui entraîne de la convection au-dessus des pentes. Si l'énergie solaire est suffisante, la convection permet d'entraîner l'air froid le long du versant et homogénéiser la masse d'air. L'inversion est alors rompue. Bien souvent, cette énergie n'est pas suffisante et l'inversion peut perdurer plusieurs jours avant qu'une perturbation ou un vent fort ne viennent la briser.

Une caractéristique de l'inversion de température en zone de relief est la présence d'une mer de nuages (**Figure 34**), qui se forme au-dessus de la couche d'air froid dans les vallées encaissées. Cela accentue d'autant plus le phénomène d'inversion

puisque les nuages rayonnent vers l'espace et réfléchissent le rayonnement solaire, piégeant davantage d'air froid sous la couche de nuages. Les situations anticycloniques d'hiver fréquentes dans la vallée du Grésivaudan font que la mer de nuage au-dessus de la ville de Grenoble peut durer parfois une semaine (comme le mois de janvier 2010 par exemple) avec une température à Grenoble (200m) de -1°C quant au col de Porte (Chartreuse, 1300m) on relève $+10^{\circ}\text{C}$.

Lorsque le fond de vallée est enneigé, ce phénomène est accru de par le refroidissement nocturne très important de la neige. En effet, en l'absence de rayonnement visible, la neige rayonne comme un corps noir dans l'infra rouge, c'est-à-dire qu'elle perd toute l'énergie thermique qu'elle a accumulé dans la journée. Elle se refroidit alors très vite, bien plus vite que l'air ambiant, créant des nappes d'air froid en fond de vallée. On comprend alors qu'une station de température implantée dans un tel endroit mesurera la température due à l'effet local de piégeage de l'air froid. Loin du sol, cette température sera bien plus élevée que celle mesurée à 1,50m du sol. Si l'ensemble des stations utilisées sont situées dans cette couche d'inversion, le gradient altimétrique qui en résultera sera donc biaisé.



Figure 34- Mer de nuages bloquée à 1400m d'altitude en Chartreuse au-dessus de la combe de Perquelin, février 2010 (vue depuis le Dôme d'Arguille)

1.1.5. Climatologie et types de circulation atmosphérique

Quelques généralités sur les températures et la climatologie doivent permettre au lecteur d'apprécier au mieux la variabilité des températures aussi bien dans l'espace que dans le temps, et lui donner quelques ordres de grandeur sur les températures « attendues » dans les Alpes du Nord

Température moyenne en France

Les régimes de température en France sont variés, allant du climat océanique sur la côte atlantique au climat méditerranéen dans le Sud-Est. Donnons à titre d'exemple la carte de France des températures moyennes annuelles (interpolées) sur la période 1970-2000, où l'influence de la Méditerranée et des Alpes ressort bien au travers de la moyenne (Figure 35). Concernant les Alpes, centre de nos préoccupations, on parlera de climat montagnard pour la majeure partie des stations, mais certaines, en fonction de leur position, peuvent être sous l'influence du climat de la zone de plaine la plus proche, océanique ou méditerranéen.

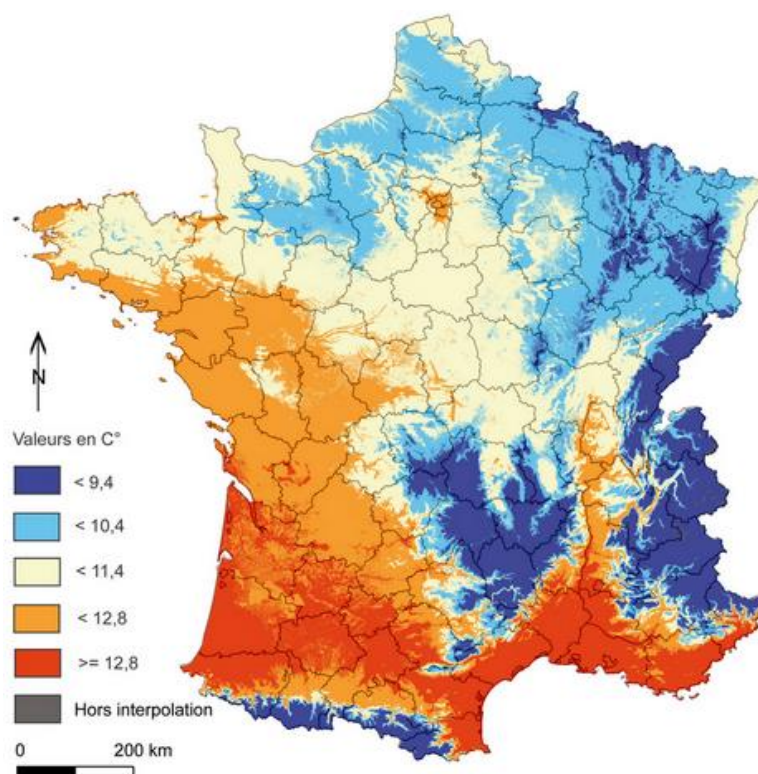


Figure 35- Carte des températures moyennes annuelles sur la France sur la période 1971-2000, extraite de D. Joly et al.

Ainsi la ville de Gap peut être qualifiée par un climat montagnard avec une forte influence méditerranéenne. Donnons à titre de repère les températures moyennes et altitudes de quelques stations remarquables des Alpes françaises. La température moyenne annuelle de Gap se situe autour de 9,8°C (environ 700 m d'altitude), alors que la ville de Grenoble située à 200m a une température annuelle moyenne de 11,9°C.

Bourg Saint Maurice, en Tarentaise, située à 850 m d'altitude, à une moyenne de 9,4°C. Enfin Val d'Isère, au fond de la Haute Tarentaise, est à 3,3°C, pour une altitude de la commune parmi les plus hautes des Alpes du Nord (1850m). La variabilité saisonnière des températures est forte, ainsi que la variabilité journalière, comme en témoigne la Figure 36 pour 3 stations bien échelonnées en altitude sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble.

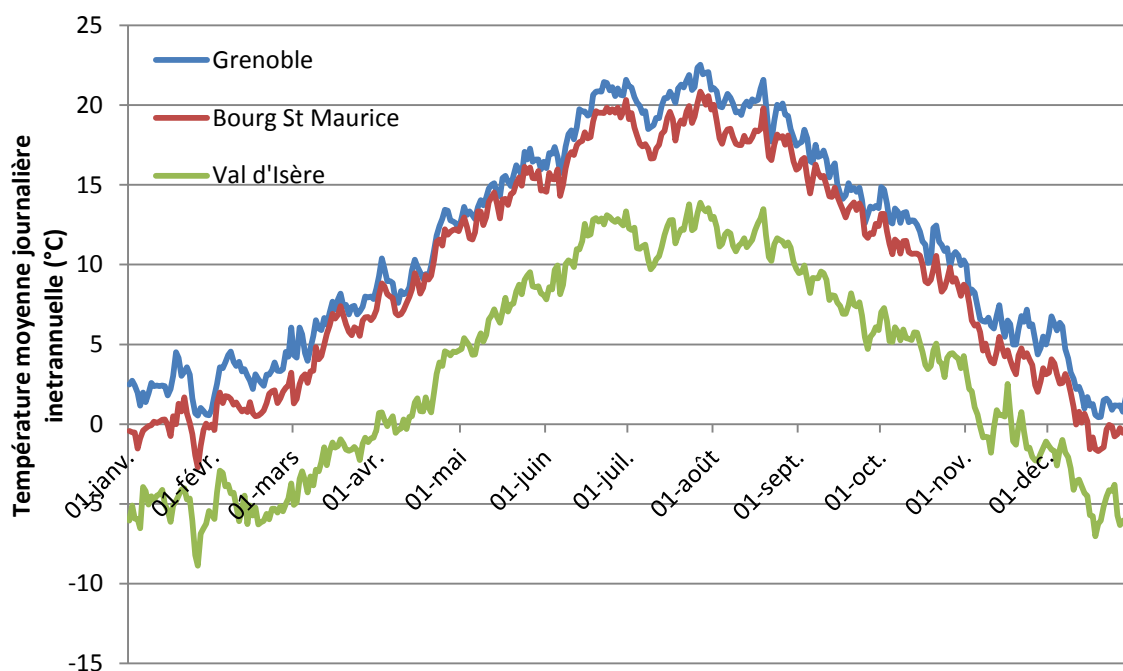


Figure 36- Variabilité saisonnière et journalière des températures moyennes journalières interannuelles (sur 2000-2009) pour 3 stations du bassin versant de l'Isère à Grenoble

Classification en types de circulation atmosphérique

La structure spatiale des champs de température peut éventuellement dépendre de l'influence à plus grande échelle de la circulation atmosphérique. Aussi est-il intéressant de présenter une classification qui a retenu notre attention dans le cadre de cette étude. Avant de la préciser, explicitons la notion de *type de circulation*, désigné communément à tort par *type de temps*. Comme le souligne François Durand-Dastès (2008), il y a lieu de distinguer les deux notions. La première correspond à la circulation atmosphérique liée au champ de pression, tandis que la deuxième est attachée à décrire l'état de l'atmosphère grâce aux variables météorologiques telles que la précipitation ou la température. Ainsi on parle d'un type de temps *chaud et humide* et d'un type de circulation de type *anticyclonique*.

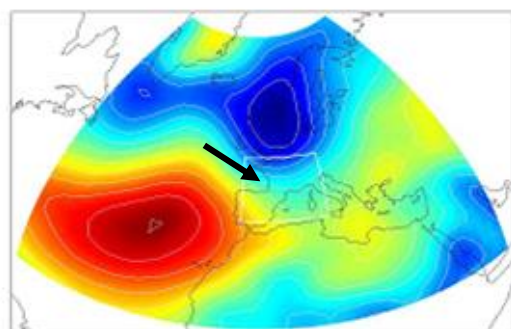
Un type de circulation a pour but de définir une classe dans laquelle des situations météorologiques semblables seront affectées. Ainsi les types de circulation regroupent des événements à grande échelle de la circulation atmosphérique déterminés par les champs de pression, généralement à 1000 hPa. Ainsi deux journées du même type de circulation auront une situation météorologique voisine, pour la

variable de classement que l'on considère. En effet, pour établir une classification, on doit se donner deux moyens : une métrique de mesure entre les différentes situations météorologiques, et une variable permettant de définir les centres de chaque classe météorologique. Aussi pour établir une classification il faut se donner une fenêtre spatiale (la France par exemple), une ou des variables discriminantes (le géopotentiel à 1000 hPa par exemple) et une métrique (distance entre une journée et le centre de classe, par exemple euclidienne). Une bonne identification des classes consiste à obtenir des classes compacts, homogènes et bien distinctes les unes des autres. Cela implique de minimiser la variance intra-classe, et de maximiser la variance inter classes.

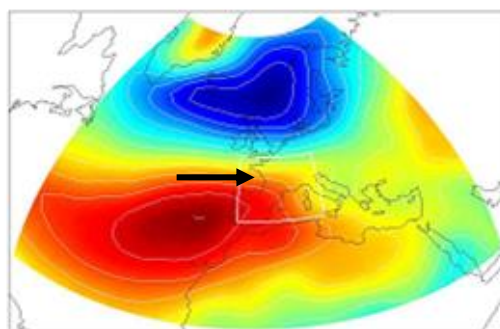
Il existe un certain nombre de classification dont il n'est pas l'objet de toutes les présenter. Chaque méthode de classification utilise des critères différents et est appliquée sur une zone cible, ce qui explique cette grande variabilité. Les classifications permettent dans tous les cas d'avoir une approche climatologique du phénomène que l'on étudie.

Présentons plus en détail la classification qui a été mise au point pour les besoins d'EDF (Garavaglia et al 2010). Cette classification est basée sur la variable précipitation, qui permet sur un échantillon de 54 postes pluviométriques entre 1956 et 1996 (3086 journées pluvieuses) de déterminer 8 classes (Figure 37). Les 7 premières classes sont constituées des journées pluvieuses dont la moyenne des 54 postes dépasse le seuil de 5mm (21% des journées de la chronique), la huitième classe regroupant les 79% restantes. Le champ météorologique moyen associé aux journées de chaque classe est alors déterminé par les géopotentiels à 700 et 1000 hPa à 0h et 24h, ce qui permet de définir le centre de chaque classe. Pour pouvoir ensuite déterminer à quelle classe appartient une journée, on doit récupérer une archive météorologique du champ de pression à cette date, dont on calcule la distance avec les centres de chaque classe. La distance la plus faible permet alors de classer la journée en termes de probabilités comme étant la plus proche de telle classe. Le classement au sens de la précipitation (les 3086 journées) se retrouve modifier par le classement au sens de la circulation, ce qui conduit à réaffecter des journées notamment celles de la classe 8. On obtient alors sur la période 1953-2000 28% de journées classées dans le type de circulation 8, qualifié d'anti cyclonique.

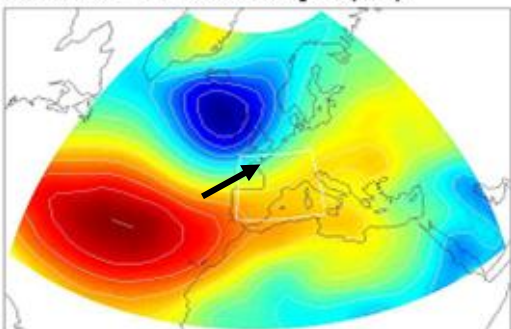
Les journées classées par l'EDF qui nous ont été fournies vont de 1953 à 2006. Ces classes permettent notamment (classe 6 : retour d'Est) de caractériser le phénomène de Lombarde décrit précédemment (1.1.4).



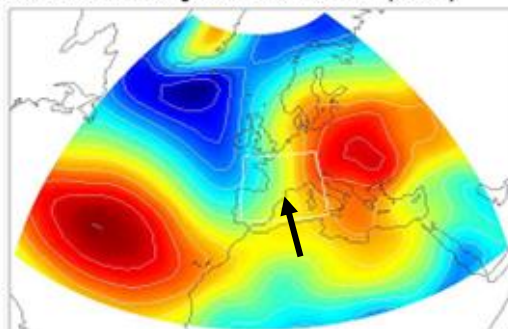
Classe 1 : Onde atlantique (8%)



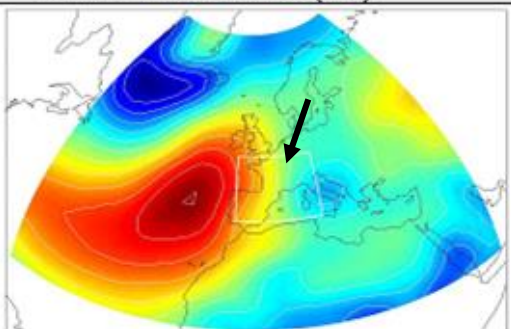
Classe 2 : Océanique stationnaire (28%)



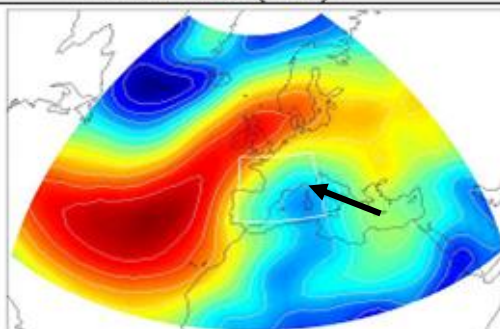
Classe 3 : Sud-Ouest (8%)



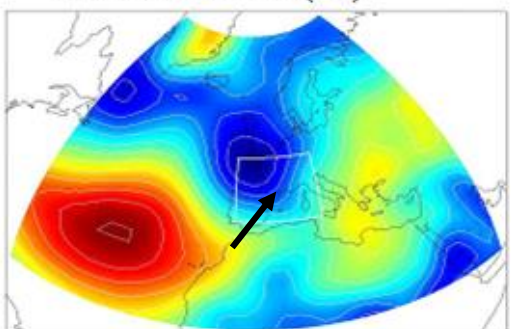
Classe 4 : Sud (18%)



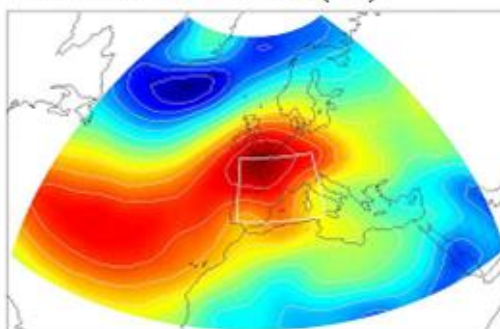
Classe 5 : Nord-Est (7%)



Classe 6 : Retour d'Est (6%)



Classe 7 : Dépression centrale (3%)



Classe 8 : anticyclonique (28%)

Figure 37- Types de circulation EDF pour le champ de pression moyen à 1000 hPa et 0h, avec occurrence des types de circulation en pourcentage sur la chronique 1953-2006 et direction principale du flux atmosphérique.

1.2. Spatialisation des températures en zone de montagne : état de l'art

1.2.1. Données de températures et modélisation

Même si cette étude fait clairement l'objet d'une utilisation des données sol, il convient de préciser les données qui s'offraient à nous et de les expliciter pour mieux comprendre les raisons qui nous les ont faites écarter. Il y a principalement trois sources de données possibles, que ce soit pour les températures ou d'autres variables météorologiques : les données sol, les données de sortie de modèle numérique et les données satellites issues d'une acquisition spatiale.

Les données sol des services météorologiques (MétéoFrance, Météo Suisse, ARPA,) sont issues ponctuellement des stations météorologiques implantées sur l'ensemble du globe. Ces données ne peuvent aboutir à des champs spatialisés que si elles sont utilisées avec un modèle d'interpolation, qui permettra par des modèles statistiques de donner une valeur en tout point de l'espace. Ces modèles statistiques, dont il n'est pas l'objectif ici de les énumérer, sont du type régression linéaire, pondération par la distance inverse, krigeage. Ces modèles statistiques ont largement été utilisés dans la communauté scientifique pour l'interpolation de données météorologiques. Dodson and Marks (1997) ont par exemple utilisé une méthode de distance inverse au carré sur des températures journalières à l'échelle d'une grande région montagneuse du Nord-Ouest des Etats-Unis, en obtenant des résultats satisfaisants. Le choix des méthodes géostatistiques (krigeage) effectué ici est largement justifié par les nombreux auteurs qui les ont utilisées et montré tout leur intérêt dans l'interpolation de variables météorologiques, telles que la température ou la précipitation (Goovaerts (2000) sur les précipitations mensuelles, Benavides et al. (2007) sur les températures mensuelles, Tobin et al. (2011) sur les précipitations et températures horaires).

L'autre source de données est celle d'origine numérique, issues des modèles physiques résolvant en tout point sur des mailles de taille variable, de plusieurs centaines de kilomètres à quelques kilomètres, les équations de thermodynamique régissant le comportement des masses d'air – résultant des interactions sol-atmosphère-océan. Ces modèles numériques assimilent des données sol pour se rapprocher de la réalité *terrain*, ce qui permet de modifier une ébauche de temps déterminant une situation synoptique. Ces modèles peuvent être de grande échelle et fournissant des données sur le globe entier (Réanalyses type ERA 40 du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme), ou de moyenne échelle sur des zones restreintes (type ALADIN ou AROME de MétéoFrance).

Enfin les données d'origine spatiale correspondent aux températures de surface mesurées par satellite (données type Landsat de la NASA), en tout point du globe situé dans le champ de mesure du satellite.

1.2.2. Résolution et échelle spatiales et temporelles

Quelles que soient les données et les modèles utilisés, tous les champs de températures sont définis suivant une échelle et une résolution de travail, spatiales et temporelles. Ce point a pour objet de préciser quelles sont les choix adoptés sur des études similaires par d'autres auteurs, et quels peuvent être les points critiques qui ressortent des choix qu'ils ont effectués.

Benavides et al. (2007) a utilisé une échelle spatiale régionale en étudiant les monts Cantabriques dans le Nord de l'Espagne, avec une échelle temporelle de 30 ans, afin de considérer la température sur un espace suffisamment grand et avec une chronique importante.

La résolution définit la taille de la plus petite entité (spatiale, temporelle) que l'on considère pour le phénomène que l'on étudie. Par exemple, le modèle ARPEGE utilise une résolution spatiale en points de grilles distants de 15km, c'est-à-dire que les données de sortie du modèle sont les sommets d'un carré d'environ 200km², avec une résolution temporelle de sortie de 6 heures (modèle opérationnel), et une résolution verticale définie sur 40 niveaux de pression; Benavides et al. (2007) travaille à une résolution spatiale de 500m, et une résolution temporelle mensuelle qui lui donnent des résultats très satisfaisants. Sa résolution verticale est définie par son jeu de données définis sur son site d'étude, entre 0 et 2700m d'altitude. La problématique de l'échelle et de la résolution est forte, puisqu'elle conditionne les résultats finaux. L'échelle spatiale peut être agrandie si on doute de la zone d'étude ou pour des besoins pratiques, l'échelle temporelle quant à elle est définie par le jeu de données dont on dispose. Cline et al. (1998) a montré que la dégradation du modèle numérique d'élévation de 90m à 500m, sur un petit bassin versant de la Sierra Nevada en Californie (120 ha), induisait une surestimation de l'équivalent en eau du manteau neigeux de 14 à 17%. D'autres auteurs ont soulevé un problème inhérent à la résolution spatiale des cartes interpolées : l'altitude des mailles d'un modèle numérique d'élévation ou de terrain et l'altitude réelle des observations contenues dans la maille diffèrent (Dodson and Marks, 1997, Gottardi, 2009, Tobin et al, 2011), d'autant plus que la résolution utilisée est forte. Ces auteurs utilisent pour la plupart des résolutions de 1km², en signalant cette différence d'altitude sans pour autant en tenir compte dans l'appréciation des résultats qu'ils fournissent. En effet, la majorité des validations de modèle se font aux points stations, et non à partir des valeurs de la maille comparées aux valeurs observées. Concernant la résolution temporelle, elle doit nécessairement être liée à la dynamique du phénomène que l'on étudie. Ainsi Benavides et al peut se satisfaire de températures moyennes mensuelles pour le suivi de la végétation. Pour les modèles de fonte nivale semi-distribués ou distribués, ils sont souvent évalués au travers de la modélisation hydrologique, à des résolutions temporelles rarement horaires, ce qui ne permet d'apprécier la variabilité infra journalière des débits de fonte : Kling et al (2006) utilise une résolution spatiale de 1km sur toute l'Autriche avec une résolution temporelle journalière, pour évaluer la variabilité spatiale et temporelle (à l'échelle temporelle de 30 ans) de la fonte de la

neige, Zeinivand et De Smedt (2009) évalue l'apport d'un bassin versant iranien de 500km² à un barrage en aval avec des données journalières, avec une résolution spatiale définie par le découpage de 193 bassins versants d'une taille moyenne de 2,25km². Ces deux auteurs montrent la pertinence de leur modélisation dans la bonne simulation saisonnière des débits de cours d'eau alimentés par la fonte, à des résolutions spatiales assez fines, et une résolution temporelle journalière. Ils ont en effet une bonne estimation des volumes d'eau recueillis, ce qui correspond à leur objectif principal, mais comme le souligne Cazorzi (1996), cela ne permet pas de distinguer les erreurs potentiels du modèle de fonte et encore moins celles des forçages interpolés (les températures en l'occurrence). De plus, ils n'ont pas une quantification précise des débits de crues majeurs : le phénomène est lissé en saisonnier.

1.2.3. Avantages et inconvénients de chaque source de données

Chaque source de données a bien évidemment ces avantages et ces inconvénients. Le choix s'est porté sur les données sol car elles représentent la première source d'information disponible, bien avant les données issues des sorties de modèle numérique. Elles sont aussi plus facilement utilisables dans un contexte opérationnel, ce qui n'est pas le cas de modèles numériques à des résolutions fines, nécessitant beaucoup de données et des temps de calcul de quelques heures. Dans le cas des données sol et numériques, la résolution des champs de sortie dépendra avant tout de la densité des données sur la zone choisie : on est face à un problème sous déterminé où l'on souhaite obtenir de l'information dans une zone où l'on n'en possède pas. Par exemple, vouloir interpoler des données sol très éparées sur des grilles très fines donnera sans aucun doute un « joli » résultat mais une qualité médiocre du fait du manque de points d'interpolation. Ce problème n'existe pas avec les données satellites, puisque l'information est acquise en tout point avec une résolution qui dépend de la capacité du capteur satellite, mais la qualité des données peut être mise en doute puisque ces données doivent être corrigées pour tenir compte d'une mesure effectuée au travers de l'atmosphère. Les données satellites journalières (et non horaires) ne correspondent en effet pas à la température de l'air mais à la température de la surface, et le passage de l'une à l'autre n'est pas immédiat. Les données sol présentent quant à elle aussi des erreurs potentielles : défaut de capteur, bruit, mauvais enregistrement. Les données numériques peuvent être affectées par des problèmes de résolution d'équation (conditions aux limites, définition des paramètres), ce qui peut conduire à des valeurs loin de la réalité, alors que les données sol ont l'avantage de fournir une donnée témoignant directement de l'environnement local de la station – ce qui peut aussi constituer un inconvénient. La résolution des 3 sources de données varie considérablement. Les données satellites (type Landsat TM) ont une résolution de 30m, alors que les données numériques ont dans le meilleur des cas une résolution kilométrique (AROME de MétéoFrance par exemple). La résolution des champs issus des données sol dépend de la densité du réseau que l'on possède et du choix que l'on se fixe.

Les modèles statistiques d'interpolation utilisent généralement des résolutions permettant de reproduire au mieux la topographie sans pour autant être trop précis pour alléger les temps de calcul : Dodson and Marks (1997) travaille à une résolution de 1km, Tobin et al. (2011) qui interpole les précipitations et températures par différentes méthodes statistiques utilise une résolution de 1km, bien plus fine que celle du modèle numérique COSMO 7 qu'elle utilise en variable externe. De part notamment les différences mentionnées précédemment, le comportement de ces 3 sources en zone de relief diffère. Le krigeage avec dérive externe de données sol est un très bon outil lorsqu'il utilise une variable externe explicative pour le paramètre à interpoler, comme l'a souligné Goovaerts (2000) en krigeage de champs de précipitations mensuelles. Les données numériques ne sont pas optimales sur les mailles de relief tant le nombre de paramètres nécessaires à la résolution des équations – et difficilement mesurables en tout point, est grand et ces paramètres très variables d'une vallée à l'autre. Les données satellites sont issues d'une mesure à quelques milliers de kilomètres au-dessus du sol, avec un angle de mesure par rapport au sol qui va induire des zones d'ombre, notamment sur les zones de fort relief, masquant l'information que l'on cherche à obtenir. Les mesures satellites sont de plus des mesures *de surface*, ce qui induit des résultats bien différents en fonction de l'albédo de la surface (par exemple pour les mesures sur sols enneigés dans le proche infra rouge).

Les avantages et inconvénients penchent en faveur des données sol pour cette étude, qui se veut avant tout explicative de la variabilité des températures en montagne et qui propose une cartographie à une résolution kilométrique et horaire. Rappelons que les besoins sont ceux de l'hydrologie et de l'opérationnel.

1.2.4. *Choix de spatialisation dans le cadre de cette étude*

Choisir comme point de départ les données sol et un modèle d'interpolation correspond aux objectifs de modélisation des températures dans cette étude, avec une maîtrise de la chaîne *données – modèle – spatialisation* optimale. La simplicité et l'efficacité de la méthode, tout en permettant une compréhension suffisante des phénomènes, sont les objectifs premiers. Nombre d'études, bien avant la cartographie de champs de température, ont analysé les gradients altimétriques, qui caractérisent le lien entre la température et l'altitude. Dougédroit et de Saintignon (1970) ont étudié sur les Alpes françaises ces gradients en montrant leur variabilité par rapport à la position topographique de la station, ce que d'autres ont exploré à nouveau avec des échelles/résolutions spatiales et temporelles différentes (LookingBill and Urban (2003) sur un bassin de 64km² avec 45 points de mesure, Dobrowski et al (2009) sur la région du Lac Tahoe aux Etats-Unis (2750km²) sur des stations synoptiques et des mesures de températures en atmosphère libre). Tous ont montré que l'altitude était le paramètre le plus explicatif, et que la topographie avait une faible part explicative mais non négligeable, mais aucune étude n'a explicité de résultats à des pas de temps inférieurs au mois ou à la journée, quand bien même certains auteurs utilisent des données horaires

de températures dans des modèles hydrologiques (Verbunt et al. 2003 sur des bassins versants englacés de Suisse de moins de 200km²). Ces gradients ont une variabilité dans le temps et l'espace incontestées, malheureusement souvent négligée par facilité – il est plus simple de considérer un gradient standard, par manque de données ou par choix. Gottardi (2009) considère un gradient variable dans l'espace, « afin de bannir l'hypothèse trop forte d'un gradient unique », mais omet la variabilité temporelle en définissant uniquement 4 valeurs de gradients par maille pour toute sa chronique. Ces gradients semblent intuitivement liés aux situations météorologiques, même si ce dernier auteur n'a pas dégagé de liens forts entre gradients et circulation. De même, Courault et Monestiez (1999) ont interpolé les températures en fonction de types de circulation définis sur 15 variables atmosphériques à des géopotentiels différents couvrant l'Europe et centrés sur la France, sans obtenir de résultats significatifs par rapport à l'altitude qui elle l'est beaucoup. Cela pose néanmoins la question de la définition des types de circulation et de l'échelle choisi pour déterminer ces types de circulation, vue l'absence de résultats significatifs pour l'amélioration des champs spatialisés.

La compréhension des gradients altimétriques sur les Alpes françaises sert de prémices à la spatialisation des champs de température et surtout à l'utilisation d'un modèle d'interpolation à partir des données sol. La simplicité de la relation liant la température et l'altitude, combinée à la souplesse et la performance des méthodes géostatistiques, rendent une mise en pratique aisée. Le choix des méthodes géostatistiques dans le cadre des températures s'est imposé par leur possibilité à caractériser les effets locaux (via le variogramme et la pépité), ainsi que leur fiabilité.

Une des grandes difficultés dans la spatialisation des champs de température est la confiance que l'on accorde aux cartes interpolées. On cherche à obtenir une carte sur plusieurs dizaines de milliers de points de maille avec une centaine d'observation. L'erreur commise loin de ces points d'observation doit être connue pour estimer la fiabilité des cartes d'interpolation. C'est là tout l'intérêt du krigeage de pouvoir fournir une estimation de cette erreur, mais aussi de faire en sorte de minimiser celle-ci.

La résolution spatiale et temporelle de ces cartes produites est aussi une problématique soulevée pour l'étude de la dynamique de la fonte. L'échelle de travail, imposée ici pour des besoins opérationnels au Service de Prévision des Crues Alpes Nord, est régionale, définie de la vallée du Rhône aux Alpes françaises, avec une résolution spatiale fine pour mieux cibler la répartition de la fonte en permettant une représentation correcte du relief, et une résolution temporelle liée à la dynamique de la fonte, soit infra journalière à 6h. Le choix du modèle numérique de terrain est crucial, et il incombe à l'utilisateur de vérifier la cohérence entre la résolution de ce modèle et les données des stations d'observation. Les écarts de plusieurs centaines de mètres entre l'altitude de la station et celle de la grille peuvent induire des biais non négligeables. Aucun choix ne semble meilleur que l'autre, que ce soit l'adaptation du MNT aux stations ou l'inverse. Une cohérence dans la démarche de présentation des résultats semble de

rigueur ; l'objectif est ici d'apporter des réponses claires, et des solutions adéquates, si tant est qu'elles existent. Travailler avec un pas de temps horaire, à 0h, 6h, 12h et 18h UTC, sur des grilles fines (kilométriques) en utilisant des méthodes géostatistiques tout en combinant de l'information issue de l'étude des gradients altimétriques et de ses dérivés (les paramètres de la régression liant la température à l'altitude) et de l'ajout de variables auxiliaires (latitude, rayonnement solaire) représente l'originalité de la méthodologie choisie (a priori aucune étude actuelle ne regroupant toutes ces caractéristiques).

D'autre part, la comparaison avec des modèles existants est intéressante car elle donne un angle de vue différent sur la méthode que l'on a choisi. De ce fait, deux comparaisons ont été effectuées, l'une avec un modèle statistique (Gottardi, 2009), l'autre avec un modèle à la fois physique et statistique (Durand et al. 1993). L'approche développée par Gottardi s'intéresse à la structure du champ de température tout en imposant des contraintes locales qui constituent l'originalité de la méthode, à une résolution de 1km. La comparaison avec SAFRAN Alpes (Durand et al. 1993, Durand et al. 2009) a pour but d'évaluer l'apport d'un modèle qui utilise une ébauche ré analysée régionale (ARPEGE) avec une assimilation des données locales, par rapport à un modèle purement statistique représenté par le krigeage. Le modèle SAFRAN Alpes a été notamment choisi parce qu'il représente pour la prévision opérationnel (des avalanches en premier lieu) un outil fournissant des données spatialisées des plus performants (Durand et al. 1993, Durand et al. 1999).

Obtenir des champs de températures spatialisés n'a de sens que s'ils sont utilisés en forçage de modèles nivo/hydrologiques. Une étude sur l'utilisation des champs interpolés en vue de la prévision hydrologique via le suivi de la dynamique des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C est donc effectuée au pas de temps journalier ou au pas de temps 6h (c'est-à-dire une valeur horaire mesurée toutes les 6 heures). Il permet de voir l'influence de la résolution temporelle choisie sur l'évolution spatiale des surfaces au-dessus/en dessous, de l'isotherme 0°C, c'est-à-dire les zones potentiellement contributives au stockage/au ruissellement des précipitations. La comparaison avec un modèle physique (par exemple SAFRAN Alpes) permet d'obtenir deux éclairages différents sur la variabilité spatiale et temporelle de ces surfaces. L'objectif final est, rappelons-le, d'évaluer l'intérêt et les problèmes rencontrés lors d'une modélisation des températures par le krigeage à une résolution temporelle infra journalière et une résolution spatiale fine, en vue de son utilisation future dans un modèle de fonte nivale étendu à un bassin versant.

1.3. Le krigeage comme méthode d'interpolation spatiale

Le krigeage est une méthode statistique d'interpolation en des points de l'espace où l'on ne possède pas l'information de la variable que l'on souhaite quantifier. A partir d'un ensemble de points répartis dans l'espace, on peut déterminer en tout point de cet espace la valeur de la variable étudiée. On parle ainsi de méthode géostatistique. L'objectif de cette partie n'est pas d'exposer toute la théorie du krigeage, mais de donner les éléments essentiels à sa compréhension pour la spatialisation des températures.

Le krigeage a été mis au point dans les années 1950 par un ingénieur minier sud-africain du nom de Krige, afin de répondre aux problématiques de détection de minerai en tout point du sous-sol à partir d'un échantillon de valeurs ponctuelles. Georges Matheron a développé le formalisme de cette méthode dans les années 1960 au Centre de géostatistique de l'Ecole des Mines de Paris, lui donnant le nom de krigeage.

On trouve à présent de bons outils permettant de faire de la géostatistique, libres de droit et très maniables (avec leurs contraintes tout de même...), ce qui a aussi contribué à l'utilisation de cet outil : logiciel freeware R, package Gstat (Pebesma, 2004), GeoR (Hengl, 2009).

1.3.1. Fondements du krigeage

Le krigeage est la meilleure prévision linéaire sans biais dans un cadre spatial (*Best Linear Unbiased Predictor* en anglais) pour une fonction aléatoire gaussienne, en utilisant une fonction modélisant la décroissance de la corrélation spatiale avec la distance. Cette fonction qui sera explicitée par la suite est appelée le semi variogramme (Équation 25).

Le principe du krigeage est de prévoir la valeur d'une variable en un site non échantillonné en combinant linéairement des informations disponibles en des points de mesure (stations d'observation) répartis (aléatoirement ou non) dans l'espace (cf. **Figure 38**) :

$$T^*(s) = \sum_i^N \lambda_i \cdot T(s_i) \quad \text{Équation 14}$$

Où $T^*(s)$ est la température estimée (ou prédite) en $s(x,y)$, λ_i les poids affectés aux températures $T(s_i)$ des stations en $(s_i(x_i,y_i))$.

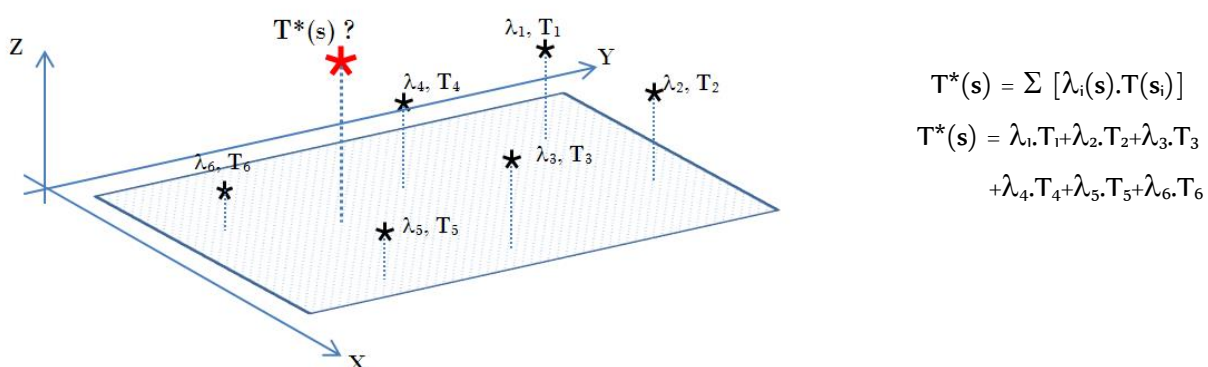


Figure 38- Prédiction de $T^*(s)$ en fonction des autres stations

Les poids λ_i attribués à chaque observation $T(s_i)$ sont calculés pour obtenir :

- une prévision non biaisée (c'est-à-dire la moyenne des erreurs de prévision est nulle)

$$E[T^*(s) - T(s)] = 0 \quad \text{Équation 15}$$

- et une variance résiduelle minimale (ce qui définit le terme « la meilleure » en parlant des prévisions du krigeage).

$$\text{Min} (\text{Var}[T^*(s) - T(s)]) \quad \text{Équation 16}$$

1.3.2. Décomposition du signal de température

Comme pour d'autres variables (la précipitation notamment), on peut considérer que la température comporte une part déterministe (fonction notamment de l'altitude) et une part stochastique (effets locaux entre autres) (**Figure 39**). Avec le krigeage, on considère que les fluctuations (la partie stochastique) sont dépendantes spatialement. Ces erreurs peuvent être dues à du bruit blanc, une erreur de mesure aléatoire, des effets locaux, etc. On peut écrire ainsi la température en un point $s(x,y)$:

$$T(s) = \mu(s) + \varepsilon(s) \quad \text{Équation 17}$$

Où $\mu(s)$ est la partie déterministe pour l'espérance de T et $\varepsilon(s)$ (la partie stochastique) une fonction aléatoire stationnaire, d'espérance nulle.

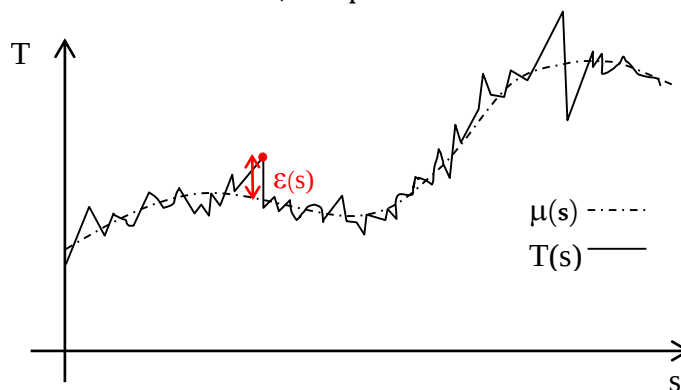


Figure 39- Représentation schématique de la variable Température dans l'espace

1.3.3. Hypothèse de stationnarité

Toute la théorie du krigeage repose sur la fonction aléatoire $\varepsilon(s)$ précédemment citée. L'interpolation optimale par le krigeage consiste à considérer le champ de température comme une réalisation de fonction aléatoire. Cette fonction aléatoire doit alors respecter l'hypothèse de stationnarité qui signifie que la loi de probabilité de la fonction aléatoire est invariante par translation, c'est-à-dire qu'elle ne dépend pas de l'origine du champ.

L'hypothèse de stationnarité qui doit être satisfaite pour permettre l'interpolation se situe à deux niveaux : le premier, le plus restrictif mathématiquement, définit la stationnarité d'ordre 2, le second définit la stationnarité intrinsèque, qui est adoptée en général en krigeage pour les variables atmosphériques.

Stationnarité d'ordre 2 :

Elle est définie par l'espérance de la fonction aléatoire en un point $s(x,y)$ et la covariance entre deux points situés à une distance h (en considérant l'isotropie du champ étudié, sinon la notation vectorielle doit être employée). Cette distance entre les stations, notée h dans cette partie, est communément appelée « interdistance »:

$$\begin{aligned} E(\varepsilon(s)) &= \mu \\ \text{cov}(\varepsilon(s), \varepsilon(s+h)) &= C(h) \end{aligned} \quad \text{Équation 18}$$

L'espérance de la fonction ε est la même en tout site, constante (connue ou inconnue). La covariance entre deux points situés à une distance h dépend uniquement de h .

Stationnarité intrinsèque :

Elle est définie par l'espérance de l'accroissement de la fonction aléatoire entre deux points situés à une distance h , ainsi que la variance de cet accroissement :

$$\begin{aligned} E(\varepsilon(s+h) - \varepsilon(s)) &= cste \\ \text{Var}(\varepsilon(s+h) - \varepsilon(s)) &= 2\gamma(h) \end{aligned} \quad \text{Équation 19}$$

L'espérance de tout accroissement de la fonction ε est nulle quel que soit le point considéré, la variance de tout accroissement existe et dépend uniquement de h . On appelle alors cette variance d'accroissement le variogramme, noté $2\gamma(h)$. Par abus de langage, le semi-variogramme $\gamma(h)$ est communément appelé variogramme.

L'existence de la covariance implique celle du variogramme (démonstration omise), mais la réciproque est fausse. Elle n'est vraie que si le variogramme est borné, ce qui permet alors de définir la covariance ainsi :

$$C(h) = C - \gamma(h) \quad \text{Équation 20}$$

Où C est la covariance à l'origine, et γ la semi variance que l'on peut représenter ainsi (Figure 40) :

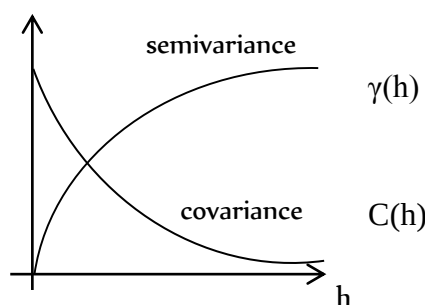


Figure 40- Différence entre semivariance et covariance

1.3.4. Analyse en variogramme

L'élaboration du variogramme est une étape importante du krigeage puisque le variogramme permet de tenir compte de la structure spatiale du champ étudié d'un point de vue statistique, en modélisant la corrélation entre les stations en fonction de la distance (dans le plan (x,y)). D'autres auteurs (e.g. Benavides, 2007) ont utilisé un

variogramme dans le plan z, permettant de tenir compte de la structure spatiale sur l'axe verticale. On définit alors des classes d'inter distances pour tenir compte de la répartition des stations dans l'espace, en calculant les distances euclidiennes entre les stations (**Figure 41**).

$$d = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2} \quad \text{Équation 21}$$

Où d est la distance interclasse, (x_1, x_2) et (y_1, y_2) les coordonnées de stations prises 2 à 2.

Afin d'obtenir des classes d'inter distances entre les stations qui soient homogènes en nombre de points, on utilise généralement des classes équiprobables. Le nombre d'inter distances calculés pour un réseau de n stations est alors de $n(n-1)/2$.

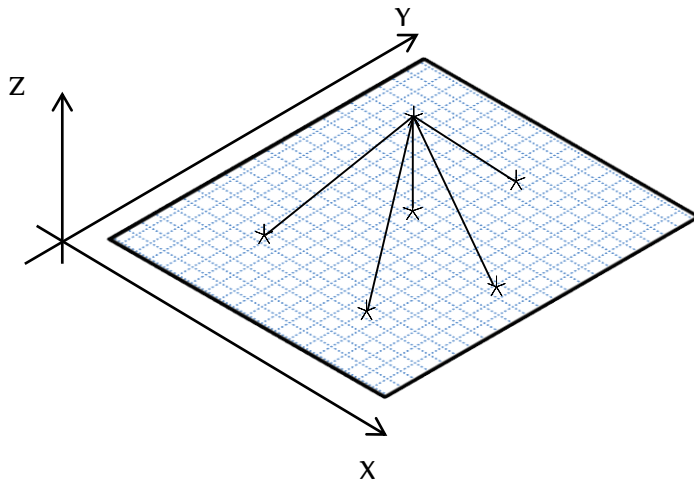


Figure 41- Calcul des interdistances dans le plan XY pour une station. L'opération est répétée autant de fois qu'il y a de stations.

Pour élaborer un variogramme, il faut un minimum d'une trentaine de points voire une cinquantaine de points, de sorte que celui-ci soit robuste. En repartant de l'expression du variogramme (Équation 19), on peut l'exprimer en fonction de la variable étudiée (T ici) et de la moyenne μ :

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= \frac{1}{2} \text{Var}[\varepsilon(s) - \varepsilon(s+h)] \\ &= \frac{1}{2} \text{Var}[(T(s) - \mu(s)) - (T(s+h) - \mu(s+h))] \\ &= \frac{1}{2} \text{Var}[T(s) - (T(s+h))] \quad \text{car } \mu \text{ est considéré invariable localement} \\ &= \frac{1}{2} E[\{T(s) - (T(s+h))\}^2] - \frac{1}{2} \{\mu(s) - \mu(s+h)\}^2 \end{aligned} \quad \text{Équation 22}$$

Deux types de krigeage ont été utilisés dans cette étude. Leur fondement repose sur l'hypothèse concernant l'espérance $\mu(s)$. Le premier, le *krigeage ordinaire*, se base sur une espérance constante mais inconnue :

$$\forall s, \mu(s) = \mu \quad \text{Équation 23}$$

Tandis que le deuxième type, le *krigeage universel*, repose sur une espérance variable et inconnue :

$$\mu(s) = \sum_{j=1}^K \beta_j \cdot f_j(s) \quad \text{Équation 24}$$

Où β_j sont les coefficients optimaux associés aux fonctions $f_j(s)$, qui dépendent uniquement des coordonnées (x,y). Ainsi on peut avoir $f_0(s) = 1$, $f_1(s) = x$, $f_2(s) = xy$.

La formulation analytique de l'Équation 22 montre que si l'espérance $\mu(s)$ de la variable T est constante, alors le deuxième terme de l'expression s'annule et le semi variogramme est estimable à partir des observations T(s) uniquement. C'est le cas du *krigeage ordinaire*. L'équation du variogramme s'écrit alors pour tout i appartenant à [1, N(h)]:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum \{\varepsilon(s_i) - \varepsilon(s_i + h)\}^2 = \frac{1}{2N(h)} \sum \{T(s_i) - T(s_i + h)\}^2 \quad \text{Équation 25}$$

Où N(h) est le nombre de couples d'inter distances, T(s_i) la température observée en un point s(x,y) et T(s_i + h) la température observée en un point à une distance h de s(x,y).

En *krigeage universel*, l'espérance $\mu(s)$ n'étant pas constante, on se heurte dans ce cas au problème d'estimation du variogramme. Le variogramme est estimé à partir de $\varepsilon(s) = T(s) - \mu(s)$. Mais $\mu(s)$ n'étant pas connue et variable, on doit l'estimer (Équation 24) pour calculer le semi variogramme expérimental à partir des résidus :

$$e(s_i) = T(s_i) - m(s_i) \quad \text{Équation 26}$$

Une fois l'estimation de $\mu(s)$ effectuée, le semi variogramme est estimé avec les $e(s_i)$, la variable étudiée krigée sur son domaine et le calcul de la moyenne du champ est réalisé. Cette moyenne est alors comparée à la moyenne estimée, puis le procédé est réitéré jusqu'à obtenir une moyenne calculée la plus proche de l'estimée. Matheron (1970) souligne toutefois que cette estimation est biaisée.

L'estimateur du semi variogramme expérimental le plus couramment employé est l'estimateur des moments (Cressie, 1993) représenté par l'Équation 25. L'estimation du semi variogramme par cette formule reste biaisée mais acceptable en terme de résultat final, comme l'ont montré notamment Goovaerts (1997) et Hengl (2009).

Pour chaque classe d'interdistance, un nombre de couple de station est défini, pour lequel on calcule la semivariance telle que définie par l'Équation 25. Cela permet de calculer le variogramme expérimental, qui doit ensuite être modélisé par un variogramme théorique (**Figure 42**) pour permettre l'interpolation. On procède alors à un ajustement à partir de fonctions connues (linéaire avec palier, sphérique, gaussien, exponentiel entre autres - **Figure 43**). On ajuste cette fonction en minimisant l'écart entre la courbe théorique et la courbe expérimentale (diverses méthodes d'ajustement sont possibles, dont les moindres carrées), suivant la distance h ou $\gamma(h)$.

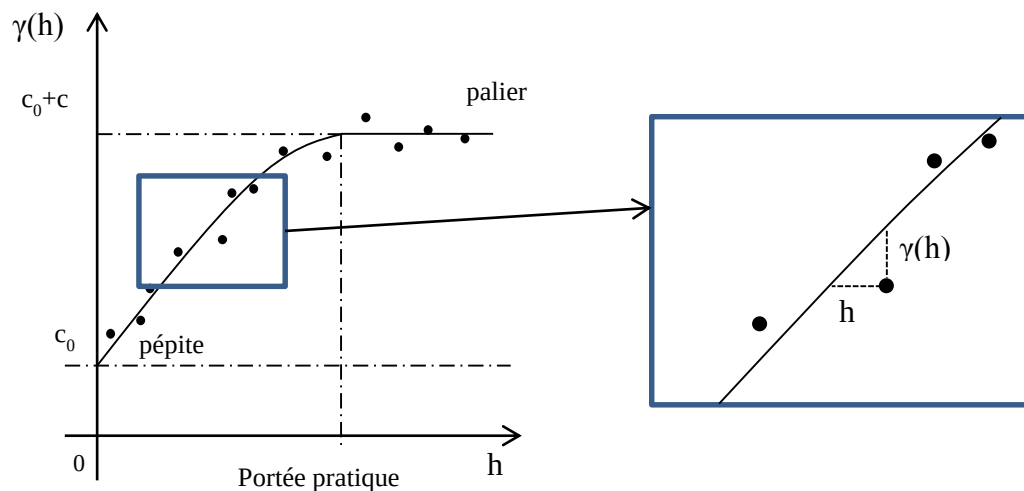


Figure 42- Exemple de variogramme expérimental (points) et de son ajustement théorique (courbe)

Le variogramme théorique est identifié au travers de la fonction mathématique qui le représente, d'où découle 3 paramètres qui vont conditionner le krigeage (**Figure 42**) :

- La pépité, caractérisant une discontinuité à l'origine (**Figure 44**), représente la variance minimale à une échelle inférieure à celle de la distance minimale entre deux observations. On parle alors d'effet de pépité. L'effet de pépité peut être le signe d'erreurs de mesure, ou d'effet très local non détecté par le réseau de mesure.

- La portée, traduisant la distance à partir de laquelle les données ne sont plus corrélées spatialement. Au-delà de cette distance, il n'y a plus de dépendance spatiale en moyenne entre les données. Elle correspond à la distance à laquelle le variogramme atteint le palier.

- Le palier, correspondant à la semivariance pour laquelle on atteint le plateau. Si le palier n'est atteint qu'asymptotiquement, la portée est en ce cas infini. On définit alors une portée atteinte lorsque le palier est à 95% de sa valeur limite. Théoriquement, la variance du champ étudié est dans tous les cas égale à la valeur du palier, sans quoi une part d'information n'est pas identifiée par le variogramme.

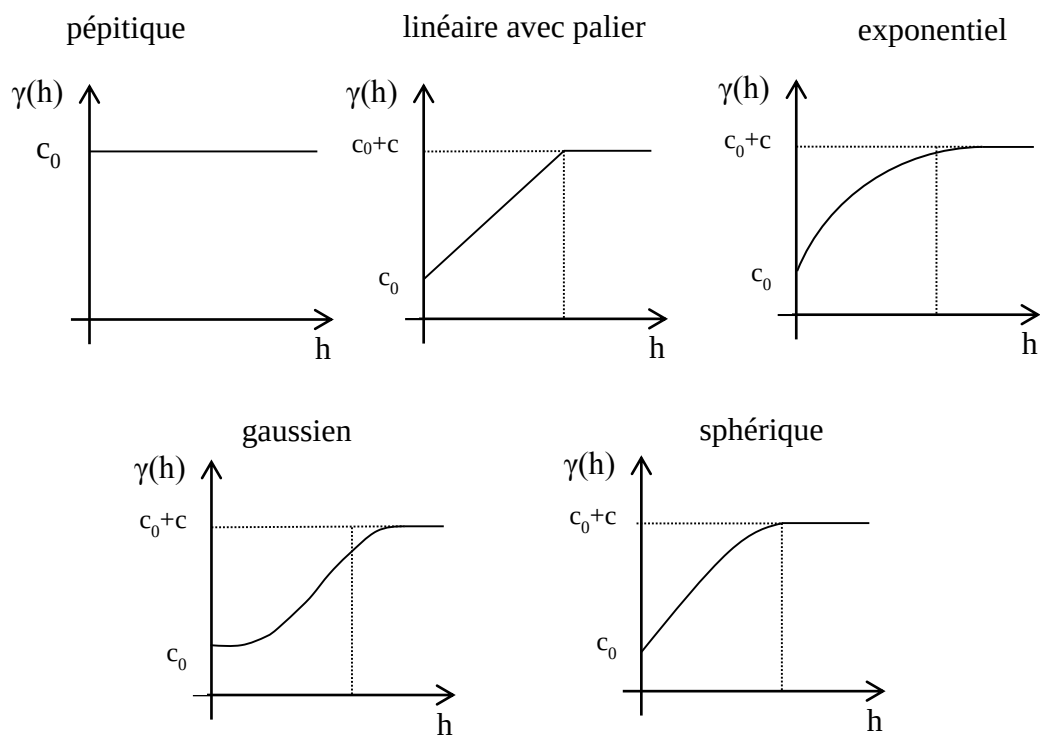


Figure 43- Les différents principaux types de variogrammes théoriques

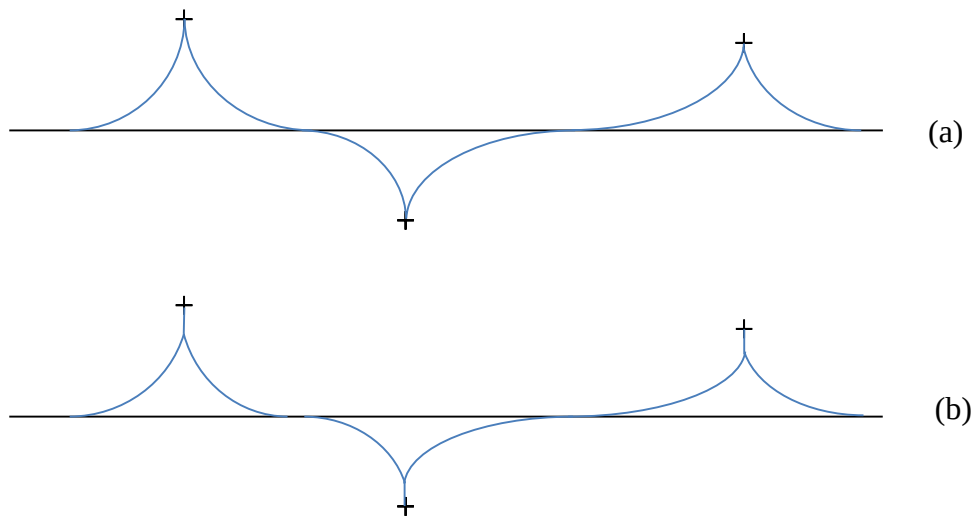


Figure 44- Exemple d'interpolation dans une dimension avec un variogramme sans pépite (a), et avec un variogramme présentant une pépite (b). Dans les deux cas, la courbe passe par le point de mesure, mais elle présente dans le cas (b) une discontinuité (liée à la pépite).

1.3.5. Equations des différents types de krigeage utilisés

L'interpolation par une méthode géostatistique (le krigeage) consiste en la résolution d'un système matriciel composé des semivariances, des poids aux stations, ainsi que d'un terme mathématique permettant la résolution du système appelé multiplicateur lagrangien ν . La notation matricielle explicite (issue du cours d'Obled, 2000) sera présentée afin de clarifier la résolution du système propre à chaque type de krigeage. La notation implicite sera employée pour donner les résultats généraux (valeur prédite et variance d'estimation), intranscriptible en notation explicite.

Krigeage ordinaire (KO)

L'Équation 15 (contrainte de non biais) induit le respect de conditions sur les poids λ_i . La moyenne $\mu(s)$ étant constante, on a :

$$E[T^*(s)] = E[T(s)]$$

En utilisant l'Équation 14, cela donne

$$E[T(s)] = E[T^*(s)] = E\left[\sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot T(s_i)\right] = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot E[T(s_i)]$$

Or $\forall s, E[T(s)] = \mu \Rightarrow \mu = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot \mu$

Cette dernière équation est satisfaite si et seulement si :

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad \text{Équation 27}$$

L'Équation 16 (contrainte d'optimalité) induit la résolution d'un système de $N+1$ équations, obtenu en dérivant N fois l'Équation 16 par rapport à λ . Du fait de la moyenne inconnue, le multiplicateur lagrangien ν introduit une constante supplémentaire qui permet l'écriture du système :

$$\begin{bmatrix} \gamma(s^1, s^1) & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \gamma(s^1, s^N) & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \gamma(s^i, s^i) & \dots & \gamma(s^i, s^j) & \dots & \dots & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \gamma(s^i, s^j) & \dots & \gamma(s^j, s^j) & \dots & \dots & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \gamma(s^N, s^1) & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \gamma(s^N, s^N) & 1 \\ 1 & \dots & 1 & \dots & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \dots \\ \lambda_i \\ \dots \\ \lambda_j \\ \dots \\ \lambda_N \\ -\nu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(s^1, s^0) \\ \dots \\ \gamma(s^i, s^0) \\ \dots \\ \gamma(s^j, s^0) \\ \dots \\ \gamma(s^N, s^0) \\ 1 \end{bmatrix} \quad \text{Équation 28}$$

Où les $\gamma(s^i, s^j)$ sont les semi variances entre les stations en s^i et s^j calculées à l'aide du variogramme théorique, λ_i les poids associés aux N stations, et ν le multiplicateur lagrangien.

En résonnant en matrice par bloc, on peut résoudre le système de sorte à obtenir les poids λ_i au point s^0 , dont on cherche à connaître la valeur. On note alors Γ la matrice

dont les éléments (i, j) correspondent aux semivariances calculées sur les résidus ($\varepsilon(s^i)$, $\varepsilon(s^j)$), λ la matrice associée aux poids en s^0 , γ_0 le vecteur colonne dont les éléments sont les semivariances $\gamma(s^i, s^0)$, et $\mathbf{I}$ un vecteur colonne de 1. Cela donne le système matriciel suivant :

$$\begin{bmatrix} \Gamma & \mathbf{I} \\ \mathbf{I} & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda \\ -\nu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_0 \\ 1 \end{bmatrix}$$

Le vecteur des températures estimées $T^*(s^0)$ en un point s^0 et la variance d'estimation théorique de krigeage $\sigma_{KO}^2(s^0)$ sont alors respectivement égaux à :

$$T^*(s^0) = \left(\gamma_0 + \frac{1 - \mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \gamma_0}{\mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \mathbf{I}} \mathbf{I} \right)^T \Gamma^{-1} \mathbf{T} \quad \text{Équation 29}$$

$$\sigma_{KO}^2(s^0) = \text{var}(T^*(s^0) - T(s^0)) = \gamma_0^T \Gamma^{-1} \gamma_0 - \frac{(1 - \mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \gamma_0)^2}{\mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \mathbf{I}} \quad \text{Équation 30}$$

Où $\mathbf{T}$ est le vecteur des valeurs observées en s_i .

Krigeage ordinaire des résidus (KOR)

Une autre manière d'utiliser le krigeage ordinaire est de l'appliquer sur les résidus d'un champ dont on aura extrait l'information principale à l'aide par exemple d'une régression linéaire simple ou multiple. On fait alors l'hypothèse que la moyenne $\mu(s)$ est linéaire selon une variable (Z , l'altitude ici), les résidus $\delta(s)$ pouvant alors être interpolés grâce au krigeage ordinaire:

$$\begin{aligned} T(s) &= a \cdot Z(s) + b + \delta(s) \\ \text{où } \mu(s) &= a \cdot Z(s) + b \end{aligned} \quad \text{Équation 31}$$

Où T est la variable à expliquer aux points s , Z la variable explicative aux points s , a et b les coefficients de la régression linéaire entre T et Z , $\delta(s)$ étant le vecteur des résidus de la régression linéaire.

L'Équation 27 et l'Équation 28 restent inchangées dans ce type de krigeage mais appliquées non plus sur $T(s)$ mais $\delta(s)$. Les semi variances sont alors calculées non plus sur les résidus à la moyenne (Équation 26) mais sur les résidus des résidus $\delta(s)$. En adoptant la même notation qu'en krigeage ordinaire, on obtient alors l'expression de la température estimée en tout point :

$$T^*(s^0) = \left(\gamma_0 + \frac{1 - \mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \gamma_0}{\mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \mathbf{I}} \mathbf{I} \right)^T \Gamma^{-1} \Delta + a \cdot Z(s^0) + b \quad \text{Équation 32}$$

Où Δ est le vecteur des résidus δ de la régression linéaire de l'Équation 31, a et b les coefficients de la régression linéaire et $Z(s^0)$ la valeur de Z en s^0 .

Le krigeage ordinaire des résidus utilisant non pas la température observée mais son résidu, la variance d'estimation qu'il fournit porte sur le résidu. Il reste donc une part de

variance à calculer, qui est fonction notamment de la régression linéaire de l'Équation 31. Le calcul de la variance due à la régression linéaire, et donc due à l'échantillon utilisé (on parlera de variance d'échantillonnage), est obtenu par la formule de Working and Hotelling (1929) :

$$\sigma_{\text{ELR}}^2(s^0) = \sigma_T^2 (1 - R^2) \left\{ \frac{1}{N} + \frac{(Z(s^0) - \bar{Z})^2}{\sum (Z(s^0) - \bar{Z})^2} \right\} \quad \text{Équation 33}$$

Où $\sigma_{\text{ELR}}^2(s^0)$ est la variance d'échantillonnage lors du calcul de la régression linéaire (ici le gradient altimétrique désigné par ELR pour *Environmental Lapse Rate*), σ_T^2 la variance des N températures observées, R^2 le coefficient de la régression linéaire, $Z(s^0)$ la variable explicative au point s^0 et $\bar{Z}$ la moyenne des variables explicatives des stations d'observation.

La variance d'estimation des résidus et celle d'échantillonnage n'étant pas indépendantes, du fait que le calcul du résidu dépend en partie du calcul de la régression linéaire, il n'est pas possible de sommer ces deux variances. On ne peut donc que donner une majoration de la variance d'estimation théorique du krigage ordinaire des résidus :

$$\sigma_{\text{KOR}}^2(s^0) \leq \gamma_0^T \Gamma^{-1} \gamma_0 - \frac{(1 - \mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \gamma_0)^2}{\mathbf{I}^T \Gamma^{-1} \mathbf{I}} + \sigma_{\text{ELR}}^2(s^0) \quad \text{Équation 34}$$

L'introduction dans la théorie du krigage universel (et du krigage avec dérive externe) a permis de s'affranchir de ce problème.

Krigage universel – Krigage avec dérive externe (KDE)

Les appellations pour le krigage avec dérive externe sont nombreuses. Pebesma (2004) l'assimile à un cas particulier du krigage universel (d'où sans doute quelque ambiguïté dans le logiciel Gstat) tandis que Goovaerts (1999) parle plutôt de variante au krigage universel qu'il nomme pour plus de clarté krigage avec modèle de tendance. Il y a bien une distinction à faire, si c'est un krigage utilisant comme dérive :

- des fonctions des coordonnées spatiales (x,y) → krigage universel.
- des variables régionalisées auxiliaires connues et identifiées → krigage avec dérive externe.

En repartant de l'expression de l'Équation 15 et en utilisant l'Équation 14,

$$\begin{aligned} E[T^*(s) - T(s)] = 0 \quad \Leftrightarrow \quad E \left[T^*(s) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot T(s_i) \right] &= 0 \quad \Leftrightarrow \quad E[T(s)] = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot E[T(s_i)] \\ &\Rightarrow \quad \mu(s) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \mu(s_i) \end{aligned}$$

Dans les deux cas, la résolution du système matriciel est identique, l'intérêt de la méthode étant de ne pas avoir à expliciter l'expression de la dérive ni besoin de calculer

les coefficients de Lagrange pour permettre la détermination des poids λ_i . En utilisant l'expression de la moyenne (Équation 24), on obtient alors :

$$\forall s, \quad \mu(s) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \mu(s_i) = 0 \Rightarrow \sum_{j=1}^K \beta_j \cdot f_j(s) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \sum_{j=1}^K \beta_j \cdot f_j(s^i) = 0$$

$$\text{soit } \sum_{j=1}^K \beta_j \cdot \left\{ f_j(s) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot f_j(s^i) \right\}_{i,j} = 0$$

Cette condition est vérifiée quel que soit les β_j si et seulement si :

$$f_j(s) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot f_j(s^i) = 0 \Leftrightarrow f_j(s) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot f_j(s^i)$$

Lorsque $f_0(s) = 1$, on retrouve $\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1$, ce qui justifie le choix de la fonction de base f_0 dans l'interpolation.

Notons que les coefficients de la dérive β_j ne sont pas connus et n'ont pas besoin d'être déterminés pour le calcul de la valeur à estimer. Cela permet de ne pas avoir à expliciter la dérive. On peut toutefois déterminer après calcul ces paramètres β_j . On doit s'assurer aussi que les fonctions f_j sont indépendantes, c'est-à-dire qu'il n'existe pas de corrélation entre elles. Sinon on ajoute des contraintes au modèle qui ne permettent pas d'apporter de l'information, ce qui nuit aux résultats (augmentation de la variance d'estimation).

L'Équation 16 impose à nouveau la dérivation par rapport aux poids λ_i , avec un nombre de contraintes supplémentaires dépendant cette fois-ci du nombre K de fonctions $f_s(s)$. Il y a cette fois un système matriciel de dimension N+K+1 (Équation 35).

$$\begin{bmatrix} \gamma(s^1, s^1) & . & . & \gamma(s^1, s^N) & f_0(s^1) & f_1(s^1) & . & f_K(s^1) \\ . & \gamma(s^1, s^1) & \gamma(s^1, s^j) & . & f_0(s^1) & f_1(s^1) & . & f_K(s^1) \\ . & \gamma(s^1, s^i) & \gamma(s^j, s^j) & . & . & . & . & . \\ \gamma(s^N, s^1) & . & . & \gamma(s^N, s^N) & f_0(s^N) & f_1(s^N) & . & f_K(s^N) \\ f_0(s^1) & . & f_0(s^1) & . & f_0(s^N) & 0 & 0 & 0 \\ f_1(s^1) & . & f_1(s^1) & . & f_1(s^N) & 0 & 0 & . & 0 \\ . & . & . & . & . & . & . & . \\ f_K(s^1) & . & f_K(s^1) & . & f_K(s^N) & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_i \\ \lambda_j \\ \lambda_N \\ -v_0 \\ -v_1 \\ . \\ -v_K \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(s^1, s^0) \\ \gamma(s^i, s^0) \\ \gamma(s^j, s^0) \\ \gamma(s^N, s^0) \\ f_0(s^0) \\ f_1(s^0) \\ . \\ f_K(s^0) \end{bmatrix} \quad \text{Équation 35}$$

Où f_k sont des fonctions des coordonnées spatiales ou des variables externes régionalisées. Il y a autant de multiplicateur lagrangien (contrainte sur le système) que de variables externes. Dans le cas d'un krigeage où la dérive externe est l'altitude, K vaut 1. Ainsi il y a deux fonctions définies par $f_0(s) = 1$ et $f_1(s) = Z$. $f_1(s)$ représente alors les altitudes des N stations utilisées dans le calcul des semi variances γ . Les semi variances sont en pratique calculées selon l'Équation 25 en utilisant non plus la variable brute mais les résidus $\delta(s)$ de l'Équation 31. En adoptant une notation matricielle par bloc de l'Équation 35, en notant Γ la matrice dont les éléments (i, j) correspondent aux semivariances calculées sur les résidus ($\delta(s^i), \delta(s^j)$), λ la matrice associée aux poids en s^0 , F la matrice des éléments $f_k(s)$, F_0 la matrice des éléments $f_k(s^0)$, L la matrice des multiplicateurs lagrangiens, et γ_0 le vecteur colonne dont les éléments sont les semivariances $\gamma(s^i, s^0)$. Cela donne le système matriciel suivant :

$$\begin{bmatrix} \Gamma & t_F \\ F & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda \\ L \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_0 \\ F_0 \end{bmatrix}$$

L'expression de la température estimée $T^*(s^0)$ en un point s^0 et de la variance d'estimation théorique de krigeage $\sigma_{KO}^2(s^0)$ sont respectivement :

$$T^*(s^0) = \left(\gamma_0 + F(F^T \Gamma^{-1} F)^{-1} (F_0 - F^T \Gamma^{-1} \gamma_0) \right)^T \Gamma^{-1} T \quad \text{Équation 37}$$

$$\sigma_{KDE}^2(s^0) = \gamma_0^T \Gamma^{-1} \gamma_0 - (F_0 - F^T \Gamma^{-1} \gamma_0)^T (F^T \Gamma^{-1} F)^{-1} (F_0 - F^T \Gamma^{-1} \gamma_0) \quad \text{Équation 36}$$

1.4. Démarche méthodologique

La démarche d'étude des températures est résumée dans l'organigramme ci-dessous (**Figure 45**), qui présente les différentes phases de travail concernant la spatialisation des températures. Ces différentes phases sont traitées en détail à la fois dans la partie théorique de ce chapitre, au travers des résultats sur la zone d'étude, mais aussi dans la comparaison entre les différentes approches.

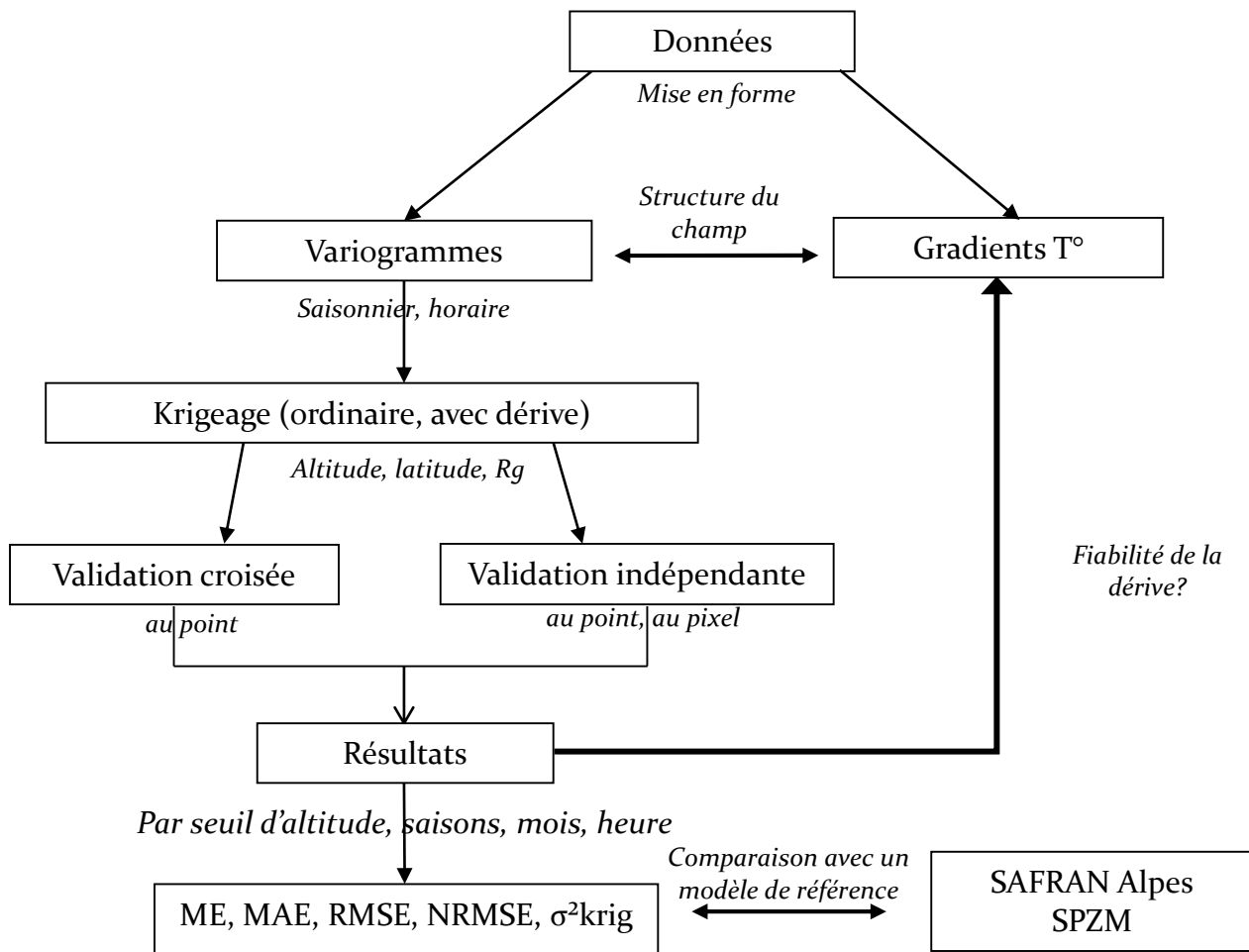


Figure 45- Organigramme méthodologique de la démarche employée

2. Etudes préliminaires

Préalablement à la constitution de cartes spatialisées de températures, il faut s'intéresser d'une part aux données que l'on utilise, et faire des choix concernant les différentes problématiques mentionnées en introduction (les échelles et résolutions spatiales et temporelles), notamment en regard de la partie sur la modélisation de la fonte nivale. L'étude des gradients altimétriques et l'établissement des variogrammes, permettant de caractériser la structure du champ dans l'espace, sont nécessaires pour la compréhension et l'amélioration des résultats d'interpolation. Ces deux points ont fait l'objet de travaux présentés dans des conférences scientifiques (l'European Meteorological Society à Zurich en 2010 et l'Eastern Snow Conference à Montréal en 2011). Cela a abouti à un article qui reprend de manière synthétique les éléments abordés dans ce chapitre et dans le chapitre 3 (Jabot et al., 2012).

2.1. Données d'études

2.1.1. Zone d'étude

Le Service de Prévision des Crues Alpes Nord (SPC-AN) couvre un territoire administratif de 20000km² environ, défini par le bassin versant rive gauche du Rhône jusqu'à Lyon. La partie sensible à la fonte nivale, objet de cette étude, est l'Isère à Grenoble. Il a été choisi une zone rectangulaire couvrant le territoire du SPC étendue de 20km sur chaque côté. Ainsi la fenêtre est d'environ 265km par 265km (**Figure 46**), centrée sur le Collet d'Allevard (massif de Belledonne).

La zone choisie s'étend de la plaine du Rhône à l'Ouest avec Valence et Lyon comme grandes villes, jusqu'au-delà des frontières italiennes et suisses à l'Est. Elle est encadrée par le Lac Léman au Nord et le bassin gapençais au Sud. Les reliefs sont très marqués, avec de nombreuses vallées dont la topographie et les expositions sont très variables, étagées de la plaine (altitude 100m) jusqu'à la haute montagne avec pour point culminant le Mont Blanc (4810m). Du fait de la topographie, les précipitations sont très variables d'un massif à l'autre et ainsi les cumuls de neige. Les températures sont un peu moins affectées même si les effets locaux semblent prédominer, par exemple avec des fonds de vallées très froids en hiver, comme il l'a été mentionné en introduction.

2.1.2. Données de températures horaires

Températures observées

Les données de températures horaires des stations d'observation (**Figure 46**) de Météo France (départements 38, 73, 74, 26, 05, 69, 01, et en partie 42, 39, 07 - en bleu), Météo Suisse (en rose), l'Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale del Piemonte (ARPA Piémont - en jaune), la Région Autonome Vallée d'Aoste (en vert) ont été

fournies pour des périodes allant de 1990, 1995 ou 2000 jusqu'au 1^{er} janvier 2010. Afin d'obtenir un maximum de stations et un minimum de lacunes sur la zone d'étude, la période 2000-2009 a été retenue comme meilleur compromis ayant une chronique assez longue (10 ans).

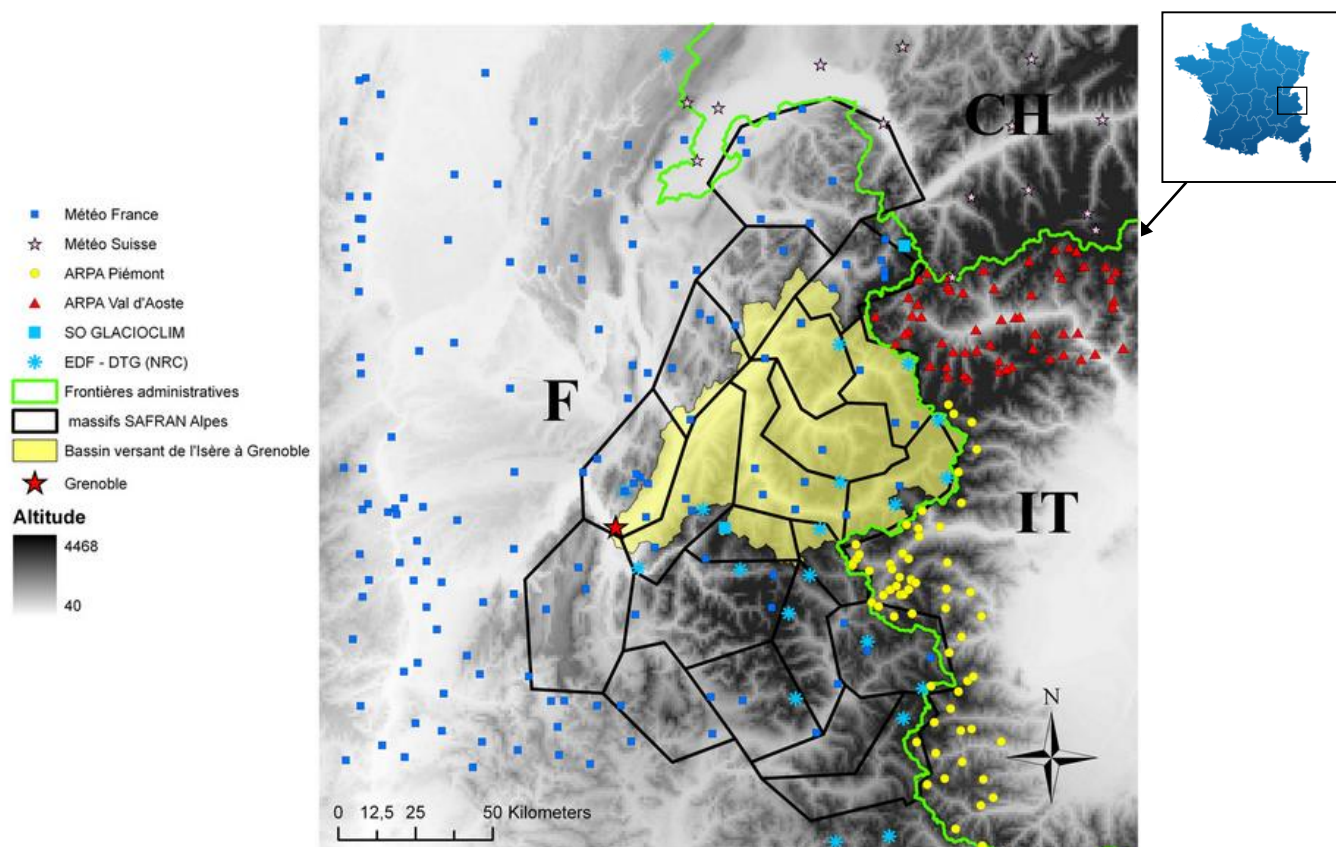


Figure 46- Carte de situation et des stations de température des fournisseurs nationaux (France, Suisse, Italie)

Les lacunes aux stations sont dues à des fermetures de stations, ou bien de nouvelles ouvertures en cours de période, ou encore des pannes ou autres problèmes techniques. L'étude n'étant pas à vocation climatologique, cette période de 10 ans est satisfaisante. D'autres partenaires ont permis de compléter le jeu de données avec des stations en altitude. C'est le cas du Service d'Observation GLACIOCLIM, qui a fourni 2 stations de température sur des sites glaciaires, ainsi que l'Electricité de France (Direction Technique Générale) qui a fourni les données des sondes de température installées sur 20 capteurs nivométriques (Nivomètre à Rayonnement Cosmique) de la zone (**Figure 46** et **partie I-Figure 3**). Les données GLACIOCLIM couvrent la période 2006-2010, tandis que les données EDF disponibles vont de 2001 à 2007.

Le nombre total de stations fournies est présenté dans le Tableau **10**, en distinguant le nombre de stations exploitables (celui utilisé pour l'interpolation), inexploitable et le nombre de stations retenues pour la validation indépendante (**Figure 47 – 2.1.3**).

Fournisseurs	Stations exploitables	Stations inexploitables	Stations de validation indépendante	Total
Meteo France (F)	129	5	15	149
ARPA Piemonte (I)	28	7	27	62
ARPA Valle d'Aosta (I)	23	10	24	57
MeteoSwiss (CH)	14	2	0	16
EDF (F)	0	0	20	20
GLACIOCLIM OS (F)	0	0	2	2
Total	194	24	88	306

Tableau 10- Données stations disponibles par région, entre 2000-2009

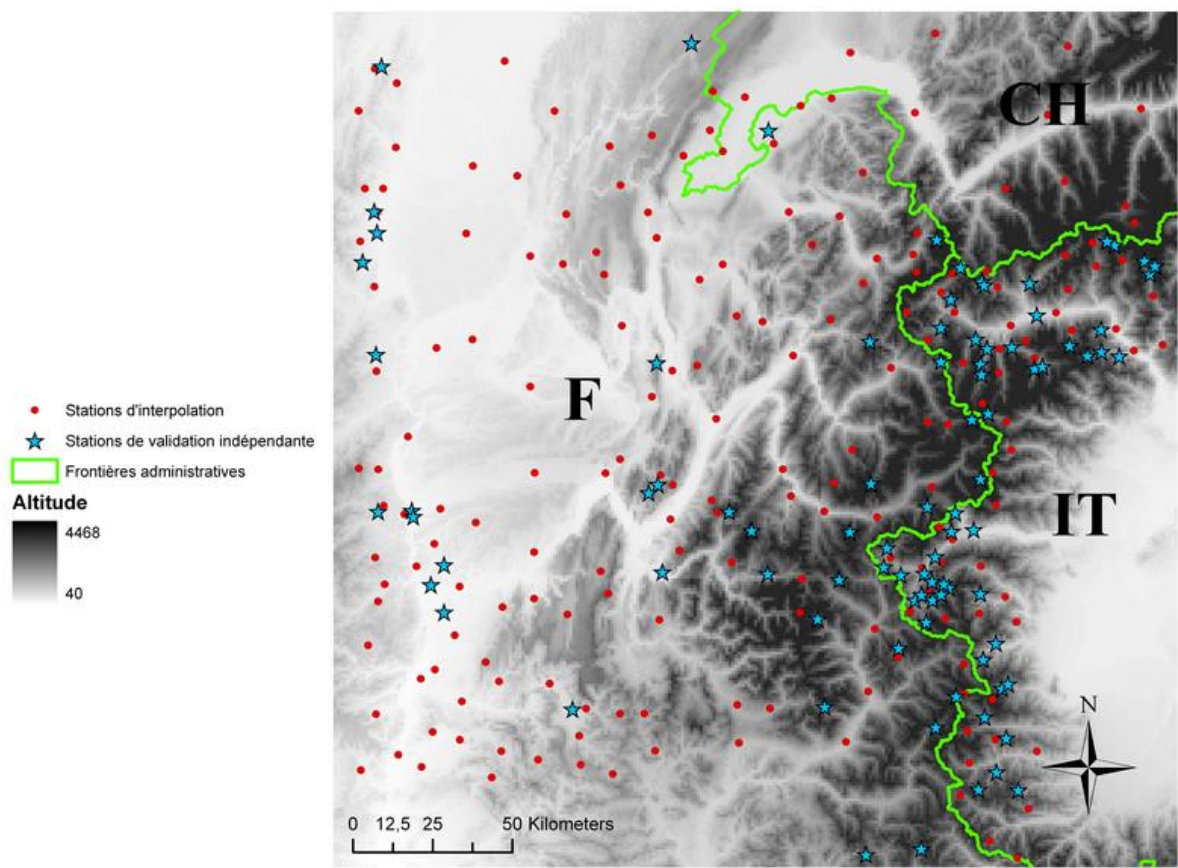


Figure 47- Carte des stations utilisées pour l'interpolation et la validation indépendante

Données réanalysées SAFRAN Alpes

Les données SAFRAN Alpes (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) sont issues d'un modèle météorologique/statistique développé au Centre d'Etude de la Neige de Météo France (Durand et al. 1993), et fournissent 7 paramètres météorologiques (température, précipitation, pression, vent, humidité spécifique, rayonnement solaire infra rouge, rayonnement solaire direct et diffus). Le découpage des massifs SAFRAN Alpes (**Figure 49**) date des années 1970 avec l'établissement du service de Prévision des risques d'Avalanches à Météo France. Ce découpage est réalisé par massifs homogènes d'un point de vue des précipitations, par bandes d'altitude de 300m et par exposition (plat, Nord, Est, Sud-Est, Sud, Sud-Ouest, Ouest). Il ne faut pas voir SAFRAN Alpes comme des valeurs spatialisées sur une carte (**Figure 49**), qui ne correspond qu'à une représentation schématique, mais bien comme des valeurs qui sont données à différents altitudes sur des massifs virtuels (**Figure 48**).

SAFRAN consiste en l'assimilation de données sol qui permet de déformer une ébauche issue de modèles météorologiques type ARPEGE. Ces modèles de résolution grossière ne permettant pas de tenir compte de la variabilité locale en zone de relief, SAFRAN permet un ajout d'information en incluant les spécificités locales dictées par les paramètres mesurés principalement au sol. Pour chaque massif, l'ensemble des paramètres est interpolé à partir de l'ébauche, sauf les précipitations dont la répartition par massif et par tranche d'altitude est fonction du type de circulation. L'interpolation a lieu toutes les 6h (0h, 6h, 12h et 18h), et consiste à minimiser l'écart entre l'ébauche et l'observation (en variance). Pour la température, objet de ce chapitre, le rayonnement incident est utilisé pour déterminer ses variations entre les pas de temps à 6h. Ce rayonnement incident est déterminé à partir d'un modèle de transfert radiatif en atmosphère libre.

Les données de températures ont été utilisées sur 21 massifs Safran Alpes (**Figure 46** et **Figure 49**) inclus dans la zone d'étude (Mercantour, Alpes Azurées et Diablerets exclus – ces 3 massifs étant hors de la zone de 265km² sélectionnée). Les données SAFRAN Alpes disponibles pour cette étude vont du 1^{er} août 1995 au 1^{er} août 2009. Seules les données couvrant la période du 1^{er} janvier 2000 au 1^{er} août 2009 ont été conservées ici.

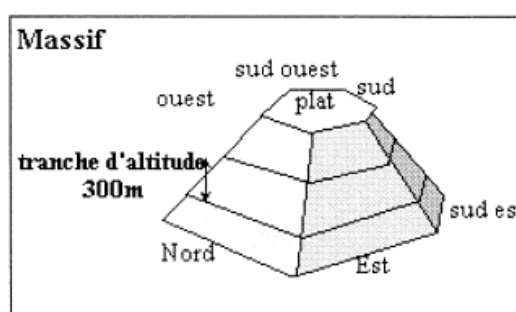


Figure 48- Découpage des massifs SAFRAN Alpes, extrait de la thèse de K. Durot, 1999
(les massifs Est et Ouest sont inversés sur cette figure)

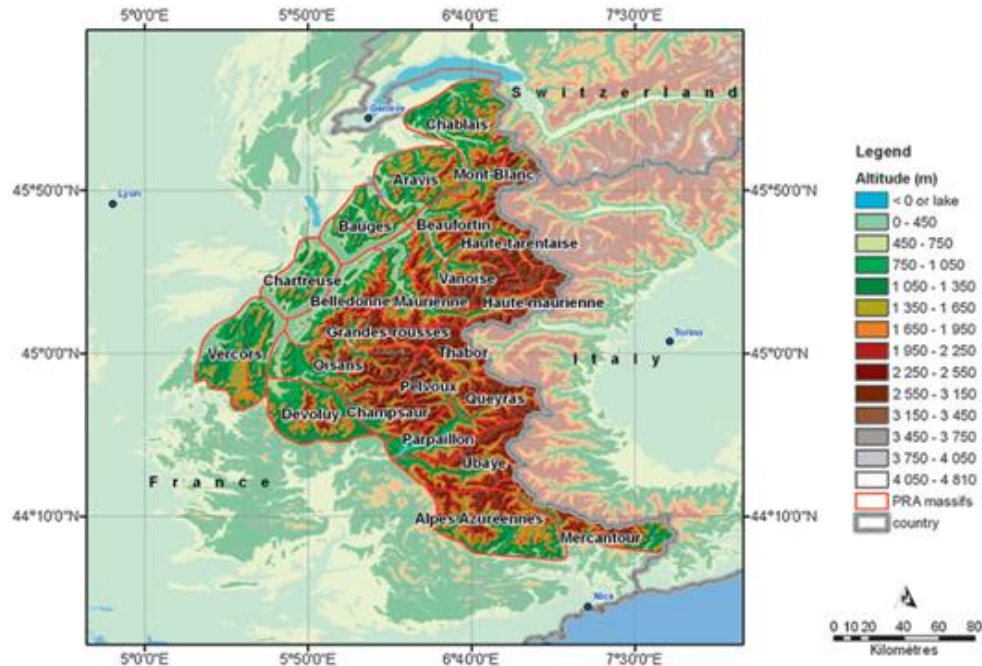


Figure 49- Carte des massifs Safran Alpes, extraite de Durand et al, 2009

Données réanalysées EDF

Le modèle de **SP**atialisation des températures en **Z**one de **M**ontagne (SPZM) est un modèle développé dans le cadre de la thèse de Frédéric Gottardi (2009) pour répondre aux besoins d'EDF-DTG quant à une meilleure estimation des précipitations en zone de montagne par l'assimilation de données « neige » (NRC, perche à neige, nivo-pluviomètre totalisateur). Il est basé sur la régression linéaire entre l'altitude et la température, en deux étapes:

- Une première étape (Iter0) permettant d'obtenir un champ de référence, qui servira à corriger l'effet de la latitude sur les températures.
- Une deuxième étape (Iter1) qui consiste à obtenir pour chaque pixel d'1km² quatre gradients altimétriques de températures en fonction de la saison (été/hiver) et de la pluviométrie (pluie/non pluie).

L'originalité du calcul vient de la considération d'une cloche de pondération des stations à partir d'une distance 3D. Cette distance 3D, ou distance de franchissement (**Figure 50**), permet de mieux apprécier la distance entre les stations en tenant compte du relief, et pas uniquement de la distance à vol d'oiseau (comme c'est le cas pour la méthode IDW – *Inverse Distance Weighting*). L'effet local est pris en compte par une sélection des stations dans le voisinage du point (cloche de pondération) où l'on souhaite calculer le gradient altimétrique et la température. Le lecteur pourra se référer au chapitre 5 de la thèse de Frédéric Gottardi, qui décrit plus en détails la méthodologie du modèle d'interpolation.

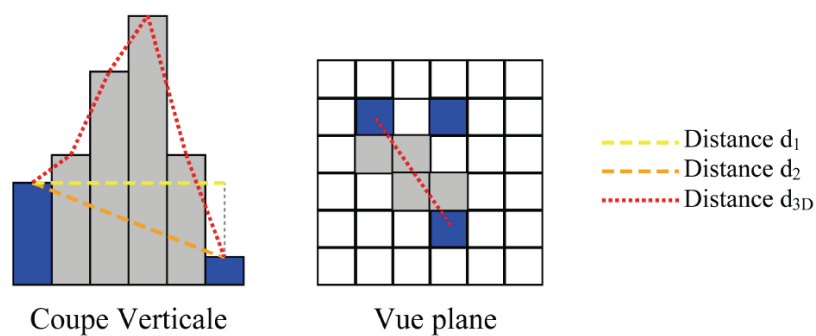


Figure 50- Représentation de la distance 3D. Extrait de la thèse de F. Gottardi, p40.

Un point particulier de cette étude est l'utilisation de températures journalières minimum et maximum, qui ne sont évidemment pas prises à heure fixe. Les données SPZM issues de l'interpolation des postes d'observation n'ont pas été utilisées en tant que telles, mais à titre de comparaison avec la spatialisation opérée dans cette étude par krigage.

2.1.3. Données spatiales

Topographie

Il existe deux types de modèles numériques permettant de représenter la topographie : le modèle numérique de terrain, MNT, qui représente la topographie du sol, et le modèle numérique d'élévation, MNE, qui représente la topographie vue du ciel, c'est-à-dire le sommet des bâtiments, le haut de la canopée, etc.

Dans cette étude, le MNE issue du SRTM4 (Shuttle Radar Topography Mission, USGS) à 90 mètres de résolution a été employé. Ces données altimétriques fournies gratuitement par la NASA ont été obtenues par interférométrie radar via une navette spatiale. Leur qualité est satisfaisante pour toute étude où la précision métrique n'est pas requise. Le choix de ce MNE s'est justifié notamment par la disponibilité facile et gratuite de l'information topographique notamment au-delà des frontières.

Pour les besoins de l'étude, le SRTM4 a été rééchantillonné à 1000m (**Figure 51**), définissant ainsi les sous pixels sur lesquels on désire obtenir l'information de température. Cette opération a été menée sous système d'information géographique (ArcGIS 9.3), en choisissant une interpolation bilinéaire pour le rééchantillonnage. Ce rééchantillonnage permet de diminuer les temps de calcul, tout en utilisant une résolution qui semble « a priori » pertinente. Nombre d'études ont adopté cette résolution dans la cartographie de variables atmosphériques (Dodson and Marks, 1997, Shamir and Georgakakos 2005, Gottardi 2009).

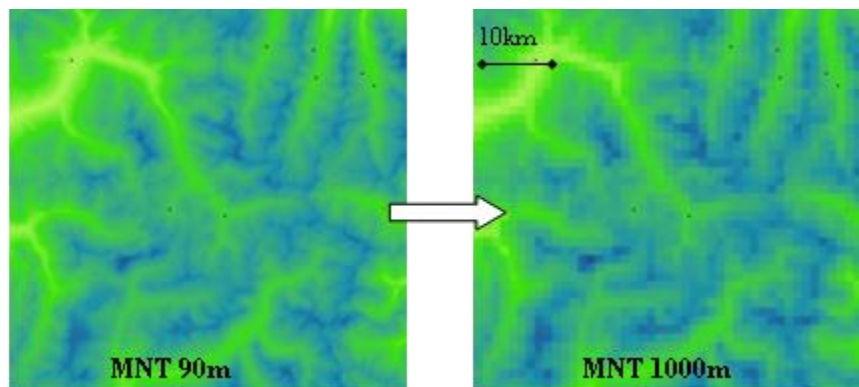


Figure 51- Détail du rééchantillonnage du MNT sur la Haute Tarentaise

La comparaison en termes de pourcentage de distribution par tranche d'altitude pour des rééchantillonnages à 1000m ou 5000m montre que l'information topographique, bien que lissée, perdure (Figure 52). La forme de la distribution est similaire dans les 3 cas (90m, 1000m, 5000m), même si le SRTM à 90m présente une distribution d'altitude plus importante pour les altitudes entre 300m et 2700m. A 5000m de résolution, le lissage du relief implique une absence de pixels au-dessus de 4200m, tandis qu'à 1000m cette limite est repoussée de 300m en altitude (4500m).

Le MNE à 90m de résolution issu du SRTM4 et le SRTM4 rééchantillonné à 1000m ont été comparés sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble, en termes de surface totale et d'altitude moyenne, à titre indicatif (Tableau 11).

	SRTM4 1000m	SRTM4 90m
Surface totale en km ²	5838	5836
Altitude moyenne en m	1703	1687
Altitude médiane en m	1770	1742

Tableau 11- Comparaison entre le SRTM4 à 1000m de résolution et le SRTM4 à 90m de résolution sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble

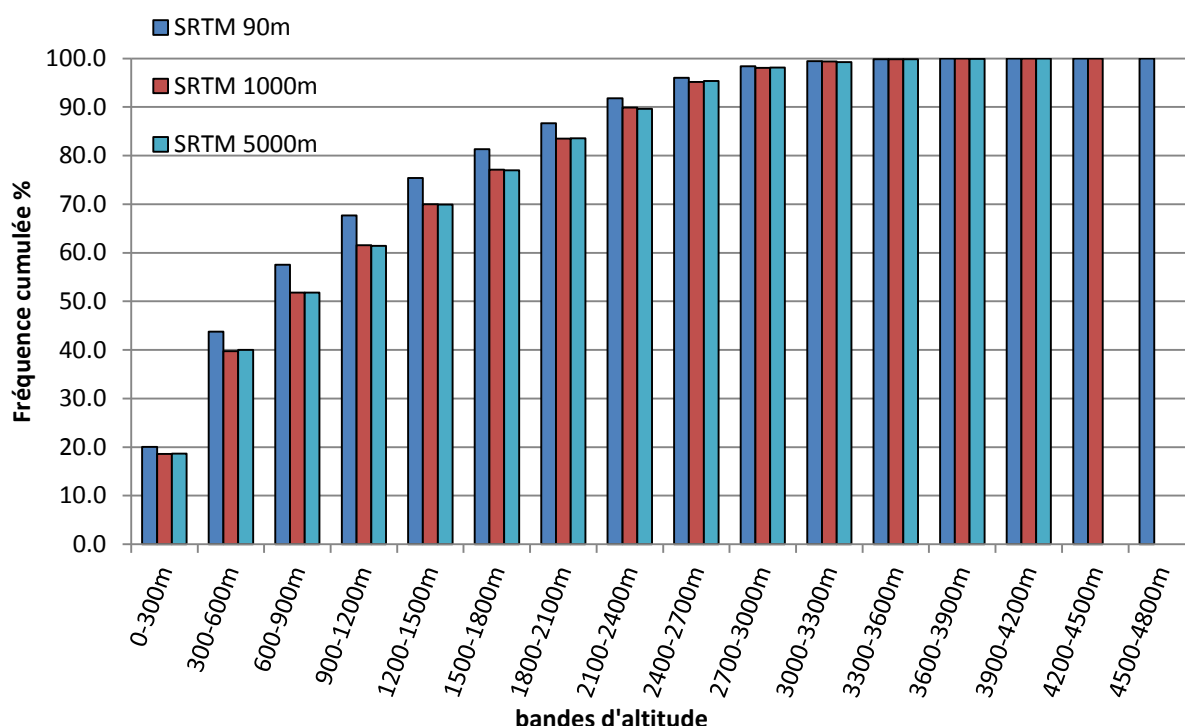


Figure 52- Distribution des altitudes en pourcentage cumulé (courbe hypsométrique) pour le SRTM à 90m, 1000m et 5000m de résolution

Le choix d'un modèle à une résolution kilométrique semble donc un bon compromis, pour conserver une résolution suffisante tout en limitant le nombre de mailles de calcul.

Densité et position des stations du réseau, choix des stations de validation

Le réseau dont nous disposons est situé de part et d'autre des frontières suisses et italiennes, avec des densités très variables au sein d'une même région. Certaines zones comme le Val d'Aoste sont très denses, alors que d'autres comme les Ecrins et le Queyras sont quasiment vides en données de températures horaires. Aussi apparaît-il nécessaire, pour pouvoir juger de la qualité des interpolations de manière équivalente sur toute la zone d'étude, d'obtenir une densité homogène spatialement. En effet, plus la densité augmente, plus la qualité de l'interpolation est forte (a priori) puisque les points

d'appui pour la prédiction en un lieu non échantillonné seront nombreux. Dans une zone où l'interpolation donne de mauvais résultats, il est donc difficile d'estimer si ces mauvais résultats sont dus à un sous échantillonnage ou si l'interpolation est biaisée par des effets locaux non pris en compte par le krigeage. On ôte donc manuellement les stations de sorte qu'elles soient réparties de façon homogène dans l'espace, en gardant des stations en vallée et altitude. Les stations mises de côté sont conservées pour avoir un jeu de données « indépendant » (cf. remarque 3.1.4), utilisé lors de la validation indépendante pour évaluer la qualité de l'interpolation (cf. Tableau 10 et **Figure 47**). On notera que ce jeu de données écarté n'est finalement pas vraiment indépendant, puisque les stations retirées sont toutes proches de stations utilisées pour l'interpolation, auxquelles elles sont bien corrélées de par leur proximité géographique.

Le réseau a une densité relativement faible en comparaison des recommandations de l'Organisation Mondiale de la Météorologie. Le critère de « une station pour 100km² » est respectée en Val d'Aoste et en Piémont, mais pas en France ni en Suisse. La moyenne sur l'ensemble de la zone tous réseaux confondus est à moins de 1 station pour 250km². L'homogénéisation du réseau nous amène à 1 station pour 350km². Cela est plus faible, mais permet des comparaisons entre régions à densité égale. Néanmoins, le SRTM à 1000m ne semble pas sous représenté par le réseau d'interpolation (Figure 53).

Concernant la disposition des stations, elle est très variable : en orientation, en position spatiale (pente, crête, fond de vallée). Donnons à titre indicatif le nombre de stations en fonction des orientations moyennes du pixel kilométrique (en tournant dans le sens horaire sur la rose des vents), sur la base des orientations définies dans SAFRAN Alpes (Nord, Est, Sud-Est, Sud, Sud-Ouest, Ouest) :

Exposition	Nord	Est	Sud-Est	Sud	Sud-Ouest	Ouest
Nombre de stations	92	35	44	25	30	39

Tableau 12- Position des 194 stations en fonction de leur exposition sur la base du MNE à 1km

La position des stations en fond de vallées ou sur des pentes influence fortement la mesure de température (Douguédroit et de Saintignon, 1970). Les stations de fond de vallée ont tendance à être en moyenne plus froides, car elles bénéficient d'un ensoleillement plus court quel que soit la saison (le soleil s'y lève plus tard, et s'y couche plus tôt – et parallèlement l'air froid y est souvent piégé l'hiver). De ce fait, de telles stations indiquent une température qui n'est pas représentative de leur altitude (paramètre le plus explicatif pour la température), mais qui témoigne de l'effet local. Elles auront donc tendance à biaiser les estimations de température par interpolation. Quand bien même elles ne donnent pas toujours une bonne indication, il est difficile de ne pas les inclure dans les interpolations, vu le peu de points dont on dispose déjà sur certains massifs. Ces stations participent donc fortement à l'effet de pépité présent dans le variogramme, et influent sur la dérive linéaire altitudinale choisie.

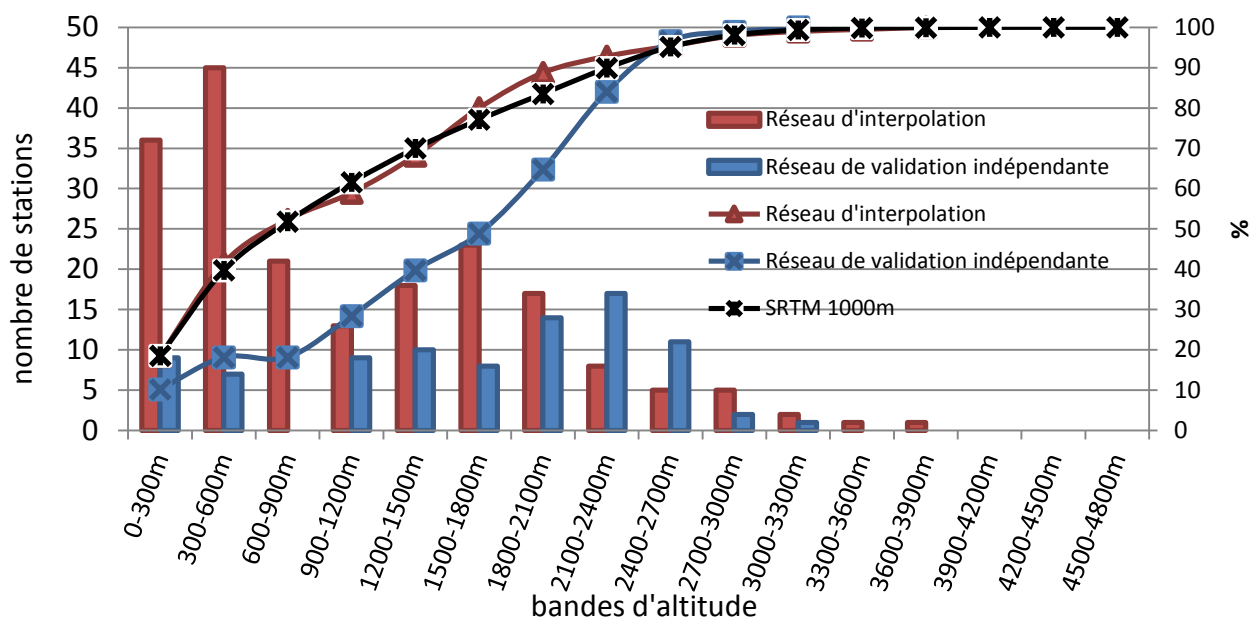


Figure 53- Distribution des stations en pourcentage en fonction de l'altitude (classement par bandes d'altitude de 300m).

Calcul du rayonnement solaire

Le rayonnement solaire est une des variables utilisées comme dérive externe pour apporter de l'information. Dans ce cas, on souhaite évaluer son influence sur la spatialisation du champ de température. Ce constat part du principe qu'une face exposée Sud est plus chaude qu'une face exposée Nord. Le calcul du rayonnement solaire global théorique (c'est-à-dire sans prise en compte de la couverture nuageuse) - (Figure 54 et (Équation 38)), tient compte des effets de masque des versants, qui peuvent par exemple retarder l'arrivée du soleil dans une vallée.

$$R_{\text{global}} = R_{\text{direct}} + R_{\text{diffus}} + R_{\text{réfléchi}} \quad (\text{Équation 38})$$

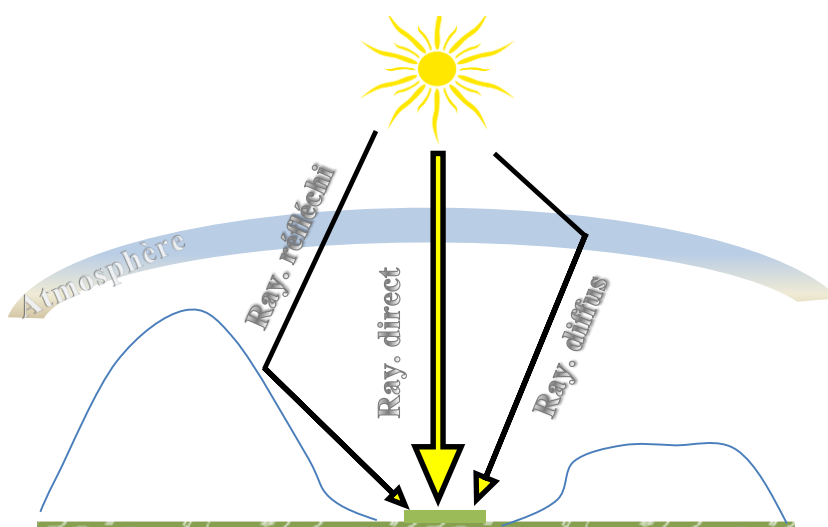


Figure 54- Représentation du rayonnement global théorique, comme la somme de trois rayonnements (direct, diffus, réfléchi)

Ce calcul se base sur le MNE à 1000m rééchantillonné, ce qui octroie une précision moins bonne mais permet de tenir compte de la topographie globale (vallée sur un axe Nord-Sud par exemple, masque d'un sommet voisin, etc.), tout en diminuant le temps de calcul. L'algorithme utilisé est celui d'ArcGIS 9.3 (outils *Spatial Analyst*) développé sur la base des travaux de Rich et al. (1994). La valeur calculée en Watt par m^2 par 6h correspond à la quantité d'énergie reçue sur chaque pixel de $1km^2$, sur une période de 6heures. Notons qu'ArcGIS ne calcule que les termes direct et diffus du rayonnement. Ainsi la valeur à $t=12h$ correspond à la somme de l'énergie reçue entre 6h et 12h. Ceci permet de tenir compte de l'énergie totale qui, réchauffant le sol, réchauffe la masse d'air environnante.

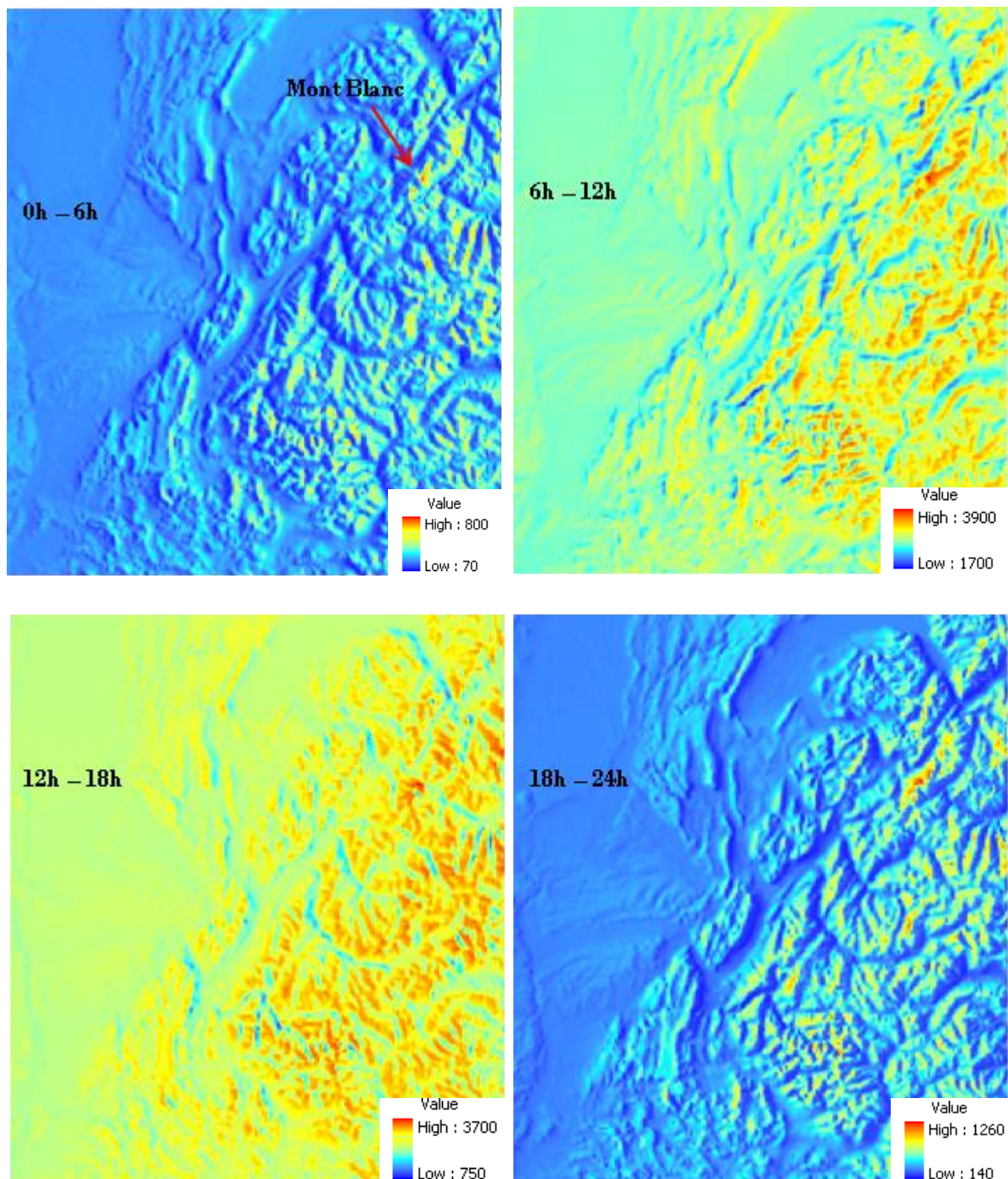


Figure 55- Cartes de rayonnement solaire pour le 1er juillet à 45°N, en fonction du pas de temps, en $W.m^{-2}.6h$. Le Mont Blanc est indiqué pour montrer qu'il est le premier et le dernier ensoleillé de la journée.

La fenêtre d'étude étant faible, le calcul a été effectué sur une année entière à latitude constante, en choisissant 45° Nord. Pour les autres années, on considère que la position de la Terre étant peu variable, les résultats seront quasi identiques. Cette méthode permet d'obtenir ainsi 4 cartes de rayonnement solaire global par jour (**Figure 55**), échelonnée entre les 4 pas de temps de la journée. Concernant la valeur du 29 février, d'occurrence quadriennale, on considère qu'elle est égale à celle du 1^{er} mars.

2.1.4. Données temporelles : choix d'un pas de temps infra journalier

Trois pas de temps principaux peuvent être utilisés dans la spatialisation des températures : journalier, minimum/maximum journalier, horaire. Le choix d'un pas de temps pour modéliser la température a des conséquences sur l'étude que l'on souhaite faire a posteriori. Si la température influe à l'échelle de l'heure sur la zone d'étude, une étude au pas de temps journalier sera pénalisante. Au contraire, pour une étude où la température influe à l'échelle journalière, hebdomadaire, une étude horaire sera inutile. Pour la zone d'étude qu'est l'Isère à Grenoble, la dynamique de crue induit un temps de transfert de 6 heures environ entre Bourg Saint Maurice et Grenoble. C'est donc sur la base de la réponse hydraulique de l'Isère qu'a été choisi un pas de temps à 6h. Notons que cela permet aussi une bonne représentation des degrés jours positifs et de la fonte par 4 valeurs de températures horaires (une toute les 6heures) par rapport à 24 valeurs horaires (étude réalisée mais non présentée en partie I).

Choisir une résolution temporelle horaire à 6h permet d'appréhender au mieux la variabilité intra journalière sans devoir entrer de suite dans une variabilité horaire qui peut parfois poser des problèmes de modélisation, que ce soit en modélisation hydrologique ou en modélisation de la fonte nivale. Pour les températures, l'exemple du calcul de la température moyenne journalière sur la base des trois pas de temps différents est effectué avec la station de Val d'Isère en Savoie. Des différences jusqu'à 1°C entre la moyenne mensuelle issue des températures minimum et maximum, des températures toutes les 6 heures ou des températures horaires attestent bien de l'importance du choix du pas de temps en fonction de l'étude (**Figure 56**). La représentation de la température moyenne journalière par 4 valeurs horaires toutes les 6 heures est une très bonne approximation de celle effectuée avec 24 valeurs horaires (**Figure 57**), contrairement à la température min et max journalière qui sous-estime davantage le signal journalier. Elle n'est donc pas viable pour une modélisation de températures qui serviront d'entrées à un modèle de fusion nivale journalier.

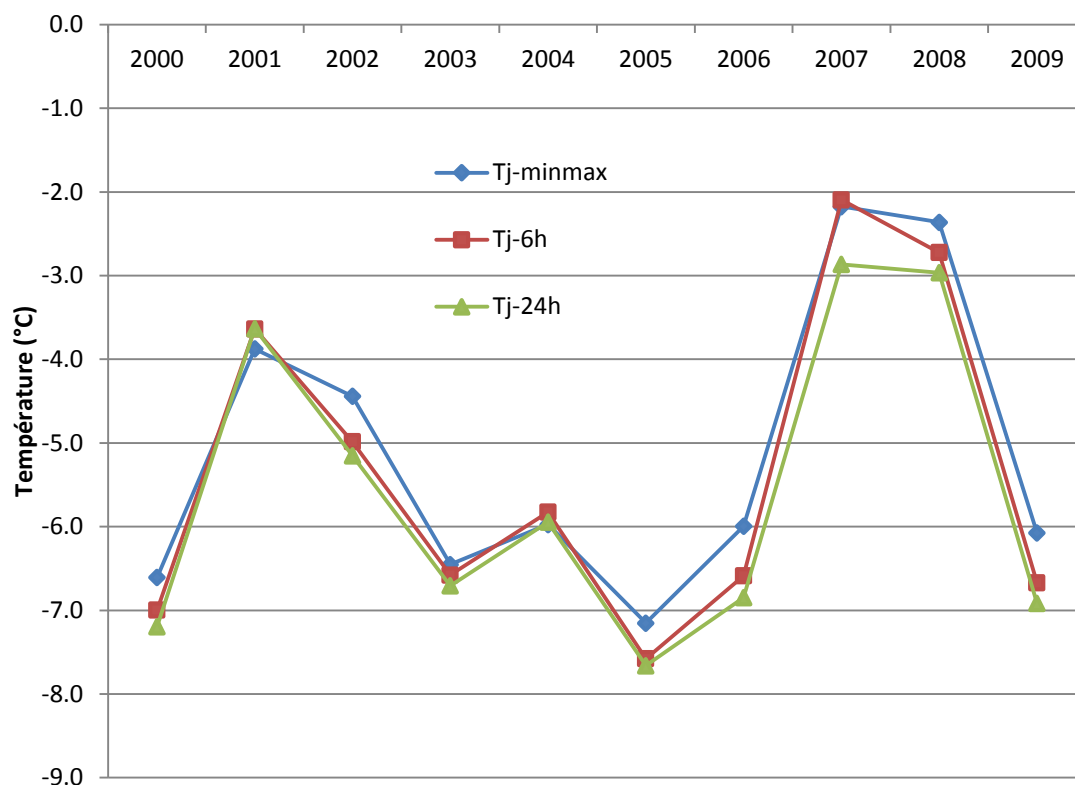


Figure 56- Température moyenne en janvier à la station de Val d'Isère, sur la période 2000-2009, calculée sur la base de trois pas de temps différents: Tmin-Tmax, T-6h et T-24h.

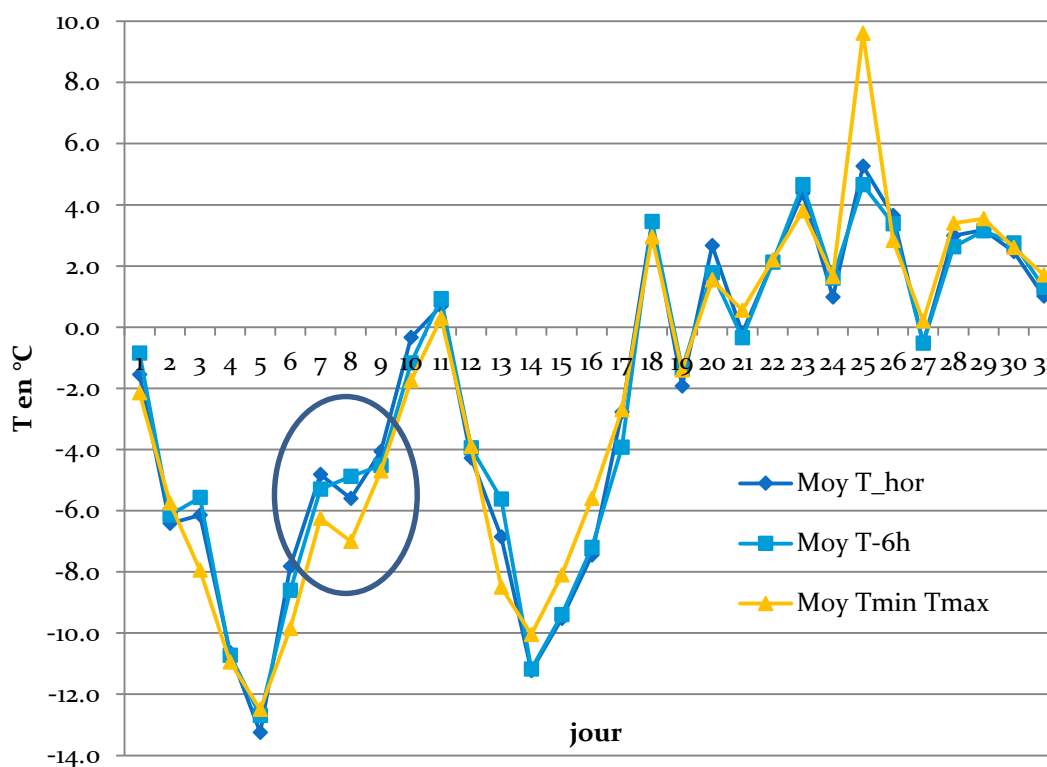


Figure 57- Températures moyennes journalières à la station de Villard de Lans pour le mois de janvier 1995 calculées de 3 manières différentes : à partir des valeurs horaires (Moy T_hor), des valeurs à 6heures (Moy T-6h), ou des valeurs min et max journalières (Moy Tmin Tmax)

2.2. Etude des gradients altimétriques

Dans une première approche, l'étude des gradients altimétriques permet de caractériser leur structure sur les Alpes du Nord (minimum, maximum, saisonnalité), et dans un deuxième temps de proposer une logique basée sur cette structure pour l'établissement des variogrammes expérimentaux. C'est aussi un moyen pertinent de donner une évaluation simple des cartes interpolées (cf. **Figure 45**).

2.2.1. Gradients altimétriques horaires

Les gradients ont été établis sur la base des 194 stations servant à l'interpolation des champs de températures, sur la période 2000-2009 et pour chaque pas de temps : 0h, 6h, 12h et 18h. La variabilité saisonnière des gradients, et les différences entre les gradients d'un pas de temps à l'autre, sont assez marquées (Figure 58). Les gradients interannuels journaliers oscillent entre -7 et -2°C/km, et la moyenne autour de -5,5/-6°C/km. Les gradients estivaux sont généralement plus stables que les gradients hivernaux, avec une variabilité moins forte d'un jour à l'autre et des valeurs plus élevées en absolu, comme cela a déjà été montré dans d'autres études (Dodson and Marks, 1997, Lhotellier, 2005, Gottardi, 2009). On observe en effet un signal beaucoup plus bruité par exemple sur les mois de décembre et janvier par rapport aux mois de juin et juillet. De même, le cycle diurne est plus marqué en été qu'en hiver, pouvant atteindre jusqu'à 2°C/km d'écart entre les pas de temps nocturnes (0h et 6h) et les pas de temps diurnes (12h et 18h).

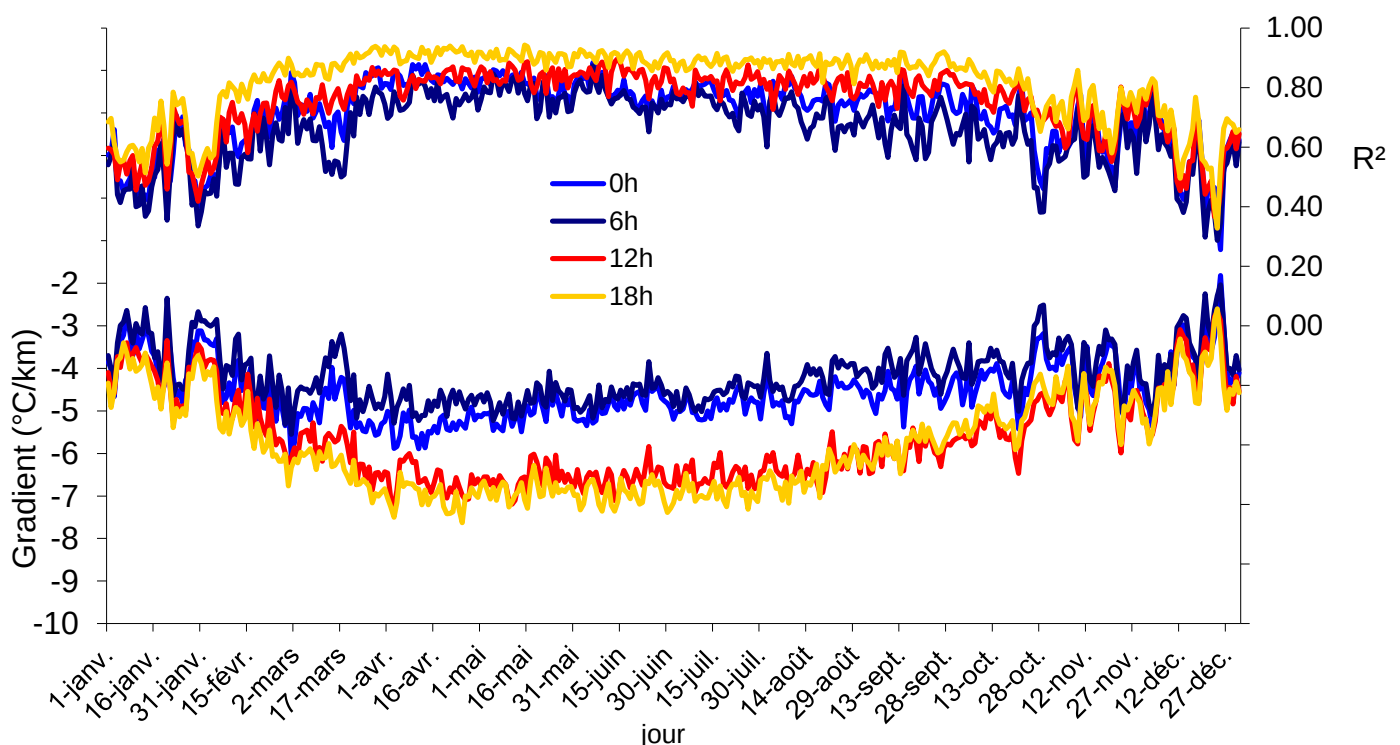


Figure 58- Gradients altimétriques horaires et R^2 associés, moyennés sur 2000-2009 pour les 194 stations de la zone d'étude

Outre la variabilité saisonnière - et c'est bien là aussi un des points difficiles avec les gradients, la variabilité interannuelle est très forte, quel que soit le pas de temps (Figure 59). Cette variabilité interannuelle est bien plus forte en hiver qu'en été, ce qui signifie que les gradients altimétriques sont relativement plus stables en été qu'en hiver (écart-type autour du gradient moyen plus faible). La plus grande variabilité en hiver est notamment due aux inversions de températures qui accentuent l'écart-type autour des valeurs de gradient moyen interannuel. On peut interpréter l'absence d'écart entre les gradients nocturnes et diurnes en hiver par l'insolation plus faible de cette période par rapport à l'été. L'énergie reçue par l'atmosphère en journée n'est alors pas suffisante pour obtenir une amplitude thermique entre le jour et la nuit suffisamment forte et un brassage des couches de l'atmosphère notamment par convection thermique naturelle.

Remarque : Le calcul de la régression linéaire $T=f(Z)$ est effectué avec l'altitude des stations et non la valeur d'altitude de la maille sur laquelle se situe la station. Cependant, le calcul avec l'une ou l'autre valeur d'altitude donne des résultats quasi identiques (à $0,1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ près).

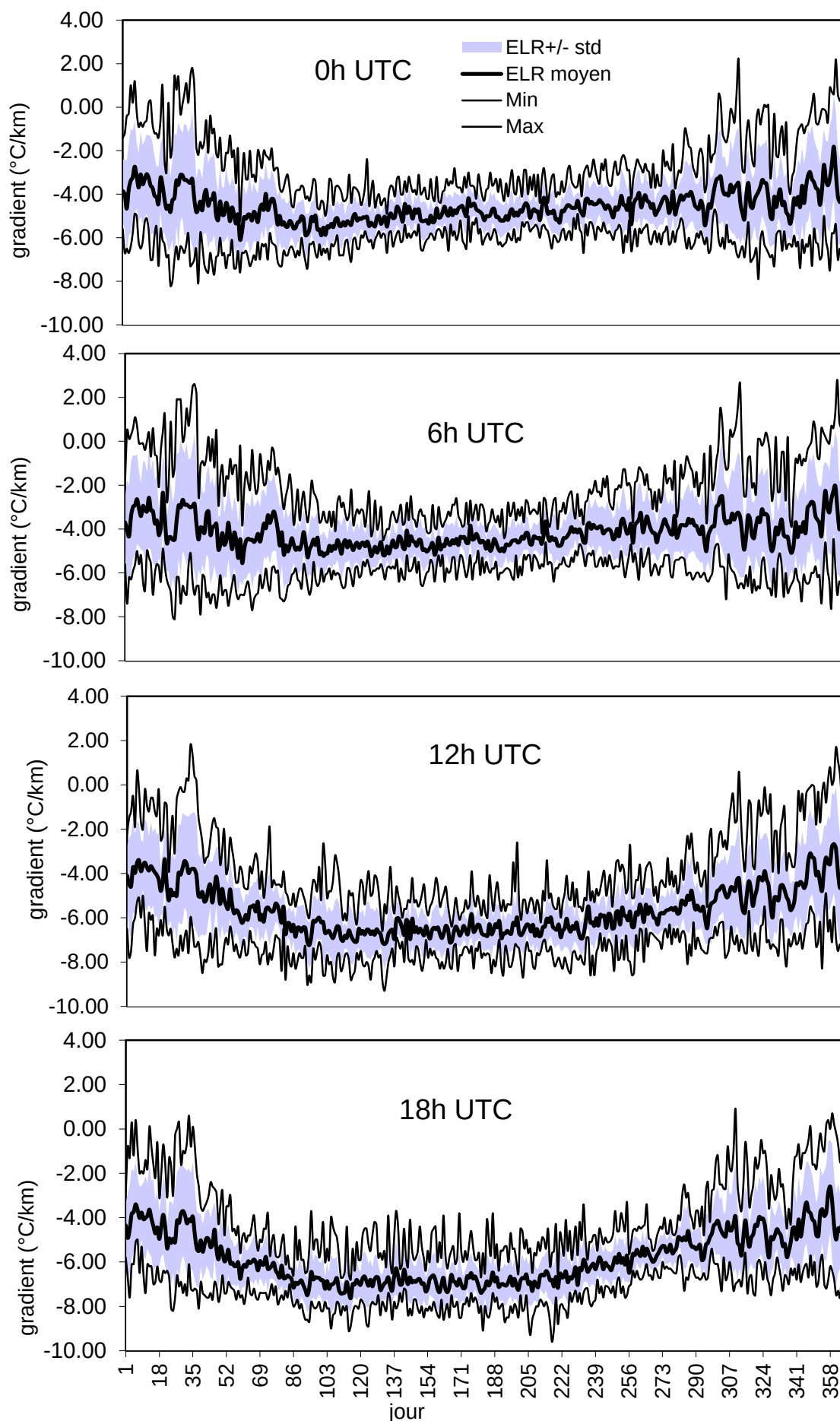


Figure 59- Evolution du gradient altimétrique (ELR) en moyenne interannuelle sur 2000-2009, en fonction des pas de temps à 6h. Les gradients minimum et maximum sont indiqués, ainsi que +/- l'écart type associé au gradient moyen interannuel (std désigne l'écart-type).

2.2.2. Gradients altimétriques classés

Une première approche consiste à prendre l'ensemble des stations dont on dispose, réparties sur des altitudes très variées (de 100 à 3800m), et de tracer la régression linéaire liant la température à l'altitude pour chaque pas de temps. Chacune de ces régressions nous permet d'obtenir un gradient altimétrique, une température de référence et un coefficient de détermination R^2 (cf. 1.1.3). On peut alors représenter l'ensemble des pas de temps et des gradients altimétriques en les classant par valeur de R^2 . Cela est fait pour les mois d'hiver (définis par décembre, janvier, février) et les mois d'été (juin, juillet, août) (Figure 60). On constate que la saison estivale présente des gradients plus forts que la saison hivernale, avec un pourcentage d'occurrence fort dans des classes où le R^2 est supérieur à 0,6. Les gradients estivaux à 12h et 18h sont plus élevés que ceux à 0h et 6h, ce qui était déjà visible dans la Figure 58. En hiver, les gradients sont plus faibles et occupent plus largement les différentes classes de R^2 .

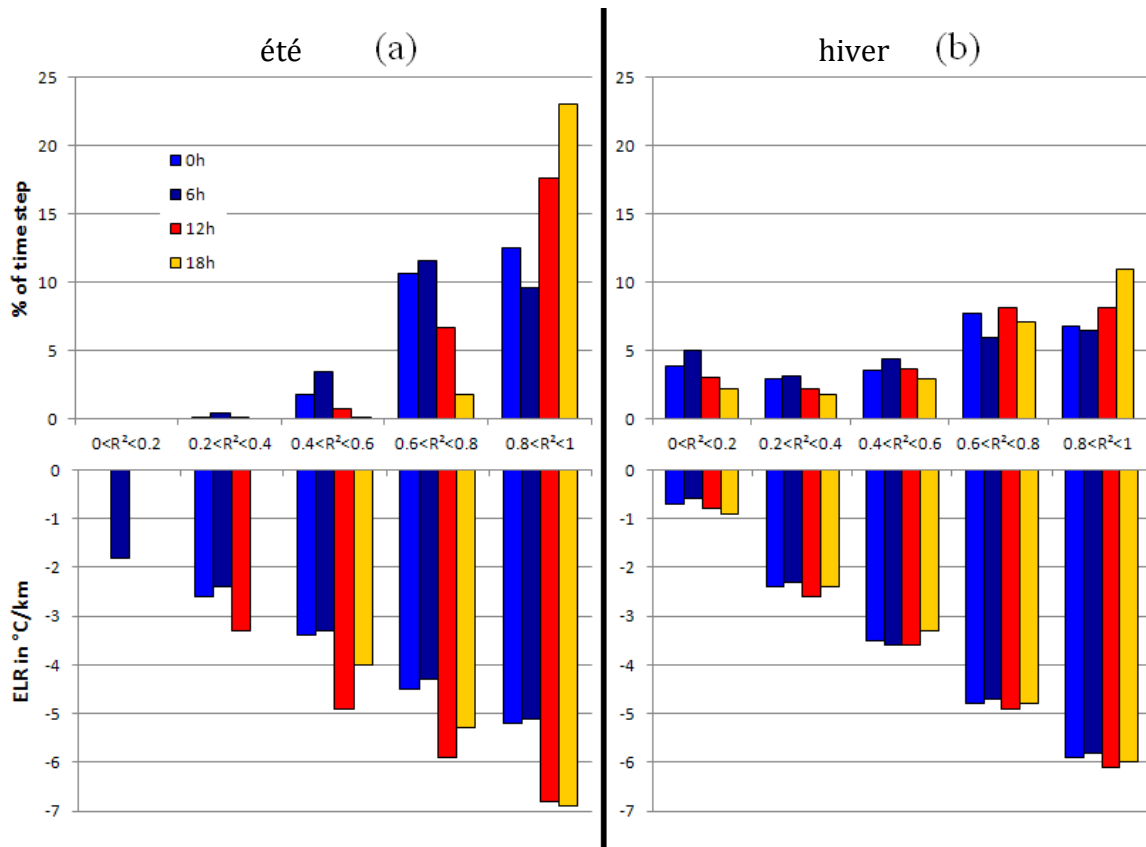


Figure 60- Distribution des valeurs des gradients altimétriques horaires moyens (ELR) (en bas) et des pourcentages de pas de temps (en haut) pour chaque classe de R^2 , en été (a) et en hiver (b), sur la période 2000-2009 pour les 194 stations.

Il est difficile de donner un sens à des valeurs de gradients dont le coefficient R^2 de la régression est inférieur à 0,5. Il est plus pertinent de s'intéresser aux fortes valeurs de R^2 . Si on regarde les valeurs de $R^2 > 0,85$ (cette valeur de 0,85 est choisie de sorte qu'on s'assure d'une grande fiabilité de la régression linéaire), le nombre d'occurrences est d'environ 1/3 de la période 2000-2009 (5346 pas de temps sur les 14613 soit 37%), ce qui signifie qu'une bonne partie des gradients altimétriques sont calculés de manière

robuste. Notons qu'avec un $R^2 > 0,8$, 53% des pas de temps sont représentés sur 2000-2009. On s'assure cependant avec 0,85 d'une régression expliquant 5% de variance supplémentaire. Si on considère uniquement les gradients altimétriques forts ($a < -7^\circ\text{C}/\text{km}$), on trouve seulement 12% des pas de temps. De fait, un gradient fort est toujours associé à un R^2 élevé (supérieur à 0,7), tandis qu'un R^2 fort ($> 0,85$) ne signifie pas nécessairement un gradient fort : on trouve en effet des gradients entre 4- et -9,8 $^\circ\text{C}/\text{km}$ (non représenté).

Les gradients altimétriques forts ($a < -7^\circ\text{C}/\text{km}$) ont principalement lieu de mars à août, correspondant aux mois les plus chauds en moyenne, tandis qu'on retrouve tout au long de l'année, avec une prédominance pour les mois chauds, des gradients associés à un R^2 fort (Figure 61). Les inversions de température, correspondant à un gradient altimétrique qui augmente avec l'altitude (valeur positive), ont lieu essentiellement l'hiver (septembre à mars), en faible nombre par rapport au nombre de pas de temps du mois (Figure 61). On constate tout de même qu'en moyenne sur la période 2000-2009, 20% des journées de décembre et de janvier sont affectés par une situation d'inversion.

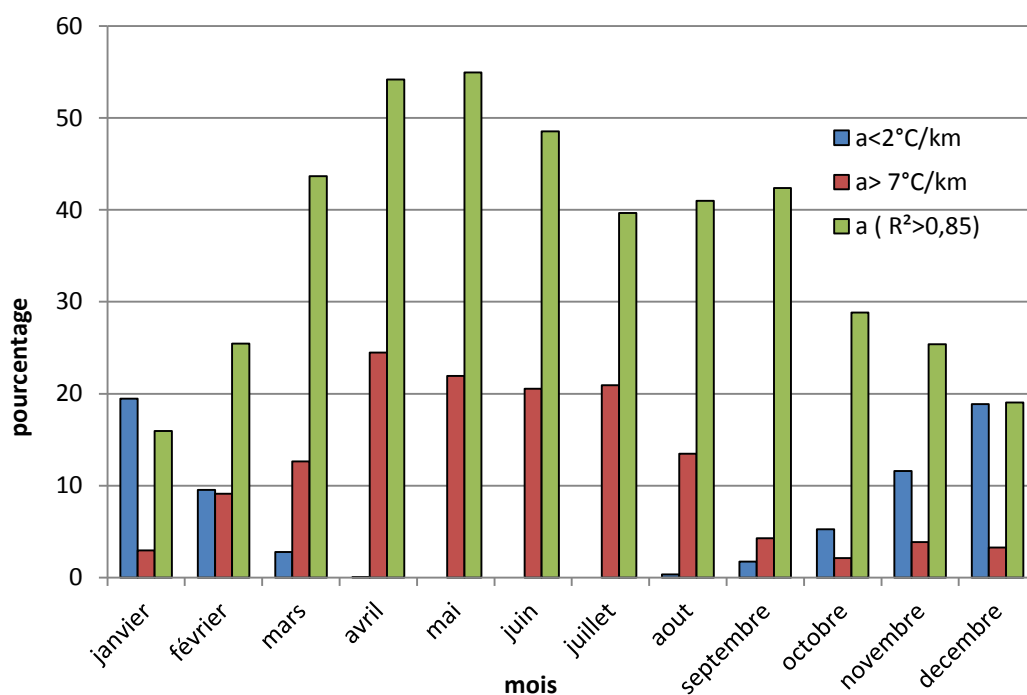


Figure 61- Graphique d'occurrences des gradients altimétriques en pourcentage par rapport au mois sur 2000-2009, pour trois cas : gradient faible ($< 2^\circ\text{C}/\text{km}$), gradient fort ($< -7^\circ\text{C}/\text{km}$) et gradient associé à un R^2 fort ($> 0,85$).

Si l'on considère uniquement les pas de temps pour lesquels le $R^2 > 0,85$ sur 2000-2009, on trouve qu'en pourcentage les gradients sont majoritaires aux heures chaudes de la journée (Figure 62). Cela signifie qu'il y a une occurrence plus forte d'obtenir un « bon gradient », c'est-à-dire une structure thermique des basses couches de l'atmosphère homogène sur la région étudiée, aux heures chaudes qu'aux heures froides. Ces résultats sont des fondamentaux de météorologie revisités avec les gradients altimétriques, où la convection des masses d'air aux heures chaudes homogénéise

l'atmosphère. Si on considère uniquement les gradients forts ($a > 7^\circ\text{C}/\text{km}$ avec un $R^2 > 0,85$), on obtient quasiment 100% de ce type de situation à 12h et 18h (Figure 62 a). Cette dernière valeur est à replacer sur l'ensemble des pas de temps de 2000-2009 : cela n'en représente que 10% (Figure 62 b).

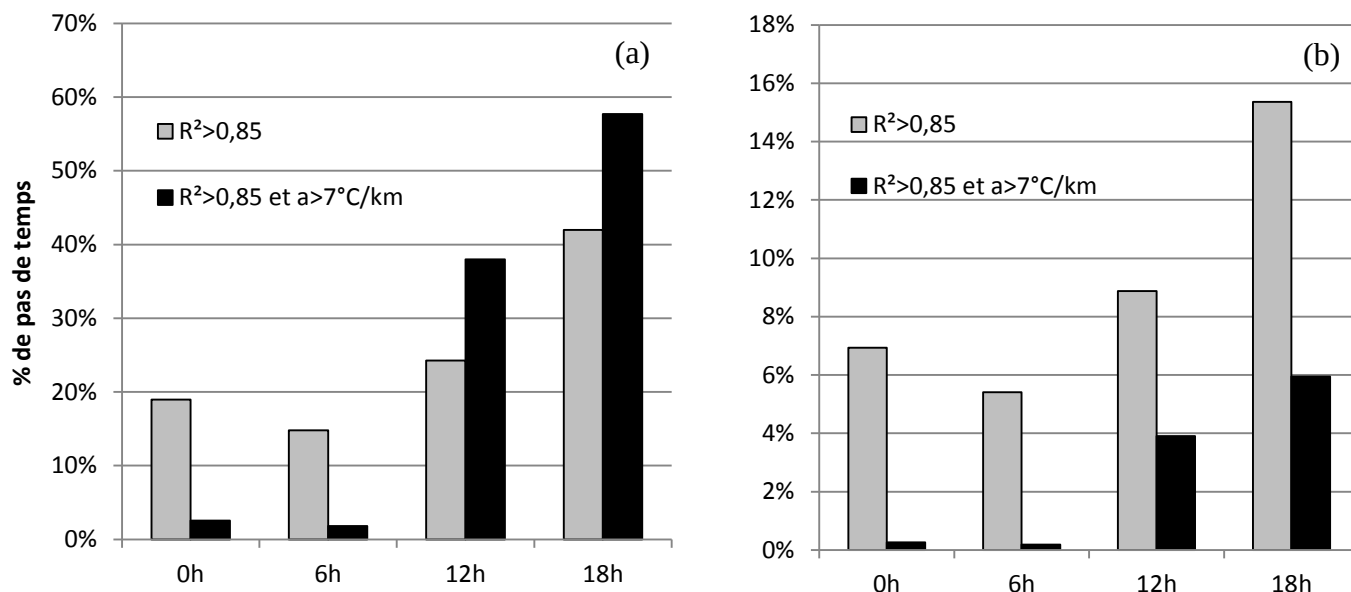


Figure 62- Pourcentage de gradients altimétriques en fonction des pas de temps, pour des $R^2 > 0.85$ et des gradients forts ($> 7^\circ\text{C}/\text{km}$). Le pourcentage est calculé sur la base des 5346 pas de temps (a), ou sur la base de tous les pas de temps (14613 – (b))

On voit alors que les journées pour lesquelles le gradient est bien établi de manière global, c'est-à-dire à partir du calcul avec 194 stations, et avec une valeur forte (témoignant d'un gradient adiabatique plutôt sec, et donc d'une certaine stabilité de l'atmosphère) ne représentent que 10% des journées de la chronique 2000-2009. On doit donc composer avec 90% d'autres journées (sur les 37%) qui sont constituées par des bonnes corrélations (R^2 élevé) mais des gradients très disparates.

2.2.3. Gradients mensuels moyens

A partir des gradients altimétriques horaires, les gradients altimétriques mensuels sont calculés, puis moyennés sur la période 2000-2009, en fonction de l'heure de la journée - Figure 63. Cela nous permet d'obtenir les grandes tendances concernant ces gradients à l'échelle de la zone d'étude. On lisse ainsi le signal obtenu avec les Figure 58 et Figure 59, mais cela permet de dégager la tendance d'évolution de ces gradients au sein de l'année de manière plus évidente. Ces gradients sont plus forts l'été que l'hiver, et bien supérieurs aux heures chaudes (12h et 18h) qu'aux heures froides (0h et 6h). Ceci conforte les résultats obtenus en moyenne interannuelles journalières (Figure 58). La robustesse des régressions va de pair avec ce constat, les R^2 étant plus fort l'été que l'hiver et supérieurs aux heures chaudes par rapport aux heures froides (Figure 63 b). Le gradient altimétrique moyen d'été est situé autour de $5,5^\circ\text{C}/\text{km}$ (Figure 63 a), ce qui diffère nettement de la valeur usité communément ($6,5^\circ\text{C}/\text{km}$).

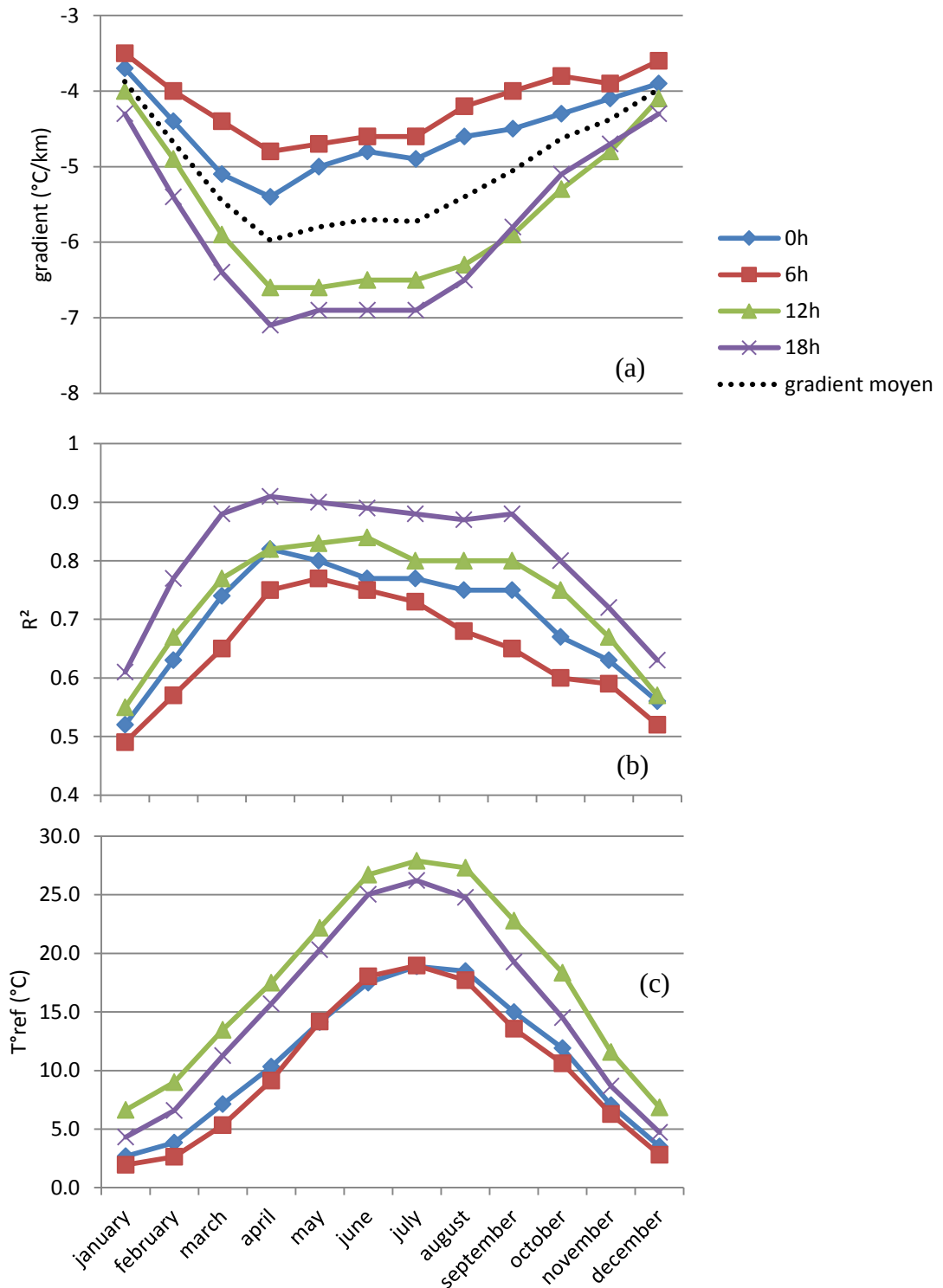


Figure 63- Graphique des gradients altimétriques mensuels moyens (2000-2009) calculés sur la zone d'étude, en fonction des 4 pas de temps à 6h (a), valeurs de R^2 associées (b), et température de référence (c).

On peut noter aussi que les courbes ne sont pas parallèles entre elles (Figure 63), ce qui signifie que l'évolution des gradients en fonction du pas de temps au cours des mois de l'année diffère. Si on considère les mois d'avril à juillet, on constate un plateau pour les courbes des gradients à 12h et 18h (a), alors qu'il n'existe pas pour les courbes

à 0h et 6h (le gradient augmente en moyenne). Le signal est beaucoup plus lisse sur les températures de référence (soit au niveau de la mer), que l'on peut qualifier de climatologique (c). Le lissage provient notamment de la régression statistique, qui accorde plus de *poids* au coefficient directeur a (le gradient) qu'à l'ordonnée à l'origine b (la température de référence). Les courbes des différents pas de temps sont parallèles, ce qui ne prête pas à interprétation concernant les résultats évoqués précédemment sur la saison (été/hiver) et le pas de temps. On retrouve l'étagement des gradients conformément aux Figure 58 et Figure 63 (a) sans trop de variabilité. Ce graphique présente donc un intérêt pour une utilisation ultérieure.

2.2.4. Statistiques sur les occurrences de gradients altimétriques

On peut dresser le bilan sur l'année, l'hiver, l'été, du nombre de pas de temps pour lesquels on observe un gradient avec un $R^2 > 0,6$ ou $0,8$. Ce calcul a aussi été effectué sur la période 2000-mai 2006 correspondant à la période sur laquelle on dispose des types de circulation EDF. Les résultats sont résumés dans le **Tableau 13**.

		2000-2009	2000-mai2006
année	Pas de temps	14613	9368
	% de pas de temps avec un $R^2 > 0,6$	82%	82%
	% de pas de temps avec un $R^2 > 0,8$	53%	54%
hiver DJF	% de pas de temps avec un $R^2 > 0,6$	61%	60%
été JJA	% de pas de temps avec un $R^2 > 0,6$	94%	94%

Tableau 13- Occurrence des gradients altimétriques en fonction de la période de l'année et de la valeur seuil du R^2 de la régression linéaire température-altitude.

On observe des résultats similaires entre les deux périodes (**Tableau 13**), ce qui signifie que l'étude sur une période plus courte n'est pas trop restrictive et doit permettre de tirer les mêmes conclusions que si elle était effectuée sur la période la plus longue. Si on prend le seuil de R^2 de $0,6$ pour estimer la régression satisfaisante, on obtient alors 18% de pas de temps qui ne rentrent pas dans cette considération. Il est donc nécessaire de déterminer, pour ces pas de temps où la régression linéaire sur toute la zone n'est pas satisfaisante, pourquoi le signal de température n'est plus bien corrélé avec l'altitude, et trouver des solutions pour tirer parti au maximum de l'information dont on dispose (c'est-à-dire les observations aux stations). Cela représente un des objectifs de ce travail.

2.2.5. Gradients altimétriques globaux en fonction des types de circulation

La classification en type de circulation EDF a été utilisée pour estimer si les gradients altimétriques étaient structurés en fonction de la circulation atmosphérique sur le quart Sud-Est de la France (telle qu'elle est définie par la classification EDF). La circulation atmosphérique pourrait en effet permettre d'expliquer les mauvaises journées de corrélation entre la température et l'altitude, et surtout ajouter une

information extérieure qui aiderait à améliorer la spatialisation des températures via le gradient altimétrique.

Cette étude a été menée sur la période 2000 - mai 2006, ne disposant de la classification par type de circulation qu'au terme de l'année 2006. Présentons la répartition des types de circulation en pourcentage par mois sur cette période, pour avoir une idée de leur fréquence d'apparition dans la saison (Figure 64). Les types de circulation n°2, 4 et 8 sont majoritaires, ce qui n'est pas sans surprise compte tenu de ce qui a été mentionné en Introduction (cf. Figure 37). Les types n°6 et 7 sont quant à eux faiblement représentés.

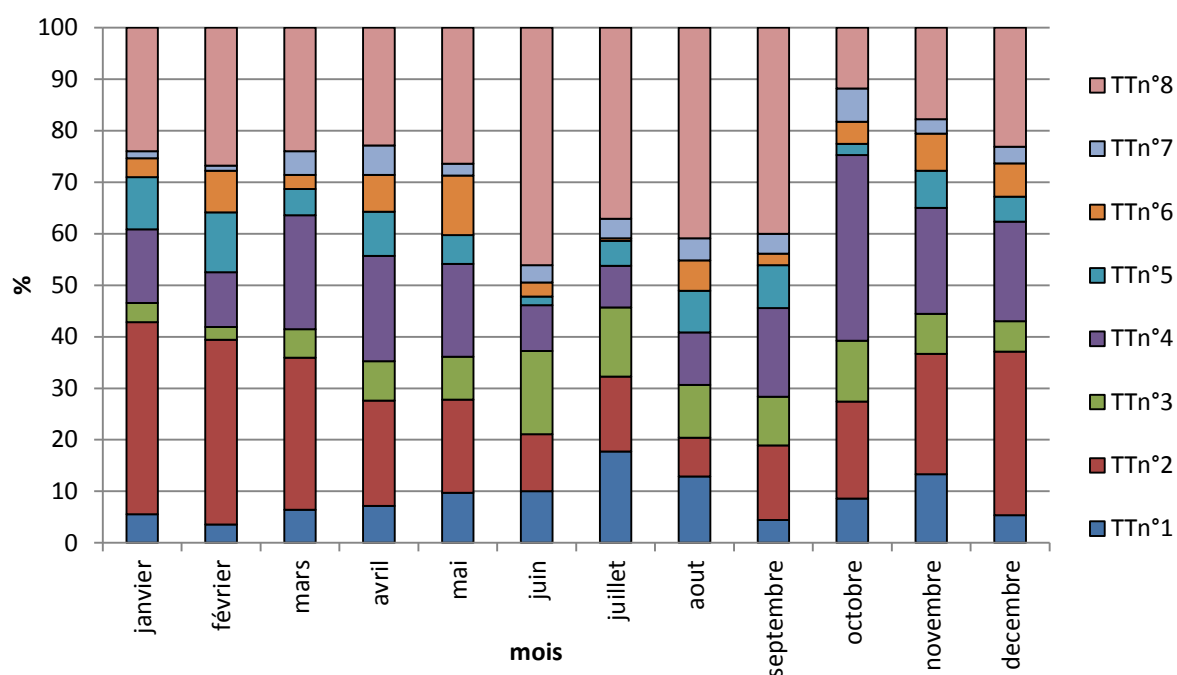


Figure 64- Occurrences d'apparition des types de circulation en pourcentage par mois sur la période 2000 - mai 2006.

Une manière simple de procéder pour pouvoir déterminer une structuration des gradients en fonction du type de circulation est de classer toutes les journées en fonction de la valeur du R^2 et du numéro de circulation atmosphérique. Prenons la classe de R^2 dont les valeurs sont supérieures à 0,85, puis examinons la répartition des types de circulation en fonction de deux mois de l'année pris dans l'hiver (janvier) et dans l'été (juillet) (Figure 65). Ce graphique doit être mis en relation avec le Figure 64, qui donne la répartition en pourcentage par mois des types de circulation. Par exemple le type de circulation n°6 en juillet ne représente que 1% de l'ensemble des types de circulation possibles en juillet, avec seulement une occurrence sur toute la période 2000-mai2006.

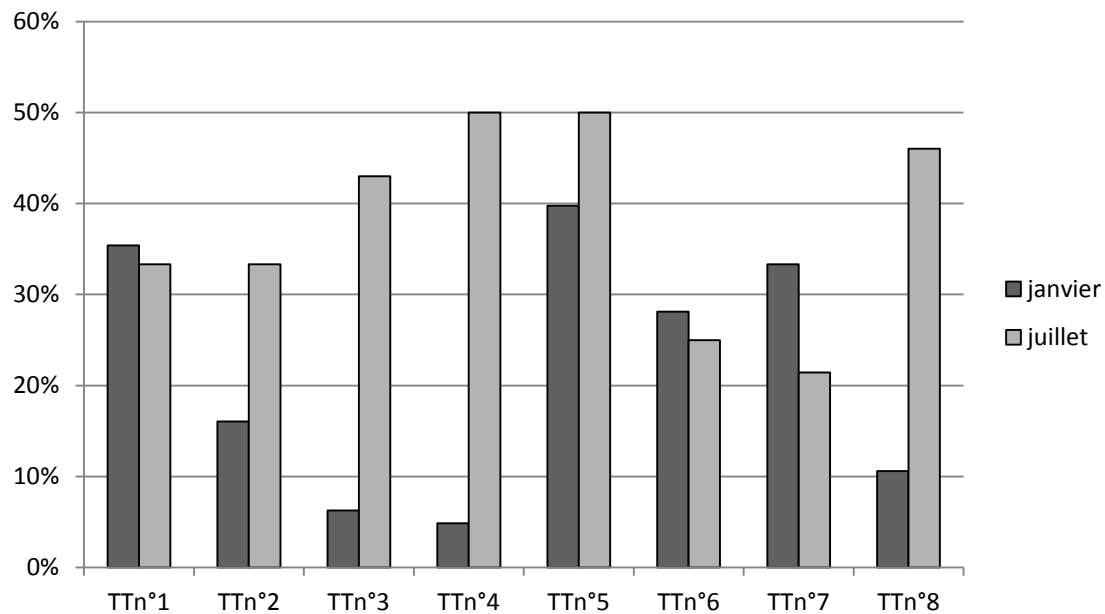


Figure 65- Probabilité d'avoir un gradient altimétrique associé à un $R^2 > 0,85$ en fonction des types de circulation, pour deux mois issus de saisons contrastées.

On remarque que quel soit le mois choisi, la probabilité d'obtenir un gradient fiable peut se produire quel que soit le type de temps. Cela signifie donc que les gradients fiables sur la zone entière (du point de vue statistique) ne sont pas liés à un type de circulation. Cela n'est pas tellement surprenant puisqu'il n'y a pas de raison qu'un flux de Sud en juillet ne donne pas un gradient aussi fiable qu'un retour d'Est le même mois. Une recherche possible pour discriminer ces types de circulation réside dans la distribution des valeurs des gradients altimétriques pour chaque type de circulation en fonction des mois évoqués précédemment. Le Figure 66 en box plot présente cette distribution pour les mois de janvier et juillet. Il ne ressort pas de valeurs bien distinctes de gradient en fonction des types de circulation. On remarque bien évidemment que les classes 2, 4 et 8 sont les plus représentées conformément à la Figure 64, mais les moyennes, les 1^{ers} et les 3^{èmes} quartiles sont globalement largement distribués.

Ceci induit *deux hypothèses*: soit les types de circulation EDF basés sur les précipitations ne sont pas adaptés pour dégager une structuration dans les gradients altimétriques, soit le calcul des gradients de manière global ne permet pas à l'échelle régionale de visualiser cette structure. Ce point sera abordé en discussion en partie 3.4.2.

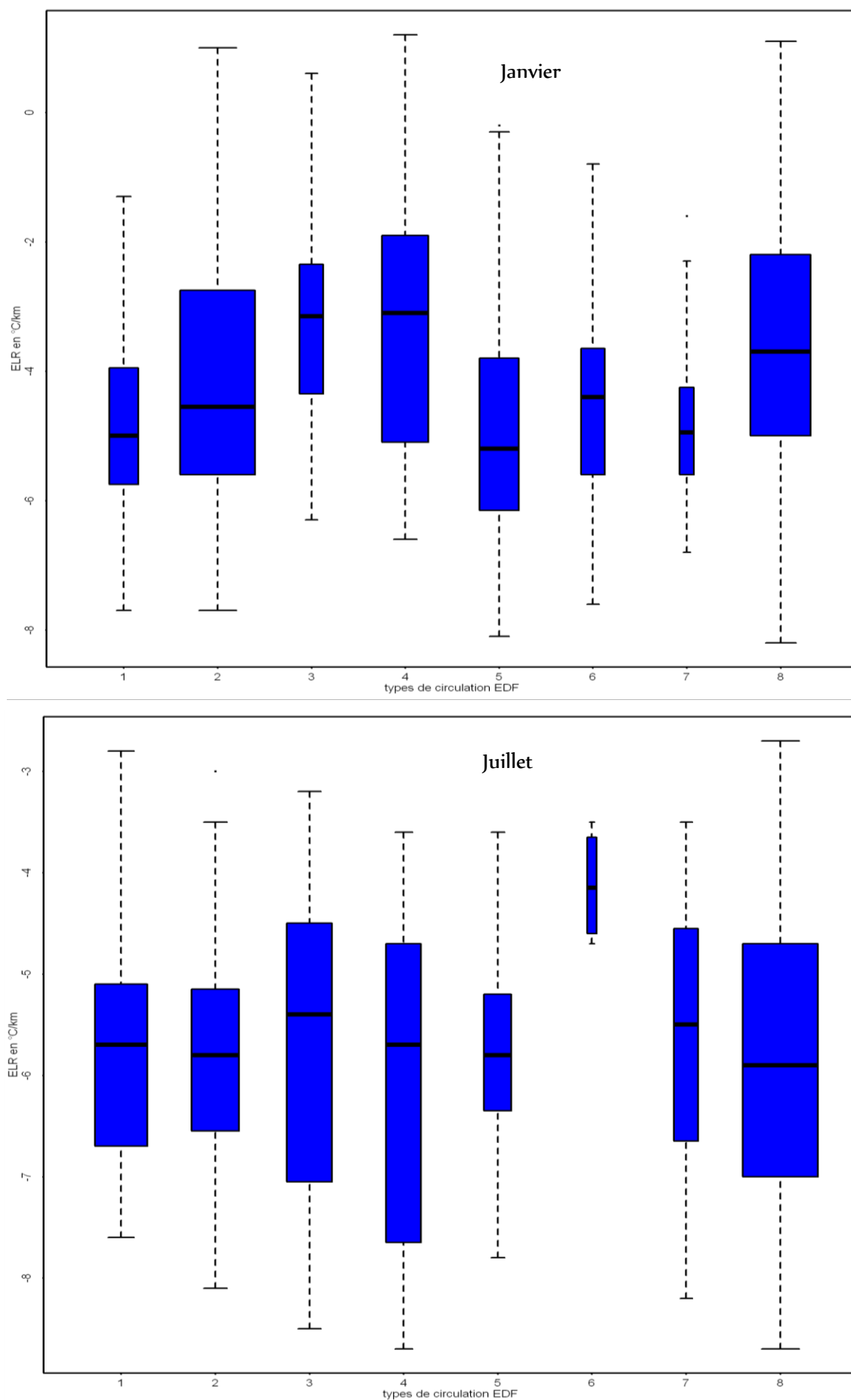


Figure 66- Distribution des gradients altimétriques par type de circulation pour janvier et juillet

2.3. Structure spatiale des champs de températures : étude des variogrammes

2.3.1. Méthodologie

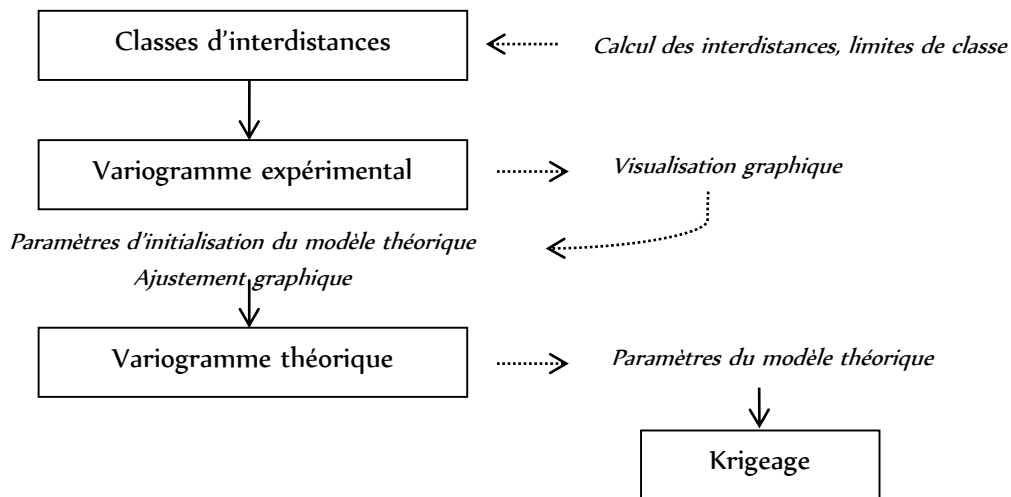


Figure 67- Organigramme de calcul des variogrammes pour le krigeage

La construction du variogramme implique de suivre la démarche de la **Figure 67**. La détermination des classes d'interdistance est faite avec les 194 stations d'interpolation. Le variogramme expérimental est alors déterminé et ajusté par une courbe théorique, dont les paramètres permettront de calculer les semi variances utilisées dans la résolution du système matriciel de krigeage.

2.3.2. Variogramme saisonnier ou variogramme horaire ?

L'étude se focalisant sur un pas de temps ponctuel horaire, sur une période de 10 ans, il semblerait que le calcul du variogramme soit évidemment horaire. Comme mentionné précédemment, l'ajustement du variogramme expérimental se fait de manière préférentielle par graphique. Choisir un variogramme horaire implique d'être confronté à deux problèmes :

- Le premier correspond à l'initialisation du modèle théorique. On doit en effet donner des paramètres plausibles pour permettre d'initialiser l'algorithme de convergence. Si les paramètres d'initialisation sont trop éloignés du modèle théorique, alors l'algorithme ne converge pas et on ne peut déterminer le variogramme théorique
- Le second correspond aux paramètres du modèle théorique, qui peuvent être totalement écartés d'une réalité spatiale, avec par exemple un variogramme présentant une portée quasi infinie.

Il a donc été choisi, même si c'est une hypothèse qui peut parfois être réductrice - la structure spatiale du champ est supposée homogène pendant la période choisie, d'établir des variogrammes climatologiques par saison, afin de pouvoir facilement

réaliser une chronique de cartes spatialisées sur 10 ans. Ainsi au lieu d'employer un variogramme défini à chaque pas de temps, on choisit d'utiliser un variogramme moyen pour une saison donnée, comme d'autres études le font en prenant par exemple un gradient altimétrique moyen. Ce choix est une hypothèse forte sur laquelle on reviendra par la suite. Il reste donc à définir les saisons plus spécifiquement.

2.3.3. Retour sur les gradients altimétriques : découpage de saisons

Les températures de référence mensuelles moyennes permettent d'apprécier la saisonnalité des températures en fonction des mois (Figure 63 (c)). On observe comme pour les gradients altimétriques une distinction entre les heures nocturnes et diurnes bien marquée. Comme mentionné en 2.2.3 ce graphique lisse le phénomène annuel et permet d'obtenir des courbes parallèles, ce qui ne laisse pas une interprétation différente du découpage saisonnier en fonction du pas de temps que l'on considère. Ainsi le découpage saisonnier se base sur l'étude des gradients altimétriques et précisément de l'ordonnée à l'origine de la droite de régression liant la température à l'altitude. On distingue ainsi 3 zones de température (Figure 68) :

- Hiver ❶: décembre, janvier, février
- Été ❷: juin, juillet, août
- Mi-saison ❸: les mois restants, correspondant à une période de croissance (printemps) et décroissance (automne) des températures : mars, avril, mai, septembre, octobre, novembre.

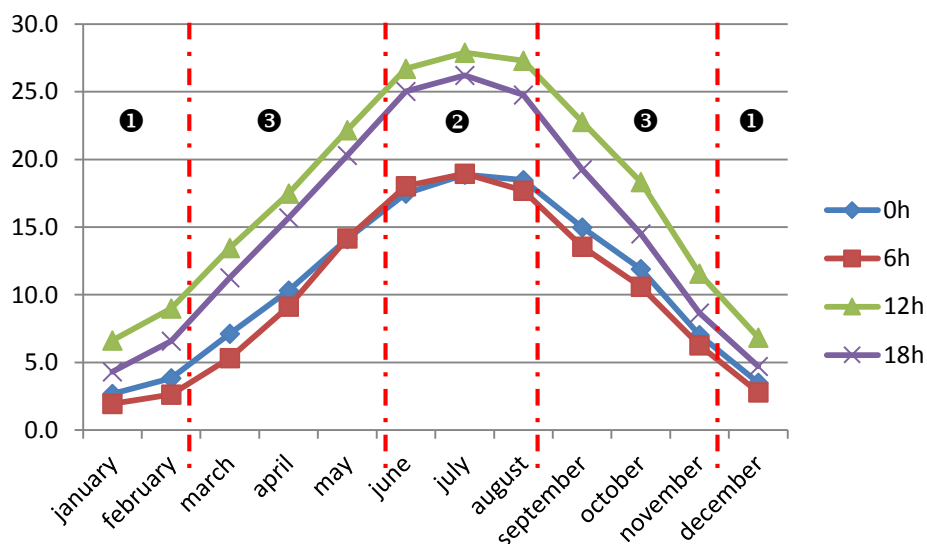


Figure 68- Graphique des températures de référence moyennes sur la période 2000-2009 en fonction des pas de temps. On distingue 3 saisons représentées par les traits pointillés verticaux.

Ce découpage n'est pas unique ! Il aurait pu être établi sur la base de la Figure 63 (a) ou même de la Figure 58 en choisissant par exemple l'été comme étant les mois d'avril, mai, juin et juillet et l'hiver les mois de janvier, février, novembre et décembre. Ces différents découpages possibles, opérés non plus sur les températures de référence mais sur les gradients altimétriques, présentent des résultats similaires avec des

pépites, portées et palier très proches (non représenté). Le découpage sur la base des températures de référence sera donc celui retenu pour l'ensemble de ce travail. Le choix de découper les variogrammes d'après les résultats de l'étude des gradients s'explique entre autre par la facilité de calcul des gradients.

2.3.4. Variogrammes expérimentaux

Classes d'interdistances

Le calcul des interdistances est réalisé en calculant la distance euclidienne entre 2 stations (Équation 21). On trace donc l'histogramme des interdistances (**Figure 69**) qui nous permet de connaître la répartition des stations par classe des interdistances sur la zone. On constate que le maximum de couples est situé entre 100 et 150km de distance, et que les premières classes (dans les 30 premiers kilomètres) sont moins bien représentées. Les limites de classes retenues dépendent des stations choisies, et d'un pas de temps à l'autre les stations sélectionnées peuvent changer en fonction des lacunes. Les limites de classes ont cependant été calculées à partir des 194 stations d'interpolation. Afin d'obtenir un nombre d'effectif constant quel que soit la classe, on choisit un découpage équi-réparti. Le nombre de classes homogènes (ou équiréparti) peut être déterminé en appliquant la règle de Sturges :

$$\text{Nombre de classe} = \sup [\log_2(n)+1]$$

où n est le nombre de valeurs possibles (18721 ici). On obtient ainsi dans notre cas 14 classes, avec 1340 valeurs par classe environ. Cette règle induit des classes trop grandes, ce qui n'est pas toujours pertinent pour le variogramme des températures. Le choix d'un nombre de classes supérieur (une trentaine voire une quarantaine) est plus satisfaisant. Un minimum de 50 couples d'interdistances par classe est souhaitable, car bien souvent les stations proches étant corrélés entre elles, le nombre de couples indépendants par classe peut fortement chuter. On s'assure ainsi avec 50 couples d'une dizaine de couple indépendants, ce qui permet de calculer une moyenne robuste pour chaque classe.

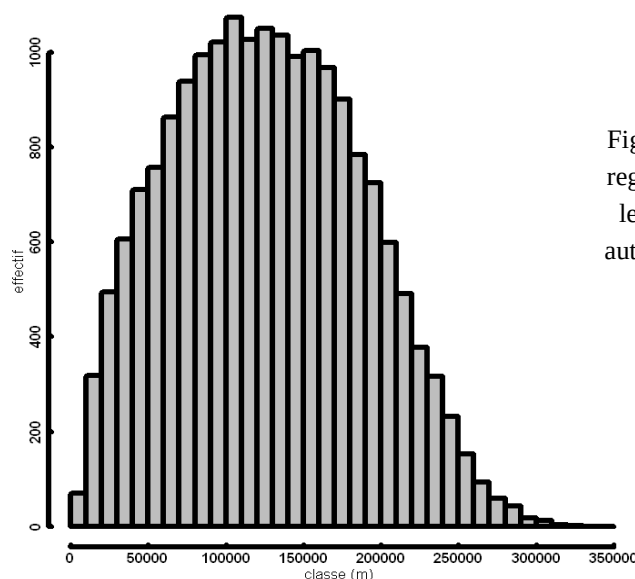


Figure 69- Histogramme des interdistances regroupées par classe de 10km. Les classes les plus importantes en effectif se situent autour de 130km, la moitié de la taille de la grille utilisée.

Les premières classes d'inter distances sont plus importantes en amplitude pour permettre un nombre de station suffisant et équi réparti par classe. Les limites de classe utilisées pour l'interpolation sont alors en km :

0, 22, 31, 39, 46, 52, 58, 64, 69, 74, 79, 84, 88, 93, 98, 102, 107, 111, 115, 120, 125, 129, 134, 138, 143, 148, 152, 157, 162, 167, 171, 177, 182, 188, 194, 201, 209, 218, 230, 246.

On voit que la première classe correspond à une distance de 22km, ce qui est justifié par la densité du réseau. Un réseau plus dense permettrait d'avoir plus de stations proches et donc une première limite de classe plus faible pour un même nombre de couples.

Variogramme expérimental

Le variogramme expérimental est calculé à chaque pas de temps en fonction des stations disponibles (au minimum une centaine), sur l'ensemble de la zone d'étude. Pour une saison donnée, on représente l'ensemble des points des variogrammes de chaque pas de temps sur un même graphique (**Figure 70 - (a)**). Le choix d'un modèle d'ajustement théorique est alors difficile. Pour pallier cela, on calcule la moyenne des points (en semi variance) pour chaque classe, ainsi que la moyenne des centres de classe de chaque pas de temps (qui varie légèrement en fonction des stations disponibles au pas de temps). On approxime ainsi un variogramme moyen expérimental, qui nous permet de voir l'allure moyenne pour l'ensemble de la saison (**Figure 70 - (b)**). Cette approximation est effectuée sur la moyenne, la médiane donnant un résultat très similaire.

On peut alors estimer à vue un modèle théorique (exponentiel, gaussien, etc...) ainsi que juger des paramètres d'initialisation (portée, pépité, palier), qui permettront d'optimiser au mieux l'ajustement (via l'algorithme de convergence). Différents variogrammes testés peuvent être comparés entre eux, si on peut quantifier les erreurs d'ajustement (de manière relative – SS_{Err} par exemple sous Gstat).

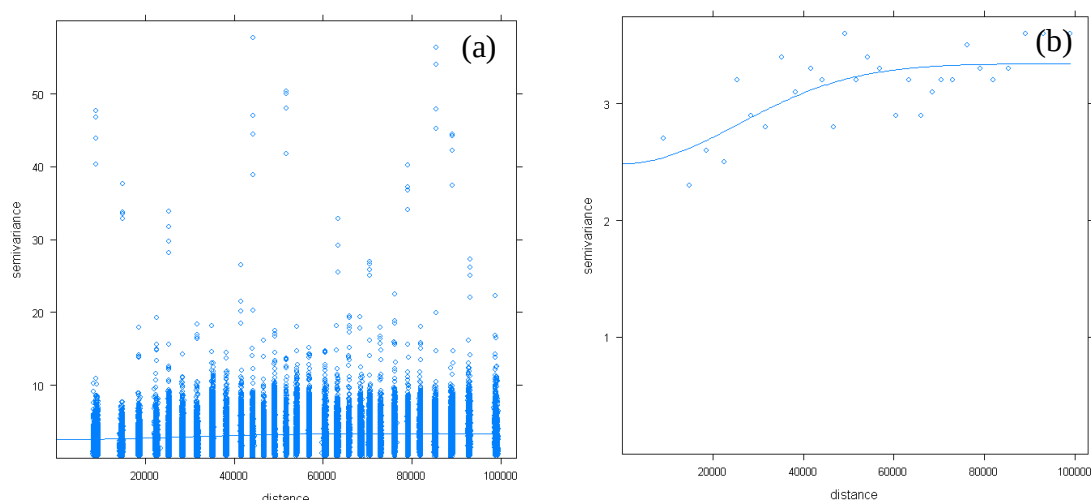


Figure 70- Variogramme expérimental estival nocturne ajusté : à partir de tous les points (a), à partir de la moyenne des points de chaque classe d'interdistances (b).

L'anisotropie du variogramme, qui définit des directions pour lesquelles la structure spatiale des données est préférentiellement organisée, n'a pas été testée. Contrairement aux précipitations, on peut en effet considérer le champ de température comme isotrope (voir par exemple Tobin et al. 2011), avec cependant des dérives qui vont permettre d'expliquer sa structure spatiale.

2.3.5. Variogrammes théoriques

Variogramme climatologique

Le variogramme théorique est obtenu par ajustement du variogramme expérimental sur l'ensemble des points (et non pas le variogramme moyen expérimental qui sert uniquement à la visualisation - **Figure 70 b**), pour chacune des différentes saisons et chacun des différents krigeages retenus.

On notera le krigeage ordinaire des températures KO, le krigeage ordinaire des résidus de la température (Équation 31) KOR, le krigeage avec dérive externe utilisant l'altitude KDEz, celui utilisant le rayonnement solaire KDErg, celui utilisant l'altitude et le rayonnement solaire KDEz+rg, celui utilisant l'altitude et la latitude KDEz+y.

La quantification des erreurs d'ajustement (relatives) sous Gstat a permis de tester les variogrammes théoriques de type sphérique, gaussien, exponentiel (cf. Figure 43). Pour l'ensemble des méthodes utilisées, les variogrammes théoriques les mieux ajustés sont de type gaussien. Cela signifie que quel que soit la distance entre les stations dans les premiers km, il y a un effet de pépité qui traduit le fait que 2 stations peuvent être proches avec des valeurs différentes. En effet, la localisation, le type d'appareil et le bruit de la mesure génère des écarts même aux faibles distances, que l'effet de pépité traduit. L'expression analytique pour le variogramme gaussien avec pépité est :

$$\gamma(h) = c_0 + c \left(1 - \exp\left(-\frac{h^2}{a^2}\right) \right)$$

Où c_0 , c et a sont les paramètres du modèle estimés par les moindres carrés (cf. **Figure 42**). Dans le cadre de Gstat, la portée vaut $1,73*a$. L'ajustement du variogramme est réalisé en minimisant la somme pondérée des différences au carré entre le variogramme expérimental et le variogramme théorique par l'algorithme de Gauss Newton- cet algorithme permettant de résoudre les problèmes de moindres carrés non linéaires. La pondération est déterminée par $N(h_i)/[\gamma(h_i)]^2$ (cf. **Figure 42**).

Les paramètres retenus sont présentés dans le Tableau 14. Il faut noter que les variogrammes utilisés en KOR et KDEz sont identiques, car calculés sur les résidus $\delta(s)$ de l'Équation 31. Les variogrammes KDEz+rg et KDEz sont identiques la nuit, en l'absence de rayonnement solaire. On entend par nuit les pas de temps 0h et 6h, par jour 12h et 18h.

KO

Pas de temps	Saison	Pépité (°C ²)	Portée (m)	Palier (°C ²)
nuit	été	10	131000	25
	hiver			
	saison intermédiaire			
jour	été	18	135000	43
	hiver	11	136000	28
	saison intermédiaire	15	128000	36

KOR et KDEz

Pas de temps	Saison	Pépité	Portée	Palier
nuit	été	3,1	108600	4,8
	hiver	5,7	48500	7,2
	saison intermédiaire	3,6	77100	5
jour	été	2,5	100200	5,5
	hiver	5,3	118300	7
	saison intermédiaire	2,9	93900	5,1

KDErg

Pas de temps	Saison	Pépité	Portée	Palier
nuit	été	11	164000	27,4
	hiver	18,7	161000	29,3
	saison intermédiaire	10,6	153600	27,1
jour	été	10,9	139500	20,8
	hiver	15,4	112000	22,3
	saison intermédiaire	13,5	122200	22,7

KDEz+rg

Pas de temps	Saison	Pépité	Portée	Palier
nuit	été	3,1	108600	4,8
	hiver	5,7	48500	7,2
	saison intermédiaire	3,6	77100	5
jour	été	2,6	104600	5,6
	hiver	5	104000	6,6
	saison intermédiaire	2,9	95000	5,1

KDEz+y

Pas de temps	Saison	Pépité	Portée	Palier
nuit	été	3,3	68400	4,1
	hiver	5,6	38800	6,9
	saison intermédiaire	3,5	56800	4,6
jour	été	2,3	58700	3,8
	hiver	4,9	47500	5,8
	saison intermédiaire	2,8	63000	4,1

Tableau 14- Paramètres des variogrammes théoriques pour les différents krigeages retenus. Le palier tient compte de la valeur de la pépité dans les résultats.

Les variogrammes sur les températures brutes (krigeage ordinaire) sont assez similaires la nuit, quel que soit la saison. Il n'y a donc qu'un seul jeu de paramètres identiques pour l'été, l'hiver, et la mi saison de nuit. Ceci signifie donc que les températures ont une structure spatiale identique la nuit, quel que soit la saison, mais que les résidus issus de régression linéaire (température et altitude, latitude) présentent des différences de structure en fonction de la saison. Ceci est attesté par des paramètres de variogrammes théoriques bien différents en été et en hiver dans les krigeages utilisant une dérive, en KDEz par exemple. Ce sont donc les résidus à la dérive dont l'organisation spatiale est modifiée, qui influent sur le variogramme. On constate en effet des variogrammes bien différents entre le jour et la nuit en hiver, quand bien même les gradients altimétriques sont assez proches. Ceci atteste bien que les résidus n'ont pas forcément la même structure que la dérive.

Un autre découpage des variogrammes sur les mois a été effectué (Tveito et al. 2000) sans être plus discriminant que les saisons, tout en rajoutant 6 variogrammes supplémentaires. Ce choix n'a donc pas été retenu.

Variogramme par classe de R^2

Il est pertinent de se demander pourquoi il a été fait le choix de découper les saisons sur les températures de référence et non pas un autre critère. Celui des gradients altimétriques a été examiné et donne des résultats similaires. Il reste de l'étude des gradients altimétriques un 3^{ème} critère utilisable, celui des R^2 , le coefficient de détermination de la régression linéaire liant la température à l'altitude. On peut donc regrouper les variogrammes de chaque pas de temps non plus par saison mais par classe de R^2 , d'amplitude 20%, et déterminer les paramètres du variogramme moyen pour chaque classe.

Le Figure 71 présente ces paramètres pour les différentes classes de R^2 (au nombre de 5 entre 0 et 1) pour KEDz, sans surprise. En effet, on constate que plus la valeur du coefficient de détermination augmente, plus la pépité et le palier diminue. Ceci s'explique simplement par le fait que l'altitude est plus explicative pour la température lorsque le R^2 est élevé ; les résidus $\delta(s)$ de la régression linéaire entre la température et l'altitude ont alors moins de structure et sont plus liés à du bruit blanc ou des erreurs de mesure. On obtient alors une pépité plus faible, de même pour le palier, et la portée augmente car le phénomène est corrélé à plus grande échelle.

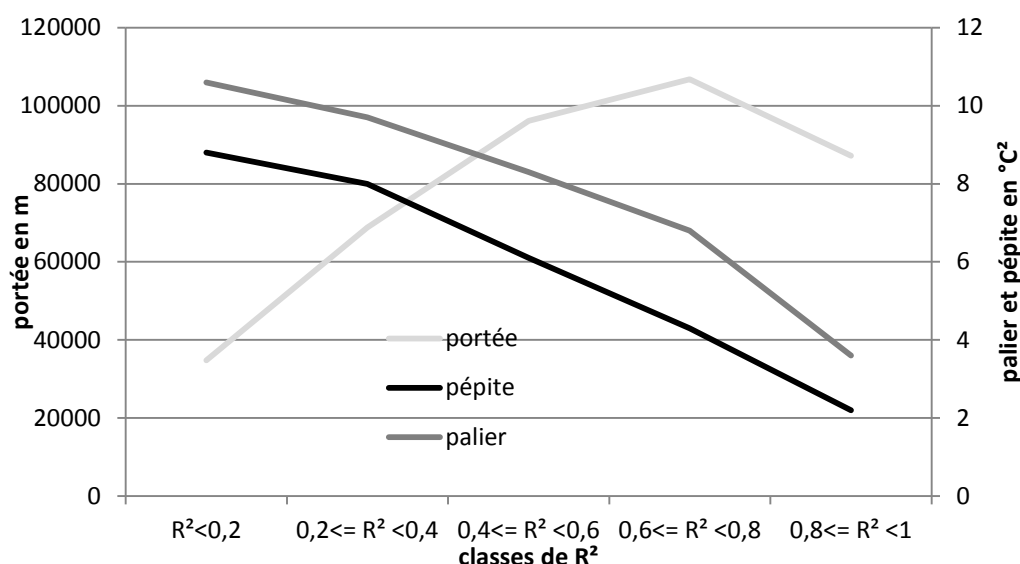


Figure 71- Paramètres de variogrammes théoriques moyens pour KEDz par classes de R^2 , sur la période 2000-2009

Ce découpage pourrait présenter un intérêt mais il ne fait pas tellement ressortir la saisonnalité, si ce n'est au travers du R^2 . Mais le R^2 peut quand même être élevé par exemple en hiver. De ce fait et en connaissance de la saisonnalité bien marquée dans les Alpes, on préférera une approche par saison que par R^2 .

Variogrammes en fonction des types de circulation EDF

Avec l'intime conviction que la circulation atmosphérique grande échelle a un impact sur la structure du champ de température, l'hypothèse consistant à établir les variogrammes sur les types de circulation est recevable. Examinons donc ce cas, en établissant les variogrammes non plus par saison ou classe de R^2 mais par type de circulation atmosphérique défini par EDF.

TT	Climatologie	Model	Pépité	Portée (km)	Palier
1	Onde atlantique	Pépitique gaussien	2,8	103	5
2	Océanique stationnaire	Pépitique gaussien	4,4	120	6,6
3	Sud-Ouest	Pépitique gaussien	3,4	82	4,9
4	Flux Sud	Pépitique gaussien	3,9	57	5,9
5	Nord-Est	Pépitique gaussien	2,9	128	4,9
6	Retour d'Est	Pépitique gaussien	2,4	46	4,3
7	Dépression centrale	Pépitique gaussien	2,8	66	5
8	Anticyclonique	Pépitique gaussien	4	83	5,5

Tableau 15- Variogrammes par types de circulation atmosphérique sur la période 2000 - mai 2006 pour les 194 stations d'interpolation

On observe moins de variabilité sur la pépité et le palier que lors d'un découpage saisonnier, par contre la portée semble répondre aux différents types de circulation. Le flux de Sud et le retour d'Est ont des portées faibles, mais des pépites différentes.

L'océanique stationnaire a une des portées les plus importantes mais aussi la pépité la plus forte. L'interprétation des variogrammes en fonction de la circulation n'est cependant pas évidente, et rend plus délicate son utilisation pour le krigeage. C'est cependant une piste intéressante qu'il faut poursuivre via l'étude des gradients altimétriques (cf. 3.4.2.).

2.3.6. Variogrammes : influence de la dérive

Explicitons à titre d'exemple deux variogrammes horaires calculés avec deux dérives différentes. Dans le premier cas (**Figure 72 a**), le variogramme est calculé avec une dérive en Z (altitude), sachant que le pourcentage d'explication de la température avec l'altitude pour ce cas est de 93%. Dans le deuxième cas (**Figure 72 b**), le variogramme est calculé avec une dérive en Z combinée à une dérive en Y (latitude).

On visualise bien qu'il reste une part d'explication (palier à 11 °C²) dans les résidus du graphique (a), alors qu'en ajoutant la dérive latitudinale au calcul du variogramme (b), les résidus n'ont quasiment plus de structure, avec une pépité du même ordre de grandeur qu'en (a), mais un variogramme quasiment plat –le palier est quasi nul. Cela permet de visualiser l'intérêt de l'ajustement graphique dans ce cas de figure.

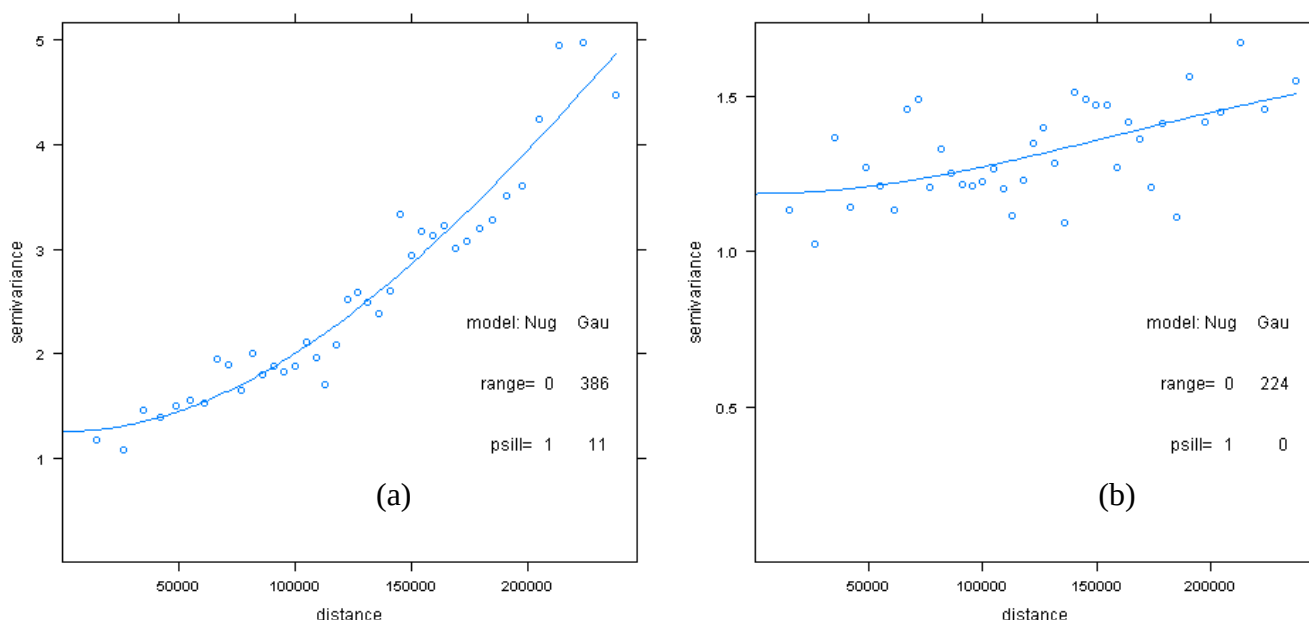


Figure 72- Variogramme horaire pour le 18 juin 2004 à 18h, avec pour dérives Z (a), et Z + Y (b).

Conclusion sur l'étude des variogrammes :

Le découpage retenu pour classier les variogrammes est celui des saisons, basé sur la température de référence issue de la régression linéaire entre la température et

l'altitude aux stations. Ce sont donc 6 variogrammes qui seront utilisés pour kriger les champs température.

3. Spatialisation des températures en zone de montagne

L'introduction et l'étude préliminaire ont permis de poser les bases nécessaires à l'interpolation des températures. Il faut à présent examiner les résultats des différents krigeages, en soulevant à la fois les améliorations apportées par cette étude, les points qui restent problématiques, et les voies d'optimisation de la méthode employée.

3.1. Quelques points pratiques

3.1.1. Utilisation de variables externes régionalisées

Sur les 6 krigeages présentés ci-après, 4 ont été employés avec des dérives (cf. 2.3.5). Avant tout chose, ces dérives, comme mentionnées en 1.3.5 (p88), doivent être indépendantes, ce qui est le cas pour les variables externes utilisées ici. L'utilisation de l'altitude, de la latitude et du rayonnement solaire a donc été faite afin d'évaluer l'amélioration des interpolations par ajout d'information locale. L'altitude est la variable la plus communément utilisée pour expliciter la température (Whittaker, 1967, Dougédroit et de Saintignon, 1970, Dodson et Marks, 1997, Lookingbill and Urban, 2003). Slatyer et al. (1984) met en évidence la corrélation entre la durée d'enneigement et l'altitude et l'exposition. Cette durée d'enneigement témoigne indirectement de l'impact de l'altitude et du rayonnement solaire (au travers de l'exposition) sur les températures. Ainsi le rayonnement solaire global théorique, c'est-à-dire calculé sans tenir compte de la couverture nuageuse, est utilisé comme variable externe. La latitude a été testée comme dérive possible compte tenu de la différence de température moyenne annuelle entre les Alpes du Nord et du Sud, que l'on constate sur les cartes de températures moyennes annuelles (D. Joly et al. 2010 –Figure 35) et que l'on retrouve dans la thèse de F. Gottardi lors de l'interpolation (2009, p124).

3.1.2. Critères d'évaluation

Les indicateurs de performance du krigeage retenus sont le biais, le biais absolu, l'erreur quadratique moyenne et l'erreur quadratique moyenne normalisée par l'écart-type de krigeage. Le biais (*Mean Error - ME*) nous permet de déterminer si l'estimation est biaisée (en krigeage le biais est très faible par définition). Le biais absolu (*Mean Absolute Error - MAE*) nous permet de connaître la précision des estimations. L'erreur quadratique moyenne (*Root Mean Square Error - RMSE*) indique l'écart moyen entre les valeurs estimées et les valeurs observées (c'est une valeur en °C dans le cas de la température), et la robustesse de l'interpolation. L'erreur quadratique moyenne normalisée permet d'évaluer la fiabilité du modèle et surtout de comparer les méthodes

entre elles « à égalité ». L'écart-type de krigeage, donné par l'Équation 30, l'Équation 34 et l'Équation 36 est aussi mentionné du fait du calcul du NRMSE.

Critère d'évaluation	Equation	Valeur optimale
Biais ou erreur moyenne (ME)	$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{pred} - T_{obs})$	0
Erreur moyenne absolue (MAE)	$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_{pred} - T_{obs} $	0
Erreur quadratique moyenne (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{pred} - T_{obs})^2}$	0
RMSE normalisé (NRMSE)	$NRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(T_{pred} - T_{obs})^2}{\sigma_{kri}^2}}$	1

Tableau 16- Critères d'évaluation des différentes approches de krigeage N est le nombre de stations, T_{pred} la température prédite par interpolation et T_{obs} la température observée à la station.

3.1.3. Aspects pratiques

Détaillons quelques points sur la mise en place du krigeage en ce qui concerne l'interpolation et l'implémentation sous logiciel statistique.

Les krigeages utilisés sont de deux types : krigeage ordinaire ou krigeage avec dérive. Dans le cadre de cette étude, 6 krigeages ont été effectués : krigeage ordinaire sur les températures brutes KO, krigeage ordinaire des résidus (de l'Équation 31) KOR, krigeage avec dérive externe utilisant l'altitude KDEz, celui utilisant le rayonnement solaire KDErg, celui utilisant l'altitude et le rayonnement solaire KDEz+rg, et celui utilisant l'altitude et la latitude KDEz+y. Ainsi l'expression analytique de la moyenne (Équation 24) pour les krigeages avec dérive externe, est en fonction de :

- l'altitude : $\mu(s) = \beta_0 + \beta_1 Z(s)$
- l'altitude et la latitude: $\mu(s) = \beta_0 + \beta_1 Z(s) + \beta_2 Y(s)$
- le rayonnement solaire : $\mu(s) = \beta_0 + \beta_1 R_g(s)$
- l'altitude et le rayonnement solaire : $\mu(s) = \beta_0 + \beta_1 Z(s) + \beta_2 R_g(s)$

L'application utilisée pour réaliser l'ensemble des calculs est Gstat, développé par Pebesma (2004). Elle est couplée au logiciel R, qui permet un traitement efficace des données et une mise en place rapide de la méthodologie. Gstat travaille conformément aux détails théoriques mentionnés en 1.3, sauf qu'il résout l'ensemble des systèmes matriciels non pas en termes de semi variance mais de covariance, en utilisant l'Équation 20 et en prenant pour C la valeur du palier du variogramme.

3.1.4. Méthodes de validation

Il y a deux manières de considérer la validation de données que l'on spatialise. D'une part, il y a la validation stricte du modèle que l'on emploie via l'échantillon de données utilisées, et d'autre part la validation du modèle en des points n'ayant pas participé à l'élaboration de ce modèle. Ce sont deux choses à distinguer puisqu'elles permettront de considérer alors les erreurs dues au modèle des erreurs dues à l'interpolation et à la résolution spatiale.

Il existe ainsi 2 méthodes de validation lorsqu'on spatialise des données:

- La première méthode appelée validation croisée ou *leave one out method*. Pour la validation du modèle, elle consiste à retirer du jeu de données d'interpolation une station, à prédire sa valeur à l'aide des autres stations en utilisant le modèle au droit de la station retirée puis de comparer la valeur observée et la valeur prédite. Le procédé est réitéré autant de fois qu'il y a de stations. On peut effectuer une validation du modèle légèrement différente en travaillant non plus au droit de la station mais sur la maille dans laquelle se situe la station. On compare alors la valeur prédite sur une maille (résolution d'1km ici) avec la valeur observée ponctuellement dans cette maille.

- La deuxième méthode appelée validation indépendante, utilise un jeu de données qui n'a participé ni à l'interpolation, ni à l'élaboration du variogramme. Pour la validation du modèle, on vient interpoler à l'aide du modèle la valeur au droit des stations de validation indépendante, que l'on vient comparer ensuite aux valeurs observées. On procède de même au niveau du pixel, on compare la valeur interpolée sur la maille dans laquelle se situe la station à la valeur observée. On notera bien que ce jeu de données, appelé jeu de « validation indépendante », n'est en fait pas statistiquement indépendant puisqu'il correspond bien souvent à des stations retirées du jeu d'interpolation et qui sont corrélées, de par leur proximité spatiale, avec des stations d'interpolation. C'est cependant la terminologie la plus fréquemment employée, que nous conserverons.

Une ultime validation ou plus exactement comparaison peut consister en la comparaison entre la valeur observée à une station d'interpolation et la valeur interpolée au pixel sur lequel se situe la station, la station ayant servi à l'interpolation. Cela permet d'évaluer les erreurs liés à l'effet de pépité d'une part, et à la résolution de la maille d'autre part.

3.2. Comparaison des différentes approches retenues

Les méthodes géostatistiques ayant été choisies de par leur performance dans l'interpolation des températures, les krigeages ont été effectués toutes les 6 heures sur la période 2000-2009. L'intérêt ici n'est pas la comparaison de méthodes d'interpolation, qui a largement été discutée dans la littérature (notamment par Stahl et al. 2006), mais l'analyse des résultats du krigeage à 6h et l'intérêt d'utiliser 1 ou plusieurs variables externes. Ce dernier point est en effet assez nouveau en krigeage des températures, où la

plupart des auteurs se contentent d'utiliser uniquement l'altitude. Les autres variables sont généralement utilisées dans des modèles de régressions linéaires multiples, mais qui ne tiennent pas compte de la structure spatiale de la dérive.

Les résultats sont présentés en termes de validation croisée et de validation indépendante. Pour chaque pas de temps, on dispose d'une carte de températures, et d'une carte de variance d'estimation (qualité du krigeage). Les résultats sont donnés par saison et par pas de temps, moyennés sur l'ensemble de la zone d'étude. Le nombre de stations étant important, il n'est pas possible de toutes les présenter. Quelques-unes seront néanmoins présentées plus en détail (notamment en altitude – cf. 3.2.7).

Avant de présenter les résultats de validation croisée et indépendante pour les différents types de krigeage employés, une interpolation avec un krigeage ordinaire a été réalisée pour évaluer la pertinence d'un gradient variable dans le temps par rapport à un gradient fixe (par exemple de $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$).

3.2.1. Comparaison entre un gradient fixe et un gradient variable

Pour réfuter l'hypothèse d'un gradient altimétrique constant dans le temps, hypothèse ô combien largement employée dans les études hydrologiques et glaciologiques ($-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ est la référence dans les études hydrologiques ou glaciologiques, e.g. Dodson et Marks, 1997 ; Roe et O'Neal, 2010), il était nécessaire d'ajouter en préliminaire à l'interpolation par krigeage et en référence à la partie sur la variabilité des gradients altimétriques une comparaison entre un modèle avec un gradient fixe et un modèle avec un gradient variable. Un krigeage ordinaire a été effectué à chaque pas de temps de deux manières différentes : la première consiste à calculer à chaque pas de temps le gradient altimétrique moyen, puis à interpoler directement les résidus de température de la régression $T=f(Z)$; la seconde consiste à interpoler les températures ramenées artificiellement au niveau de la mer en considérant le gradient adiabatique moyen de $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (même si le gradient moyen sur la zone d'étude en question est de l'ordre de $-5,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$: Figure 58). La comparaison des résultats en validation croisée permet alors d'apprécier la fiabilité du modèle et surtout en moyenne la pertinence d'un gradient constant. Sans surprise, l'utilisation d'un gradient fixe pénalise l'interpolation, avec des écarts entre la méthode utilisant un gradient fixe et celle utilisant un gradient variable dans le temps compris entre $0,1^{\circ}\text{C}$ et $0,5^{\circ}\text{C}$ (Figure 73– biais absolu et RMSE). Seule exception à l'utilisation d'un gradient fixe, les pas de temps de l'été à 12 h et 18 h, qui montrent des résultats tout aussi bons en biais absolu et RMSE que le krigeage avec un gradient variable. L'explication physique simple, qui se retrouve avec les gradients calculés en premier lieu (Figure 58), est que les pas de temps estivaux diurnes correspondent à des masses d'air homogénéisées (principalement par la convection) où le gradient altimétrique est bien établi et fiable (R^2 élevé – Figure 58). En hiver, la stratification des couches atmosphériques est plus fréquente, ce qui tend à bloquer cette homogénéisation et induit donc un gradient plus variable et plus faible en valeur absolue (Figure 58).

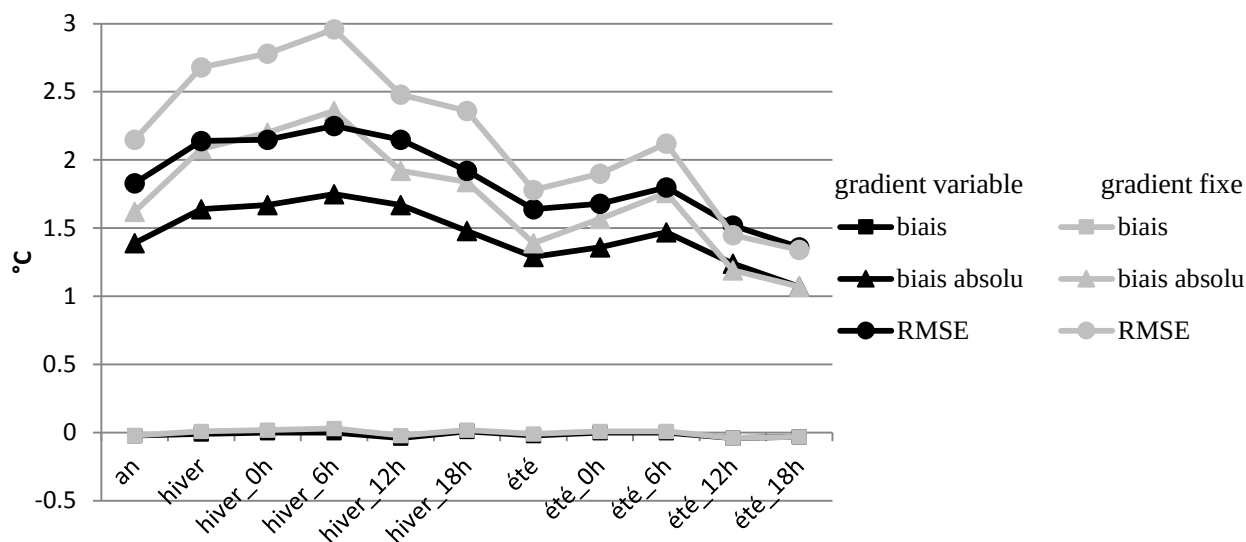


Figure 73- Résultats de validation croisée avec 194 stations comparant un krigeage avec gradient fixe et un krigeage avec gradient variable à chaque pas de temps, sur le période 2000-2009.

3.2.2. Validation croisée

La méthode employée pour la validation croisée est celle décrite dans l'introduction en 3.1.4. Il s'agit ici de valider le modèle uniquement en ponctuel. Les critères d'évaluation sont calculés pour chaque station et chaque pas de temps. Les résultats finaux, eux, sont donnés pour l'année, l'hiver, l'été, en fonction des pas de temps 0h, 6h, 12h, 18h, et moyennés pour l'ensemble des stations. Rappelons que cette moyenne porte sur 194 stations en validation croisée. Le Tableau 17 présente les résultats de validation croisée sur la période 2000-2009.

Les températures estimées sont en moyenne quasiment non biaisées (ME proche de 0) quel que soit la saison, le pas de temps et le type de krigeage. Les différences entre KO et les autres krigeages (KOR et KDE) sont importantes dans tous les autres critères (MAE, RMSE, SE et NRMSE). Seules les différences entre KO et KDErg sont moins fortes, ce qui induit que l'utilisation du rayonnement solaire comme seule dérive externe n'apporte que peu d'information. Pour les autres krigeages (KOR et les KDE), l'altitude est chaque fois utilisée comme variable externe, ce qui atteste de son importance dans l'amélioration des résultats d'interpolation par rapport à ceux de KO. Ceci montre aussi que l'hypothèse d'une moyenne constante (Équation 23) n'est pas recevable concernant la température brute, et que l'emploi de l'altitude en tant que tendance est nécessaire. Pour les krigeage utilisant l'altitude (KOR et KDE), les résultats de MAE oscillent entre 1 et 1,8°C. Les résultats en été sont plus faibles qu'en hiver (en moyenne 0,5°C de moins), quel que soit le krigeage utilisant l'altitude comme tendance. Les résultats de RMSE, SE et NRMSE sont aussi du même type.

La comparaison entre les différentes méthodes de krigeage utilisant l'altitude est plus juste en utilisant l'erreur quadratique moyenne normalisée, car elle tient compte de l'écart-type d'estimation propre à chaque krigeage. Concernant KOR, le NRMSE est

calculé avec l'écart-type de krigeage portant sur les résidus, l'écart-type d'échantillonnage (Équation 33) étant exclu, mais mentionné dans le Tableau 17 sous la forme SE_LR (pour *Standard Error on Linear Regression*). Le NRMSE pour KOR ne tient pas compte de la variance totale, ce qui explique des valeurs plus proches de 1 que pour les autres krigeages (cf. Équation 33 et Équation 34). En moyenne, le KDEz est le modèle le plus satisfaisant. Cependant, les autres critères (MAE et RMSE notamment) montrent que KDEz+y est légèrement meilleur que KDEz, au pas de temps 12h et 18h quel que soit la saison. L'ajout du rayonnement solaire à l'altitude en KDEz+rg donne les mêmes résultats que KDEz, ce qui signifie que le rayonnement solaire n'est pas suffisamment explicatif par rapport à l'altitude, l'indépendance entre rayonnement solaire et altitude n'étant pas mise en cause. Une des raisons probables à cet apport nul du rayonnement solaire est sans doute la non-prise en compte de la nébulosité. Les résultats devraient être calculés en fonction des jours de beau temps, là où le rayonnement solaire a une réelle influence. Ces journées ne sont cependant pas simples à obtenir. Il est plus facile de travailler sur les journées pluvieuses, mais l'intérêt est moindre ici, puisqu'on cherchait initialement à montrer que la variable « rayonnement solaire » était explicative pour la cartographie des températures. Dans le cas du KOR et KDEz, la dérive altitudinale est calculée avec les altitudes et températures aux stations (et non celles du MNE). Le fait que le variogramme en krigeage avec dérive externe soit biaisé reste un problème mineur de l'interpolation qui ne doit pas supplanter l'amélioration qu'offre le krigeage avec dérive externe par rapport au krigeage ordinaire des résidus. Quand bien même, l'utilisation de KDEz sur KOR prime pour des raisons pratiques (2 étapes en 1) et pour ses meilleurs résultats (notamment avec une variance théorique calculée « totale »).

Un découpage des résultats de validation croisée en fonction de l'altitude des stations (inférieure ou supérieure à 1200m) montre que les résultats sont bien meilleurs en basse altitude qu'en haute altitude (non représenté). Un affichage possible des résultats sous la forme de bulles dont la taille est proportionnelle à la valeur permet d'obtenir une vue spatialisée et de localiser les stations à plus fort taux d'erreurs (**Figure 74**). Dans le cadre de cette étude, les stations à la frontière possèdent des MAE plus élevés en validation croisée que les autres, sans doute dû au relief et aux écarts d'altitude (cf. 3.3.1.). La dérive globale, i.e. calculée sur l'ensemble de la zone, ne permet alors pas une évaluation optimale en ces zones d'altitudes, ce qui octroie des écarts plus importants entre les observations et l'interpolation.

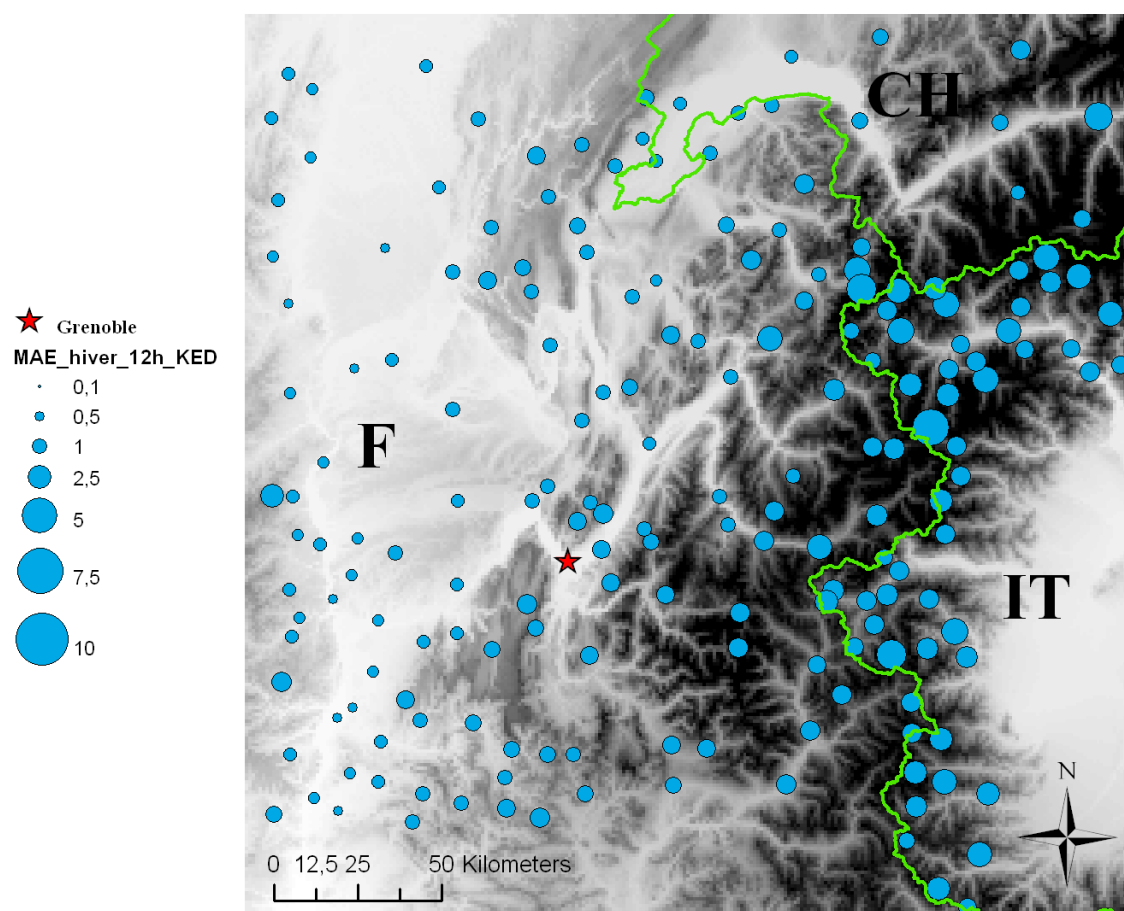


Figure 74- Carte des résultats de MAE pour la zone d'étude en KDEz, moyennées sur l'hiver à t=12h, sur la période 2000-2009

	ME - KO	ME - KOR	ME - KDEz	ME - KDEz+y	ME - KDEz+rg	ME - KDErg	MAE - KO	MAE - KOR	MAE - KDEz	MAE - KDEz+y	MAE - KDEz+rg	MAE - KDErg	RMSE - KO	RMSE - KOR	RMSE - KDEz	RMSE - KDEz+y	RMSE - KDEz+rg	RMSE - KDErg
an	0	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	0	2,7	1,39	1,3	1,28	1,31	2,49	3,13	1,83	1,72	1,71	1,74	3
hiver	0,03	-0,01	0	0,01	-0,01	-0,01	2,46	1,64	1,53	1,52	1,53	2,37	2,95	2,14	2,02	2,01	2,03	2,89
hiver_0h	0,05	0	0,01	0,02	0	-0,03	2,39	1,67	1,56	1,57	1,57	2,37	2,87	2,15	2,04	2,05	2,05	2,86
hiver_6h	0,05	0	0,01	0,02	0,01	-0,03	2,37	1,75	1,63	1,64	1,63	2,42	2,87	2,25	2,13	2,14	2,13	2,93
hiver_12h	0	-0,04	-0,05	-0,03	-0,04	-0,02	2,63	1,67	1,56	1,52	1,56	2,46	3,08	2,15	2,03	1,98	2,03	2,92
hiver_18h	0,04	0,01	0,02	0,03	0	0,02	2,45	1,48	1,38	1,36	1,37	2,24	2,88	1,92	1,81	1,78	1,81	2,66
été	0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	0,04	2,91	1,29	1,2	1,19	1,22	2,6	3,26	1,64	1,55	1,53	1,57	3,07
été_0h	0,03	0	0,01	0	-0,01	-0,03	2,58	1,36	1,32	1,32	1,34	2,35	2,86	1,68	1,62	1,62	1,66	2,67
été_6h	0,02	0	0	-0,02	-0,03	0,05	2,47	1,47	1,43	1,44	1,42	2,31	2,79	1,8	1,76	1,76	1,75	2,62
été_12h	-0,04	-0,04	-0,06	-0,05	-0,08	0,08	3,37	1,24	1,08	1,04	1,11	2,74	3,6	1,52	1,34	1,3	1,38	3,01
été_18h	-0,02	-0,03	-0,03	-0,03	-0,02	0,01	3,24	1,07	0,98	0,97	1	2,97	3,46	1,36	1,25	1,23	1,28	3,22

	SE - KO	SE - KOR	SE_LR - KOR	SE - KDEz	SE - KDEz+y	SE - KDEz+rg	SE - KDErg	NRMSE - KO	NRMSE - KOR	NRMSE - KDEz	NRMSE - KDEz+y	NRMSE - KDEz+rg	NRMSE - KDErg
an	3,63	1,98	0,23	2,01	2,01	2,03	3,75	0,86	0,92	0,85	0,84	0,85	0,81
hiver	3,36	2,44	0,27	2,48	2,46	2,47	4,28	0,88	0,88	0,81	0,81	0,82	0,68
hiver_0h	3,29	2,52	0,27	2,56	2,56	2,57	4,45	0,87	0,85	0,8	0,8	0,8	0,64
hiver_6h	3,29	2,52	0,28	2,56	2,56	2,56	4,43	0,87	0,9	0,83	0,83	0,83	0,66
hiver_12h	3,44	2,37	0,28	2,4	2,36	2,38	4,11	0,9	0,91	0,84	0,84	0,85	0,71
hiver_18h	3,44	2,37	0,24	2,4	2,36	2,38	4,11	0,84	0,81	0,75	0,75	0,76	0,65
été	3,84	1,74	0,22	1,77	1,79	1,81	3,47	0,85	0,94	0,87	0,85	0,86	0,88
été_0h	3,29	1,82	0,21	1,85	1,92	1,88	3,48	0,87	0,92	0,88	0,84	0,88	0,77
été_6h	3,29	1,82	0,22	1,85	1,92	1,88	3,48	0,85	0,99	0,95	0,92	0,93	0,75
été_12h	4,4	1,65	0,25	1,68	1,65	1,75	3,46	0,82	0,92	0,8	0,79	0,79	0,87
été_18h	4,4	1,65	0,2	1,68	1,65	1,75	3,46	0,79	0,82	0,75	0,75	0,73	0,92

Tableau 17- Validation croisée sur la zone d'étude pour les 194 stations, en fonction des saisons et pas de temps sur la période 2000-2009, pour les 6 types de krigeage, en termes de biais (ME), biais absolu (MAE), erreur quadratique moyenne (RMSE), écart-type de krigeage (SE) et erreur quadratique moyenne normalisée (par l'écart-type de krigeage) (NRMSE).

3.2.3. Validation indépendante

Validation au pixel

La validation indépendante permet de préciser les résultats concernant la fiabilité des cartes d'interpolation. Il faut garder en mémoire que les résultats peuvent être biaisés du fait de la différence d'altitude entre le pixel du MNT (ou MNE) utilisé et la station. On compare alors deux températures qui ne sont pas aux mêmes altitudes, la température interpolée sur la maille (ou le point de grille) à Z_{MNT} et la température observée à Z_{station} en un point situé dans la maille (cf. 3.3.1).

Les résultats de validation indépendante sont en moyenne plus élevés que ceux de validation croisée (environ 0.5°C), dépendant des pas de temps considéré (Tableau 19). Les résultats sont biaisés quel que soit le type de krigeage, ce qui signifie que l'interpolation n'est pas optimale en tout point (ce qui est cohérent compte tenu de la densité du réseau). Ceci est notamment lié à la position des stations par rapport aux points de grille d'interpolation, et aussi à l'effet de pépité du variogramme. On peut établir les mêmes conclusions que celle de la validation croisée quant à la comparaison des différentes méthodes pour l'ensemble des critères d'évaluation. L'altitude reste la variable la plus explicative, à laquelle le rayonnement solaire n'apporte quasiment pas d'information. La latitude améliore légèrement les résultats en KDEz+y par rapport à KDEz. Les résultats en MAE et RMSE restent sensiblement plus performants en KDEz qu'en KOR.

Validation ponctuelle

Afin de ne pas trop alourdir le texte, cette validation au droit des 88 stations indépendantes a été effectuée uniquement sur le krigeage KDEz, et comparé aux résultats de validation indépendante des cartes pour KDEz (Tableau 18). La validation indépendante du modèle donne de bon résultats, proches de ceux de validation croisée voir même meilleurs à certains pas de temps (par exemple le NRMSE en été). Le modèle est légèrement biaisé, mais reste tout à fait acceptable (moins de $0,3^{\circ}\text{C}$). Lorsqu'on compare les résultats à ceux de validation indépendante au pixel, on voit bien évidemment que la validation au pixel donne des résultats plus élevés et plus biaisés. Quoi qu'il en soit, le modèle est validé en KDEz (il en est de même pour les autres krigeages non mentionnés ici).

	KEDz – validation ponctuelle				KDEz - validation au pixel			
	ME	MAE	RMSE	NRMSE	ME	MAE	RMSE	NRMSE
an	-0,17	1,47	1,9	0,97	-0,37	1,62	2,04	1,06
hiver	-0,31	1,66	2,12	0,88	-0,47	1,76	2,22	1,43
hiver_0h	-0,3	1,61	2,03	0,81	-0,43	1,67	2,08	1,32
hiver_6h	-0,33	1,66	2,1	0,84	-0,46	1,72	2,14	1,36
hiver_12h	-0,28	1,82	2,3	0,98	-0,45	1,99	2,46	1,6
hiver_18h	-0,35	1,55	1,98	0,84	-0,51	1,65	2,07	1,35
été	-0,07	1,43	1,79	1,04	-0,3	1,61	1,98	1,51
été_0h	-0,21	1,33	1,61	0,89	-0,4	1,44	1,72	1,28
été_6h	-0,01	1,55	1,87	1,03	-0,19	1,6	1,92	1,43
été_12h	0,24	1,41	1,7	1,03	-0,05	1,73	2,02	1,58
été_18h	-0,28	1,42	1,71	1,04	-0,56	1,66	1,94	1,52

Tableau 18- Comparaison pour KEDz sur la période 2000-2009 des résultats de validation indépendante ponctuelle et au pixel.

3.2.4. Comparaison entre krigeage des résidus (KOR) et avec dérive (KDEz)

Comparaison en altitude

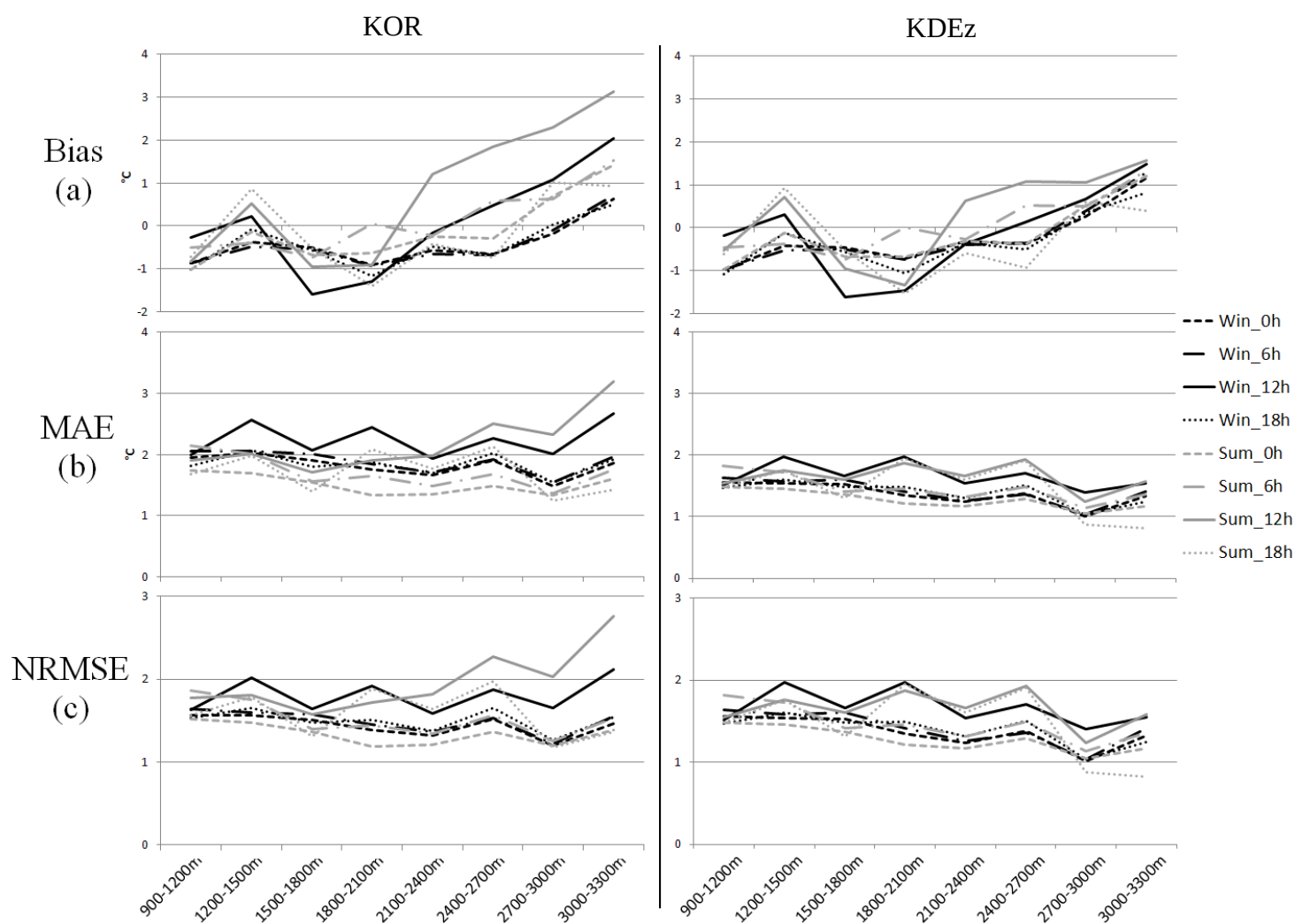
Ces deux méthodes utilisent l'altitude comme dérive, avec pour seule différence (déjà explicitée dans la partie théorique) la manière de considérer cette dérive. Dans le cas du KOR, le calcul de la dérive est explicité et ne tient pas compte de la dépendance spatiale des stations ; dans le cas du KDE, les paramètres de la dérive ne sont pas explicités et la dépendance spatiale entre les stations est prise en compte. Les résultats des deux méthodes sont en moyenne assez proches, quel que soit la période et le pas de temps, en validation croisée et indépendante. Cependant, l'estimation de la dérive étant différente entre les deux méthodologies, il est pertinent d'analyser les résultats en fonction de l'altitude, et de vérifier si l'augmentation d'altitude n'a pas tendance à diminuer la performance des résultats (ce qui serait pénalisant pour l'utilisation de ces champs en forçage de modèle neige). Ce cas est fréquent en interpolation de températures (Benavides et al, 2007), lorsque la zone d'étude est sous instrumentée en altitude. La Figure 75 présente des différences entre les deux méthodes dans les bandes d'altitude élevée (supérieure à 2000m) que ce soit en termes de biais (a), biais absolu (b) ou erreur quadratique normalisée (c). Le biais a tendance à être plus fort en altitude dans les deux méthodes, davantage pour KOR que KDEz. Le biais absolu (**Figure 75 b**) diminue sensiblement avec l'altitude en KDEz alors qu'il augmente en KOR. En ce qui concerne le cas présent, la Figure 52 ne fait pas apparaître de sous instrumentation du réseau d'interpolation en altitude, mais une sous instrumentation du réseau de validation indépendante en altitude. Les différences de résultats entre KOR et KDEz ne

	ME - KO	ME - KOR	ME - KDEz	ME - KDEz+y	ME - KDEz+rg	ME - KDErg	MAE - KO	MAE - KOR	MAE - KDEz	MAE - KDEz+y	MAE - KDEz+rg	MAE - KDErg	RMSE - KO	RMSE - KOR	RMSE - KDEz	RMSE - KDEz+y	RMSE - KDEz+rg	RMSE - KDErg
an	0,74	-0,35	-0,37	-0,37	-0,38	0,52	2,83	1,68	1,62	1,61	1,62	2,83	3,27	2,12	2,04	2,03	2,05	3,43
hiver	0,39	-0,5	-0,47	-0,47	-0,47	0,32	2,56	1,82	1,76	1,76	1,76	2,6	3,04	2,3	2,22	2,21	2,23	3,18
hiver_0h	0,34	-0,53	-0,43	-0,43	-0,42	0,21	2,45	1,72	1,67	1,67	1,67	2,48	2,89	2,16	2,08	2,08	2,08	2,97
hiver_6h	0,22	-0,57	-0,46	-0,46	-0,46	0,31	2,41	1,78	1,72	1,71	1,72	2,47	2,87	2,23	2,14	2,14	2,14	2,94
hiver_12h	0,59	-0,36	-0,45	-0,45	-0,51	0,63	2,84	2,05	1,99	1,99	2,01	2,89	3,33	2,54	2,46	2,46	2,48	3,4
hiver_18h	0,42	-0,56	-0,51	-0,52	-0,49	0,13	2,52	1,72	1,65	1,65	1,67	2,55	2,96	2,16	2,07	2,06	2,09	3,03
été	1,05	-0,22	-0,3	-0,29	-0,32	0,67	3,16	1,66	1,61	1,6	1,6	3,08	3,53	2,05	1,98	1,96	1,97	3,63
été_0h	0,72	-0,37	-0,4	-0,4	-0,39	-0,01	2,66	1,47	1,44	1,43	1,44	2,59	2,92	1,76	1,72	1,71	1,72	2,89
été_6h	0,84	-0,17	-0,19	-0,17	-0,32	1,01	2,86	1,63	1,6	1,62	1,63	2,9	3,15	1,95	1,92	1,93	1,95	3,19
été_12h	1,62	0,17	-0,05	-0,04	-0,06	1,6	3,9	1,86	1,73	1,69	1,74	3,61	4,16	2,17	2,02	1,98	2,04	3,91
été_18h	1,04	-0,5	-0,56	-0,56	-0,52	0,08	3,19	1,69	1,66	1,64	1,59	3,2	3,44	1,99	1,94	1,92	1,87	3,48

	SE - KO	SE - KOR	SE_OLS - KOR	SE - KDEz	SE - KDEz+y	SE - KDEz+rg	SE - KDErg	NRMSE - KO	NRMSE - KOR	NRMSE - KDEz	NRMSE - KDEz+y	NRMSE - KDEz+rg	NRMSE - KDErg
an	3,59	1,97	0,26	1,97	1,96	1,98	3,7	0,91	1,1	1,06	1,06	1,05	0,94
hiver	3,33	2,42	0,3	2,43	2,4	2,41	4,23	1,66	1,48	1,43	1,43	1,44	1,55
hiver_0h	3,25	2,49	0,3	2,5	2,49	2,51	4,41	1,6	1,37	1,32	1,32	1,32	1,41
hiver_6h	3,25	2,49	0,31	2,5	2,49	2,5	4,4	1,59	1,41	1,36	1,35	1,36	1,4
hiver_12h	3,41	2,35	0,31	2,36	2,31	2,31	4,04	1,81	1,66	1,6	1,62	1,63	1,69
hiver_18h	3,41	2,35	0,27	2,36	2,31	2,32	4,05	1,6	1,41	1,35	1,36	1,37	1,5
été	3,8	1,72	0,24	1,73	1,74	1,75	3,41	1,8	1,57	1,51	1,5	1,49	1,97
été_0h	3,25	1,81	0,23	1,81	1,88	1,82	3,41	1,62	1,31	1,28	1,25	1,27	1,57
été_6h	3,25	1,81	0,24	1,81	1,88	1,83	3,41	1,75	1,45	1,43	1,41	1,44	1,73
été_12h	4,36	1,63	0,28	1,64	1,6	1,68	3,4	1,99	1,7	1,58	1,57	1,58	2,12
été_18h	4,36	1,63	0,22	1,64	1,6	1,68	3,41	1,65	1,56	1,52	1,51	1,44	1,89

Tableau 19- Validation indépendante sur la zone d'étude pour les 88 stations, en fonction des saisons et pas de temps sur la période 2000-2009, pour les 6 types de krigeage, en termes de biais (ME), biais absolu (MAE), erreur quadratique moyenne (RMSE), écart-type de krigeage (SE) et erreur quadratique moyenne normalisée (par l'écart-type de krigeage) (NRMSE).

peuvent donc s'expliquer que par la seule différence entre les deux méthodes, ie la prise en compte de la structure spatiale de la dérive dans un cas (KDEz) et pas dans l'autre (KOR). De plus, l'avantage du krigeage avec dérive externe est de fournir une estimation de la variance ou écart type d'estimation total du krigeage, ce qui n'est pas possible en krigeage ordinaire des résidus.



Comme déjà mentionné, le krigeage ordinaire des résidus ne permet de calculer que l'écart-type d'estimation des résidus associé au krigeage, alors qu'il y a aussi un écart type associé au calcul de la droite de régression (Équation 33). La représentation de cet écart-type (Figure 76) dû à l'échantillonnage montre que l'écart-type augmente, quel que soit la saison ou le pas temps, avec l'augmentation de l'altitude. Ainsi les erreurs seront plus fortes en altitude du fait d'une plus forte incertitude du gradient altimétrique estimée en haute altitude. Cette incertitude est par ailleurs plus forte en hiver qu'en été, ce qui est logique compte tenu de l'utilisation du R^2 dans l'expression de l'Équation 33.

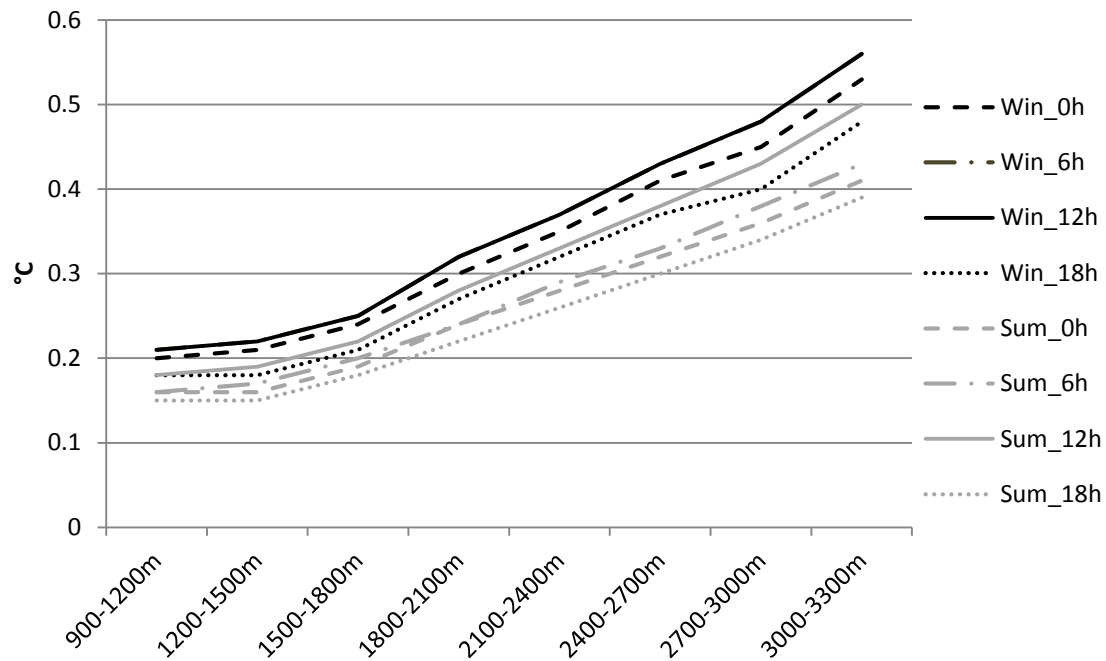


Figure 76- Représentation de l'écart-type dû à l'échantillonnage lors du calcul de la droite de régression de l'équation 10.

Comparaison de cartes d'interpolation

La comparaison des deux méthodes KOR et KDEz a aussi été effectuée d'un point de vue spatial, en soustrayant à chaque pas de temps les cartes issues de chacune des méthodes. Ceci permet d'obtenir une carte de différences moyennes spatiales sur l'ensemble de la période d'étude (**Figure 78 a et b**), ainsi qu'une carte d'écart-type de différence entre les 2 méthodes (**Figure 78 c et d**). Les différences entre les deux méthodes font ressortir précisément le MNT, ce qui confirme que la prise en compte de la dérive n'est pas la même dans les 2 cas. Les cartes de différence moyenne (a et b) hiver/été sont opposées : en hiver en altitude, KOR sous-estime KDEz alors qu'en été KOR sur estime KDEz en altitude. Il y a respectivement le contraire en vallées. Cela signifie que la régression linéaire dans le modèle KOR tend à surestimer les gradients en hiver et sous-estimer les gradients en été (**Figure 77**). Les valeurs en été sont alors plus

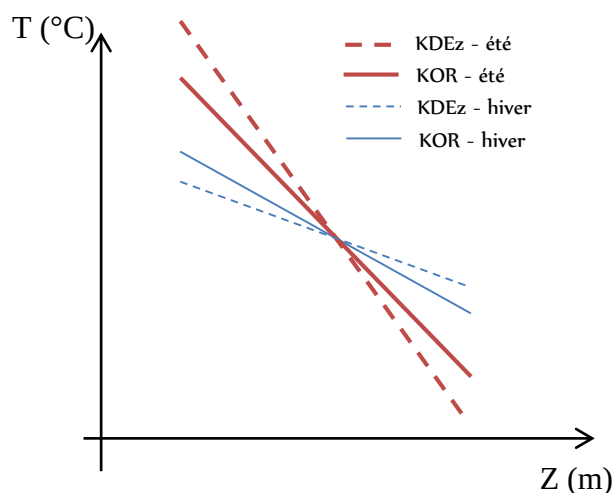


Figure 77- Représentation schématique des gradients altimétriques été et hiver en KOR et KDEz, déduite de la Figure 78. Le gradient altimétrique correspond à la pente de la droite.

fortes en altitude pour KOR que KDEz (parce que le gradient en KOR est plus faible en été), ce qui corrobore les résultats de la **Figure 75**. En termes d'écart-type des différences à tous les pas de temps de la période 2000-2009, les deux modèles montrent une similitude que ce soit en hiver ou en été (**Figure 78 c et d**). Les écarts les plus forts autour de la moyenne se situent en altitude (le MNT est encore bien visible), ce qui confirme bien que les deux modèles divergent en termes de résultats dans les zones d'altitude. En considération des comparaisons en altitude et spatiale des deux méthodes de krigeage, le krigeage avec dérive externe utilisant l'altitude ressort comme le plus satisfaisant, surtout sur les zones d'altitude où l'étude de l'accumulation et de la fonte de la neige sera primordiale.

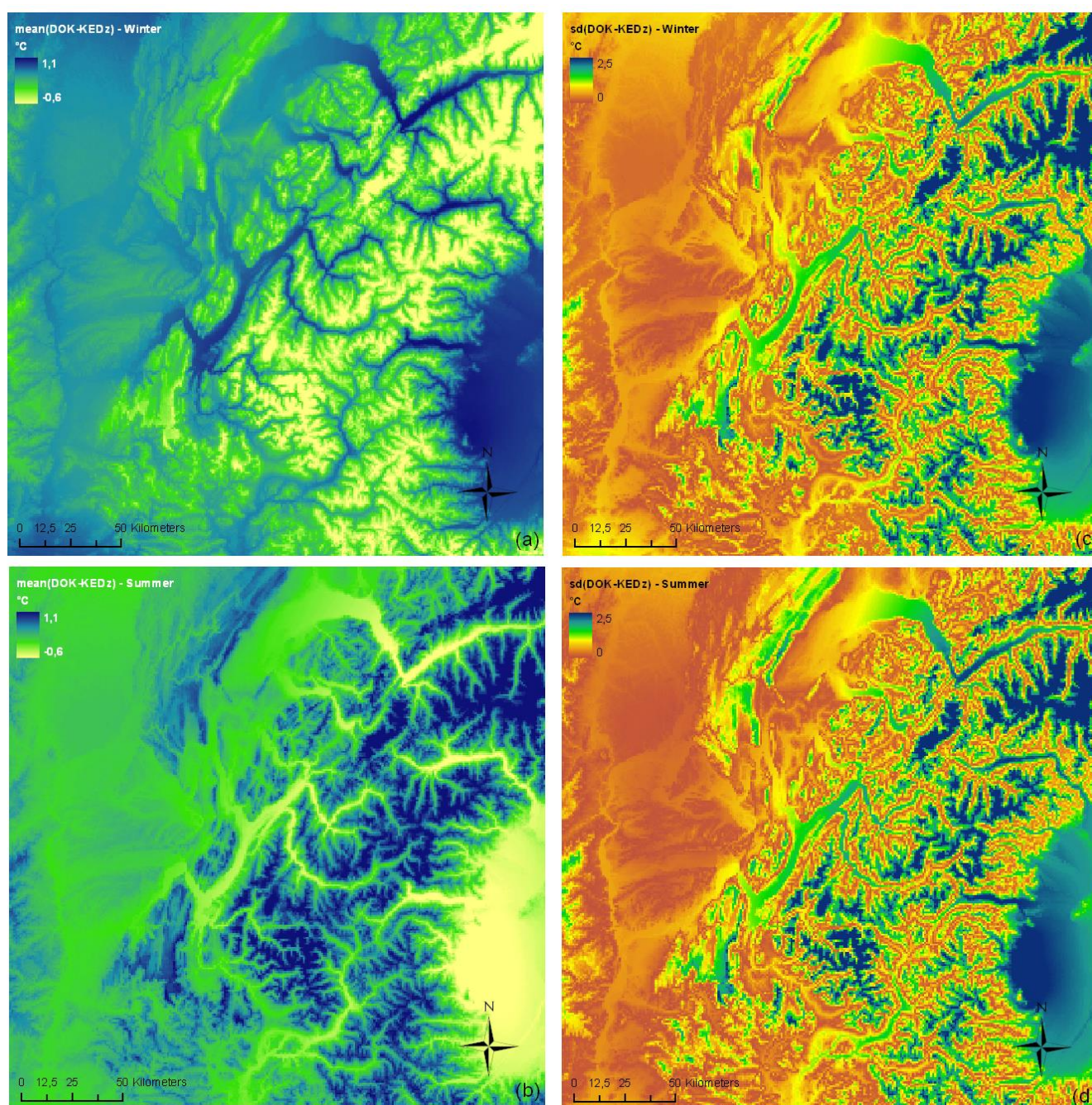


Figure 78- Comparaison entre KOR et KDEz sur la période 2000-2009, en termes de différence moyenne en hiver (a) et été (b), et d'écart-type de différence en hiver (c) et été (d).

3.2.5. Estimation de la dérive en KDEz et comparaison à celle de KOR

La comparaison des cartes d'interpolation de la **Figure 78** a permis d'émettre une hypothèse concernant le calcul de la dérive en fonction de la méthode choisie : KDEz ou KOR, hypothèse que l'on supposait déjà compte tenu de la formulation théorique des 2 modèles. Il en ressort une conjoncture sur le gradient altimétrique calculé dans chacune des deux méthodes (**Figure 77**), qu'il convient de vérifier.

L'estimation de la dérive n'étant pas nécessaire pour optimiser le calcul de la variance dans le cas du krigeage avec dérive externe (cf. 1.3.5 KDE), on doit alors calculer séparément sa valeur. Il s'agit d'obtenir les paramètres β_i de l'Équation 24. On détermine alors en chaque point correspondant à une station (soit 194 points) la valeur de la moyenne μ en ce point. Cela revient à travailler avec la méthode Best Linear Unbiased Estimator (BLUE) sous Gstat – on obtient alors μ dans l'Équation 17 – plutôt que de travailler en Best Linear Unbiased Predictor (BLUP) qui fournit la valeur au point (T). Cela permet de disposer d'un jeu de valeurs de la moyenne estimée en chaque station, avec leur altitude, dont il reste à faire une régression linéaire par moindres carrés pour connaître les paramètres β_0 et β_1 de l'Équation 24.

Les résultats de gradients altimétriques et de température de base donnent effectivement des gradients absolus plus forts l'hiver en KOR qu'en KDEz (Tableau 20 et Figure 79), ce qui se traduit par des valeurs de températures plus basses en altitude. L'été, la situation est inverse, les gradients de KDEz sont plus forts que ceux de KOR en moyenne sur l'ensemble des pas de temps, ce qui se traduit par des valeurs plus faibles de température en altitude pour KDEz. Les températures de base suivent en moyenne la tendance des gradients (Tableau 21), de sorte que si le gradient est plus fort, la température de base l'est aussi. Cela est un peu moins vrai pour l'hiver, où seul le gradient varie sensiblement.

ELR °C/km	0h	6h	12h	18h	Moyenne
Hiver_KDEz	-3,6	-3,3	-4,7	-4,4	-4,0
Hiver_KOR	-4,0	-3,7	-4,4	-4,7	-4,2
Ete_KDEz	-4,9	-4,5	-7,5	-7,1	-6,0
Ete_KOR	-4,8	-4,5	-6,5	-6,8	-5,6

Tableau 20- Gradients altimétriques moyens calculés pour la période 2000-2009 en hiver (DJF) et en été (JJA) pour KDEz et KOR, en fonction des pas de temps

Tbase °C	0h	6h	12h	18h	Moyenne
Hiver_KDEz	3,0	2,1	8,0	5,2	4,6
Hiver_KOR	3,3	2,4	7,5	5,2	4,6
Ete_KDEz	18,7	18,6	28,2	25,6	22,8
Ete_KOR	18,3	18,3	27,3	25,3	22,3

Tableau 21- Températures de base moyennes calculées pour la période 2000-2009 en hiver (DJF) et en été (JJA) pour KDEz et KOR, en fonction des pas de temps

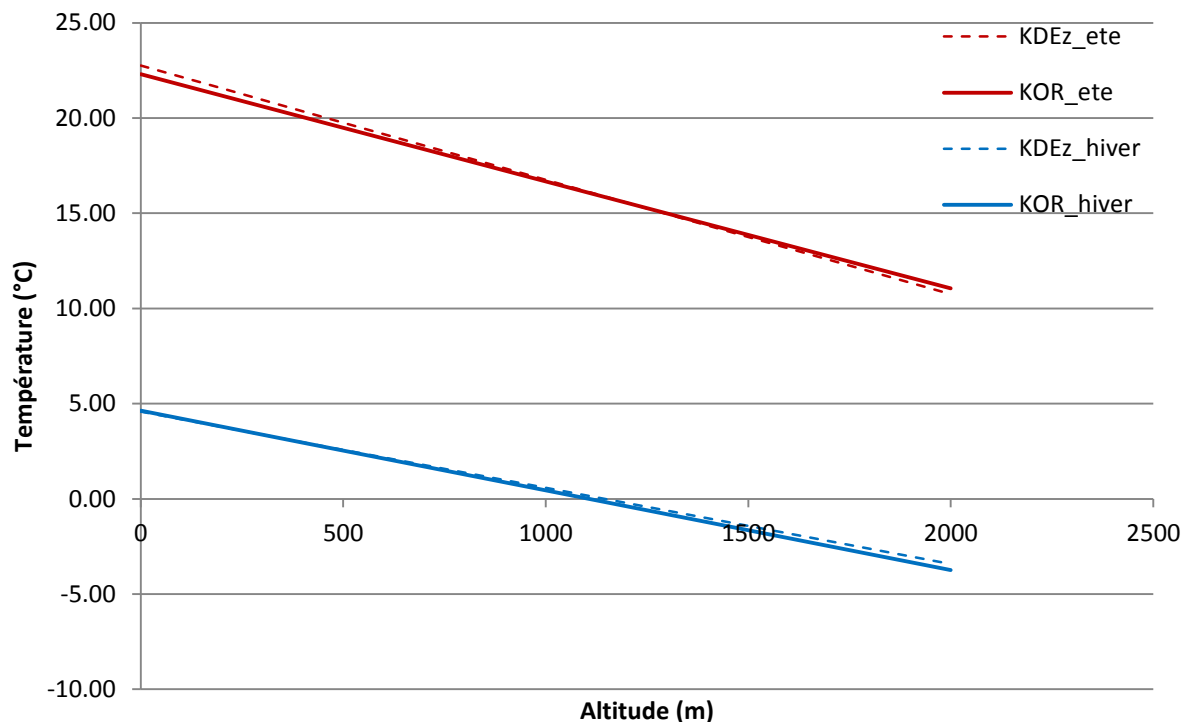


Figure 79- Représentation hivernale (DJF) des gradients altimétriques moyens calculés en KDEz et KOR sur les Alpes du Nord pour la période 2000-2009

L'hypothèse faite avec la représentation schématique de la **Figure 77** est donc validée. L'estimation de la dérive est plus optimale en KDEz compte tenu de la formulation mathématique, même si elle reste biaisée (cf. Tableau 19). C'est donc cette méthode qui est à privilégier avec les résultats qu'elle fournit en termes de calcul de gradients et de valeurs de températures en altitude par rapport à une méthode de régression linéaire simple.

3.2.6. Comparaison entre KDEz et KDEz+y

Comparaison par station

Les résultats entre le KDEz et KDEz+y étant très proches en validation croisée et validation indépendante, il est nécessaire d'analyser plus en détail l'apport de la latitude comme variable externe, par rapport à l'altitude. Ces deux modèles étant les plus pertinents, le choix de l'un ou l'autre dans la modélisation neige sera à effectuer. Pour comparer les deux méthodologies plus finement, à partir des résultats de validation croisée, on calcule le nombre d'occurrences en pourcentage sur la période 2000-2009, pour chaque station, à chaque mois et chaque pas de temps, de dépassement d'une valeur seuil par rapport à la température observée à la station. Ainsi, la Figure 81 présente le pourcentage d'occurrences de chaque station au dépassement de 1°C de la valeur estimée par rapport à la valeur observée, pour l'ensemble de la période 2000-2009. Ce seuil permet de rester dans une plage d'erreur très satisfaisante. Les stations sont classées par ordre croissant d'altitude : il n'y a pas de tendance particulière à

l'augmentation de l'erreur entre la valeur prédite et observée et l'altitude. Les deux méthodologies présentent des résultats très proches, aussi faut-il compléter ce graphique en comptant le nombre de stations pour lesquelles les valeurs sont identiques, celles où KDEz est meilleur que KDEz+y (soit un nombre d'occurrences plus faible) et celles où KDEz est moins performant que KDEz+y. Pour cela, on considère la formule suivante qui permet de classer une station comme identique en termes de résultats quel que soit l'une ou l'autre méthode utilisée :

$$|\Delta(\%_{\text{KDEz+y}} - \%_{\text{KDEz}})| \leq 1\%$$

Cela revient à dire que s'il y a moins de 1% d'écart entre les deux méthodes au dépassement du seuil de 1°C sur la période 2000-2009 (ce qui correspond à 36 jours), on considère les deux méthodes identiques pour cette station. Ce calcul a donc été effectué pour l'ensemble de la période 2000-2009 (Tableau 22), puis pour l'ensemble de la période 2000-2009 sur le mois de juillet à 12h (Tableau 22), afin d'analyser les résultats de validation croisée qui montrent que la latitude améliore légèrement les résultats aux pas de temps 12h et 18h quel que soit la saison (Tableau 17). La majorité des stations est identique, mais KDEz+y donne de meilleurs résultats que KDEz.

Période	Nombre de stations identiques	Nombre de stations meilleurs en KDEz+y	Nombre de stations meilleurs en KDEz
2000-2009 - année	140	34	20
2000-2009 - juillet 12h	92	64	38

Tableau 22- Comparaison de KDEz et KDEz+y en nombre de stations identiques, plus performantes ou moins performantes en termes de pourcentage d'occurrences au dépassement de 1°C de la température observée.

En moyennant les résultats de la Figure 81 pour toutes les stations et en analysant chaque mois à chaque pas de temps (Figure 80), on retrouve bien la saisonnalité des résultats présente avec les gradients, avec des valeurs plus faibles en été qu'en hiver. Le cycle diurne est aussi bien marqué, avec des valeurs plus faibles de pourcentage d'occurrences au dépassement du seuil de 1°C à 12h et 18h qu'à 0h et 6h. Concernant la comparaison des deux modèles, la courbe de pourcentage d'occurrences en KDEz+y est dans la quasi-totalité des mois et pas de temps sous celle de KDEz. Les résultats présentés sont des moyennes sur 2000-2009 pour toutes les stations, ce qui explique les différences minimales (inférieures à 1%). On remarque que dans les 2 méthodes, le dépassement d'un seuil de 1°C de la valeur observée oscille entre 16 % pour le mois de mai à 12h et 28% pour l'hiver à 12h. Fait remarquable, les résultats sont les meilleurs du point de vue de ce graphique au mois d'avril et de mai, mois qui correspondent à la majeure partie de la fonte nivale sur les bassins de montagne. Ceci corrobore les résultats de la Figure 63, où les gradients altimétriques mensuels sont maximaux avec un R^2 le plus élevé en avril et mai à 12h et 18h. Cela est donc encourageant pour l'utilisation d'un modèle de fonte journalier, qui utilisera les meilleures données de températures de l'année pour la période de fonte maximale. En définitive, l'utilisation du krigeage avec

dérive externe en utilisant l'altitude et la latitude semble donc intéressante. Mais restons critique, les améliorations ne sont que de l'ordre de quelques centièmes de degrés, ce qui est bien inférieur à la précision des mesures de température au sol. L'étude sur une zone plus élargie en latitude devrait confirmer ces résultats, comme l'a montré F. Gottardi dans sa thèse, et augmenter l'intérêt de la latitude dans son utilisation pour la spatialisation.

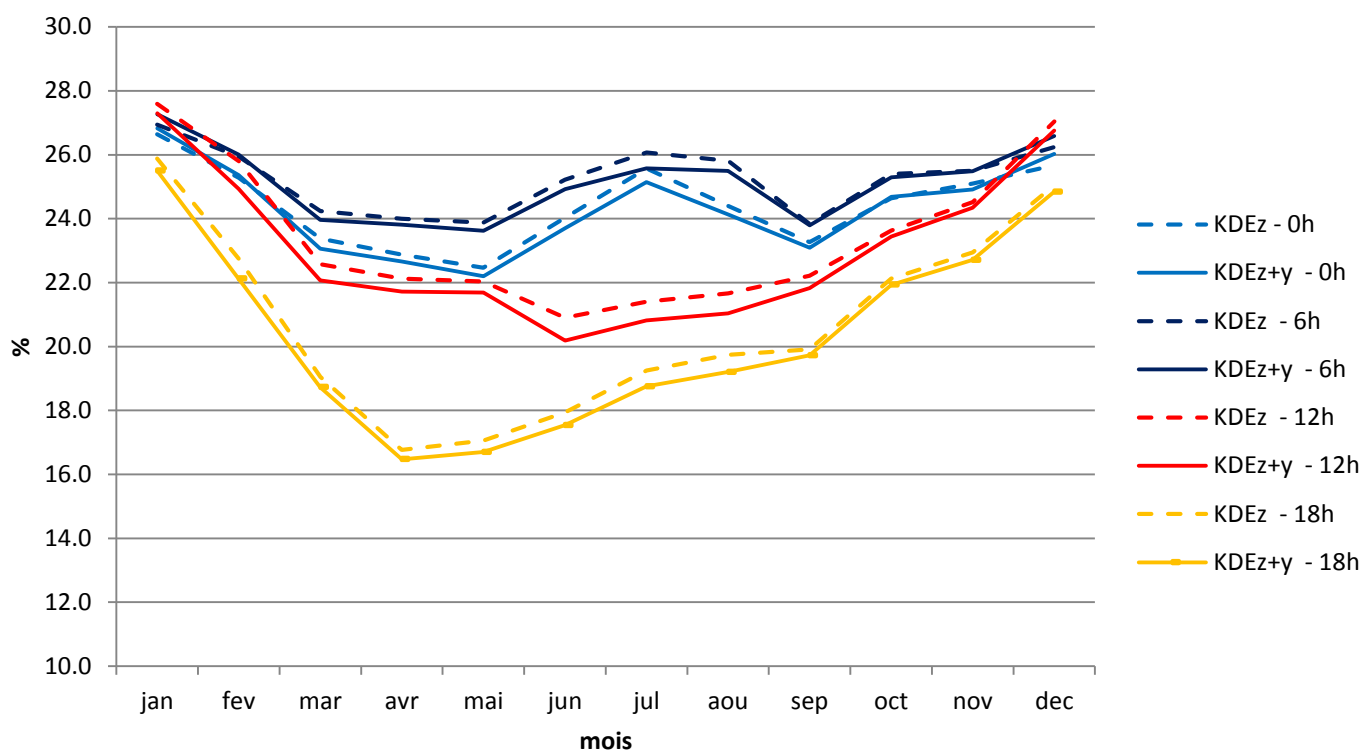


Figure 80- Pourcentage d'occurrences au-dessus de 1°C de la valeur observée sur 2000-2009 moyenné pour les 194 stations, en fonction des mois et pas de temps

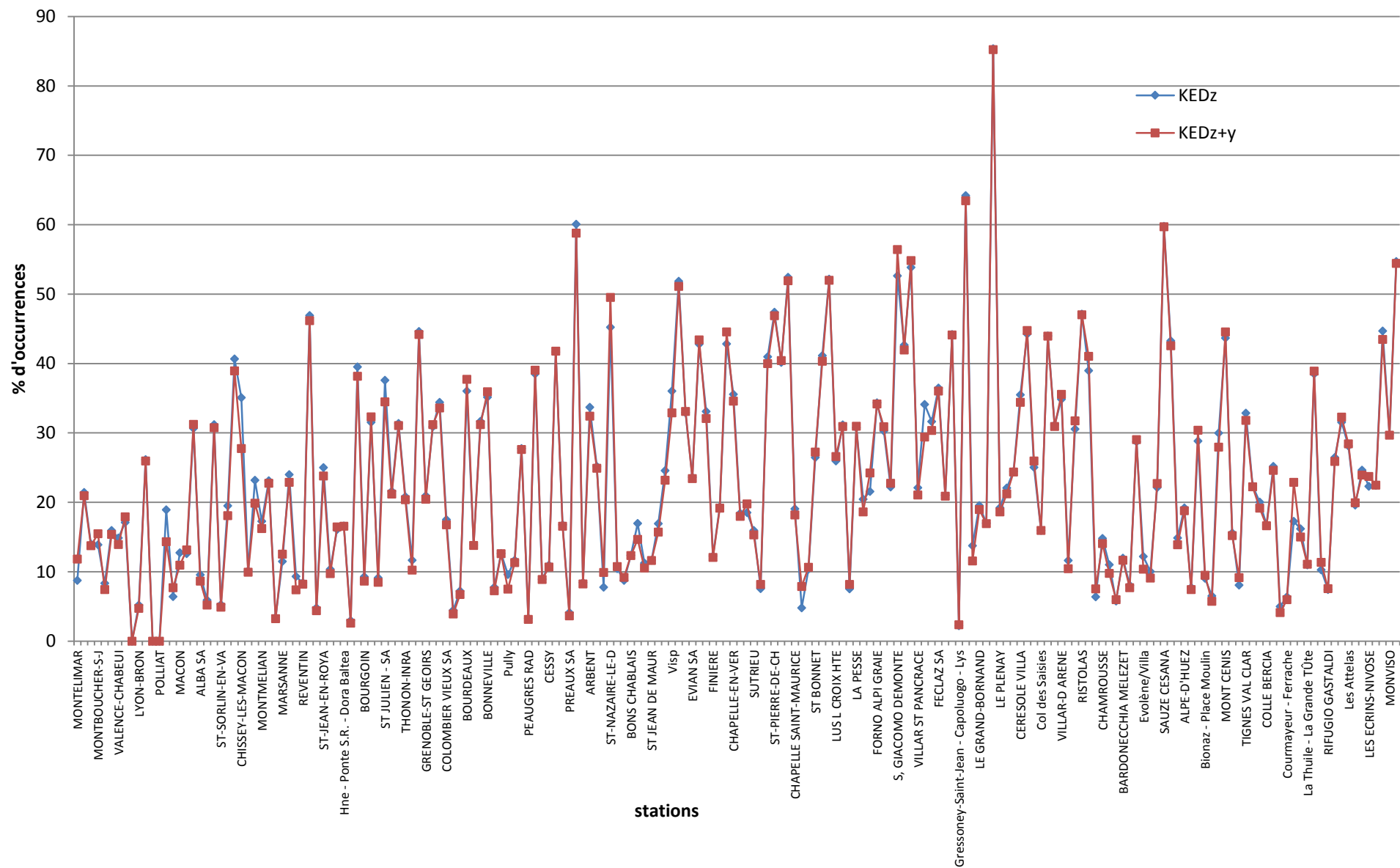


Figure 81- Pourcentage moyen sur 2000-2009 d'occurrences au-dessus de 1°C de la température observée pour les 194 stations classées par ordre croissant d'altitude

Comparaison de cartes d'interpolation

La comparaison des deux méthodes KDEz et KDEz+y a aussi été effectuée d'un point de vue spatial, en soustrayant à chaque pas de temps les cartes issues de chacune des méthodes. Ceci permet d'obtenir une carte de différences moyennes spatiales sur l'ensemble de la période d'étude (**Figure 82 a et b**), ainsi qu'une carte d'écart-type de différence entre les 2 méthodes (**Figure 82 c et d**). Contrairement aux cartes de comparaison entre KOR et KDEz (**Figure 78**), les cartes de comparaison entre KDEz et KDEz+y ne font que très peu ressortir le MNT (**Figure 82 a et b**). La topographie est plus marquée en été qu'en hiver, et l'on distingue surtout sur les cartes a et b des zones où les différences sont quasiment nulles (zones « vertes »). Ces zones correspondent aux plaines et massifs montagneux. On remarque aisément sur les contours de la carte les

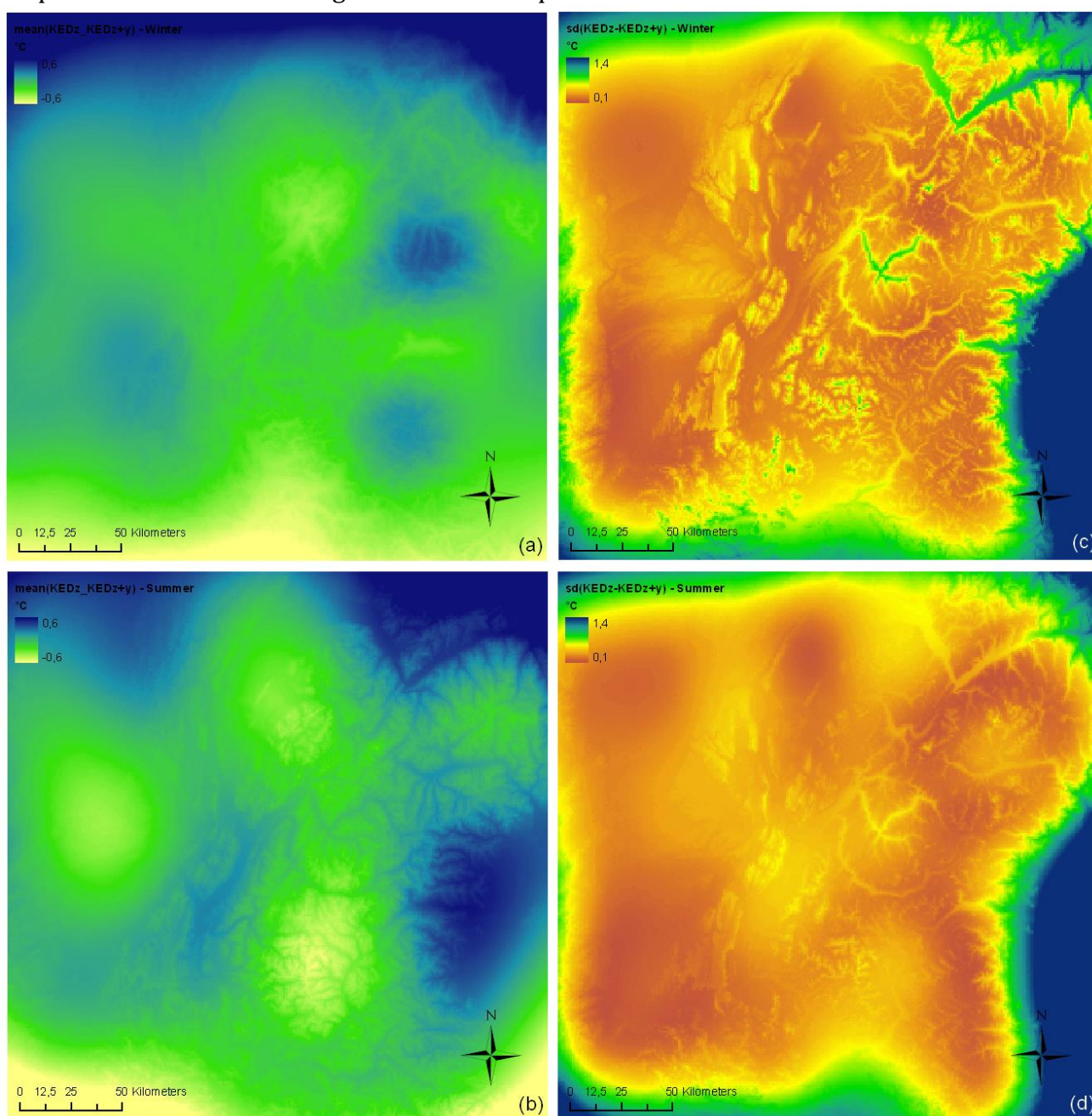


Figure 82- Comparaison entre KDEz et KDEz+y sur la période 2000-2009, en termes de différence moyenne en hiver (a) et été (b), et d'écart-type de différence en hiver (c) et été (d).

effets de bords, avec des valeurs plus fortes en moyenne en KDEz au Sud, et des valeurs plus fortes en KDEz+y au Nord. L'écart-type moyen des différences entre les 2 cartes est faible que ce soit en plaine ou en altitude, les valeurs se situant entre 0,1 et 0,4°C. Les cartes c et d montrent que les différences sont plus marquées dans les vallées alpines l'hiver que l'été, sans doute dues aux phénomènes d'inversion qui ont lieu majoritairement l'hiver. Le fait que les différences entre les 2 modèles résultent moins de la topographie s'explique par la prise en compte de l'altitude en KDEz et KDEz+y ; le modèle KDEz+y ajuste en plus une deuxième dérive qu'est la latitude, ce qui peut expliquer les écarts Nord-Sud.

3.2.7. Analyse en validation indépendante sur des postes d'altitude

Pour évaluer la fiabilité du krigeage en zone d'altitude, l'analyse de stations de montagne en validation indépendante est incontournable. Cette analyse est effectuée sur les postes NRC de l'EDF (cf. Figure 46), ainsi que sur 2 stations de Glacioclim (Saint Sorlin et Argentière), pour la saison et à chaque pas de temps. Les altitudes des postes ne sont pas toutes élevées, mais chaque station correspond à une zone clé pour le suivi de l'accumulation (et de la fonte) du manteau neigeux dans les Alpes françaises (Figure 83).

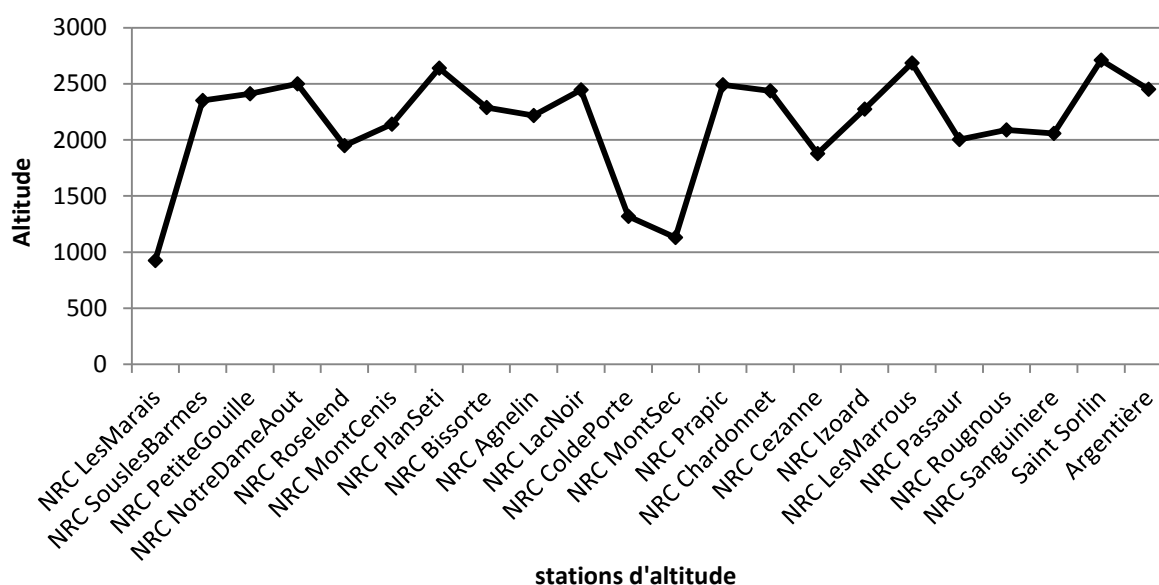


Figure 83- Altitude des stations utilisées pour une analyse plus fine des résultats de validation indépendante.

L'évaluation des 22 postes d'altitude sur la période 2000-2009 est effectuée pour le krigeage avec dérive externe utilisant l'altitude et la latitude (KDEz+y) du fait de l'amplitude en latitude entre les NRC du Nord et du Sud de la zone. Si on analyse uniquement les NRC, les pas de temps les plus biaisés correspondent à 12h et 18h quel que soit la saison, avec un biais plus fort en été, jusqu'à 5°C. Les stations Glacioclim sont moins biaisées, même si les valeurs ne sont pas toutes proches de 0 et oscillent entre -1 et 2°C. Une explication possible au biais fort des NRC à 12h et 18h vient de l'utilisation d'un abri non standard pour le capteur de températures. Toute mesure de température au-dessus d'un couvert neigeux (albédo fort – rayonnement réfléchi important) doit en

effet s'accompagner d'une ventilation forcée de l'abri. Sauf les abris recommandés par l'Organisation Météorologique Mondiale (cf. Figure 30 (a)) qui ont une ventilation naturelle performante, les ailettes de refroidissement destinées à réfléchir le rayonnement incident (cf. Figure 30(b)) ne sont pas étudiées pour le rayonnement réfléchi, très fort au-dessus d'un couvert neigeux, et entraînent une surchauffe de l'appareil. Les résultats de MAE oscillent autour de 1,6-2°C (Figure 84), ce qui correspond aux résultats moyens de validation indépendante (cf. Tableau 19). Le pas de temps 18h en été affiche cependant des valeurs plus fortes pour une majorité des NRC, ce qui concorde avec l'explication faite précédemment sur les abris des capteurs. Les stations Glacioclim présentent des valeurs d'erreurs minimales pour ce pas de temps (moins de 1°C d'erreurs).

Dans le cadre d'utilisation de cartes d'interpolation, l'utilisation des températures issues des capteurs NRC est sans doute à modérer. De même, il faut être vigilant sur l'utilisation de ces données pour des résultats de validation moyennés sur un ensemble de stations : cette moyenne sera amplifiée du fait du biais présent. Quelques stations NRC ont en effet des écarts très élevés (Izoard, Les Marrous, Passaur, Sanguinière, Petite Gouille). Ces fortes valeurs ne sont pas imputables uniquement aux capteurs, mais aussi au fait que ceux-ci se situent en bordure de zone d'étude avec peu de stations alentour comme point d'appui lors de l'interpolation (cf. **Figure 47**). Une zone plus étendue devrait significativement améliorer les résultats, qui sont néanmoins très probants concernant les bassins de montagne, pour des zones (surtout Saint Sorlin et Argentière) où l'on dispose d'une densité plus faible de stations pour l'interpolation.

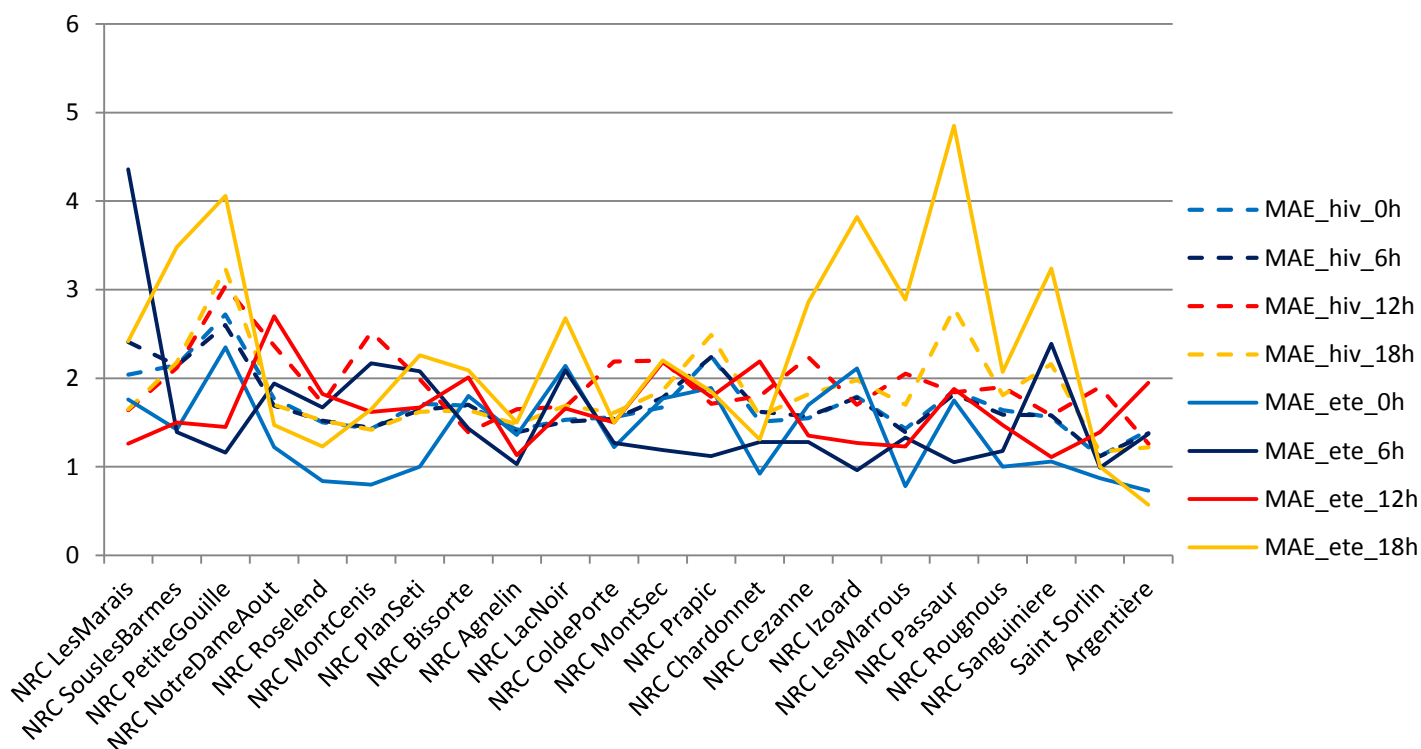


Figure 84- Analyse des résultats pour KDEz+y sur des postes d'altitude en termes de biais absolu pour la période 2000-2009

3.3. Problèmes de résolution spatiale

3.3.1. Retour sur la validation au pixel : adéquation pixel/station

Un problème apparu en cours d'étude soulève peu de questions, ou du moins peu de réponses, dans la communauté scientifique. Lorsqu'on rééchantillonne le MNT (ou MNE), en agrégeant les pixels et en donnant une altitude moyenne au pixel à 1km^2 , on vient lisser l'altitude moyenne du pixel sur lequel se trouve la station, de manière plus forte en zone de montagne qu'en zone de plaine. Passées outre les erreurs de positionnement, on note une différence entre l'altitude de la station et celle du MNT au droit de la station (que l'on appelle ΔZ_{MNT} - **Figure 85**). Ces différences sont parfois de plusieurs centaines de mètres en zone de montagne, plus faibles en zone de plaine. Le problème vient en effet de l'échelle du MNT utilisée ($500\text{m} \times 500\text{m}$, $1\text{km} \times 1\text{km}$). Lorsqu'on utilise ensuite un krigeage avec dérive, on introduit un biais qui est variable en fonction de ΔZ_{MNT} . Ce biais est dû au fait qu'on associe à un pixel du MNT une température mesurée à une altitude différente de ce pixel.

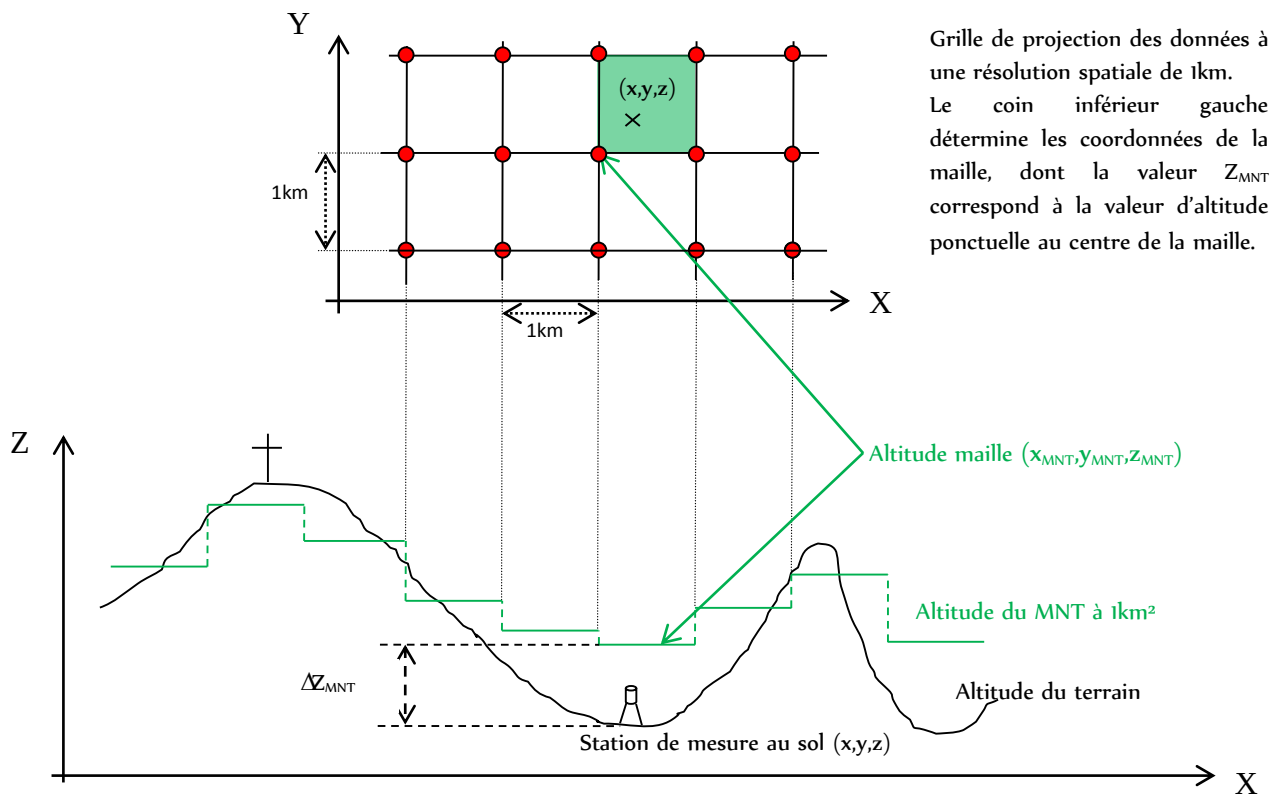


Figure 85- Positionnement d'une station par rapport à la grille du MNT et à l'altitude de la maille du MNT

Il y a une nette augmentation de ΔZ_{MNT} avec l'altitude, témoignant du fait que l'interpolation du MNT à 1km introduit plus de lissage en altitude (Figure 86). En fonction de la localisation des postes, des valeurs importantes de ΔZ_{MNT} auront tendance à biaiser les cartes de températures. Il faut donc tenir compte de ce biais dans l'appréciation des résultats de validation. En effet, seul la validation au pixel

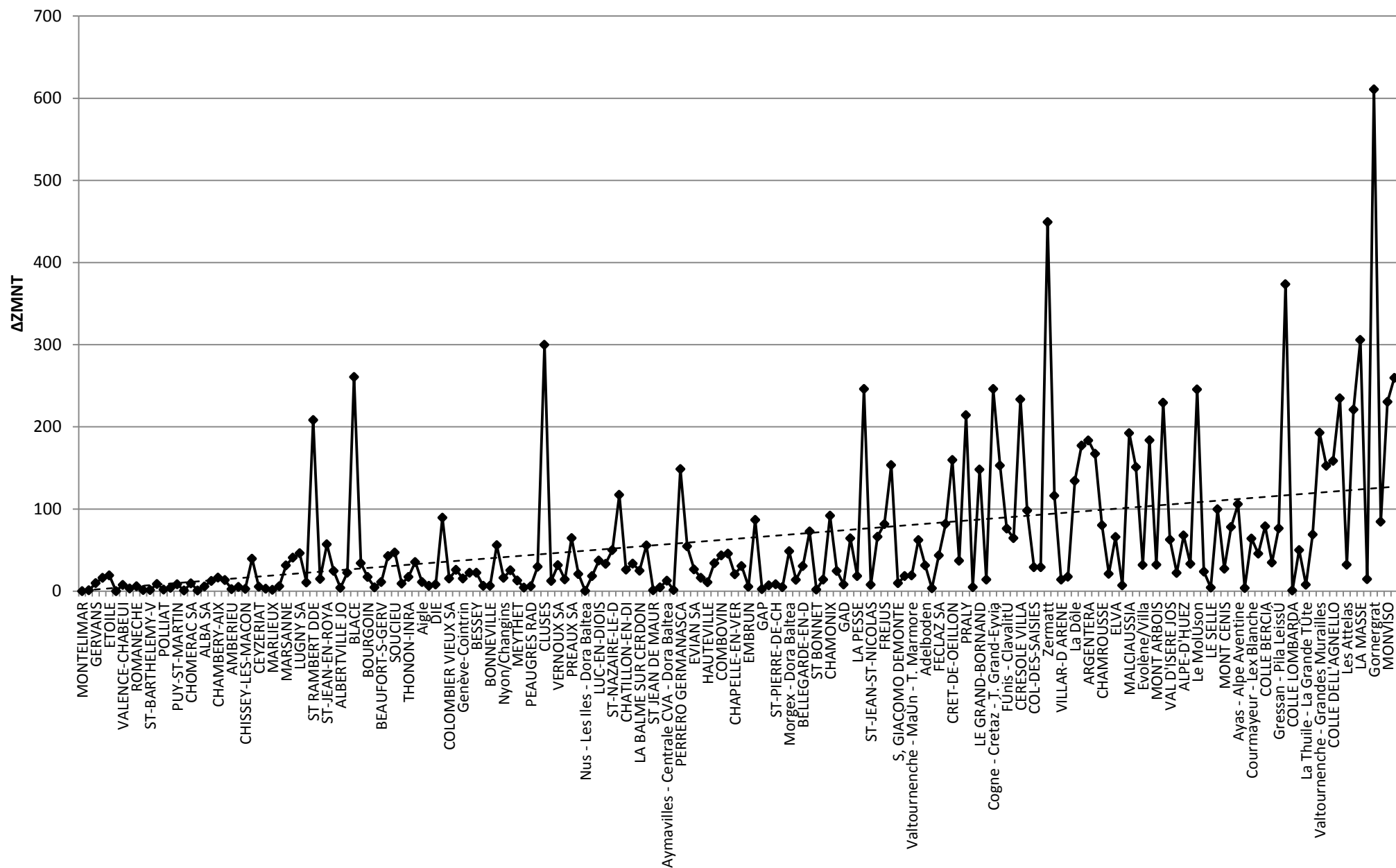


Figure 86- Valeur absolue de $\Delta ZMNT$ pour l'ensemble des 194 stations de la zone d'étude, classées par ordre croissant d'altitude.

(telle que mentionnée en 3.2.3) permet de tenir compte de cet écart, puisque la validation du modèle (en ponctuelle - croisée ou indépendante) est réalisée avec les altitudes aux stations. Le ΔZ_{MNT} est apprécié sur la zone d'étude en calculant la valeur absolue de l'écart entre l'altitude du MNE à 1km et l'altitude de la station (Figure 86). Les stations italiennes situées en majorité à droite du graphique présentent le plus d'écarts, notamment dus à la forte variabilité des reliefs (vallées alpines). Les deux valeurs les plus fortes de ΔZ_{MNT} sont en Suisse, avec les stations de Zermatt et du Gornergrat.

Outre ce problème de positionnement en Z, les stations n'étant que rarement situées sur des points grille, il y a toujours une distance – faible- entre la station située sur une maille et le point de grille définissant cette maille (le coin inférieur gauche dans cette étude) (**Figure 85**). A cause de l'effet de pépité qui traduit une variance minimale aux faibles distances, il y a des écarts entre la valeur interpolée sur la maille et la valeur observée. Ceci n'est pas tellement surprenant, puisqu'il n'y a pas de raison pour qu'un point situé proche d'un autre possède exactement la même valeur de température. Ceci étant, le novice qui penserait, en ayant compris que le krigeage est une méthode d'interpolation exacte, que la valeur à la station et celle sur la maille doivent être identiques, se trompe. C'est là toute la question de l'adéquation entre le pixel et la station. Si la station est représentative de son environnement, et donc de la maille, alors cette différence sera très faible. Dans le cas contraire, la différence sera importante mais la station servira quand même de point d'appui. Ceci est illustré par la Figure 87 qui présente les résultats de MAE de validation croisée du modèle pour chaque station d'interpolation en KDEz, ainsi que les MAE de la comparaison au pixel entre les valeurs observées aux stations d'interpolation et les valeurs interpolées sur les mailles de localisation de ces stations (courbe rouge). On distingue une tendance à l'augmentation du MAE avec l'augmentation d'altitude de la station, qui est semblable à la tendance observée sur le ΔZ_{MNT} . La majeure partie des stations présente des valeurs plus faibles en comparaison au pixel qu'en validation croisée du modèle, ce qui signifie bien que la station apporte de l'information et permet de diminuer l'écart entre l'interpolation et l'observation. Un bon nombre de stations a des valeurs quasi identiques aux valeurs interpolées (MAE proche de 0). Néanmoins, certaines stations présentent des valeurs supérieures aux résultats de validation croisée du modèle, ce qui traduit le fait que l'interpolation avec la station donne un écart plus important que l'interpolation sans la station (au droit de celle-ci). Dans ces cas de figure, soit la station est bruitée, soit elle présente des effets locaux. On peut imputer cet écart d'une part au ΔZ_{MNT} et d'autre part à l'effet de pépité, sans pouvoir distinguer facilement la part de l'un et l'autre. Ce type de comparaison est donc intéressant pour mieux évaluer sur une chronique et sur un réseau la pertinence de chaque station et sa représentativité sur son site de mesure.

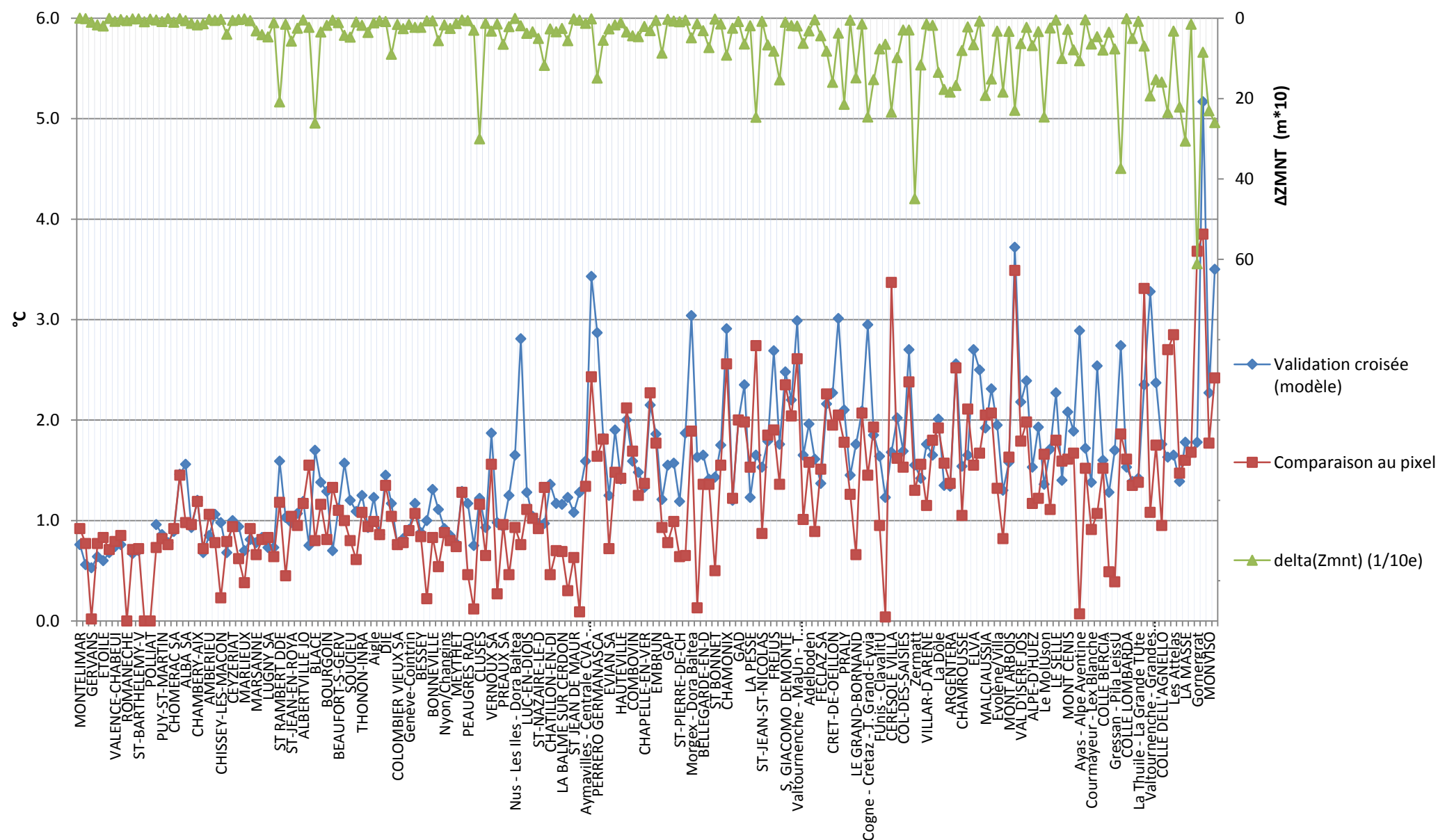


Figure 87- MAE (validation croisée du modèle) en fonction des stations classées par ordre croissant d'altitude des stations pour KEDz en hiver à 12h, avec la comparaison au pixel entre la valeur observée à la station d'interpolation et la valeur interpolée sur la maille où est située cette station, en fonction du $\Delta ZMNT$.

3.3.2. Influence de la résolution du MNT sur le krigeage

Afin d'évaluer l'influence de la résolution du MNT (ou MNE) sur le krigeage, la taille de la zone d'étude a été réduite au bassin versant élargi de l'Isère à Grenoble (**Figure 88**). Le krigeage utilisé est alors un krigeage avec dérive externe utilisant uniquement l'altitude (KDEz), la latitude de la fenêtre étant extrêmement faible. L'interpolation par krigeage est alors effectuée sur cette fenêtre pour deux résolutions de MNE différentes : le SRTM à 90m et le SRTM à 1000m. Les résultats de validation croisée du modèle ne permettent pas de conclure car celle-ci est effectuée sur le même jeu de données avec les mêmes altitudes aux stations (quel que soit le MNT la dérive est la même car calculée à partir des altitudes aux stations). C'est donc la méthode de validation indépendante qui est utilisée.

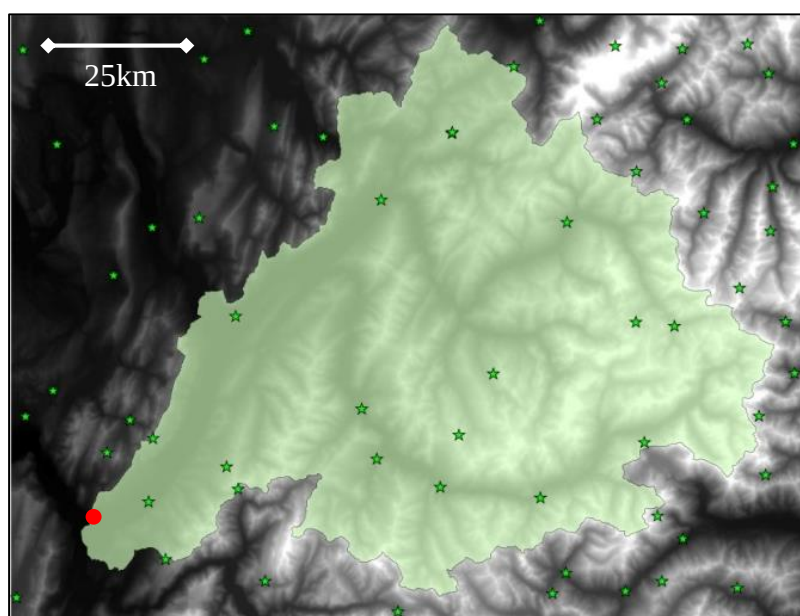


Figure 88- Grille de 13000km² à une résolution de 90m avec délimitation du bassin versant de l'Isère à Grenoble (masque). L'exutoire est représenté par un point (Grenoble), les stations de températures par des étoiles.

Le krigeage à une résolution plus fine (90m contre 1000m) améliore nettement les résultats de validation indépendante. Quelle que soit le pas de temps considéré et la saison, le biais est réduit, l'erreur moyenne absolue diminuée entre 0,1 et 0,3°C, l'erreur RMS améliorée de quelques % (Tableau 23).

	KEDz_1000m_Isere			KEDz_90m_Isere		
	biais	MAE	RMSE	biais	MAE	RMSE
an	-0,51	1,74	1,7	-0,34	1,53	1,65
hiver	-0,68	1,83	1,8	-0,51	1,69	1,76
hiv_0h	-0,71	1,82	1,65	-0,55	1,67	1,61
hiv_6h	-0,55	1,75	1,75	-0,41	1,63	1,69
hiv_12h	-0,73	1,92	1,8	-0,57	1,76	1,76
hiv_18h	-0,7	1,85	1,7	-0,53	1,65	1,65
été	-0,45	1,76	1,47	-0,31	1,48	1,43

ete_0h	-0,38	1,74	1,35	-0,24	1,48	1,33
ete_6h	-0,55	1,61	1,34	-0,41	1,39	1,3
ete_12h	-0,44	1,8	1,49	-0,28	1,55	1,45
ete_18h	-0,44	1,85	1,39	-0,3	1,51	1,35

Tableau 23- Résultats de validation indépendante du krigeage avec dérive externe (altitude) sur le bassin versant de l'Isère, pour deux résolutions de MNE: 1000m et 90m. Les résultats en termes de biais, MAE, Nash et RMSE sont présentés en fonction des pas de temps et des saisons.

Le problème soulevé en 3.3.1 (**Figure 85** et **Figure 87**) est diminué ici tout simplement parce que la résolution spatiale de la grille du MNE est plus fine. On a donc moins d'écart dans le plan (x,y) –les points de grille sont distants de 90m au lieu de 1000m, et moins d'écart en Z (ΔZ_{MNT}). On voit clairement sur la **Figure 89** que le SRTM à 90m présente beaucoup moins d'écart avec l'altitude réelle des stations que le SRTM rééchantillonné à 1000m.

3.3.3. Influence de la taille de la grille sur le krigeage

Les résultats obtenus sur toute la zone d'étude (cf. **Figure 46**) et sur la zone Isère (**Figure 88**) permettent de comparer, pour le SRTM à 1000m de résolution, le krigeage avec dérive externe (altitude) sur une zone de 70000km² (Alpes) et 13000km² (autour de l'Isère). Ceci permet d'évaluer l'intérêt d'une grille étendue. Le nombre de stations utilisées diffère entre les deux zones d'étude. Dans le cas de l'Isère, un jeu de 61 stations a été utilisé, tandis que 194 stations ont été utilisées sur les Alpes. Pour chaque zone, les variogrammes ont été recalculés avec le jeu de stations disponibles. Il est judicieux de regarder pour la zone Alpes uniquement les résultats de validation croisée du modèle qui correspondent aux stations de la zone Isère.

	MAE_Isere	RMSE_Isere	MAE_Alpes*	RMSE_Alpes*
an	1,4	1,7	1,3	1,6
hiver	1,8	1,9	1,7	1,8
hiv_0h	1,8	1,8	1,7	1,7
hiv_6h	1,9	1,8	1,8	1,8
hiv_12h	1,8	1,8	1,8	1,8
hiv_18h	1,6	1,7	1,5	1,6
été	1,2	1,3	1,2	1,3
ete_0h	1,2	1,1	1,2	1,1
ete_6h	1,4	1,2	1,4	1,2
ete_12h	1,1	1,1	1,1	1,1
ete_18h	1	1,1	1,0	1,1

Tableau 24- Comparaison en validation croisée du modèle entre les résultats de krigeage KDEz sur la zone Alpes et la zone Isère, sur la base des 61 stations de la zone Isère. * signifie que seules les stations de la zone Isère sont comptabilisées.

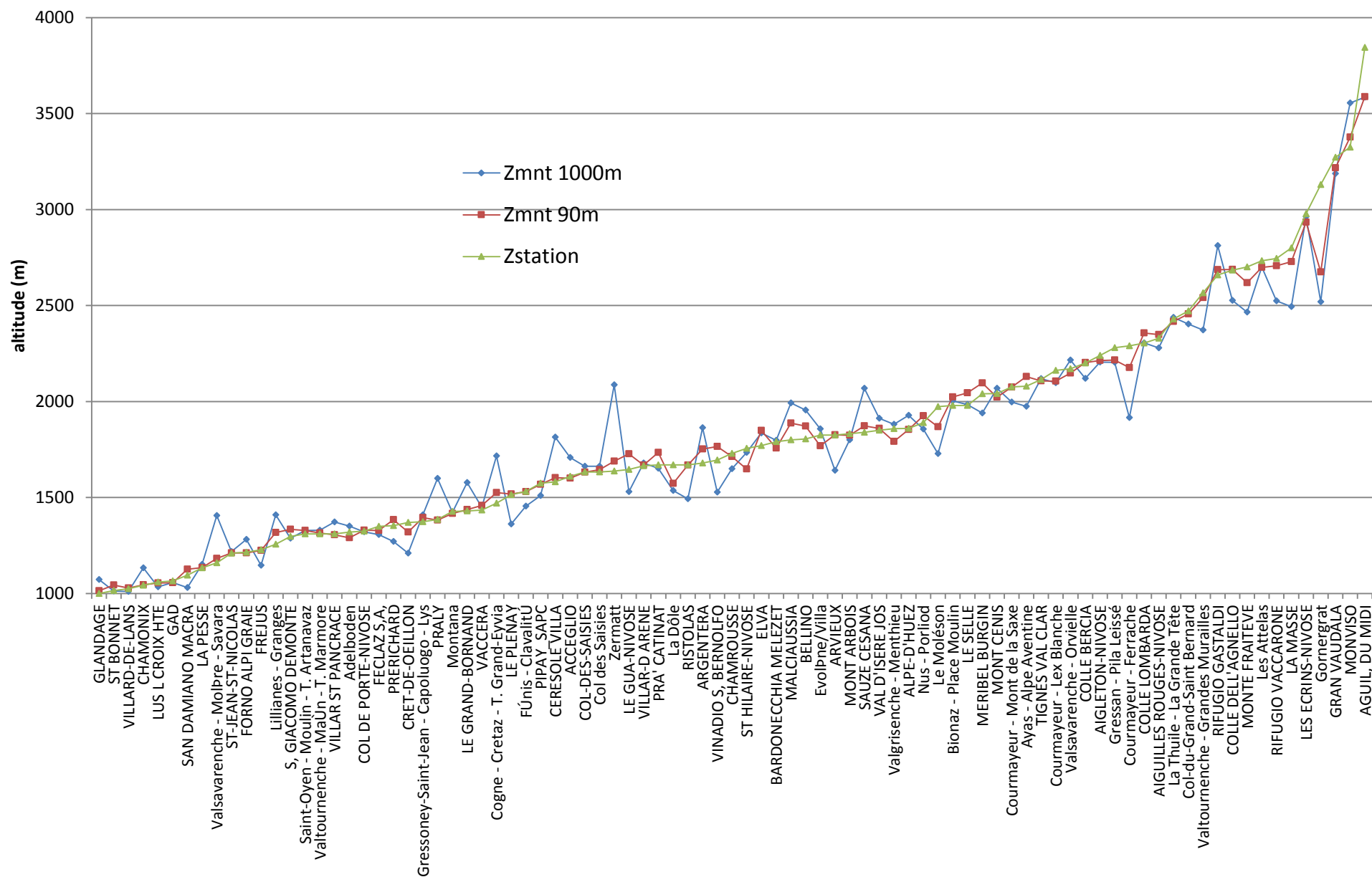


Figure 89- Comparaison entre les altitudes aux stations et les altitudes des mailles au droit de ces stations pour le SRTM à 90m et à 1000m de résolution spatiale, pour les stations au-dessus de 1000m d'altitude sur la zone d'étude.

Les écarts sont présents entre le krigeage avec dérive externe sur l'Isère ou sur les Alpes (Tableau 24), avec un avantage pour la zone la plus grande. Il est sans doute probable que l'effet de bord en soit la principale raison, c'est-à-dire que les stations situées à la frontière du domaine Isère n'ont pas de points d'appui extérieurs dans le cas du krigeage sur la zone Isère, tandis qu'elles peuvent s'appuyer sur les stations alentours dans le cas de la zone Alpes. Il est donc plus pertinent d'effectuer une interpolation sur une zone étendue pour ensuite appliquer un masque. On s'affranchit des incertitudes sur les bords de la grille.

3.4. Discussion

3.4.1. Résultats en fonction des gradients altimétriques

Une validation possible des cartes krigées passe par l'appréciation de la fiabilité du gradient altimétrique calculé à l'aide des stations disponibles (cf. **Figure 45** – organigramme méthodologique). Les performances du krigeage en termes de MAE sont meilleures les journées pour lesquelles le gradient altimétrique est associé à un fort R^2 (Figure 90). Seuls les résultats pour KDEz sont évalués en termes de gradients altimétriques vue les bonnes performances de ce modèle. Le nombre de pas de temps correspondant à un $R^2 > 0,85$ est de 5386, soit environ 37 % des pas de temps de la chronique 2000-2009. Le gain en MAE est d'environ $0,5^\circ\text{C}$, surtout en hiver (Figure 90). Pour l'été où les gradients sont très performants (quasiment tous les gradients de l'été ont un R^2 situé au-dessus de 0,7), il n'y a pas en moyenne de distinction.

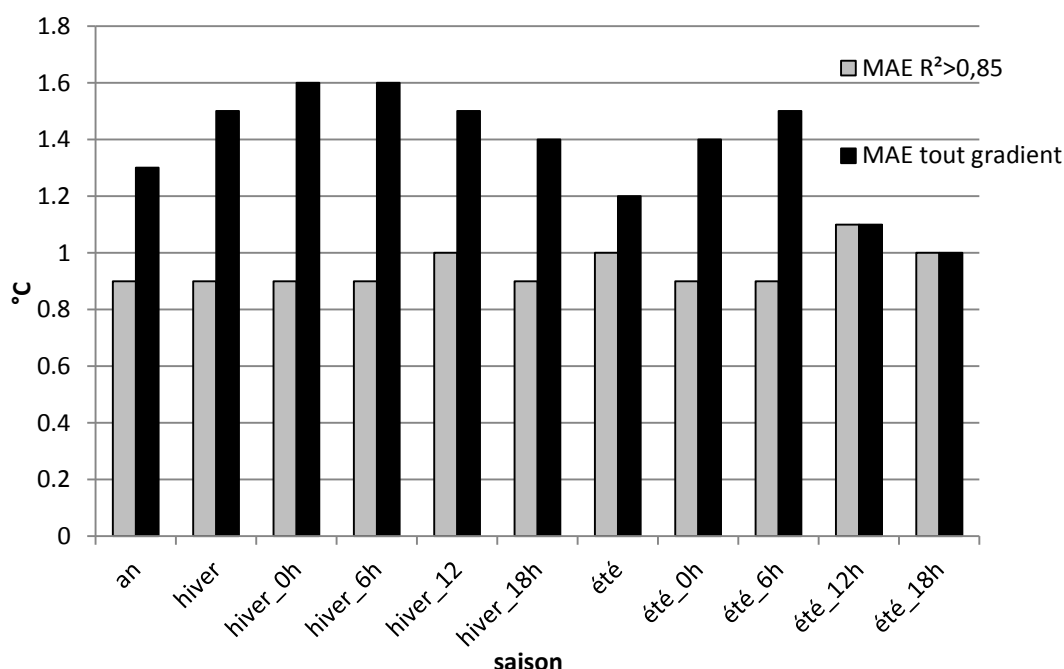


Figure 90- Graphique des MAE pour KDEz en fonction des gradients altimétriques: tout gradient, gradient associé à un $R^2 > 0,85$.

C'est bien évidemment sans surprise que les MAE moyens sont plus faibles lorsque l'altitude a un fort pouvoir explicatif sur la température (c'est-à-dire un R^2 fort). Le champ de température étant alors bien structuré, l'interpolation avec une dérive donne des bons résultats, avec des erreurs inférieures en moyenne à 1°C.

Le gradient altimétrique établi préalablement sur toute la zone d'étude est donc un bon indicateur de fiabilité de l'interpolation, mais comme il l'a été vu en 2.2.4. (**Tableau 13**), un certain nombre de pas de temps présente des gradients globaux mal identifiés. Qui plus est, un gradient global bien établi ne signifie pas que localement il n'y ait pas des disparités qui conduisent à une mauvaise estimation du gradient local avec une formulation global. C'est l'objet du point suivant, de combiner les types de circulation atmosphérique à des gradients horaires calculés localement, pour évaluer les voies d'amélioration de l'interpolation des températures.

3.4.2. Retour sur les types de circulation EDF avec des gradients locaux

Rappelons que les résultats de la partie 2.2.5. impliquent *deux hypothèses*: soit les types de circulation EDF basés sur les précipitations ne sont pas adaptés pour dégager une structuration dans les gradients altimétriques, soit le calcul des gradients de manière global ne permet pas à l'échelle régionale de visualiser cette structure.

La première hypothèse étant en soi un travail important qui sort du contexte de cette étude, il est plus facile de vérifier la seconde hypothèse en travaillant toujours avec une variabilité temporelle, mais cette fois-ci en ajoutant la variabilité spatiale. Comme le souligne F. Gottardi, « cela permet de bannir l'hypothèse trop forte d'un gradient unique ». On devrait alors pouvoir faire correspondre la variabilité locale des gradients altimétriques avec la circulation atmosphérique, qui a une influence à l'échelle régionale et locale.

Pour tenir compte de cette variabilité locale, les 30 stations les plus proches de chaque pixel (en distance euclidienne) sont utilisées pour réaliser le calcul de la régression liant l'altitude à la température. Ce nombre de stations (30) permet de s'assurer d'une régression linéaire fiable. On réalise alors autant de régressions qu'il y a de pixels, et l'on fait une moyenne temporelle par type de circulation des paramètres de régression obtenus sur l'ensemble des pas de temps de la période 2000- mai 2006. Cela permet d'obtenir un gradient altimétrique moyen, un R^2 moyen et une température de référence moyenne pour chaque pixel et chaque type de circulation. A ce calcul s'ajoute un écart-type des valeurs prises par chaque pixel pour les 3 variables mentionnées. On obtient alors des cartes de la variabilité moyenne des gradients altimétriques (ELR, R^2 et Tref) sur la période 2000 – mai 2006, en fonction de la circulation EDF.

En analysant le type de circulation n°2 (**Figure 91**), on constate que les gradients altimétriques sont en moyenne bien estimés sur la zone d'étude (valeur de R^2 autour de 0,7), avec des gradients plus forts en absolu au Nord-Ouest, dans la direction d'où vient le flux. A l'Ouest des Préalpes réside une zone de gradients plus faibles (en absolu), mais tout aussi bien estimés. Le signal sur les températures de référence est bien marqué

avec une démarcation sur la frontière alpine entre la France et l'Italie. Cela montre que le flux qui frappe les Alpes côté Ouest donne des gradients faibles côté français, tandis que le versant italien présente des gradients plus forts et des températures de référence plus chaudes : il est moins affecté par le flux atmosphérique principal.

Pour le type de circulation n°4 (**Figure 92**), le flux qui vient du Sud montre des gradients assez faibles ($\sim -4^{\circ}\text{C}/\text{km}$) en absolu dans la vallée du Rhône et sur l'Ouest de l'Isère et de la Drôme, mais peu fiables en termes de R^2 . Cela indique que les masses d'air sont largement brassées et que l'altitude n'est pas tellement explicative de la température. Au contraire, le flux a du mal à pénétrer sur les versants alpins et les gradients résultant sont plus importants ($\sim -5^{\circ}\text{C}/\text{km}$), avec des corrélations plus fiables ($R^2 > 0,6$). La température de référence moyenne marque une limite franche entre la zone de plaine et la zone de relief, limite dont la direction est quasi parallèle à celle du flux.

Pour le type de circulation n°6 (**Figure 93**), le flux qui vient de l'Est touche le versant italien des Alpes, ce qui occasionne des gradients élevés ($-5,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$) avec des R^2 autour de 0,8. L'effet de Föhn est bien présent (on est majoritairement sur des lombardes), et le versant sous le vent, soit le versant français, présente des gradients plus faibles avec des corrélations moins bonnes. La démarcation sur la température de référence moyenne montre bien l'impact du flux sur le relief, en séparant la zone « au vent » de la zone « sous le vent ».

De manière générale pour ces 3 cas, les écart-types associés au gradient et température de référence sont plus faibles dans les zones où le gradient est bien estimé (R^2 moyen élevé). On retrouve les mêmes constats pour les autres types de circulation, à savoir que le flux influence la variabilité spatiale des gradients. Seul le type de circulation n°8 ne permet de pas de dégager de structure, cela étant en effet dû à sa construction : il regroupe un ensemble de journées hétérogènes : inversion, situation atmosphérique stable grande échelle, journées de transition aussi. Quoi qu'il en soit, pour les 7 autres types de circulation, les gradients altimétriques moyens sont bien organisés en fonction de la circulation atmosphérique. La température de référence, utilisée dans le découpage des saisons pour son lissage du phénomène, apporte à nouveau des réponses intéressantes à l'utilisation de la circulation pour l'explication des gradients spatialement et temporellement variables.

Type de circulation n°2 - 2000/mai 2006 - rayon de recherche 30 stations

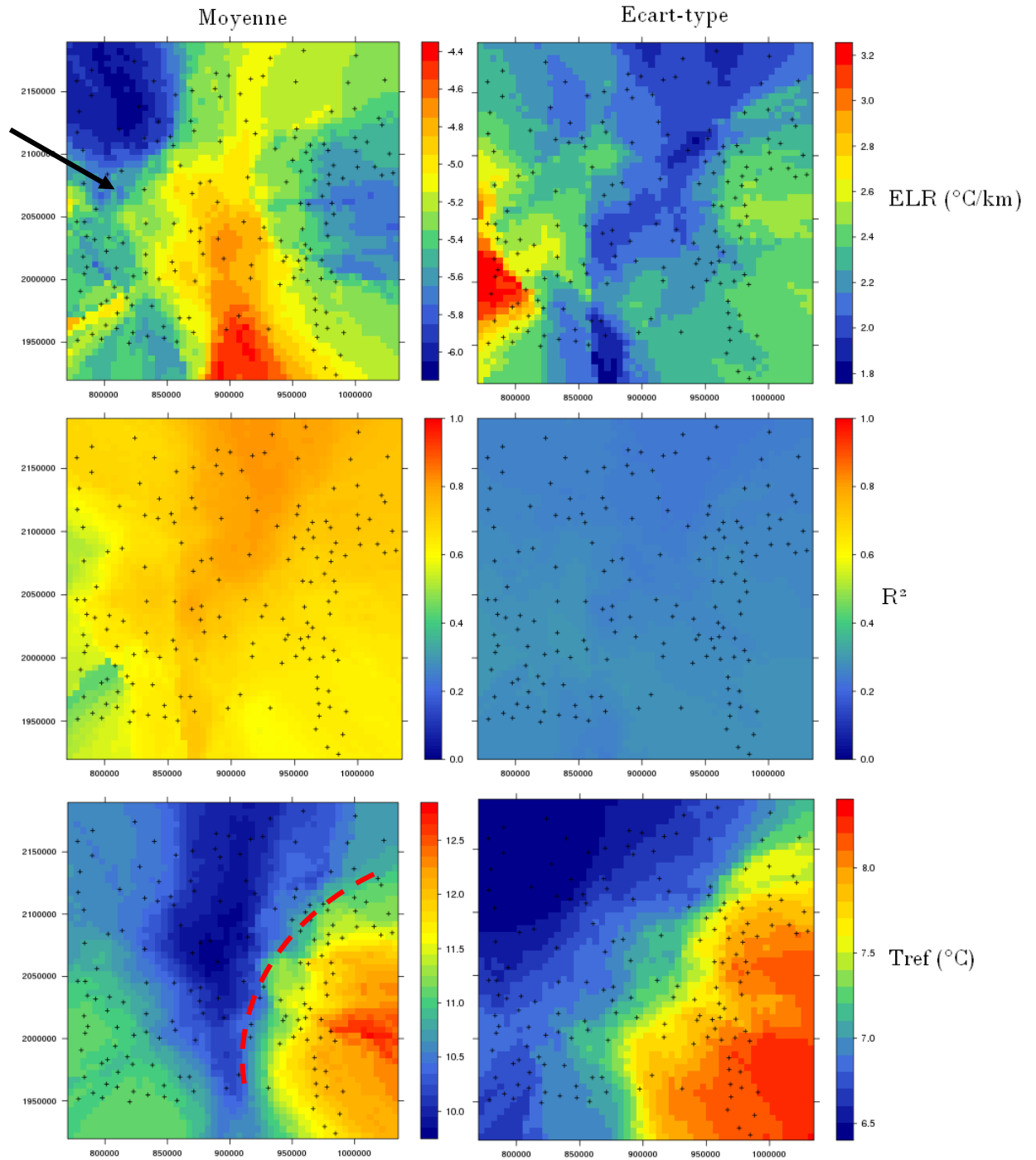


Figure 91- Type de circulation n°2 sur la période 2000 - mai 2006 pour le gradient altimétrique (ELR), le R^2 , et la température de référence (Tref) en termes de moyenne (gauche) et écart-type (droite) de la valeur au pixel. La flèche indique la direction générale du flux atmosphérique pour ce type de circulation.

Type de circulation n°4 - 2000/mai 2006 - rayon de recherche 30 stations

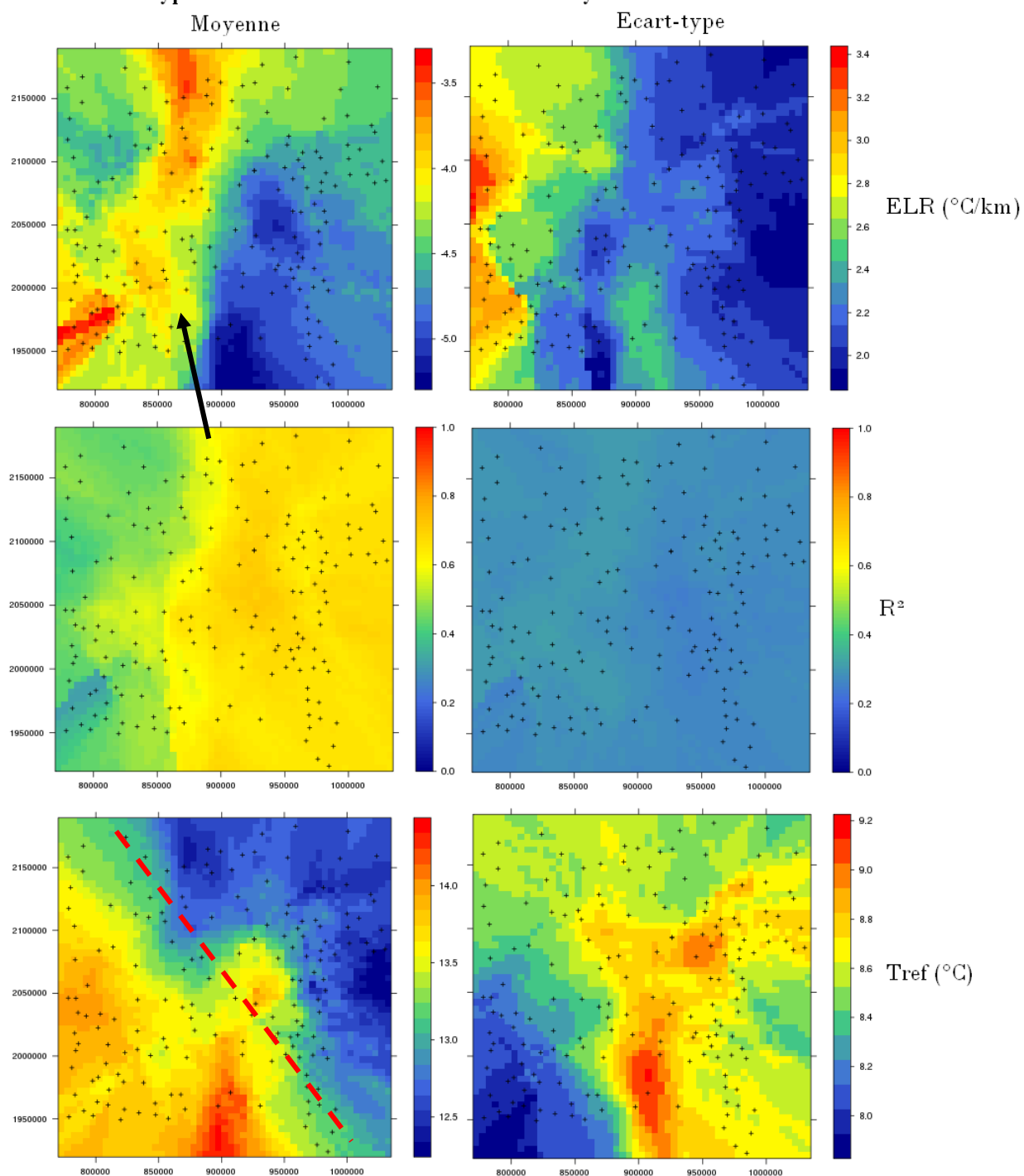


Figure 92- Type de circulation n°4 sur la période 2000 - mai 2006 pour le gradient altimétrique (ELR), le R^2 , et la température de référence (Tref) en termes de moyenne (gauche) et écart-type (droite) de la valeur au pixel. La flèche indique la direction générale du flux atmosphérique pour ce type de circulation.

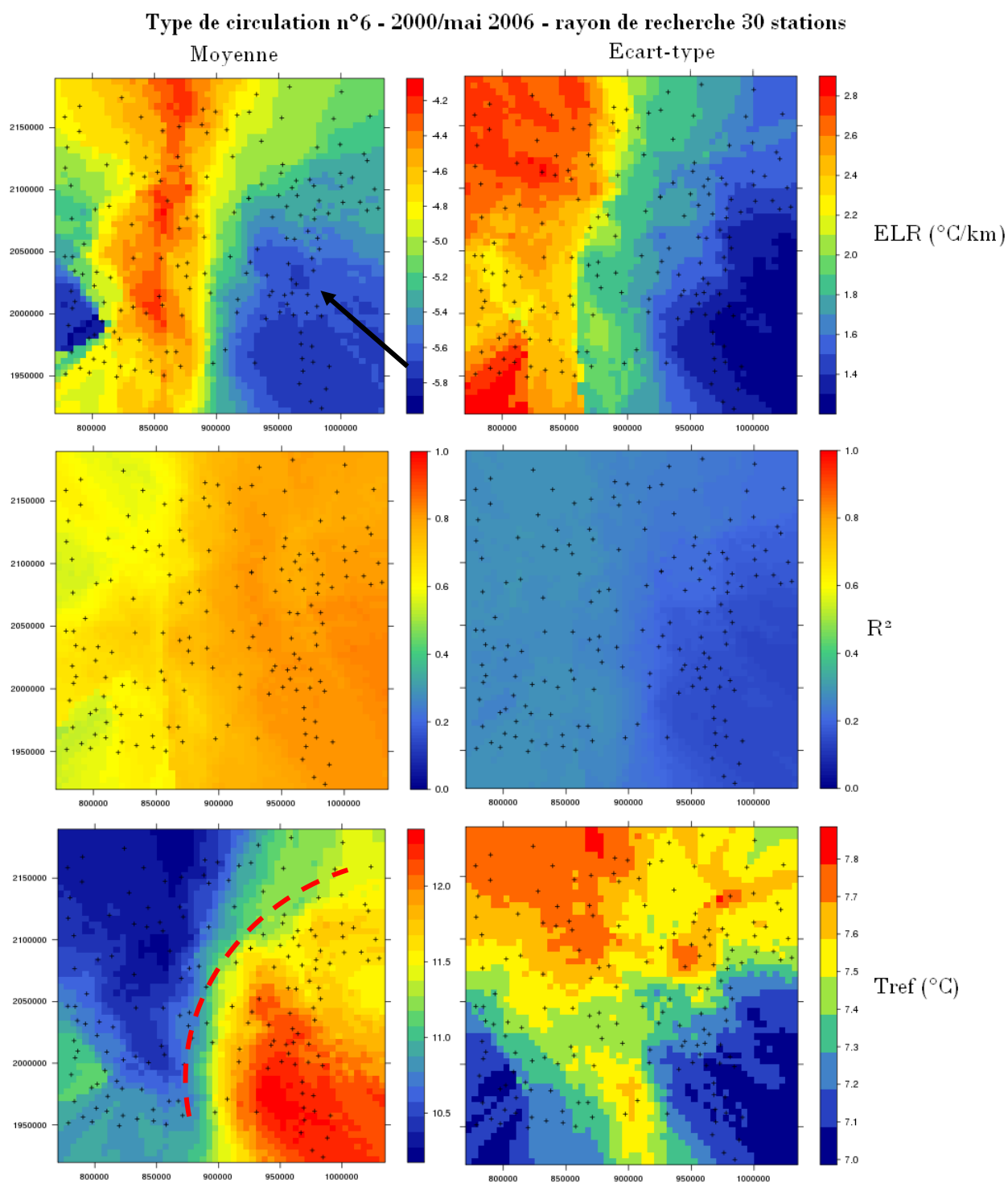


Figure 93- Type de circulation n°6 sur la période 2000 - mai 2006 pour le gradient altimétrique (ELR), le R^2 , et la température de référence (Tref) en termes de moyenne (gauche) et écart-type (droite) de la valeur au pixel. La flèche indique la direction générale du flux atmosphérique pour ce type de circulation.

3.4.3. Prise en compte d'un gradient altimétrique local

Le point précédent montre toute la variabilité spatiale des gradients altimétriques, notamment en fonction de la circulation atmosphérique. Cela ne signifie pas qu'il faut interpoler la température en fonction de la circulation - cette circulation grande échelle ne permet pas forcément de tenir compte des effets locaux -, mais que le recours à un gradient global doit être évité autant que possible, les gradients ayant une variabilité spatiale induite par la circulation atmosphérique. Cela doit permettre d'obtenir dans bien des situations de meilleurs champs de températures par krigeage avec dérive externe altitudinale. L'objet ici est de discuter l'amélioration possible des interpolations en considérant un gradient variable à la fois dans le temps (comme c'était le cas dans les interpolations précédentes) et dans l'espace.

On interpole alors les températures à l'aide d'un gradient local et variable à chaque pas de temps, en utilisant un krigeage avec dérive externe altitudinale. Le gradient local est calculé avec les 30 stations disponibles les plus proches, à chaque pas de temps (0 h, 6 h, 12 h et 18 h). Ceci assure un nombre suffisant de points pour établir la régression $T=f(Z)$. Les calculs effectués ici correspondent juste à la validation du modèle, c'est-à-dire qu'on fait de la validation croisée aux stations d'interpolation. Les variogrammes, qui devraient en théorie être ajustés pour chaque station validée, sont pris égaux à ceux du KDEz utilisant un gradient global. Cela résulte d'un souci d'économie de temps et permet d'apprécier aussi uniquement l'apport du krigeage local par rapport à un krigeage global. Les résultats de krigeage avec ce gradient local (et variable dans le temps) sont ainsi comparés à ceux du paragraphe 3.2.2 pour KDEz utilisant un gradient variable dans le temps mais unique pour toute la zone (« gradient global »). Le gain en validation croisée par rapport à un krigeage utilisant un gradient global est de l'ordre de 0,3°C en biais absolu et erreur quadratique moyenne (Figure 94). Les valeurs de biais absolu descendent alors aux alentours de 1°C en été ; elles sont même inférieures à 1°C pour les heures chaudes (12 h et 18 h).

Malgré une mise en œuvre plus lourde du krigeage local par rapport au krigeage global (les deux avec une variabilité temporelle), notamment par l'élaboration des variogrammes et aussi la définition de ce que l'on entend par local (15, 20, 30 stations), les résultats de validation croisée en local sont meilleurs en termes d'écart aux valeurs observées, ce qui laisse présager de leur pleine utilité dans l'interpolation des températures en montagne.

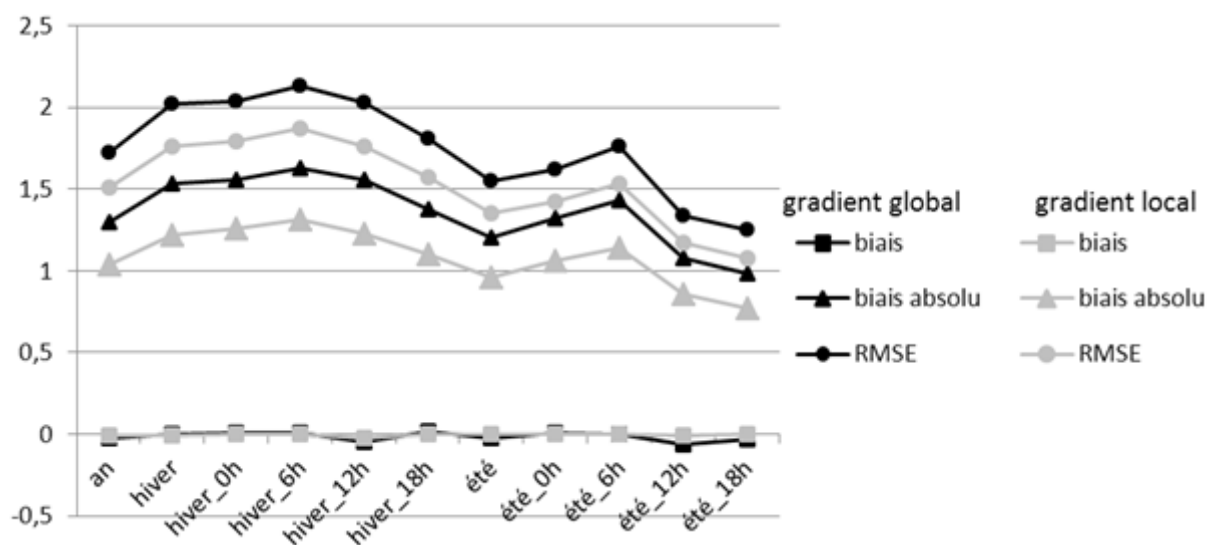


Figure 94- Résultats de validation croisée pour un krigeage avec gradient global (et variable dans le temps) et un krigeage avec gradient local (et variable dans le temps), sur la période 2000-2009 pour 194 stations.

3.4.4. Variogrammes : résolution temporelle et spatiale ?

Variogramme climatologique vs horaire

Comme on l'a vu avec l'étude des gradients où un certain nombre de journées ne permet pas de donner une valeur fiable de gradients, on peut rencontrer le même problème avec les variogrammes. Pour certaines journées où la structure spatiale du champ de température est brouillée, par des effets locaux, par des phénomènes météorologiques, il n'est pas possible de donner un variogramme correct (pas de convergence pour le variogramme théorique ou alors des paramètres aberrants – exemple **Figure 95**). Le variogramme climatologique, calculé à partir des saisons (l'expression de variogramme saisonnier est équivalente dans ce cas, car calculé sur toutes les saisons d'une série temporelle) permet alors, en connaissance de cause, d'interpoler un champ de température.

Il est envisageable, afin de combiner les deux aspects temporels, d'utiliser un variogramme horaire pour les pas de temps non perturbés et d'utiliser un variogramme climatologique pour les pas de temps perturbés. La difficulté réside dans l'appréciation de « pas de temps perturbés » et « variogramme correct ». Une définition possible de « pas de temps non perturbés » peut se baser sur le gradient altimétrique, tandis que les « pas de temps perturbés » peuvent être assujettis à un gradient mal identifié (R^2 faible) ou un ajustement du variogramme expérimental non concluant. On retiendra que moins de 10% des variogrammes expérimentaux calculés en horaire sur la période 2000-2009 ne convergeaient pas vers un modèle théorique.

Le choix effectué dans cette étude s'est orienté plus simplement vers un variogramme climatologique, quel que soit le pas de temps, pour obtenir aisément une chronique de 10 ans.

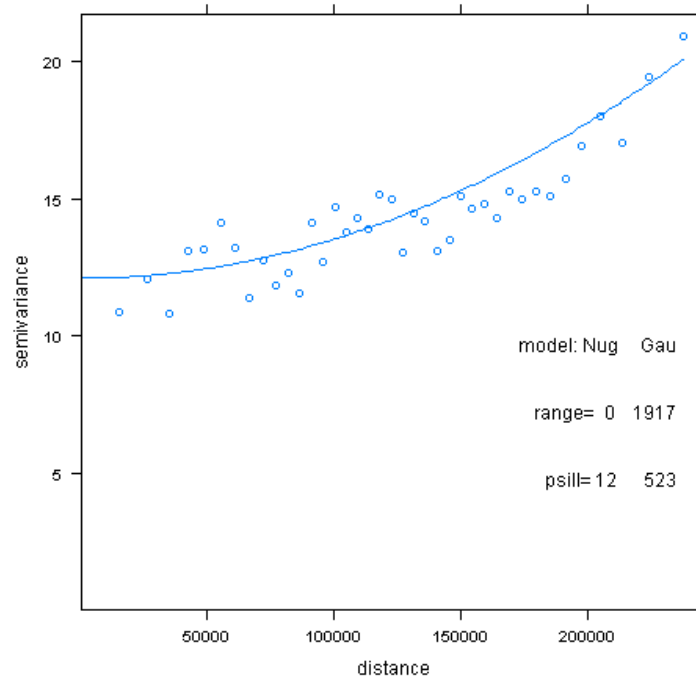


Figure 95- Variogramme horaire pour le 3 février 2006 à 12h, en KEDz, établi à partir des 167 stations d'interpolation disponibles.

Variogramme régional vs local

La topographie des vallées alpines étant complexe, et la disparité entre le nord et le sud sur une fenêtre de 250km étant avérée (Gottardi, 2009), il est judicieux de se demander si les variogrammes ne seraient pas plus adaptés en étant calculés localement. Un des problèmes qui vient immédiatement est la densité du réseau. Ne disposant que de peu de stations sur l'ensemble du territoire (moins de 1 station pour 250km²), les variogrammes expérimentaux locaux comporteraient peu de points pour l'ajustement, ce qui les rendraient peu robustes. Il est aussi délicat de définir des zones locales, tant la météorologie peut affecter certaines vallées plus que d'autres et donc influencer différemment en fonction de la circulation atmosphérique le variogramme local. Le choix d'un variogramme régional dans cette étude s'est donc imposé par commodité.

3.4.5. Conclusion

Les types de circulation atmosphérique définis par EDF sur la base des précipitations permettent effectivement de dégager la structure spatiale moyenne des gradients altimétriques locaux. L'hypothèse initialement faite est donc validée, à savoir que les gradients calculés de manière régionale ne permettent pas de visualiser la structure de la circulation atmosphérique grande échelle.

La majorité des études effectuées sur la relation entre les types de circulation et les températures n'ont pas permis de dégager de structuration des températures en fonction de la circulation atmosphérique (Courault and Monestier, 1999, Lhotellier, 2005, Gottardi, 2009). Ces études n'ont en effet pas combiné une variabilité locale

(résolution faible et régression locale) et temporelle (pas de temps horaire indispensable), ce qui les a sans doute pénalisées.

Il semble donc intéressant d'utiliser des dérives altitudinales locales dans l'interpolation des champs de température, avec une amélioration potentielle due à la variabilité des gradients altimétriques en fonction de la circulation atmosphérique. En dehors du variogramme, c'est la dérive calculée (localement ou régionalement) qui doit porter le plus d'information. Un pas de temps fin est nécessaire si l'on souhaite capturer l'influence de la circulation atmosphérique sur les températures, et pouvoir utiliser cette information pour améliorer leur spatialisation. On peut envisager de découper alors la fenêtre en 2 voire 3 zones maximum, comme le soulignent les **Figure 91** à **Figure 93**, en fonction de la circulation atmosphérique, et de calculer les variogrammes sur ces zones. Dans le cas de journées très perturbées où ni le gradient local, ni la circulation atmosphérique globale n'est utilisable, on peut toujours se raccrocher à l'hypothèse initialement faite d'un variogramme climatologique, qui tout compte fait a donné des résultats très satisfaisants.

La comparaison des méthodes géostatistiques avec d'autres méthodes est envisagée par la suite pour évaluer la pertinence du modèle KDEz et son gain/perte par rapport à d'autres techniques d'interpolation; l'objectif étant de produire des cartes de températures fiables et par des moyens simples.

4. Comparaison entre différentes approches spatiales

Parallèlement aux méthodes géostatistiques, il existe d'autres modèles d'interpolation fournissant des cartes de températures à l'échelle des Alpes. Ces modèles sont à des résolutions et/ou pas de temps différents, mais ils sont assez fiables et sont une référence pour évaluer d'autres méthodologies. Le modèle SAFRAN Alpes (Durand et al. 1993) est un exemple de modèle référent utilisé pour une comparaison avec les champs krigés. Le modèle SPZM de l'EDF, présentant une méthodologie originale, a aussi été l'objet d'une comparaison.

L'approche de comparaison est différente entre le krigeage, le modèle SAFRAN Alpes et le modèle d'EDF. Pour la comparaison avec SAFRAN Alpes, on compare uniquement les sorties de deux modèles. Pour le modèle d'EDF, on compare les deux modèles en utilisant les mêmes forçages en entrée.

4.1. Le modèle météorologique SAFRAN Alpes

Le modèle SAFRAN Alpes a été décrit en début de ce chapitre (2.1.2.). Présentons donc les résultats de comparaison entre les données de température interpolées par krigeage et les données SAFRAN Alpes.

4.1.1. Méthodologie

2 méthodologies peuvent être employées pour cette comparaison. L'une consiste à mettre les champs krigés à l'échelle de SAFRAN Alpes en les agrégeant (« upscaling ») par bandes d'altitude et par massifs, l'autre consiste à projeter les champs SAFRAN Alpes sur le MNE à 1km de résolution, en fonction des massifs et bandes d'altitude. Dans cette étude, la comparaison de cartes spatialisées a été retenue, l'objectif étant d'obtenir des cartes de température spatialisées, (Figure 96 – flèche grise).

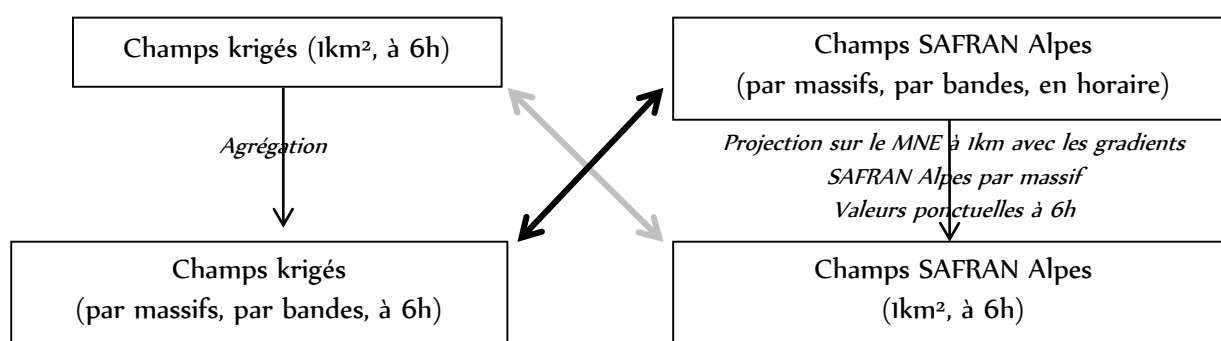


Figure 96- Agrégation et désagrégation des champs de températures - correspondances avec SAFRAN Alpes

Les données SAFRAN Alpes ont permis de calculer un gradient altimétrique horaire par massif, qui a ensuite servi à projeter les valeurs SAFRAN Alpes à l'altitude des stations d'observation disponibles sur la zone SAFRAN.

On a donc deux niveaux de comparaison, tel qu'il a été fait dans l'interpolation des températures par krigeage. Il y a une comparaison des gradients altimétriques en KDEz avec les gradients SAFRAN Alpes, et une comparaison des deux méthodes avec les stations d'interpolation et celles de validation indépendante après projection des données SAFRAN Alpes au droit de ces stations.

4.1.2. Comparaison des gradients altimétriques

Afin de pouvoir comparer les gradients SAFRAN Alpes avec ceux établis en krigeage, les gradients altimétriques issus du krigeage ont été calculés sur l'ensemble des massifs SAFRAN Alpes à partir des cartes spatialisées de KDEz. Ainsi par exemple pour le massif Chartreuse, on calcule la température moyenne de chaque bande d'altitude à chaque pas de temps, ce qui permet de calculer la régression $T=f(Z)$ et d'obtenir un gradient horaire par massif. Ce gradient horaire par massif est alors comparé au gradient horaire SAFRAN Alpes.

Les résultats, dont un exemple pour le mois de janvier 2000 est présenté sur la Figure 97, permettent d'attester d'une amplitude plus forte des gradients SAFRAN Alpes d'un pas de temps à l'autre, avec une variabilité importante d'un massif à un autre. Ceci n'est guère surprenant puisqu'en krigeage avec dérive externe tel qu'il a été utilisé ici, la dérive linéaire altitudinale est fixe pour l'ensemble de la zone d'étude. La variabilité des gradients d'un massif à l'autre n'est donc que très faible, uniquement lié à la statistique des régressions linéaires employées par massif. On constate aussi avec la Figure 97 que les gradients moyens sur la zone SAFRAN Alpes sont bien différents de ceux calculés sur toute la zone d'étude en KOR.

4.1.3. Comparaison des résultats aux stations d'interpolation

Pour chaque bande, chaque massif et chaque exposition, SAFRAN Alpes fournit une température moyenne. Par exemple, pour le massif Chartreuse, à la bande d'altitude 1800m (1650m-1950m), la température le 20 septembre 2005 à 12h est de 10°C (moyennée sur les expositions). Le gradient correspondant en Chartreuse à ce pas de temps, calculé à partir des données SAFRAN Alpes, est de -7,4°C/km. Si on dispose d'une station à 1900m, on doit interpoler la valeur de température à 1900m à l'aide du gradient calculé, 10°C étant la température correspondant au niveau 1800m. La température SAFRAN à la station est alors de 9,3 °C. On réitère l'opération pour l'ensemble des stations disponibles sur la zone SAFRAN Alpes. Cela permet d'obtenir des résultats de comparaison entre l'observation et la prédiction sur la période 2000-2009.

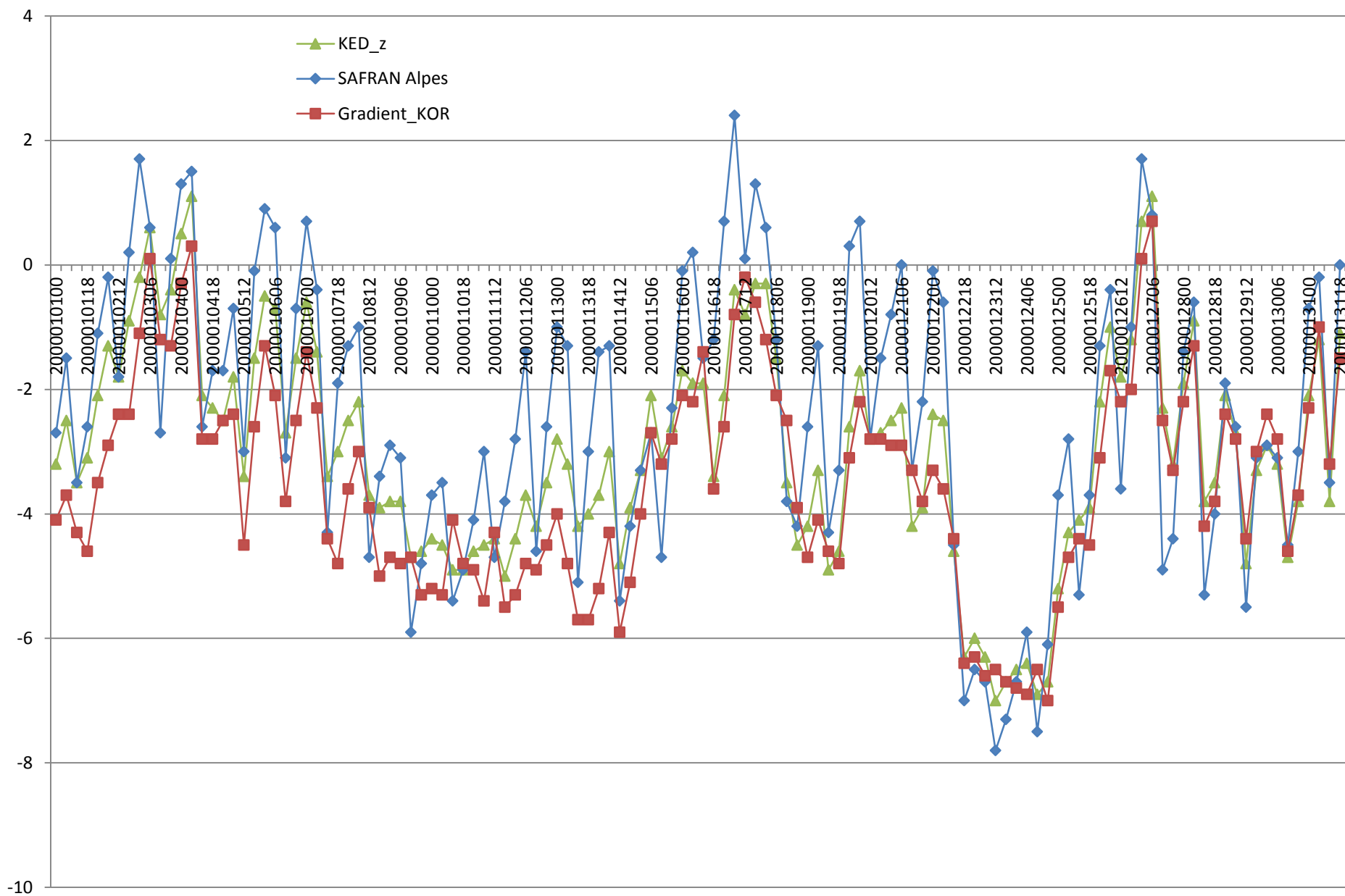


Figure 97- Gradients altimétriques horaires du mois de janvier 2000 calculés sur les massifs SAFRAN Alpes pour les données de KDEz et les données de SAFRAN Alpes, ainsi que les gradients altimétriques calculés sur l'ensemble de la zone d'étude en krigeage ordinaire des résidus.

La comparaison entre KDEz et SAFRAN Alpes a été effectuée sur le même jeu de stations pour lesquelles il y avait des valeurs SAFRAN Alpes (soit 48 stations – les zones en dessous de 600m n’étant pas définies). Quel que soit le critère (biais, biais absolu, erreur quadratique moyenne), les résultats KDEz sont bien meilleurs que les résultats SAFRAN Alpes, d’un facteur 2 en MAE et RMSE (Figure 98). La comparaison est toutefois délicate car on ne connaît pas les stations de température utilisée dans l’assimilation de données par le modèle SAFRAN. Par ailleurs, Durand et al. (2009) rappelle que SAFRAN Alpes n’est pas un interpolateur exact et que la vocation du modèle est la météorologie régionale d’un massif, avec non pas uniquement l’estimation de la température mais de toutes les variables nécessaires au calcul du bilan d’énergie de surface. Le modèle SAFRAN Alpes n’est toutefois pas conçu pour ce genre d’utilisation, c’est-à-dire en projection pour une comparaison à des données ponctuelles. Il est à noter que les écarts sont plus forts en été qu’en hiver aux pas de temps 12h et 18h, alors qu’on obtient l’inverse en KDEz, ce qui est entre autre validé par des gradients altimétriques plus fiables l’été que l’hiver.

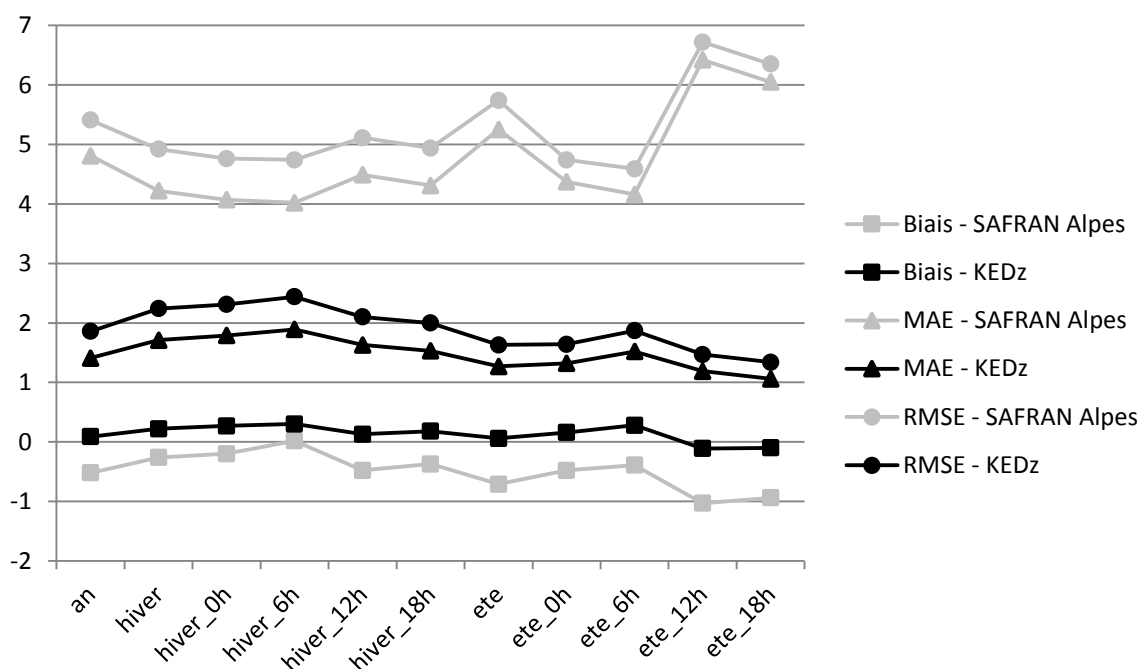


Figure 98- Comparaison entre les résultats SAFRAN Alpes et KDEz, en moyenne sur les 48 stations de la zone SAFRAN Alpes, en biais, biais absolu (MAE), et erreur quadratique moyenne (RMSE)

4.1.4. Comparaison des résultats aux stations de validation indépendante

Les données SAFRAN Alpes ont été extraites aux stations utilisées pour la validation indépendante en KDEz, ce qui correspond sur la zone SAFRAN Alpes à une majorité de NRC de l’EDF (au nombre de 17). Les résultats de KDEz ont été extraits aux 21 stations de validation indépendante pour la comparaison. Les résultats sont plus proches entre les deux méthodes avec les stations indépendantes qu’avec les stations d’interpolation, notamment les écarts sont bien moins forts pour SAFRAN Alpes (Figure

99). Ceci peut en partie s'expliquer par le jeu de données utilisé, à savoir des stations en altitude (NRC). Le modèle SAFRAN Alpes a été développé pour répondre aux besoins opérationnels de prévision du risque d'avalanches, ce qui concerne les zones principalement en altitude. Cela montre aussi que SAFRAN Alpes a une portée plus régionale que locale. Là où l'information n'est pas disponible (principalement en altitude) le modèle donne une valeur plausible. Cependant, les résultats de KDEz sont encore plus faibles que ceux de SAFRAN Alpes, de l'ordre de 1°C en moyenne sur les pas de temps et saison.

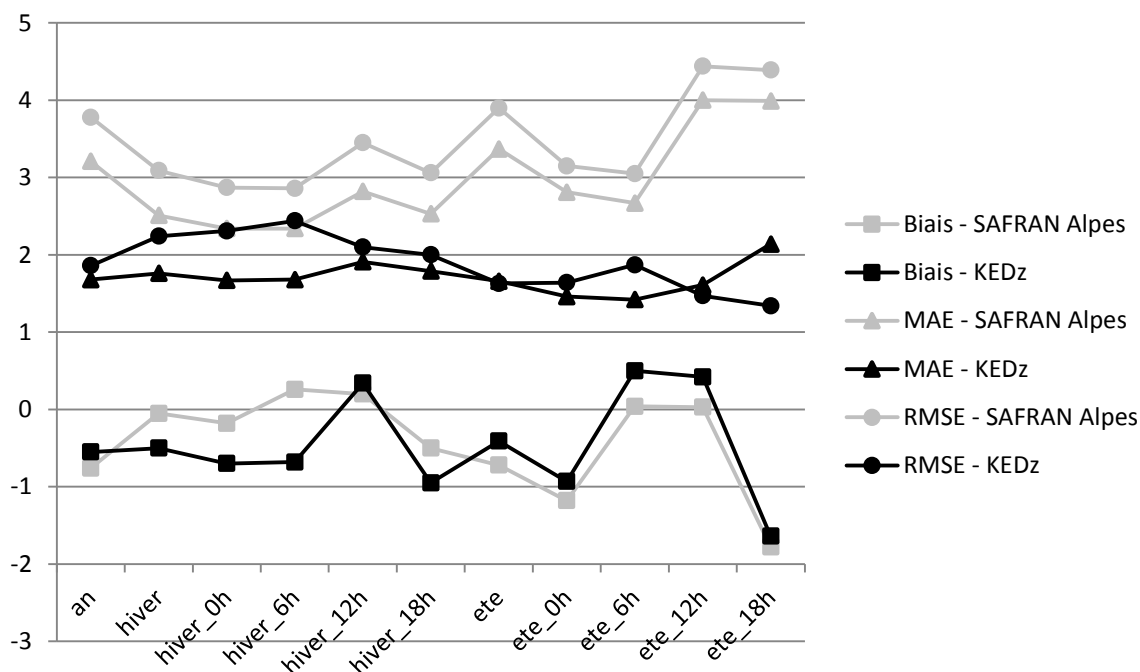


Figure 99- Comparaison aux stations de validation indépendante entre les résultats SAFRAN Alpes et KDEz, en moyenne sur les 21 stations de la zone SAFRAN Alpes, en biais, biais absolu (MAE), et erreur quadratique moyenne (RMSE)

4.2. Le modèle SPZM (EDF)

4.2.1. Comparaison des résultats en validation croisée

La comparaison des 2 méthodologies KDEz et SPZM a été effectuée sur la période 1995-2005, quand bien même la chronique utilisée par EDF s'étend de 1950 à 2005, avec des séries de températures minimum et maximum pour un grand nombre de stations. Sur la zone d'étude considérée (Alpes du Nord – **Figure 46**), le réseau de stations Tmin et Tmax disponibles est de 117 stations, et considère uniquement les stations MétéoFrance, quand bien même il existe bon nombre de postes MétéoFrance doublés par des postes EDF. Il est en effet proscrit d'utiliser en krigeage deux postes situés en un lieu très proche (voir identique) pour des problèmes d'interpolation aux très faibles distances entre deux points de mesure (notamment dus à l'utilisation d'un variogramme gaussien). La méthodologie appliquée dans le cadre du krigeage a donc été

reprise avec les données Tmin Tmax sur cette zone d'étude. Le même jeu de données utilisé en krigeage a servi au modèle SPZM. Les résultats de validation croisée, en biais, biais absolu et RMSE (**Tableau 25**) montrent des résultats de validation croisée similaires entre les deux méthodes pour les températures maximales, légèrement plus faibles pour

		KDEz			SPZM		
		an	hiver	été	an	hiver	été
Tmax	biais	0,04	0,07	0,04	-0,02	-0,06	0,01
	MAE	1,07	1,27	0,99	1,13	1,35	1,02
	RMSE	1,39	1,64	1,23	1,47	1,74	1,26
Tmin	biais	0	0	0	0,04	0,03	0,04
	MAE	1,27	1,4	1,23	1,32	1,48	1,24
	RMSE	1,62	1,79	1,52	1,68	1,88	1,53

Tableau 25- Comparaison des résultats de validation croisée pour Tmin Tmax selon deux méthodes: KDEz et SPZM, sur la période 1995-2005, pour 117 stations.

le krigeage. Pour les températures minimales, le krigeage est non biaisée contrairement à SPZM ; les résultats en hiver sont cependant très proches, avec une amélioration de 0,1°C en termes de biais absolu et RMSE pour le krigeage par rapport à SPZM. Les différences estivales sont en effet assez faibles (1%). Cela confirme que les deux modèles sont proches, ce qui n'est guère surprenant vu que le modèle SPZM est en effet très proche du krigeage ordinaire des résidus KOR présenté précédemment.

4.2.2. Comparaison des résultats en validation indépendante

Les NRC disposent d'une mesure de température au sommet de la tour (cf. **Partie I-Figure 3**). Cette mesure est effectuée à environ 4m du sol, dans un abri non standard et qui a donc tendance à surestimer les températures extremum (~1°C). Cela étant, ces données ont été utilisées pour comparer KDEz et SPZM. Au droit du pixel où se situe un NRC, on compare la valeur interpolée à celle observée. La référence est certes biaisée (à cause de l'abri de mesure non standard), mais elle est la même pour les 2 modèles. Cette validation permet d'évaluer la pertinence des modèles en altitude, là où l'intérêt des champs de température est de pouvoir « mieux » distinguer la phase des précipitations (neige ou pluie).

Cette comparaison est effectuée sur la base de Tmin et Tmax, car c'est le choix retenu par EDF pour modéliser le champ de température, bien que les NRC fournissent des températures horaires. Il faut d'ailleurs noter que dans le cas de la validation indépendante en 3.2.7., les NRC ont été utilisés en température horaire. Sur la zone de comparaison des deux méthodologies, 20 stations NRC sont disponibles. Les résultats de comparaison moyennés sur l'ensemble de ces 20 stations pour la période 2001-2005 sont présentés dans le Tableau 26.

		KDEz	SPZM
Tmax	biais	0,13	1,43
	RMSE	2,85	3,29
Tmin	biais	-1,5	-1,57
	RMSE	2,89	3,12

Tableau 26- Comparaison des résultats de validation indépendante pour KDEz+y et SPZM sur la période 2001-2005, pour 20 stations NRC, sur les bases des résultats de validation indépendante de la thèse de F. Gottardi, p 139.

Les différences entre les deux méthodes, moyennées pour l'ensemble des stations, sont assez fortes, surtout pour les températures maximales. Il faut noter que les valeurs de validation indépendante aux NRC extraites de la thèse de F. Gottardi (p139) sont issues des cartes produites avec un jeu de stations différent du jeu utilisé dans le cadre de cette comparaison (117 stations). La comparaison des stations NRC entre elles est intéressante afin de visualiser les écarts de modèle en fonction des postes et du modèle retenu (**Figure 100**). La comparaison de cartes de températures interpolées n'est sans doute pas nécessaire, dans la mesure où SPZM présente des similitudes avec le KOR et que SPZM et KDEz sont proches tout comme KDEz et KOR.

4.3. Comparaison des 3 méthodes : KDEz, SAFRAN Alpes et SPZM

La comparaison directe des 3 méthodologies est intéressante car il est toujours difficile de choisir un modèle plutôt qu'un autre lors de l'utilisation de données d'entrées, et la tendance est à la multiplication des forçages d'entrée. Ceci est cependant pertinent pour tester la sensibilité des modèles aux différentes données d'entrée. La comparaison a déjà été effectuée entre le KDEz et SAFRAN Alpes projeté et entre KDEz et SPZM. Mais les résultats précédents sont moyennés sur un ensemble de stations, et il est souhaitable de présenter les valeurs moyennes aux stations.

Quand bien même les stations NRC présentent des écarts dus à l'abri non standard, l'utilisation des mêmes données permet de comparer les 3 modèles entre eux. Les données SAFRAN Alpes sont ici présentées avec la valeur de température de la bande dans laquelle se situent les stations, ce qui évite d'utiliser le gradient SAFRAN Alpes et de projeter la valeur de température à l'altitude précise de la station, mais pénalise le modèle SAFRAN par rapport aux deux autres modèles.

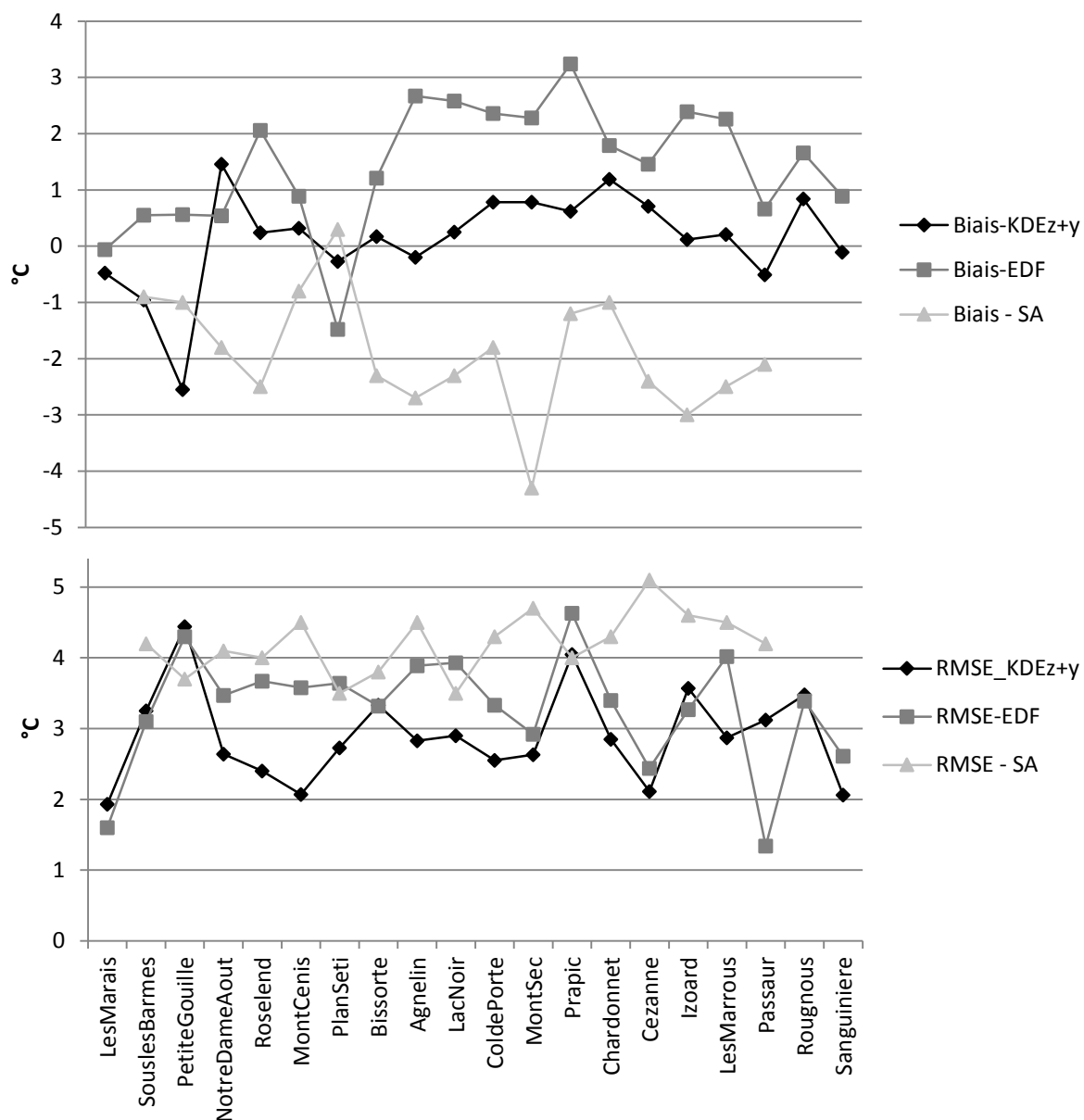


Figure 100- Comparaison en Tmax des 3 modèles en validation indépendante sur les postes NRC pour KDEz+y, SPZM (EDF) et SAFRAN Alpes, sur la période 2001-2005, en biais et RMSE

Les résultats aux stations de validation indépendante pour les températures maximales (**Figure 100**) montrent que le krigeage a les meilleurs résultats en termes de biais aux stations, et que SAFRAN Alpes et SPZM ont des biais conséquents en plusieurs stations (Bissorte, Agnelin, MontSec, Prapic entre autres). Les erreurs RMS sont plus faibles en KDEz que pour SPZM, mais les résultats restent assez proches. Pour les températures

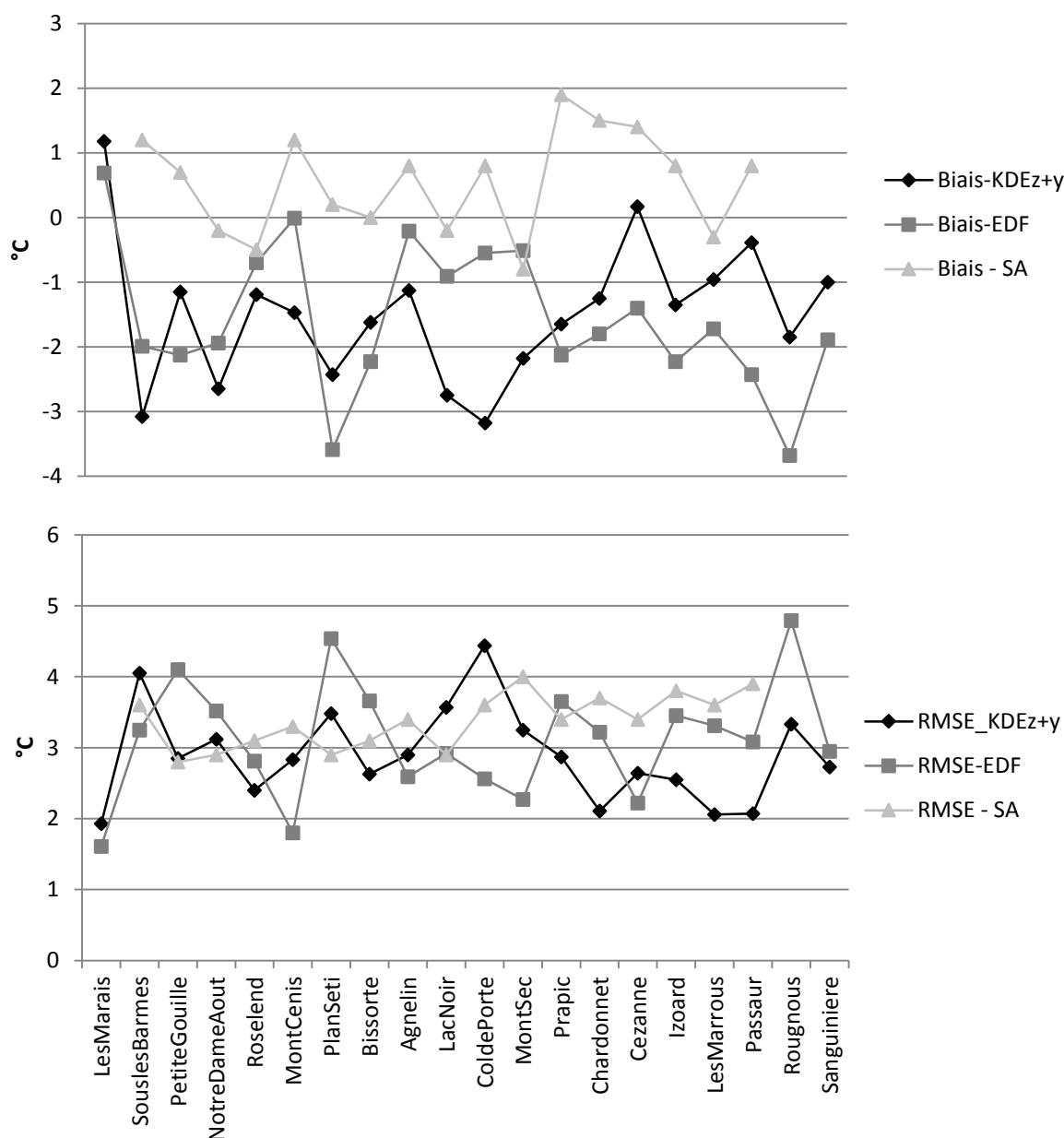


Figure 101- Comparaison en Tmin des 3 modèles en validation indépendante sur les postes NRC pour KDEz+y, SPZM (EDF) et SAFRAN Alpes, sur la période 2001-2005, en biais et RMSE.

minimales (Figure 101), le modèle SAFRAN Alpes est le moins biaisé, alors que KDEz et SPZM le sont assez fortement (biais négatif). Les erreurs RMS sont à l'avantage de KDEz (comme en témoigne les résultats du **Tableau 26**) sauf pour quelques stations (Sous les Barmes (Val d'Isère), Col de Porte notamment). Le modèle SAFRAN Alpes présente des

résultats satisfaisants en Tmin alors qu'ils ne le sont pas en Tmax. Les résultats en Tmin semblent donc lisser les imperfections, alors qu'elles sont accentuées en Tmax. On voit bien sur l'exemple des NRC de Passaur, Izoard ou Sanguinière, que le biais est bien inférieur à celui qu'on pouvait calculer en Tmax (**Figure 100**), où les valeurs sont situées entre -3 et -5°C en été à 18h, par rapport au biais calculé en Tmin (Figure 101). On replacera tout de même ces valeurs dans leur contexte : c'est-à-dire des valeurs sur des bandes d'altitude de 300m (et non pas projetées avec un gradient altimétrique).

Conclusion

La comparaison entre les modèles d'interpolation nous permet d'attester de la fiabilité des champs de températures krigés, en termes de résolution et de pas de temps. Leur performance en altitude montre une meilleure représentation des températures qu'avec les deux autres méthodes. L'utilisation du krigeage en utilisant une dérive altitudinale s'impose comme un outil très intéressant pour la spatialisation des températures en zone de montagne, là où les erreurs d'estimation des températures doivent être minimisées pour réduire les erreurs sur la lame de fonte estimée.

Conclusion

L'interpolation des champs de température par des méthodes géostatistiques a permis de dégager les points forts de cet outil, mais aussi les points faibles. Le krigeage avec dérive externe est ainsi apparu l'outil le plus adapté pour la cartographie précise des températures en tout point de l'espace, avec l'ajout de certaines variables externes. La latitude, sur une fenêtre de taille importante, a montré qu'elle permettait d'améliorer sensiblement les résultats de validation croisée et aussi de validation indépendante au pas de temps 12h et 18h, lorsqu'on l'ajoute à l'altitude. Ce paramètre est de loin le plus explicatif pour la température.

Le choix des critères de comparaison n'est pas anodin puisqu'il favorise plus ou moins les méthodes, tout comme le choix de la période présentée. L'analyse des résultats par mois et par pas de temps, en termes d'erreurs absolues et d'erreurs quadratiques moyennes normalisées, est indispensable pour une comparaison pertinente des résultats. Le choix de la méthode de validation a aussi un impact sur les résultats présentés, en fonction que l'on valide en ponctuel, c'est-à-dire au droit de la station, ou au pixel, c'est-à-dire sur une maille possédant une station d'observation. Ce choix n'est pas toujours explicite dans les études sur la cartographie des températures..., et peut conduire à des écarts significatifs lorsque l'altitude de la maille est significativement différente de celle de la station d'observation. Le krigeage des résidus issus d'une régression linéaire entre la température et l'altitude, à chaque pas de temps, est performant, mais la non-prise en compte de la structure spatiale de la variable externe pénalise ce modèle par rapport au krigeage avec dérive externe. La variance d'estimation de ce dernier cas est calculée pour le champ de température, ce qui permet d'avoir directement une valeur d'erreur sur le champ interpolé. Cela fournit alors une erreur que l'on commet en tout point de la carte produite, ce qui est pertinent pour évaluer ensuite la qualité des données d'entrées d'un modèle distribué et l'influence que cela peut avoir sur le modèle, qu'il soit de fonte ou hydrologique. Par exemple, quelle conséquence sur la modélisation de la fonte une incertitude plus forte sur les données de températures en des points d'un bassin versant aura-t-elle?

L'analyse par station, qui permet aussi de discriminer les méthodes, est un recours possible pour critiquer/évaluer les stations en dysfonctionnement, ou bien celle qui sortent du lot en termes de résultats : fort pourcentage d'occurrence d'erreurs, systématisme d'erreurs à un pas de temps. Cela doit permettre notamment de pouvoir supprimer ces postes qui ont tendance à pénaliser l'interpolation. Les postes d'altitude sont à prendre avec attention, car les erreurs d'interpolation, même si elles ne sont pas toujours liées à l'altitude, montrent que suivant le modèle, la dérive peut être mal considérée et induire une déviation en altitude. Globalement, le krigeage avec dérive externe corrige bien les erreurs en altitude, contrairement au krigeage ordinaire des résidus. L'utilisation des postes de validation indépendante et leur analyse détaillée

permet de montrer que ces postes ont tout intérêt à être intégrés au réseau d'interpolation, d'autant plus qu'ils ne sont pas statistiquement indépendant du réseau d'interpolation, afin d'en améliorer les résultats, en vue d'une utilisation opérationnelle. Le retrait de postes dont les capteurs ne sont pas standardisés est à envisager, tant sur les températures ponctuelles ils faussent les résultats (ce qui est moins vrai en moyenne journalière où le signal est lissé). Rappelons tout de même que l'objectif ici était d'avoir 2 jeux de validation, et aussi une densité de réseau homogène. Conserver des postes en validation indépendante est aussi un moyen de contrôler plus efficacement la fiabilité du modèle.

Ce contrôle peut aussi être effectué au travers du gradient altimétrique, qui tout en permettant de choisir le type de variogramme à utiliser (horaire ou climatologique), permet de supposer, en fonction de sa qualité (valeur du R^2 de la régression entre la température et l'altitude des stations), de la qualité des interpolations. Celles-ci étant basées sur l'altitude en grande partie, un gradient mal établi dans l'espace aura pour conséquence une mauvaise prévision de température en dehors des stations. La prise en compte d'un gradient horaire avec une variabilité spatiale, combiné à la circulation atmosphérique constitue une piste très sérieuse pour améliorer les interpolations.

La résolution du Modèle Numérique d'Élévation ou de Terrain est aussi un critère de choix, qui dépend de la résolution spatiale requise pour l'étude. Le choix d'un MNT à des résolutions de 100, 500 ou 1000m induit inévitablement un lissage du relief. L'estimation du modèle d'interpolation étant faite à partir de l'altitude réelle des stations, l'application de ce modèle en utilisant l'altitude du MNT donnera des résultats au pixel bien différents des observations aux stations. Tout est affaire de compromis entre résolution du MNT/ temps de calcul/ taille de la fenêtre/ objectif de l'étude. La projection de résultats issus de maille de taille importante (plusieurs kilomètres de section) sur des mailles plus fines (descente d'échelles) est une possibilité mais qui doit être envisagé en dernier recours de par sa lourdeur et sa complexité sur des zones de montagne, d'autant plus si elle ne s'accompagne pas d'apport notable d'information locale. La taille de la zone d'étude est aussi un paramètre important puisque les effets de bord ne sont pas négligeables ; on a donc intérêt à choisir par défaut une plus grande fenêtre qui sera ensuite réduite pour les besoins de l'étude.

PERSPECTIVES : DYNAMIQUE DES SURFACES AU-DESSUS DE L'ISOTHERME 0°C

La création de cartes de températures est un processus assez simple, mais qui a néanmoins nécessité du temps pour obtenir des cartes « fiables » et validées. Ces cartes ne sont pas l'objectif de ce travail d'étude, mais bien un moyen d'y parvenir. Elles peuvent faire l'objet d'autres applications, tant la température est un paramètre utilisé dans des domaines scientifiques variés (agronomie, biologie, hydrologie).

L'utilisation de ces cartes dans le cadre de la modélisation de la fonte nivale, à des fins de prévisions hydrologiques, constitue l'objectif des champs de températures krigées. Le choix d'un découpage infra journalier, toutes les 6h, a déjà été utilisé dans la littérature pour des modèles neige (Shamir and Georgakakos, 2005). Mais l'analyse des différences de résultats entre une étude à un pas de temps journalier et une étude à un pas de temps infra journalier – que ce soit une étude des températures, hydrologique ou nivologique -, reste introuvable, d'autant plus avec des champs de température utilisant le krigeage comme méthode d'interpolation.

Dans ce cadre, l'étude préalable des zones où la précipitation est solide, c'est-à-dire en approximation les zones où la température est négative (surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C), est effectuée. Ces surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C ont été étudiées pour 3 bassins versants de l'Isère (**Figure 102**).

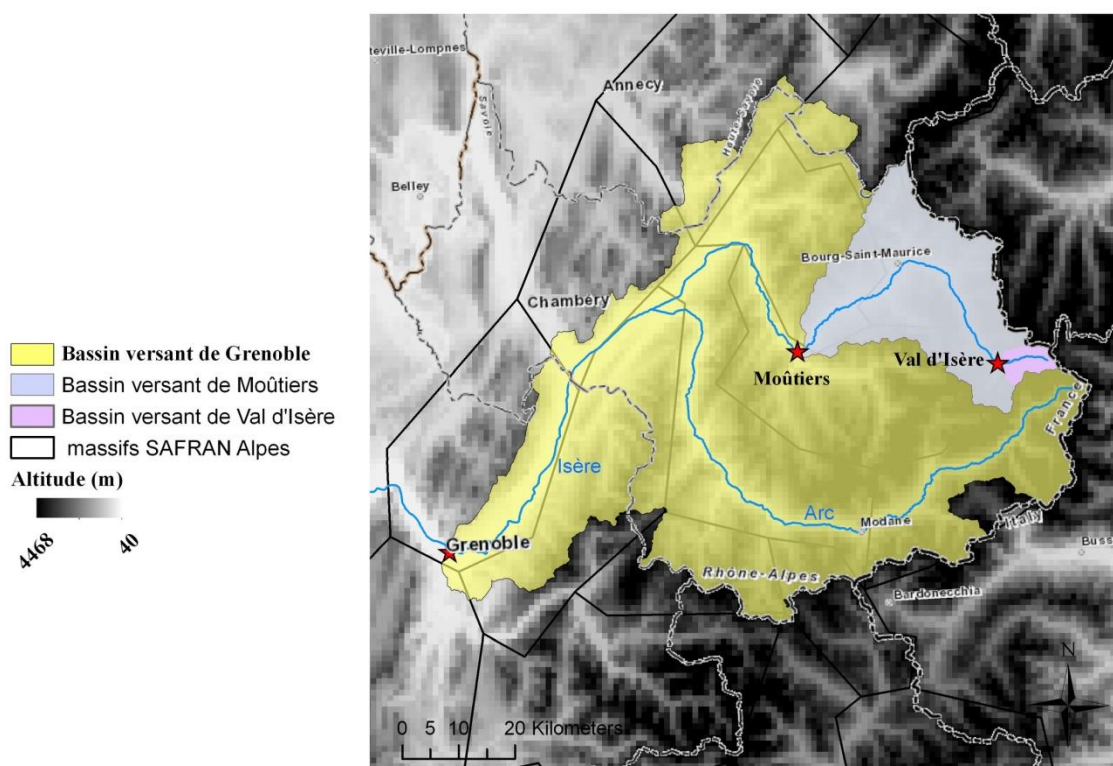


Figure 102- Les 3 bassins versants de l'Isère à Grenoble avec leurs exutoires représentés

Ces 3 bassins versants de Grenoble, Moûtiers, et Val d'Isère ont leurs caractéristiques (surface et altitude moyenne) présentées dans le Tableau 27. Ces caractéristiques sont aussi précisées à titre informatif en fonction du MNT ou MNE utilisé pour le calcul.

<i>Bassin versant</i>	<i>MNT 25m</i>		<i>SRTM 1000m</i>	
	Surface (km ²)	Altitude moyenne (m)	Surface (km ²)	Altitude moyenne (m)
Grenoble	5836	1684	5838	1703
Moûtiers	908	2086	903	2082
Val d'Isère	45	2670	110	2723

Tableau 27- Caractéristiques des bassins versants de l'Isère à Grenoble, Moûtiers et Val d'Isère.

La modeste taille du bassin versant de Val d'Isère (45km²) ne permet pas une couverture optimale lors du rééchantillonnage à 1000m du bassin, d'où l'extension à 1km de résolution de la zone qui le couvre, et qui induit une taille de bassin bien supérieure (110km²). L'écart de latitude entre le Sud et le Nord du bassin de l'Isère à Grenoble étant très faible, le krigeage retenu est le krigeage avec dérive externe utilisant l'altitude uniquement (KDEz), sur une fenêtre élargie, pour pallier les effets de bord.

1. Comparaison journalières et infra journalières de surfaces au-dessus de l'isothermes 0°C

La démarche de proposition de champs de températures ponctuels à 6h s'inscrit dans une logique de meilleure prise en compte du cycle diurne des températures, pour une estimation plus fine de l'évolution des surfaces où la température est négative. La comparaison entre une estimation journalière et infra-journalière de telles surfaces a été menée sur un évènement précis grâce aux cartes interpolées en KDEz à 1km², où la variabilité de l'isotherme 0°C fut forte sur quelques jours. Cet évènement est celui du 15 octobre 2000, associé à un très fort retour d'Est (type de circulation EDF n°6), avec 150mm de précipitations en quelques heures. La crue générée sur l'Isère était plus que centennale à Val d'Isère, décennale à Moûtiers et quinquennale à Grenoble.

La comparaison entre les surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C entre le 10 et le 20 octobre 2000, calculées sur la base des températures moyennes journalières (**Figure 103 a**) ou des températures horaires toutes les 6 heures (**Figure 103 b**) montre des différences dans la dynamique d'évolution de ces surfaces. Les surfaces calculées à 6h ont une plus grande variabilité, quel que soit le bassin versant, avec des valeurs qui oscillent entre des minimas (à 12h et 18h) et des maximas (à 0h et 6h) au sein d'une même journée. Certaines valeurs qui peuvent être déterminantes, comme la chute du pourcentage de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C au pas de temps 12h le 17 octobre (b) ne sont pas représentées en journalier. Cette chute peut être déterminante dans le cas de la modélisation de la fonte nivale, puisqu'elle s'accompagne d'un déstockage de la neige qui contribue au ruissellement et à l'infiltration. Les différences entre les deux approches (infra journalière - journalière) sont bien représentées par le graphique des

différences entre le 10 et le 20 octobre (c), où la différence est calculée en affectant à chaque pas de temps d'une journée la même valeur dans le cas de l'approche journalière. Ces différences oscillent entre -60 et +60%, et sont d'autant plus fortes que la taille du bassin versant est faible.

Pour la journée du 15 octobre, qui fut celles des inondations et glissements de terrain en Haute Maurienne et Haute Tarentaise, les différences de surfaces où la température est négative sont comprises entre 10% pour Grenoble et 60% pour Val d'Isère. La crue, probablement d'origine pluviale compte tenu de l'isotherme 0°C très haut à partir du 13 octobre (cf. Figure 103), et du probable déstockage des précipitations solides tombées entre le 10 et le 13 octobre, peut néanmoins être plus ou moins modélisée dans ses prémices en fonction de la surface enneigée que l'on calcule lors de l'évènement du 15 octobre : 55% de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C en moyenne journalière pour Val d'Isère (**Figure 103 a**), contre 0% de surfaces à 0h, 6% de surfaces à 6h, 46% à 12h et 90% à 18h au-dessus de l'isotherme 0°C en infra journalier à Val d'Isère (**Figure 103 b**). On voit alors que la modélisation des écoulements dus aux précipitations liquides ne sera pas identique dans les 2 cas. Dans l'approche journalière, 45% des précipitations contribueront au ruissellement, les 55% restant étant stockés sous forme de neige. Dans l'approche infra journalière, 100% des précipitations participeront à l'écoulement à 0h, 94% à 6h, 54% à 12h et 10% à 18h. D'une part l'approche journalière ne peut pas identifier le pic de précipitations liquides dans la journée, d'autre part la quantité stockée est forte (55% contre 39% moyennée sur les 4 pas de temps à 6h pour le 15 octobre) ce qui ne permet sans doute pas de générer assez de ruissellement pour ensuite pouvoir modéliser un débit réaliste. Cette analyse menée sur le bassin versant de Val d'Isère, qui bien que faible en aire, peut être généralisée à l'ensemble des bassins de tête de la Haute Maurienne, où les glissements de terrain ont eu lieu. Il est certain que la crue de l'Isère à Grenoble ou à Moûtiers est fortement due à la précipitation liquide, qui fut prépondérante sur ces bassins comme en témoigne l'analyse journalière (moins de 20% des bassins de Grenoble et Moûtiers au-dessus de l'isotherme 0°C le 15 octobre 2000) et l'analyse horaire (moins de 10% du bassin au-dessus de l'isotherme 0°C).

On identifie bien ici l'intérêt d'une modélisation horaire des températures, que l'on a simplifié en prenant une valeur toutes les 6 heures, à la fois par rapport à la dynamique des crues sur l'Isère à Grenoble mais aussi la simplicité et la bonne représentation de 4 valeurs horaires par rapport à 24 valeurs.

2. Evolution saisonnière et horaire des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur différents bassins versants

Très peu d'études s'intéressent à l'évolution des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C à un pas de temps journalier, encore moins à un pas de temps infra-journalier. C'est pourtant le calcul de ces surfaces qui est déterminant dans la modélisation de la fonte nivale. Le choix d'un pas de temps à 6h étant fait, l'analyse des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C en moyenne interannuelle sur 2000-2009 a été effectuée pour différents pas de temps, sur les 3 bassins versants mentionnés précédemment. L'évolution saisonnière de ces surfaces est analysée en pourcentage par rapport à la surface totale du bassin versant – pourcentage qui permet une comparaison entre les différents bassins versants.

La Figure 104 permet de visualiser l'évolution horaire (toutes les 6 heures) moyenne sur une période de 10 ans des surfaces où la température est négative, en fonction des trois bassins versants de l'Isère. Il montre évidemment que le pourcentage moyen de surfaces où la température est négative est supérieur pour des bassins avec une altitude moyenne plus élevée (cf. Tableau 27). Ces surfaces sont plus importantes aux pas de temps froids (0h et 6h) qu'aux pas de temps chauds (12h et 18h), avec un minima à l'heure de midi. La dynamique d'évolution est quasiment la même quel que soit le bassin, les 3 courbes étant quasiment parallèles. Ceci permet aussi d'obtenir des tendances climatologiques sur le bassin versant, avec par exemple en moyenne sur l'année 20% du bassin versant de l'Isère à Grenoble qui est sous 0°C à l'heure de midi.

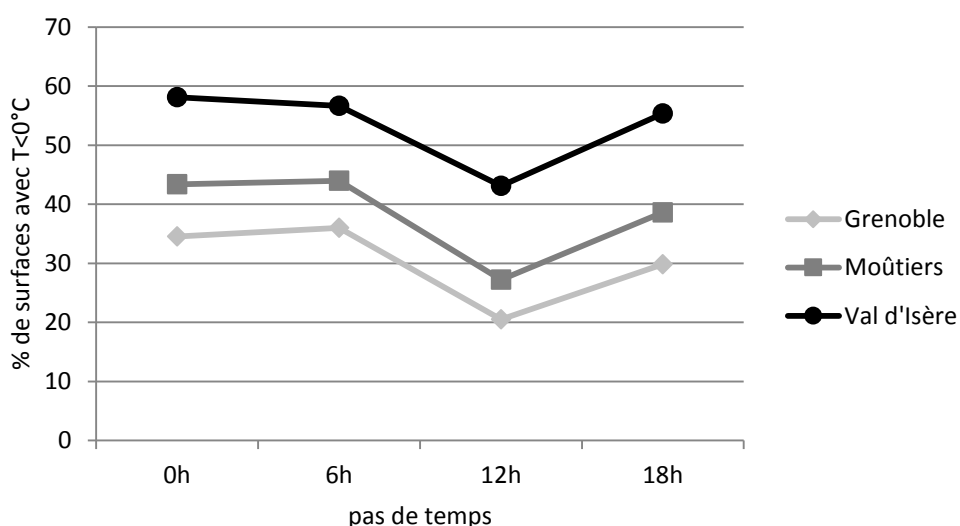


Figure 104- Pourcentages moyens interannuels (2000-2009) de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C pour les trois bassins versants, en fonction de l'heure de la journée.

L'évolution des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C est marquée par un cycle saisonnier, qui affecte l'ensemble des pas de temps des trois bassins versants (Figure 105). Le bassin versant de l'Isère à Grenoble (Figure 105 a) présente des surfaces avec des températures négatives du mois de septembre au mois de juin, avec un maximum de

surfaces sous 0°C de décembre à février. Ce maximum s'étage en moyenne (sur la période 2000-2009) entre 30 et 80% du bassin versant sous 0°C avec un maximum pour les pas de temps froids (0h et 6h) et un minimum pour l'heure de midi. Chaque pas de temps présente une dynamique proche et les résultats observés avec les gradients altimétriques au niveau de l'étagement des gradients (cf. 2.2.1. Figure 58) est similaire à celui des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C.

La variabilité interannuelle est représentée par les valeurs minimum et maximum, qui correspondent respectivement au minimum des minimums annuels et maximum des maximums annuels enregistrés sur les pas de temps 0h, 6h, 12h et 18h de la période 2000-2009. La valeur que l'on peut obtenir à partir de cartes journalières de températures est aussi représentée en pointillé afin de figurer l'écart par rapport aux valeurs des différents pas de temps (sur la Figure 105 (a)). Plus l'altitude moyenne du bassin versant est élevée, plus les pourcentages sont importants, quel que soit le pas de temps, avec des minimas et maximas interannuels plus élevés (Figure 105 b et c).

La variabilité quotidienne est assez surprenante dans cette Figure 105. On constate en effet en moyenne que l'évolution des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C d'un jour à l'autre peut être très variable, pouvant changer d'une dizaine de pourcents en l'espace d'une semaine. Ceci est bien évidemment directement relié aux températures, qui le sont tout autant au sein d'une même saison. Il est donc indispensable de calculer à chaque pas de temps l'évolution de cette surface, avec un gradient altimétrique qui est lui aussi adéquate (et non pris égal à une valeur fixe comme 0,65°C/100m).

L'évolution saisonnière pourrait aussi être analysée au travers de l'évolution de l'altitude moyenne ou médiane de la surface au-dessus de l'isotherme 0°C. Cela n'apporte que peu d'information supplémentaire. De plus, on rencontre avec cette variable des problèmes lorsque l'isotherme 0°C est au-dessus de la limite supérieure d'altitude du bassin, ou bien lors des inversions de températures, où l'altitude médiane de la surface est alors inférieure à l'altitude médiane du bassin. Cela rend alors l'interprétation plus délicate, d'autant plus en moyennes interannuelles sur 10 ans.

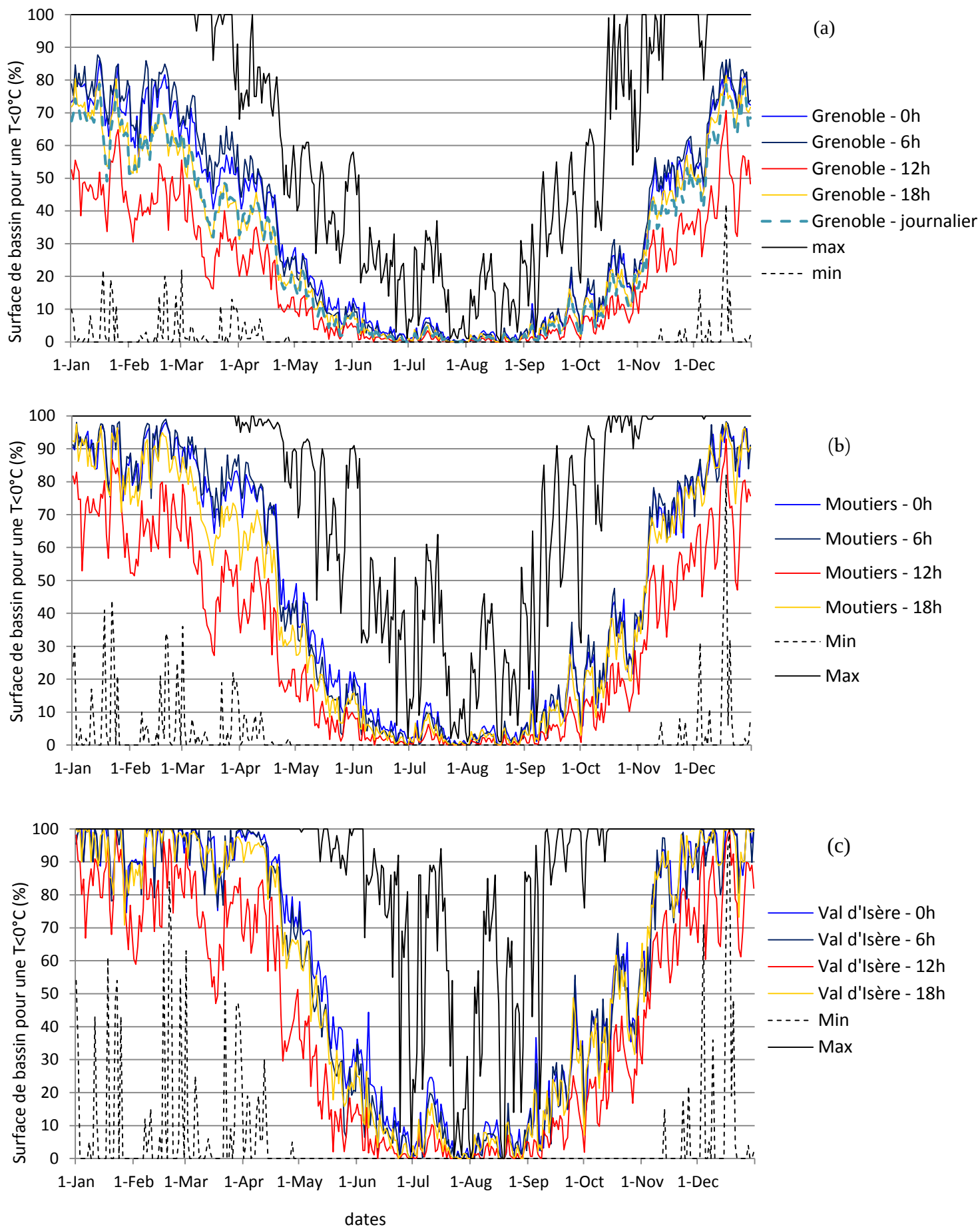


Figure 105- Evolution saisonnière et horaire des pourcentages de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C en moyenne interannuelle (2000-2009) pour les 3 bassins versants de Grenoble (a), Moûtiers (b) et Val d'Isère (c).

3. Comparaison des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C pour KDEz et SAFRAN Alpes

La comparaison entre les 2 modèles des surfaces contributives au stockage/déstockage de la neige est dans le prolongement de la comparaison des champs de température. Des différences importantes ont été identifiées en termes de champs de température entre les 2 modèles, avec le krigeage plus performant que SAFRAN Alpes en comparaison avec les observations locales. Concernant l'étude des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C, on peut supposer qu'un modèle météorologique qui a une portée plus régionale donne des résultats plus intéressants que ceux de KDEz, notamment du fait de la variabilité plus forte des gradients altimétriques dans SAFRAN Alpes (4.1.2.). C'est ce qui doit être vérifié à présent. L'étude porte sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble. Compte tenu de la définition du modèle SAFRAN Alpes (valeurs entre 600m et 3600m), 13% du bassin versant de l'Isère à Grenoble ne sont pas représentés par le modèle, principalement en vallée (très peu de surfaces au-dessus de 3600m sur l'Isère). Cela n'est pas le plus pénalisant compte tenu de l'étude de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C, où la part annuelle de surfaces en dessous de 600m d'altitude avec des températures négatives est assez faible. Les résultats sont donc légèrement biaisés, ce dont il faut tenir compte dans l'appréciation finale.

Evolution temporelle des deux modèles

La comparaison entre KDEz et SAFRAN Alpes est effectuée en moyenne interannuelle sur 2000-2008, pour chaque pas de temps. Quel que soit le pas de temps, l'évolution du pourcentage de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C pour le bassin versant de l'Isère à Grenoble est similaire pour les 2 modèles (**Figure 106 a, b, c et d**), avec des pourcentages plus forts aux heures froides qu'aux heures chaudes. On remarque sur ces 4 graphiques néanmoins que la courbe de pourcentage de SAFRAN Alpes est dans la majorité des cas en dessous de celle de KDEz. Ceci est confirmé par le calcul des différences entre les deux modèles, en soustrayant au pourcentage de KDEz celui de SAFRAN Alpes (**Figure 106 e**). Les différences sont largement positives, allant jusqu'à 14% de différence en pourcentage du bassin. Ces différences sont plus fortes aux pas de temps froids (0h et 6h) qu'aux pas de temps chauds (12h et 18h), avec une nette augmentation des différences l'hiver, et une différence quasi nulle l'été. Cette augmentation des différences l'hiver de nuit est en partie imputable au 13% de bassin non défini par SAFRAN Alpes, les vallées alpines étant fréquemment les nuits hivernales sous des températures négatives. La dynamique de la courbe des différences est semblable à celle de l'évolution du pourcentage de surfaces pour les 2 méthodes. Les différences sont donc plus fortes en hiver car une part importante du bassin est sous températures négatives, alors que l'été cette partie se réduit drastiquement, ce qui limite les écarts possibles entre les deux modèles. Une analyse cartographique est à envisager

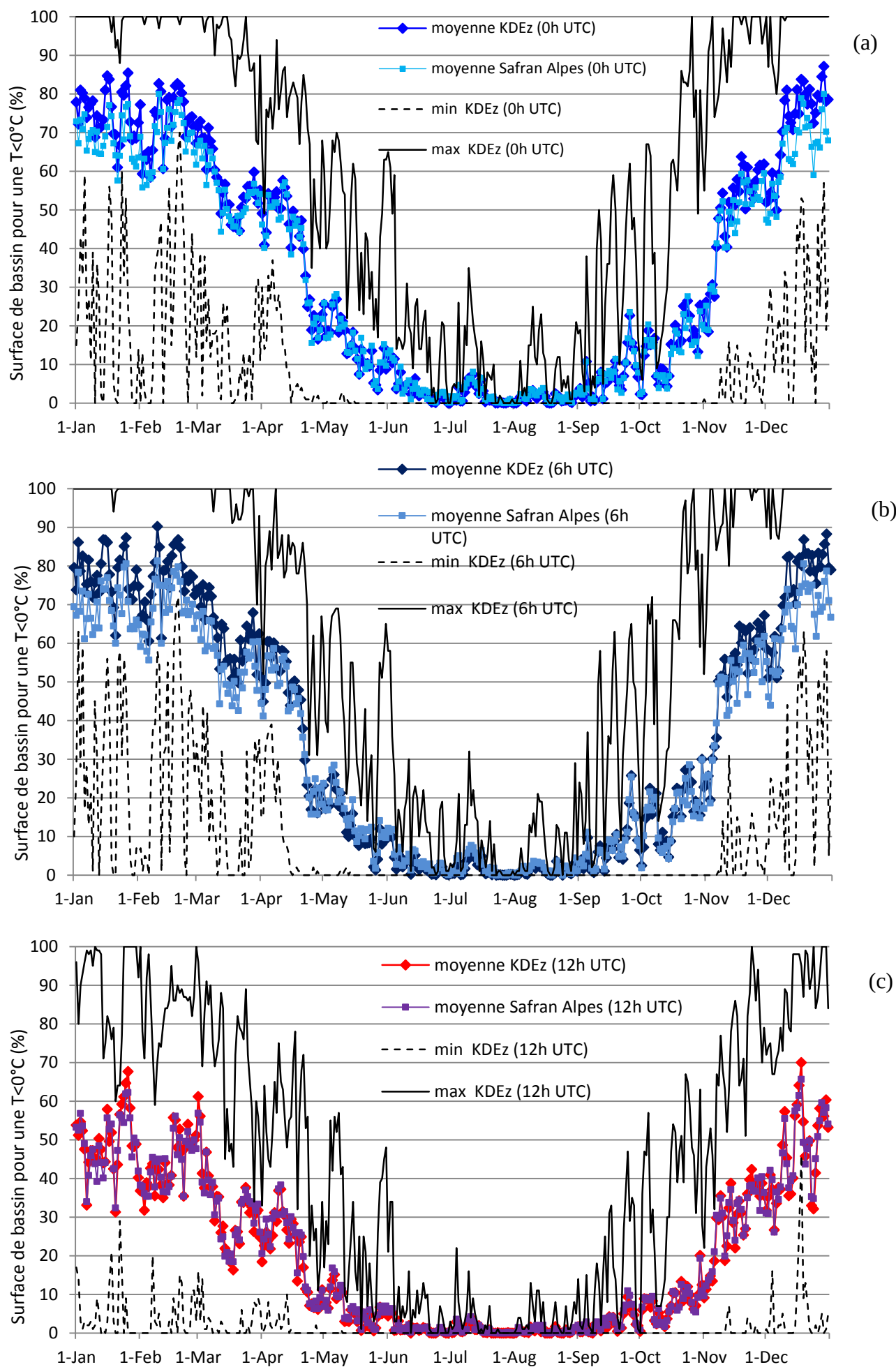


Figure 106- Comparaison des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble entre KDEz et Safran Alpes (moyennes interannuelles), à 0h UTC (a), 6h UTC (b), 12h UTC (c), 18h UTC (d), et en différences entre les deux modèles pour les 4 pas de temps (e).

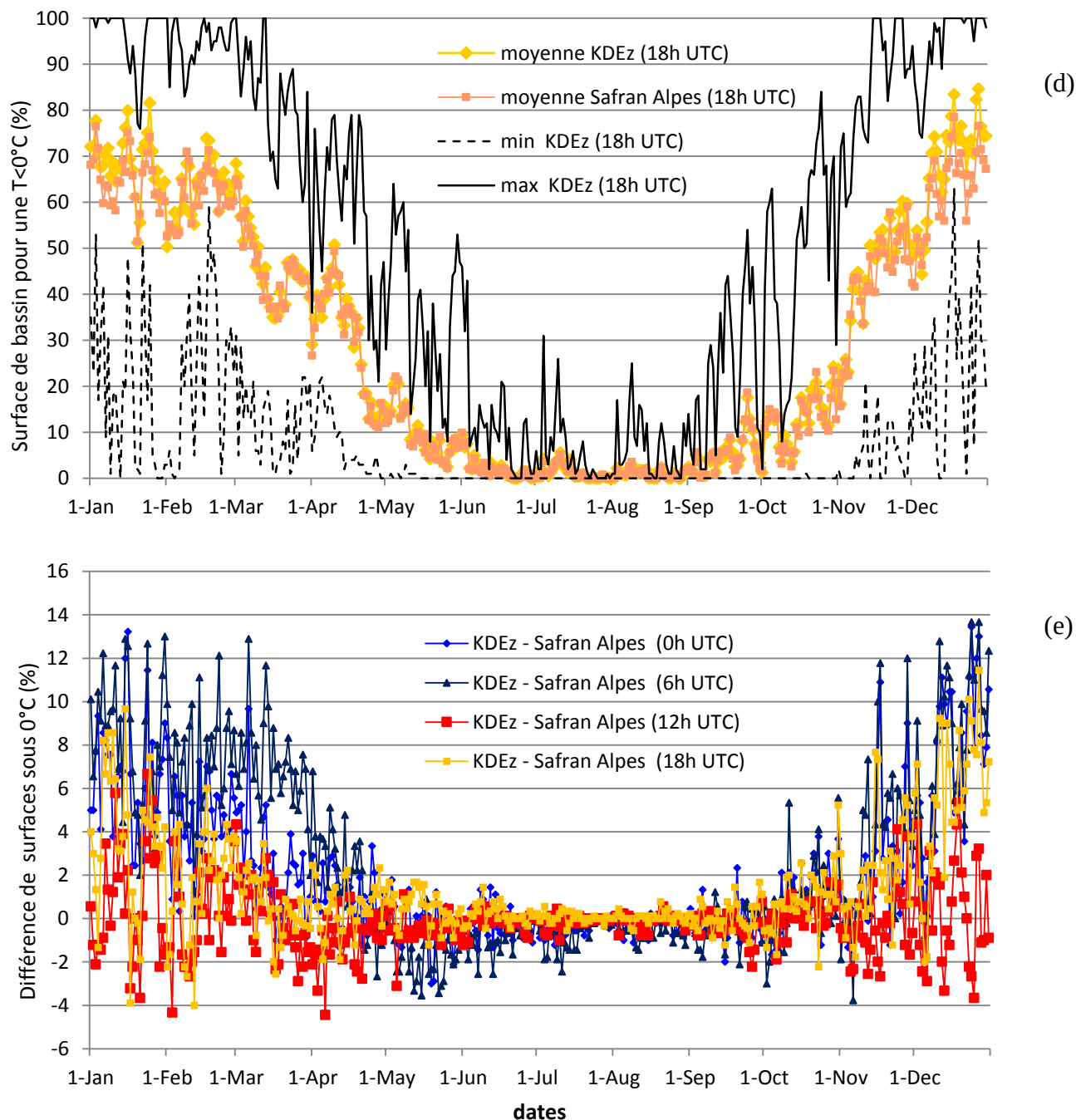


Figure 106 - Comparaison des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble entre KDEz et Safran Alpes (moyennes interannuelles), à 0h UTC (a), 6h UTC (b), 12h UTC (c), 18h UTC (d), et en différences entre les deux modèles pour les 4 pas de temps (e).

pour connaître les différences spatiales entre les deux modèles, et pouvoir ainsi être plus précis sur les conclusions à tirer.

Evolution spatiale des deux modèles

La comparaison de cartes représentant les surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C est indispensable pour apprécier la répartition spatiale de ces surfaces par les deux modèles. Les différences en moyenne interannuelle ont précédemment montré une forte similitude entre les deux modèles, mais qui n'est pas confirmée du point de vue spatiale. Il est en effet possible d'avoir des valeurs similaires en pourcentage mais une répartition dans l'espace tout à fait différente.

Sur la période 2000-2008, les cartes des deux modèles sont superposées à chaque pas de temps (soit environ 14000 cartes). Le pourcentage de superposition (**Figure 107**), c'est-à-dire le pourcentage de surfaces du bassin versant où la température est négative dans les 2 modèles, est calculée en prenant comme référence les surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C de SAFRAN Alpes. La **Figure 107** présente comme exemple le cas où 100% de la surface de SAFRAN Alpes est superposée à celle de KDEz (19 janvier 2001 à 0h), bien que toute la zone d'étude ne soit pas au-dessus de l'isotherme 0°C et que la zone KDEz à 0°C soit supérieure à celle de SAFRAN Alpes (présence de pixels

19 janvier 2001 - 0h

5 janvier 2000 - 18h

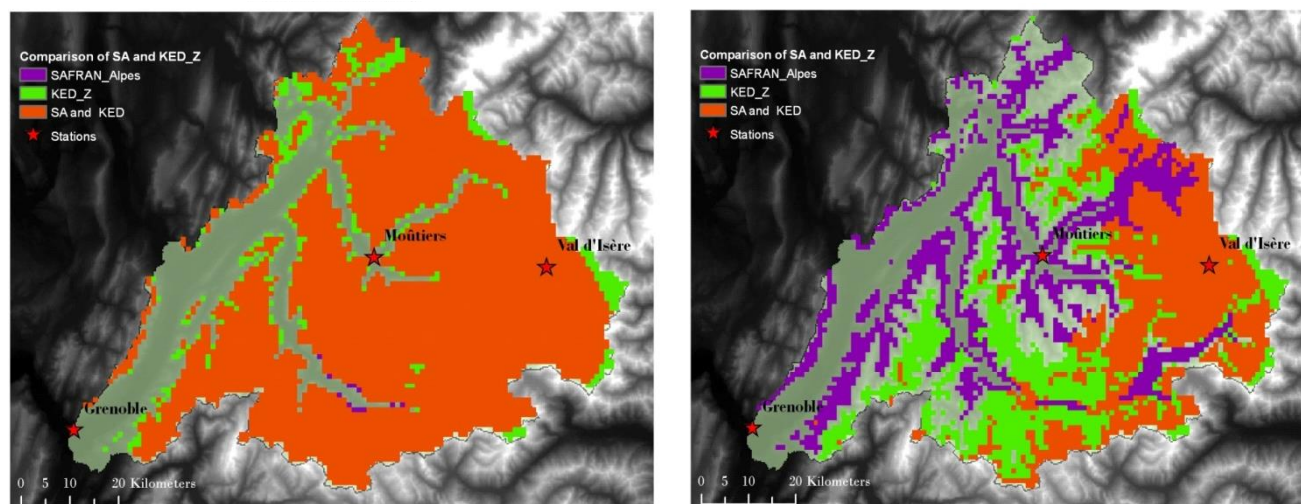


Figure 107- Exemple de superposition de cartes issues de KDEz et SAFRAN Alpes, pour deux dates. En orange sont représentées les surfaces communes aux 2 modèles, en vert celles uniquement vues par KDEz, en violet celles uniquement vues par SAFRAN Alpes

« verts ») (Tableau 28). Le cas où seulement la moitié des surfaces est superposée est aussi représenté par l'exemple du 5 janvier 2000 à 18h (**Figure 107** et **Tableau 28**). Ces deux cas permettent d'illustrer le fait qu'il est plus facile d'avoir 100% de superposition quand presque 100% du bassin est sous 0°C que 100% de superposition quand 50% du bassin est sous 0°C.

dates	19 janvier 2001 à 0h	5 janvier 2000 à 18h
Surfaces SAFRAN Alpes avec $T < 0^{\circ}\text{C}$	73%	44%
Surfaces KDEz avec $T < 0^{\circ}\text{C}$	79%	46%
Surfaces superposées (% de SAFRAN Alpes)	100%	54%

Tableau 28- Exemple en termes de pourcentage sur les 2 dates de la Figure 107

La comparaison des deux modèles en termes de superposition de surfaces fournit une information spatialement (pourcentage de superposition - Tableau 29 a) et quantitativement (différence de pourcentage de surface - Tableau 29 b) sur les différences entre les deux modèles KDEz et SAFRAN Alpes. Durant l'été, le pourcentage de superposition (Tableau 29 a) est faible, de 31% à 6h jusqu'à 69% à 18h, avec un écart-type important (autour de 30%). En considérant les différences absolues de

surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C entre SAFRAN Alpes et KDEz en pourcentage du bassin de l'Isère (Tableau 29 b), on constate que ces différences sont très faibles en été (avec un faible écart-type associé). Cela signifie que SAFRAN Alpes et KDEz prédisent en moyenne le même pourcentage de surface au-dessus de l'isotherme 0°C en été mais, comme indiqué dans le Tableau 29 a, ces surfaces ne sont pas localisées au même endroit. En hiver, le pourcentage de superposition est fort, environ 90% (du pourcentage de SAFRAN Alpes) excepté pour midi où il est en moyenne de 77%. L'écart-type est plus bas qu'en été (20% excepté pour midi à 30%). En hiver, une part importante du bassin est sous une température négative, d'où une plus grande facilité dans la superposition des surfaces prédites par les 2 modèles. En conséquence, les différences en hiver (et l'écart-type associé) sont plus fortes qu'en été (Tableau 29 b). Cela signifie que le pourcentage de surfaces prédites entre les 2 modèles est différent en hiver mais, comme indiqué dans le Tableau 29 a, ces surfaces sont localisées au même endroit (fort pourcentage de superposition). Il ne faut pas oublier le biais initial dans SAFRAN Alpes où 13% du bassin versant n'est pas défini, ce qui peut induire des différences absolues plus grandes en hiver qu'en été (les surfaces en dessous de 600m pouvant être à température négative en hiver, ce qui est peu probable en été). Ce biais n'en est pas défavorable pour autant aux conclusions à tirer, la définition de SAFRAN Alpes sur tout le bassin donnerait probablement de meilleurs résultats de comparaison l'hiver.

(a) période	Pas de temps	0h	6h	12h	18h
été	S%_superposition	43	31	43	69
	sd_S%_superposition	34	32	32	29
hiver	S%_superposition	90	91	77	89
	sd_S%_superposition	20	20	30	20
(b) période	Pas de temps	0h	6h	12h	18h
été	diff_S%	1	1	0	0
	sd_diff_S%	2	2	1	1
hiver	diff_S%	9	10	6	7
	sd_diff_S%	7	8	6	6

Tableau 29- Pourcentage de superposition (S%) et écart-type associé (sd_S%) de surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C sur le bassin versant de l'Isère à Grenoble pour KDEz et SAFRAN Alpes, en pourcentage de la surface calculée par SAFRAN Alpes (référence) (a) et différence absolue (et écart-type associé) entre KDEz et SAFRAN Alpes en pourcentage de la surface du bassin de l'Isère (b) sur la période 2000-2008.

Conclusion

Les analyses temporelles et spatiales de l'évolution des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C ont montré l'importance d'une modélisation au pas de temps 6h par rapport à un pas de temps journalier pour la modélisation de la neige. La variabilité saisonnière est forte sur les bassins versants alpins, d'autant plus que l'altitude moyenne du bassin est élevée. La variabilité interannuelle est elle aussi très forte, ce qui n'est pas sans compliquer les études statistiques.

La comparaison avec le modèle SAFRAN Alpes de MétéoFrance utilisé dans la prévision des avalanches a montré de grandes similitudes entre le modèle statistique et le modèle météorologique dans l'estimation des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C. Cela induit pour l'utilisation en hydrologie nivale sur des bassins de grande taille (comme celui de l'Isère à Grenoble) des forçages similaires dans le cas d'une modélisation globale du bassin (et non distribuée). Le modèle d'interpolation par krigeage utilisant une dérive altitudinale a tendance à surestimer les surfaces prédites par SAFRAN Alpes, mais il n'est pas pour autant discréditer tant l'un comme l'autre des 2 modèles n'est pas « source de vérité ». Le choix d'un modèle d'interpolation simple utilisant le krigeage est donc conforté de par cette comparaison avec SAFRAN Alpes, pour son utilisation dans l'estimation et la prévision des surfaces au-dessus de l'isotherme 0°C. Il serait intéressant d'évaluer l'influence de chaque modèle d'interpolation sur le volume d'eau stocké/relâché en l'intégrant à un modèle hydrologique (par exemple Braun et al. 1994). Ces surfaces permettront d'évaluer la dynamique saisonnière et spatiale du manteau neigeux et d'estimer les quantités de neige stockées et déstockées.

CONCLUSION GENERALE

L'étape qui consiste à partir d'un modèle de fonte ponctuel pour arriver à un modèle de fonte distribué n'est pas simple. Cette étude a permis d'en franchir les premiers cols, notamment celui de la formulation du modèle ponctuel, puis celui de la spatialisation des données d'entrées (la température). Commentés plus en détail dans les conclusions des parties I et II, les résultats ne sont repris ici que dans leur globalité, pour donner les éléments nécessaires, espérons-le, au franchissement de la ligne d'arrivée.

Dans le modèle de fonte nivale ponctuel, la température, qui permet de bien intégrer les variables du bilan d'énergie, est portée par les degrés jours positifs, combinés à un terme correctif de fonte basale, déterminé expérimentalement au col de Porte à 0,9mm/j. Le rayonnement solaire, qui influe fortement sur la fonte notamment par la variabilité saisonnière, intervient quant à lui par le biais de l'introduction d'un coefficient de fonte variable dans la saison dont l'expression est une sinusoïde avec 2 paramètres à caler. Il s'agit donc uniquement d'une prise en compte climatologique et non pas du rayonnement effectif pour un jour donné. La combinaison de ces 2 informations, degrés jours positifs et coefficient de fonte variable saisonnier, permet d'obtenir des résultats très satisfaisants dans la modélisation de la fonte, davantage que l'utilisation d'un modèle classique. C'est aussi un moyen simple pour estimer la lame de fusion, avec pour seule variable la température – mais au prix du calage d'un paramètre supplémentaire. Le stock de froid, testé ici de par les observations de température dans le manteau, a montré une capacité à améliorer les résultats de prévision de la fonte. Ce concept physiquement intéressant n'est cependant pas facilement extensible à un bassin versant, et l'apport supplémentaire en termes de performance par rapport au coefficient de fonte variable est assez faible au col de Porte. En se replaçant dans la logique initiale du modèle degré jour (recherche d'un compromis optimal entre simplicité et efficacité), il est sans doute plus judicieux de laisser ce concept là où il doit être, c'est-à-dire dans un modèle à bilan d'énergie. C'est d'ailleurs là qu'il s'exprimera le mieux, notamment grâce à l'ensemble des variables du bilan d'énergie qui permettront de mieux l'analyser. La précipitation liquide, qui a certes une influence sur le manteau, n'est pas utile dans un modèle degré jour – i.e. un modèle statistique à 2 ou 3 paramètres – car elle n'apporte pas d'amélioration des performances lors de journées précipitantes. La validation du modèle degré jour à un pas de temps plus fin que la journée, au col de Porte dans un premier temps, puis sur un bassin tel que l'Isère à Grenoble, est une suite logique de ce travail de recherche. Il faut bien noter que l'utilisation d'un modèle tel que formulé ici est conditionné par la température et les données permettant le calage de ce modèle sur un bassin versant. Un tel modèle n'est plus très efficace lors de journées précipitantes tel qu'il l'a été montré (la température n'étant plus la variable explicative de la fonte, mais le rayonnement grande longueur d'onde), alors que ces journées peuvent être

responsables de crues majeures (événement de pluie sur neige). Le recours à un modèle à bilan d'énergie, quand bien même ses variables d'entrées sont estimées, est un moyen d'évaluer l'impact des termes autres que la température sur la lame de fonte, sans pour autant connaître « la vérité ».

L'expression d'un modèle degré jour de fonte de la neige ayant été explicité en ponctuel, la régionalisation de sa variable d'entrée a été entreprise via l'étude des gradients altimétriques de températures. Ces gradients ont montré une variabilité temporelle forte, en lien avec les saisons et l'heure de la journée. C'est dans cette logique que les outils nécessaires (les variogrammes) à la spatialisation des températures par krigeage ont été établis. Ces variogrammes, dits variogrammes saisonniers, ont permis d'interpoler un réseau de 194 stations d'observations. Les résultats obtenus avec un krigeage avec dérive externe utilisant l'altitude présentent des écarts absolus de l'ordre de 1 à 2°C entre les prédictions et les observations. La latitude, ajoutée à l'altitude, a montré aussi une voie intéressante dans le cas d'études plus étendues, par exemple non plus sur les Alpes du Nord mais sur l'ensemble des Alpes françaises de la Méditerranée au lac Léman. Parallèlement à cela, les gradients altimétriques ont montré aussi en moyenne une bonne structuration en fonction de la circulation atmosphérique, lorsqu'ils sont calculés localement et à chaque pas de temps. Cette étude a aussi permis de bannir définitivement lorsque cela est possible, -i.e. lorsque le réseau de stations est important, l'hypothèse d'un gradient altitudinal de température fixe en zones montagneuses. Autre point concernant la spatialisation, la validation des modèles doit être considéré à la fois à l'échelle du point, c'est-à-dire au droit d'une station d'observation, mais aussi à l'échelle du pixel définissant la résolution spatiale de l'étude. Cela permet d'évaluer l'interpolation et les données cartographiées qui seront utilisées en entrée de modèle, mais aussi de critiquer la représentativité des stations dont on dispose dans leur environnement. Le choix d'une zone étendue est aussi préférable pour limiter les effets de bords, et s'assurer de points d'appui externes au domaine que l'on étudie. Soulignons que l'estimation de ces champs de température dans un contexte opérationnel est cantonnée à la disponibilité des mesures au sol, ce qui peut poser problème même dans un cadre de prévision à courte échéance ou « temps réel ». Dans ce cas précis, un des avantages des modèles météorologiques est la disponibilité de données, même si elles sont entachées d'une grande incertitude. A l'échelle 24h, 48h ou 72h, l'estimation des températures est très liée à celle du rayonnement et de la nébulosité. Cela ne signifie donc pas qu'un modèle simple utilisant uniquement la température donnera de meilleurs résultats qu'un modèle plus complexe utilisant plusieurs variables estimées avec la même incertitude que la température.

Quoi qu'il en soit, dans le cadre de données télétransmises et disponibles avec un temps différé d'1 heure, la méthodologie présentée ici permet d'obtenir simplement et rapidement une cartographie des températures en tout point avec l'incertitude qui y est associée, ce qui constituait une demande du Service de Prévision des Crues.

Une autre originalité de cette thèse a été de travailler à un pas de temps infra-journalier et de montrer que l'utilisation du pas de temps à 6h (c'est-à-dire une valeur horaire mesurée toutes les 6 heures), était un très bon compromis à l'utilisation de températures horaires. Ces températures à 6h permettent de calculer des degrés jours positifs très semblables à ceux calculés avec 24 valeurs horaires, du fait de la bonne représentation du cycle journalier par 4 valeurs réparties toutes les 6 heures. En vue de la prévision hydrologique, ces champs de température ont permis de calculer les surfaces au-dessus (et en dessous) de l'isotherme 0°C à partir des températures observées au sol. Ces surfaces isothermes (qu'elles soient à 0, 1 ou 2°C – la limite pluie neige n'étant pas forcément égale à celle de l'isotherme 0°C) permettent d'une part de déterminer, lors d'un événement précipitant, la répartition pluie/neige (phase des précipitations), d'autre part de déterminer les zones contributives à la fonte (celles où la température passe le seuil de 0°C pour les degrés jours positifs). En entrée d'un modèle de fonte distribuée, l'ajout d'un terme de retard à la fonte, comme le suggère Schaepli et Huss (2011), est sans doute utile pour tenir compte d'un stock de froid accumulé par le manteau sur le bassin. C'est en ce sens revisiter le stock de froid en ponctuel et l'adapter à la simplicité du modèle degré jour. Dans ce cas de figure, il faut bien prendre garde à la manière de valider les résultats qui est usuellement pratiquée avec des débits. L'utilisation de données d'enneigement sur des bassins, comme le suggérait déjà E. Imbeaux en 1892, par des mesures directes (type NRC) ou satellites (produits MODIS, Meteosat) sont des voies complémentaires intéressantes pour évaluer réellement l'apport d'un paramètre aux performances d'un modèle. Le découpage temps sec/humide retenu pour le modèle degré jour est sans doute à élargir en distinguant les journées de ciel clair/couvert. Cela devrait permettre d'apporter de nouvelles réponses à la modélisation de la fonte et aussi à l'interpolation des températures avec une dérive altitudinale et de rayonnement. Une variable supplémentaire est cependant nécessaire pour préciser cette voie intéressante de recherche, que ce soit la nébulosité ou le rayonnement – même si ces variables sont difficiles à obtenir à l'échelle d'un bassin versant.

Le projet de recherche pour la prévision des débits de crue en zone de montagne, démarré sur le bassin versant de l'Isère par les travaux d'Aurélien Claude pour la partie modélisation hydrologique, a été poursuivi dans le cadre de cette thèse avec la formulation d'un modèle degré jour ponctuel simple et efficace et l'interpolation des températures à l'aide d'outils géostatistiques. L'accomplissement de ce projet passe par la régionalisation du modèle de fonte et la gestion des volumes précipitants entrants sur un bassin versant à l'aide d'un modèle d'accumulation, ce qui nécessite une meilleure estimation de la phase des précipitations (l'isotherme 0°C n'étant qu'une approximation de celle-ci). Le passage d'un modèle de « simulation » à celui de « prévision » constitue aussi un travail important. Cela doit aboutir, je le souhaite, à un modèle fiable de prévision hydrologique infra journalière distribuée (ou semi-distribuée) en zone de montagne.

Bibliographie

- Anderson EA.** 2006. Snow accumulation and ablation model – Snow 17, Notice technique, [En ligne]: <http://www.nws.noaa.gov>
- Anderson EA.** 1973. National weather service river forecast system/snow accumulation and ablation model, NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17, US Department of Commerce, Silver Spring, MD, 217 pp.
- Barry R.** 2008. Mountain and Weather Climate. 3rd edition. Cambridge University Press: Cambridge, 512p.
- Benavides R et al.** 2007. Geostatistical modelling of air temperature in a mountainous region of Northern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology* 146: 173-188.
- Braithwaite RJ.** 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling, *Journal of Glaciology*, Vol. 41 (137).
- Braun LN et al.** 1994. Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling, *Nordic Hydrology*, 25, p129-144.
- Brubaker K et al.** 1996. Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model, *Hydrological Processes* 10, p1329–1343.
- Brun E et al.** 1992. A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38 (128), p13-22.
- Brun E et al.** 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology* 35, p333 – 342.
- Cazorzi F et Dalla Fontana G.** 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index, *Journal of Hydrology* 181, p169-187.
- Claude A.** 2011. Evolution vers un système hydro-météorologique intégré pour la prévision des crues de l'Isère à Moûtiers : prise en compte des aménagements hydroélectriques, thèse de doctorat, Université de Grenoble, 575p.
- Cline D et al.** 1998. Scale effects in a distributed snow water equivalence and snowmelt model for mountain basins, *Hydrological Processes* 12, p1527-1536.
- Colbeck S.C.** 1972. A theory of water percolation in snow, *Journal of Glaciology*, 11 (63), p369-385.
- Courault D and Monestiez P.** 1999. Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in southeast France, *International Journal of Climatology* 19, p365-378.
- Cressie NAC.** 1993. Statistics for Spatial Data, Wiley, New York, 900p.

- Dobrowski SZ et al.** 2009. How much influence does landscape-scale physiography have on air temperature in a mountain environment?, *Agricultural and Forest Meteorology* 149, p1751-1758.
- Dodson R and Marks D.** 1997. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region, *Climate Research*, Vol.8, p1-20.
- Douguédroit A et de Saintignon M.F.** 1970. Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Sud, *Revue de géographie alpine*, tome LVIII, fascicule 3, 453-472.
- Durand Y et al.** 2009. Reanalysis of 44Yr of climate in the French Alps (1958-2005): climatology, and trends for snow cover, *Journal of applied meteorology and climatology*, vol.48, p2487-2512.
- Durand Y et al.** 1999. A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecast, *Journal of Glaciology*, vol.45, p469-485.
- Durand Y et al.** 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Annals of Glaciology* 18, p65-71.
- Durand-Dastès F.** 2008. À propos des notions de type de temps et de type de circulation, *Norois* [En ligne], 191, <http://norois.revues.org/1003>
- Durot K.** 1999. Modélisation hydrologique distribuée du bassin versant nivo pluvial de Sarennes - Validation des données d'entrées et développement d'un module de fonte nivale sous forêt, thèse de doctorat, Institut polytechnique de Grenoble, 339p.
- Fontaine et al.** 2002. Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT), *Journal of Hydrology* 262, p209-223.
- Garavaglia F et al.** 2010. Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling, *Hydrology and Earth System Sciences* 14, p951-964.
- Goovaerts P.** 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall, *Journal of Hydrology* 228, p113-129.
- Goovaerts P.** 1999. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives, *Geoderma*, vol. 89, p1-45.
- Goovaerts P.** 1997. Geostatistics for natural resources evaluation, Oxford University Press, 483p.
- Gottardi F.** 2009. Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne – Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement – application aux grands massifs montagneux français, thèse de doctorat, Institut polytechnique de Grenoble, 284p.
- Harshburger et al.** 2010. Evaluation of short-to-medium range streamflow forecasts obtained using an enhanced version of SRM, *Journal of the American water resources association*, vol. 46 (3).
- Hengl T.** 2009. A practical guide to geostatistical mapping, Univ. of Amsterdam, 290p.

- Hock R.** 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas, *Journal of hydrology*, vol.282.
- Hock R.** 1999. A distributed temperature index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation, *Journal of glaciology*, vol. 45(149), p 101-111.
- Imbeaux E.** 1892. La Durance, *Annales des Ponts et Chaussées*, 7^{ème} série, Tome III, Dunod Editeur, Paris.
- Jabot E et al.** 2012. Spatial interpolation of sub-daily air temperatures for snow and hydrologic applications in mesoscale Alpine catchments, *Hydrological Processes*, Special Issue.
- Joly D et al.** 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale, [En ligne]: <http://cybergeog.revues.org/23155>.
- Jordan RP.** 1978. The snowmelt hydrology of a small alpine watershed, thesis of Master of Science, University of British Columbia, 215p.
- Kling H et al.** 2006. Seasonal, spatially distributed modelling of accumulation and melting of snow for computing runoff in a long-term, large-basin water balance model, *Hydrological processes* 20, p2141-2156.
- Lafaysse M et al.** 2011. Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *Journal of Hydrology* 403(1-2), p116-129.
- Langham EJ.** 1974. The occurrence and movement of liquid water in the snowpack, in *Advanced Concepts and techniques in the study of snow and ice resources*, National academy of sciences, p67-75.
- Ledoux E et al.** (1989). Spatially distributed modeling : Conceptual approach, coupling surface water and ground-water. In *Unsaturated flow hydrologic modeling : theory and practice*, vol. 275, p 435-454. NATO ASI Series C.
- Lehning M et al.** 2006. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes* 20, p2111-2128.
- Lookingbill TR and Urban DL.** 2003. Spatial estimation of air temperature differences for landscape scale studies in montane environments, *Agricultural and Forest Meteorology* 114, p141-151.
- Lhotellier R.** 2005. Spatialisation des températures en zone de montagne alpine, thèse de doctorat : Université Joseph Fourier, 350p.
- Marks D and Dozier J.** 1992. Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of Sierra Nevada – 2. Snow cover energy balance, *Water Resources Research* 28 (11), p3043-3054.
- Martinec J.** 1989. Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period, in *Snow Cover and Glacier Variations*, (Proceedings of the Baltimore Symposium, Maryland, May 1989), IAHS Publ. (183), Edited by Colbeck SC.

- Matheron G.** 1970. La Théorie des Variables Régionalisées et ses Applications, Fascicule 5, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, École des Mines de Paris, Fontainebleau.
- Mebane WR and Sekhon JS.** 2011. Rgenoud, R version of GENetic Optimization Using Derivatives, [on line]: <http://sekhon.berkeley.edu/rgenoud/>.
- Molotch NP et al.** 2004. Incorporating remotely-sensed snow albedo into a spatially-distributed snowmelt model. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L03501.
- Morin S et al.** 2012. A 18-yr long (1993-2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth System Science Data Discussion*, vol. 5(1), p29-45.
- Nash JE and Suttcliffe JV.** 1970. River flow forecasting through conceptual models - Part I. A discussion of principles, *Journal of Hydrology* 10 (3).
- Noilhan J. et Planton S.** 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* 117, p536-549.
- Obled C.** 2000. Cours d'initiation à la géostatistique, polycopié de l'ENSE3.
- Obled C et Rosse B.** 1975. Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point, cahier ORSTOM, sér. Hydrol., vol XII (4).
- Paquet E et Garçon R.** 2000. Modèle Mordor : notice méthodologique. Rapport technique, Electricité de France.
- Paquet E et Laval MT.** 2006. Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d'EDF, la Houille Blanche, n° 2.
- Pebesma EJ.** 2004. Multivariable geostatistics in S: the Gstat package, *Computer Geosciences* 30, p683- 691.
- Pellicciotti F et Petersen L.** 2011. Spatial and temporal variability of air temperature on a melting glacier: atmospheric controls, extrapolation methods and their effect on melt modeling, Juncal Norte Glacier, Chile, *J. of Geophysical Research*, vol.116, D23109.
- Pellicciotti F et al.** 2008. A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity, *Hydrological processes*.
- Pellicciotti F et al.** 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, *Journal of Glaciology*, Vol. 51 (175)
- Poggi A.** 1964. L'évolution de la neige déposée à moyenne altitude, thèse de doctorat, Faculté des sciences de l'Université de Grenoble.
- Rich P et al.** 1994. Using Viewshed Models to Calculate Intercepted Solar Radiation: Applications in Ecology, *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Technical Papers*, p524-529.

- Roe GH and O'Neal MA.** 2010. The response of glaciers to intrinsic climate variability: observations and models of late Holocene variations, *Journal of Glaciology* 55(193), p839–854.
- Schaefli B and Huss M.** 2011. Integrating point glacier mass balance observations into hydrologic model identification, *Hydrol. Earth Syst. Sciences* 15, p1227–1241.
- Shamir E and Georgakakos KP.** 2005. Distributed snow accumulation and ablation modelling in the American River basin, *Advances in Water Resources* 29, p558-570.
- Sicart JE, Hock R, Six D.** 2008. Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: the Bolivian tropics, the French Alps, and northern Sweden, *Journal of Geophysical Research*, vol. 113.
- Slatyer R, Cochrane P, Galloway R.** 1984. Duration and extent of snow cover in the Snowy Mountains and a comparison with Switzerland, *Search* 15, p327–331.
- Thillet JJ.** 1997. La météo de montagne, Club Alpin Français.
- Tobin C et al.** 2011. Improved interpolation of meteorological forcings for hydrologic applications in a Swiss Alpine region, *Journal of Hydrology* 401, p77-89.
- Tveito OE et al.** 2000. Nordic temperature maps, NORDKLIM project, Norwegian Meteorological Institute, report n°09/00 KLIMA, 55p.
- U.S. North pacific division corps of Engineers.** 1956. Snow hydrology - Summary report of the snow investigations. U.S. Army, Portland, Oregon
- Valéry A.** 2010. Modélisation précipitations – débit sous influence nivale - Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants, thèse de doctorat, AgroParisTech, 417p.
- Verbunt M et al.** 2003. The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modelling, *Journal of Hydrology* 282, p36–55.
- Walter MT et al.** 2005. Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?, *Journal of Hydrology* 300, p65–75.
- Whittaker RH.** 1967. Gradient analysis of vegetation, *Biology Revue* 42, p207–264.
- Working H and Hotteling H.** 1929. Application of the theory of error to the interpretation of trends, *Journal of American statistical Association*, Supplement 24, p73-85.
- Zeinivand H and De Smedt F.** 2009. Hydrological Modeling of Snow Accumulation and Melting on River Basin Scale, *Water Resources Management*, vol.23, p2271-2287.
- Zingg TH.** 1950. Contribution à la connaissance du ruissellement de l'eau de fusion (Beziehung zwischen temperatur und schmelwasser und ihre bedeutung für niederschlags und abflussfragen), Rapport de l'institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches, Weissfluhjoch.

Résumé

En zone de montagne, et particulièrement dans les Alpes du Nord, l'amélioration des modèles de prévision de crues est un enjeu scientifique et opérationnel important, du fait notamment des changements climatiques et environnementaux qui modifient le fonctionnement des systèmes hydrologiques. Les apports liés à la fonte nivale constituent une difficulté spécifique à la modélisation hydrologique dans les Alpes. Cette thèse entend contribuer à améliorer les modèles dans ce domaine, à deux niveaux. Dans un premier temps un modèle de fonte de neige performant à l'échelle ponctuelle a été explicité, utilisant un minimum de variables météorologiques. Pour cela l'approche dite « degré jour », qui permet d'estimer en fonction de la température de l'air la lame d'eau déstockée par le manteau neigeux, a été reprise. Grâce aux données acquises par le Centre d'Etudes de la Neige sur le site expérimental du Col de Porte (Chartreuse), plusieurs formulations ont été testées prenant notamment en compte le stock de froid du manteau neigeux et les effets liés au cycle saisonnier, à travers un coefficient de fonte explicité à l'aide d'une sinusoïde. Dans un deuxième temps, l'accent est mis sur la régionalisation de la donnée d'entrée fondamentale pour ce modèle degré jour : la température de l'air. La spatialisation des champs de température a été étudiée à l'aide d'outils géostatistiques, en se focalisant sur une meilleure compréhension des gradients altimétriques de température. L'objectif est de mieux cartographier les températures au pas de temps infra journalier et de déterminer un modèle d'interpolation pertinent et simple. Les perspectives sur l'utilisation des résultats obtenus dans ces deux phases de modélisation sont abordées en vue d'une utilisation future des modèles degré jour sur des bassins versants de montagne.

Mots-clés : modélisation, fonte nivale, hydrologie nivale, température, spatialisation, krigeage.

Abstract

In mountain areas, and especially in the northern Alps, improving flood forecasting models is an important scientific and operational challenge, due to environmental and climatic changes which modify the hydrological system. Snow melt contributions are a specific difficulty in the hydrological modelling in the Alps. This thesis focuses on improving snow melt modelling for hydrological forecasting. In a first step a snow melt model at the local scale is formulated, using a minimum of meteorological variables. For this the "degree day" model, which allows predicting the water release by snow function of air temperature, is used. Thanks to data of the Centre d'Etudes de la Neige from the experimental site of Col de Porte (Chartreuse), several formulations have been tested with some interesting concepts, like the cold content of snow and the effect of seasons with a melt factor given with a sinusoidal expression. In a second step, we are interested in the regionalization of the most important parameter for the snow melt model: air temperature. The spatial interpolation of temperature in mountainous areas is done with geostatistical tools, focusing on a better understanding of the elevation lapse rate of temperature. The goal is mapping air temperatures at a sub-daily time step and to propose a simple and relevant model. Prospects about these results of snowmelt modelling and temperatures interpolation are given for using them in mountainous catchments.

Keywords: modeling, snowmelt, snow hydrology, temperature, spatial interpolation, kriging.