HAL
open science

Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagneUtilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigementApplication aux grands massifs montagneux français

Frédéric Gottardi

▶ **To cite this version:**

Frédéric Gottardi. Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagneUtilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigementApplication aux grands massifs montagneux français. Hydrologie. Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, 2009. Français. NNT : . tel-00419170

HAL Id: tel-00419170

https://theses.hal.science/tel-00419170

Submitted on 22 Sep 2009

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.

INSTITUT POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

N° attribué par la bibliothèque
|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'Institut polytechnique de Grenoble

Spécialité : *« Terre Univers Environnement »*

préparée au Laboratoire d'Étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

dans le cadre de l'École Doctorale *« Terre Univers Environnement »*

en collaboration avec EDF - DTG

présentée et soutenue publiquement

par

Frédéric GOTTARDI

le 27 janvier 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

DIRECTEUR DE THESE
M. Charles OBLED

C0-DIRECTEUR DE THESE
M. Emmanuel PAQUET

JURY

M. Pierre	DUMOLARD	, Président
M. András	BÁRDOSSY	, Rapporteur
M. Pierre	RIBSTEIN	, Rapporteur
M. Charles	OBLED	, Directeur de thèse
M. Emmanuel	PAQUET	, Co-encadrant
M. Yves	DURAND	, Examinateur

Remerciements

Avant toute chose, je souhaiterais vivement remercier András BÁRDOSSY, Pierre DUMOLARD, Yves DURAND et Pierre RIBSTEIN, membres du jury, qui ont accepté de lire et d'évaluer ce travail, et qui se sont pour certains déplacés de très loin pour venir assister à la soutenance de thèse.

Ensuite, si on me demandait de définir ce qu'est un directeur de thèse, je dirais simplement que le directeur de thèse est au doctorant ce que la corde au cou est à la chèvre de Monsieur Seguin : une restriction de liberté indispensable pour ne pas se faire dévorer tout cru au crépuscule du doctorat. Mais j'exagère un peu ici, car ma corde ne fut pas des plus courtes, et mes divagations alpestres furent nombreuses. Toujours disponible et motivé, profondément passionné par son travail, Charles OBLED fut un parfait chef d'orchestre dans l'accomplissement de cette thèse. Qu'il reçoive ici ma profonde reconnaissance pour son investissement.

Composé d'une cervelle stratosphérique, d'un spéléologue spécialiste du Fortran et d'un rider de l'extrême (sans pour autant les réduire à ces simples descriptions tant leur qualité sont nombreuses), c'est un trio EDF de choc qui a su parfaitement encadrer ce travail et le faire aboutir. Rémy GARCON, Joël GAILHARD et Emmanuel PAQUET ont chacun à leur manière contribué à la réalisation de cette thèse, que ce soit dans la poudre de Belledonne, sur les rochers du Vercors, ou tout simplement au boulot avec le reste de l'équipe hydrologie : Thibault MATHEVET, Federico GARAVAGLIA, Pierre BERNARD et Marie-Thérèse LAVAL.

J'ajouterais ici une mention spéciale pour Maëlle GERARD dont j'ai encadré le Projet de Fin d'Étude à l'ENSE3[1]. Qu'elle soit ici grandement remerciée pour son investissement et la qualité de son travail, dont je reprends les grandes lignes dans un chapitre de cet ouvrage.

J'ai été très chaleureusement accueilli à EDF-DTG pendant trois ans, et j'y ai découvert un cadre de travail exceptionnel pour la réalisation d'une thèse comme celle-ci. J'ai côtoyé des agents EDF passionnés par leur travail, profondément investis pour leur entreprise, et incarnant le sens du devoir et du service public. Je tiens à remercier ici tous ceux qui se sont intéressés de près ou de loin à mes travaux, en particulier à DMM[2], au CHA[3], au CHPMC[4] ou encore à ENV[5].

Enfin, bien qu'exilé à DTG et rarement présent sur le campus, je remercie l'ensemble des personnes du LTHE, de l'INPG ou encore de l'Université Joseph Fourrier avec qui

[1]École Nationale Supérieure de l'Eau, de l'Énergie et de l'Environnement
[2]Service Développement Matériels et Méthodes
[3]Centre Hydro-météorologique des Alpes
[4]Centre Hydro-météorologique Pyrénées Massif Central
[5]Service Environnement

j'ai eu des échanges cordiaux et constructifs.

Résumé

Les phénomènes météorologiques en montagne sont influencés par de nombreux facteurs tels que le relief ou l'altitude, et possèdent de ce fait une grande variabilité spatiale, qui rend l'hydrométéorologie des bassins versants de montagne particulièrement complexe. Au regard de cette hétérogénéité spatiale, les postes d'observations sont à ces altitudes trop peu nombreux. Les mesures sont de plus réalisées dans des conditions parfois difficiles (neige, vent) et sont donc souvent entachées d'importantes incertitudes. En conséquence, l'estimation des stocks de neige et des précipitations, primordiale pour les gestionnaires du parc hydroélectrique d'EDF (Électricité De France), reste encore aujourd'hui sujette à des incertitudes non négligeables. La thèse présentée ici, menée au sein de l'équipe hydrologie d'EDF-DTG a, parmi ses objectifs, le développement d'un outil d'interpolation des précipitations en zones de montagne. Ce dernier permettrait à terme de progresser vers une vision spatialisée et cartographiée de la pluie et de la neige mesurées sur les bassins versants faisant l'objet d'une prévision opérationnelle.

Pour développer cette méthodologie, une très vaste base de données a été constituée, regroupant des données françaises (EDF et Météo France) mais également suisses, italiennes et espagnoles. Cet outil repose sur un Modèle Numérique de Terrain de maille $1km$. Une classification en types de temps est introduite, afin de prendre en compte les variations du gradient orographique de précipitation en fonction du type de circulation atmosphérique considérée. Au sein de chaque type de temps et pour chaque pixel l'effet orographique, considéré comme prépondérant dans l'explication des précipitations en montagne, est modélisé par une relation linéaire reliant les précipitations du type de temps considéré à l'altitude. Cette relation s'appuie sur les points de mesure situés à proximité du pixel, dont le mode de sélection et de pondération a été optimisé.

L'utilisation de la validation croisée entre les stations permet d'évaluer le niveau de restitution du modèle aux altitudes proches du réseau d'observation, quant à la qualité des lames d'eau en haute montagne, elle est par ailleurs évaluée à travers le bilan hydrologique intégré sur les bassins versants instrumentés d'une part, et à l'aide d'une confrontation avec les postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux d'autre part. Développé sur les Alpes Françaises, les Pyrénées et le Massif Central, ce modèle présente des résultats très encourageants au regard de ceux obtenus par d'autres méthodes, ce qui est sans doute le fait du caractère résolument régional du mode de reconstitution des précipitations.

Mots-clé : précipitations, type de temps, spatialisation, effet orographique, gradient altimétrique, zones de montagne, relief, neige, équivalent en eau du manteau neigeux, modélisation nivale, bilan hydrologique.

Table des matières

Remerciements **iii**

Résumé **v**

Introduction **xix**

I Estimation statistique des précipitations en montagne **1**

1 Domaine d'étude et base de données **5**
1.1 Domaine d'étude 5
1.2 Bases de données 5
1.2.1 Mesures de précipitation 7
1.2.2 Mesures de température 12
1.2.3 Mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux 12
1.3 Critiques des bases de données 16
1.3.1 Détection de valeurs aberrantes 16
1.3.2 Détection de décalages temporels 17
1.3.3 Détection et correction des ruptures temporelles 18
1.3.4 Bilan de la critique 23
1.4 La classification en type de temps d'EDF 24

2 Structures spatiales des précipitations **29**
2.1 Une approche par type de temps 29
2.1.1 Précipitations et circulation atmosphérique 29
2.1.2 La période 1957-1973 30
2.2 Les précipitations orographiques 32
2.2.1 Gradients thermiques adiabatiques 32
2.2.2 Genèse des précipitations 34
2.2.3 Effet orographique, gradients altimétriques 34
2.3 Ébauches de précipitation par type de temps 37
2.3.1 Le Modèle PRISM 37
2.3.2 Modélisation de l'effet orographique 38
2.3.3 Discrétisation 39
2.3.4 Sélection et pondération des stations explicatives 39
2.3.5 Les critères d'optimisation : La validation croisée 49
2.4 Cartographie des ébauches de précipitation 49

2.4.1 Densité de réseau et critère de régression 49
2.4.2 Calage des paramètres 50
2.4.3 Résultats de validation croisée 51
2.4.4 Résultats cartographiques par type de temps, gradients altimétriques et précipitations journalières moyennes 52
2.5 Les précipitations annuelles moyennes (1957-1973) 61
2.5.1 Cartographie de la moyenne inter-annuelle de précipitation sur la période 1957-1973 61
2.5.2 Cartographie et nombre de stations explicatives 62
2.5.3 L'apport des NPT (nivo-pluviomètres totalisateurs) 65
2.6 Résultats et discussions 68
2.6.1 Ajout de variables explicatives 68
2.6.2 Altitude réelle, altitude lissée 71
2.6.3 Et la Géostatistique dans tout ça ? 73
2.7 Conclusion 78

3 Estimation des précipitations journalières 79
3.1 Le modèle d'interpolation des précipitations journalières 79
3.1.1 Utilisation des ébauches de précipitation par type de temps 79
3.1.2 Présentation du modèle 80
3.1.3 Krigeage des résidus 84
3.2 Optimisation de la méthode 85
3.2.1 Critères d'optimisation 85
3.2.2 Calage des paramètres 85
3.2.3 Les scores de validation croisée 86
3.3 Validation des choix méthodologiques 92
3.3.1 L'apport des ébauches par type de temps 92
3.3.2 Les méthodes de plaquage de l'ébauche 93
3.3.3 Remarque sur le plaquage de l'ébauche 93
3.4 Les résultats cartographiques 94

II Validations nivale et hydrologique 101

4 Validation pluviométrique 105
4.1 Validation sur le réseau TPGEst 105
4.2 Comparaison avec SAFRAN 109
4.2.1 Présentation de SAFRAN 109
4.2.2 La Garonne (Données SAFRAN "France") 110
4.2.3 L'Arve et le Fier (Données SAFRAN "CEN") 114
4.3 Conclusion 115

5 Températures min et max journalières 117
5.1 Gradients altimétriques de température 117
5.2 Modèle de base Iter0 118
5.2.1 Présentation du modèle Iter0 118
5.2.2 Calage des paramètres du modèle Iter0 119

5.2.3 Présentation des résultats de validation croisée du modèle Iter0 . . 120
5.2.4 Résultats cartographiques du modèle Iter0 120
5.3 Modèle élaboré Iter1 121
5.3.1 Présentation du modèle Iter1 121
5.3.2 Présentation des résultats de validation croisée du modèle Iter1 . . 125
5.3.3 Résultats cartographiques du modèle Iter1 126
5.4 Choix des gradients altimétriques les plus pertinents 129
5.4.1 Une forte saisonnalité des gradients altimétriques 129
5.4.2 Discrimination par type de temps 129
5.4.3 Discrimination pluie/non pluie 131
5.4.4 Synthèse 135
5.5 Interpolation des températures min et max journalières 135
5.5.1 Principe du modèle 135
5.5.2 Calage des paramètres 136
5.5.3 Présentation des résultats de validation croisée 136
5.6 Validation des champs de température en altitude 138
5.7 Conclusion 141

6 Modélisation nivale 143
6.1 Présentation du modèle neige 144
6.1.1 Description du modèle neige EDF 144
6.1.2 Paramétrage du modèle 148
6.1.3 Calage des paramètres 149
6.1.4 Période de calage 150
6.1.5 Exemple de modélisation : le NRC de Sanguinière 150
6.2 Amélioration du modèle neige 151
6.2.1 Coefficient de fonte et coefficient de regel 152
6.2.2 Classement des paramètres 152
6.3 Coefficient de majoration des précipitations 163
6.4 Reconstitution des observations 165
6.5 Analyse des paramètres 174
6.6 Validation des résultats 177
6.7 Conclusion 179

7 Modélisation et bilan hydrologiques 181
7.1 Données de débit disponibles 181
7.2 Le Bilan hydrologique au pas de temps annuel 184
7.2.1 Le bilan hydrologique 184
7.2.2 L'évapotranspiration 184
7.2.3 Validation des précipitations par bilan hydrologique 186
7.2.4 Validation par explication pluie-débit 186
7.3 Formules d'évapotranspiration 186
7.3.1 Formules empiriques ou semi-empiriques 187
7.3.2 Formules à base physique 187
7.3.3 Déroulement de la validation des précipitations estimées 190
7.4 Présentation des résultats 192
7.4.1 Corrélation pluie-débit 192

7.4.2 Déficits d'écoulement 194
7.5 Conclusion 202

III Synthèse 205

8 Assimilation des données d'enneigement 209
8.1 Une sous estimation des précipitations en altitude 209
8.1.1 Captation des précipitations et biais métrologique en altitude . . . 209
8.1.2 Introduction des postes de neige dans les ébauches 210
8.2 Correction des précipitations journalières 211
8.2.1 Mise en évidence du sous-comptage des pluviomètres et des NPT 211
8.2.2 Proposition d'un modèle de correction des précipitations 214
8.3 Les nouvelles ébauches de précipitations 217
8.3.1 Correction des pluviomètres et des NPT 218
8.3.2 Introduction des mesures de neige 219
8.3.3 Cartographie des nouvelles ébauches 219
8.3.4 Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973 224
8.4 Les nouvelles grilles de précipitations journalières 226
8.5 Conclusion 230

9 Validations ultimes 231
9.1 Comparaison avec la méthode SAFRAN 231
9.2 Comparaison avec la méthode AURELHY 234
9.3 Modélisation nivale 235
9.4 Bilans hydrologiques annuels 237
9.4.1 Cartographie des déficits d'écoulement moyen 237
9.4.2 Calage de la formulation d'évapotranspiration de Mouelhi 238
9.4.3 Massif des Alpes 238
9.4.4 Massif Central 239
9.4.5 Massif des Pyrénées 239
9.4.6 Bilan 240
9.5 Conclusion 246

Conclusion 249

Table des figures

1.1 Les trois grilles de calcul, Alpes, Massif Central et Pyrénées 6
1.2 Le PG 2000 8
1.3 Photographies de nivo-pluviomètres totalisateurs 9
1.4 Emplacements des pluviomètres et pluviographes utilisés 10
1.5 Emplacements des nivo-pluviomètres totalisateurs 10
1.6 Répartition altimétrique des postes de mesure de précipitation pour la grille Alpes 11
1.7 Emplacements des stations de mesure de la température de l'air utilisées . 12
1.8 Les différents appareillages du réseau de mesure de la neige 14
1.9 Emplacements des postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux 15
1.10 Critique de la série de précipitation de Roselend 20
1.11 Critique de la série de température de Sablons 21
1.12 Détection des ruptures et correctifs proposés pour la série de précipitation EDF de Roselend 22
1.13 Détection des ruptures et correctifs proposés pour la série de température Météo France de Sablons 22
1.14 Genèse méthodologique de la classification EDF 24
1.15 Initialisation des centres de classes de la classification EDF 25
1.16 La classification en type de temps EDF 27

2.1 L'effet orographique illustré par Thillet (1997) 35
2.2 Précipitation observées en fonction de l'altitude 37
2.3 Illustration des distances euclidiennes et de franchissement 40
2.4 Fonction de pondération 42
2.5 L'instrumentation disponible autour du pixel (117,82) 43
2.6 Exemple de calcul des gradients altimétriques locaux par type de temps . 47
2.7 Cartographie sur les Alpes du rayon de sélection pour différentes tailles d'échantillon de stations explicatifs 54
2.8 La cloche de pondération retenue 54
2.9 Scores de validation croisée, critère de NASH et erreur type 55
2.10 Gradients altimétriques par types de temps 56
2.11 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 1 et 2 57
2.12 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 3 et 4 58

2.13 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 5 et 6 59
2.14 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 7 et 8 60
2.15 Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973 63
2.16 Effet du nombre de stations explicatives N_s sur les cartographies de précipitation annuelle moyenne (1957-1973) 64
2.17 L'apport des nivo-pluviomètres totalisateurs sur les cartographies de précipitation annuelle moyenne (1957-1973) 66
2.18 Reconstitution des précipitations observées aux nivo-pluviomètres totalisateurs à l'aide des pluviomètres uniquement 67
2.19 Cartographie des quatre premières composantes principales de l'ACP du relief sur le massif des Alpes 69
2.20 Score de NASH de validation croisée en fonction de N_s sur le massif des Alpes, pour différents jeux de variables explicatives 70
2.21 Le MNT du massif des Alpes pour différents niveaux de lissage 72
2.22 Score de NASH de validation croisée sur la précipitation moyenne journalière 1957-1973 en fonction de l'altitude utilisée dans les régressions, sur le massif des Alpes 72
2.23 Variogramme des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973, sur le massif des Alpes 76
2.24 Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973 obtenues par krigeage simple 77

3.1 81
3.2 Un exemple en 2D : profil altimétrique 81
3.3 Déformation de l'ébauche le long du transect 83
3.4 Exemple de variogramme des résidus de précipitation journalière pour le 30/09/1970 84
3.5 Scores de validation croisée obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses 88
3.6 Scores de validation croisée en fonction de l'intensité de précipitation, obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses 89
3.7 Scores de validation croisée par tranches d'altitude, obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses 90
3.8 Scores de validation croisée par type de temps, obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses 91
3.9 Scores de validation croisée pour différentes ébauches 92
3.10 Cartographie des précipitations journalières I 95
3.11 Cartographie des précipitations journalières II 96
3.12 Cartographie des précipitations journalières III 97

4.1 Localisation des postes du TPGEst utilisés 105
4.2 Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec les séries du réseau TPGEst 107

4.3 Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec les séries du réseau TPGEst 108
4.4 Bassin versant de la Garonne à Lamagistère ($32300km^2$) 111
4.5 Bassin versant de l'Arve et du Fier à leur confluence avec le Rhône 111
4.6 Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN 113
4.7 Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN 114

5.1 Cartographie des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter0 122
5.2 Cartographie des gradients de températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter0 123
5.3 Cartographie des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005 à l'altitude $Z^{ref} = 0m$, modèle Iter0 . . . 124
5.4 Cartographie des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter1 127
5.5 Cartographie des gradients de températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter1 128
5.6 Distribution des gradients altimétriques de température identifiés par mois au droit des 216 postes du massif des Alpes 130
5.7 Distribution des gradients altimétriques de température identifiés par type de temps au droit des 216 postes du massif des Alpes 132
5.8 Distribution des gradients altimétriques de température minimale identifiés en fonction des précipitations au droit des 216 postes du massif des Alpes 133
5.9 Distribution des gradients altimétriques de température maximale identifiés en fonction des précipitations au droit des 216 postes du massif des Alpes 134
5.10 Distribution des scores de validation croisée journaliers calculés sur les journées entre le 1er janvier 1985 et le 31 décembre 1995 137
5.11 Comparaison des séries de température des NRC "Les Marais" et "Passaur" avec le modèle 140

6.1 Fraction liquide des précipitations en fonction de la température de précipitation 146
6.2 Chroniques observée et modélisée pour le NRC de Sanguinière 151
6.3 Évolution du coefficient de regel en fonction du coefficient de fonte . . . 152
6.4 Le paramètre Cp 154
6.5 Le paramètre Kpl 155
6.6 Le paramètre Gm 156
6.7 Le paramètre Ptf 157
6.8 Le paramètre Kf 158
6.9 Le paramètre Bkf 159
6.10 Le paramètre Ptrg 160
6.11 Le paramètre Atst0 161
6.12 Le paramètre Pnf 162

6.13 Altitudes des postes de neige et altitudes aux pixels 164
6.14 Scores de modélisation des postes de neige 166
6.15 Exemple de modélisation de postes NRC 167
6.16 Exemple de modélisation de postes NRC 168
6.17 Exemple de modélisation de postes NRC 169
6.18 Exemple de modélisation de télénivomètres 170
6.19 Exemple de modélisation de télénivomètres 171
6.20 Exemple de modélisation de sondages 172
6.21 Exemple de modélisation de sondages 173
6.22 Répartition des Cp en fonction de l'altitude des postes 176
6.23 Répartition géographique du paramètre Cp 176
6.24 NRC Notre Dame d'août (2500m) 178
6.25 NRC Sous les Barmes (2350m) 178
6.26 Télénivomètre d'Agnelin (2217m) 178

7.1 Altitude médiane des bassins versants étudiés en fonction de leur superficie 182
7.2 Cartographie des bassins versants étudiés 183
7.3 Écoulement annuel en fonction de la précipitation annuelle 191
7.4 Déficit, ETP et ETR annuels 191
7.5 Corrélation pluie-écoulement au pas de temps annuel sur la période 1954-2005 193
7.6 Résultats sur le massif des Alpes 196
7.7 Résultats sur le massif des Pyrénées 197
7.8 Résultats sur le massif Central 198
7.9 Déficit annuel moyen sur la période 1975-2005 199
7.10 ETR annuelle moyenne de Turc sur la période 1975-2005 200
7.11 ETR annuelle moyenne de Mouelhi sur la période 1975-2005 201

8.1 Comparaison des précipitations annuelles moyennes observées aux NPT, avec les valeurs estimées au droit de ces appareils à l'aide des postes de neige, pour la période 1957-1973 212
8.2 Biais moyen de validation croisée par tranches d'altitude sur 1186 pluviomètres 213
8.3 Écart relatif de validation aux pluviomètres et aux NPT, en fonction de la fraction solide de la précipitation et de l'altitude des stations 216
8.4 Évolution du biais en fonction de la correction effectuée 217
8.5 218
8.6 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 1 et 2 220
8.7 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 3 et 4 221
8.8 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 5 et 6 222
8.9 Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 7 et 8 223
8.10 Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973 224

8.11 Cartographie de la différence entre anciennes et nouvelles estimations de précipitations 225
8.12 Cartographie des précipitations journalières I 227
8.13 Cartographie des précipitations journalières II 228
8.14 Cartographie des précipitations journalières III 229

9.1 Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN 232
9.2 Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN 233
9.3 Cartographie de la différence entre les nouvelles estimations de précipitations et AURELHY 234
9.4 Répartition des valeurs du paramètre Cp 236
9.5 Déficit annuel moyen sur la période 1975-2005 237
9.6 Résultats sur le massif des Alpes 241
9.7 Résultats complets sur le massif des Alpes 242
9.8 Résultats sur le massif des Pyrénées 243
9.9 Résultats sur le massif Central 244
9.10 Résultats tous massifs confondus 245

Liste des tableaux

1.1 Positions et dimensions des grilles de calcul 5
1.2 Stations les mieux corrélées au poste Météo France de Faverges dans l'Isère 17
1.3 Exemple de décalage sur la station de Faverges au début du mois de septembre 1948 18
1.4 Occurrence des types de temps sur la période 1957-1973 26

2.1 Exemple de pondération dans le Massif du Jura 44
2.2 Exemple de sélection de station dans le Massif du Jura 45
2.3 Exemple de gradients altimétriques obtenus sur les hauts plateaux du Jura 46
2.4 Interpolation des précipitations moyennes journalières par types de temps 48
2.5 Résultats de validation croisée 52
2.6 Résultats de validation croisée tous types de temps confondus 61
2.7 Paramètres retenus pour les variogrammes théoriques sur le massif des Alpes 74
2.8 Résultats de validation croisée pour le krigeage simple 75

4.1 Coordonnées des pluviographes du TPGEst utilisés 106
4.2 Scores de comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec les séries du réseau TPGEst 106

5.1 Résultats de validation croisée pour les moyennes journalières de température minimales et maximale 120
5.2 Résultats de validation croisée pour les moyennes journalières de température minimales et maximale 125
5.3 Résultats de validation des champs de températures aux postes NRC . . . 139

6.1 Les 12 paramètres du modèle neige MORDOR 148
6.2 Jeu de paramètres obtenus pour le NRC de Sanguinière 150
6.3 Calage du paramètre Cp en fonction de la période de calage 163
6.4 Répartition des scores de NASH par classes 165
6.5 Score de NASH moyen et écart type 175
6.6 Coefficient de majoration moyen et écart type 175
6.7 Comparaison entre coefficients majorateurs 179

7.1 Quelques caractéristiques des bassins versants étudiés 182
7.2 Valeurs du coefficient α pour les différents massifs 190

8.1 Biais de validation croisée par massif 219

9.1 Score de NASH moyen et écart type 236
9.2 Coefficient de majoration moyen et écart type 236
9.3 Nouvelles valeurs du coefficient α pour les différents massifs 238

Introduction

Le travail présenté dans cet ouvrage a été réalisé dans le cadre d'un contrat CIFRE[6] liant une entreprise, EDF, qui en a défini préalablement le sujet, et un laboratoire de recherche, le LTHE[7], qui a une longue tradition de coopération avec la DTG.

La majorité des aménagements hydroélectriques d'EDF sont situés au coeur ou à proximité de massifs montagneux, où ils bénéficient avantageusement des dénivelés importants et des fortes précipitations, ainsi que des stocks de neige, qui permettent de répartir sur la période de fonte, les apports successifs de précipitations en hiver. La compréhension des phénomènes hydrologiques en montagne est donc très importante pour la gestion d'un parc hydroélectrique tel que celui d'EDF.

Cependant c'est une entreprise difficile, dans la mesure où l'hydro-météorologie en zone montagneuse est complexe, sujette à des variations spatiales et temporelles extrêmes. L'hydrologue de montagne est face à une difficulté importante dans l'estimation de la lame d'eau précipitée pour une journée ou un évènement, et plus encore de l'enneigement accumulé dans les massifs montagneux, notamment en haute altitude. De plus, les difficultés d'accès aux zones montagneuses, notamment l'hiver, rendent difficile et coûteuse l'exploitation d'un réseau de mesure dense et fiable, en haute altitude en particulier. Ainsi, les études hydrologiques s'appuient sur un nombre restreint de points de mesure choisis pour leur pouvoir explicatif. Et l'estimation des stocks de neige et des précipitations, primordiale pour les gestionnaires du parc hydroélectrique d'EDF, reste entachée d'incertitudes importantes, notamment sur :

- Les situations atypiques (les évènements intenses, les situations météorologiques rares, etc.) où l'on manque de repères pour expertiser la lame d'eau précipitée, calculée d'après des mesures ponctuelles ;
- Les zones pas ou peu instrumentées, où la reconstitution de précipitations ou d'apports par les méthodes classiques de corrélation avec les stations voisines peut s'avérer complètement irréaliste ;
- L'estimation des stocks nivaux, difficile à réaliser sur un bassin à partir des mesures nivologiques ponctuelles fortement influencées par les conditions locales.

Compte tenu de ces incertitudes et par ailleurs des forts enjeux liés à la ressource en eau en montagne, EDF souhaitait progresser dans ses estimations de précipitation en altitude, afin de pouvoir en particulier proposer à terme une vision spatialisée et cartographiée des mesures de pluie et de neige effectuées sur les bassins versants exploités. Le présent travail propose ainsi une méthodologie robuste, capable de fournir une valeur

[6]Convention Industrielle de Formation par la REcherche

[7]Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

estimée fiable des précipitations au pas de temps journalier, en tout point des massifs montagneux, cohérente avec les mesures du manteau neigeux et des écoulements disponibles.

Nous verrons dans la suite que nous nous sommes volontairement limités à l'utilisation de mesures ponctuelles, disponibles sur de longues séries. Nous pourrions nous interroger sur l'utilisation de la télédétection qu'EDF suit avec attention depuis plus de 30 ans (Guillot *et al.*, 1978). Cependant, les résultats proposés sur les variables qui nous intéressent sont parcellaires, et les techniques pas encore complètement stabilisées pour ces objectifs. Par ailleurs, il n'existe aucune longue série homogène disponible. L'ensemble de ces constats ont motivé le choix de ne travailler que sur des données du réseau sol.

L'étude des précipitations en montagne est très ancienne. D'abord l'apanage de géographes et de climatologues jusqu'au milieu du siècle dernier (Benevent, 1926; De Rham, 1929; Péguy, 1947; Balseinte, 1955), elle devient à la sortie de la seconde guerre mondiale une préoccupation majeure de l'industrie hydroélectrique, à la recherche de sites d'implantation de barrages et de conduites forcées. A cette époque, les montagnes sont encore largement peuplées, et un vaste réseau d'observation au sol de la pluie et de la neige est installé sur les massifs montagneux français, jusqu'à des altitudes très importantes (plus de $4000m$). Le but de ce réseau est d'évaluer les ressources en eau disponibles sur les massifs, en vue d'équiper les vallées d'installations hydroélectriques.

Nous pouvons distinguer dans l'étude des précipitations deux grands domaines, qui sont d'une part l'étude de la ressource en eau elle-même et d'autre part l'étude des évènements extrêmes. La première consiste à comprendre, analyser et prévoir les quantités d'eau qui tombent puis qui seront apportées par la rivière sur des échelles de temps plutôt larges (journée, mois, année) ; la seconde s'intéresse aux pluies et débits extrêmes d'occurrence très rare, sur des échelles de temps beaucoup plus fines (pointe de crue, heure, journée). Notre travail se situe pleinement dans l'analyse de la ressource en eau, c'est à dire l'évaluation des volumes de précipitation qui tombent en montagne.

Bien avant l'avènement de puissants moyens de calcul, EDF traitait les données mesurées à l'aide de méthodes statistiques simples mais robustes. Le but était de trouver des "témoins" (pluviomètres ou appareils de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux) bien corrélés avec l'écoulement. C'est dans cet esprit que nous avons continué à travailler, préférant une approche statistique à l'utilisation de la modélisation physique.

De nombreux travaux scientifiques traitent de l'estimation et de la spatialisation des précipitations en zones de montagne, que l'on peut classer en deux approches distinctes : les approches analytiques et les approches statistiques.

Les approches analytiques consistent à se doter d'un modèle physique représentant de manière plus ou moins complexe l'atmosphère et ses interactions avec le relief (Durand *et al.*, 1993b; Steinacker *et al.*, 2000). Parmi les nombreuses sorties de ces modèles météorologiques, on distingue la précipitation. Souvent, l'utilisation de tels modèles nécessite la modélisation de l'atmosphère à grande échelle en utilisant par exemple le modèle méso-NH (Vetter, 2004). Afin d'affiner la résolution des résultats dont les mailles peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, des modèles régionaux sont ensuite utilisés pour réaliser une descente d'échelle. L'ensemble de ces méthodes présente un caractère très déterministe. Cependant, les estimations de précipitation fournies par ces modèles

physiques peuvent ne pas concorder avec des observations réalisées au sol. Il existe ainsi des techniques pour corriger ces estimations de précipitation, en faisant l'assimilation des observations au sols. C'est le cas par exemple en Islande (Crochet *et al.*, 2007; Crochet, 2007), où un modèle régional simplifié est utilisé pour fournir des ébauches de précipitation, qui sont ensuite adaptées aux observations.

Les approches statistiques bien que s'appuyant sur des raisonnements physiques (relation pluie-débit, relation précipitation-altitude) ne cherchent pas forcément à les modéliser, elles cherchent d'abord à fournir une espérance mathématique et une variance d'estimation des phénomènes physiques qu'elles étudient. Les méthodes géostatistiques en sont un bon exemple, et de nombreuses applications ont été développées pour estimer et cartographier les précipitations en plaine comme en montagne (Hevesi *et al.*, 1992b,a; Goovaerts, 2000; Kyriakidis *et al.*, 2001).

Enfin, les méthodes statistiques pures, souvent issues de travaux assez appliqués d'hydrologie de l'ingénieur (Laborde, 1984; Benichou et Le Breton, 1987), proposent également des moyens d'estimer certaines variables météorologiques comme par exemple les précipitations. C'est dans cette catégorie que se situe notre travail, dans la continuité d'un ensemble de travaux dont nous nous sommes inspirés (Daly *et al.*, 1994; Frei et Schär, 1997; Schmidli *et al.*, 2001, 2002; Schmidli, 2002).

Le présent ouvrage se découpe en trois grandes parties. La première présente dans les détails la démarche que nous avons suivie pour élaborer notre méthode d'estimation des précipitations journalières en montagne. La seconde discute de la qualité de ces estimations, par comparaison avec d'une part les mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et d'autre part les mesures de débits disponibles. La troisième et dernière partie fait la synthèse de ces comparaisons, et présente des estimations de précipitations journalières cohérentes avec l'ensemble des données de mesure disponibles sur la ressource en eau en montagne : mesures de précipitation, mesures de neige, et mesures de débit.

Première partie

Estimation statistique des précipitations en montagne

Introduction de la partie I

L'objet de cette partie est l'estimation des précipitations en montagne, à travers une approche par type de temps. Nous commencerons tout d'abord par présenter dans le chapitre 1 l'ensemble des bases de données que nous avons collectées, ainsi que la classification en type de temps utilisée. A partir de ces données, nous bâtirons dans le chapitre 2 un modèle d'estimation des précipitations moyennes journalières par type de temps. Nous obtiendrons ainsi des structures moyennes de précipitations journalières par types de temps, que nous qualifierons d'ébauches. En effet, nous utiliserons ces champs moyens par type de temps comme des ébauches pour l'estimation des précipitations au pas de temps journalier que nous présenterons dans le chapitre 3.

Chapitre 1

Domaine d'étude et base de données

1.1 Domaine d'étude

Les enjeux hydroélectriques d'EDF sont essentiellement concentrés sur les massifs montagneux français. Les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central disposent de nombreux ouvrages, ce sont sur ces massifs que notre modèle est développé. Nous avons retenu trois découpages géographiques pour lesquels nous disposons d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) de maille 1 km. La cartographie des précipitations sera développée sur ce MNT, à cette échelle de résolution. Nous avons défini ainsi la grille Alpes, la grille Massif Central et la grille Pyrénées. Les dimensions et positions de ces grilles sont reportées dans le tableau 1.1 et la figure 1.1, les longitudes X et latitudes Y sont exprimées en coordonnées Lambert II étendues. Pour des raisons purement esthétiques, on présentera parfois des cartographies de résultats s'affranchissant de ce découpage par massif, et utilisant un domaine plus vaste centré sur le Sud-Est de la France (contour violet sur la figure 1.1), afin de limiter les "effets de bord" empêchant la jointure parfaite entre les différentes grilles de calcul.

1.2 Bases de données

Le présent travail s'appuie sur trois grandes bases de données, les mesures de précipitations, les mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et les mesures de températures de l'air, centrées sur les trois massifs qui font l'objet de notre étude, les Alpes occidentales, le Massif Central, et les Pyrénées. Ces bases de données ont été constituées en s'appuyant principalement sur le vaste réseau d'observations d'EDF, centré sur les massifs à forts enjeux hydroélectriques, et complétées lorsque cela semblait nécessaire,

TAB. 1.1 – Positions et dimensions des grilles de calcul

Grille	Xmin (m)	Xmax (m)	Ymin (m)	Ymax (m)	Dimension
Alpes	780000	1050000	1780000	2310000	$270 \times 530km$
Pyrénées	240000	680000	1690000	1830000	$440 \times 140km$
Massif Central	1800000	2180000	480000	810000	$380 \times 330km$

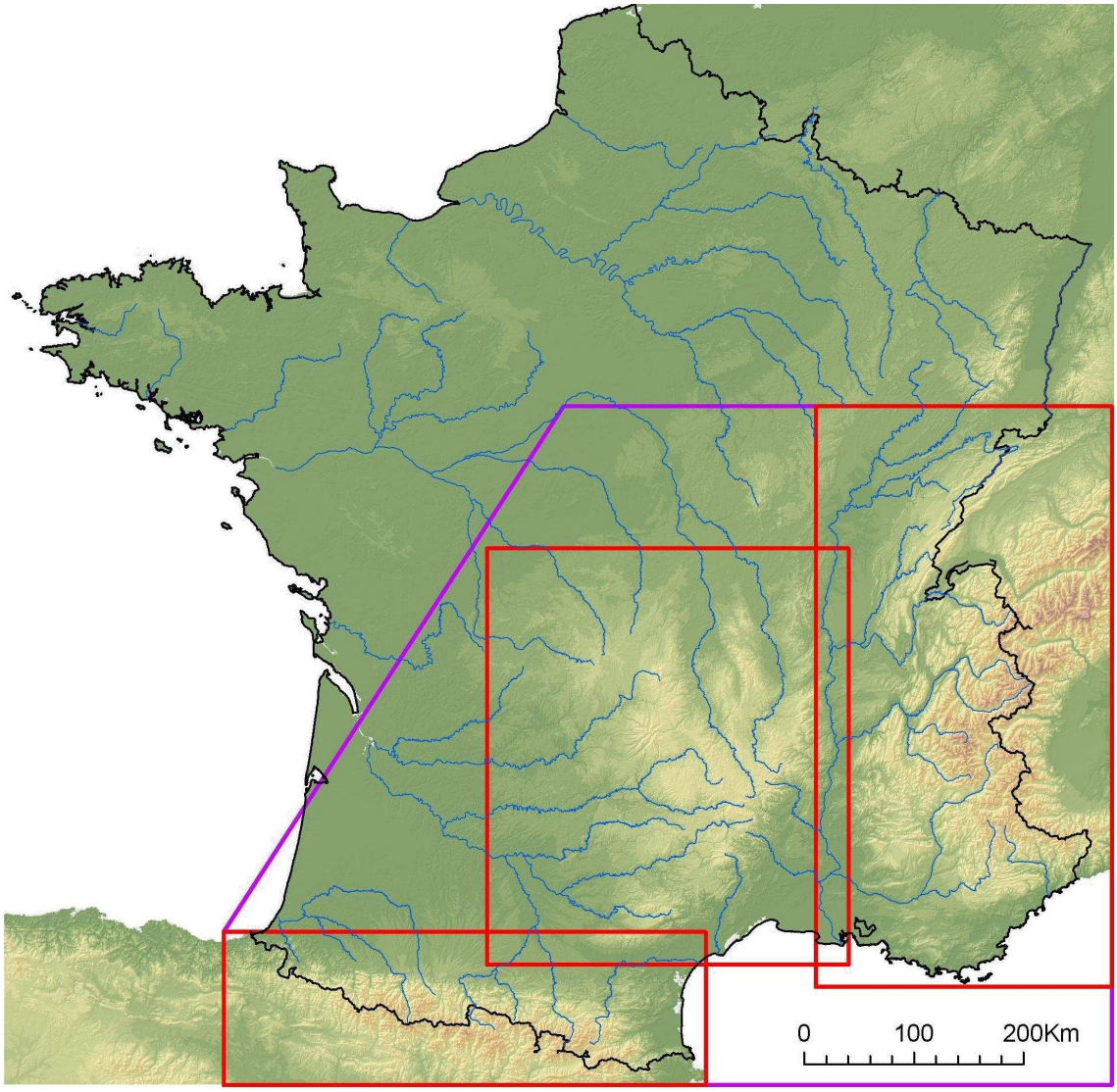


FIG. 1.1 – Les trois grilles de calcul, Alpes, Massif Central et Pyrénées

par les réseaux nationaux de Météo France, de Météo Suisse, de l'ARPA Piémont[1], et de l'INM[2]. On notera notre préoccupation de border notre domaine d'étude au-delà de la crête et des frontières nationales, par les mesures couvrant une large bande d'environ 80*km* au-delà de ces limites. L'intérêt d'un tel élargissement peut être illustré simplement en comparant les travaux de thèse de Kieffer-Weisse (1998) où l'auteur rencontre des difficultés sur la frontière franco-italienne en ne disposant que de données françaises, difficultés levées par Djerboua (2001), dont les travaux couvrent à la fois la France et l'Italie.

Nous tenons ici à remercier Météo Suisse et l'ARPA Piémont, qui nous ont transmis gratuitement au titre de la recherche, plusieurs centaines de séries de mesure de précipitations. Nous nous devons par ailleurs de saluer tout particulièrement l'aide de Météo France apportée à notre travail, à travers la cession gratuite (toujours au titre de la recherche) de plusieurs centaines de séries de mesures de précipitation et de température de l'air, ainsi que l'intérêt que cette institution a porté à notre travail.

En effet, les précipitations ne se restreignent pas au seul territoire français, et il nous paraît fondamental de disposer de données au delà des frontières, afin de pouvoir appréhender de manière correcte les phénomènes météorologiques (notamment les précipitations) qui affectent les massifs frontaliers comme les Pyrénées et les Alpes, et c'est avec une grande satisfaction que nous avons pu coopérer avec ces différentes organismes.

1.2.1 Mesures de précipitation

Pluviomètres et pluviographes

Nous avons réuni une base de données de précipitation conséquente couvrant les trois domaines d'études considérés. L'ensemble des séries (pluviomètres et pluviographes) que nous avons collecté est disponible au pas de temps **journalier** sur la période **1948-2005** (soit 57 années au total[3]). Comme nous l'avons dit précédemment, cette base de données s'appuie sur le réseau de mesure EDF. Elle est complétée par des séries de Météo France, ainsi que des séries espagnoles, italiennes et suisses, afin de pouvoir travailler proprement sur la frontière en limitant les effets de bord. On distingue ainsi sur la figure 1.4 :

- 603 postes EDF-DTG (en bleu),
- 555 postes Météo France (en jaune),
- 213 postes Météo Suisse (en violet),
- 383 postes de l'ARPA Piémont (en vert),
- 131 postes de l'INM (en rouge).

On dispose donc au total de 1885 postes d'observation répartis sur nos trois domaines d'étude, soit en moyenne une station pour $157km^2$, ou plus simplement une station en moyenne tous les $12.5km$.

Les appareillages de mesure utilisés sont très divers, compte tenu des différents gestionnaires de réseau et de l'évolution des techniques de mesure en presque soixante ans.

[1] Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente del Piemonte

[2] Instituto Nacional de Meteorologia (Météo Espagnole)

[3] Sauf pour les séries italiennes qui s'arrêtent toutes en 1986. En effet, lorsque l'état italien a délégué ses réseaux d'observation aux organismes régionaux (ARPA), ces derniers ont été abandonnés. Ils sont aujourd'hui de nouveau exploités, mais il subsiste hélas une lacune de plus de 20 ans

FIG. 1.2 – Le PG 2000

Pour le seul réseau EDF, on distingue ainsi déjà les postes automatiques des postes manuels (seau manuel relevé par un opérateur), et on relève au moins trois surfaces de captation différentes, 200, 400 et aujourd'hui $2000cm^2$ (Le PG2000, figure 1.2).

Les nivo-pluviomètres totalisateurs (NPT)

Le réseau EDF-DTG est centré sur les enjeux d'EDF et dispose de ce fait de pluviomètres à des altitudes supérieures à $2000m$. Cependant, la densité du réseau d'observation en montagne reste bien en deçà de celle de vallée. La sous-instrumentation des tranches d'altitudes supérieures à $2000m$ est facilement mise en évidence par la figure 1.6(a).

Afin d'arriver à appréhender la structure du champ de précipitation en montagne, il nous a pourtant semblé nécessaire d'intégrer des mesures en altitude, tout aussi partielles ou incertaines qu'elles puissent être. C'est pour ces raisons que nous avons choisi de récupérer et d'intégrer les nivo-pluviomètres totalisateurs (que nous nommerons NPT dans la suite) à notre ensemble de pluviomètres.

Le NPT est un appareillage de mesure de précipitation cumulée. Déployé en montagne par EDF, il se présente sous la forme d'un orifice assez réduit, protégé du vent par un grand collier, et alimentant un réservoir dont le fond contient une solution saline capable de faire fondre les précipitations solides. Deux photographies de NPT de type Mougin sont présentées sur la figure 1.3. Les données sont issues de relevés du niveau d'eau présent dans le collecteur. Le NPT fournit en fonction de la fréquence des relevés de niveau du réservoir, au mieux un cumul mensuel de précipitation, mais dans la majorité des cas simplement un **cumul annuel**. Aujourd'hui abandonné, sa période de fonctionnement s'est étalée de 1945 à 1977. Après saisie et critique des données, nous avons choisi

(a) NPT de "Notre Dame d'août" (b) NPT de "Roche Polie"

FIG. 1.3 – Photographies de nivo-pluviomètres totalisateurs

d'exploiter 216 appareils de ce type sur la période **1957-1973**.

Cette période correspond d'ailleurs à une forte instrumentation dans les massifs français, pour laquelle les réseaux de NPT et de pluviomètres sont à leur maximum de densité spatiale (c'est une période où on cherchait à estimer le potentiel hydroélectrique des bassins non encore équipés). On peut noter qu'en intégrant le réseau de NPT à celui des pluviomètres, on comble de manière intéressante le déficit d'instrumentation des tranches d'altitudes supérieures à 2000m, comme le montre la figure 1.6(b). En effet, ce réseau a été déployé en haute montagne, jusqu'à 3270m d'altitude (NPT de Bérangère, sous l'Aiguille de la Bérangère dans le massif du Mont Blanc). Le positionnement de ce réseau d'altitude est présenté dans la figure 1.5.

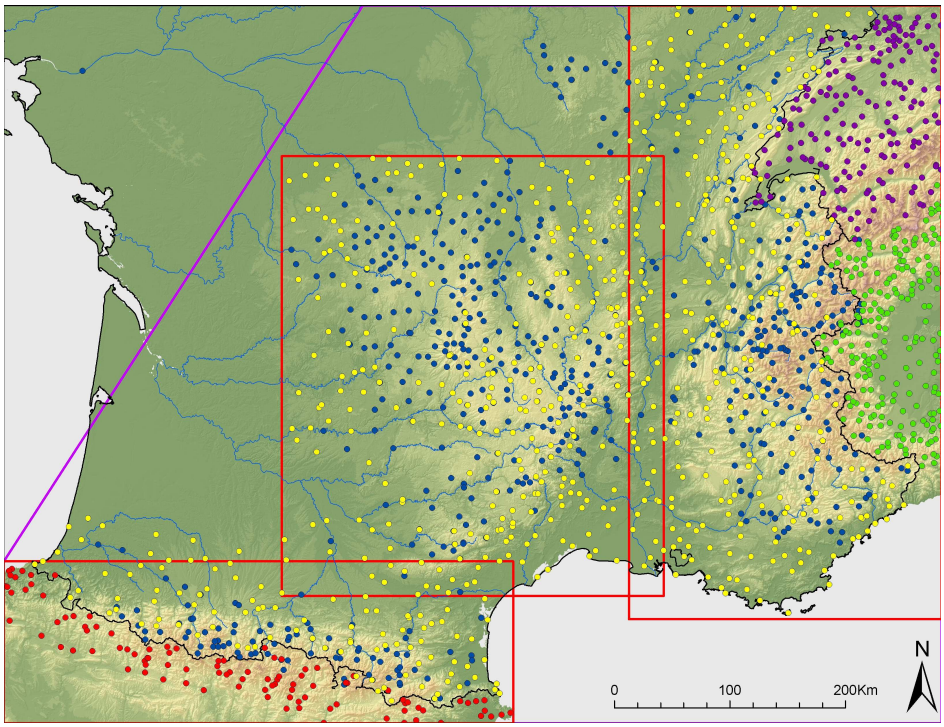


FIG. 1.4 – Emplacements des pluviomètres et pluviographes utilisés

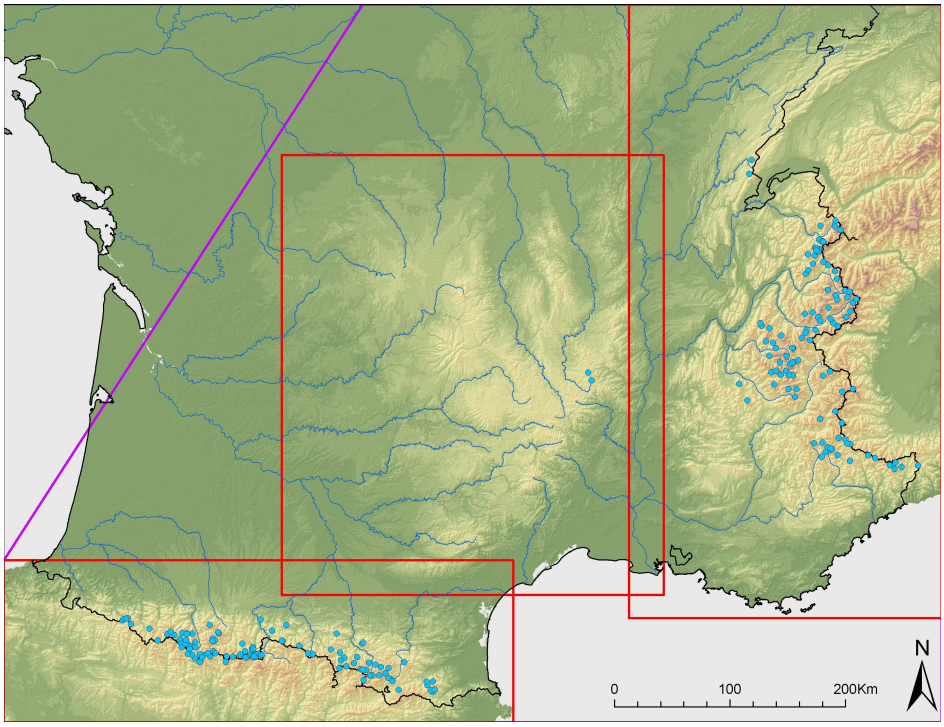
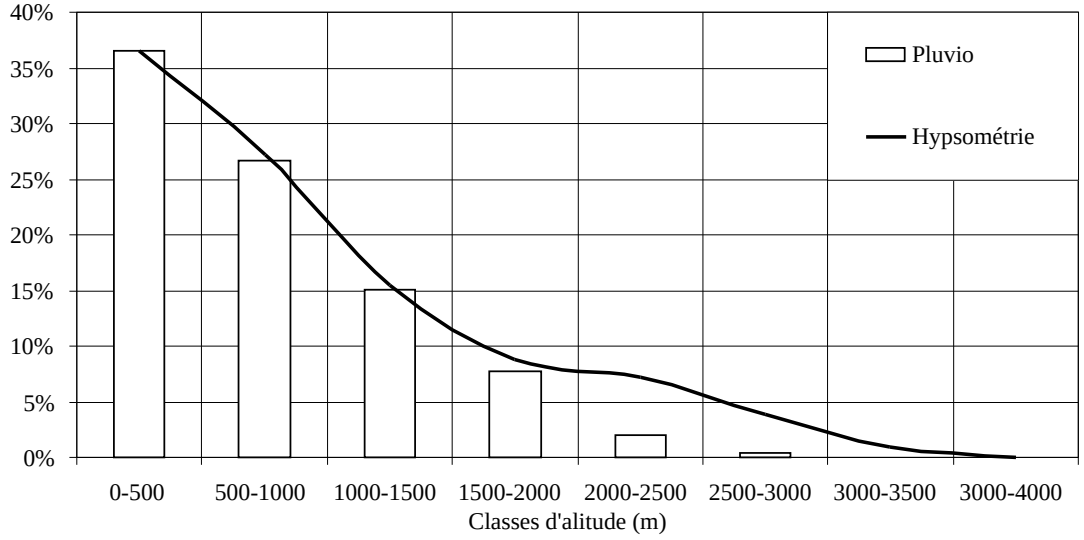
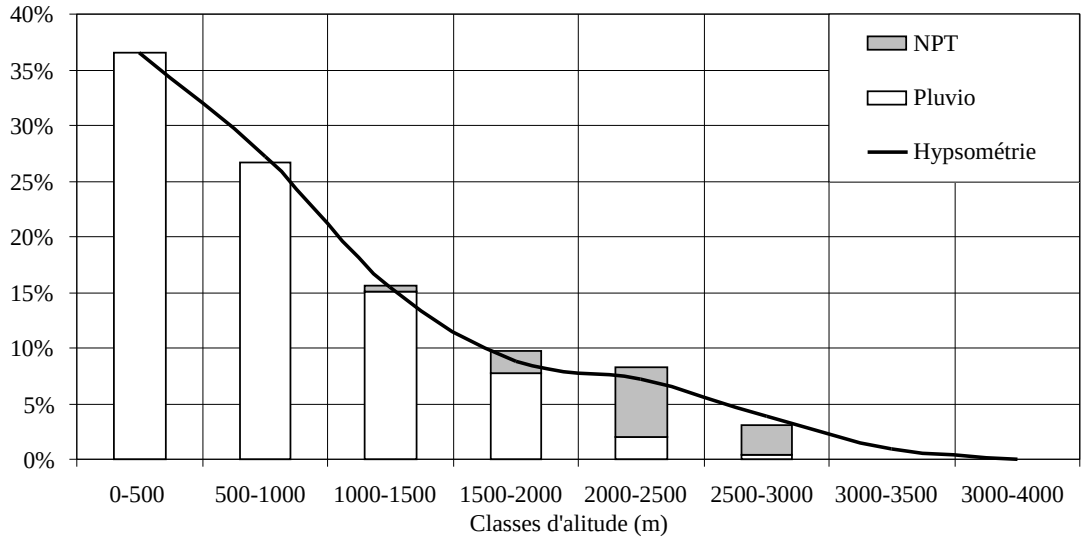


FIG. 1.5 – Emplacements des nivo-pluviomètres totalisateurs



(a) Pluviomètres seuls



(b) Pluviomètres et NPT

FIG. 1.6 – Répartition altimétrique des postes de mesure de précipitation pour la grille Alpes (histogramme rayé pour les pluviomètres, histogramme grisé pour les NPT, et courbe noire pour l'hypsométrie de la grille Alpes)

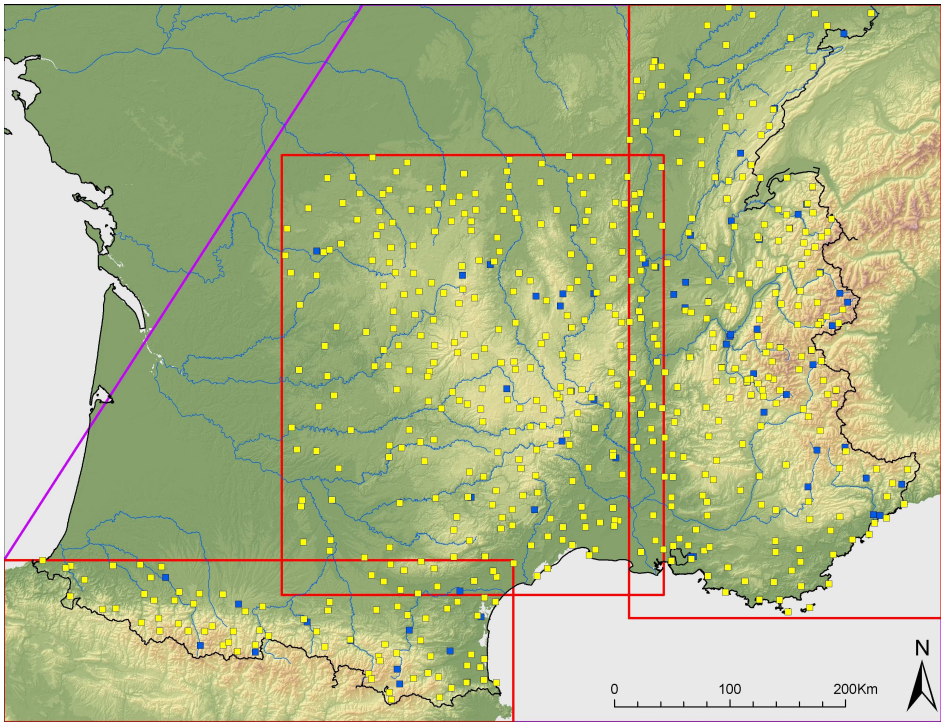


FIG. 1.7 – Emplacements des stations de mesure de la température de l'air utilisées

1.2.2 Mesures de température

La modélisation de l'équivalent en eau du manteau neigeux passe par la connaissance de la température de l'air. Nous avons donc constitué une base de données de température de l'air sur les massifs qui nous intéressent. Le réseau EDF est peu fourni en postes d'observation de la température, et nous avons ainsi essentiellement utilisé un réseau constitué de postes Météo France. Nous disposons de 666 postes de mesure (110 postes EDF et 556 postes Météo France), sur lesquels sont mesurées la température minimum et la température maximum journalières, et cela pour la période 1948-2005. Ce réseau est présenté sur la figure 1.7.

1.2.3 Mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux

EDF dispose aussi d'une très importante base de données de mesure de la neige. Le sondage est l'outil de mesure de la hauteur et de l'équivalent en eau de neige le plus simple. Il s'agit d'un carrotage, effectué régulièrement dans l'année par un opérateur (fréquence hebdomadaire à mensuelle). Son emplacement est matérialisé par une perche (photo 1.8(a)) qui sert seulement à repérer le lieu de la mesure, pour que les carrotages soient toujours faits au même endroit. On détermine la valeur en eau du manteau neigeux par pesée des carottes. La majorité des mesures de neige s'effectue de cette manière.

Historiquement des observateurs réalisaient des "courses" dans les massifs où EDF souhaitait suivre l'évolution du manteau neigeux. Il n'était ainsi par rare d'avoir dans un même vallon trois ou quatre points de sondage suivis régulièrement. Ce réseau d'observation a compté jusqu'à plus de 700 points de sondage dans ses périodes les plus fastes (1950-1975). Ce réseau, qui compte encore aujourd'hui environ 200 points de mesure ré-

partis sur les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central, a été petit à petit abandonné au profit d'appareillages automatiques (plus coûteux et plus complexes), capables de fournir des chroniques continues d'équivalent en eau du manteau neigeux (à la place de relevés au mieux hebdomadaires avec les sondages).

On distingue ainsi deux types d'appareils :

– Le Télénivomètre à rayonnement Gamma (photo 1.8(b))
– Le Nivomètre à Rayonnement Cosmique (NRC) (photo 1.8(c))

A la fin des années 1970, EDF a déployé des télénivomètres comportant une petite source radioactive sur les bassins versants importants de son parc hydroélectrique. On en dénombrait 43, dont 22 dans les Alpes, 14 dans les Pyrénées et 7 dans le Massif Central. Il existait deux types d'appareils, les télénivomètres horizontaux et les télénivomètres verticaux.

Les premiers, réservés aux importantes hauteurs de neige, sont équipés de deux mâts métalliques parallèles, dans lesquels se déplacent dans l'un une source radioactive et dans l'autre un scintillomètre. Le principe de mesure réside dans l'estimation de l'atténuation du signal radioactif à travers le manteau neigeux le long de ces mâts. On peut alors facilement obtenir la hauteur de neige et la valeur en eau par traitement du signal reçu.

Les seconds, utilisés pour les hauteurs de neige plus faibles, se présentent sous la forme d'un portique au sommet duquel est fixée la source radioactive, qui rayonne en direction du scintillomètre placé cette fois directement au sol, à la base du manteau neigeux.

Ces postes fonctionnaient en continu et étaient dotés d'un système d'accumulation des données, qui étaient tous les jours téléchargées sur un poste informatique de la DTG par transmission téléphonique. Pour des raisons médiatiques, ces télénivomètres ont tous été démontés (les derniers en 2003), et progressivement remplacés par les NRC.

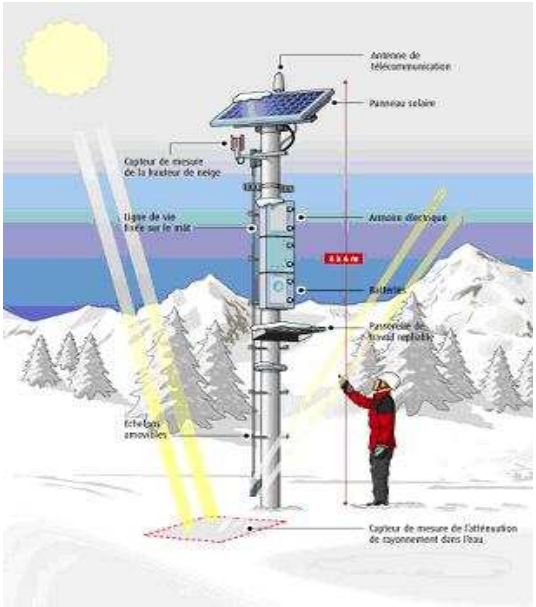
Le NRC est développé à DTG depuis l'année 1998, et se trouve aujourd'hui au début de son fonctionnement industriel (le déploiement s'est achevé en 2004). On en dénombre aujourd'hui 39, répartis dans les Alpes (20), le Massif Central (5) et les Pyrénées (12). Il est basé sur la mesure de l'atténuation du rayonnement cosmique à travers le manteau neigeux. Il est équipé d'un mât métallique comportant au sommet un panneau solaire et une centrale météo (pression, température). Au pied du mât est placé au niveau du sol un détecteur, qui compte le nombre de neutrinos issus de l'interaction du rayonnement cosmique avec l'atmosphère et l'eau du manteau neigeux. Par comparaison avec un témoin (mesure du rayonnement cosmique sans atténuation par la neige), on mesure l'atténuation du rayonnement due à la traversée du manteau neigeux. Le traitement de ce signal assez complexe permet ensuite d'estimer la valeur en eau du manteau neigeux. La hauteur de neige est obtenue quant à elle à l'aide d'une sonde à ultra sons placée au sommet du mat.

La figure 1.9 présente une cartographie sur laquelle sont positionnés ces différents types d'appareils.

(a) Perche

(b) Télénivomètre

(c) Nivomètre à Rayonnement Cosmique



(d) Schéma du NRC

FIG. 1.8 – Les différents appareillages du réseau de mesure de la neige

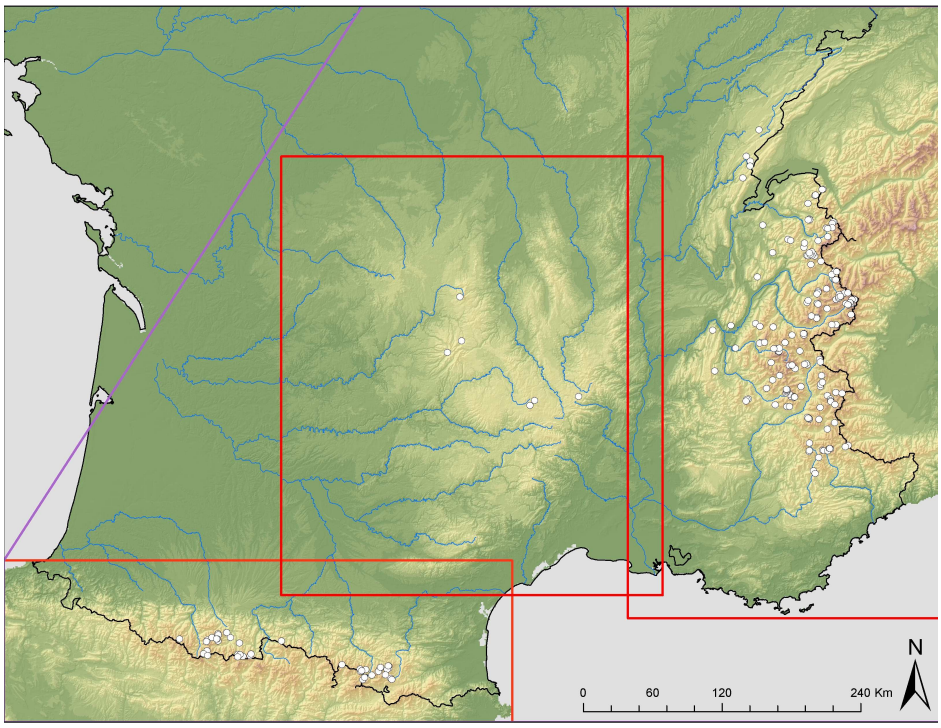


FIG. 1.9 – Emplacements des postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux

1.3 Critiques des bases de données

La critique de données ! Voilà une activité ô combien importante et pourtant si peu gratifiante pour l'hydrologue ! Chronophage et fastidieuse, c'est le véritable sacerdoce de toute nouvelle étude, et qui pourtant n'apparaît qu'à peine dans le rapport final. Car 2000 chroniques journalières disponibles sur 50 ans, donnent la bagatelle de 100 000 années stations, soit près de 37 millions de données !

Pour mener à bien ce redoutable travail, nous avons dissocié trois types de critiques :
- La détection de valeurs aberrantes ponctuelles
- La détection de décalages temporels
- La détection de ruptures chronologiques

1.3.1 Détection de valeurs aberrantes

Précipitation

Pour chaque station, on établit la listes des n_k stations voisines les mieux corrélées (en pratique on utilise la corrélation établie sur les cumuls mensuels, et n_k est compris entre 5 et 10). Pour chaque journée, on calcule la moyenne $\mu_P(n_k)$ et l'écart type $\sigma_P(n_k)$ des n_k précipitations observées à ces stations. On compare alors la précipitation du jour P_j de la station à critiquer à $\mu_P(n_k)$. Si la différence est trop importante par rapport à $\sigma_P(n_k)$ on peut suspecter une possible valeur aberrante, ce qui s'écrit :

$$\left|P_j - \mu_P(n_k)\right| > \lambda \cdot \sigma_P(n_k) \Rightarrow \text{valeur suspecte}$$

Le coefficient λ est fixé en pratique entre 2 et 4. Cet algorithme permet assez facilement de détecter les valeurs suspectes, qui sont ensuite corrigées ou non à la main. On corrige ainsi des erreurs de saisie en fait très classiques comme par exemple :
- l'oubli de virgule ($621mm$ saisis au lieu $62.1mm$)
- la confusion valeur manquante / valeur nulle ($0mm$ saisis à la place de -9999.0 qui est la convention EDF pour l'absence de mesure)
- l'oubli du signe "$-$" dans la valeur manquante (9999.0 et les variantes 999.9, 99.99 au lieu de -9999.0)

Température

Pour les températures, l'approche précédente ne peut être mise en oeuvre aussi facilement, dans la mesure où il serait d'abord nécessaire de désinfluencer les séries de l'altitude pour pouvoir les comparer entre elles (c'est à dire comparer la moyenne des postes voisins avec la station à critiquer). De ce fait, nous nous sommes contentés de rechercher les valeurs suspectes par rapport à des seuils inférieurs et supérieurs. Un contrôle visuel est ensuite réalisé pour affirmer ou infirmer la détection, dans la mesure où certaines stations sont évidemment très atypiques (stations de haute altitude très froide ou au contraire de plaine très chaude). Typiquement nous avons utilisé :
- un seuil minimum de -20°C et un seuil maximum de 40°C pour toute l'année,
- un seuil minimum de 0°C pour la saison d'été,
- un seuil maximum de 30°C pour la saison d'hiver.

1.3.2 Détection de décalages temporels

Ce problème concerne essentiellement les précipitations, car il reste quasi indétectable pour les températures. C'est un résultat surprenant que nous avons obtenu un peu par hasard en utilisant l'algorithme du paragraphe 1.3.1, en utilisant un seuil λ assez faible (entre 1 et 1.5), et en comptant le nombre de valeurs suspectes détectées par an. Il est apparu que certaines stations fournissaient certaines années un très grand nombre d'anomalies, et puis certaines années quasiment aucune. Le nombre d'anomalies détectées par an avec un seuil λ bas, permet de mettre en évidence les décalages temporels dans les séries.

Au moment du développement de l'informatique, un grand travail de numérisation des séries temporelles a été entrepris, en s'appuyant sur des relevés papier archivés. Cette saisie "industrielle" (et non une saisie mois par mois comme cela se fera par la suite lorsque les systèmes informatiques seront en place) engendre nécessairement outre des erreurs de frappe, d'éventuels décalages temporels. Nous avons ainsi détecté beaucoup de décalages chronologiques (décalage de la donnée au jour suivant ou au jour précédent) pour les années 1948 à 1960 environ. Ce décalage s'explique d'autant plus qu'il y a une petite subtilité dans la saisie des précipitations. En effet, la valeur relevée par l'observateur le matin correspond à la précipitation qui est tombée la veille ![4]

L'exemple de la station de mesure de Faverges est une parfaite illustration de ces décalages temporels, mais comme plusieurs dizaines d'autres. Le tableau 1.2 présente les 5 stations de proximité les mieux corrélées à la station de Faverges, et le tableau 1.3 permet de visualiser le décalage d'une journée présent dans cette série.

TAB. 1.2 – Stations les mieux corrélées au poste Météo France de Faverges dans l'Isère

Nom	Code	Corrélation
Charavine les Vannes (38)	Pl_DTG_1911	0.91
La Cote-Saint-André (01)	Pl_MFR_38130001	0.91
Belley (01)	Pl_MFR_01034001	0.88
Chateau-Gaillard (01)	Pl_MFR_01089001	0.88
Neuville-sur-Ain (01)	Pl_MFR_01273001	0.86

[4]Cumul 8h-8h, Convention de l'OMM

TAB. 1.3 – Exemple de décalage sur la station de Faverges au début du mois de septembre 1948

Date	Faverges	Charavines	Cote St André
01/09/1948	0.00	0.00	0.00
02/09/1948	63.50	0.00	0.00
03/09/1948	37.50	58.60	64.50
04/09/1948	6.50	50.50	42.20
05/09/1948	1.20	11.00	17.50
06/09/1948	0.00	4.80	0.30
07/09/1948	0.00	0.00	0.00
08/09/1948	0.00	0.00	0.00
09/09/1948	0.00	0.00	0.00
10/09/1948	37.80	0.00	0.00
11/09/1948	4.80	24.30	41.90
12/09/1948	1.80	4.20	4.10
13/09/1948	0.00	0.00	1.40
14/09/1948	0.00	0.00	0.00
15/09/1948	0.00	0.00	0.00

1.3.3 Détection et correction des ruptures temporelles

La vie d'une station de mesure n'est pas figée malgré son apparente quiétude. L'évolution de son environnement, de son appareillage et de son emplacement au cours du temps influe de manière non négligeable sur la manière dont cette station mesure les précipitations ou la température, ce qui se traduit directement par des ruptures temporelles dans les séries d'observation qui perdent ainsi leur stationnarité. Des méthodes statistiques permettent de détecter ces ruptures, et de proposer une correction sur les périodes incriminées (correction multiplicative pour la précipitation, et additive pour la température).

DTG a développé un outils statistique, Kritikor, basé sur le principe du test d'homogénéité d'Alexandersson (Alexandersson, 1986) et des cumuls de résidus associés aux ellipses de Bois (Bois, 1971). Cet outil permet de détecter les ruptures de séries climatologiques (Peterson et Easterling, 1994), en étudiant la stabilité dans le temps d'un modèle (régression linéaire multiple) reliant les mesures d'une station à celles des stations voisines bien corrélées (cas des précipitations) ou d'un groupe de stations de référence réputées de bonne qualité (cas des températures[5]).

Chaque série à critiquer subit un test d'homogénéité, qui permet de détecter ses éventuelles ruptures chronologiques, et de proposer alors un découpage de cette série en sous-périodes homogènes, délimitées par les ruptures détectées.

Pour homogénéiser la série, on applique aux données un coefficient correctif propre

[5]Il s'agit des séries de température de Météo France disponible sur la France, dites séries homogénéisées de référence (Mestre, 2000).

à chacune des périodes mises en évidence. L'ensemble de cette analyse est réalisé au pas de temps mensuel, c'est à dire sur les cumuls mensuels de précipitation et moyenne mensuelle de température de l'air. Les correctifs sont ensuite appliqués aux séries au pas de temps journalier. Dans le cas de la température, la critique est réalisée sur la série de température moyenne, puis les correctifs sont appliqués aux deux séries de températures minimum et maximum.

Parallèlement à l'utilisation de l'outil Kritikor, une étude détaillée des "dossiers stations" des séries EDF et Météo France[6] a permis de corroborer les ruptures détectées à la vie de la station. On détecte ainsi facilement les déplacements de poste, les changements de technologie (passage du seau manuel au pluviomètre automatique), et même dans certains cas les changements d'observateurs. On peut alors expliquer la rupture détectée ainsi qu'éventuellement la correction associée.

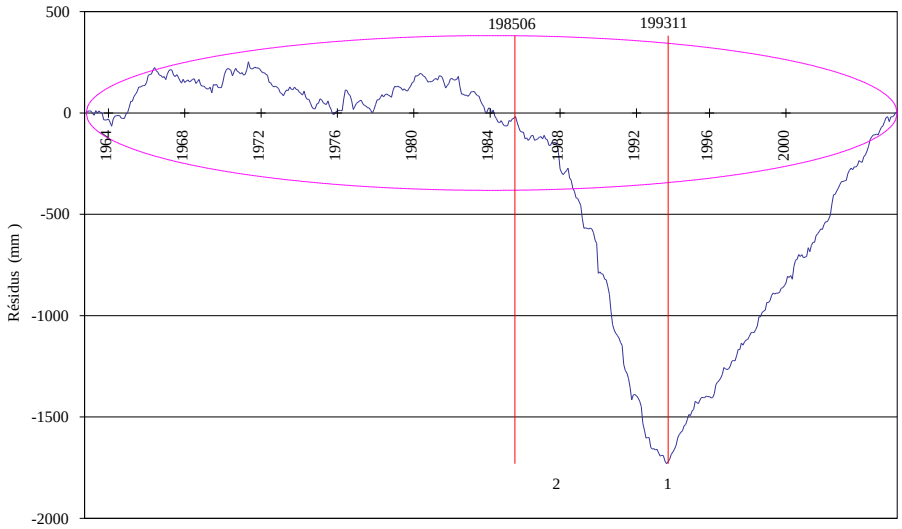
L'utilisation de l'outil Kritikor à une échelle quasi-industrielle a permis de valider la performance de cet outil, en particulier grâce à sa capacité à déceler de manière automatique les ruptures par ailleurs prévisibles d'après les événements tracés dans les dossiers stations. De plus, l'outil Kritikor nous a permis d'isoler un certain nombre de séries douteuses sur lesquelles nous nous sommes penchés de manière très approfondie. Un diagnostic détaillé a alors permis de conserver ou d'écarter certaines de ces séries.

La critique des données italiennes, espagnoles et suisses reste plus difficile dans la mesure où nous ne disposons pas des "dossiers stations" permettant de valider les ruptures détectées. De ce fait, nous sommes obligés de faire totalement confiance à notre outil statistique, par ailleurs déjà largement éprouvé sur les séries françaises. Cependant, ces séries ne se situent pas à proprement parler sur notre domaine d'études. Elles permettent simplement d'affiner nos résultats sur les frontières, afin de réduire les effets de bord du modèle. Une critique moins approfondie se justifie ici amplement, et nous avons décidé de faire confiance à cet outil dans la limite de corrections raisonnables.

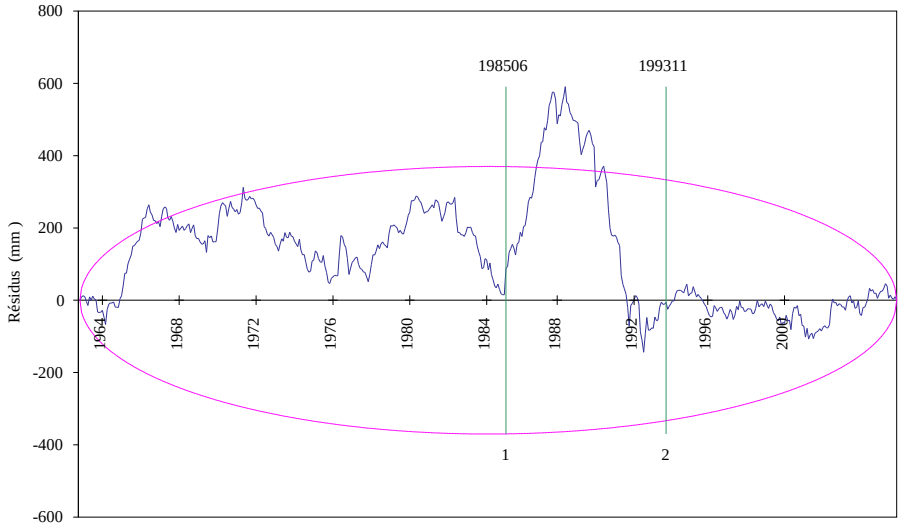
On présente dans les figures 1.10 et 1.11 deux exemples d'utilisation de Kritikor, l'un sur la critique de la série de mesure de précipitation EDF de Roselend, et l'autre sur la série de température de Météo France de Sablons. Les figures 1.12 et 1.13 présentent ensuite les résultats de cette critique, avec les facteurs correctifs à appliquer à chacune des séries (facteur multiplicatif pour la précipitation, et facteur additif pour la température).

Il est intéressant de noter ici l'impact de l'instrumentation sur la mesure de précipitation. Roselend est un exemple très représentatif de ce que l'on peut trouver sur plusieurs stations EDF. Beaucoup de postes ont ainsi été instrumentés d'abord par des seaux manuels (opérateurs), puis par des "mini pluvio" (pluviomètre d'une surface de captation de $200cm^2$) et enfin par des "PG2000" qui est le pluviomètre automatique de référence pour EDF, et qui équipe maintenant la quasi-totalité de son parc "temps réel" (il dispose d'une surface de captation de $2000cm^2$). Nous avons pu montrer que dans certains cas, un PG2000 peut capter 10% de pluie en plus qu'un seau manuel, et entre 20% et 30% de plus qu'un "mini pluvio" (appareil vite abandonné au demeurant à cause d'un sous-comptage manifeste).

[6]Les dossiers stations de Météo France sont disponibles en ligne sur la Climathèque : http ://climatheque.meteo.fr



(a) Avant correction

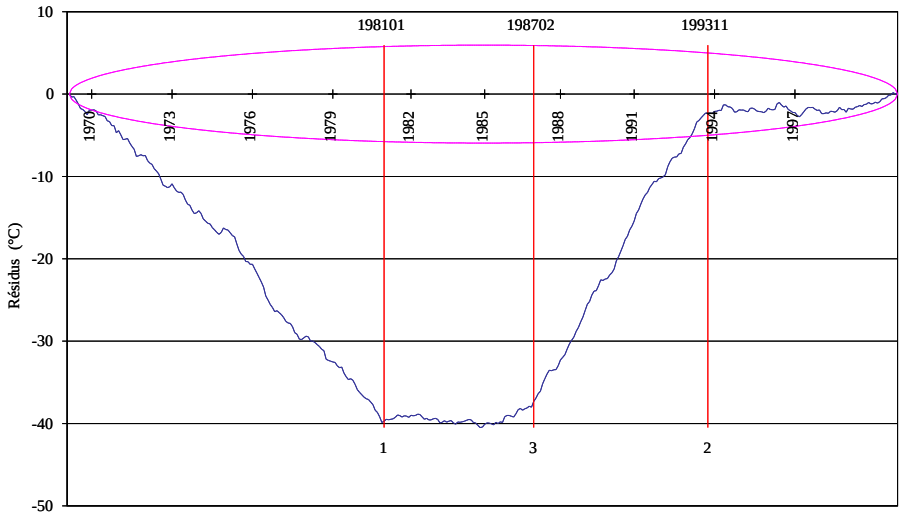


(b) Après correction

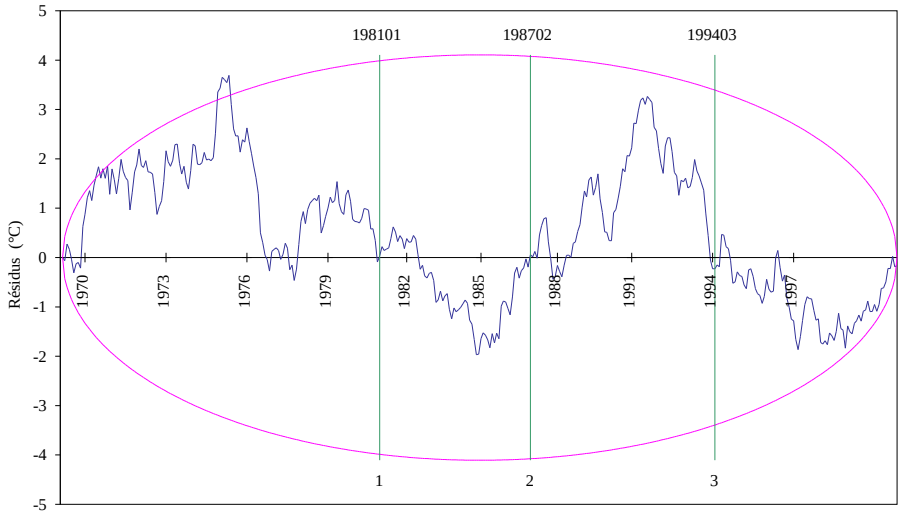
	Avant correction	Après correction
$Pl_{DTG_1571} =$	$0.371 \cdot Pl_{DTG_1572}$	$0.461 \cdot Pl_{DTG_1572}$
	$+0.303 \cdot Pl_{DTG_1580}$	$+0.275 \cdot Pl_{DTG_1580}$
	$+0.170 \cdot Pl_{DTG_1584}$	$+0.224 \cdot Pl_{DTG_1584}$
	$+0.125 \cdot Pl_{DTG_1350}$	$+0.116 \cdot Pl_{DTG_1350}$
R^2	0.9289	0.9464

(c) Modèles explicatifs

FIG. 1.10 – Résidus cumulés avant et après correction et ellipses de Bois associées pour la série de précipitation EDF de Roselend (Pl_DTG_1571)



(a) Avant correction



(b) Après correction

	Avant correction	Après correction
$Ta_{MFR_38349001} =$	0.411	0.437
	$+0.170 \cdot Ta_{MFR_26198001}$	$+0.166 \cdot Ta_{MFR_26198001}$
	$+0.198 \cdot Ta_{MFR_38421001}$	$+0.197 \cdot Ta_{MFR_38421001}$
	$+0.594 \cdot Ta_{MFR_69029001}$	$+0.596 \cdot Ta_{MFR_69029001}$
R^2	0.9965	0.9984

(c) Modèles explicatifs

FIG. 1.11 – Résidus cumulés avant et après correction et ellipses de Bois associées pour la séries de température Météo France de Sablons (Pl_MFR_38349001)

Rupture	Date	Ordre d'importance
1	06/1985	2
2	11/1993	1

(a) Ruptures détectées

Période	Correctif	Explications dossier station
01/1963 - 05/1985	$\times 1.103$	Seau manuel utilisé jusqu'à la fin de l'année 1984
06/1985 - 10/1993	$\times 1.266$	Remplacement par un "mini pluvio" ($200cm^2$) le 01/01/1985
11/1993 - 12/2003	$\times 1.000$	Remplacement par un "PG2000" ($2000cm^2$) en novembre 1993

(b) Corrections proposées

FIG. 1.12 – Détection des ruptures et correctifs proposés pour la séries de précipitation EDF de Roselend (Pl_DTG_1571)

Rupture	Date	Ordre d'importance
1	01/1981	1
2	02/1987	3
3	03/1994	2

(a) Ruptures détectées

Période	Correctif	Explications dossier station
05/1969 - 12/1980	$+0.285$	
01/1981 - 01/1987	-0.028	Déplacement du poste le 11/02/1981
02/1987 - 02/1994	-0.458	Raison inconnue
03/1994 - 12/2000	-0.027	Déplacement du poste le 30/04/1994

(b) Corrections proposées

FIG. 1.13 – Détection des ruptures et correctifs proposés pour la série de température Météo France de Sablons (Pl_MFR_38349001)

1.3.4 Bilan de la critique

L'expérience montre qu'il subsiste toujours des petites surprises au gré des séries de mesure. Ainsi certains pluviomètres automatiques non équipés de chauffage, ont la désagréable habitude de ventiler les précipitations neigeuses sur plusieurs jours après les chutes de neige, au gré du bon vouloir du soleil à faire fondre les précipitations solides accumulées dans le cône de captation (c'est le cas de plusieurs séries italiennes notamment). A l'inverse, les opérateurs attribuent parfois le cumul de plusieurs journées pluvieuses à un seule journée (par exemple si le relevé n'a pas pu être fait une journée).

Et enfin, parmi encore tant d'autres choses, nous avons pu mettre en évidence des saisies de données dans la mauvaise série, ce qui donne un mixage de deux séries différentes, et qui rend la série souvent inexploitable.

Au final, 3 séries de précipitation et 5 séries de températures ont été totalement supprimées, 270 séries de précipitation et 72 séries de température ont été redressées à l'aide de l'outil Kritikor. On dispose donc à ce stade de bases de données critiquées, prêtes à l'emploi, c'est donc parti, Hasta la cumbre[7] !

[7] Jusqu'au sommet

1.4 La classification en type de temps d'EDF

Les classifications en type de temps sont nombreuses, et toujours construites en vue d'une application précise. L'objet du présent travail n'est pas de proposer ou de construire une classification en type de temps, classification qui pourrait à elle seule être l'objet d'un sujet de thèse.

La classification en types de temps retenue, est celle établie à EDF par Joël Gailhard. Elle est utilisée dans d'autres applications d'EDF comme la méthode SCHADEX (Paquet *et al.*, 2006), et a été développée spécifiquement pour les besoins d'EDF. Elle est constituée de huit types de temps présentés dans la figure 1.16.

Pour être plus précis, la classification EDF est en fait une classification en types de champs barométriques européens, mais nous utiliserons (peut-être abusivement) la terminologie "type de temps" dans toute la suite du texte.

Brièvement, les types de temps EDF ont été bâtis sur la base d'un existant méthodologique : la méthode des analogues, utilisée dans un contexte de prévision opérationnelle des précipitations (Duband, 1970; Djerboua, 2001). La similitude vient du fait que pour établir une classification dans l'espace des journées météorologiques il faut deux ingrédients :

1. se donner une métrique de distance entre situations météorologiques,
2. définir les frontières entre classes (ou les centres de classes : nombre et position).

Le propos des méthodes dites "analogues" est de répondre à la première question : quelle métrique retenir pour décider qu'une journée en particulier est analogue à une journée d'une archive météorologique ? Les options retenues par la méthode actuellement exploitée par les prévisionnistes à EDF-DTG sont les suivantes (Guilbaud, 1997; Bontron, 2004) :

– choix d'une extension spatiale "France", orientée Sud-Est,
– choix des champs de géopotentiels 700 et 1000hPa à 0h et 24h (4 champs),
– distance inter-champs de "Teweles-Wobus" (dite "distance TW").

On peut ainsi illustrer la genèse méthodologique de la classification par le schéma de la figure 1.14.

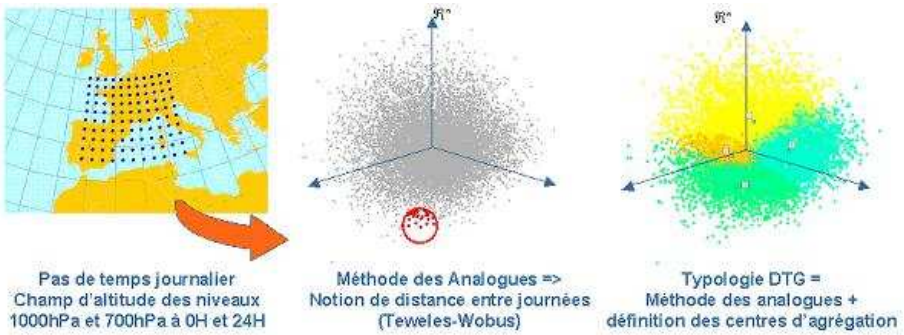


FIG. 1.14 – Genèse méthodologique de la classification EDF

Les choix sous-jacents à la méthode des analogues utilisée à EDF (extension spatiale, champs météorologiques retenus, critère de distance) ont déjà fait l'objet d'une optimisation par rapport à la problématique de prévision des précipitations sur les massifs montagneux français. Ces choix n'ont pas été remis en cause pour réaliser la classification, et

le complément méthodologique apporté a consisté à définir les centres d'agrégation des classes (certains auteurs parlent de "centroïdes"), c'est à dire les 8 champs météorologiques qui servent d'appui pour déterminer à quelle classe appartient une journée donnée. On détermine de quel centroïde la journée est la plus proche au sens de la distance TW, et c'est cette proximité qui amène à déterminer la classe d'appartenance.

La méthode retenue pour initialiser les centres de classe a consisté, à partir d'une classification des champs de précipitation observés (approche qualifiée de "bottom-up"), de réaliser une classification ascendante hiérarchique (CAH) sur 3086 journées pluvieuses de la période 1956-1996. La base de données utilisée est constituée de 54 séries pluviométriques journalières, chaque série correspondant elle-même à la moyenne pondérée de plusieurs postes pluviométriques. Cette base de donnée, décrite par Bontron (2004) est une nouvelle fois celle utilisée dans le contexte de prévision opérationnelle des précipitations.

Une journée a été qualifiée de "pluvieuse" dès que la moyenne globale des 54 séries dépassait les $5mm$ (ce qui correspond à 21% des journées). Le dendrogramme issu de la CAH a conduit à retenir 7 classes pluvieuses (classes 1 à 7), la huitième classe étant constituée du complément des journées "non-pluvieuses" (79% à ce stade). C'est en calculant les champs météorologiques moyens de ces 8 classes (champs de géopotentiels 700 et $1000hPa$ à $0h$ et $24h$) que l'on obtient les "centroïdes" (un centroïde étant ainsi décrit par 4 champs, la figure 1.16 ne représentant que le champ de géopotentiels $1000hPa$ à $0h$). En résumé, on peut illustrer l'initialisation des centres de classes par le schéma de la figure 1.15.

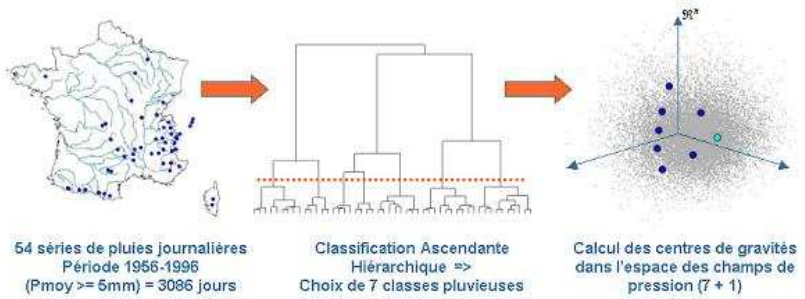


FIG. 1.15 – Initialisation des centres de classes de la classification EDF

Comme expliqué plus haut chaque journée de l'archive météorologique (et par extension toute nouvelle journée) peut se voir affecter un numéro de classe via la recherche du centroïde le plus proche. Les journées de la période 1956-1996, déjà classées au sens des champs de précipitation, se retrouvent classées au sens de la circulation atmosphérique, ce qui conduit à réaffecter certaines journées, particulièrement les journées de la classe 8 qui reste toutefois la classe la plus fournie, même à l'issue de cette étape (28% des journées appartiennent à la classe 8, au stade final de la classification).

Enfin une dernière étape a consisté à vérifier que la classification retenue était bien discriminante par rapport à l'occurrence pluie/non-pluie sur notre territoire d'étude, en utilisant des critères dédiés à cette problématique comme le critère de Cramer (Bardossy *et al.*, 1995; Stehlik et Bardossy, 2003), vérifiant par là-même la qualité de cette classification par rapport à d'autres classifications obtenues soit directement sur internet comme

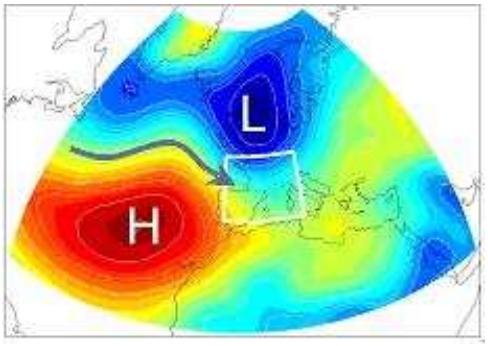
celle de Lamb[8] ou de Hess-Brezowsky[9], soit auprès de partenaires scientifiques comme le CEN (Centre d'Etudes de la Neige de Météo France) ou le CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique).

On précisera que l'archive météorologique retenue est l'archive DTG, constituée par une interpolation de 37 points de radiosondage sur une grille en coordonnées Mercator. Sur cette grille la zone d'étude retenue est constituée de 110 points (11×10). Cette archive ne commence qu'en 1953, c'est pour ces raisons que la classification EDF ne commence que le 1er janvier 1953. On présente dans la figure 1.4 l'occurrence de chaque type de temps sur la période 1957-1973.

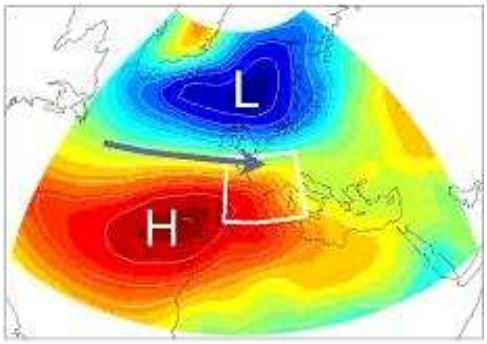
TAB. 1.4 – Occurrence des types de temps sur la période 1957-1973

TT	Occurrence 1957-1973 (jour)	Moyenne annuelle (jour)	Occurrence annuelle moyenne
1	469	27.6	7.6%
2	1475	86.8	23.8%
3	483	28.4	7.8%
4	1126	66.2	18.1%
5	436	25.6	7.0%
6	329	19.4	5.3%
7	196	11.5	3.2%
8	1695	99.7	27.3%
Tous	6209	365.24	100.0%

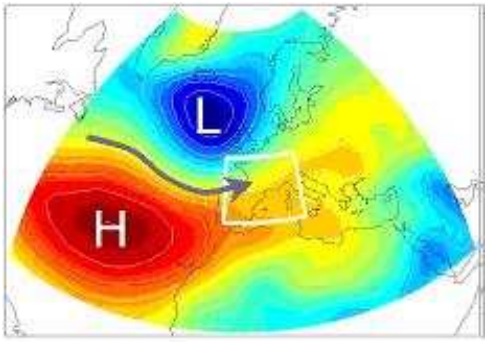
[8]http ://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/lwt.htm
[9]http ://www.pik-potsdam.de/ uwerner/gwl/welcome.htm



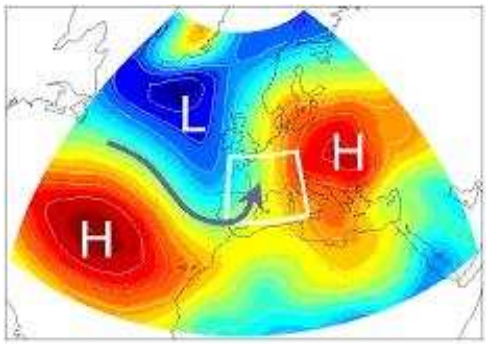
(a) Onde atlantique



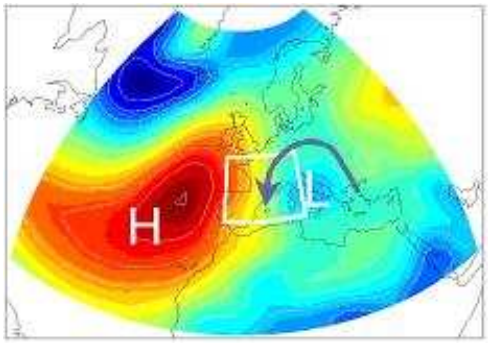
(b) Flux atlantique stationnaire



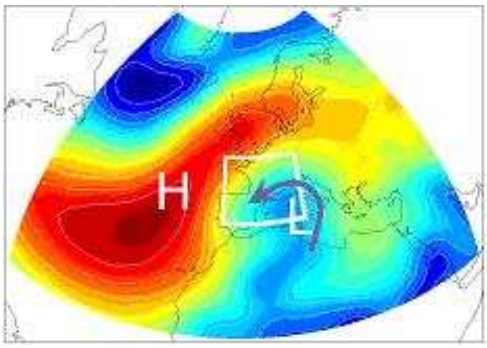
(c) Circulation de Sud-Ouest



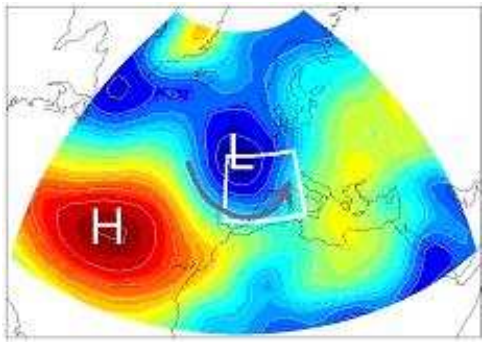
(d) Circulation de Sud



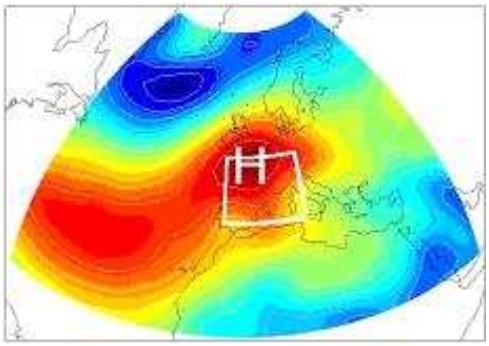
(e) Flux de Nord-Est



(f) Retour d'Est



(g) Dépression centrale



(h) Circulation anticyclonique

FIG. 1.16 – Champ barométrique moyen (1000*hPa* - 0h) de la classification en types de temps EDF

Chapitre 2

Structures spatiales des précipitations journalières et types de temps

2.1 Une approche par type de temps sur une période très instrumentée (1957-1973)

2.1.1 Précipitations et circulation atmosphérique

L'intérêt porté aux précipitations sur les massifs montagneux ne date pas d'hier. Les chaînes de montagnes, par leur altitude élevée, sont en effet de véritables barrières pour les flux météorologiques, et sont de ce fait régulièrement arrosées par les perturbations qui les traversent. L'eau qui s'y dépose, sous forme de pluie ou de neige est précieuse à plus d'un titre : eau potable, agriculture, mais aussi hydroélectricité en ce qui nous concerne plus particulièrement. Dès le début du siècle, on pouvait ainsi lire que "La Météorologie des régions alpestres acquiert, depuis l'origine du développement de l'exploitation de la houille blanche, un intérêt économique croissant" (De Rham, 1929).

Les précipitations sont issues des masses d'air humide, transportées au gré du vent, avec des effets différents suivant les versants considérés, versant au vent et sous le vent. L'étude des précipitations ne peut ainsi se dissocier de l'étude de la circulation atmosphérique correspondante. La structure du flux météorologique, qui n'est finalement que l'expression du champ de pression sous-jacent, est de ce fait porteuse de renseignements fondamentaux sur la structure spatiale et l'intensité des précipitations. L'association entre champs de précipitation et champs de pression est malgré les apparences très ancienne, comme le démontre Benevent (1926) dans son remarquable travail sur le climat des Alpes Françaises. Il associe naturellement précipitations et vents dominants, en rappelant que l'homme l'a finalement toujours fait de manière ancestrale. Les vents typiques régionaux (la "Bise" ou le "Mistral" [1], la "Traverse"[2] , la "Lombarde"[3], etc.) sont finalement toujours ramenés à des phénomènes météorologiques typiques : la Lombarde par exemple, "c'est en hiver le vent de la tourmente qui amoncelle la neige dans les cols et au printemps, de même qu'en automne, un courant associé parfois à la pluie et à la neige".

[1] Vent du Nord
[2] Vent d'Ouest dans les Alpes du Nord
[3] Vent d'Est

A ce stade, il nous est paru naturel d'utiliser une classification en types de temps pour étudier les précipitations. Cette approche par type de temps n'est pas nouvelle, et est utilisée dans de nombreux autres domaines comme la prévision des avalanches (Obled et Good, 1980), la descente d'échelle des sorties de modèle météorologique globale (Conway et Jones, 1998), l'interpolation des températures (Courault et Monestiez, 1999), ou plus récemment l'étude des pluies et débits extrêmes (Paquet *et al.*, 2006). L'idée est de caractériser le phénomène étudié ou de décrire le mécanisme pour chacun des types de temps.

2.1.2 La période 1957-1973

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1.2.1 page 7, nous pouvons considérer que la période 1957-1973 sur laquelle nous travaillons est une des périodes les plus instrumentées au regard du réseau de mesure des précipitations dont nous disposons. Cette période cumule deux avantages, l'exploitation à cette époque des NPT sur nos massifs d'intérêt, et la disponibilité des séries italiennes sur cette même période. Nous pouvons ainsi espérer obtenir des informations plus précises sur la structure des champs de précipitation en montagne en exploitant ces années d'observation. Il faut bien sûr être conscient des incertitudes de mesure inhérentes aux NPT, et nous aurons l'occasion d'en reparler plus tard (dans la partie 3 notamment), mais ce sont néanmoins des observations d'altitude très précieuses pour l'interpolation des précipitations en montagne. Aucun réseau de mesure n'atteint aujourd'hui l'altitude moyenne et la densité spatiale dont a bénéficié le réseau de NPT sur les massifs montagneux français entre 1950 et 1975.

Le but du présent chapitre est ainsi de proposer un modèle d'interpolation des précipitations moyennes journalières par type de temps sur la période 1957-1973, bien instrumentée en altitude. L'objectif est d'identifier la structure spatiale moyenne des précipitations journalières pour chaque type de temps, afin de disposer de champs, que nous nommerons par la suite "**ébauches**", qui puissent ensuite être utilisés pour interpoler les précipitations au pas de temps journalier, interpolation développée dans le chapitre 3.

Il convient donc de construire les jeux de données nécessaires à l'élaboration des ébauches par type de temps, c'est à dire calculer les moyennes journalières de précipitation pour chaque type de temps sur la période 1957-1973 pour l'ensemble des postes disponibles à cette époque. Nous avons choisi d'inclure toutes les séries comportant plus de 80% de données entre 1957 et 1973. Les séries incomplètes ou comportant des lacunes sont reconstituées à l'aide des modèles explicatifs obtenus avec l'outils Kritikor (voir le paragraphe 1.3.3 à la page 18).

Nous disposons pour les pluviomètres de séries journalières, l'affectation des cumuls journaliers à chaque type de temps est très aisée, et on obtient facilement pour chaque poste les 8 cumuls pluri-journaliers et donc finalement les 8 moyennes journalières par type de temps.

Pour les NPT, le "découpage" par type de temps est plus difficile, dans la mesure où nous ne disposons que d'un cumul sur plusieurs dizaines de journées (cumul mensuel ou annuel) qui est un mélange de différents types de circulation atmosphérique. Si nous ne connaissons pas à priori les 8 moyennes journalières par type de temps, on peut néanmoins calculer la moyenne journalière $\bar{P}_{5773}$ tous types de temps confondus, qui peut se relier ensuite simplement aux 8 variables précédentes à travers l'occurrence de chaque type de

temps :

$$\bar{P}_{5773} = \sum_{k=1}^{8} \bar{P}_{TTk} \cdot O_{TTk} \tag{2.1}$$

Où $\bar{P}_{TTk}$ est la précipitation journalière moyenne du type de temps k (pour la période 1957-1973), et O_{TTk} l'occurrence moyenne annuelle du type de temps k (calculée sur la même période, voir le tableau 1.4 à la page 26).

Pour déterminer au mieux les 8 variables par type de temps pour chacun des NPT, nous avons utilisé une méthode itérative basée sur les résultats de notre modèle développé ci après dans le paragraphe 2.3. Ce modèle propose à travers un mécanisme d'interpolation des précipitations observées, une estimation en tout point des massifs montagneux pour chacune des 8 moyennes journalières de précipitation par type de temps. En particulier, on peut obtenir à l'aide d'une interpolation réalisée sur les seuls pluviomètres, une première estimation au droit de chaque NPT de la précipitation moyenne pour chaque type de temps. Si on note $\hat{P}^0_{5773}$ cette précipitation journalière moyenne estimée, nous pouvons écrire :

$$\hat{P}^0_{5773} = \sum_{k=1}^{8} \hat{P}^0_{TTk} \cdot O_{TTk} \tag{2.2}$$

Où $\hat{P}^0_{TTk}$ est la précipitation journalière moyenne du type de temps k pour la période 1957-1973, estimée par le modèle.

Pour chaque NPT, précipitation observée P_{5773} et précipitation estimée $\hat{P}_{5773}$ sont alors directement comparables, et bien sûr différentes (dans la plupart des cas $P_{5773} \geq \hat{P}_{5773}$). Nous pouvons ainsi proposer simplement une première estimation $\hat{P}^1_{TTk}$ des précipitations journalières moyennes par type de temps pour chaque NPT, en écrivant :

$$\hat{P}^1_{TTk} = \frac{\bar{P}_{5773}}{\hat{P}^0_{5773}} \cdot \hat{P}^0_{TTk} \tag{2.3}$$

Nous pouvons alors réaliser une nouvelle interpolation à l'aide du modèle présenté ci-après, en utilisant cette fois les pluviomètres et les NPT avec le jeu de données ainsi estimé. Comme précédemment, on obtient alors pour chaque NPT une nouvelle estimation $\hat{P}^2_{TTk}$ des précipitations journalière moyenne par type de temps. En itérant ce processus 3 à 4 fois, les jeux de données par type de temps convergent pour chaque NPT. Les 8 variables ainsi obtenues pour chacun de ces appareillages respectent alors le cumul observé à chaque NPT tous types de temps confondus et proposent un "découpage" réaliste par type de temps des cumuls relevés aux NPT.

Dans la suite de ce chapitre, nous travaillerons avec 8 jeux de données regroupant pluviomètres et NPT, et constitués de moyennes journalières de précipitation par type de temps.

2.2 Les précipitations orographiques

Avant d'aller plus loin, il nous semble nécessaire d'effectuer quelques rappels simples de physique, sur le forçage orographique et la naissance des précipitations.

2.2.1 Gradients thermiques adiabatiques

Mécanisme et modèle physique

Les quelques considérations physiques que nous développerons dans ce paragraphe sont inspirées de l'encyclopédie Wikipédia et des ouvrages de Yau et Rogers (1989) et de Barry et Chorley (1998).

La variation des paramètres de l'atmosphère est très complexe. Toutefois, pour comprendre un certain nombre de mécanismes météorologiques, on peut s'en tenir à un modèle très simple qui ne dépend que de l'altitude. Dans la troposphère, on peut considérer l'air comme un gaz parfait : la pression est relativement faible (de l'ordre de $10^5 Pa$) et les molécules n'ont pas d'interaction autre que des chocs entre elles. Ainsi, si on considère qu'une masse d'air n'échange pas de chaleur avec son environnement (conditions dites adiabatiques), sa température ne dépend que de sa pression : lorsque l'air se comprime, il s'échauffe, et lorsqu'il se détend, il refroidit.

Dans une atmosphère totalement sèche, en considérant que l'enthalpie généralisée est constante, on a :

$$C_p \cdot dT + M \cdot g \cdot dZ = 0; \tag{2.4}$$

Où :
- C_p est la capacité calorifique molaire à pression constante de l'air,
- dT est la variation élémentaire de température pour une variation d'altitude dZ,
- M est la masse molaire de l'air,
- g est l'accélération de la gravité.

Ainsi, si une masse d'air s'élève, elle se refroidit par détente adiabatique (puisque la pression de l'air diminue), et si elle descend, elle se réchauffe par compression adiabatique (puisque la pression de l'air augmente). Cette variation de température avec l'altitude permet de définir le gradient thermique adiabatique, dans une masse d'air homogénéisée et en équilibre.

Gradient thermique adiabatique sec

Dans la troposphère, la température d'une parcelle s'élevant selon le gradient thermique adiabatique est :

$$\frac{T_0}{T} = \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{C_p}} \tag{2.5}$$

Avec :
- T_0 la température au niveau de référence,
- p_0 la pression au niveau de référence,
- p la pression à l'altitude étudiée,

– R la constante des gaz parfaits,
– C_p la capacité thermique de l'air à pression constante.

Ce gradient vaut $-9,76°\mathrm{C}/km$. On utilise souvent la valeur approchée de $-10°\mathrm{C}/km$, soit $-1°\mathrm{C}/100m$. Ce gradient est dit **gradient adiabatique sec** car l'humidité ne joue aucun rôle.

Gradient thermique adiabatique saturé

En soi, la présence de vapeur d'eau n'a pas d'influence sur le gradient adiabatique. Toutefois, en dessous d'une certaine température, la vapeur d'eau se condense. Cette température dépend de deux choses : la teneur en vapeur d'eau et la présence de poussières permettant aux gouttelettes de se former.

Si la vapeur d'eau se condense, alors cette liquéfaction libère de la chaleur (chaleur latente de vaporisation), et la masse d'air se réchauffe. De fait, la condensation réchauffant l'air, la valeur absolue du gradient est plus faible. Ce gradient dépend du relâchement de chaleur latente, qui lui dépend légèrement de la pression mais plus fortement de la température ambiante. Le gradient adiabatique humide n'est donc pas une constante et varie selon la température et la pression, se rapprochant du gradient adiabatique sec à mesure que l'humidité de l'air est faible (température très froide et/ou faible pression).

Par exemple, le gradient moyen est souvent mentionné comme $-6°\mathrm{C}/km$, mais il varie en fait ainsi :
– à $100kPa$ de pression : de $-3,15°\mathrm{C}/km$ (40°C) à $-9,78°\mathrm{C}/km$ ($-40°\mathrm{C}$)
– à $50kPa$ de pression : de $-2,55°\mathrm{C}/km$ (40°C) à $-9,54°\mathrm{C}/km$ ($-40°\mathrm{C}$).

On parle dans ce cas de **gradient adiabatique saturé**.

Des gradients adiabatiques aux gradients altimétriques

L'ensemble des résultats précédents est établi sur une hypothèse forte, qui est de considérer la masse d'air, homogène et en équilibre.

On peut se demander à présent si cette hypothèse est toujours vérifiée, lorsqu'on cherche par exemple à établir une relation entre deux températures au sol distantes de quelques kilomètres.

La réponse est bien sûr négative, et les exemples sont nombreux. Le plus connu est sans doute l'effet d'inversion qui fait suite au refroidissement des basses couches pendant la nuit, bien marqué en particulier l'automne et l'hiver, lorsque le ciel est dégagé et le temps calme (régime anticylonique). Comme le soleil hivernal est trop faible pour réchauffer la couche froide, elle s'épaissit au fil des jours et peut atteindre plusieurs centaines de mètres (800 à $1200m$ en moyenne). Au dessus, la température n'est pas affectée par le refroidissement nocturne : elle devient ainsi relativement chaude.

Ce phénomène d'inversion bloque les échanges verticaux entre ces deux couches d'air, et cette situation peut perdurer pendant plusieurs jours par beau temps en saison froide. Plus haut, le temps est alors doux et calme. Thillet (1997) cite par exemple le cas de la vallée de Chamonix où il peut faire $-10°\mathrm{C}$ à $1000m$, alors qu'on note $+2°\mathrm{C}$ à $1900m$ à La Flégère.

Le modèle de l'atmosphère adiabatique est donc à relativiser. S'il donne une fourchette intéressante des gradients altimétriques auxquels on peut s'attendre, puisque sauf dans de très rares cas où la masse d'air est très instable, les gradients altimétriques se

situeront entre les gradients adiabatiques humide et sec ; il reste un modèle basé sur des hypothèses qui ne sont pas toujours vérifiées.

Dans le chapitre 5, lorsque nous aborderons plus en détails l'estimation des températures, nous préférerons nous en tenir à une approche statistique d'identification des gradients altimétriques de température, sans pour autant oublier la physique très complexe de ce paramètre.

2.2.2 Genèse des précipitations

Pour que des gouttelettes d'eau se forment et donnent un nuage puis de la précipitation, il faut un mécanisme pour amener l'air à saturation. À moins que l'air ne se refroidisse par un mécanisme d'advection d'air froid ou de transfert radiatif, comme dans le cas de la formation du brouillard, c'est par soulèvement que cela se produit. Outre leur phase, on distingue donc deux types de précipitations en fonction du mécanisme qui cause le mouvement vertical :

1. les précipitations **stratiformes** qui viennent du soulèvement lent et à grande échelle de masses d'air, dont l'humidité se condense uniformément. Comme par exemple :
   - les précipitations synoptiques, qui sont causées par les dépressions des latitudes moyennes,
   - les précipitations côtières qui ont lieu à proximité des littoraux et ont pour cause le soulèvement de l'air humide provenant de l'océan par les aspérités du continent,
   - les précipitations orographiques où le relief force les masses d'air à s'élever.
2. les précipitations **convectives** qui résultent de la brusque élévation de masses d'air chargées d'humidité, par la poussée d'Archimède, à cause de l'instabilité de l'air. Comme par exemple :
   - les orages et averses isolés ou organisés,
   - les précipitations cycloniques où les précipitations convectives généralisées sont engendrées par l'organisation des cyclones tropicaux.

Ces deux types de précipitations ne sont pas mutuellement exclusives. En effet, il peut y avoir des zones instables dans une masse de pluie ou de neige stratiforme ce qui donnera lieu à des averses plus fortes dans ces secteurs. De la même façon, on peut obtenir par soulèvement des conditions instables. Par exemple, des vents remontant une pente peuvent faire dépasser le niveau de convection libre à la parcelle d'air soulevée et donner un orage.

Dans tout les cas, le forçage du relief sur les masses d'air, agit de manière importante sur les précipitations, que ce soit dans leur apparition lorsqu'elles sont purement orographiques, ou plus généralement sur leur intensification lorsqu'elles sont déjà actives à leur arrivée.

2.2.3 Effet orographique, gradients altimétriques

Le forçage du relief

Quand un courant atmosphérique supposé d'abord limpide (sans nuage) rencontre un relief, il est soulevé. Ce soulèvement provoque un refroidissement par détente. Comme

nous l'avons vu au paragraphe précédent, en air sec il est de $-1°C/100m$, et d'environ $-0.5°C/100m$ en air saturé (nuageux). Selon l'ampleur de l'ascendance (donc selon la hauteur de la montagne au-dessus de la vallée) et de l'humidité de la masse d'air, un nuage peut se former sur le versant au vent. Quand les conditions s'y prêtent (vent fort, grande humidité, obstacle suffisant), le nuage devient tellement important qu'il donne des précipitations (pluie ou neige suivant l'altitude).

Lorsqu'il franchit la crête, on peut dire qu'au total il contient moins d'eau qu'il n'en contenait au moment où il abordait les premières pentes. Au-delà de la ligne de crêtes, l'air cherche à revenir à son niveau initial, donc il descend vers la vallée, entraînant le nuage avec lui. Mais cette descente s'accompagne d'une compression, et par conséquent d'un réchauffement. Le nuage s'évapore et disparaît à un niveau bien supérieur au niveau de condensation au vent, parce que de l'eau a été soustraite au vent sous forme de pluie ou de neige et qu'ainsi l'évaporation est plus rapide (Thillet, 1997; Roe, 2005).

La figure 2.1 illustre ces phénomènes en distinguant les versants dits "au vent" (face au flux météorologique) et les versants "sous le vent" (dos au flux météorologique).

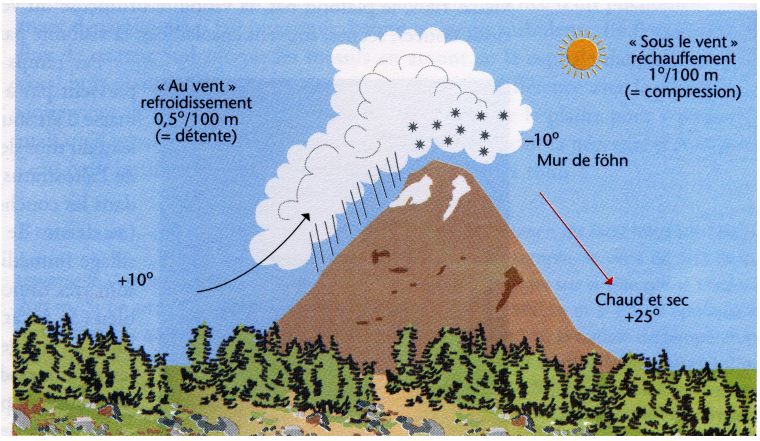


FIG. 2.1 – Schéma simplifié de l'effet orographique par Thillet (1997)

Colton (1976) et Alpert (1986) introduisent une notion déterministe de "gradient orographique instantané" de précipitation. Ils considèrent une masse d'air d'humidité donnée (dans les basses couches qui seront affectées par le soulèvement) qui arrive à flux constant perpendiculairement à un relief simple et progressif. Dans ce cas, on montre que le soulèvement (c'est à dire les vitesses verticales), vont croissant en montant vers la crête et qu'ainsi va la condensation et la genèse de la précipitation. Cette approche s'appuie uniquement sur un mécanisme physique en équilibre stationnaire (flux d'air constant proche de la saturation même en basse couche). De ce fait elle montre qu'il pleut **plus fort** en altitude.

En fait, cette première conception déterministe n'est vraie que pour un type de pluie : les pluies stratiformes, où l'atmosphère réagit progressivement et pourrait-on dire "passivement" à l'orographie selon le mécanisme proposé. Par contre, pour les masses d'air où la convection est présente et domine, il y a d'abord une altitude minimum (parfois très basse) pour déclencher la convection mais ensuite celle ci se développe souvent très vite

et provoque de fortes précipitations presque immédiatement, et donc souvent au pied et au milieu de versants, un peu indépendamment de l'orographie qui reste à parcourir (Graham *et al.*, 1999). Nous citerons pour illustration le cas certes particulier étudié par Tourasse (1981) dans les Cévennes. Sur un transect cévenol allant de Soumières à l'Aigoual, il a analysé 4000 heures de pluie d'automne. Sur ces 4000 heures, il a plu 750 heures en pied de versant, mais 1600 heures à l'Aigoual, donc beaucoup plus longtemps. Par contre les intensités n'ont jamais dépassé $50mm/h$ à l'Aigoual mais on atteint 75 à $100mm/h$ en pied de versant. Pourtant, les cumuls d'épisode sont plus forts à l'Aigoual qu'en plaine, car comme il y pleut deux fois plus longtemps, les cumuls des pluies stratiformes compensent largement le déficit sur les fortes intensités convectives.

Une vision à nuancer

Une vision plus statistique consiste à considérer que les masses d'air qui arrivent n'ont pas toutes la même humidité d'un évènement à un autre, mais aussi au sein d'un même évènement. De ce fait à différents pas de temps, le profil d'humidité est différent, et l'altitude de déclenchement des précipitations va alors varier. Cependant, il est évident que plus l'altitude est importante, plus il y a de chance que la condensation et la précipitation soient activées. Donc il pleuvra **plus souvent** en altitude. Et quand on cumulera sur des durées suffisantes (même de la journée ou de l'évènement, mais surtout en mensuel et en annuel), un gradient altitudinal apparaîtra lié au fait qu'il pleut beaucoup plus souvent en altitude qu'en plaine.

Cette deuxième approche, nuance fortement la première vision physico-déterministe du gradient altimétrique, et montre qu'il s'agit tout autant d'un effet statistique d'occurrence de pluie. Cette approche n'est que partiellement vraie en "instantané" (pour les situations stratiformes plutôt que convectives), et elle est liée à une durée de cumul. Si le type de temps est unique, elle apparaît d'autant plus que la période de cumul est longue (cumul annuel en régime d'Ouest dominant par exemple, majoritairement stratiforme). Par contre, quand on mélange des types de temps avec des directions différentes et de la convection, les effets sont plus mélangés.

Rappelons enfin que ces deux approches (physico-déterministe mais aussi statistique) sont valables surtout pour la partie "au vent" d'un relief très allongé et bien perpendiculaire au flux atmosphérique. Quand un flux aborde avec une forte incidence un relief lui même entaillé d'une succession de vallées et pics isolés, alors le flux va avoir un comportement tri dimensionnel beaucoup plus complexe dont les vitesses verticales ne suivront que très indirectement l'altitude.

Le concept de "gradient altimétrique" n'est donc qu'un modèle statistique à relativiser, auquel il est préférable de ne pas rattacher des visions trop déterministes. Dans la suite, nous approximerons localement ce gradient altimétrique par un gradient altitudinal linéaire, seulement valable à des petites échelles horizontales, comme le montre le graphique de la figure 2.2 où nous ne distinguons aucune relation linéaire entre précipitations et altitude à l'échelle des Alpes (nuage de points noirs), alors qu'elle existe bel et bien si on descend à une échelle beaucoup plus locale comme celle du massif du Jura par exemple (nuage de points et droite de régression linéaire rouges).

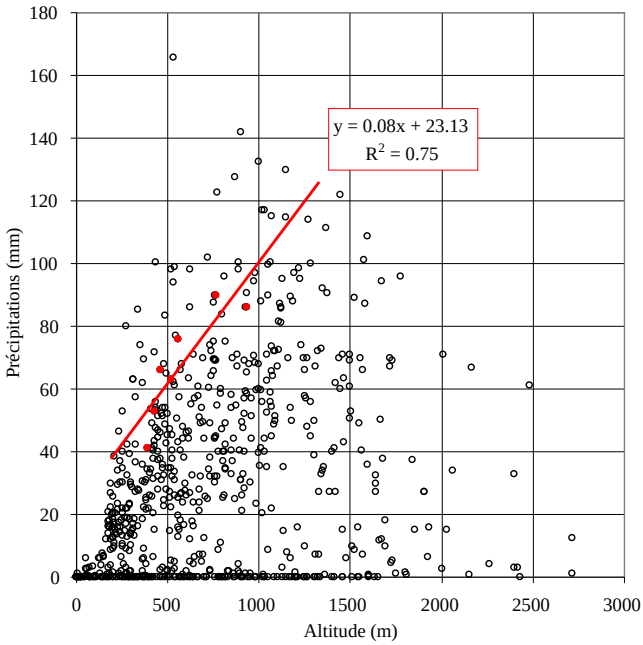


FIG. 2.2 – Précipitations observées le 26 novembre 1983 en fonction de l'altitude des postes

2.3 Ébauches de précipitation par type de temps

2.3.1 Le Modèle PRISM

Le modèle d'interpolation des précipitations moyennes journalières que nous avons développé s'inspire principalement du modèle PRISM développé à l'université d'Oregon aux États Unis dans les années 1990 par Daly *et al.* (1994). Ce modèle a depuis sans cesse été amélioré, au cours de ses mises en service opérationnel dans de nombreux pays.

PRISM (Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model) a été développé pour des régions de latitude moyenne, dans lesquelles on peut mettre en évidence un effet orographique, c'est à dire une augmentation des précipitations avec l'altitude. C'est un modèle analytique qui cherche à estimer les précipitations mensuelle et annuelle sur les pixels d'un MNT représentant l'espace étudié. Il s'appuie pour cela sur un réseau de points de mesure au sol, permettant de connaître les précipitations réelles sur certains pixels du MNT. Il apporte ensuite une combinaison de concepts climatologiques et statistique pour analyser les précipitations orographiques, et estimer alors les précipitations sur l'ensemble des pixel du MNT.

Plus précisément, PRISM utilise un MNT pour positionner les stations de mesure des précipitations. Il utilise ensuite une technique de "fenêtre glissante" pour regrouper les stations en classes régionales. Il estime alors les précipitations sur la grille du MNT à travers une régression entre les précipitations et l'altitude MNT des stations comprises dans le regroupement régional considéré. Quand c'est possible, le modèle calcule un intervalle de prédiction représentatif de l'intervalle de confiance de l'estimation proposée. PRISM a été comparé avec des méthodes de krigeage et de cokrigeage sur le bassin de la rivière

Willamette dans l'Oregon, et il présente l'erreur absolue et le biais de validation croisée les plus faibles.

PRISM a également été appliqué à la partie Nord de l'Oregon, et à toute la partie Ouest des États Unis, où le krigeage et le cokrigeage ne pouvaient pas être utilisés compte tenu de l'absence de relation globale entre l'altitude et les précipitations. Les erreurs de la validation croisée ont ainsi été réduites à un niveau relativement bas, dans la mesure où PRISM ajuste continuellement sa fenêtre de référence, et utilise de ce fait les relations locales entre précipitation et altitude du MNT. Compte tenu des bons résultats obtenus par cette méthode, PRISM a alors été généralisé à l'ensemble des États Unis.

Cette méthode a depuis été adaptée et améliorée, notamment en Suisse dans le cadre de travaux sur la spatialisation des précipitations sur les Alpes (Frei et Schär, 1997; Schmidli *et al.*, 2001, 2002), ainsi que dans l'élaboration et la validation de champ de température et de précipitation mensuelles pour la Suisse sur la période 1951-2000 (Gyalistras, 2003). Gyalistras tente de reconstituer les températures moyennes mensuelles ainsi que le cumul mensuel de précipitation sur une grille représentant l'ensemble de la Suisse par des cellules de $5 \times 5km$. Il utilise une méthode d'interpolation proche de PRISM qui prend en compte les effets orographiques à différentes échelles spatiales et qui tient compte des variations régionales et saisonnière des relations entre le relief et le climat. Le modèle PRISM et cet exemple d'application ont servi de base à notre travail, en l'enrichissant d'une classification en type de temps.

2.3.2 Modélisation de l'effet orographique

L'analyse de l'effet orographique sera réalisée à travers la classification en type de temps présentée dans la partie 1.4. Nous cherchons ainsi à identifier pour chaque type de temps, les gradients altimétriques correspondants, et cela en tout point de notre espace de travail.

Le modèle que nous avons ainsi élaboré repose sur deux hypothèses fortes :

- la relation entre les précipitations d'un type de temps donné et l'altitude peut-être décrite localement par une relation linéaire,
- le gradient altimétrique identifié dans la relation linéaire précédente est propre à chaque type de temps,

On cherche ainsi pour chaque type de temps une relation sous la forme :

$$P_{TTk}(Z) = a_{TTk} \cdot Z + b_{TTk} \tag{2.6}$$

Où :

- P_{TTk} est la précipitation du type de temps k,
- a_{TTk} et b_{TTk} sont des fonctions de l'espace : $\begin{cases} a_{TTk} = a_{TTk}(X,Y) \\ b_{TTk} = b_{TTk}(X,Y) \end{cases}$

En effet, on comprend bien que le gradient de précipitation $a_{TTk}(X,Y) = \frac{\partial P_{TTk}}{\partial Z}_{(X,Y)}$ varie significativement suivant le lieu ou l'on se place. Et il n'aura évidemment pas la même valeur suivant le massif, le versant, l'orientation considérés. Par exemple, les abords des massifs correspondront en général à un gradient fort (effet "barrière" de la chaîne de montagne), et on trouvera des gradients plus faibles à l'intérieur, où les flux météorologiques sont bien atténués.

2.3.3 Discrétisation

Il est évidemment impossible d'obtenir une expression analytique des fonctions a_{TTk} et b_{TTk}, compte tenu du nombre très important de paramètres mis en jeu, et de la complexité des phénomènes météorologiques considérés. Nous discrétisons donc notre espace d'étude à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) de maille $1km$. Le but est alors de proposer une expression numérique de $P_{TTk}(Z)$ en tout point du MNT, en s'appuyant sur les valeurs observées en certains points du domaine. La relation $PE_{TTk}(Z)$ se discrétise alors ainsi :

$$PE_{TTk}(Z) = a_{(TTk)ij} \cdot Z + b_{(TTk)ij} \tag{2.7}$$

La pluie estimée par le modèle $PE_{(TTk)ij}$ pour chaque type de temps k a alors pour expression sur chaque pixel (i, j) du MNT :

$$PE_{(TTk)ij} = a_{(TTk)ij} \cdot Z_{ij} + b_{(TTk)ij} \tag{2.8}$$

Où la matrice (Z_{ij}) est la matrice d'altitude liée au MNT, et les matrices $(a_{(TTk)ij})$ et $(b_{(TTk)ij})$ sont les inconnues à déterminer, afin d'obtenir la matrice des pluies estimées $(PE_{(TTk)ij})$ pour le type de temps k donné. Parallèlement, on dispose sur le domaine d'étude d'un nombre fini de pixels sur lesquels nous avons des précipitations observées PO_{TTk} fournies par le réseau de mesure. On cherche alors à déterminer $a_{(TTk)ij}$ et $b_{(TTk)ij}$ à l'aide d'une sélection judicieuse d'une partie des précipitations PO_{TTk} se trouvant à proximité du pixel (i, j).

2.3.4 Sélection et pondération des stations explicatives

Sélection des stations de proximité, distance de franchissement

On commence ici à pressentir l'importance du choix des stations dans la régression linéaire locale, pour l'estimation des gradients altimétriques locaux. En Géostatistique, on utilise communément deux types de sélection des stations au voisinage d'un point :

- la sélection à l'aide d'un rayon constant autour de ce point (ou d'une ellipse en cas d'anisotropie).
- la sélection d'un nombre prédéfini de stations autour de ce point.

C'est en fait une combinaison de ces deux méthodes qui va être utilisée ici, c'est à dire qu'on se fixe un rayon de sélection de base, ainsi qu'un nombre de stations minimum à obtenir. On est alors parfois amené à élargir en certain point le rayon de sélection, afin d'obtenir le nombre de stations minimum fixé, et cela pour garantir une robustesse statistique de l'échantillon, et éviter par exemple les régressions linéaires avec seulement deux ou trois observations.

Après différents essais et compte tenu du réseau dont nous disposons, les résultats ont montré qu'il était préférable de travailler avec un nombre de stations constant N_s. C'est à dire que pour chaque pixel, les N_S stations les plus proches sont sélectionnées pour estimer les gradients altimétriques locaux par type de temps.

Il convient maintenant de définir ce que l'on entend par proximité. Pour qui s'est déjà promené un peu en montagne, la différence entre distance horizontale et dénivelé ne fait aucun doute. La fatigue en témoigne rapidement ! Dans la mesure où les perturbations

franchissent les massifs en s'élevant à leur rencontre, nous avons choisi de considérer outre la distance horizontale entre le poste d'observation et le pixel, le parcours vertical qu'il faut réaliser pour se rendre d'un point à l'autre, comme l'illustre la figure 2.3. Pour prendre en compte la difficulté de franchissement des massifs, les distances verticales seront affectées d'un facteur d'échelle *echZ* supérieur à 1.

Dans cette figure 2.3, si on note (x_s, y_s, z_s) les coordonnées de la station d'observation et (x_p, y_p, z_p) celles du pixel, on peut alors définir les distances station-pixel suivantes :

– la distance euclidienne horizontale :

$$d_1 = \sqrt{(x_s - x_p)^2 + (y_s - y_p)^2} \tag{2.9}$$

– la distance euclidienne classique

$$d_2 = \sqrt{(x_s - x_p)^2 + (y_s - y_p)^2 + (z_s - z_p)^2} \tag{2.10}$$

– la "distance" de franchissement

$$d_{3D} = \sqrt{\sum_{pixels} (\Delta x^2 + \Delta y^2 + echZ \cdot \Delta z^2)} \tag{2.11}$$

L'avantage de prendre en compte la distance de franchissement dans la sélection des stations, est également qu'elle permet de discriminer deux stations proches, mais situées de part et d'autre d'une crête, et ainsi de signifier le fait d'être respectivement "au vent" et "sous le vent" suivant le type de temps considéré. De ce fait cette distance les éloigne l'une de l'autre par rapport à une distance euclidienne classique.

Le lecteur éclairé pourra remarquer ici que la distance de franchissement ainsi définie n'est plus une distance au sens mathématique, en particulier du fait qu'elle ne vérifie pas forcement la propriété mathématique suivante : Si A, B et C sont trois points de l'espace alors $d(A,C) \geq d(A,B) + d(B,C)$. Ou $d(A,B)$ représente la distance entre les points A et B. Pour s'en convaincre, il suffit de choisir A et C dans le fond d'une même vallée, et B de l'autre coté d'une de ses crêtes.

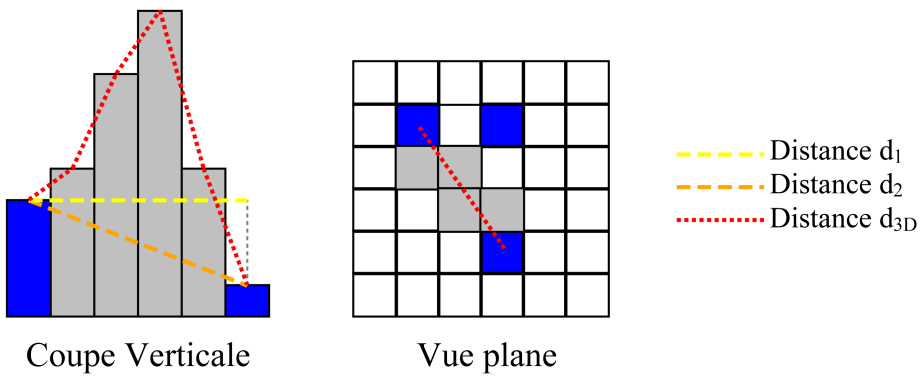


FIG. 2.3 – Illustration des distances euclidiennes et de la distance de franchissement

La cloche de pondération

Sur un pixel (i, j) du domaine, afin d'estimer les coefficients $a_{(TTk)ij}$ et $b_{(TTk)ij}$, on sélectionne donc un groupe de taille N_S de stations de proximité. Conscient de la forte variabilité spatiale des précipitations, il semble naturel d'estimer que les stations les plus proches du pixel considéré sont porteuses d'informations plus pertinentes que les stations les plus éloignées. Nous avons donc choisi d'introduire un système de pondération dans la régression linéaire, afin de privilégier les postes les plus proches au détriment de ceux plus éloignés. Cette pondération, supposée traduire la similarité spatiale entre le pixel et les stations explicatives à travers l'utilisation de la distance pixel-station, ressemble à un variogramme ou corrélogramme spatial. Nous allons donc en choisir une expression analytique et la caler empiriquement.

On attribue ainsi à chaque station m sélectionnée pour estimer les coefficients au pixel p, un poids W qui a pour expression :

$$W_p(m) = \lambda \cdot \exp\left(\left(\frac{d_{3D}(p,m)}{d_0}\right)^{\alpha}\right) \tag{2.12}$$

λ, α, d_0 étant des paramètres d'ajustement.

Ce poids $W_p(m)$ permettra de moduler l'importance de la station m dans les régressions linéaires, qui permettront d'identifier les gradients altimétriques locaux de précipitation au pixel p. Il varie entre 0 et λ.

On comprend donc maintenant plus aisément l'expression de la fonction de pondération :

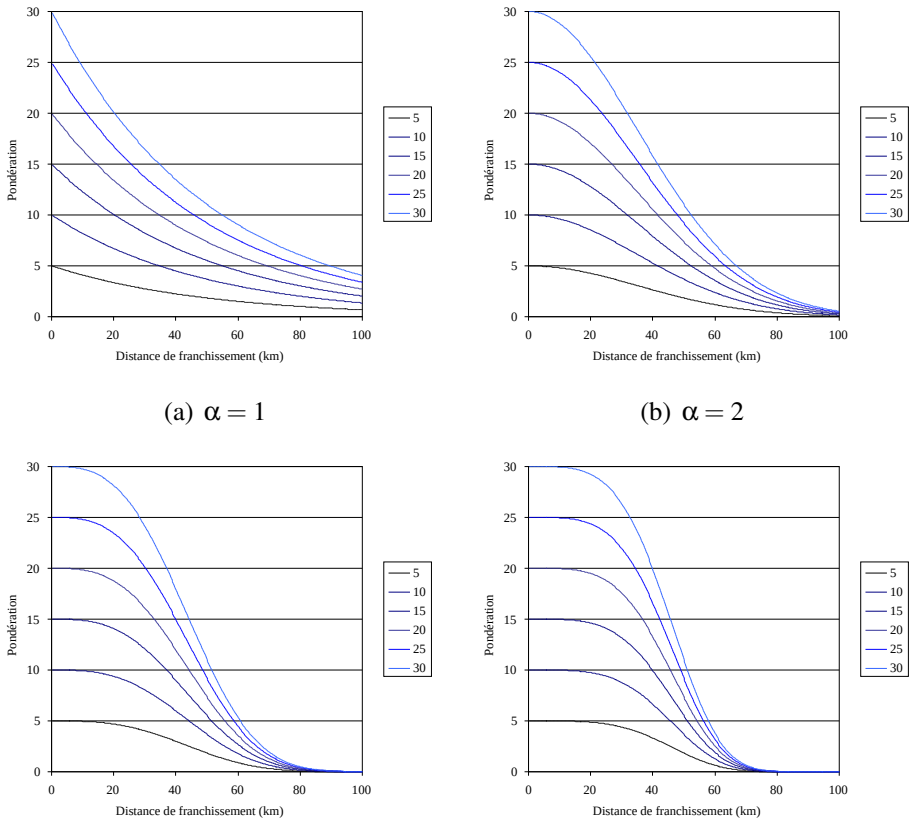
- λ permet d'ajuster la fourchette des valeurs de pondérations,
- α permet de jouer sur la forme de décroissance de la pondération (donner plus ou moins de poids aux stations les plus proches),
- d_0 joue indirectement sur la distance au-delà de laquelle les stations n'ont plus d'influence.

Dans la suite nous appellerons "cloche de sélection" cette fonction, qui pilote le mode de pondération des stations de proximité. On présente dans la figure 2.4 différents tracés, afin d'illustrer les formes que peuvent prendre la cloche de sélection pour différentes valeurs des paramètres d'ajustement.

Un petit exemple dans le Jura

Afin d'illustrer le fonctionnement du modèle présenté précédemment, nous donnons l'exemple suivant tiré d'un pixel situé sur les hauts plateaux du Jura. Considérons ainsi le pixel de coordonnées $(117, 82)$ de la grille "Alpes", situé entre la Bienne et la Valserine, coloré en bleu au centre de la figure 2.5. Nous avons représenté sur cette figure les postes d'observations sélectionnés pour l'explication de la précipitation sur ce pixel, avec en rouge les 15 stations les plus proches au sens de la distance de franchissement, puis ensuite en jaune les 20 stations les plus proches suivantes, les croix noires représentant enfin le reste du réseau.

On note immédiatement sur la figure 2.5 l'effet de la distance de franchissement. En utilisant la distance euclidienne classique, c'est à dire en sélectionnant les stations autour du pixel à l'aide d'un cercle, nous n'aurions pas sélectionné les mêmes groupes de 15 puis 35 stations, comme le montrent les cercles rouge et jaune de la figure. La distance



(a) $\alpha = 1$ (b) $\alpha = 2$

(c) $\alpha = 3$ (d) $\alpha = 4$

FIG. 2.4 – Cloche de pondération pour différente valeurs de λ et différentes puissances α, ici $d_0 = 50km$.

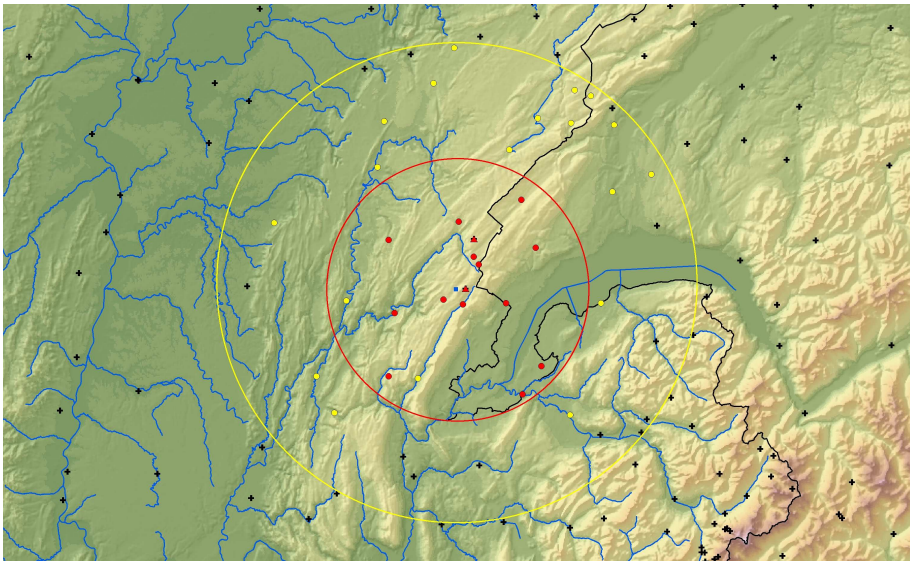


FIG. 2.5 – L'instrumentation disponible autour du pixel (117,82) de la grille Alpes

de franchissement déforme le cercle de sélection à l'aide du relief. Dans cet exemple particulier du Jura, le cercle de sélection se déforme suivant l'axe du massif, du Sud-Ouest au Nord-Est, en s'étirant d'ailleurs de manière plus prononcée au Nord-Est. Les stations retenues s'étendent plus loin suivant l'axe du massif que dans l'axe perpendiculaire où les franchissements de crêtes sont plus importants. Nous rejoignons ainsi des résultats déjà observés dans les Cévennes ou dans la région Provence-Alpes-Côte d'Azur sur les variogrammes des pluies journalières : la portée est 1.5 à 2 fois plus longue sur l'axe du massif que perpendiculairement à lui (Lehucher, 1986).

Travaillons maintenant avec la sélection de 15 stations de proximité, c'est à dire $N_s = 15$ en reprenant la notation précédente. Il convient d'affecter un poids à chacune de ces stations. En considérant un paramétrage de la cloche de pondération à l'aide de $d_0 = 50km$, $\alpha = 3$, et $\lambda = 20$, (nous présenterons plus en détail le choix de ces paramètres par la suite), on obtient le tableau 2.1 dans lequel les 15 stations retenues sont associées à une distance euclidienne horizontale au pixel d_1, une distance de franchissement d_{3D}, ainsi que la pondération W qui en découle.

On peut ici noter que les classements obtenus à l'aide de la distance de franchissement et de la distance euclidienne ne sont pas les mêmes. La distance de franchissement permet ainsi une réorganisation de l'espace, en prenant en compte les spécificités locales du relief, notamment les crêtes à franchir pour relier la station au pixel comme nous l'avons expliqué à l'aide de la figure 2.5.

A ce stade il est temps d'introduire l'altitude et les moyennes journalières de précipitation par type de temps sur la période 1957-1973 pour chacune de ces stations. Le tableau 2.2 présente l'altitude de chacun des postes ainsi que les données pour chaque type de temps. Nous réalisons alors au pixel considéré les 8 régressions linéaires (une par type de temps) pondérées par la distance de franchissement, afin d'obtenir le gradient altimétrique local pour chaque type de temps. Ces régressions sont présentées dans la figure 2.6[4].

[4]les graphiques et régressions présentés dans cette figure n'utilisent pas la pondération (tous les poids sont égaux à 1), mais ça ne change rien à l'esprit de la méthode

TAB. 2.1 – Exemple de pondération en distance de franchissement dans le Massif du Jura pour le pixel $(117, 82)$

Code station	d_1	d_{3D} (km)	W
Ne_DTG_0059	3	6	20.0
Pl_DTG_1246	4	6	20.0
Pl_MFR_01247003	5	9	19.9
Pl_MCH_6010	8	11	19.8
Pl_DTG_1240	9	12	19.7
Ne_DTG_0088	13	22	18.4
Pl_DTG_1244	16	29	16.5
Pl_MFR_01143001	13	32	15.4
Pl_DTG_1224	19	36	13.8
Pl_MCH_8260	22	36	13.8
Pl_MCH_6030	27	37	13.3
Pl_DTG_1249	16	42	11.1
Pl_DTG_1274	27	42	11.1
Pl_DTG_1334	31	51	6.9
Pl_MCH_8350	29	55	5.3

TAB. 2.2 – Exemple de sélection de station dans le Massif du Jura pour le pixel $(117, 82)$, altitude et pluviométrie (en $mm/jour$) associées

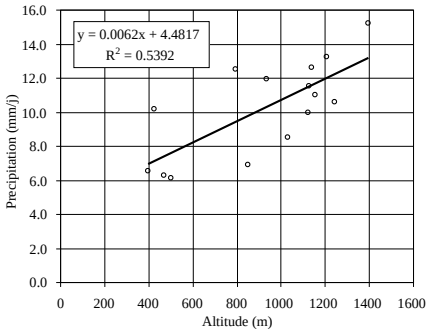
Code station	Z (m)	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7	P_8	P_{5773}
Ne_DTG_0059	1397	15.2	13.2	7.1	3.4	4.1	5.3	13.7	1.0	6.7
Pl_DTG_1246	1140	12.6	10.4	5.5	2.5	3.4	4.6	11.2	0.8	5.4
Pl_MFR_01247003	1153	11.0	9.5	5.1	2.7	3.0	3.7	11.5	0.6	4.9
Pl_MCH_6010	1242	10.6	8.9	5.4	2.7	2.8	3.7	10.6	0.7	4.8
Pl_DTG_1240	1125	11.5	9.8	5.6	2.7	3.0	3.9	10.4	0.7	5.1
Ne_DTG_0088	1209	13.3	11.3	6.4	3.1	3.6	4.7	12.3	0.9	5.9
Pl_DTG_1244	933	11.9	10.1	5.8	2.8	3.2	3.9	10.7	0.8	5.2
Pl_MFR_01143001	502	6.1	5.1	3.5	1.9	1.6	2.6	8.5	0.3	2.9
Pl_DTG_1224	795	12.5	9.1	5.7	2.7	3.9	4.1	11.1	0.8	5.1
Pl_MCH_8260	850	6.9	6.1	3.9	2.2	1.8	2.9	8.5	0.4	3.3
Pl_MCH_6030	1030	8.5	7.4	5.0	2.4	2.3	3.3	9.2	0.7	4.0
Pl_DTG_1249	427	10.2	7.7	4.9	2.3	2.9	3.8	9.8	0.6	4.3
Pl_DTG_1274	1121	10.0	7.7	4.3	2.4	2.9	4.1	10.8	0.5	4.3
Pl_DTG_1334	396	6.5	2.9	3.2	1.8	2.0	3.0	7.7	0.3	2.4
Pl_MCH_8350	470	6.3	2.6	3.0	1.8	2.1	2.8	7.9	0.3	2.3

TAB. 2.3 – Exemple de gradients altimétriques par type de temps obtenus sur les hauts plateaux du Jura pour le pixel $(117, 82)$

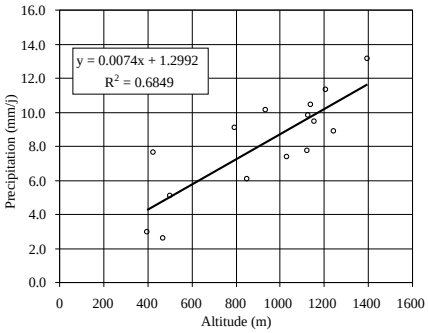
Type de temps	gradient($mm/jour/100m$)	R^2
1	0.62	0.539
2	0.74	0.685
3	0.27	0.598
4	0.12	0.719
5	0.14	0.385
6	0.16	0.511
7	0.41	0.651
8	0.05	0.583
Tous	0.31	0.655

Nous obtenons ainsi les huit gradients altimétriques locaux, présentés dans le tableau récapitulatif 2.3, dans lequel on a également rajouté le gradient altimétrique moyen tous types de temps confondus. Ce premier exemple permet déjà de deviner l'intérêt de la méthode, en mettant en exergue les différents régimes de précipitation qui affectent les sommets du Jura, avec notamment de fortes précipitations et de forts gradients altimétriques lors des journées pluvieuses des types de temps d'Ouest (type de temps 1 et 2). Les gradients altimétriques de ces types de temps se révèlent d'ailleurs plus de deux fois supérieurs au gradient altimétrique moyen obtenu tous types de temps confondus.

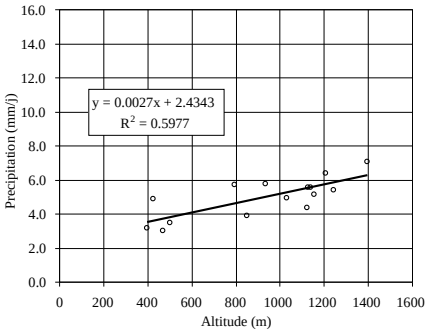
A partir de ces relations linéaires, il est d'ailleurs possible de donner sur le pixel considéré une estimation des précipitations moyennes journalières pour chaque type de temps. En effet, le pixel se situe à une altitude de $1227m$, et à l'aide de la relation 2.8 de la page 39, on peut obtenir les valeurs du tableau 2.3. En itérant ce travail à l'ensemble des pixels de nos grilles de travail (Alpes, Pyrénées, Massif Central) il est ainsi possible d'obtenir des cartographies de gradients altimétriques, ainsi que des cartographies de précipitations moyennes par types de temps.



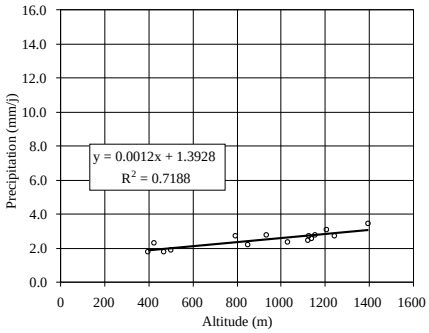
(a) Classe 1 / Onde atlantique



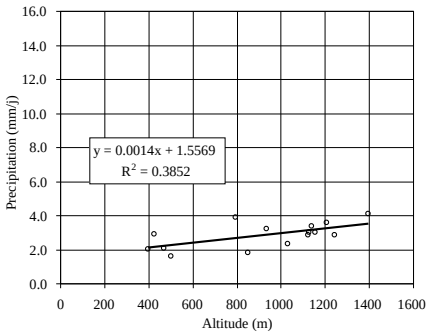
(b) Classe 2 / Flux atlantique stationnaire



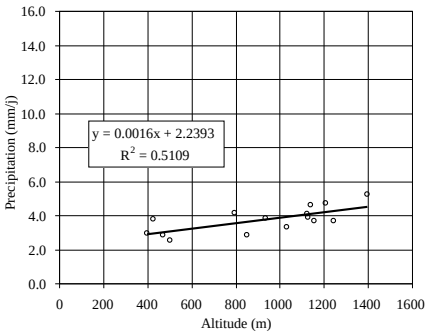
(c) Classe 3 / Circulation de Sud-Ouest



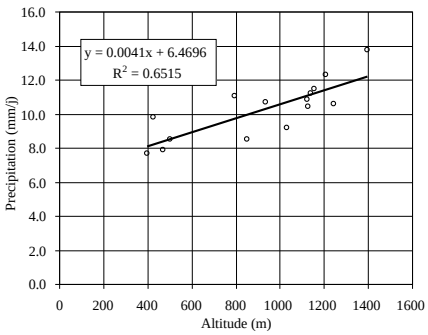
(d) Classe 4 / Circulation de Sud



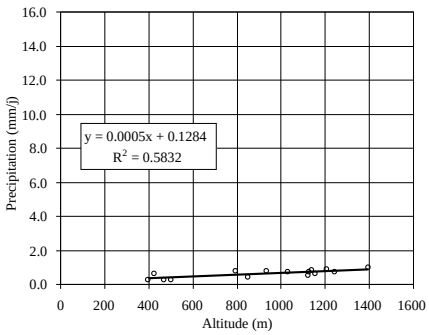
(e) Classe 5 / Flux de Nord-Est



(f) Classe 6 / Retour d'Est



(g) Classe 7 / Dépression centrale



(h) Classe 8 / Circulation anticyclonique

FIG. 2.6 – Exemple de calcul des gradients altimétriques locaux par type de temps pour le pixel $(117, 82)$

TAB. 2.4 – Interpolation des précipitations moyennes journalières de la période 1957-1973 par types de temps

Type de temps	Précipitation ($mm/jour$)
1	12.1
2	10.4
3	5.8
4	2.9
5	3.3
6	4.3
7	11.5
8	0.8
Tous	5.4

2.3.5 Les critères d'optimisation : La validation croisée

Nous disposons donc maintenant d'un algorithme qui nous permet d'estimer pour chaque type de temps le gradient altimétrique et la précipitation moyenne en tout point des massifs montagneux qui nous intéressent, moyennant un paramétrage de :

- N_s, le nombre de stations explicatives pour chaque pixel,
- d_0, α, et λ, les paramètres de la cloche de pondération (cf. équation 2.12),
- $echZ$, le facteur multiplicatif sur le déplacement en altitude (cf. équation 2.11).

Le but à présent est donc de rechercher le paramétrage qui donnera les meilleurs résultats d'interpolation. Pour cela, il est nécessaire de construire des critères d'optimisation, capables de donner une idée de la qualité d'une interpolation. Estimer la justesse d'une interpolation n'est pas une chose aisée. En effet, il est difficile de vérifier une valeur de précipitation proposée sur une zone où on ne la mesure pas. Pour pallier ce problème, nous avons choisi d'utiliser une méthode très classique : la validation croisée.

La validation croisée repose sur la comparaison de chaque mesure de notre réseau, à sa valeur interpolée par le modèle en enlevant pour cette interpolation la valeur mesurée considérée. De ce fait, précipitation interpolée P^* et précipitation observée P sont indépendantes en chacune des stations. Il est alors possible d'établir des statistiques "saines". Pour chaque interpolation nous disposons ainsi d'un nombre n de pixels sur lesquels nous avons à la fois une précipitation observée et une précipitation estimée. On peut alors définir les trois indicateurs suivants, calculés sur les n pixels participant à la validation croisée, qui nous permettront d'estimer la qualité d'une interpolation :

- Le Biais :

$$B = \frac{\mu_{P^*}(n)}{\mu_P(n)}$$

  $\mu_P(n)$ représente ici la moyenne des n précipitations P observées, et $\mu_{P^*}(n)$ la moyenne des n précipitations P^* estimées.
- L'erreur type :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1,n}(P_i^* - P_i)^2}{n}}$$

- Le critère de NASH :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1,n}(P_i^* - P_i)^2}{\sum_{i=1,n}(P_i - \mu_P)^2}$$

A partir de ces trois critères, il va être possible de caler les paramètres d'ajustement (λ,α,d_0,$echZ$,N_s) en cherchant à faire tendre le biais vers 1, l'erreur type vers 0 et le critère de NASH vers 1.

2.4 Cartographie des ébauches de précipitation par type de temps

2.4.1 Densité de réseau et critère de régression

Le principe du modèle est de s'appuyer au maximum sur l'information locale pour l'explication des précipitations. On cherche de ce fait un panier local de stations de me-

sure, capable d'expliquer au mieux la précipitation que l'on souhaite estimer en un point. Par ailleurs, la densité du réseau de mesure impose forcément un rayon minimum de sélection, en deçà duquel il n'est plus possible d'établir une régression robuste (5 stations semblent être un minimum dans l'établissement des régressions locales).

On comprend ainsi qu'il est nécessaire de faire un compromis entre un grand rayon de sélection qui risque de noyer l'information locale par l'établissement d'une régression à l'échelle du massif, et un rayon de sélection trop petit, où le panier ne sera plus en mesure d'expliquer quoi que ce soit.

Pour résoudre ce problème, nous avons décidé de travailler avec un nombre de stations constant N_s pour tous les pixels. C'est à dire que dans les régions où le réseau est dense, le rayon de sélection reste faible, et qu'au contraire lorsque la densité diminue, le rayon s'agrandit. Nous présentons dans la figure 2.7 une cartographie sur les Alpes des interdistances maximales rayon-pixel pour $N_s = 5$ et $N_s = 15$. C'est à dire que pour chaque pixel, nous avons noté la plus grande distance de franchissement qui sépare le pixel des N_s stations qui participent à son explication. Ces cartes permettent d'avoir une vision de la répartition de l'instrumentation sur les Alpes, et soulignent les lacunes dans la répartition des postes pluviométriques.

Comme présenté au chapitre 2.1.2, la densité de réseau sur la période 1957-1973 est relativement importante, voire quasi exceptionnelle en haute montagne. De ce fait, les conclusions et choix que nous pouvons faire dans toute la suite de cette partie doivent être lus à la lumière de ce constat. Dans la suite, nous présenterons les résultats de validation croisée en précisant pour chaque calcul le nombre de stations retenues dans l'établissement des régressions locales. Il est important de noter qu'asymptotiquement, si nous choisissons N_s égal au nombre total de stations disponibles, la même régression est effectuée sur tous les pixels d'un même massif, et on obtient un modèle global unique sur le massif considéré de la dépendance de la pluie au relief.

2.4.2 Calage des paramètres

Les paramètres de la cloche de pondération ont été calés afin de maximiser les scores de validation croisée. Ils ont tout d'abord été calés sur les Alpes, puis nous avons vérifié pour les Pyrénées et le Massif Central que le jeu de paramètres choisi restait optimal. Nous avons ainsi choisi une cloche de sélection avec :

- $\lambda = 20$
- $\alpha = 3$
- $d_0 = 50km$
- $echZ = 20$

Ce qui donne la cloche de pondération présentée dans la figure 2.8. En pratique, une échelle de pondération s'étalant de 1 à 20 suffit amplement pour discriminer les stations sélectionnées. La décroissance exponentielle à la puissance 3 permet de pondérer fortement le voisinage du pixel, puis de faire chuter rapidement la pondération, $d_0 = 50km$ est finalement une dimension caractéristique du réseau d'observation, et enfin $echZ = 20$ est la distorsion suivant l'altitude qui est la plus appropriée.

Avec ce paramétrage, nous pouvons noter sur la figure 2.8 que la pondération devient nulle pour une distance de franchissement d'environ $80km$, ce qui est à rapprocher de la

portée des variogrammes journalier, qui s'approxime facilement par la formule :

$$d \approx 20 \cdot \sqrt{\Delta t(\text{en heure})} = 20 \cdot \sqrt{24} \approx 100km$$

Nous avons choisi de conserver N_s (nombre de stations de proximité) comme paramètre à calibrer, car il est le paramètre le plus influent sur les scores de validation croisée : N_s est donc fixé pour chaque cartographie, mais peut varier d'une cartographie à l'autre.

2.4.3 Résultats de validation croisée

On présente dans la figure 2.9 l'évolution du critère de NASH et de l'erreur type en fonction du nombre de stations N_s, pour les trois massifs considérés. La validation croisée est réalisée sur 1220 postes pluviométriques répartis comme suit :

- 656 postes sur les Alpes,
- 155 postes sur les Pyrénées,
- 464 postes sur le Massif Central.

Tout d'abord, on note que les scores les plus élevés sont obtenus avec les nombres de stations explicatives les plus petits, et cela quel que soit le type de temps considéré. Cependant, on remarque que l'évolution des scores n'est pas la même suivant le massif considéré. En effet, pour les Alpes et le Massif Central, il semble que les scores de validation croisé atteignent un palier en dessous de 10 stations explicatives. Un nombre de 8 à 10 stations explicatives semblent ainsi être un optimum pour à la fois le score de NASH et l'erreur type.

Pour les Pyrénées, les scores sont d'autant meilleurs que le nombre de stations explicatives est petit. Aucun palier ne semble être atteint. Ce comportement est sans doute à rapprocher de la densité du réseau d'observation disponible par rapport à la variabilité spatiale des précipitations considérées. Ainsi les Pyrénées, qui sont sujettes à de très fortes variations spatiales des précipitations, semblent ne pas disposer d'un réseau d'observation suffisamment dense pour capter l'ensemble de la variabilité locale des précipitations (et pourtant le réseau de 1957-1973 est déjà très dense par rapport au réseau d'aujourd'hui). C'est également pour ces raisons que les scores de validation croisée sont globalement moins bons sur les Pyrénées que sur les Alpes et le Massif Central.

Bien sûr, le nombre de stations utilisées ne peut pas être réduit indéfiniment sans conséquence directe sur la qualité des régressions linéaires ensuite réalisées. Il est donc nécessaire de faire un choix, et au vu de ces premiers résultats, le choix de $N_s = 8$ stations s'impose comme un bon compromis entre la stabilité de la régression linéaire et le pouvoir explicatif du modèle (même si dans le cas des Pyrénées un choix de $N_s = 5$ permettrait de grappiller quelques dixièmes de point de NASH). Si $N_s = 8$ semble être le meilleur paramétrage pour obtenir le meilleur score de validation croisée, cette valeur est évidemment complètement liée au réseau de mesure au sol, notamment à sa répartition spatiale et à sa densité. Elle ne saurait être étendue à d'autres zones géographiques possédant un réseau de mesures radicalement différent.

Le tableau 2.5 présente plus en détail les résultats obtenus pour le nombre de 8 stations de proximité retenu. Tout d'abord il est important de noter que le modèle est non biaisé, quel que soit le type de temps. Ce résultat n'est qu'une demi-surprise dans la mesure où la régression linéaire est elle-même non biaisée par construction, mais il n'était pas pour le moins acquis dans le cadre de la validation croisée. Ensuite, le critère de NASH

permet de comparer les parts de variance de précipitation expliquées par le modèle pour chaque type de temps. Dans l'ensemble nous pouvons déjà qualifier ces résultats de très satisfaisants à la vue des très bons scores obtenus sur les Alpes pour les types de temps 2, 3 et 6 par exemple. Ces résultats se retrouvent dans une moindre mesure sur le Massif Central où les types de temps 2, 4, 6 et 7 obtiennent des scores de NASH supérieurs à 0.8. Enfin, les scores obtenus sur le massif des Pyrénées modèrent cet enthousiasme. Ce massif présente des scores de NASH plus faibles (notamment un 0.59 pour le type de temps 6 par exemple).

TAB. 2.5 – Résultats de validation croisée par type de temps pour le nombre de stations de proximité retenu (8 stations)

	Alpes			Pyrénées			Massif central		
TT	Biais	NASH	RMSE	Biais	NASH	RMSE	Biais	NASH	RMSE
1	0.99	0.83	1.00	1.01	0.77	1.13	0.99	0.72	0.79
2	0.99	0.92	0.68	1.03	0.78	0.79	0.99	0.83	0.75
3	1.00	0.86	0.40	1.01	0.80	0.62	0.99	0.70	0.49
4	1.00	0.83	0.47	1.01	0.80	1.00	0.98	0.83	1.32
5	0.99	0.79	0.61	1.03	0.68	1.46	1.00	0.73	0.36
6	1.00	0.90	1.08	1.02	0.59	1.20	1.00	0.88	0.52
7	1.00	0.80	1.20	1.01	0.77	1.29	0.99	0.81	1.38
8	0.99	0.85	0.18	0.99	0.74	0.17	1.00	0.74	0.06

2.4.4 Résultats cartographiques par type de temps, gradients altimétriques et précipitations journalières moyennes

Au delà des critères de validation croisée, on présente dans les deux paragraphes 2.4.4 et 2.4.4 les résultats cartographiques (gradient altimétrique et précipitation moyenne journalière) obtenus à l'aide du modèle calé avec les paramètres précédents, c'est à dire entre autres avec un nombre de 8 stations explicatives.

Gradients altimétriques

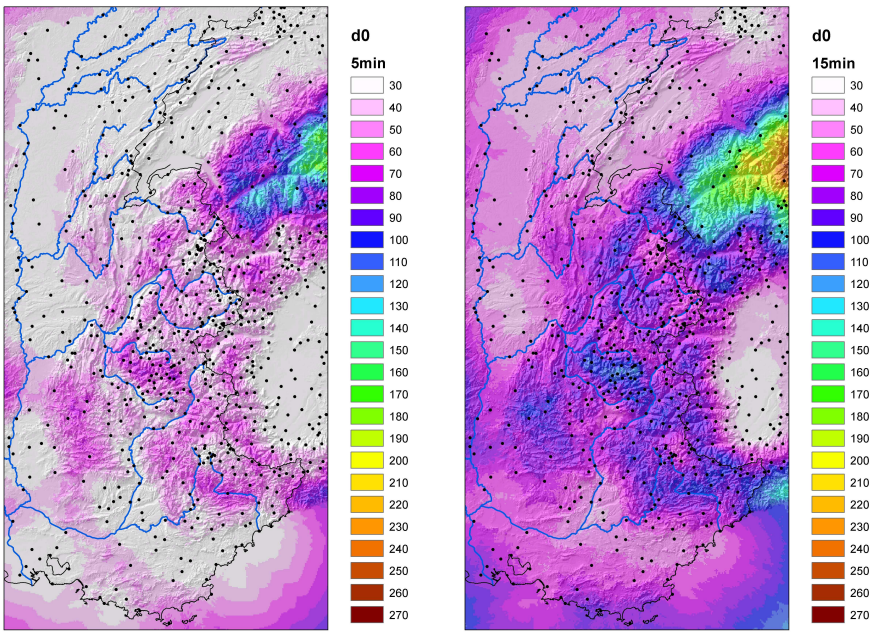
La figure 2.10 présente les cartographies des gradients altimétriques obtenues pour chaque type de temps. Ces cartes permettent de localiser pour chaque type de temps les zones de forts gradients altimétriques. Si on peut effectivement distinguer par exemple le Massif du Jura pour les circulations d'Ouest (classes 1 et 2), le pied du massif des Cévennes et du Vivarais pour la circulation de sud (Classe 4), et le Piémont italien pour le Retour d'Est (Classe 6), ces cartes restent cependant peu lisibles, et il est plus facile de visualiser les cartographies de précipitations moyennes journalières, qui ne sont finalement que les intégrales au sens mathématique du terme des cartographies de gradients altimétriques.

Précipitations moyennes journalières

Les figures 2.11, 2.12, 2.13 et 2.14 présentent les champs moyens de précipitation journalière pour les huit types de temps. On distingue plus nettement les zones géographiques affectées par les précipitations en fonction du type de temps :

- les classes 1 et 2 affectent principalement le Massif du Jura et les Alpes du Nord. Si la crête du Jura et le massif du Mont Blanc sont les plus arrosés, les Pré-alpes du Nord (Chartreuse, Belledonne, Vercors) sont également bien marqués, et subissent de plein fouet ces précipitations venues de l'océan atlantique. La distinction entre ces deux classes se fait surtout au niveau temporel (la classe 2 s'établissant plus facilement sur plusieurs jours que la classe 1), et dans une moindre mesure sur l'intensité des pluies, plus faibles pour la classe 2.
- la classe 3 s'apparente dans une moindre mesure aux classes 1 et 2, un peu plus centrée sur les Pyrénées Occidentales et les Hauts Plateaux du Massif Central, avec une intensité moyenne qui reste plus faible.
- la classe 4 ou circulation de Sud est très typique, les précipitations sont très intenses sur le massif des Cévennes et du Vivarais, ainsi que sur le Massif des Pyrénées mais plutôt du côté espagnol, la partie française n'est finalement touchée que sur la crête frontière.
- la classe 5, circulation de Nord-Est, semble être un mélange de situations météorologiques un peu plus hétéroclites. On semble retrouver le flux atmosphérique continental, qui donne souvent des précipitations (sous forme neigeuse) sur l'Autriche et la Suisse, mais on a également de fortes précipitations sur les Pyrénées, notamment sur la Côte Ouest.
- la classe 6, bien que très rare n'en est pas moins spectaculaire. Le fameux "retour d'Est" est ici parfaitement représenté grâce aux stations pluviométriques italiennes[5]. Les précipitations pénètrent finalement très peu au delà de la frontière, le Piémont italien essuyant presque à lui seul l'ensemble des précipitations. Néanmoins, on identifie sur la partie française la Haute Vallée de l'Isère, la Haute Maurienne, le Haut Queyras et la Côte d'Azur (surtout la région de Nice) comme potentiellement très touchés, ce qui est en pratique souvent la réalité.
- la classe 7 est souvent à l'origine des très fortes crues des Alpes du Sud, du Massif des Cévennes et du Vivarais, et des Pyrénées Occidentales. Le système dépressionnaire est centré sur la France et les intensités des précipitations sont extrêmement élevées, comme en témoignent par exemple le massif des Écrins, ou les sommets des Alpes Maritimes.
- la classe 8 est très réconfortante, il ne tombe en moyenne aucune précipitation, ce qui est rassurant, puisqu'il s'agit de la classe anticyclonique. On note, pourtant de légères pluies sur la crête des Pyrénées et sur les sommets du Mercantour, qui sont sans doute les témoins des forts orages d'été de ces zones montagneuses. Nous pouvons d'ailleurs nous demander ici si finalement il n'existe pas une saisonnalité dans les précipitations au sein de chaque type de temps.

[5]On note ici l'important intérêt de border le domaine de travail avec des stations de mesure étrangères, hors de nos bassins versant d'étude.



(a) Rayon de sélection pour un nombre de $N_s = 5$ stations sur les Alpes

(b) Rayon de sélection pour un nombre de $N_s = 15$ stations

FIG. 2.7 – Cartographie sur les Alpes du rayon de sélection pour différentes tailles d'échantillon de stations explicatifs

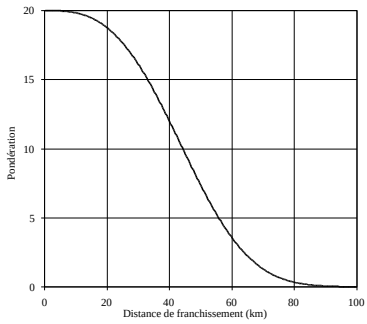
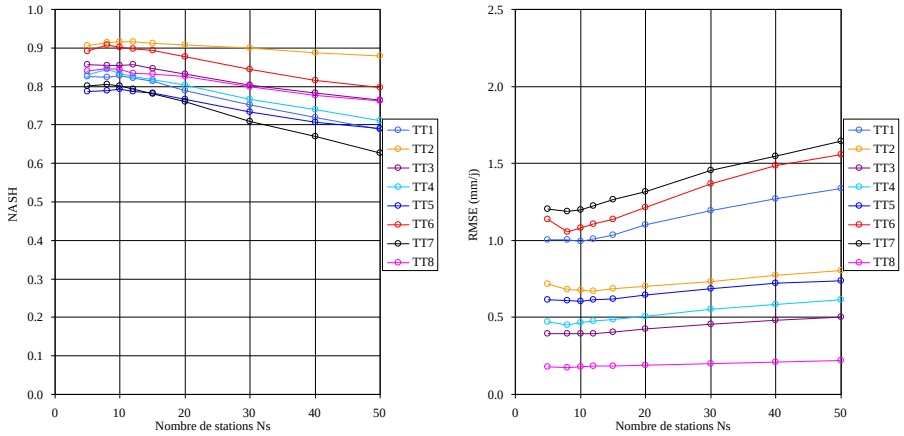
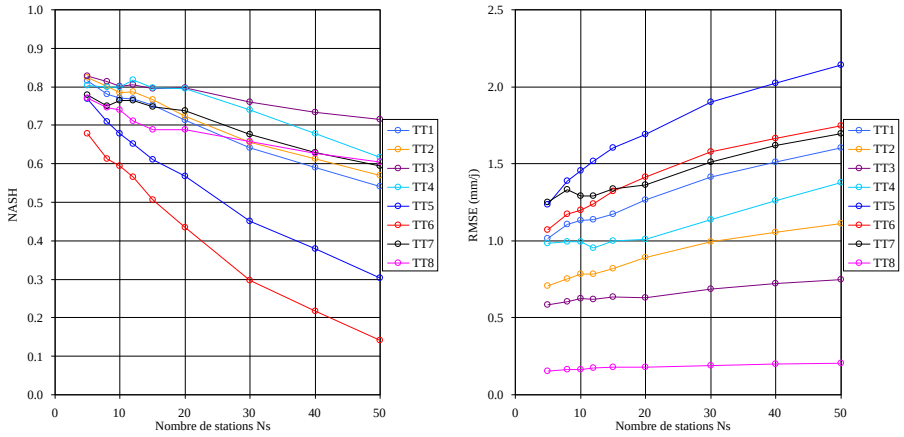


FIG. 2.8 – La cloche de pondération retenue pour l'interpolation des précipitations



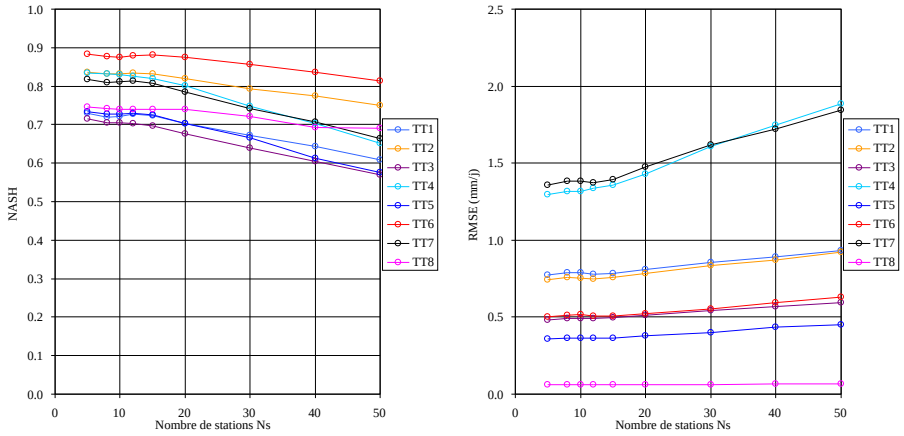
(a) Massif des Alpes, critère de NASH

(b) Massif des Alpes, erreur type



(c) Massif des Pyrénées, critère de NASH

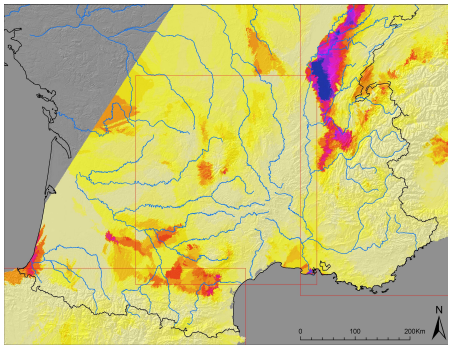
(d) Massif des Pyrénées, erreur type



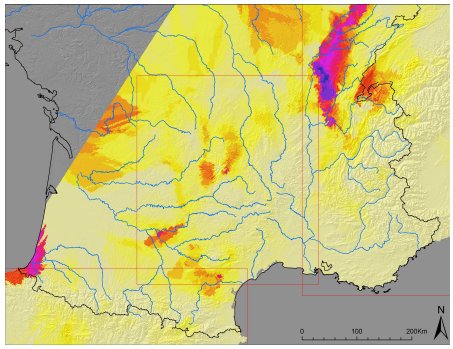
(e) Massif Central, critère de NASH

(f) Massif Central, erreur type

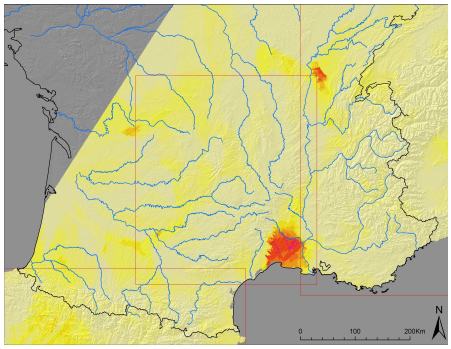
FIG. 2.9 – Scores de validation croisée, critère de NASH et erreur type en $(mm/jour)$



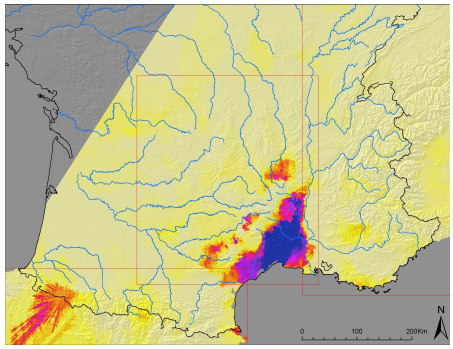
(a) Onde atlantique 1



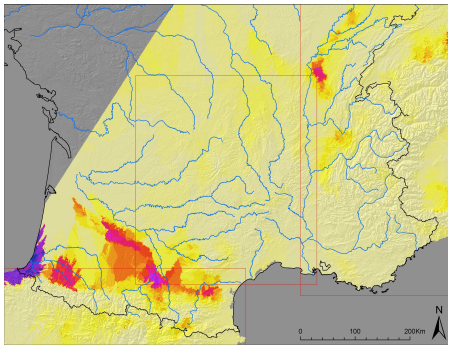
(b) Flux atlantique stationnaire 2



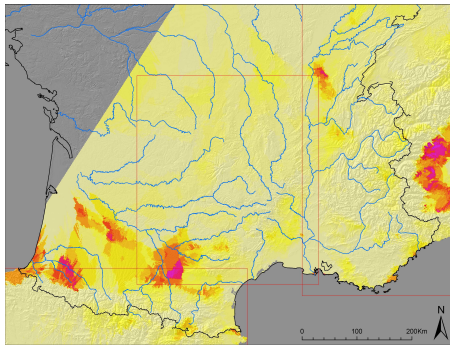
(c) Circulation de Sud-Ouest 3



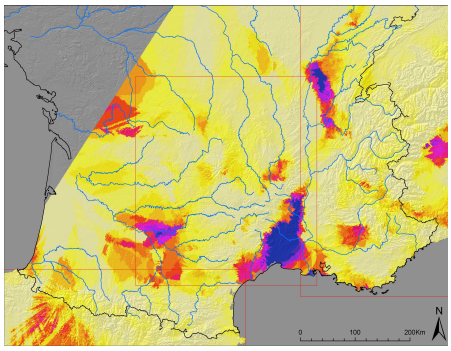
(d) Circulation de Sud 4



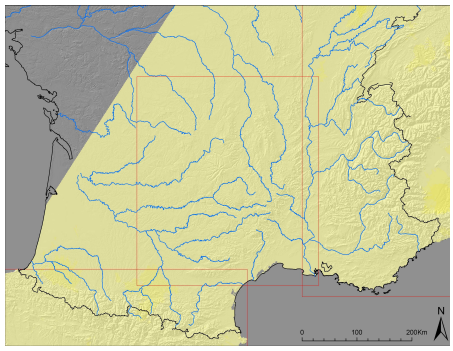
(e) Flux de Nord-Est 5



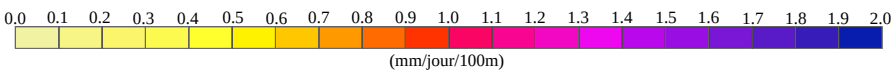
(f) Retour d'Est 6



(g) Dépression centrale 7

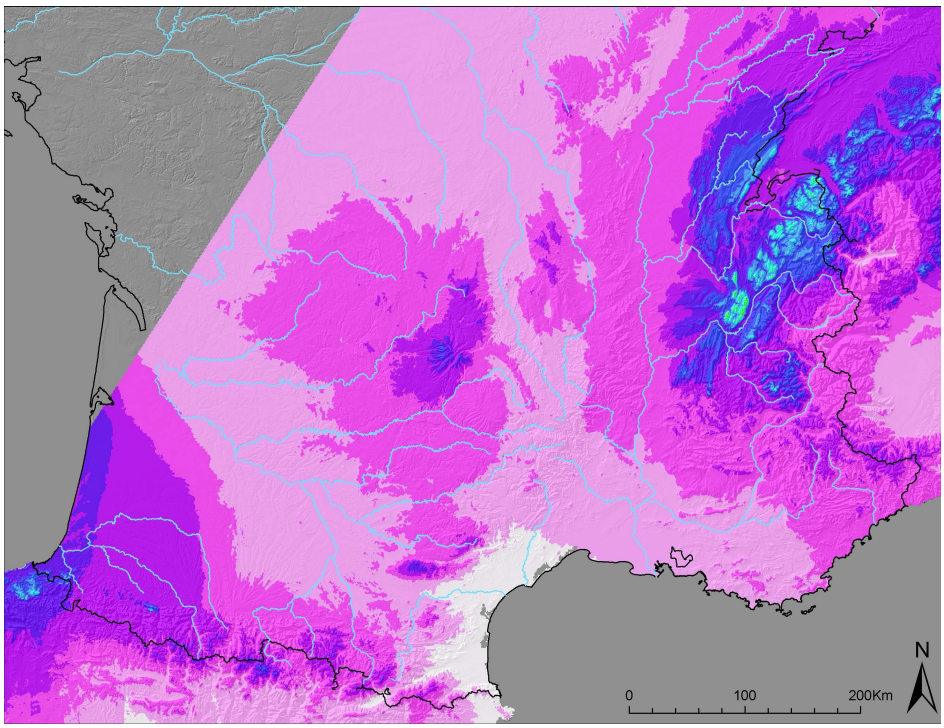


(h) Circulation anticyclonique 8

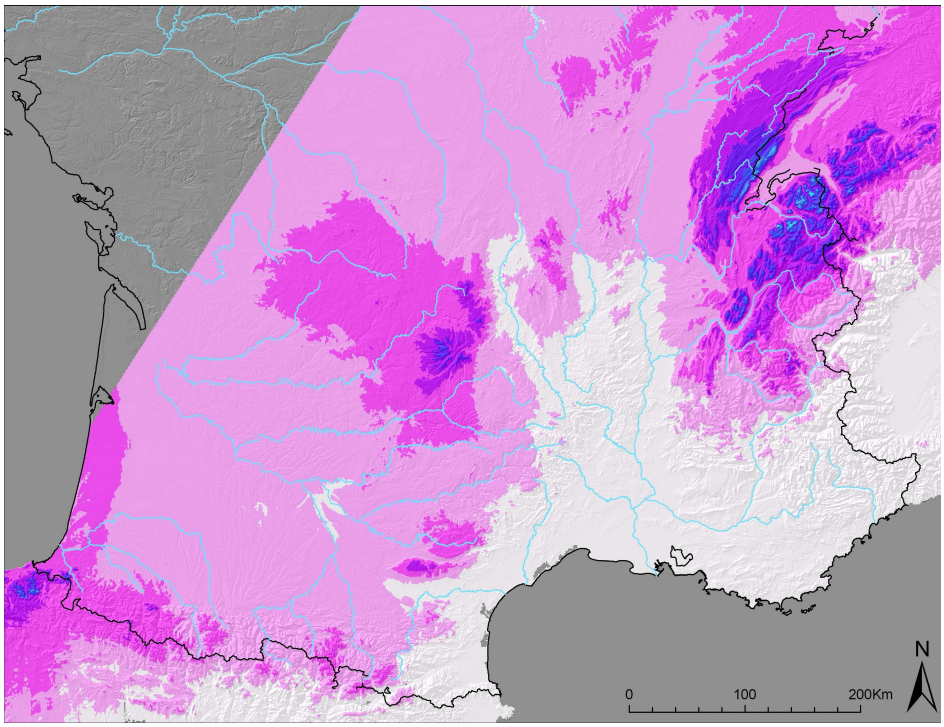


(i) Légende

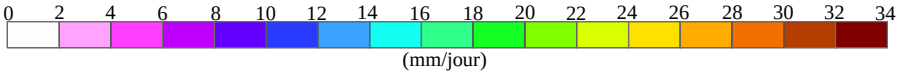
FIG. 2.10 – Gradient altimétrique par types de temps en $mm/jour/100m$



(a) Onde atlantique

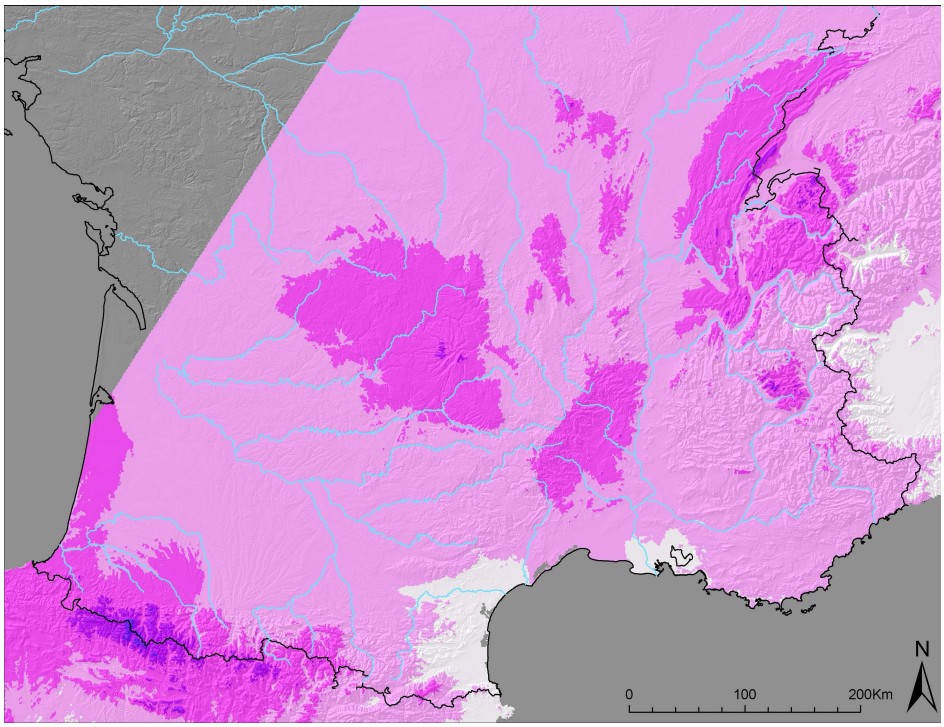


(b) Flux atlantique stationnaire

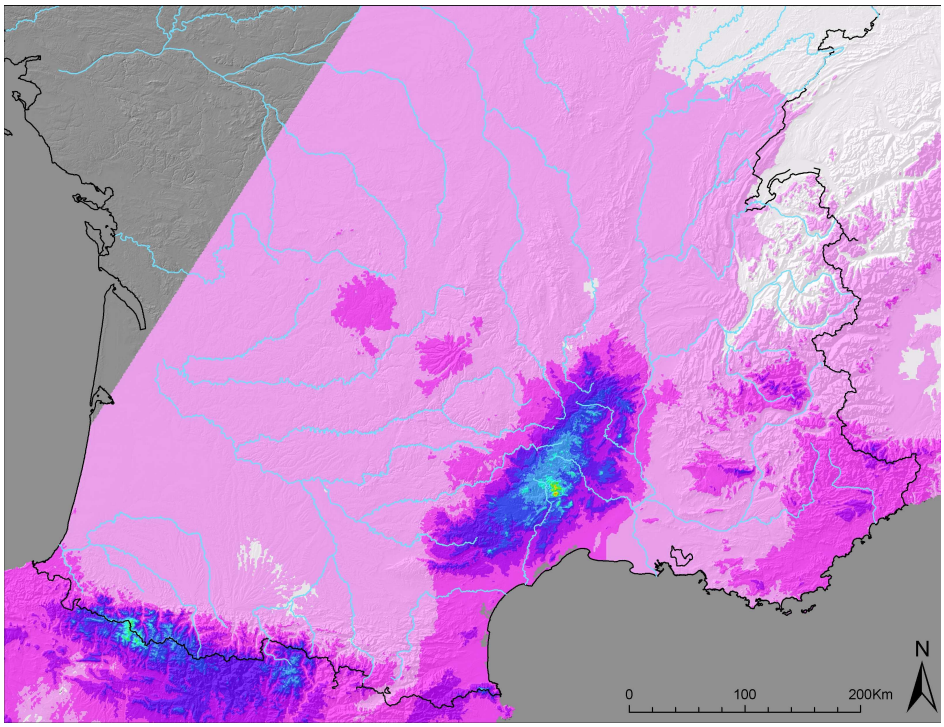


(c) Légende

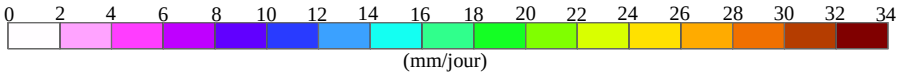
FIG. 2.11 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 1 et 2



(a) Circulation de Sud-Ouest

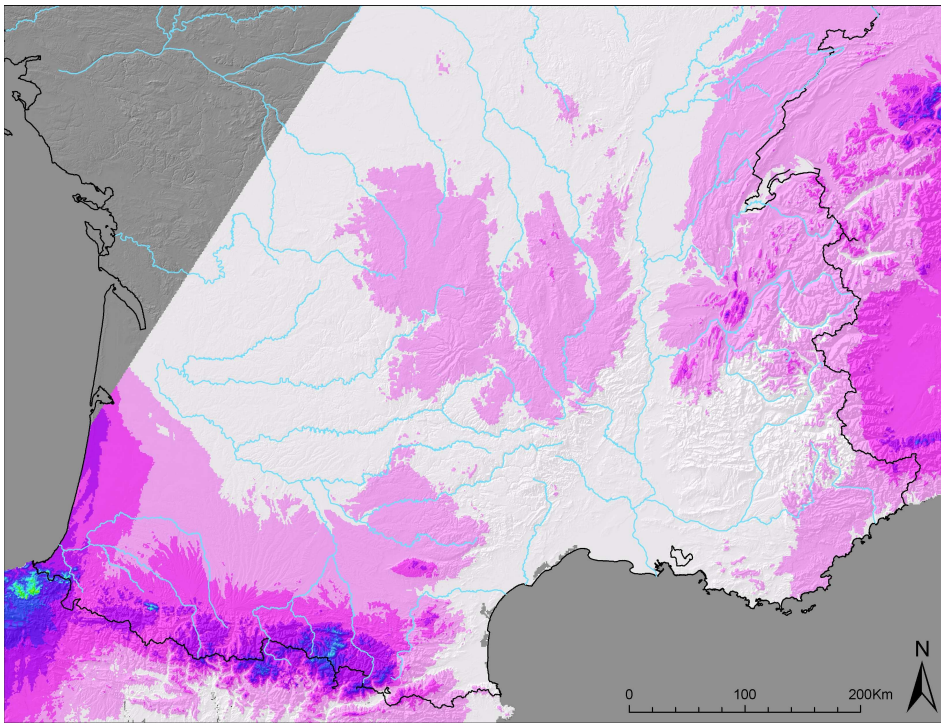


(b) Circulation de Sud

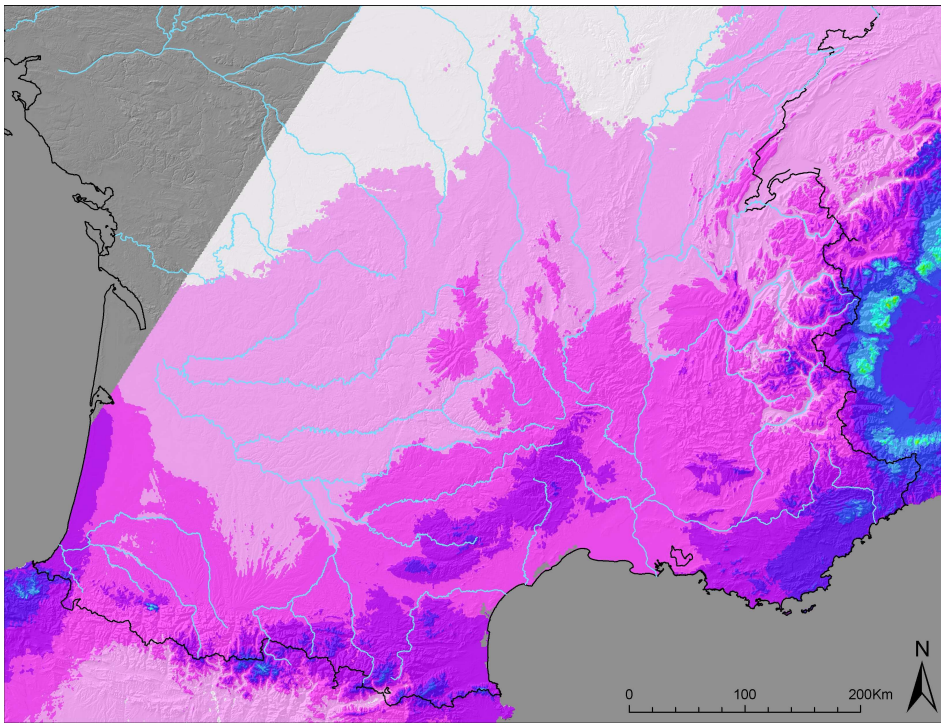


(c) Légende

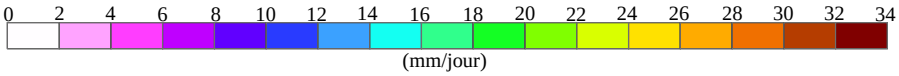
FIG. 2.12 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 3 et 4



(a) Flux de Nord-Est

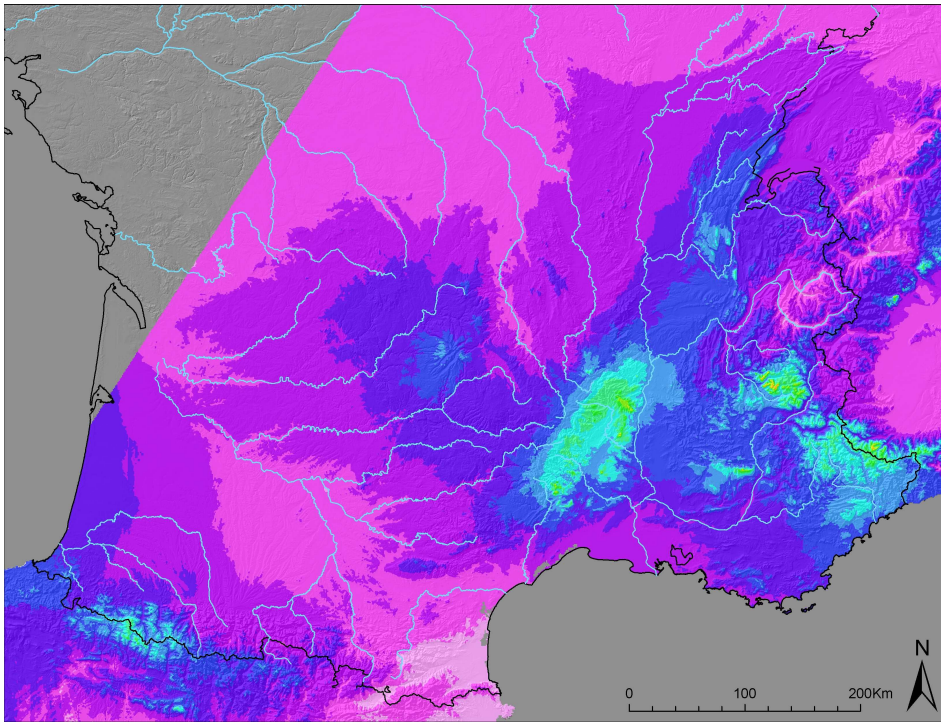


(b) Retour d'Est

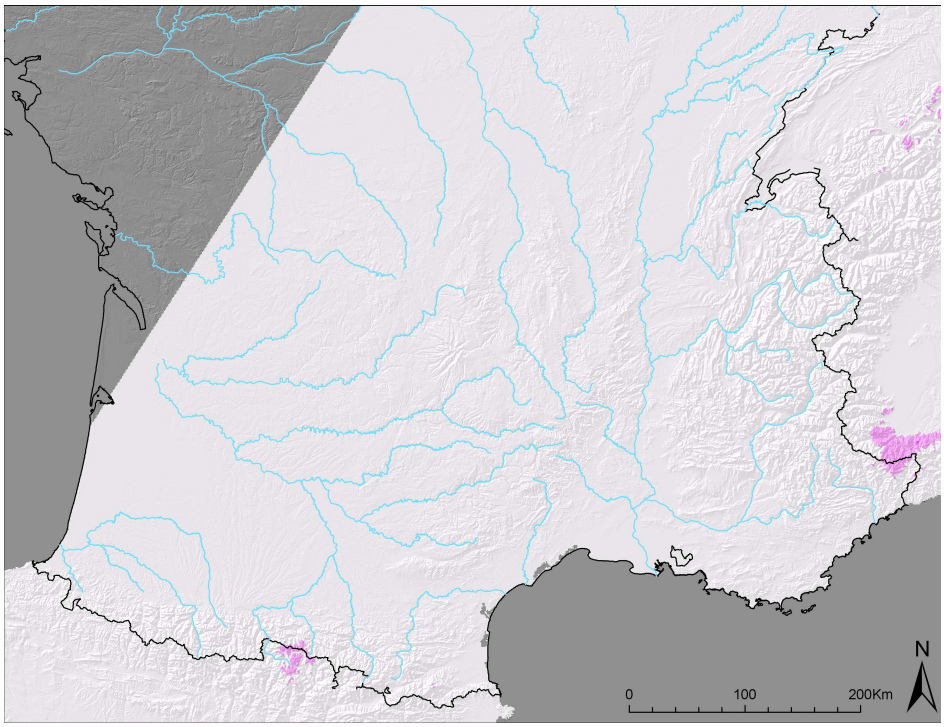


(c) Légende

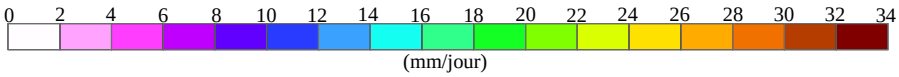
FIG. 2.13 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 5 et 6



(a) Dépression centrale



(b) Circulation anticyclonique



(c) Légende

FIG. 2.14 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 7 et 8

2.5 Les précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973

2.5.1 Cartographie de la moyenne inter-annuelle de précipitation sur la période 1957-1973

Et si nous abordions maintenant quelques aspects climatologiques ? En effet, les différents résultats obtenus par type de temps permettent sans difficulté de reconstituer assez simplement la moyenne annuelle de précipitation pour la période 1957-1973. Pour chaque pixel (i, j), la précipitation annuelle moyenne P_{5773} est en effet donnée par :

$$P_{5773}{}^{ij} = \sum_{k=1}^{8} P_{TTk}{}^{ij} \cdot O_{TTk} \tag{2.13}$$

Où $P_{TTk}{}^{ij}$ est la précipitation moyenne du type de temps k calculée sur le pixel (i,j) (pour la période 1957-1973) et O_{TTk} l'occurrence moyenne annuelle du type de temps k (calculée sur la même période, voir le tableau 1.4 à la page 26). Il est ainsi possible de construire une cartographie de précipitation moyenne annuelle sur la période 1957-1973, présentée dans la figure 2.15. De plus, on peut également en utilisant les résultats de validation croisée par type de temps, produire un score de NASH, une erreur type, et un biais pour ce modèle "composite" ; l'ensemble de ses résultats sont présentés par massif dans le tableau 2.6.

TAB. 2.6 – Résultats de validation croisée tous types de temps confondus

Massif	Biais	NASH	Erreur Type (mm)
Alpes	1.00	0.77	135
Massif Central	0.99	0.73	165
Pyrénées	0.99	0.71	198

Nous retrouvons sur la carte présentée dans la figure 2.15 quelques grandes caractéristiques pluviométriques des massifs montagneux que nous étudions. Tout d'abord les Alpes, caractérisées par un fort contraste de précipitation Nord-Sud. On distingue ainsi Les Alpes du Nord très arrosées, des Alpes du Sud beaucoup plus sèches. Ce découpage n'est pas nouveau, et on peut aisément tracer sa limite géographique, qui passe d'ailleurs exactement au Col du Lautaret et au Col de Lus la Croix Haute (Benevent, 1926).

On retrouve ainsi au Nord, le Jura, puis le Massif du Mont Blanc et ses alentours, où l'autochtone se concentre sur deux activités révélatrices du climat : la traite des vaches (l'herbe est toujours bien verte) et la traite des touristes (la neige est toujours abondante). Une fois franchis les derniers bastions d'humidité, constitués des Bauges et de la Chartreuse (avec d'ailleurs une nette avance pour cette dernière), on se rapproche progressivement d'un climat plus sec une fois le Vercors traversé. Nous arrivons enfin dans les Alpes du Sud, que certains n'hésitent pas d'ailleurs à qualifié d'"Alpes Vraies" ou encore d'"Alpes Authentiques". Ici les activités de l'autochtone sont également révélatrices du climat et toujours au nombre de deux : la traite des brebis et des chèvres (l'herbe est souvent jaunie par le soleil) et également la traite des touristes (le soleil brille plus de trois cent jours par an).

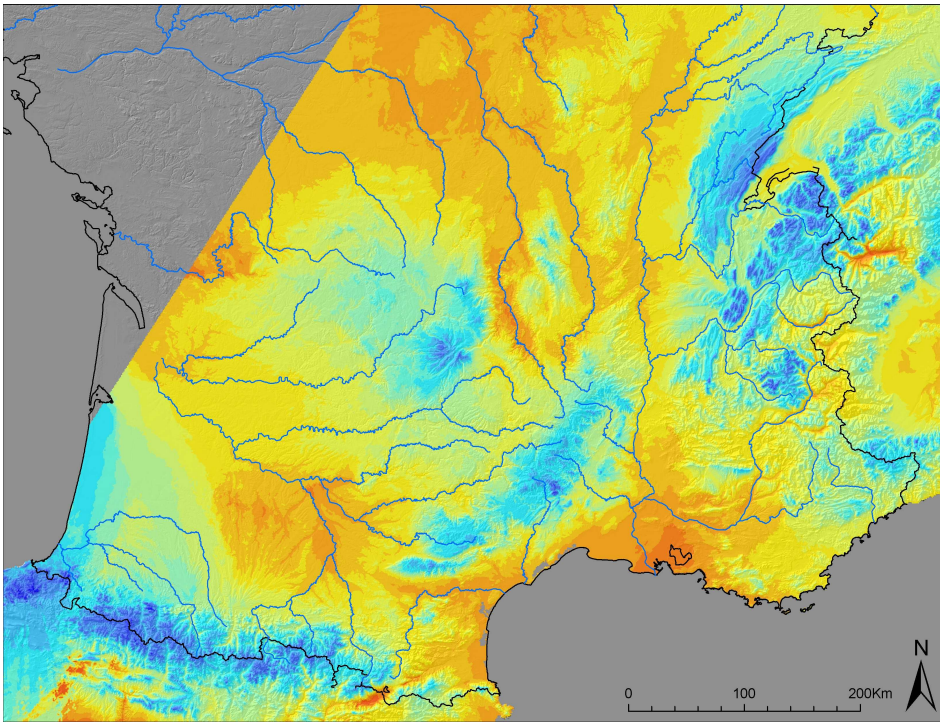
Il est par ailleurs intéressant de noter le cas de la vallée de l'Arc, c'est à dire la Maurienne, bien plus sèche que sa voisine la vallée de la Tarentaise ; ainsi que le cas du Queyras, également très sec par rapport au massif des Écrins tout proche. Plus au Sud, on peut remarquer à l'Ouest le trait horizontal de la Montagne de Lure qui capte les précipitations venues de la Méditerranée, et à l'Est le massif du Mercantour, très arrosé par rapport à l'ensemble de la Côte d'Azur.

Ensuite viennent les Pyrénées, dont le contraste principal de précipitation se fait sur l'axe Est-Ouest. Les précipitations sur ce massif sont d'une très forte variabilité spatiale, ce qui est à rattacher à la forte anisotropie de ce massif montagneux, et à la présence de part et d'autre de l'Océan Atlantique et de la Mer Méditerranée. Les Pyrénées Atlantiques sont ainsi copieusement arrosées par les précipitation océaniques, les Hautes Pyrénées sont le lieu d'un fort effet orographique et captent beaucoup de précipitations, comme la Haute Garonne et l'Ariège dans une moindre mesure. Ensuite les altitudes dégringolent et les montagnes s'effacent, laissant la place à l'Aude et aux Pyrénées Orientales, beaucoup plus sèches. On notera l'effet d'abri particulier de la Cerdagne.

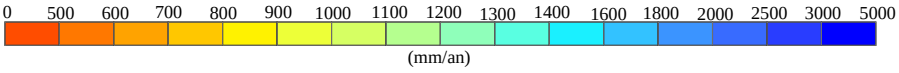
Le Massif Central est quant à lui extrêmement vaste, et les précipitations y tombent en quantité dans essentiellement deux régions : Tout d'abord au Nord-Ouest sur le plateau des Millevaches, sur le Cantal et la chaîne des Puys, grâce notamment à l'altitude élevée de ces sommets ; puis plus au Sud sur les massifs des Cévennes et du Vivarais ainsi que sur la Montagne Noire, lieu d'affrontement unique et redouté des perturbations venues de Méditerranée avec les premiers sommets. Au contraire, les vallées de l'Allier et de la Loire sont elles plus abritées et les précipitations y sont moins nombreuses.

2.5.2 Cartographie et nombre de stations explicatives

Nous nous proposons dans cette partie d'illustrer sous forme de cartographie la problématique du choix du nombre de stations explicatives N_s. En effet, à l'aide d'une cartographie de précipitation moyenne annuelle, on est plus à même de comprendre les changements qu'apportent une modification du choix de N_s dans les mécanismes d'interpolation.



(a) Précipitation annuelle moyenne sur la période 1957-1973



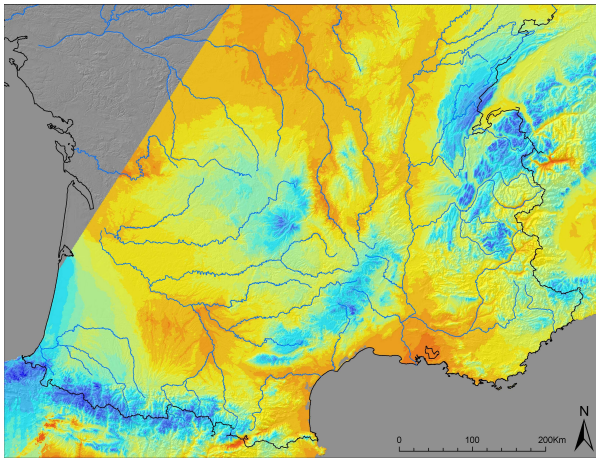
(b) Légende

FIG. 2.15 – Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973

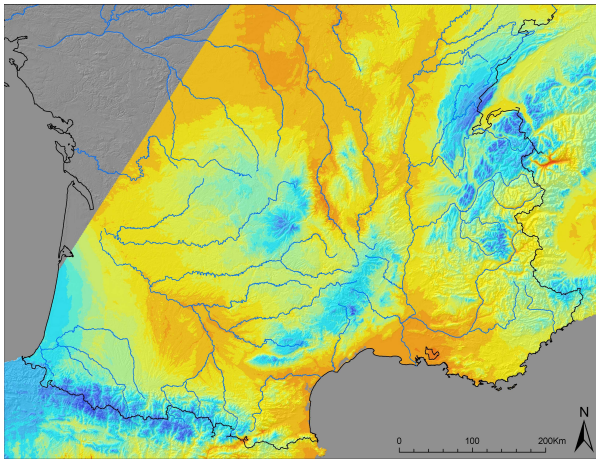
Nous présentons dans la figure 2.16 trois cartographies obtenues pour trois valeurs de N_s différentes. Chacune de ces cartes est issue du processus de calcul décrit précédemment, c'est à dire d'abord le calcul des 8 cartes par type de temps avec la valeur de N_s choisie (comme au 2.4.4), puis ensuite en réalisant la somme pondérée par l'occurrence des type de temps comme décrit au paragraphe 2.4.4.

Augmenter N_s revient finalement à faire tendre des régressions linéaires au départ locales, vers des régressions régionales voir même des régressions à l'échelle du massif considéré si on choisit un nombre de stations suffisamment grand. De ce fait, en augmentant N_s on perd petit à petit les spécificités locales de la précipitation. C'est ce que nous pouvons observer sur les trois cartes présentées dans la figure 2.16, ou au fur et à mesure de l'augmentation de N_s, on voit disparaître certains contrastes forts de précipitation, comme par exemple sur la côte atlantique des Pyrénées, sur les sommets des Écrins, ou encore sur le Massif de la Chartreuse. En poussant ce mécanisme à l'extrême, lorsque N_s est suffisamment grand, on ne réalise finalement plus qu'une seule et même régression pour l'ensemble du massif, et la carte obtenue n'est alors qu'une combinaison linéaire du MNT[6] utilisé.

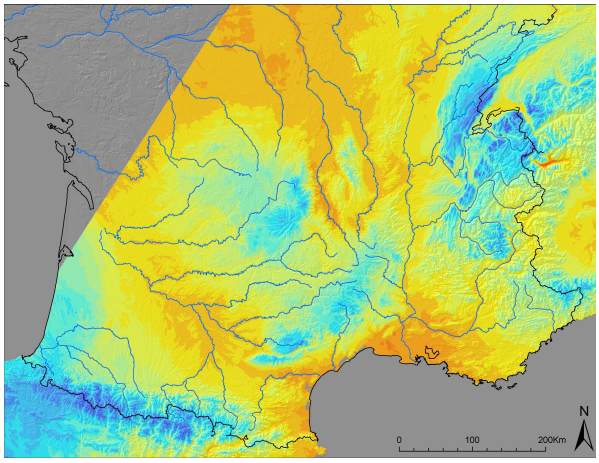
[6]Modèle Numérique de Terrain



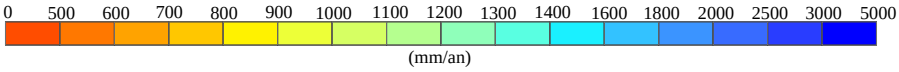
(a) $N_s = 8$



(b) $N_s = 15$



(c) $N_s = 30$



(d) Légende

FIG. 2.16 – Effet du nombre de stations explicatives N_s sur les cartographies de précipitation annuelle moyenne sur la période 1957-1973

2.5.3 L'apport des NPT (nivo-pluviomètres totalisateurs)

Nous sommes aujourd'hui au XXIième siècle, et il pourrait paraître très incongru de choisir de travailler sur la période 1957-1973 pour estimer les gradients altimétriques de précipitation sur les massif montagneux français. Pourtant, c'est bien de cette période qu'il s'agit, sur laquelle nous avons bien plus d'informations sur les précipitations en montagne que nous ne pouvons en avoir aujourd'hui aux même endroits.

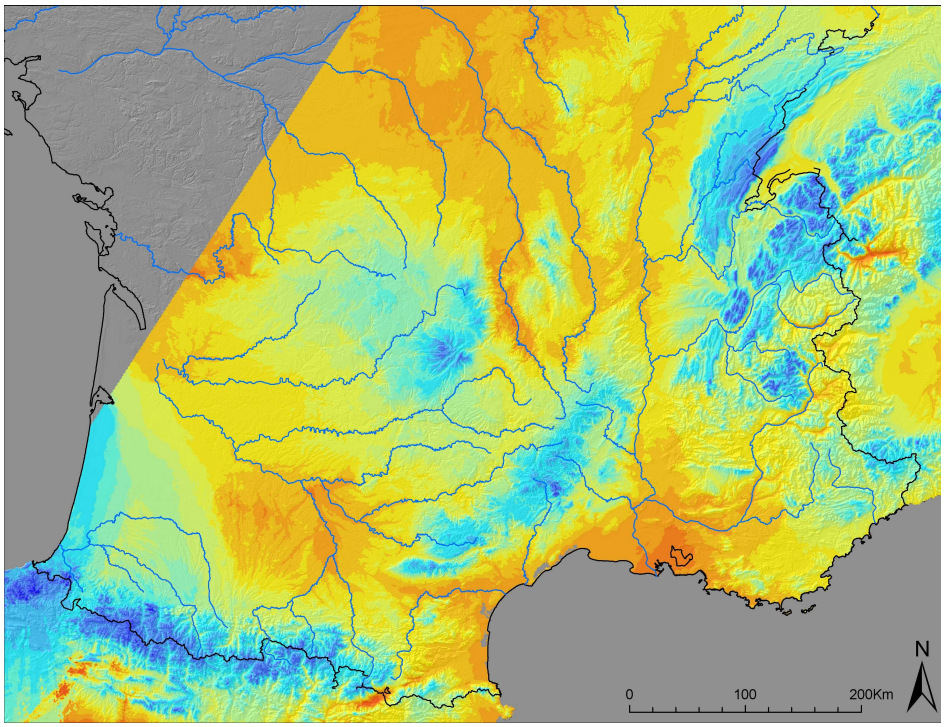
Nous ne pouvons nier les fortes incertitudes qui sont inhérentes aux nivo-pluviomètres totalisateurs notamment (sous-comptage essentiellement, voir le paragraphe 2.1.2), néanmoins nous pensons qu'il est important d'insister sur le fait que ces mesures ont déjà un mérite, c'est celui d'exister, et qu'elles portent en elles, malgré ces incertitudes non négligeables, de l'information absolument fondamentale pour estimer les gradients altimétriques en montagne.

Pour s'en convaincre, la figure 2.17 présente deux cartes de précipitation moyenne annuelle (1957-1973) réalisées à l'aide de $N_s = 8$ stations explicatives, l'une utilisant l'ensemble des données disponibles (c'est en fait la même carte que celle de la figure 2.15), l'autre n'utilisant que les stations pluviométriques (sans les NPT). On note immédiatement d'importants contrastes entre ces deux cartes. On peut remarquer notamment la disparition des forts cumuls de précipitations sur les Pyrénées Occidentales et sur le massif des Écrins par exemple. On sous-estime donc encore plus si on n'utilise pas ces données.

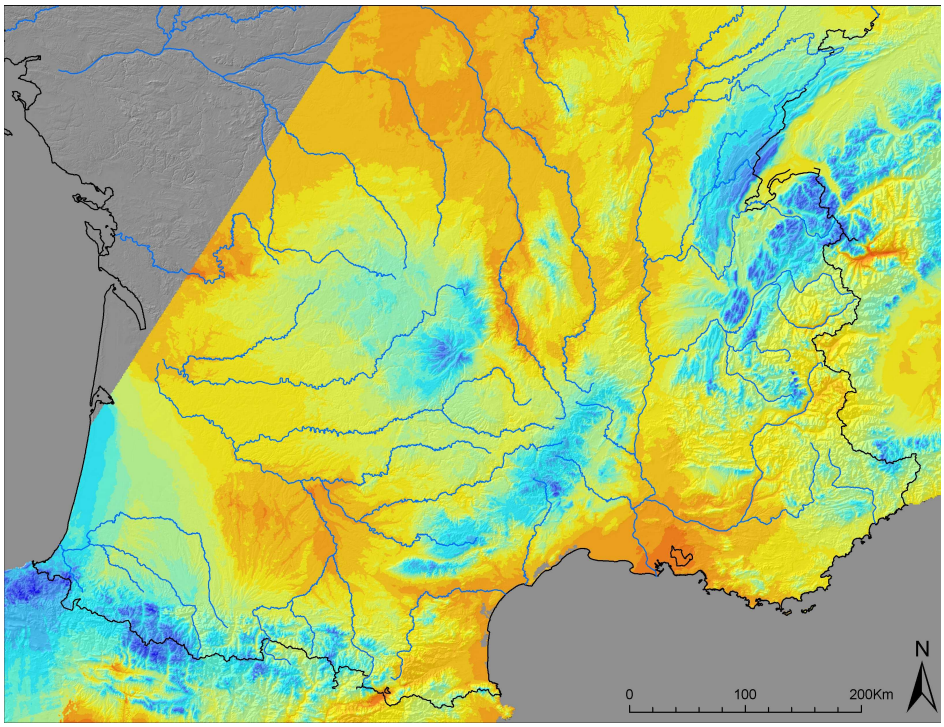
Dans la figure 2.18, on compare à partir de l'interpolation précédente réalisée sans les NPT, les valeurs interpolées au droit des NPT avec les valeurs observées à ces postes. On voit immédiatement que l'interpolation est biaisée, la majeure partie des points du graphique 2.18(a) se situe sous la première bissectrice, ce qui est confirmé par la forme de la distribution des résidus classés présentée dans la figure 2.18(b). Ce résultat signifie simplement que l'utilisation des seuls pluviomètres de vallée (pour l'essentiel) ne permet pas d'interpoler de manière crédible des précipitations en montagne, que l'on a la chance d'avoir pu mesurer par ailleurs à l'aide des NPT.

Bien sûr, l'utilisation des NPT n'est finalement qu'une réponse imparfaite au problème principal qui est sous-jacent : la mesure de la précipitation en montagne. Et ces données seront caduques, le jour où nous disposerons d'un véritable réseau d'observation des précipitations en altitude. La mesure de précipitations en montagne est bien évidemment difficile. Il faut d'abord trouver un moyen de mesurer la précipitation de manière adéquate (sans sous-comptage) et sous toutes ses formes (pluie, neige, grêle, grésil, bruine et autres crachins), puis ensuite être capable de faire fonctionner l'appareillage sur des sites très isolés et dans des conditions souvent très rudes, et enfin de transmettre la donnée correctement. L'ensemble de ces problèmes rend la mesure de montagne complexe, en partie incertaine et souvent très coûteuse, ce qui explique l'absence flagrante de postes d'observation en altitude.

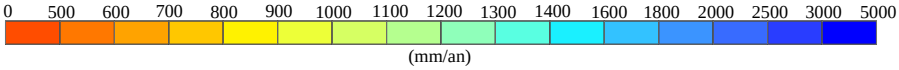
Aujourd'hui, le développement de technologies nouvelles (radar courte portée, effet doppler) et la réunion au sein du CCROM (Comité Consultatif des Réseaux d'Observation Météorologique) des principaux exploitants de réseaux d'observation météorologique en France serait une opportunité pour réfléchir ensemble à l'élaboration d'un réseau d'observation de précipitations en montagne.



(a) $N_s = 8$ avec les NPT

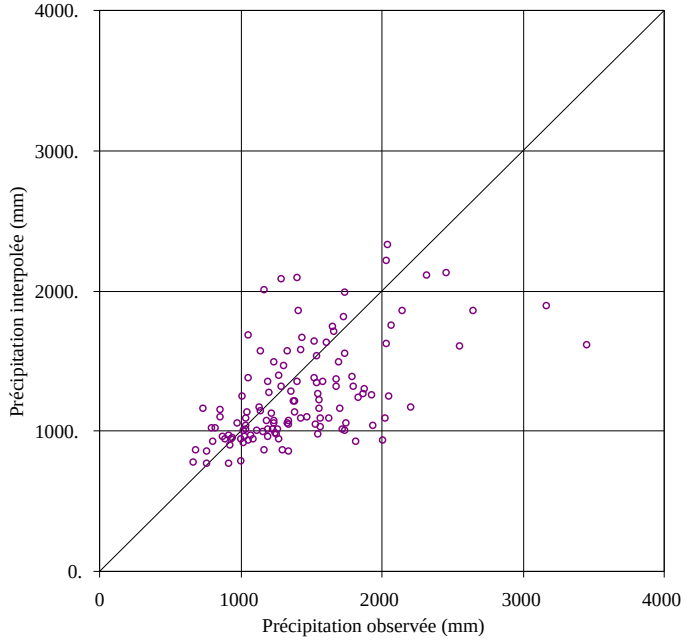


(b) $N_s = 8$ sans les NPT

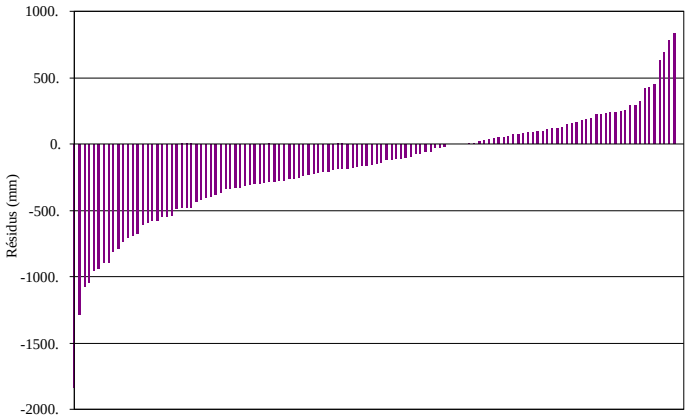


(c) Légende

FIG. 2.17 – L'apport des nivo-pluviomètres totalisateurs sur les cartographies de précipitation annuelle moyenne sur la période 1957-1973



(a) Précipitation interpolée en fonction de la précipitation observée



(b) Résidus Classés

FIG. 2.18 – Reconstitution des précipitations observées (moyenne annuelle 1957-1973) aux nivo-pluviomètres totalisateurs à l'aide des pluviomètres uniquement

2.6 Résultats et discussions

2.6.1 Ajout de variables explicatives

Comme décrit dans les paragraphes précédents, notre modèle d'interpolation des précipitations moyennes journalières par types de temps ne fait intervenir qu'une seule variable explicative : l'altitude. On peut donc légitimement se demander si d'autres variables ne pourraient pas compléter l'altitude dans l'explication des précipitations. Nous pensons bien évidemment ici aux variables classiquement utilisées pour l'explication des variables météorologiques au sol comme la pente, l'orientation, la distance à la mer ou à l'océan (Laborde, 1984), mais également aux variables plus complexes comme les variables issues d'une ACP[7] du relief utilisées par exemple dans la méthode AURELHY[8] (Benichou et Le Breton, 1987). L'objectif est alors de chercher une relation multi-linéaire locale liant la précipitation P à l'altitude Z ainsi qu'à un certain nombre d'autres variables V_i comme suit :

$$P = a_0 \cdot Z + \sum_{i=1}^{n_v} a_i \cdot V_i$$

Les coefficients a_i étant estimés par régression linéaire multiple (en prenant garde aux variables auto-corrélées, et donc en utilisant une régression multiple de type "pas à pas" par exemple). Cependant, augmenter le nombre de variables explicatives nécessite implicitement d'augmenter la taille de l'échantillon sur lequel on souhaite réaliser cette régression, afin de garantir la robustesse de la relation. Ainsi si on suit les recommandations de Burnham et Anderson (2002)[9] , il est nécessaire de considérer un nombre assez important de stations pour chaque pixel, et finalement on réalise au pixel une régression certes multi-linéaire mais surtout régionale, qui perd en tout cas une part de son caractère très local. La question est donc de savoir laquelle des solutions est la plus appropriée à notre interpolation de précipitation par type de temps sur la période 1957-1973 :

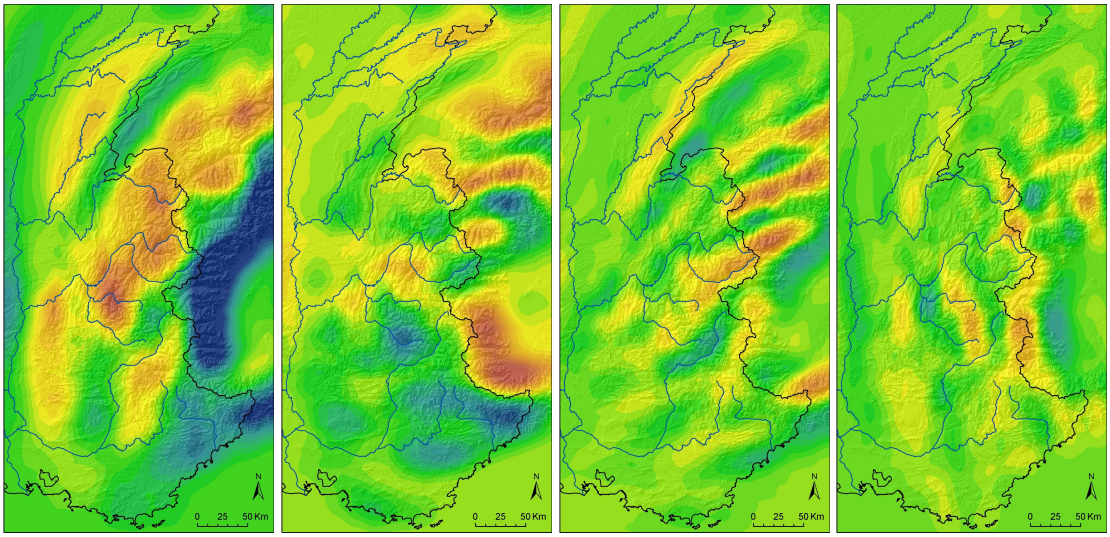
- une régression linéaire très locale appuyée sur une dizaine de points et utilisant uniquement l'altitude,
- une régression multi-linéaire régionale appuyée sur plusieurs dizaines de points et utilisant l'altitude ainsi que d'autres variables explicatives comme le relief par exemple.

Nous avons donc développé une version plus élaborée du modèle, dans lequel la précipitation est expliquée avec l'altitude Z, mais également à l'aide de formes du relief. La démarche AURELHY nous semblant particulièrement pertinente, les formes de relief que nous avons retenues sont construites de la même manière que dans cette méthode. Elles sont ainsi issues d'une ACP réalisée sur les voisinages de chaque pixel. Chaque voisinage est une matrice carrée de onze pixels de coté, issue d'un MNT de maille $5km$ et centrée sur le pixel (le voisinage est relatif, on ôte à la matrice l'altitude du pixel central). Il décrit ainsi correctement le relief environnant du pixel considéré. Le traitement par ACP du relief permet alors de condenser au maximum l'information pour disposer d'un système réduit de paramètres descriptifs du relief, en perdant un minimum d'observations.

[7] Analyse en Composantes Principale

[8] Analyse Utilisant le RELief et l'HYdrométéorologie

[9] Au minimum une dizaine d'observations par variables explicatives



(a) Première (b) Seconde (c) Troisième (d) Quatrième

(e) Légende

FIG. 2.19 – Cartographie des quatre premières composantes principales de l'ACP du relief sur le massif des Alpes

On dispose alors d'un jeu de coefficients du relief utilisables comme variables explicatrices de la précipitation, au même titre que l'altitude. La figure 2.19 présente les cartographies des quatre premières composantes principales pour le massif des Alpes. On retrouve sans surprise sur ces cartes comme première composante l'orientation Est/Ouest des versants, puis en deuxième composante l'orientation Nord/Sud.

En pratique, après différents tests, seules les premières composantes principales du relief semblent avoir un pouvoir explicatif sur les précipitations. De ce fait, on n'excédera jamais la dizaine de variables explicatives, et souvent on se contentera de deux ou trois variables de relief en plus de l'altitude.

Les résultats de validation croisée obtenus à l'aide de ce nouveau modèle sur le massif des Alpes et pour la moyenne annuelle de précipitation sur la période 1957-1973, sont présentés dans la figure 2.20. Ils sont tout à fait représentatifs de ce que l'on obtient pour tous les types de temps (nous rappelons que la moyenne annuelle est obtenue par agrégation de chaque type de temps), et sur le Massif Central et les Pyrénées. On présente dans cette figure 2.20 les scores de NASH de validation croisée pour différents jeux de variables explicatives. Tout d'abord la courbe rouge présente les scores du modèle "classique" (utilisation de l'altitude et de la pondération en distance de franchissement). On trouve ensuite en noir pour mémoire les scores du modèle n'utilisant que l'altitude (pas de pondération). Et enfin dans les dégradés de bleu, on présente les scores obtenus avec l'altitude et les variables de relief (notées Cp1, Cp2, Cp3 pour les trois premières composantes principales).

"Et soudain, c'est le but !" [10] En effet, pour des grandes sélections de stations explicatives ($N_s > 20$ stations), c'est à dire lorsqu'on réalise des régressions linéaires à l'échelle

[10] "Prendre un but" en montagne signifie "faire demi tour"

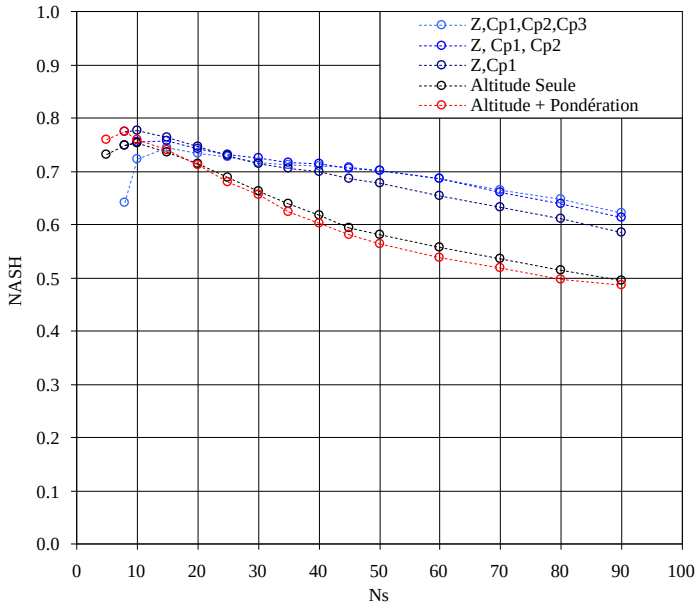


FIG. 2.20 – Score de NASH de validation croisée en fonction de N_s sur le massif des Alpes, pour différents jeux de variables explicatives

régionales, les variables de relief apportent indéniablement de l'information, et les scores de validation croisée sont bien supérieurs à ceux n'utilisant que l'altitude. Cependant, lorsque le nombre de stations de proximité diminue, les scores augmentent pour tous les différents jeux de variables, et les écarts entre scores s'amenuisent, pour s'annuler aux alentours de 8 ou 10 stations explicatives. De ce fait, on reconstitue aussi bien les précipitations à l'aide de l'altitude seule, qu'en rajoutant les variables du relief, qui perdent toute signification localement. En fait, elles se trouvent déjà à cette échelle dans les données locales de précipitation.

En conclusion, le modèle local retenu avec $N_s = 8$ stations explicatives et seulement l'altitude, arrive aux mêmes performances qu'un modèle plus régional utilisant plus de stations et de variables explicatives. C'est donc le modèle le plus simple (le modèle présenté précédemment) que nous avons retenu pour l'identification des gradients altimétriques et des précipitations journalières moyennes par type de temps sur la période 1957-1973.

Bien sûr, nous ne cesserons pas de rappeler la bonne densité du réseau de mesures des années 1957 à 1973, pour lequel nous affirmons les conclusions suivantes : l'ajout de variables de relief n'est pas significatif dans l'amélioration des critères de validation croisée de notre jeu de données sur la période 1957-1973, cela s'explique sans doute par la bonne densité spatiale de ce réseau de mesure à cette époque qui semble être telle que l'utilisation des pluviomètres de proximité avec une seule variable, l'altitude, permet la meilleure explication possible de la précipitation.

Cette affirmation a été vérifiée au travers de divers essais en utilisant un réseau réduit de densité plus faible. En effet, la réalisation d'une interpolation sur la période 1957-1973, avec uniquement les stations opérationnelles du réseau actuel de DTG, montre que des variables supplémentaires ont leur place dans l'explication des précipitations, et que

les variables de relief sont de très bonnes candidates.

Enfin, on note dans cette figure 2.20 l'apport indéniable de la pondération en distance de franchissement pour un nombre de stations explicatives inférieur à 15. La courbe rouge se détache en effet de manière significative de la courbe noire. Le gain en terme de score de NASH obtenu à l'aide de la pondération en distance de franchissement est ici clairement mis en évidence.

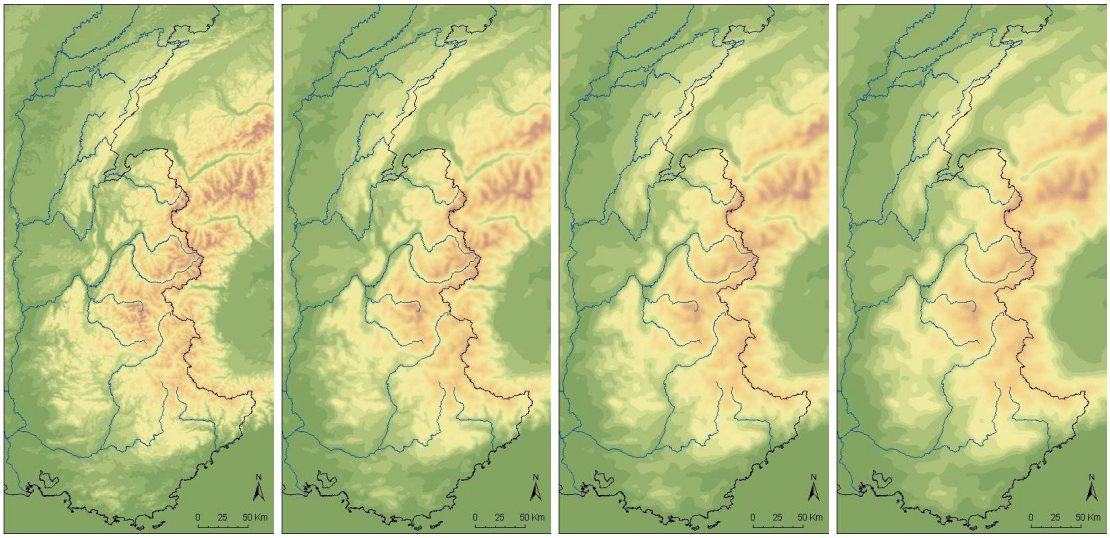
2.6.2 Altitude réelle, altitude lissée

Un dernier éclaircissement doit être apporté au choix de la variable d'altitude Z pris en compte dans les régressions linéaires locales. En effet, dans l'ensemble des régressions linéaires présentées jusqu'à présent, nous utilisons l'altitude du MNT de maille $1km$. Cependant, il est légitime de se demander s'il ne serait pas préférable d'utiliser l'altitude réelle des postes d'observation ou au contraire une altitude plus lissée obtenue à l'aide du MNT (Laborde, 1984). Nous avons donc introduit un algorithme de lissage du MNT assez simple. A chaque lissage, chaque altitude $Z_{i,j}$ du pixel (i,j) est remplacée par la moyenne des pixels de son voisinage comme suit :

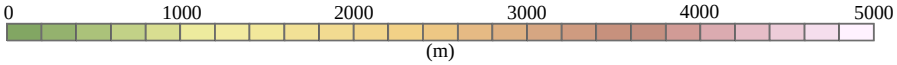
$$\begin{aligned} Z_{i,j} = & \\ & \frac{1}{2} \cdot Z_{i,j} + \\ & \frac{1}{16} \cdot \left(Z_{i-1,j+1} + Z_{i-1,j} + Z_{i-1,j-1} + Z_{i,j+1}\right) + \\ & \frac{1}{16} \cdot \left(Z_{i,j-1} + Z_{i+1,j+1} + Z_{i+1,j} + Z_{i+1,j-1}\right) \end{aligned}$$

On peut visualiser dans la figure 2.21 les MNT obtenus après avoir appliqué au MNT initial différents niveaux de lissage.

La figure 2.22 permet d'éclaircir le choix de l'altitude à retenir, elle présente les scores de NASH de validation croisée obtenus sur le massif des Alpes pour des MNT à différents niveaux de lissage, qu'on compare également avec le score obtenu en utilisant directement l'altitude réelle de la station. On note ici que les meilleurs résultats sont obtenus en utilisant directement l'altitude du MNT $1km$, résultats cohérents avec les conclusions de Laborde (1984).



(a) 0 lissage (b) 2 lissages (c) 5 lissages (d) 10 lissages



(e) Légende

FIG. 2.21 – Le MNT du massif des Alpes pour différents niveaux de lissage

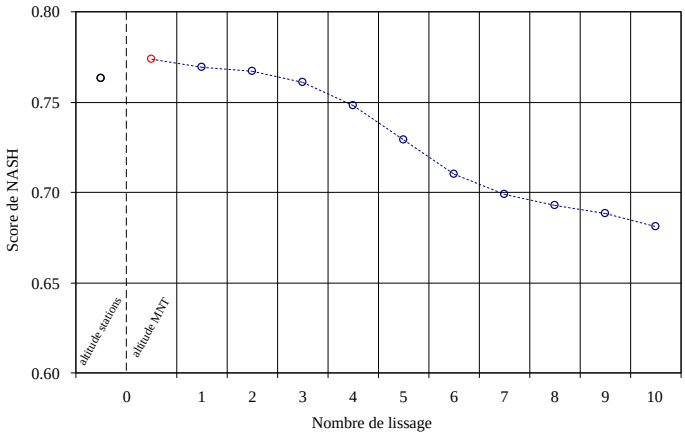


FIG. 2.22 – Score de NASH de validation croisée sur la précipitation moyenne journalière 1957-1973 en fonction de l'altitude utilisée dans les régressions, sur le massif des Alpes

2.6.3 Et la Géostatistique dans tout ça ?

Extrapolation et Géostatistique

L'objectif de ce paragraphe est de justifier au moins en partie pourquoi nous n'avons pas utilisé les outils géostatistiques pour estimer les précipitations en montagne, bien que nous nous soyons amplement inspirés de certains de leurs principes.

La Géostatistique a deux objectifs principaux : l'estimation et la simulation. L'estimation, encore appelée interpolation optimale, consiste moyennant quelques hypothèses sur la distribution du processus $Z(x)$, à proposer en tous points l'espérance mathématique $Z^*(x)$ conditionnée par les valeurs observées, ainsi qu'une incertitude ${\sigma_{\varepsilon_Z}}^2$ ou variance d'estimation.

On suppose en général que $Z(x)$ a les mêmes propriétés aux points à estimer qu'aux points observés. Et plus on s'éloigne des points observés, plus l'estimation revient prudemment vers la moyenne du champ, puisqu'elle est de moins en moins informée, conditionnée par des mesures trop lointaines. De ce fait, il est très rare que l'estimée $Z^*(x)$ dépasse les valeurs maximums observées Z_i (cela peut arriver entre deux stations proches j et $j+1$ où les observées Z_j et Z_{j+1} sont à la fois fortes et quasi égales).

Dans notre cas, le problème principal ne consiste pas du tout dans l'interpolation (qui fonctionne assez bien en plaine et moyenne montagne où le réseau est généralement assez dense). Notre problème est un problème d'extrapolation, vers les zones de haute montagne où l'on sait (d'après les débits qui en résultent) que les précipitations n'ont pas la même distribution, qu'elles sont en général plus fortes, et instrumentées par un réseau moins dense voire inexistant...

On peut alors poser le problème d'estimation sous une forme différente où la variable $Z(x)$ est la somme d'une tendance, ou d'une dérive externe $Y(x)$ à laquelle vient se superposer un processus plus stationnaire, analogue à celui que l'on rencontrerait en plaine : $Z(x) = Y(x) + U(x)$. Et en fait, l'essentiel du problème ne proviendra pas de $U(x)$, bien identifié dans les zones instrumentées où $Y(x)$ est secondaire ou inexistant, mais bien plutôt à identifier $Y(x)$ à partir d'informations secondaires ou de considérations physico-déterministes, ou encore statistiques ; puisque $Y(x)$ n'est pas instrumenté directement faute de réseau dans la zone où il domine.

Pour ce travail non pas d'interpolation, mais bien d'extrapolation, nous avons donc choisi d'utiliser une approche statistique, afin d'identifier $Y(x)$ à l'aide d'une classification en type de temps ainsi que des observations secondaires (NPT notamment) différentes des observations pluviométriques classiques.

Cependant,les outils statistiques comme le krigeage ont l'avantage de fournir une incertitude d'estimation, chose que nous n'avons pas encore réalisée avec notre modèle. Nous présentons dans le paragraphe qui suit, une méthode d'évaluation de nos incertitudes d'estimation.

Comparaison avec le krigeage simple

Le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale qui tient compte de la configuration géométrique des points observés et de la structure spatiale propre à la variable estimée, le variogramme[11]. Son utilisation dans l'interpolation de variables environnementales est très courante (Goovaerts, 2000).

Nous avons donc cherché à interpoler par krigeage simple les précipitations annuelles moyennes (1957-1973) sur le massif des Alpes, afin de comparer ce mode d'interpolation au modèle que nous avons développé. On présente dans la figure 2.23(a) le variogramme obtenu au pas de 5 km. Dans la pratique, on ajuste au variogramme brut un modèle théorique classique, afin de garantir la cohérence mathématique des calculs. Le tableau 2.7 donne le paramétrage et la figure 2.23(b) présente le tracé des ajustements des trois modèles les plus usités :

– Le modèle sphérique (en bleu) :

$$\gamma(h) = C \cdot \left(\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right)$$

– Le modèle exponentiel (en vert) :

$$\gamma(h) = C \cdot \left(1 - \exp\left(-3\frac{h}{a} \right) \right)$$

– Le modèle gaussien (en violet) :

$$\gamma(h) = C \cdot \left(1 - \exp\left(-(\frac{h}{a})^2 \right) \right)$$

TAB. 2.7 – Paramètres retenus pour les variogrammes théoriques sur le massif des Alpes

Type de modèle	Portée (km)	Palier (mm^2)	Pépite (mm^2)	Erreur type (mm^2)
Sphérique	30.1	119600	0	11225
Exponentiel	40.3	123400	0	6808
Gaussien	18.9	117240	0	13652

Comme on peut le voir dans le tableau 2.7, le modèle exponentiel se rapproche le mieux du variogramme brut, c'est donc avec ce modèle que nous avons réalisé le krigeage de nos données, dont le résultat cartographique est présenté dans la figure 2.24. On retrouve l'aspect classique d'un krigeage, en "bosses et creux", avec un lissage important des discontinuités. Les rendus cartographiques sont donc peu contrastés, et la variabilité spatiale assez faible, le massif de la Chartreuse est à peine visible par exemple.

Afin de comparer avec les scores de validation croisée de notre modèle, le krigeage effectué précédemment est réalisé en validation croisée. C'est à dire que l'estimation de la

[11]La constitution du variogramme est le point le plus délicat dans la mise en oeuvre du krigeage. Nous avons utilisé pour son élaboration Hydrolab, un ensemble de macro commandes sous le tableur Excel. Cet outil développé par J. P. Laborde et N. Mouhous du CNRS, permet de réaliser les analyses statistiques élémentaires les plus courantes en hydrologie de surface, dont l'analyse variographique

précipitation en chaque station est réalisée à l'aide d'un krigeage simple sur le panier de données complet auquel on a retiré cette station (dans la pratique on réalise donc autant de krigeages qu'il y a de stations dans le panier). Notre modèle et ce krigeage peuvent ainsi être comparés de manière égale, les scores de validation croisée ainsi obtenus sont présentés dans le tableau 2.8.

TAB. 2.8 – Résultats de validation croisée pour le krigeage simple sur le massif des Alpes

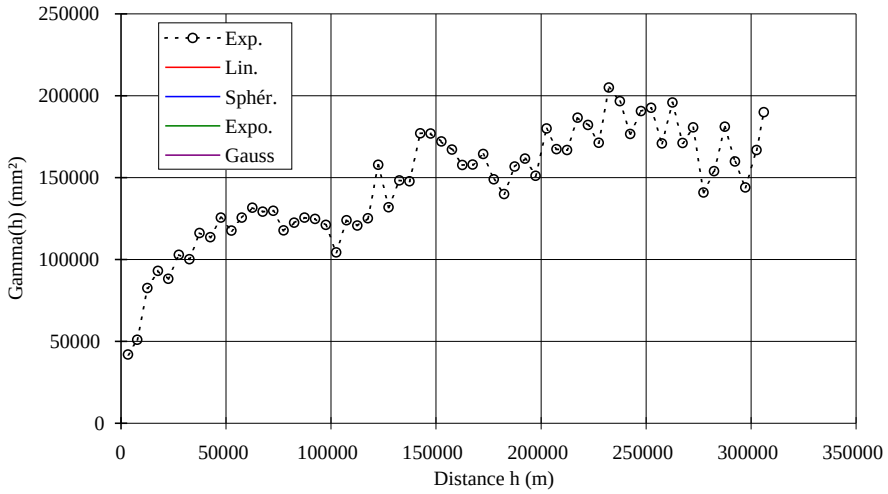
Score	Biais	NASH	RMSE (*mm*)
Krigeage simple	1.05	0.59	204
Modèle avec $N_s = 8$	1.00	0.77	135

La comparaison entre le krigeage simple et notre modèle est évidemment sans appel. En effet, nous ne pouvions pas espérer tirer de bons résultats du krigeage simple. Le krigeage simple reste un interpolateur mathématique qui ne prend pas en compte le relief, pourtant primordial dans l'étude des précipitations en montagne. Cette comparaison si elle ne peut apporter bien entendu de validation à notre modèle, nous permet néanmoins d'apprécier la position de notre modèle, par rapport à un estimateur mathématique relativement simple.

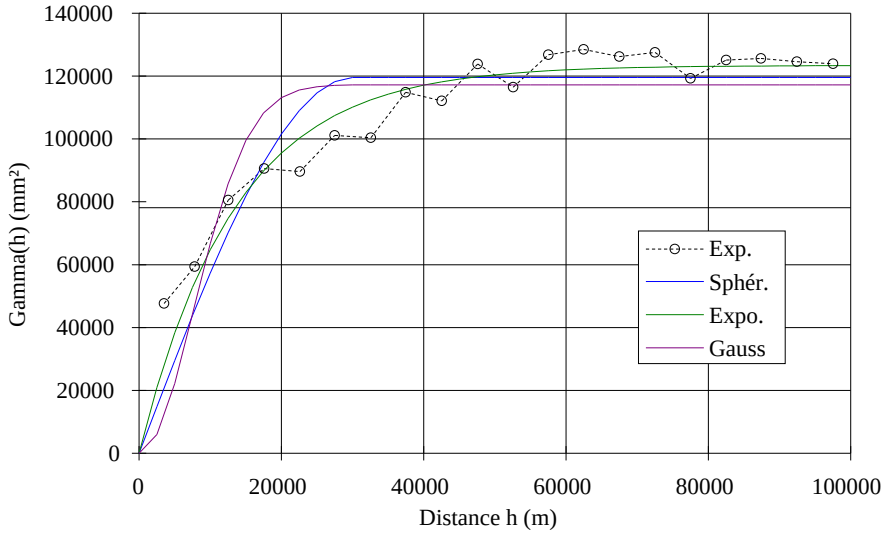
Par ailleurs, nous aurions pu aussi faire du krigeage par type de temps, en prenant en compte l'anisotropie du variogramme par type de temps. Nous n'avons pas cherché à donner toutes ses chances au krigeage simple. De plus, il existe d'autres outils géostatistiques, dérivés du krigeage, qui sont plus adaptés aux problèmes d'interpolation des précipitations. On peut notamment citer le cokrigeage[12] ou le krigeage avec dérive externe[13], d'ailleurs utilisé avec succès dans la cartographie de l'équivalent en eau du manteau neigeux au Canada (Tapsoba *et al.*, 2005).

[12]Méthode d'interpolation par krigeage d'un ensemble de variables tenant compte de la structure spatiale des corrélations entre ces variables

[13]Forme de krigeage permettant d'estimer une variable (ici la pluie) pour laquelle on dispose de peu de mesures en profitant des valeurs observées plus nombreuses d'une autre variable qui lui est linéairement corrélée (en l'occurrence ici l'altitude)

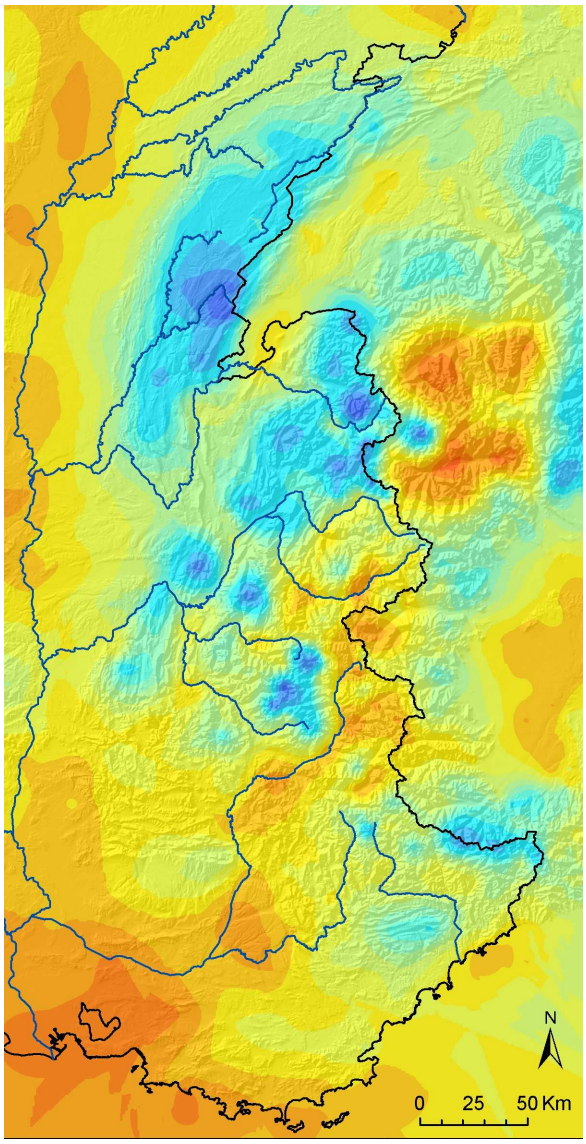


(a) Variogramme brut

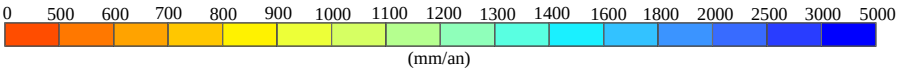


(b) Ajustement des variogrammes théoriques

FIG. 2.23 – Variogramme des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973, sur le massif des Alpes



(a) Krigeage simple



(b) Légende

FIG. 2.24 – Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973 obtenues par krigeage simple

2.7 Conclusion

Dans ce chapitre, nous nous sommes appuyés sur un réseau d'observation historique (1957-1973) afin d'appréhender la structure spatiale des précipitations moyennes journalières à travers une classification par type de temps. Nous avons ainsi identifié pour les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central, les champs de précipitations journaliers moyens pour chacun des types de temps considérés, à l'aide d'un modèle d'interpolation s'appuyant sur des régressions linéaires locales entre précipitations et altitude. A travers les scores de validation croisée et différentes comparaisons avec des méthodes classiques d'interpolation, nous avons mis en évidence l'aptitude de notre modèle à restituer les champs journaliers moyens de précipitations par type de temps.

Ces premiers résultats sur l'interpolation des précipitations moyennes par type de temps sont extrêmement intéressants, mais ils ne sont qu'une étape dans l'élaboration de champs de précipitation journaliers. Ainsi, l'objet du chapitre suivant est de montrer dans quelle mesure ces champs moyens de précipitation par type de temps peuvent être utilisés pour réaliser des interpolations de précipitations journalières.

Chapitre 3

Estimation des précipitations journalières

Ce chapitre présente une méthode d'estimation des précipitations journalières sur les massifs français (Alpes, Pyrénées, Massif Central) à travers une approche par type de temps. Dans le chapitre 2, nous avons construit des champs moyens de précipitation journalière pour chaque type de temps.

Ces ébauches intègrent des informations sur la précipitation dans des zones aujourd'hui moins instrumentées que par le passé, nous pensons notamment aux régions en altitude. Nous nous proposons donc d'utiliser ces ébauches, dans le but de réaliser des cartographies de précipitations journalières. Nous réaliserons ces interpolations pour chaque journée de 1953 (début de la classification en types de temps EDF) à 2005.

3.1 Le modèle d'interpolation des précipitations journalières

3.1.1 Utilisation des ébauches de précipitation par type de temps

Les cartographies de précipitation journalière sont réalisées sur les mêmes domaines de calcul (Alpes, Pyrénées et Massif Central) et à la même résolution spatiale (maille de $1km$) que les champs moyens de précipitation établis au chapitre 2.

Pour chaque journée, nous disposons de son type de temps, de l'ébauche associée à cette circulation atmosphérique, et d'un ensemble de points de mesure de précipitation (les pluviomètres uniquement). Les séries d'observation ne sont pas reconstituées, c'est à dire que nous disposons au jour le jour d'un nombre variables d'observations, qui dépend du nombre de stations exploitées et des éventuelles lacunes pour le jour considéré. De ce fait, la quantité d'information disponible reste inférieure, voire faible par rapport au réseau qui a par exemple servi à l'élaboration des cartographies de précipitation moyenne présentées au chapitre 2.

L'idée de la méthode est donc de tirer parti des informations emmagasinées dans les ébauches de précipitation, afin de pallier au jour le jour les éventuelles lacunes de mesure. Il convient donc de construire un algorithme capable d'assimiler la structure spatiale de l'ébauche correspondant au type de temps du jour considéré, tout en respectant les

mesures de précipitation réalisées ce jour là.

Se pose alors le problème de l'ajustement de l'ébauche retenue à travers le nuage de points formé des observations du jour considéré. Steinacker *et al.* (2000) utilise pour cela une technique issue des "splines", qui cherche à minimiser l'énergie de déformation à mettre en jeu pour contraindre l'ébauche à passer par les points de mesure. Nous avons également travaillé avec Chenin (2007) sur une méthode mathématique basée sur l'Inf-convolution. Cependant compte tenu de notre objectif d'arriver rapidement à des résultats, nous nous sommes contentés de critères plus simples à mettre en oeuvre, comme les moindres carrés.

3.1.2 Présentation du modèle

Nous avons pu mettre en évidence dans le chapitre 2 la forte variabilité spatiale des précipitations, et l'intérêt de travailler de manière la plus locale possible. Nous avons donc conservé le principe développé au paragraphe 2.3.4 à la page 39 qui consiste à sélectionner un nombre N_p de stations de proximité pour chaque pixel.

Considérons donc un pixel (i, j) de notre domaine de calcul. Pour une journée donnée, on connaît le type de temps, et par conséquent le champ de précipitation moyen journalier associé, ou ébauche. En particulier sur ce pixel, nous connaissons la précipitation moyenne journalière estimée EB_{ij} (la valeur de l'ébauche au pixel (i, j)). L'objectif du modèle est de proposer une estimation $\hat{PJ}_{ij}$ de la précipitation journalière tombée sur le pixel considéré. Pour cela, nous cherchons pour ce pixel à trouver un facteur multiplicatif Λ_{ij} pour lequel nous puissions écrire :

$$\hat{PJ}_{ij} = \Lambda_{ij} \cdot EB_{ij} \tag{3.1}$$

Appliquée à l'ensemble des pixels du domaine, cette équation traduit finalement une déformation de l'ébauche de précipitation, dont le rapport Λ_{ij} varie localement pour s'adapter aux précipitations observées. Nous rappelons ici que le rapport Λ_{ij} est recalculé pour chaque journée au pixel (i, j), il est spécifique à la journée considérée.

Afin de calculer Λ_{ij}, nous sélectionnons autour du pixel (i, j) les N_p stations les plus proches (au sens d'une des distances décrites dans les équations 2.9, 2.10 et 2.11 à la page 40), auxquelles il est d'ailleurs possible d'attribuer un poids à l'aide de la cloche de pondération décrite dans l'équation 2.12 à la page 41. Le choix de la distance utilisée et le calage des paramètres de la cloche de pondération seront détaillés dans le paragraphe 3.2.2.

Nous disposons donc pour la journée considérée de N_p observations PO_k $k \in [1, N_p]$, auxquelles sont affectés des poids W_k $k \in [1, N_p]$. Toutes ces observations se situent sur des pixels pour lesquels nous connaissons la valeur de l'ébauche. Nous pouvons donc associer à chaque observation une valeur d'ébauche, que nous noterons EB_k $k \in [1, N_p]$. A partir de ces données, nous avons construit le rapport local d'homothétie comme suit :

$$\Lambda_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{N_p} W_k \cdot PO_k}{\sum_{k=1}^{N_p} W_k \cdot EB_k} \tag{3.2}$$

Un exemple en 2D

Afin de comprendre l'intérêt de ce rapport Λ_{ij} dans l'estimation des précipitations journalières, nous présentons un exemple simplifié en deux dimensions. Considérons un transect à travers le Massif de la Chartreuse comme illustré sur la carte de la figure 3.1. Nous pouvons tracer l'évolution de l'altitude le long de ce transect, et positionner sur le graphique obtenu, les stations pluviométriques avoisinantes (voir le graphique de la figure 3.2). Pour simplifier, nous n'avons reporté que trois pluviomètres.

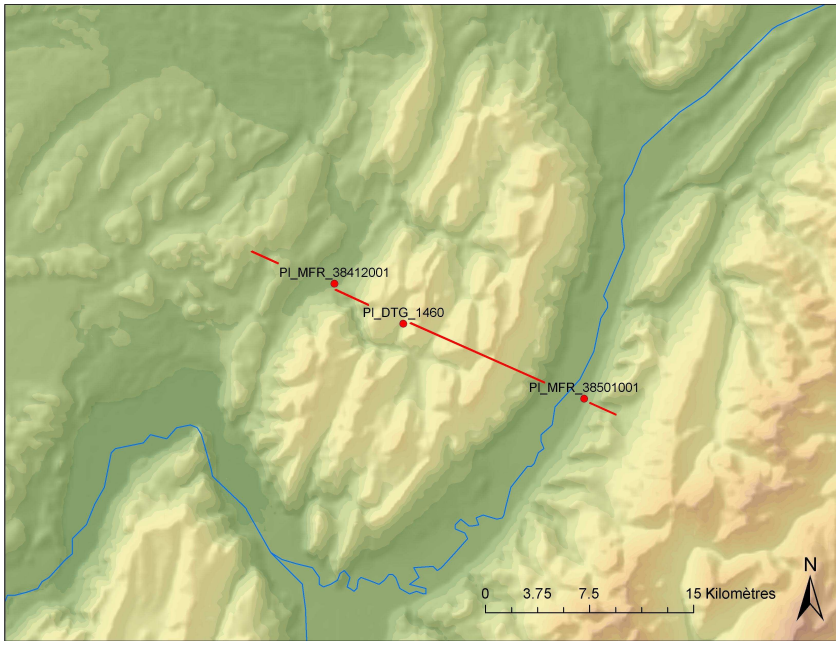


FIG. 3.1 – Un exemple en 2D à travers le massif de la Chartreuse

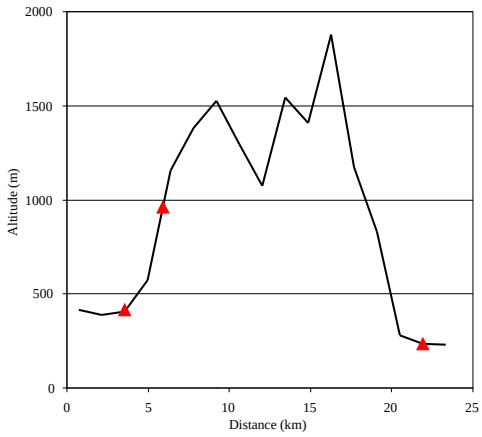


FIG. 3.2 – Évolution de l'altitude le long du transect (ligne continue noire) et positionnement des trois postes pluviométriques utilisés (triangles rouges)

Nous avons choisi de traiter la journée du 3 mai 2005 (type de temps 1), où il a été mesuré :

- 21.3mm à Saint Laurent du Pont (Poste $Pl_MFR_38412001$),
- 29.4mm à Saint Pierre de Chartreuse (Poste Pl_DTG_1460),
- 19.3mm à Tencin (Poste $Pl_MFR_38501001$).

Par ailleurs, nous disposons le long de ce transect de l'évolution de l'ébauche du type de temps 1, dont le tracé est proposé en noir dans les différents graphiques de la figure 3.3.

Nous cherchons maintenant à estimer la précipitation en chaque point situé le long de ce transect. Les graphiques 3.3(a), 3.3(b), 3.3(c) et 3.3(d) présentent les estimations de précipitations réalisées respectivement aux distances 5, 9, 12 et 18 kilomètres. Sur chacun de ces graphiques, nous retrouvons :

- l'ébauche de précipitation (en noir),
- les précipitations observées (triangles rouges),
- l'ébauche de précipitation déformée (pointillés bleus),
- la précipitation estimée au point considéré (point bleu).

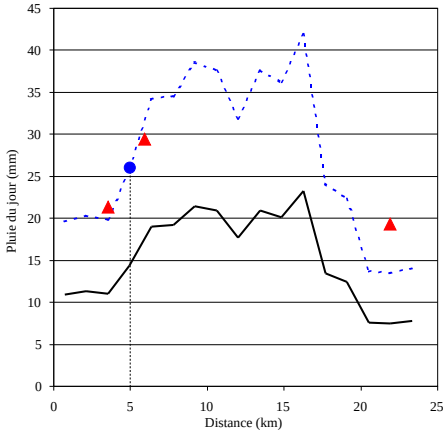
L'ébauche de précipitation est déformée à l'aide de l'équation 3.2, qui permet d'obtenir un facteur Λ_{ij} pour chacun des points du transect. Pour les points particuliers précédents, ce facteur prend successivement les valeurs suivantes :

- 1.8 à 5km
- 1.8 à 9km
- 2.0 à 12km
- 2.5 à 18km

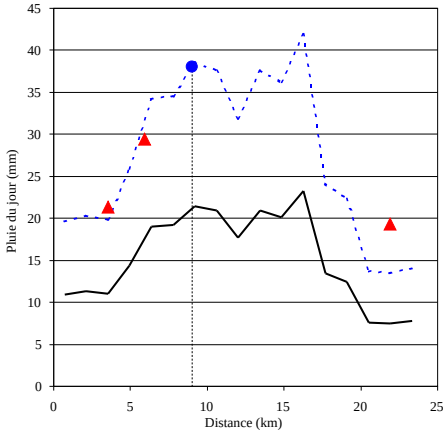
Sur ces quatre points particuliers, nous pouvons visualiser l'influence de la pondération en fonction de la distance euclidienne horizontale (se référer au chapitre 3.2 à la page 85). En effet, les postes pluviométriques sont plus ou moins ajustés en fonction de leur éloignement au point à estimer. Ce qui se traduit sur les graphiques par des écarts plus ou moins importants entre l'ébauche déformée (pointillés bleus) et les observations (triangles rouges).

En se déplaçant le long du transect, nous obtenons un profil de précipitation estimée présenté sur le graphique 3.3(e), qui n'interpole pas exactement les points mesurés, mais qui adapte, en la déformant, l'ébauche du type de temps. Ces résidus sont ensuite krigés pour obtenir le résultat final présenté dans le graphique 3.3(f) (voir le paragraphe 3.1.3).

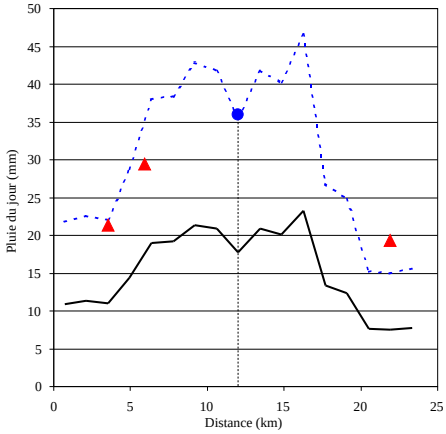
Nous nous devons de rappeler ici que cet exemple a pour seule vocation d'illustrer la méthode employée pour déformer les ébauches de précipitation. Il est volontairement simplifié (2D et seulement trois postes de mesure) et ne doit pas être abusivement généralisé.



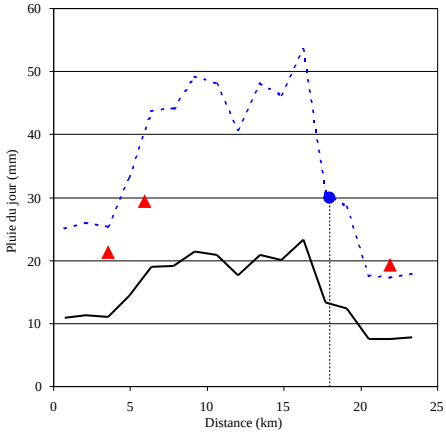
(a) Distance 5*km*



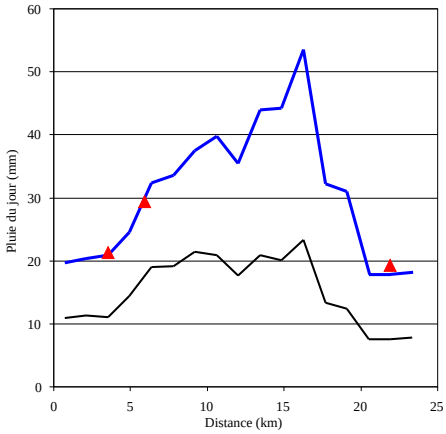
(b) Distance 9*km*



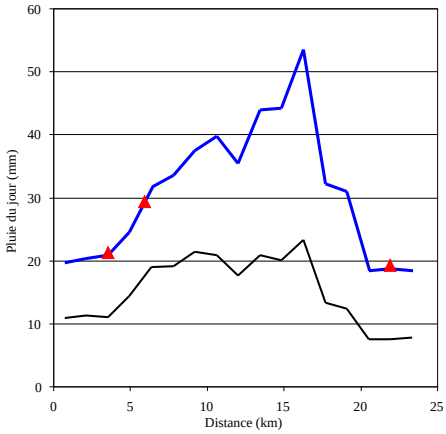
(c) Distance 12*km*



(d) Distance 18*km*



(e) Avant krigeage



(f) Après krigeage

FIG. 3.3 – Déformation de l'ébauche le long du transect

3.1.3 Krigeage des résidus

A partir des équations précédentes, nous obtenons donc une estimation $\hat{PJ}_{ij}$ de la précipitation journalière sur l'ensemble des pixels (i, j) du domaine. Néanmoins comme nous l'avons signalé, ce mécanisme d'interpolation ne passe pas strictement par les points d'observation. Nous disposons donc d'un résidu au droit de chaque poste d'observation. L'analyse de ces résidus montrent qu'ils sont encore structurés spatialement, comme l'illustre le variogramme de la figure 3.4, nous avons donc fait le choix de kriger ces résidus. Pour chaque pixel (i, j) nous obtenons un résidus estimé ε_{ij} issu du krigeage, et la précipitation journalière estimée s'écrit finalement :

$$PJ^*_{ij} = \hat{PJ}_{ij} + \varepsilon_{ij} = \Lambda_{ij} \cdot EB_{ij} + \varepsilon_{ij} \tag{3.3}$$

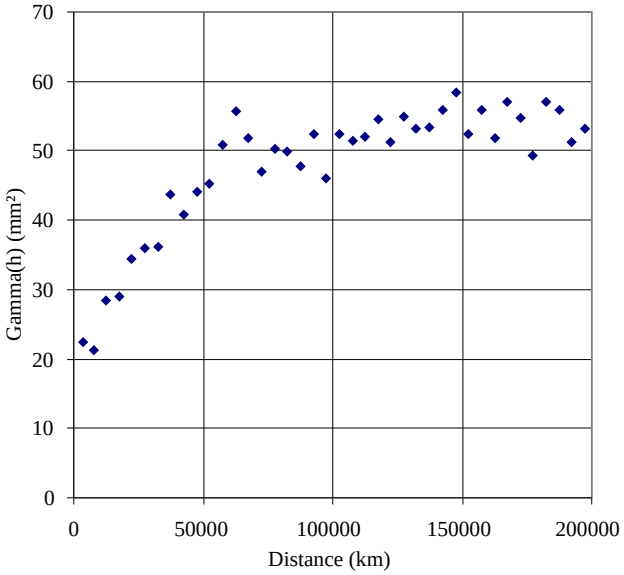


FIG. 3.4 – Exemple de variogramme des résidus de précipitation journalière pour le 30/09/1970

Simplement, comme le krigeage est un interpolateur exact, nous retrouvons les valeurs observées au droit de chaque poste de mesure. Le graphique 3.3(f) concernant l'exemple en 2D précédent, permet de visualiser l'effet du krigeage.

3.2 Optimisation de la méthode

3.2.1 Critères d'optimisation

Comme dans le chapitre 2, nous pouvons utiliser la validation croisée pour évaluer le niveau de restitution de notre modèle, principe de validation présenté dans le paragraphe 2.3.5 à la page 49. Nous pouvons donc établir des scores de validation croisée (NASH, erreur type et biais) pour chaque journée de la période 1953-2005. En fait, il est possible de calculer des scores de validation croisée à deux endroits dans le processus d'interpolation des précipitations, avant et après le krigeage. Ce qui permet d'évaluer d'une part le mécanisme de déformation de l'ébauche (par homothéties locales), et d'autre part l'apport du krigeage des résidus. Nous noterons donc dans la suite NASH1, RMSE1 et BIAIS1 les scores de validation croisée avant, et NASH2, RMSE2 et BIAIS2, les scores de validation croisée après krigeage, ce qui peut se résumer par le schéma suivant :

$$\begin{array}{ccccc}
\text{observations} & \xrightarrow{\text{Déformation de l'ébauche}} & \hat{PJ}_{ij} & \xrightarrow{\text{Krigeage des résidus}} & PJ^*_{ij} \\
 & & \downarrow & & \downarrow \\
 & & \text{NASH1} & & \text{NASH2} \\
 & & \text{RMSE1} & & \text{RMSE2} \\
 & & \text{BIAIS1} & & \text{BIAIS2}
\end{array}$$

3.2.2 Calage des paramètres

Différents essais nous ont permis de caler les paramètres de sélection et de pondération des stations, en nous appuyant sur les scores de validation croisée NASH1, RMSE1, BIAIS1. Ainsi nous avons retenu un nombre optimum de points d'appui de $N_p = 10$, et pour la "cloche" de pondération :

- $\lambda = 20$
- $\alpha = 2$
- $d_0 = 50km$
- Distance de sélection : distance euclidienne horizontale classique (équation 2.9 à la page 40)

On retrouve à peu de chose près les paramètres identifiés au paragraphe 2.4.2 à la page 50. En pratique, une échelle de pondération s'étalant de 1 à 20 suffit également ici pour discriminer les stations sélectionnées, et on retrouve $d_0 = 50km$, une dimension caractéristique du réseau d'observation. Cependant, la décroissance exponentielle est cette fois à la puissance 2 seulement, la pondération décroît ici moins vite et la distance de franchissement n'apporte aucune amélioration. On se contentera donc d'utiliser la distance euclidienne horizontale classique. Enfin, le nombre de stations N_p optimal semble se situer autour de 10 stations.

Ces paramètres ont été calés de manière globale pour chaque massif, afin d'améliorer en moyenne l'ensemble des scores de validation croisée pour toutes les journées considérées comme pluvieuses (précipitation moyenne supérieure à $5mm$ sur l'ensemble des postes disponibles du massif considéré).

3.2.3 Les scores de validation croisée

Nous travaillons sur la période 1953-2005, qui représente exactement 19358 journées. Parmi ces journées, nous avons sélectionné, pour la grille Alpes, 3931 journées pluvieuses pour lesquelles la précipitation moyenne calculée sur l'ensemble des stations de mesure est supérieure à $5mm$. Nous présentons les résultats de validation croisée obtenus sur ces journées à travers différents découpages :

- toutes journées confondues (figure 3.5 à la page 88),
- par tranche d'intensité(figure 3.6 à la page 89),
- par tranche d'altitude(figure 3.7 à la page 90),
- par types de temps(figure 3.8 à la page 91).

Nous rappelons que cette validation ne se fait que sur les pluviomètres disponibles jour après jour. Car même si les ébauches ont assimilé les NPT de la période 1957-1973, nous ne pouvons nous appuyer sur les NPT au jour le jour, dans la mesure où ils cumulent plusieurs journées.

La figure 3.5 présente un résumé des scores obtenus sur le massif des Alpes sur les 3931 journées retenues à travers des histogrammes de scores classés. Nous notons tout d'abord une absence de biais, ce qui permet déjà d'affirmer que notre mécanisme de déformation des ébauches conserve les volumes précipités, ce qui est très important. En effet les biais journaliers sont tous inférieurs à $\pm 5\%$, et 90% d'entre eux sont inférieurs à $\pm 3\%$.

La répartition de la population de NASH renseigne sur la part de variabilité des précipitations journalières expliquées par notre modèle. 80% des journées ont ainsi un NASH supérieur à 0.6, et la moyenne des NASH est égale à 0.70. Pour une interpolation des précipitations au pas de temps journalier, ces scores sont tout à fait honorables, nous aurons d'ailleurs l'occasion de le montrer dans le paragraphe suivant, en comparant notre modèle au krigeage simple.

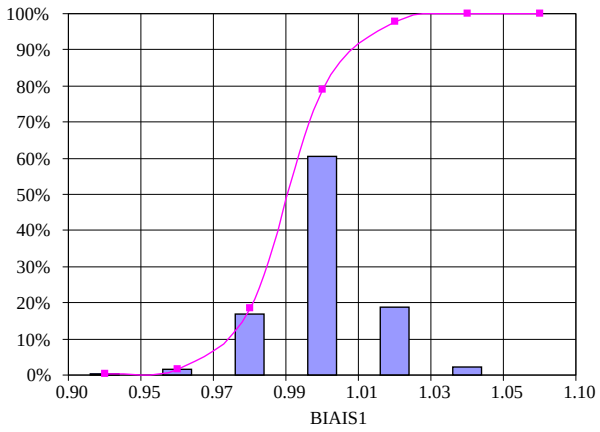
Ensuite un certain nombre de vérifications doit être réalisé afin de vérifier que les scores sont homogènes suivant l'intensité de précipitation (figure 3.6) et suivant l'altitude (figure 3.7).

La figure 3.6 présente le nuage de points des scores de validation croisée en fonction de la moyenne de précipitation journalières sur l'ensemble du domaine. La courbe rouge est la moyenne des NASH par classe d'intensité, et nous avons représenté en rouge pointillé la moyenne plus ou moins l'écartype. Ainsi, les scores ne se dégradent pas avec l'intensité des précipitations, ils semblent même s'améliorer légèrement si on se fie à l'évolution du NASH moyen en fonction de l'intensité par exemple.

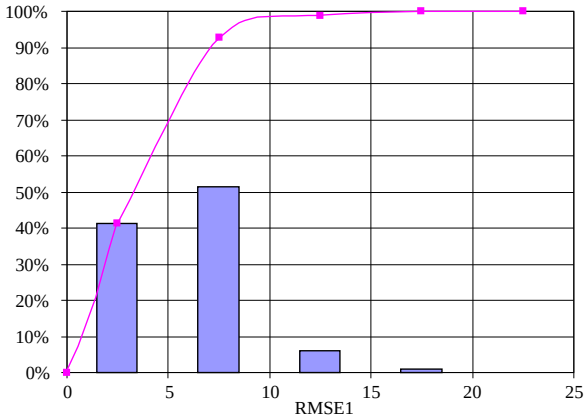
La figure 3.7 présente les scores de validation croisée à travers une classification par tranche d'altitude. Pour chaque journée, nous calculons ainsi NASH, RMSE et BIAIS sur l'ensemble des stations, puis ensuite trois triplets NASH, RMSE et BIAIS, pour les trois classes d'altitude retenues (inférieure à $1000m$, entre 1000 et $2000m$ et enfin supérieure à $2000m$). Ces résultats sont très intéressants, ils montrent une dégradation des scores de validation croisée avec l'altitude. Ces résultats ne sont pas étonnants dans la mesure où nous nous situons à des altitudes où les observations sont rares (quelques dizaines de postes contre quelques centaines dans les autres classes), et sans doute insuffisantes pour que le modèle restitue correctement la variabilité spatiale de la précipitation.

Enfin, la figure 3.8 présente les scores de validation en fonction du type de temps. Tout d'abord, le biais est toujours quasi-nul quel que soit le type de temps. Ensuite, les types

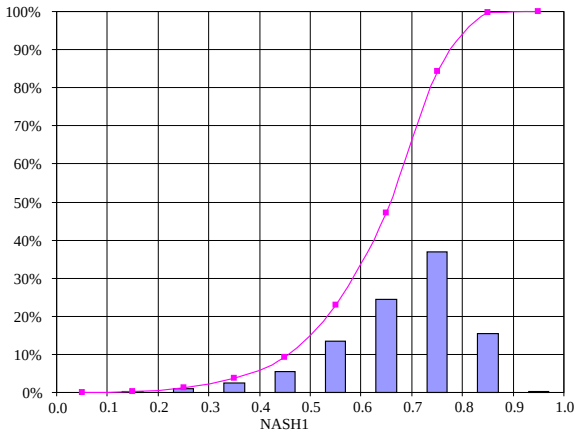
de temps 2, 4 et 7 semblent être ceux pour lesquels nous obtenons les meilleurs scores de NASH, et le type de temps 8 est bon dernier, ce qui n'est pas surprenant puisqu'il porte les situations de faible flux météorologique, plutôt sujettes, quand il pleut, aux orages locaux. Enfin, il faut faire très attention à l'interprétation du graphique représentant l'erreur type (RMSE). En effet, l'erreur type est complètement rattachée ici aux quantités de précipitations qui tombent par type de temps, la comparaison des erreurs types entre chaque type de temps ne peut se faire directement.



(a) BIAIS1

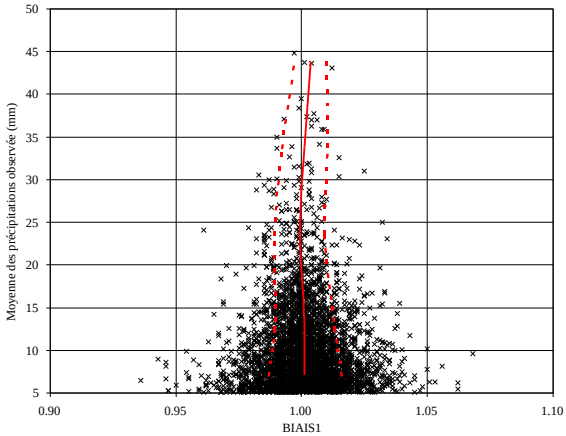


(b) RMSE1

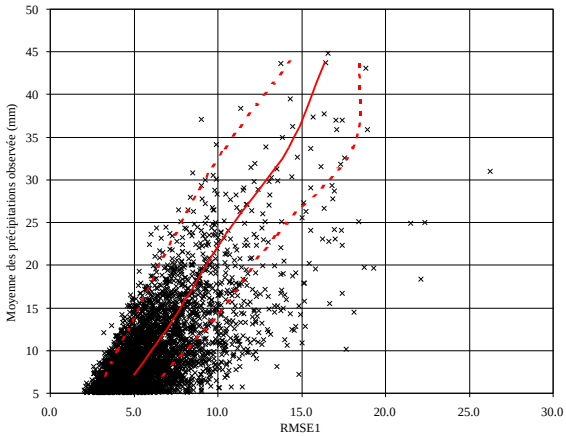


(c) NASH1

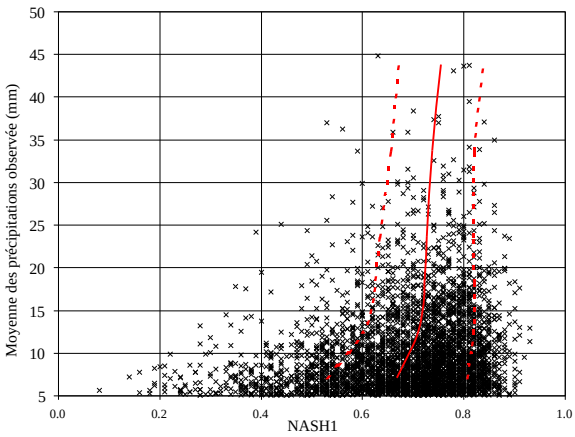
FIG. 3.5 – Scores de validation croisée obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses



(a) BIAIS1

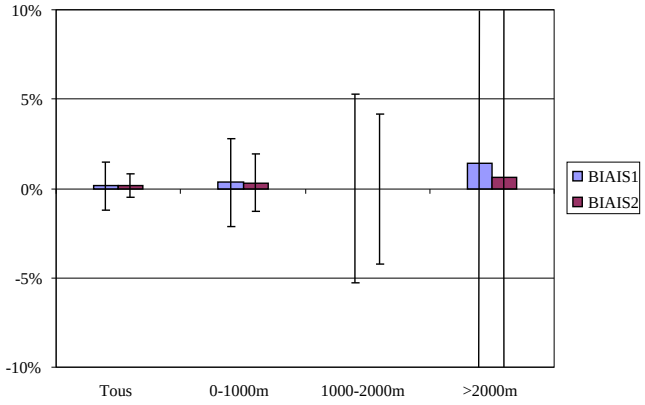


(b) RMSE1

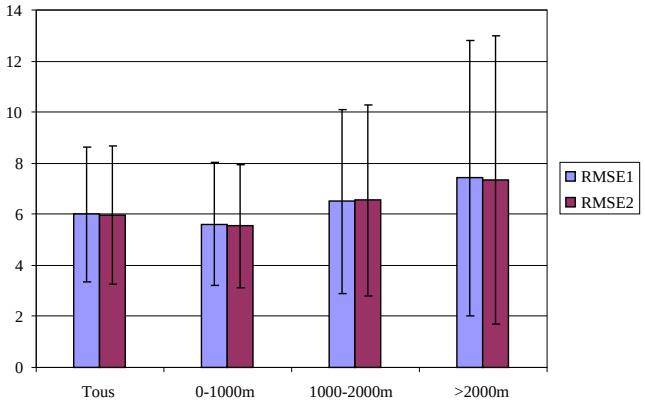


(c) NASH1

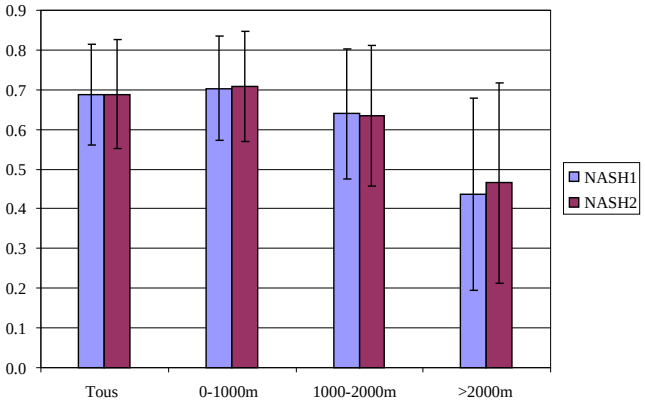
FIG. 3.6 – Scores de validation croisée en fonction de l'intensité de précipitation, obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses



(a) BIAIS

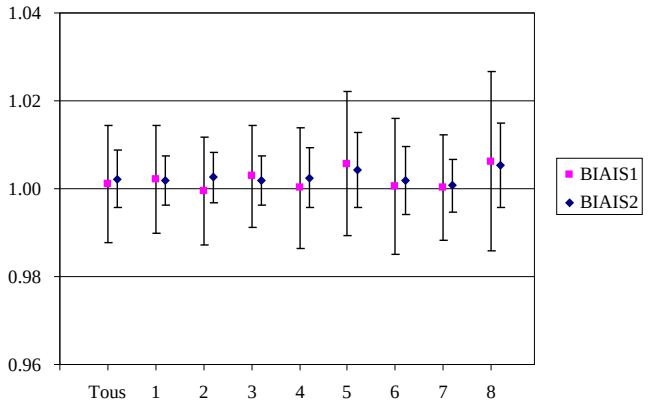


(b) RMSE

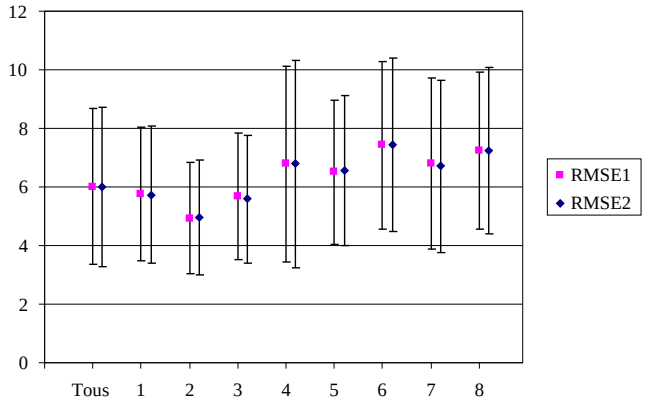


(c) NASH

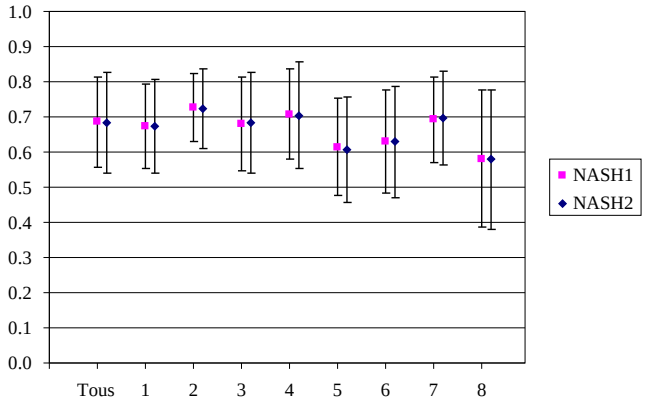
FIG. 3.7 – Scores de validation croisée par tranches d'altitude, obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses



(a) BIAIS



(b) RMSE



(c) NASH

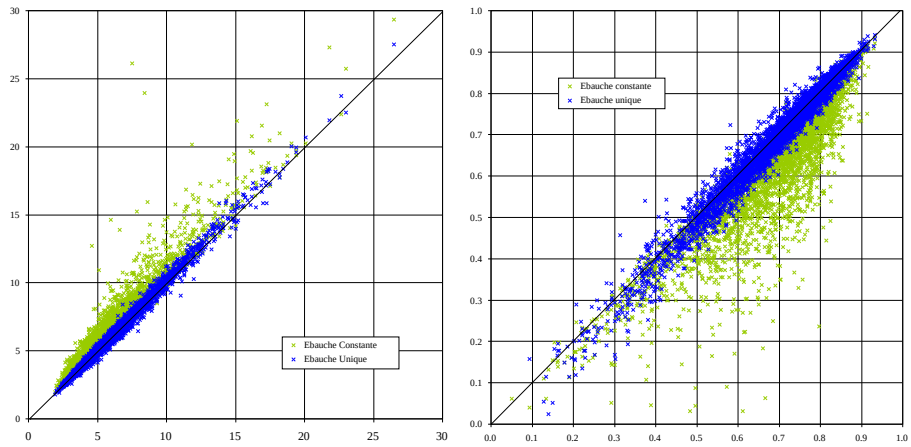
FIG. 3.8 – Scores de validation croisée par type de temps, obtenus sur le massifs des Alpes pour 3931 journées pluvieuses

3.3 Validation des choix méthodologiques

3.3.1 L'apport des ébauches par type de temps

La question principale qui ne manque pas de se poser après la présentation de cette méthode, est l'intérêt de travailler par type de temps. En d'autres termes, nous pouvons nous demander si les ébauches par type de temps apportent réellement de l'information dans l'interpolation des précipitations journalières. Nous avons donc réalisé deux simulations à l'aide du modèle, l'une en utilisant une ébauche constante (ce qui revient en pratique à réaliser du krigeage simple), l'autre en utilisant une seule ébauche, égale à la moyenne journalière de précipitation tous types de temps confondus (il s'agit de la carte 2.15 à la page 63 divisée par $365,25$, le nombre de jours moyen par année).

Nous présentons dans la figure 3.9 la comparaison des scores de validation croisée de NASH et de RMSE de ces trois différentes interpolations (sans ébauche, avec ébauche unique, avec ébauches par types de temps). Les graphiques présentent les scores obtenus par type de temps en ordonnées, en fonction des interpolations avec ébauche constante et avec ébauche unique en abscisses, respectivement en vert et en bleu. Les points du graphique des scores de NASH se situent majoritairement en dessous de la première bissectrice, et les points du graphique des erreurs type (RMSE) se situe majoritairement au dessous de la première bissectrice. En somme, les scores de NASH sont de ce fait majoritairement supérieurs et les erreurs type souvent inférieures aux scores correspondants aux deux autres choix d'ébauches. Le travail par type de temps apporte indéniablement de l'information sur la structure du champ de précipitation journalier, et cela se répercute sur les scores de validation croisée qui sont donc meilleurs.



(a) RMSE (b) NASH

FIG. 3.9 – Comparaison des scores de validation croisée pour différents choix d'ébauches

Il est intéressant ici de noter que notre approche par type de temps si elle semble être très intéressante, pourrait être encore améliorée si nous nous référons au travaux de Boe (2007). En effet, nous attribuons à une journée un et un seul type de temps. Pour les journées clairement identifiées, c'est à dire se trouvant au coeur d'un type de temps, cette affectation ne pose aucun problème. Par contre, pour les journées moins bien structurées, que l'on peut voir d'un point de vue météorologique comme des journées de transition,

ou tout simplement d'un point de vue géométrique comme des journées situées "à la frontière" (puisqu'il faut bien faire passer le frontière entre les classes quelque part), le choix d'attribuer cette journée à une seule classe peut sembler abusif.

Une solution pour remédier à ce problème est de prendre en compte pour chaque journée les distances du champ de pression de cette journée au centroïde de chaque classe, et d'utiliser comme ébauche non pas le champ de précipitation moyen de la classe la plus proche (comme nous le faisons ici), mais la combinaison linéaire des 8 champs de précipitation moyens, pondérés par la distance au centroïde de chaque classe. Nous disposerions alors d'une ébauche différente pour chaque journée. Néanmoins, nous n'aborderons pas dans ce chapitre ces ébauches personnalisées pour chaque journée.

3.3.2 Les méthodes de plaquage de l'ébauche

La méthode de déformation de l'ébauche présentée à l'aide de l'équation 3.2 peut évidemment être discutée. Nous avons choisi d'utiliser Λ_{ij} comme étant le rapport entre la moyenne pondérée des précipitations du jour sur la moyenne pondérée de valeurs de l'ébauche du jour. Mais nous pouvons imaginer d'autres expressions de Λ_{ij}. Pour mémoire, nous avons essayé d'utiliser la moyenne des rapports entre précipitations du jour et ébauche :

$$\Lambda_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{N_p} W_k \cdot \frac{PO_k}{EB_k}}{\sum_{k=1}^{N_p} W_k} \tag{3.4}$$

Mais force est de constater que cette méthode ne fonctionne pas, et fournit des résultats peu satisfaisants, en particulier extrêmement biaisés.Différents outils mathématiques peuvent être également utilisés semble-t-il pour résoudre notre problème, qui est finalement assez simple à formuler : Comment transformer une nappe en trois dimensions (l'ébauche), afin qu'elle passe à travers un réseau de points, tout en conservant certaines de ses propriétés (dérivées premières soit les gradients orographiques et secondes éventuellement). La théorie des "plaques minces", des splines cubiques ou encore l'utilisation de l'inf-convolution (Chenin, 2007) par exemple, pourrait sans doute proposer une alternative à notre solution finalement assez simple, mais qui nous paraît néanmoins tout à fait satisfaisante.

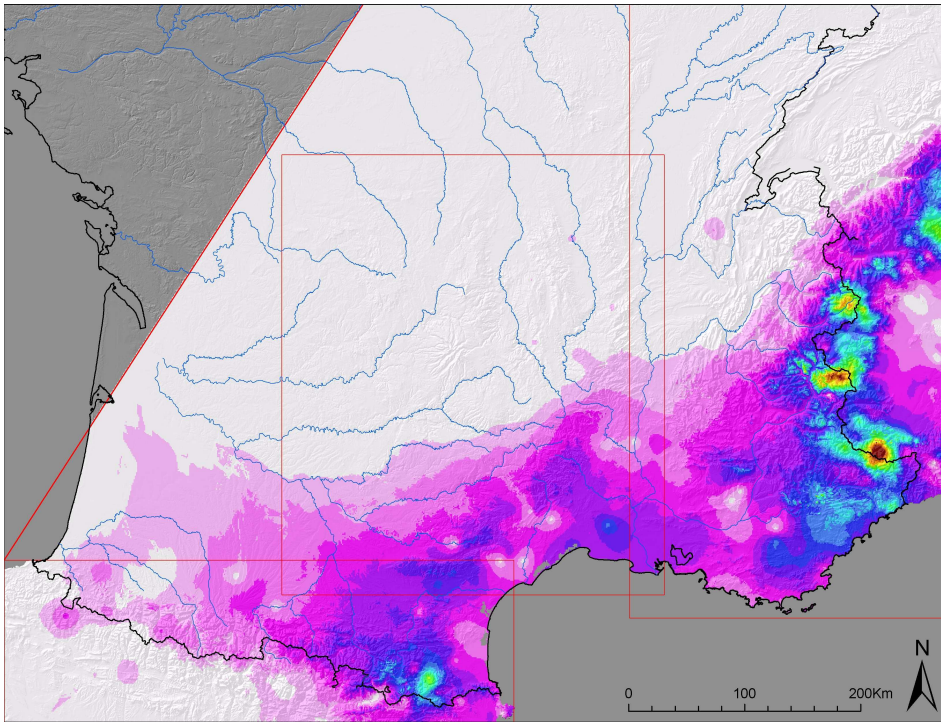
3.3.3 Remarque sur le plaquage de l'ébauche

L'ébauche est une structure moyenne journalière de précipitation. Dans les faits elle ne correspond à aucune véritable journée de précipitation. Chaque journée n'a jamais une pluie aussi étendue que la pluie moyenne de l'ébauche. Si nous prenons l'exemple de la classe 6 (le retour d'Est), il est en fait extrêmement rare qu'il pleuve de la Côte d'azur jusqu'en Haute Maurienne dans une même journée. Et c'est ici qu'il faut noter que la procédure d'adaptation de l'ébauche à la journée de pluie considérée permet de proposer une pluie nulle là où il ne pleut pas, par l'intermédiaire du coefficient Λ_{ij} qui par son expression devient égal à 0.

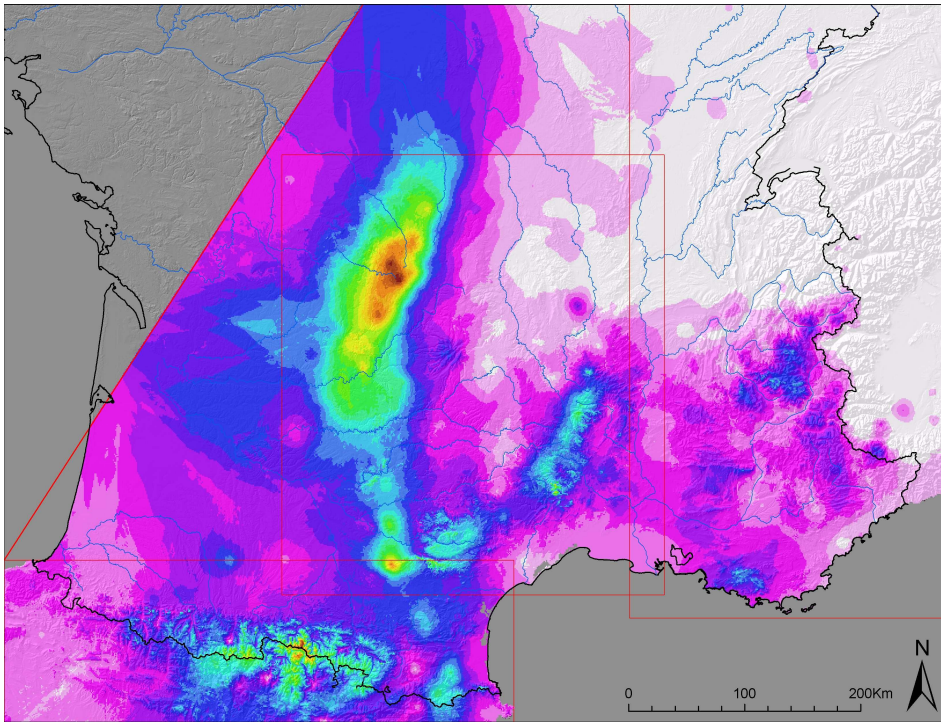
3.4 Les résultats cartographiques

Nous avons sélectionné parmi les nombreuses journées de fortes précipitations disponibles sur la période 1953-2005, 6 journées d'épisodes pluvieux intenses, choisies parmi les types de temps les plus généreux en précipitations extrêmes :

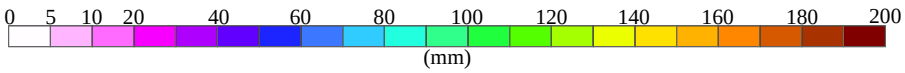
- le 13 juin 1957 (figure 3.10 à la page 95) : c'est sans doute un des épisodes de retour d'Est (classe 6) les plus intenses de ces 60 dernière années.
- le 3 octobre 1960 (figure 3.10 à la page 95) : épisode de classe 4.
- le 7 novembre 1982 (figure 3.11 à la page 96) : épisode de classe 4.
- le 26 novembre 1983 (figure 3.11 à la page 96) : épisode de classe 2.
- le 4 octobre 1992 (figure 3.12 à la page 97) : épisode de classe 6.
- le 6 janvier 1994 (figure 3.12 à la page 97) : épisode de classe 7.



(a) 13 juin 1957, classe 6

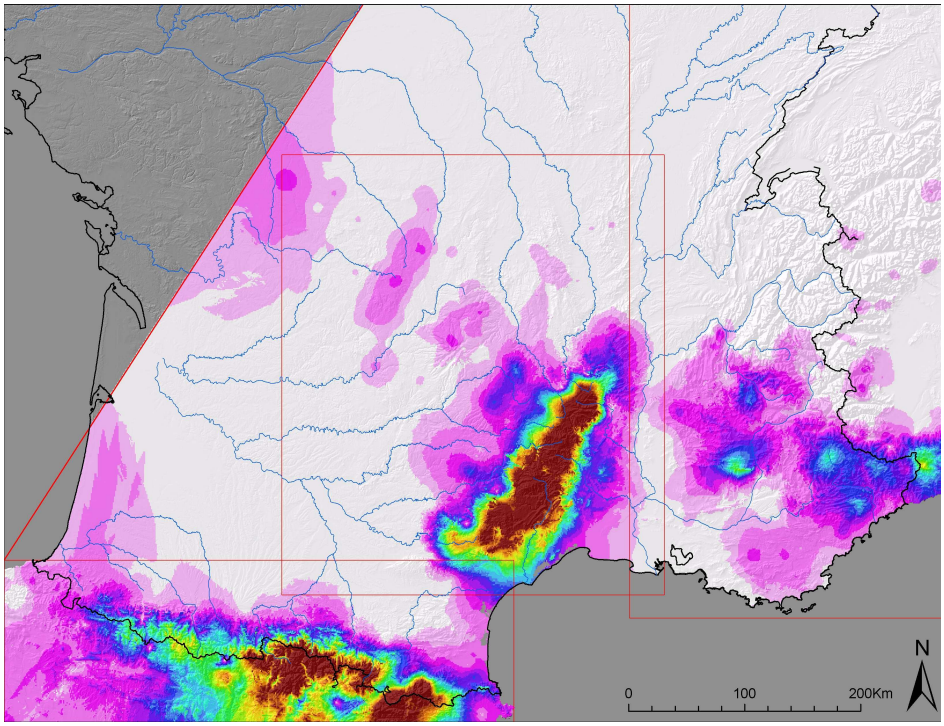


(b) 3 octobre 1960, classe 4

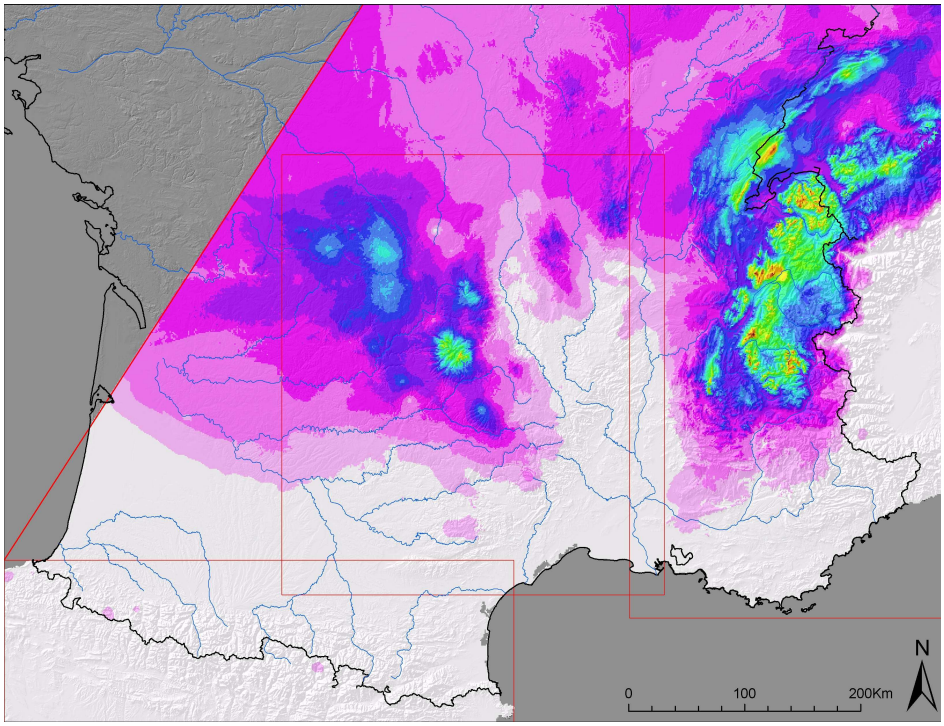


(c) Légende

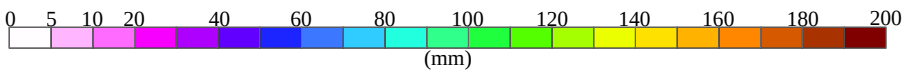
FIG. 3.10 – Cartographie des précipitations journalières I



(a) 7 novembre 1982, classe 4

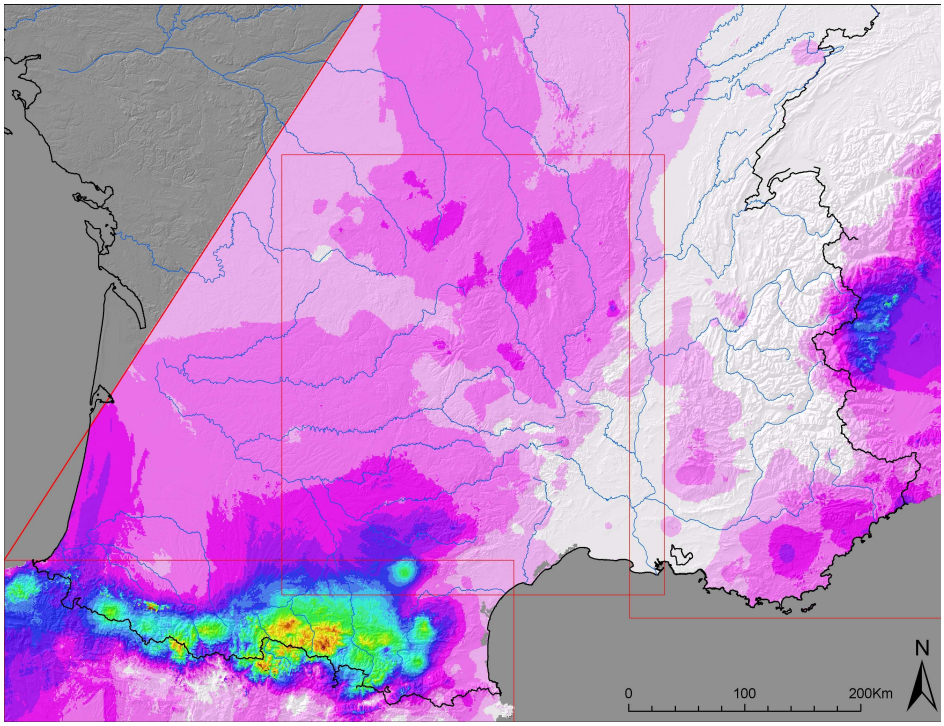


(b) 26 novembre 1983, classe 2

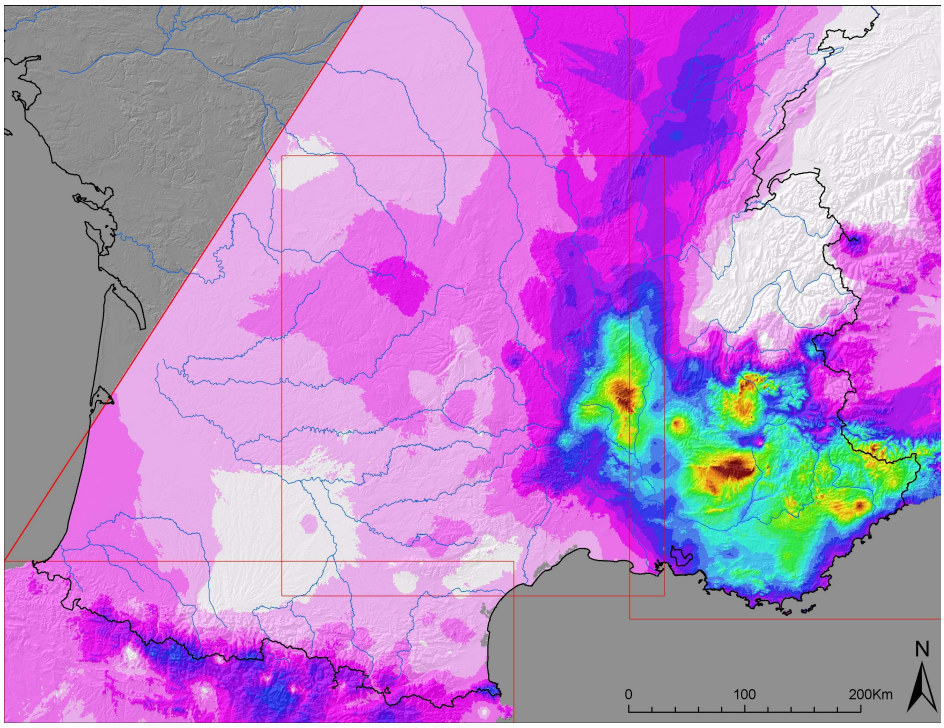


(c) Légende

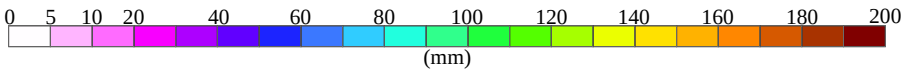
FIG. 3.11 – Cartographie des précipitations journalières II



(a) 4 octobre 1992, classe 6



(b) 6 janvier 1994, classe 7



(c) Légende

FIG. 3.12 – Cartographie des précipitations journalières III

Conclusion de la partie I

Nous avons présenté dans cette partie une méthode originale d'interpolation des précipitations journalières sur trois massifs montagneux, les Alpes, les Pyrénées, et le Massif Central. Cette méthode s'appuie sur l'utilisation d'ébauches par type de temps, qui permet de préciser la structure spatiale des précipitations en fonction du type de circulation atmosphérique observée le jour considéré. Les niveaux de reconstitution sont tout à fait satisfaisants au regard des scores de validation croisée.

Nous disposons donc à ce stade du travail, de grilles de précipitations journalières à la maille de $1km$, sur la période 1953-2005 et sur les trois massifs considérés. Il est important de souligner ici qu'au regard du réseau d'observation considéré, ces grilles de précipitation ne sont pas biaisées, c'est à dire que volume interpolé et volume observé aux stations sont en moyenne égaux au jour le jour.

Cependant, ces résultats de validation croisée suffisent-ils à acter la validité de nos estimations de précipitations journalières en montagne ? Certes non ! Et cela pour plusieurs raisons. Tout d'abord à partir de $2000m$ environ, les estimations sont presque toujours réalisées en extrapolation, c'est à dire qu'il n'existe aucun poste de mesure plus haut que le pixel sur lequel nous réalisons l'estimation de précipitation. Les scores de validation croisée calculés sur un ensemble de stations de basse altitude ne peuvent pas rendre compte des performances des estimations réalisées à plus haute altitude.

Ensuite, nous ne pouvons pas ignorer le sous-comptage des précipitations. Nous savons qu'à partir d'une certaine altitude, les appareillages de mesures quels qu'ils soient sous-comptent de manière plus ou moins importante la précipitation. De nombreux travaux comme notamment ceux de Sevruk (1986, 1989), ont montré que ce sous-comptage s'approchait en montagne de 10% pour les pluviomètres et de 30% pour les NPT. Mais il pouvait atteindre parfois 50 à 80% sur des sites très exposés au vent, et où la majorité des précipitations tombent sous forme solide. Sans entrer plus en détail sur la problèmatique du sous-comptage sur laquelle nous reviendrons dans la partie suivante, force est de constater que la validation de nos estimations de précipitation en montagne doit être réalisée à travers d'autres approches que la seule validation croisée. Cette dernière a finalement été utilisée plus comme un critère d'optimisation des paramètres du modèle que comme un véritable critère de validation.

Deuxième partie

Validations nivale et hydrologique

Introduction de la partie II

La validation des précipitations proposées comme estimation en altitude peut se faire de différentes manières, en introduisant d'autres informations indépendantes.

Tout d'abord, nous pouvons utiliser un réseau pluviométrique indépendant, n'ayant pas participé à l'estimation des précipitations. Nous pouvons alors confronter précipitation estimée et précipitation observée au pixel où se trouvent ces pluviomètres.

Ensuite, il existe d'autres mesures en altitude qui n'ont pas été utilisées jusqu'ici, et qui sont reliées à la précipitation plus ou moins directement. Il s'agit là de mesures ponctuelles que nous pourrons comparer à nos estimations au pixel. Nous pourrions par exemple penser aux mesures de hauteur de neige fraîche effectuées par les stations de sports d'hiver ou par les stations "Nivose" de Météo France. Malheureusement la transformation de ces données en équivalent en eau nécessite des estimations de la densité trop entachées d'incertitude pour nos besoins de validation. Nous utiliserons donc simplement le réseau de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux d'EDF, constitué de sondages par carottage, de télénivomètres et de nivomètres à rayonnement cosmique comme nous l'avons vu au paragraphe 1.2.3.

Enfin, la validation peut également se faire de manière plus intégrée dans l'espace et le temps, en effectuant des bilans hydrologiques sur des bassins jaugés.

Cette partie présente ainsi une véritable évaluation des performances de nos grilles de précipitation en montagne à travers trois approches complémentaires :

- La comparaison avec d'autres données pluviométriques, présentée dans le chapitre 4 : nous comparerons dans ce chapitre nos estimations de précipitation avec d'une part, des mesures de précipitations du réseau "TPGEst" non utilisées dans l'élaboration de nos estimations, et d'autre part avec des sorties du modèle SAFRAN de Météo-France, qui propose entre autres une estimation des précipitations sur les massifs français.
- La comparaison avec les mesures de neige qui constituera le chapitre 6 : à l'aide de la modélisation nivale, nous allons chercher à comparer les précipitations estimées avec les mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux du réseau EDF disponibles en altitude.
- La comparaison avec les mesures de débit qui fera l'objet du chapitre 7 : nous confronterons sur les bassins versants disposant d'une mesure de débit, la précipitation estimée sur ce bassin avec le débit mesuré, en nous appuyant sur un modèle d'évapotranspiration.

Mais nous verrons que chaque type de mesure apporte avec elle plusieurs problèmes associés qui compliquent la validation. Par exemple, les comparaisons nivales et hydrologiques nécessitent la connaissance précise de la température de l'air, d'une part sur les bassins versants sur lesquels nous souhaitons travailler, et d'autre part aux postes de me-

sure de neige que nous voulons modéliser. En guise d'introduction aux chapitres 6 et 7, le chapitre 5 présentera donc une méthode d'estimation des températures minimales et maximales journalières de l'air sur tout notre domaine d'étude.

Chapitre 4

Validation pluviométrique

4.1 Validation sur le réseau TPGEst

Le Cemagref[1] s'intéresse depuis plusieurs années à l'aléa pluviométrique en zone de montagne. Il a ainsi décidé d'implanter un réseau unidirectionnel de pluviographes dans les Alpes du Nord, le TPG (Transect de Pluviographes pour l'analyse et la modélisation de Gradients d'intensité en altitude), qui ont d'ailleurs fait l'objet de plusieurs travaux de thèse (Desurosne, 1992; Vetter, 2004). Ce réseau a ensuite été prolongé avec de nouveaux pluviographes en Maurienne dans le cadre du projet INTERREG II[2], et a été rebaptisé TPGEst.

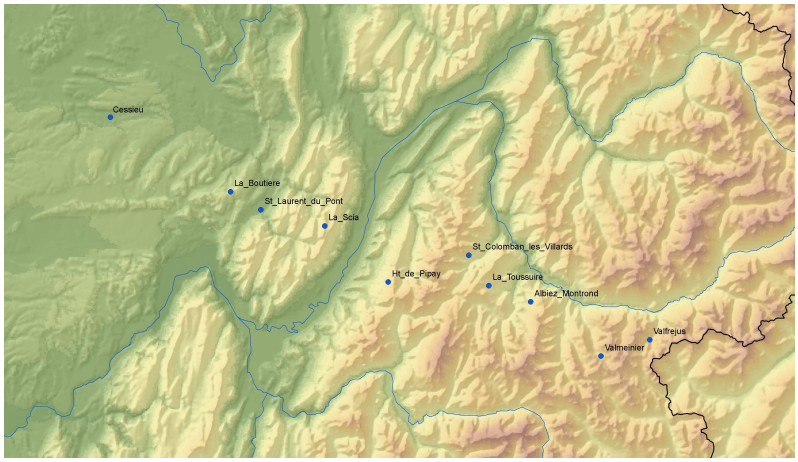


FIG. 4.1 – Localisation des postes du TPGEst utilisés

Nous avons retenu pour la validation de notre modèle d'interpolation des précipitations journalières, 8 appareillages issus du TPGEst, répartis entre la vallée du Rhône et la Haute Maurienne, disponible sur la période 1999-2004. Ce réseau réduit est présenté

[1]Le Cemagref est un établissement public à caractère scientifique et technologique (EPST), sous la double tutelle des ministères en charge de la Recherche et de l'Agriculture

[2]Le projet INTERREG II, France-Italie 1994-1999 avait pour but la connexion des réseaux de données, et la mise en commun des connaissances et des expériences pour la gestion des risques d'inondations en région alpine

dans la figure 4.1 ainsi que dans le tableau 4.1. Nous tenons à remercier ici le Cemagref, qui nous a transmis gratuitement l'ensemble de ces données, qui sont pour nous très intéressantes, puisque ces séries n'ont à aucun moment servi dans notre modèle d'interpolation des précipitations (tant pour la construction des ébauches, qu'en données d'entrée du présent modèle).

TAB. 4.1 – Coordonnées des pluviographes du TPGEst utilisés

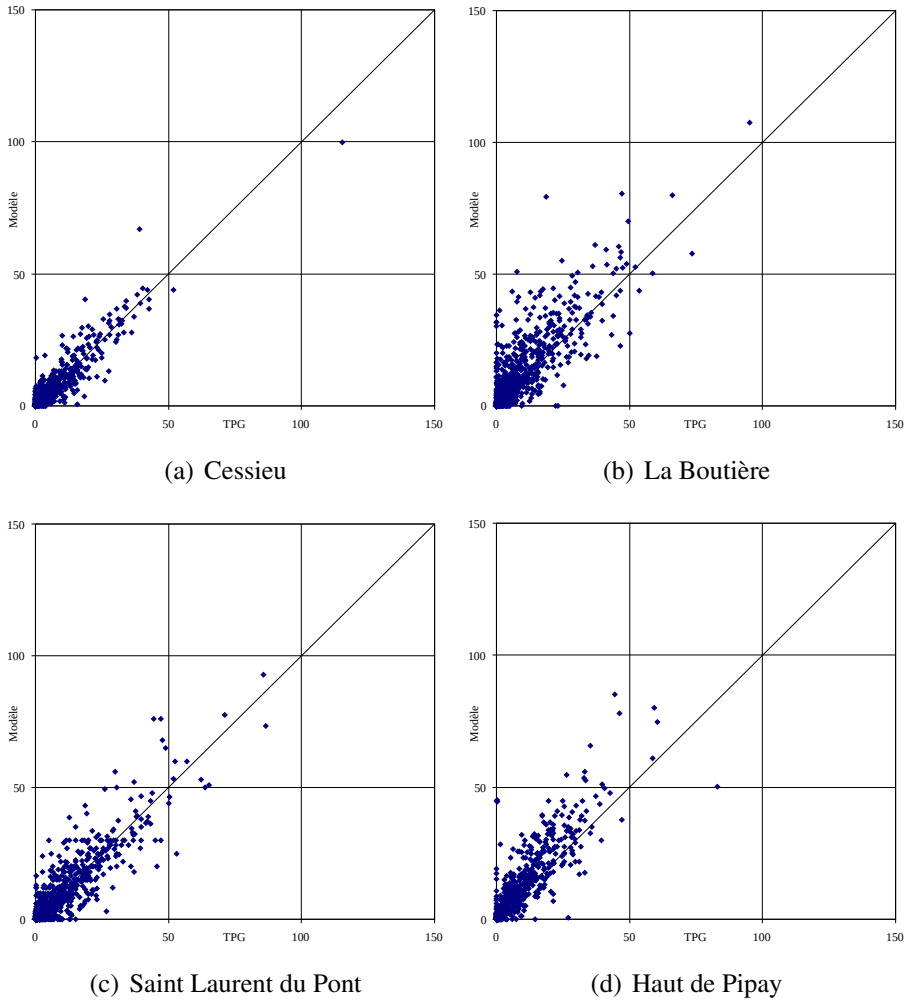
Poste	$X_{(L2E)}(m)$	$Y_{(L2E)}(m)$	Z (m)
Cessieu	838050	2066550	320
La Boutiere	859500	2052800	750
St Laurent du Pont	865700	2049500	410
Haut de Pipay	889200	2036150	1820
St Colomban les Villards	904150	2040800	1700
Albiez Montrond	914900	2030900	1550
La Toussuire	907800	2035500	1760
Valfrejus	939000	2025000	1940

Pour chacun de ces 8 postes, nous pouvons alors comparer la série de mesure de précipitation observée (qui n'a servi à **aucun moment** dans le processus d'interpolation des grilles de précipitations) avec la série de précipitation interpolée au pixel sur lequel se situe la station. Nous obtenons les nuages de points (précipitation modélisée en fonction de la précipitation observée) présentés dans les figures 4.2 et 4.3, ainsi que les scores correspondants présentés dans le tableau 4.2.

TAB. 4.2 – Scores de comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec les séries du réseau TPGEst

Poste	Biais	Erreur type	NASH	Nombre d'observations
Cessieu	1.08	2.5	0.87	1678
La Boutiere	1.34	5.7	0.62	1850
St Laurent du Pont	1.01	4.0	0.82	1804
Haut de Pipay	1.34	5.4	0.60	1523
St Colomban les Villards	0.83	5.9	0.61	1624
Albiez Montrond	0.93	3.3	0.72	1757
La Toussuire	1.07	3.7	0.72	1680
Valfrejus	1.07	3.3	0.73	1736

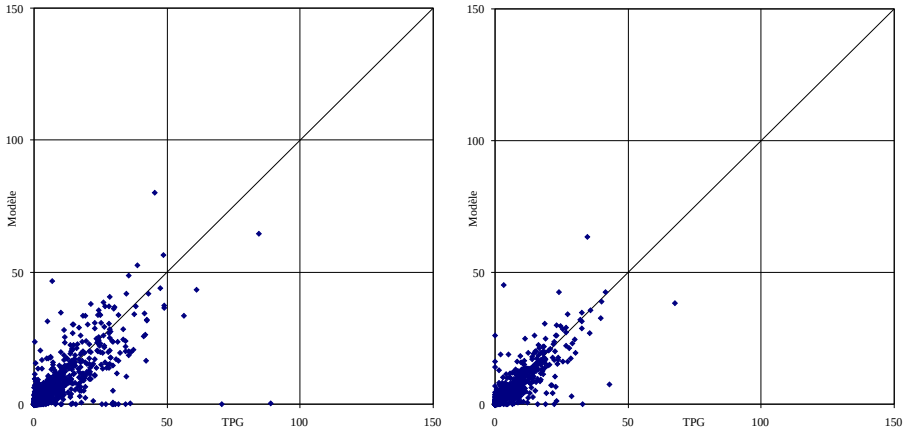
Il n'y a pas à rougir des résultats obtenus, bien au contraire. Les scores de NASH se situent entre 0.62 et 0.87, ce qui est très bon pour une comparaison au pas de temps journalier. Le NASH peut s'interpréter comme une corrélation lorsque le biais est voisin de 1 (nous rappelons l'expression du NASH, du biais et de l'erreur type dans le paragraphe 2.3.5, à la page 49). Au niveau du biais, s'il se situe dans une fourchette acceptable pour 6 postes sur 8, on note néanmoins un biais de 30% pour les postes de La Boutière et du Haut de Pipay. Ce biais est positif, c'est à dire que notre modèle donne plus d'eau que la série observée. Après vérification à l'aide d'autres postes disponibles aux alentours, il semble que ces deux postes sous-comptent en partie la précipitation (problème de captation ou de mesure de la précipitation solide ?).



(a) Cessieu (b) La Boutière

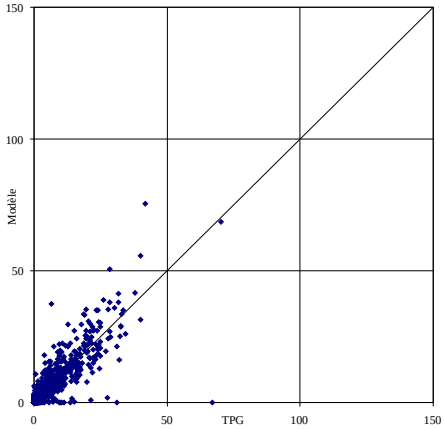
(c) Saint Laurent du Pont (d) Haut de Pipay

FIG. 4.2 – Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec les séries du réseau TPGEst

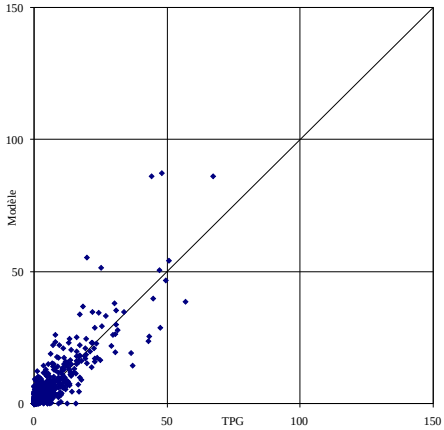


(a) Saint Colomban des Villards

(b) Albiez-Montrond



(c) La Toussuire



(d) Valfréjus

FIG. 4.3 – Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec les séries du réseau TPGEst

4.2 Comparaison avec SAFRAN

4.2.1 Présentation de SAFRAN

Le CEN (Centre d'Étude de la Neige) a développé une chaîne opérationnelle pour l'aide à la prévision du risque d'avalanche. Cette chaîne comporte 3 modèles distincts : SAFRAN, CROCUS et MEPRA (Durot, 1999).

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) est un système automatique d'assimilation et d'analyse des données météorologiques. Il fournit au module CROCUS les paramètres météorologiques au pas de temps horaire nécessaires à la modélisation de l'évolution interne du manteau neigeux. Le module MEPRA (Modèle pour la Prévision du Risque d'Avalanche) permet alors d'estimer le risque d'avalanche à partir de l'analyse des différentes couches de neige modélisées. Nous nous concentrerons ici sur le modèle SAFRAN, qui fournit parmi de nombreux paramètres, une estimation des précipitations en montagne (Durand *et al.*, 1993a; Etchevers *et al.*, 1998).

SAFRAN a d'abord été développé à l'échelle des Alpes françaises et des Pyrénées. Il fonctionne sur des zones géographiques ou "massifs" considérés comme homogènes du point de vue météorologique. Par exemple, les Alpes Françaises sont découpées en 23 massifs, dont les tailles sont comprises entre 400 et 1000 km2. Chacun de ces massifs est représenté par une pyramide constituée :

- de 6 orientations (Sud-Ouest, Sud, Sud-Est, Est, Nord, Ouest) plus les zones plates,
- de tranches d'altitudes de $300m$.

Pour chaque orientation et pour chaque tranche d'altitude, SAFRAN propose une estimation journalière de la précipitation. Une distribution horaire de ce cumul journalier est ensuite réalisée de manière cohérente avec les autres paramètres météorologiques à la fois observés, mais aussi analysés à l'aide d'un modèle météorologique (conditions météorologiques présentes et passées, nébulosité, humidité, etc.). En particulier il est intéressant de noter que SAFRAN corrige les observations de précipitations horaires avec les mesures de neige du réseau d'observation nivo-météo de Météo France (utilisation de la hauteur de neige fraîche en $24h$ et éventuellement de l'accroissement de la hauteur totale du manteau neigeux au même pas de temps).

SAFRAN propose donc une estimation de précipitation au pas de temps horaire en tout point des massifs traités. De ce fait, nous pouvons attribuer une série de précipitation à chaque pixel de notre domaine d'étude, en le positionnant sur la pyramide du massif sur lequel il se situe, en calculant son orientation, et en se plaçant à la bonne tranche d'altitude. En itérant ce mécanisme sur tout un bassin versant, il est possible d'obtenir une série de précipitation moyenne sur le bassin au pas de temps horaire, puis par cumul au pas de temps journalier.

Si ce modèle se restreint au massif des Alpes et des Pyrénées, nous devons souligner qu'il existe un SAFRAN "France", développé sur la base des modèles alpins et pyrénéens, étendu à l'ensemble du territoire français. L'analyse est réalisée sur des zones homogènes appelées "Symposium" qui remplace les massifs précédents. Elle est toujours journalière, avec les mêmes algorithmes de distribution horaire. L'estimation de précipitation est toujours effectuée par tranche d'altitude de $300m$, mais cette fois ci sans orientation. Les résultats sont ensuite projetés sur une grille de maille $8km$ en fonction uniquement de l'altitude. On dispose ainsi d'estimation de précipitations journalières sur chacune de ces mailles. Il est ainsi important de souligner la différence entre le modèle SAFRAN (que nous nommerons par la suite SAFRAN "CEN") et le modèle SAFRAN "France".

SAFRAN a souvent été utilisé dans le domaine de la Météorologie, et une comparaison de nos estimations de précipitation avec ses précipitations estimées nous semblait incontournable. Cependant, réaliser une comparaison de ces deux méthodes à l'échelle des Alpes, du Massif Central et des Pyrénées, au pas de temps journalier et au pixel de maille $1km$, aurait été un travail bien trop long, et pas nécessairement fructueux, dans la mesure où SAFRAN reste une précipitation estimée, et en aucun cas une précipitation réelle observée.

Dans le cadre du projet "Imagine 2030"[3] et d'un travail de recherche mené au LTHE[4], nos estimations de précipitations ont ainsi été comparées aux précipitations SAFRAN au pas de temps journalier sur différents bassins versants. Nous traiterons ainsi le bassin versant de la Garonne à Lamagistère ainsi qu'un certain nombre de ses sous-bassins, et également les bassins versants de l'Arve et du Fier jusqu'à leur confluence avec le Rhône (Cartes des figures 4.4 et 4.5). Ces comparaisons sont effectuées sur la période 1972-2005 pour la Garonne, et 1991-2005 pour l'Arve et le Fier.

4.2.2 La Garonne (Données SAFRAN "France")

Le bassin versant de la Garonne à Lamagistère représente une superficie de $32300km^2$, vaste étendue qu'il est possible de diviser en deux grandes parties, une s'étalant sur le Sud du Massif Central et le massif de la Montagne Noire, et une autre regroupant plus de la moitié des Pyrénées. On distingue ainsi les grand cours d'eau du Nord (Aveyron, Tarn, Agout) de ceux du Sud (Ariège, Salat, Garonne).

Afin de se rapprocher des massifs, nous avons sélectionné les principaux sous-bassins de tête de ce grand bassin versant, pour lequel nous avons comparé au pas de temps journalier nos estimations de précipitations avec les précipitations SAFRAN (comparaison des moyennes spatiales journalières pour chaque bassin). Nous avons ainsi retenu :

- Pour la partie Nord : l'Aveyron à Loubejac, le Tarn à Millau, l'Agout à Lavaur ;
- Pour la partie Sud : l'Ariège à Foix, le Salat à Roquefort, la Garonne à Saint Gaudens.

Une cartographie du bassin versant de la Garonne à Lamagistère et de ses principaux sous bassins est présentée dans la figure 4.4.

Les résultats de comparaison sont quant à eux présentés dans la figure 4.6. En ce

[3]Climat et aménagement de la Garonne : quelles incertitudes sur la ressource en eau en 2030 ? , (Dupeyrat *et al.*, 2008)

[4]Travaux de thèse de Renaud Marty sur la désagrégation de prévisions quantitatives et probabilistes de précipitations, et leur utilisation dans une chaîne de prévision hydrologique pour les bassins à crues éclair.

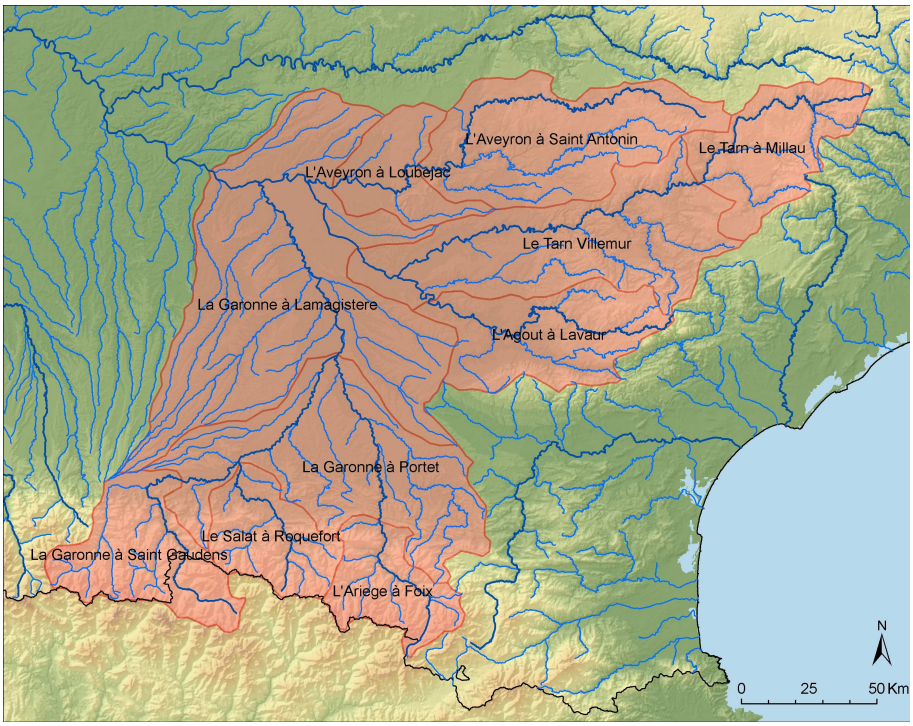


FIG. 4.4 – Bassin versant de la Garonne à Lamagistère (32300km^2)

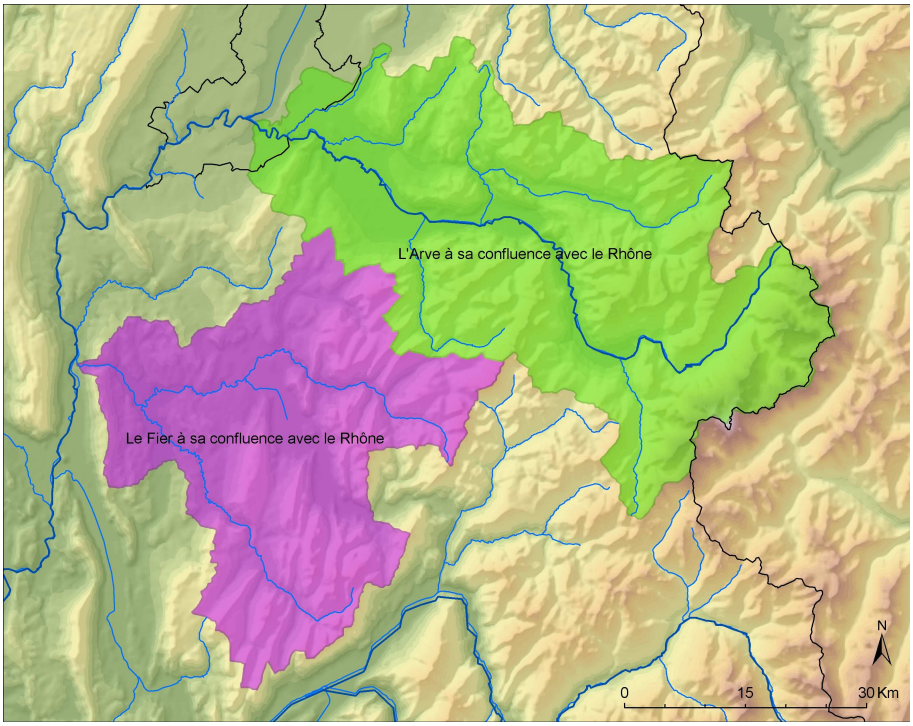


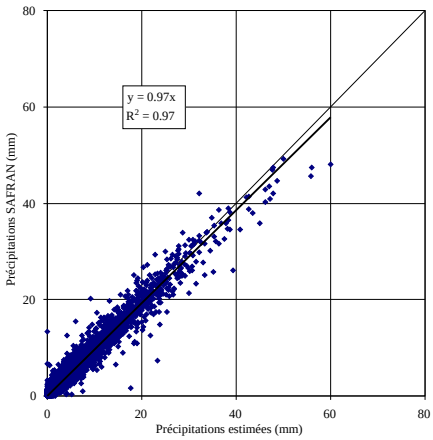
FIG. 4.5 – Bassin versant de l'Arve et du Fier à leur confluence avec le Rhône

qui concerne la partie Nord (Aveyron, Tarn, Agout) les résultats montrent une excellente corrélation ($R^2 \geq 0.97$)entre les précipitations SAFRAN est nos précipitations estimées comme nous pouvons le voir sur les graphiques 4.6(a),4.6(c) et 4.6(e). Les biais entre ces deux estimations de précipitations restent dans des gammes très acceptables (inférieur à 10%), mais il est intéressant de noter que nos estimations de précipitations sont légèrement supérieures aux précipitations SAFRAN.

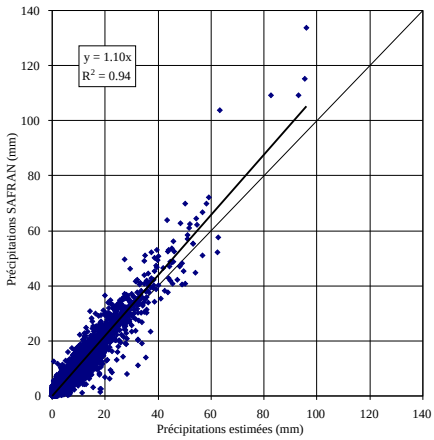
Pour la partie Sud, il faut différencier le Salat dont les résultats sont très proches de ceux du Nord (graphique 4.6(d) où $R^2 = 0.97$ et le biais est de 1.02) de la Garonne et de l'Ariège, pour lesquelles les résultats sont un peu moins bons (graphiques 4.6(b) et 4.6(f)). Les coefficients de corrélation sont plus faibles ($R^2 \approx 0.94$), et le biais avoisine les 10%. Nous notons cette fois que pour cette partie pyrénéenne, les précipitations SAFRAN sont toujours supérieures à nos estimations.

Ce biais peut sans doute s'expliquer ici par l'assimilation de mesures d'enneigement réalisée par SAFRAN (en particulier les hauteurs de neige fraîche relevées par le réseau d'observation nivo-météorologique de Météo France). En effet, en hiver, les mesures de précipitations sont majorées à l'aide d'observations nivologiques avant d'être utilisées. Cette majoration est réalisée sur les zones de montagnes des Alpes, des Pyrénées et de la Corse.

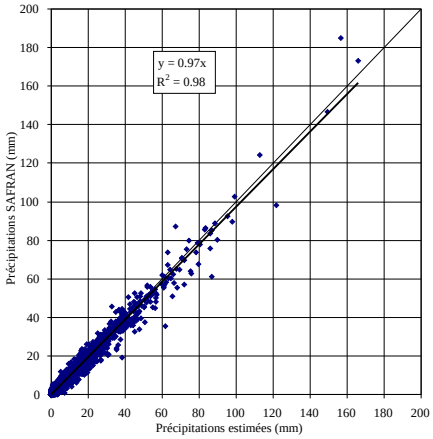
Au bilan, la comparaison entre les estimations de précipitations de SAFRAN et nos propres estimations de précipitation semble tout à fait satisfaisante au regard des coefficients de corrélation et des biais obtenus entre ces estimations.



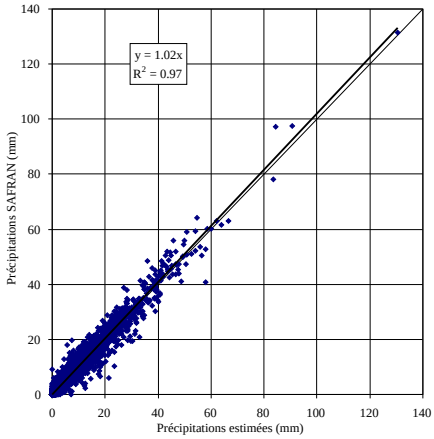
(a) L'Aveyron à Loubejac (5088km^2)



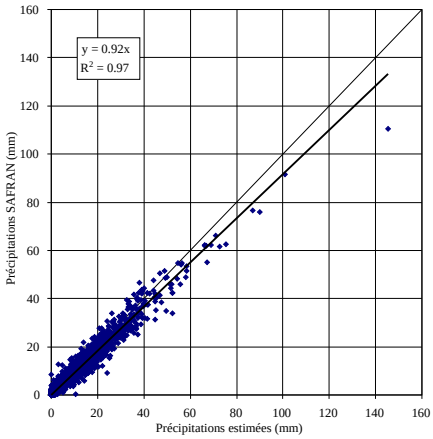
(b) L'Ariège à Foix (1470km^2)



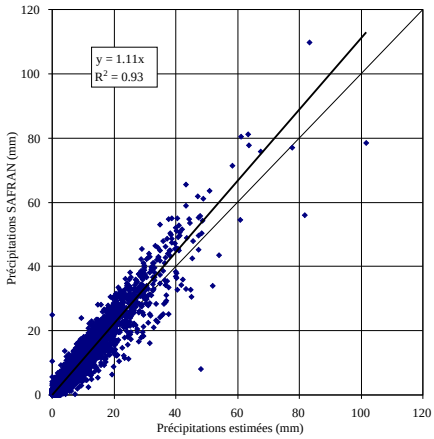
(c) Le Tarn à Millau (2141km^2)



(d) Le Salat à Roquefort (1578km^2)



(e) L'Agout à Lavaur (2541km^2)



(f) La Garonne à Saint Gaudens (2281km^2)

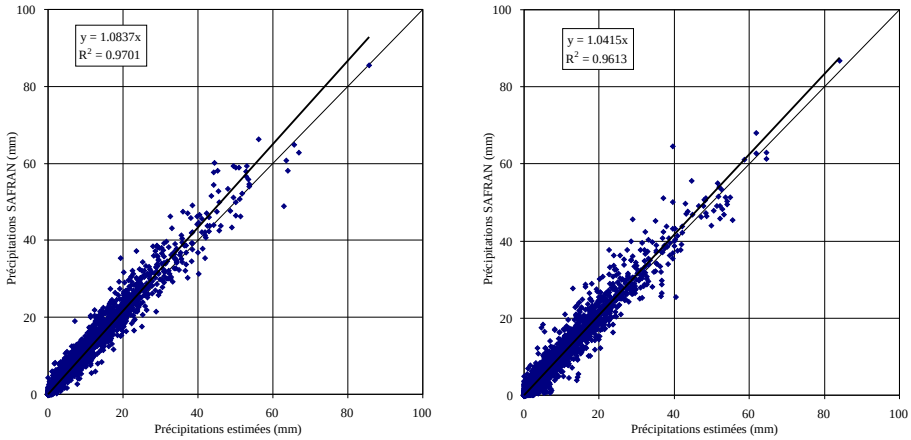
FIG. 4.6 – Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN au pas de temps journalier pour différents sous-bassins de la Garonne

4.2.3 L'Arve et le Fier (Données SAFRAN "CEN")

Nous avons également travaillé sur les bassins versants du Fier et de l'Arve jusqu'à leur confluence avec le Rhône. Une cartographie de ces deux bassins versant est présentée dans la figure 4.5. Le bassin versant du Fier recouvre ainsi l'ensemble du massif des Bauges et la moitié Sud du massif des Aravis. L'Arve quant à lui prend sa source au pied du Mont Blanc, et draine la partie Nord du massif des Aravis (Borne) et le Chablais.

Les résultats de comparaison sont présentés dans la figure 4.7, sur les graphiques 4.7(a) et 4.7(b). Sur ces deux bassins la corrélation entre les précipitations estimées du modèle SAFRAN et nos estimations est également très bonne, et on note que les précipitations SAFRAN sont légèrement supérieures à nos estimations.

Comme dans les cas de la Garonne et de l'Ariège, ce biais peut également s'expliquer par le fait que SAFRAN majore les précipitations observées qu'il utilise à l'aide d'observations nivologiques.



(a) L'Arve à sa confluence avec le Rhône ($2004km^2$)

(b) Le Fier à sa confluence avec le Rhône ($1383km^2$)

FIG. 4.7 – Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN au pas de temps journalier pour deux bassins des Alpes du Nord

4.3 Conclusion

Ce chapitre proposait une comparaison de nos estimations de précipitations en montagne, d'une part avec des stations de mesures n'ayant pas participé à l'élaboration de ses estimations, et d'autre part avec le modèle SAFRAN, proposant lui aussi des estimations de précipitations en montagne.

De ces comparaisons il ressort que nos estimations de précipitations sont bien corrélées avec les postes de mesure du réseau "TPGEst", ainsi qu'avec les estimations de précipitations de SAFRAN sur les bassins versants de la Garonne, de l'Arve et du Fier.

Ces premières comparaisons sont encourageantes, mais il nous semble impératif d'aller plus loin dans la validation de nos précipitations estimées. En effet, nous ne nous sommes confrontés jusqu'à présent qu'à de l'information issue de postes pluviométriques, soit directement dans le cas du réseau "TPGEst", soit indirectement dans le cas de SAFRAN, qui utilise principalement de l'information pluviométrique pour établir ses estimations de précipitations, même s'il assimile également les relevés de neige des stations de ski pendant l'hiver.

Nous proposons dans les chapitres qui suivent, de comparer nos estimations de précipitations à des mesures ponctuelles d'équivalent en eau du manteau neigeux, ainsi qu'à des mesures de débits disponibles sur les bassins versants jaugés.

Chapitre 5

Estimation des températures minimale et maximale journalières

La spatialisation des températures n'est pas un objectif en soi de ce travail de thèse, mais nous avons vu qu'elle en est un intermédiaire obligé. Cela reste d'ailleurs un problème épineux à part entière, et qui a fait l'objet de nombreux travaux, dont notamment parmi les derniers en date, ceux de Lhotellier (2005). Nous recherchons ici à élaborer de manière assez simple mais robuste, un témoin de température, **température minimale journalière et température maximale journalière**, en chaque pixel de notre domaine de travail, qui permette de décrire aussi correctement que possible l'évolution de l'équivalent en eau du manteau neigeux sur la période qui nous intéresse, c'est à dire 1953-2005.

5.1 Gradients altimétriques de température

Comme nous l'avons présenté dans le paragraphe 2.2.1 à la page 32, l'altitude est un facteur explicatif important de la température de l'air. Nous avons donc choisi de nous en tenir à cette simple considération, qui permet déjà d'obtenir d'excellents résultats.

Traditionnellement à EDF, lorsque nous réalisons une modélisation hydrologique, nous recherchons à proximité du bassin versant étudié, un poste de température bien représentatif. Cette série de mesure $T_{station}$ à l'altitude $Z_{station}$ est alors corrigée de l'effet de l'altitude à l'aide d'un gradient altimétrique de température fixé à priori à $g_z = -0.65°\mathrm{C}/100m$, et ramené à l'altitude médiane du bassin z_{50}. Le témoin du bassin ainsi constitué s'écrit alors :

$$T = T_{station} + g_z \cdot (Z_{50} - Z_{station}) \tag{5.1}$$

Cette approche, simple et relativement efficace, a servi de base a notre modèle d'interpolation des températures, mais nous l'avons cependant améliorée à deux niveaux, tout d'abord en nous appuyant sur plusieurs stations de température de proximité (plutôt qu'une seule), puis ensuite en bannissant l'utilisation d'un gradient altimétrique unique, qui nous semble une hypothèse trop forte.

Pour chaque pixel (i, j) de notre domaine d'étude et pour chaque journée t, nous estimerons alors les températures minimale $(TN)_{ij}^t$ et maximale $(TX)_{ij}^t$ comme suit :

$$\begin{cases} (TN)^t_{ij} &= TN^t_{moy} &+\left(\frac{\partial TN}{\partial Z}\right)^t_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z_{moy}\right) \\ (TX)^t_{ij} &= TX^t_{moy} &+\left(\frac{\partial TX}{\partial Z}\right)^t_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z_{moy}\right) \end{cases} \tag{5.2}$$

Où on désigne par :

- TN^t_{moy}, la moyenne des températures minimales du jour t des stations de proximité retenues,
- TX^t_{moy}, la moyenne des températures maximales du jour t des stations de proximité retenues,
- Z_{moy}, la moyenne des altitudes de ces stations,
- $\left(\frac{\partial TN}{\partial Z}\right)^t_{ij}$ et $\left(\frac{\partial TX}{\partial Z}\right)^t_{ij}$, les gradients altimétriques à appliquer pour le jour t sur le pixel (ij).

C'est ce dernier point qui est la clé du succés : "les gradients altimétriques à appliquer le jour t sur le pixel (i, j)". Nous présentons dans la suite, les différents développements qui nous ont permis de déterminer les gradients altimétriques à appliquer aux températures minimales et maximales journalières. Dans un premier temps, nous aborderons l'identification de ces gradients à travers un modèle régressif très simple que nous baptiserons Iter0. Nous nous servirons ensuite de ce modèle pour bâtir un second modèle, Iter1 plus performant.

5.2 Identification des gradients altimétriques de température - Modèle de base Iter0

Nous présentons dans cette partie une méthode d'estimation des gradients altimétriques de température, en tout point de notre domaine d'étude. Pour simplifier la présentation, nous nous proposons de travailler pour commencer avec les moyennes annuelles sur la période 1975-2005 des températures maximale et minimale journalière. Nous disposons ainsi de :

- 216 postes sur les Alpes,
- 229 postes sur le Massif Central,
- 82 postes sur les Pyrénées.

Nous avons pour chacun de ces postes une moyenne annuelle de température maximale et une de température minimale.

5.2.1 Présentation du modèle Iter0

Pour chaque pixel (i, j) de notre domaine d'étude, nous réalisons une sélection de N_t stations de proximité (au sens d'une des distances décrites dans les équations 2.9, 2.10 et 2.11 à la page 40), auxquelles il est d'ailleurs possible d'attribuer un poids à l'aide d'une cloche de pondération, par exemple celle décrite dans l'équation 2.12 à la page 41. Le choix de la distance utilisée et le calage des paramètres de la cloche de pondération seront détaillés dans le paragraphe 5.2.2.

Nous disposons à ce stade de $2 \cdot N_t$ observations TN_k et TX_k $k \in [1, N_t]$, auxquelles sont affectées des poids W_k $k \in [1, N_t]$. Il est possible de calculer facilement les moyennes

interannuelles TN^{moy} et TX^{moy} de ces observations, ainsi que Z^{moy} la moyenne des altitudes des postes sélectionnés (les moyennes sont à chaque fois des moyennes pondérées par les W_k).

Nous réalisons alors simplement les deux régressions linéaires pondérées liant les températures moyennes interanuelles à l'altitude comme suit :

$$\begin{cases} TN & - & TN^{moy} & = & (g^0_{TN})_{ij} \cdot (Z - Z^{moy}) \\ TX & - & TX^{moy} & = & (g^0_{TX})_{ij} \cdot (Z - Z^{moy}) \end{cases} \tag{5.3}$$

Ces régressions nous permettent d'une part d'identifier des gradients locaux moyens de température minimale et maximale $(g^0_{TN})_{ij}$ et $(g^0_{TX})_{ij}$ pour ce pixel, mais également de proposer pour ce pixel une interpolation de la variable considérée, en introduisant son altitude Z_{ij} :

$$\begin{cases} TN_{ij} & = & TN^{moy} & + & (g^0_{TN})_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z_{moy}\right) \\ TX_{ij} & = & TX^{moy} & + & (g^0_{TX})_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z_{moy}\right) \end{cases} \tag{5.4}$$

Nous disposons à ce stade d'une méthode d'interpolation des températures minimale et maximale moyennes interannuelles. Il est possible d'utiliser, comme dans les chapitres précédents, le principe de validation croisée pour estimer la qualité de restitution de ce modèle. Cependant, il convient de redéfinir les scores utilisés pour quantifier le niveau de restitution d'une interpolation, notamment la définition du biais qui change par rapport au cas des précipitations (se référer au paragraphe 2.3.5 à la page 49) :

– Le Biais :

$$B = \mu_{T^*}(n) - \mu_T(n)$$

– L'erreur type :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1,n} (T_i^* - T_i)^2}{n}}$$

– Le critère de NASH :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1,n} (T_i^* - T_i)^2}{\sum_{i=1,n} (T_i - \mu_T)^2}$$

$\mu_T(n)$ représente ici la moyenne des n températures T observées, et $\mu_{T^*}(n)$ la moyenne des n précipitations T^* estimées. Le biais s'exprime ici directement en degrés Celsius. A partir de ces trois critères, il va être possible de caler les paramètres d'ajustement en cherchant à faire tendre le biais vers 0 (et non pas vers 1 comme précédemment), l'erreur type vers 0 et le critère de NASH vers 1.

5.2.2 Calage des paramètres du modèle Iter0

Les paramètres de la cloche de pondération ont été calés afin de maximiser les scores de validation croisée. Le jeu de paramètres retenus ressemble à celui utilisé pour les ébauches de précipitation par type de temps et présenté au paragraphe 2.4.2 à la page 50, avec notamment l'utilisation de la distance de franchissement. De même que précédemment, le paramètre le plus sensible est sans surprise le nombre de stations de proximité

utilisé N_t, nous conserverons donc ce nombre variable, et préciserons pour chaque interpolation la valeur de N_t utilisée. Nous avons ainsi choisi une cloche de pondération avec :

- la distance de franchissement (équation 2.11 à la page 40),
- $\lambda = 20$,
- $\alpha = 2$,
- $d_0 = 50km$,
- $echZ = 20$.

5.2.3 Présentation des résultats de validation croisée du modèle Iter0

Nous présentons dans le tableau 5.1, les résultats de validation croisée obtenus pour les interpolations des moyennes interannuelles de températures minimale et maximale journalières. Les meilleures scores sont atteints pour des nombres de stations de proximité oscillant entre 15 et 20 stations (Comme pour les précipitations, ce résultat doit être lu à la lumière de la structure et de la densité du réseau utilisé).

TAB. 5.1 – Résultats de validation croisée pour les moyennes journalières de températures minimale et maximale (modèle Iter0)

Massif	TN			TX		
	Biais	NASH	RMSE (°C)	Biais	NASH	RMSE (°C)
Alpes	-0.04	0.852	1.18	-0.02	0.923	0.82
Massif Central	-0.02	0.857	0.80	0.00	0.957	0.47
Pyrénées	0.06	0.908	0.78	-0.05	0.861	0.86

5.2.4 Résultats cartographiques du modèle Iter0

Les figures 5.1 et 5.2 présentent respectivement les cartographies des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005 et les gradients altimétriques identifiés pour chacune de ses variables. Les cartographies de température ressemblent sans surprise au modèle numérique de terrain utilisé, et nous notons naturellement une baisse des températures avec l'altitude. Les cartographies de gradient sont quant à elles plus intéressantes à commenter. Tout d'abord, que ce soit pour la température minimale ou la température maximale, les gradients sont strictement compris entre 0 et $-1°C/100m$, ce qui est rassurant. Ensuite, il semble se dégager quatre zones aux fonctionnements différents :

- Les Alpes. Les gradients de température se situent dans des niveaux communément admis en zone de montagne, c'est à dire environ -0.5 à $-0.6°C/100m$ pour le gradient de température minimale qui reste inférieur au gradient de température maximale qui se situe entre -0.6 et $-0.7°C/100m$.
- Les Pyrénées. Nous pouvons ici faire les mêmes commentaires que pour les Alpes, les gradients de température se situent à des valeurs traditionnelles en montagne. Exception faite des abords de la Méditerranée (voir le dernier item), les gradients de

température maximale sont également supérieurs aux gradients de température minimale. Il est intéressant de noter que le gradient de température maximale semble légèrement plus élevé à l'Ouest qu'à l'Est.

– Le Massif Central. Les résultats sont un peu différents ici. Les gradients de température maximale sont plus élevés que sur les Alpes et les Pyrénées, et se situent entre -0.6 et $-0.9°\mathrm{C}/100m$. Les gradients de température minimale restent quant à eux dans des fourchettes proches des autres massifs, et toujours inférieurs aux gradients de température maximale.
– Le pourtour méditerranéen. Ce n'est pas à proprement parlé une zone d'intérêt en ce qui nous concerne, compte tenu du caractère très épisodique des précipitations neigeuses. Néanmoins, nous pouvons en dire quelques mots dans la mesure où les résultats présentent de très forts gradients de température minimale. Cette zone est très influencée par la Mer Méditerranée, dont les eaux plutôt chaudes tempèrent le climat. Les températures minimales sont ainsi plus élevées en bord de mer qu'à l'intérieur des terres, mais peuvent néanmoins descendre très vite dès lors que l'on s'éloigne du rivage. Le fort gradient de température minimale ainsi obtenu, n'est que la représentation de ce phénomène, dans la mesure où l'intérieur des terres se situe à des altitudes supérieures au bord de mer. La température maximale quant à elle ne semble pas être sensible à ce phénomène, ce qui se comprend physiquement.

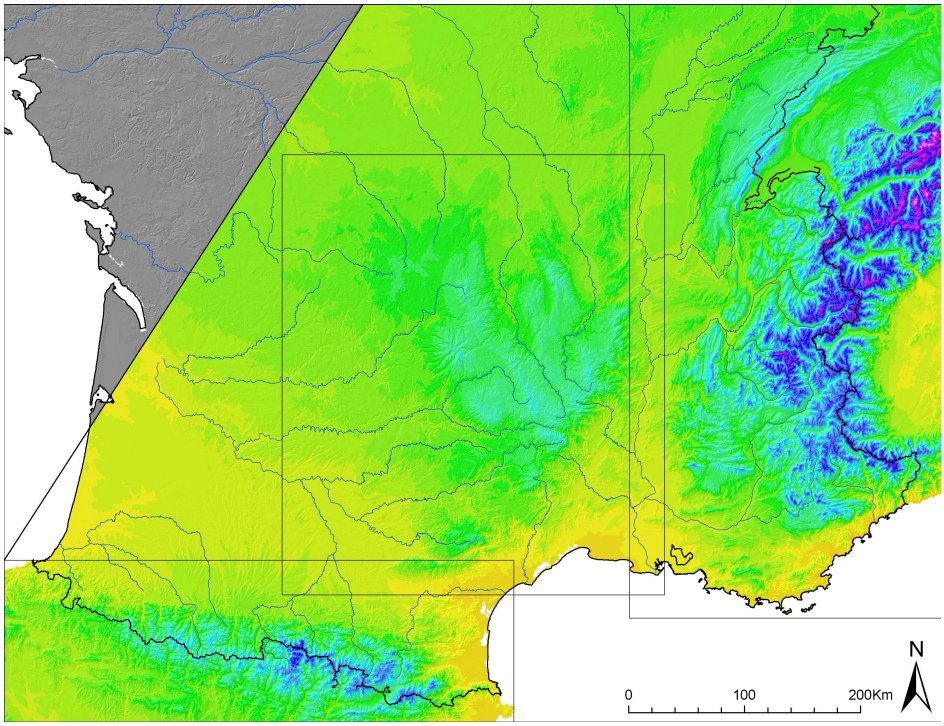
La figure 5.3 présente les champs de température interpolés à une seule et même altitude, $Z^{ref} = 0m$. C'est à dire que dans les équations 5.4 nous prenons $Z_{ij} = Z^{ref} = 0m$ pour tout les pixels (i, j). Ces cartes sont très intéressantes, elles permettent de mettre en évidence une partie des autres paramètres d'influence de la température, dont notamment la latitude. Nous voyons très bien sur ces cartes, que les températures augmentent du Nord au Sud.

C'est à partir de ces résultats que nous avons décidé de construire un nouveau modèle Iter1 d'interpolation des températures, afin de prendre en compte cette dérive dans nos calculs. En effet, si nous nous référons au paramétrage du modèle Iter0, nous utilisons environ 20 stations pour l'identification des gradients de température sur un pixel. Cette sélection de stations s'étend sur une zone relativement large, zone sur laquelle il est difficile de négliger la dérive Nord-Sud mis en évidence sur la figure 5.3. De ce fait, nous avons décidé de corriger chacun des postes de cette dérive, afin d'identifier des gradients altimétriques plus purs, non influencés par cette dérive.

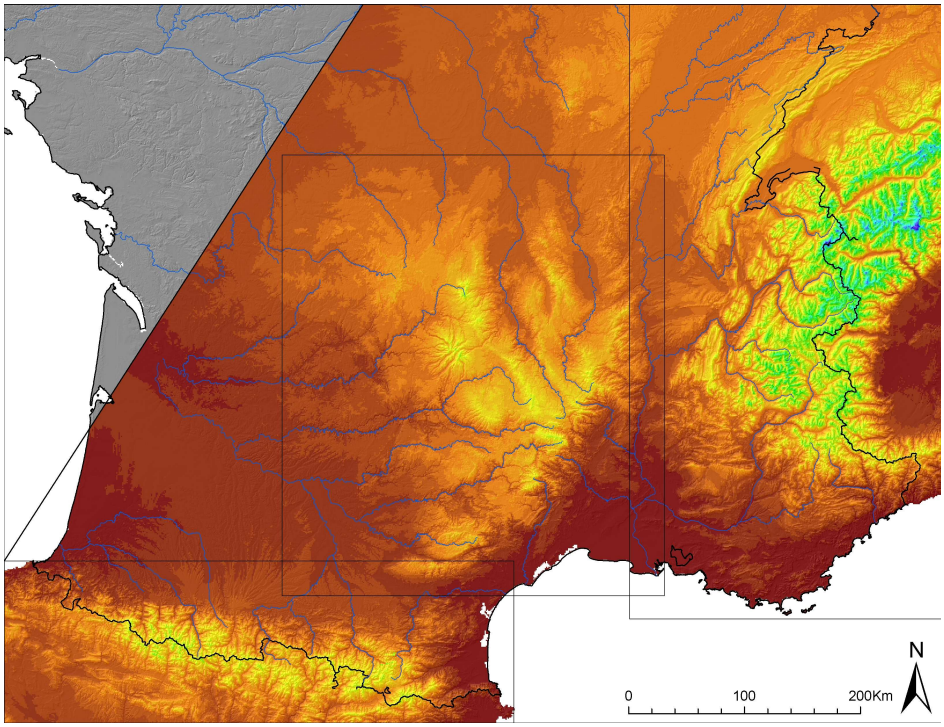
5.3 Identification des gradients altimétriques de température - Modèle élaboré Iter1

5.3.1 Présentation du modèle Iter1

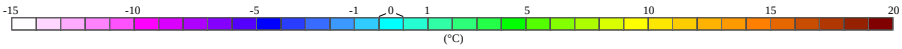
Pour chaque pixel (i, j) de notre domaine d'étude, nous réalisons toujours une sélection de N_t stations de proximité comme dans le cas du modèle Iter0, en conservant la cloche de pondération et le mode de sélection. Nous disposons des mêmes données que précédemment, c'est à dire de $2 \cdot N_t$ observations TN_k et TX_k $k \in [1, N_t]$, auxquelles sont affectés des poids W_k $k \in [1, N_t]$. Cependant cette fois, nous disposons en plus des champs de températures de référence à l'altitude Z^{ref}, issus du modèle Iter0. Nous disposons



(a) Température minimale moyenne

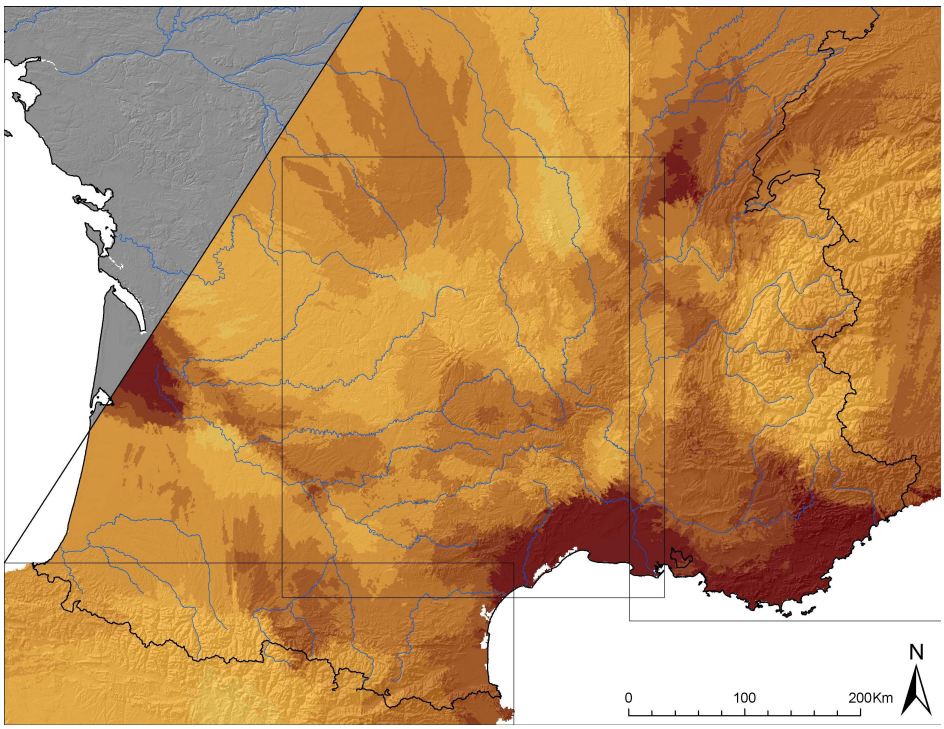


(b) Température maximale moyenne

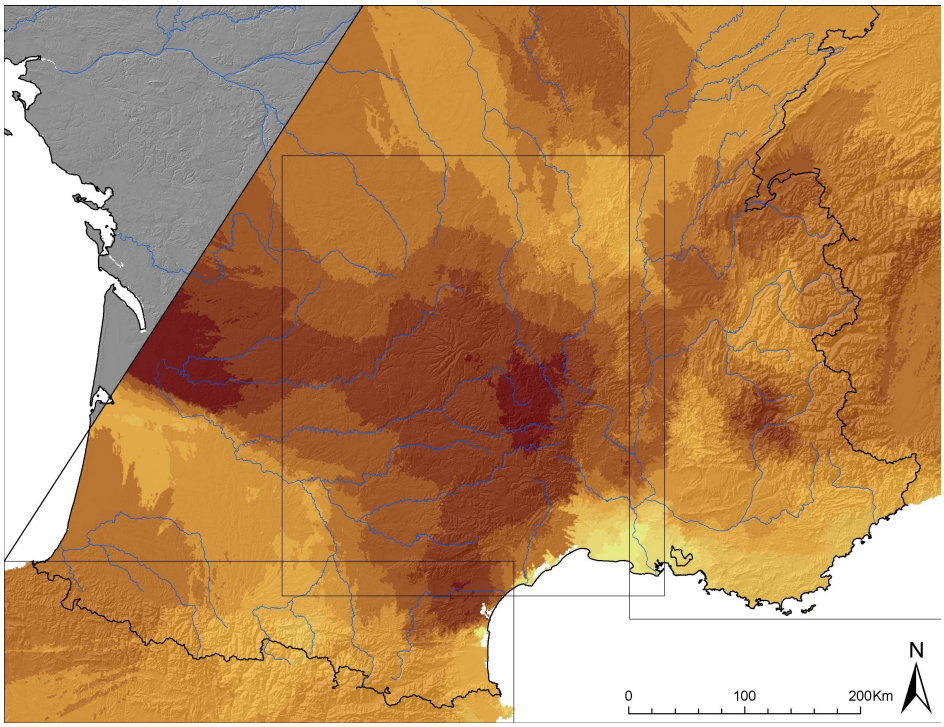


(c) Légende

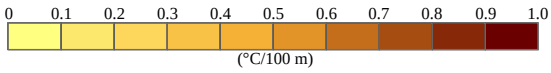
FIG. 5.1 – Cartographie des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter0



(a) Température minimale moyenne

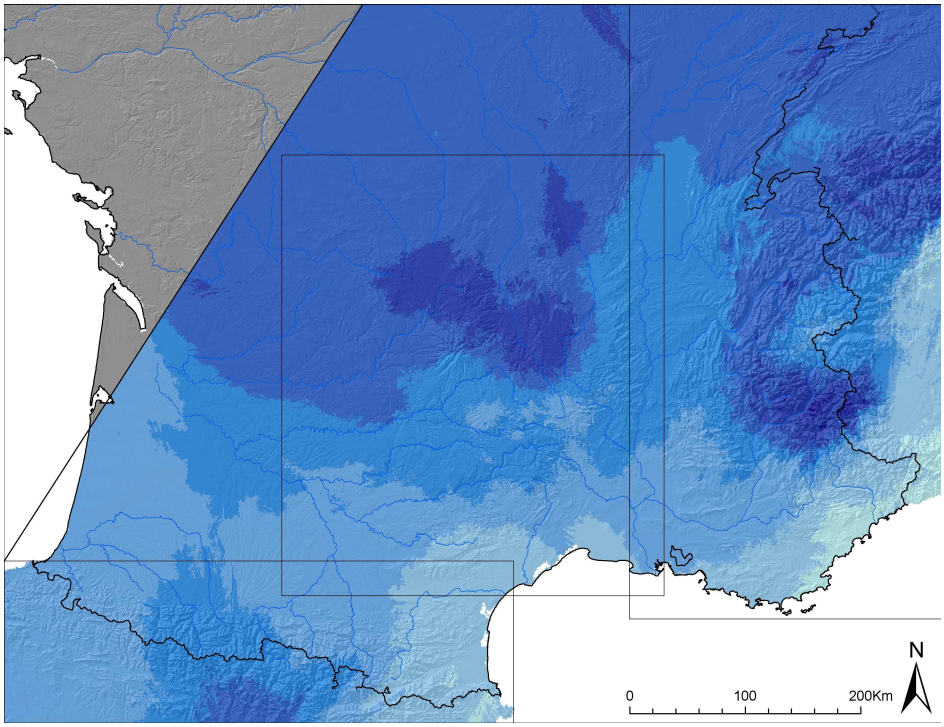


(b) Température maximale moyenne

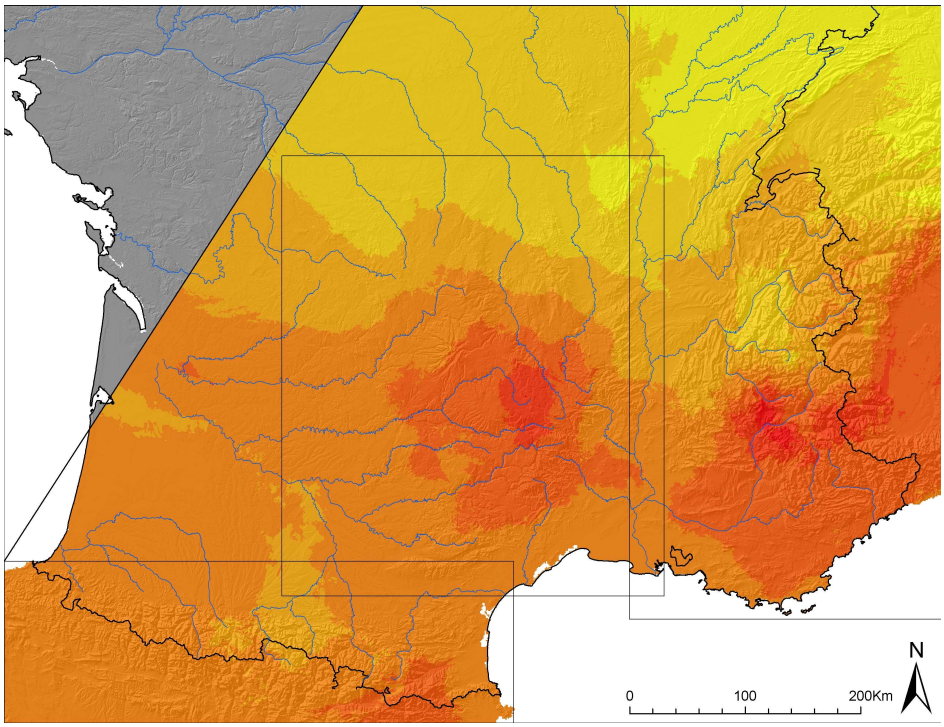


(c) Légende

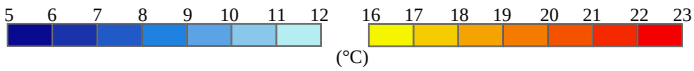
FIG. 5.2 – Cartographie des gradients de températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter0



(a) Température minimale moyenne à $Z^{ref} = 0m$



(b) Température maximale moyenne à $Z^{ref} = 0m$



(c) Légende

FIG. 5.3 – Cartographie des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005 à l'altitude $Z^{ref} = 0m$, modèle Iter0

ainsi de températures minimale et maximale de référence aux N_t postes considérés, que nous noterons TN_k^{ref} et TX_k^{ref} $k \in [1, N_t]$. Ces températures sont filtrées (partiellement au moins) de l'altitude, mais toujours influencées par la latitude.

Si nous considérons maintenant les écarts entre la température à la station et la température interpolée ramenée à une altitude de référence, ceux-ci seront filtrés de l'effet de la latitude. Ces nouvelles variables ont alors pour expression :

$$\begin{cases} \Delta TX_k = TX_k - TX_k^{ref} & k \in [1, N_t] \\ \Delta TN_k = TN_k - TN_k^{ref} & k \in [1, N_t] \end{cases} \tag{5.5}$$

Nous réalisons alors simplement les deux régressions linéaires pondérées liant ces nouvelles variables à l'altitude :

$$\begin{cases} \Delta TX = (g_{TN}^1)_{ij} \cdot \left(Z - Z^{ref}\right) \\ \Delta TN = (g_{TX}^1)_{ij} \cdot \left(Z - Z^{ref}\right) \end{cases} \tag{5.6}$$

Ces régressions nous permettent d'identifier de nouveaux gradients locaux moyens de température minimale et maximale $(g_{TN}^1)_{ij}$ et $(g_{TX}^1)_{ij}$ en tout pixel, et de proposer comme précédemment une interpolation de la variable considérée au pixel en introduisant cette fois son altitude Z_{ij} ainsi que les températures de référence connues $TN_i^{ref} j$ et $TX_i^{ref} j$:

$$\begin{cases} TN_{ij} = TN_i^{ref} j + (g_{TN}^1)_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z^{ref}\right) \\ TX_{ij} = TX_i^{ref} j + (g_{TX}^1)_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z^{ref}\right) \end{cases} \tag{5.7}$$

Comme précédemment, la qualité de ces interpolations est évaluée à l'aide de la validation croisée. Néanmoins, avant de produire des résultats, il faut s'interroger sur l'altitude Z^{ref} à utiliser dans les champs de température de référence.

5.3.2 Présentation des résultats de validation croisée du modèle Iter1

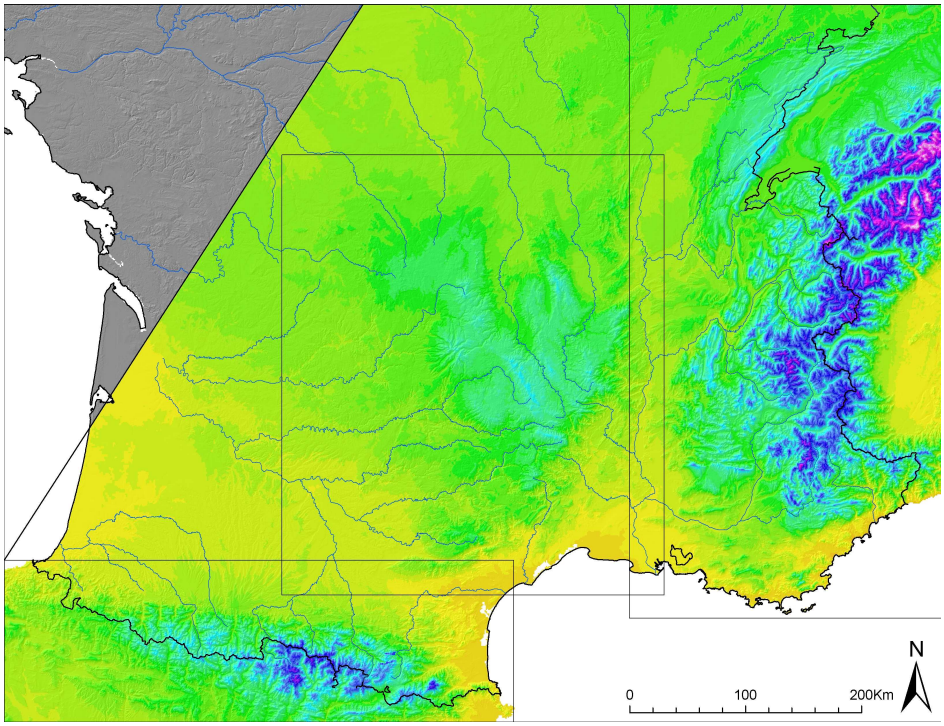
Le tableau 5.2 présente les résultats de validation croisée du modèle Iter1, qui sont en tout point meilleurs que les résultats du modèle Iter0 présenté dans le tableau 5.1.

TAB. 5.2 – Résultats de validation croisée pour les moyennes journalières de températures minimale et maximale (modèle Iter1)

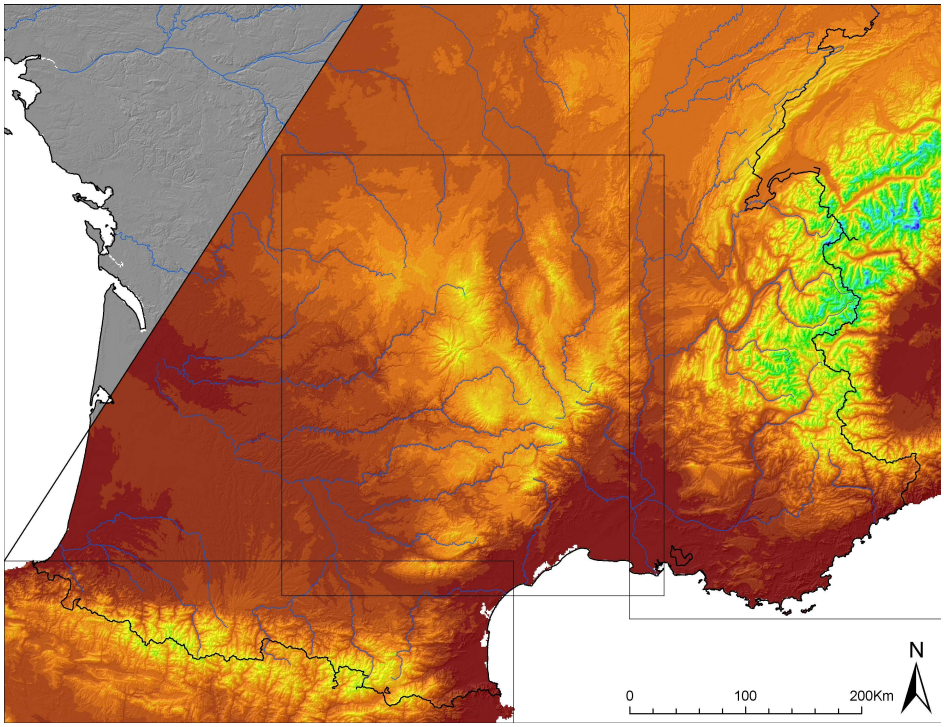
Massif	TN			TX		
	Biais	NASH	RMSE (°C)	Biais	NASH	RMSE (°C)
Alpes	0.00	0.877	1.07	-0.06	0.932	0.77
Massif Central	0.00	0.865	0.78	0.00	0.957	0.47
Pyrénées	0.05	0.918	0.73	-0.04	0.872	0.83

5.3.3 Résultats cartographiques du modèle Iter1

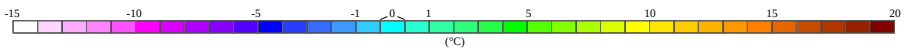
Les figures 5.4 et 5.5 présentent les cartographies de températures ainsi que celles des gradients obtenues avec ce nouveau modèle. S'il est difficile de comparer les cartes de températures des deux modèles qui se ressemblent énormément, les cartes de gradients permettent d'évaluer les modifications survenues entre les deux modèles Iter0 et Iter1. Les nouveaux gradients obtenus semblent plus lissés, et plusieurs zones de très forts gradients (qui n'étaient finalement que des artefacts) ont disparu, comme par exemple la Basse-Garonne et Jura pour la température minimale, et les sommets du massif Central pour la température maximale. Hormis le cas du pourtour méditerranée déjà évoqué plus haut, les nouveaux gradients ainsi obtenus semblent plus réalistes.



(a) Température minimale moyenne

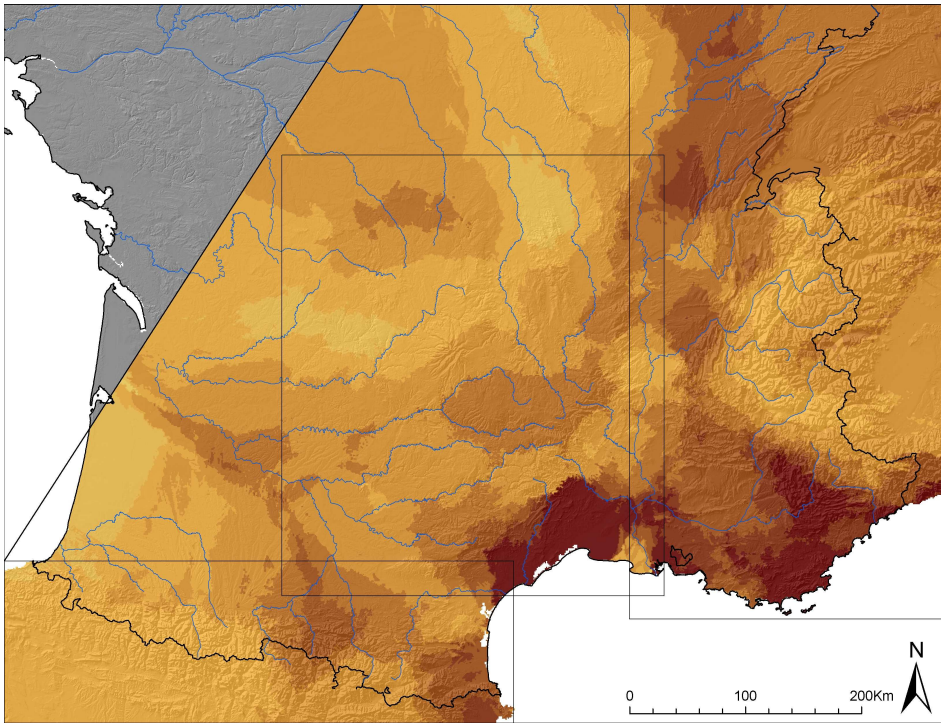


(b) Température maximale moyenne

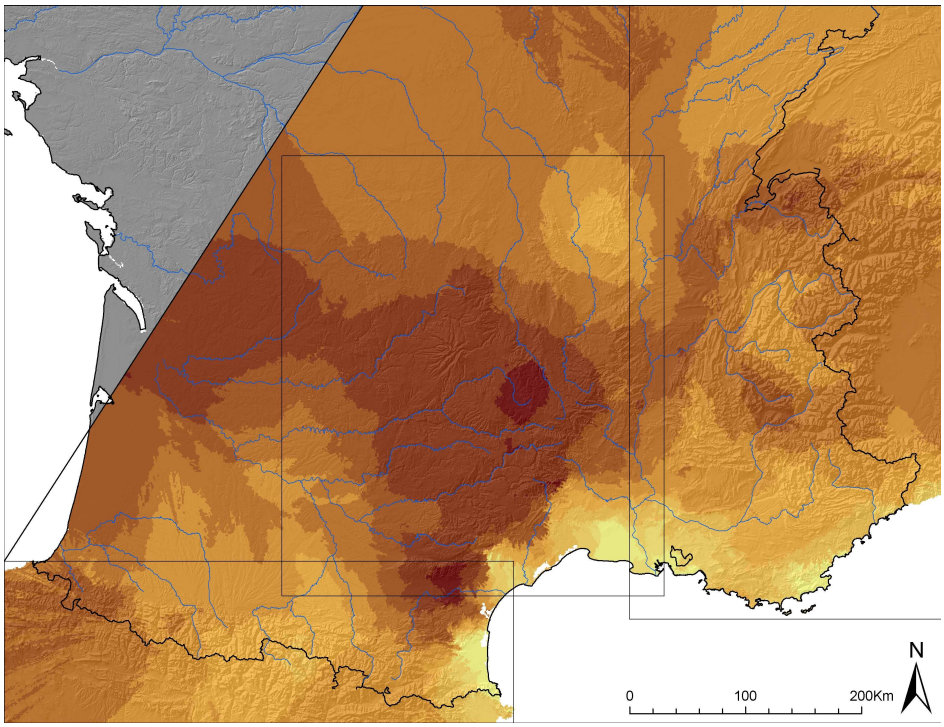


(c) Légende

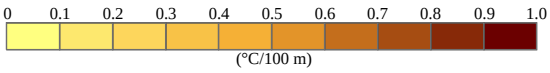
FIG. 5.4 – Cartographie des températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter1



(a) Température minimale moyenne



(b) Température maximale moyenne



(c) Légende

FIG. 5.5 – Cartographie des gradients de températures moyennes maximale et minimale journalières sur la période 1975-2005, modèle Iter1

5.4 Choix des gradients altimétriques les plus pertinents

Le modèle Iter1 a été présenté dans la partie précédente à travers l'interpolation de deux variables, les températures moyennes interannuelles minimale et maximale sur la période 1975-2005. Ces variables sont extrêmement simples, mais nous pouvons bien sûr travailler avec des variables plus élaborées en utilisant ce même modèle. Il est intéressant de rappeler que nous recherchons des gradients altimétriques de température à appliquer au pas de temps journalier. Nous aurions pu utiliser directement les gradients de température identifiés sur la moyenne, ce qui reste une approche assez grossière. Le but de cette partie est d'utiliser des approches plus fines, afin d'accéder à une plus grande diversité des gradients de température.

Nous cherchons donc des variables susceptibles d'approcher au mieux les gradients altimétriques journaliers, tout en conservant une robustesse dans les résultats de validation croisée. Nous avons ainsi travaillé à travers trois approches :

- Une approche saisonnière,
- Une approche par type de temps,
- Une approche à travers la discrimination pluie/non-pluie.

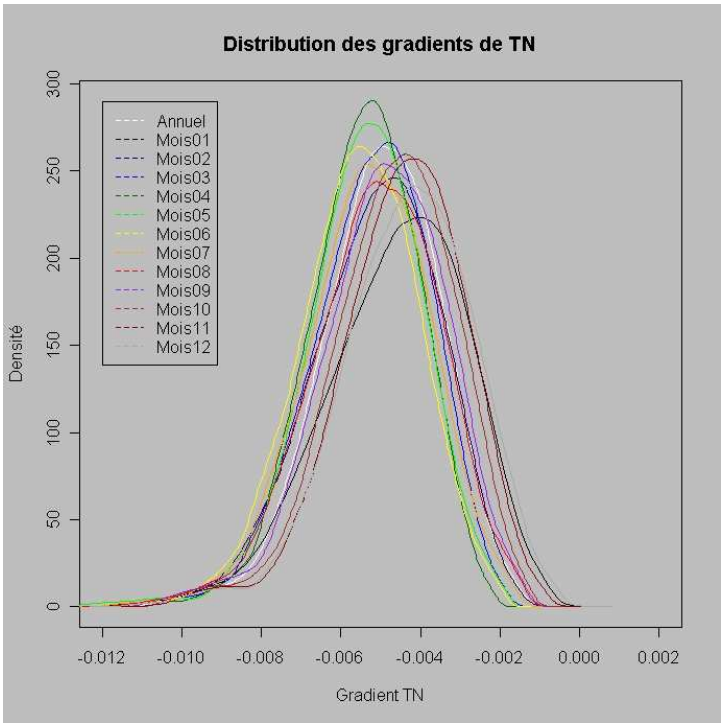
5.4.1 Une forte saisonnalité des gradients altimétriques

Les températures de l'air ont un caractère saisonnier indiscutable. Nous avons donc pour commencer entrepris un travail sur les moyennes mensuelles de températures minimales et maximales. A l'aide du modèle d'interpolation Iter1, nous pouvons ainsi réaliser des cartographies des gradients de température pour chacun des 12 mois de l'année. Nous présentons dans la figure 5.6, la distribution des gradients obtenus au droit des 216 postes du massif des Alpes.

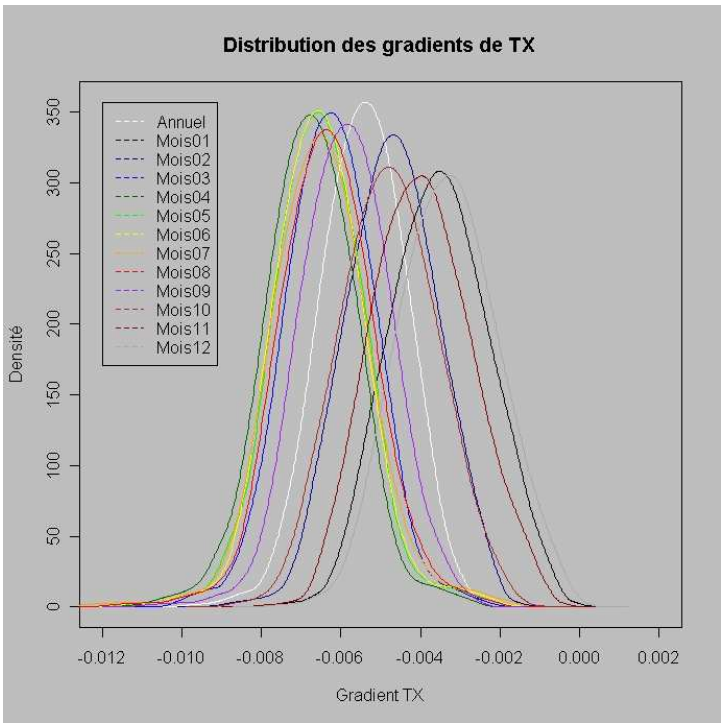
Les résultats sont intéressants dans la mesure où les distributions de gradients sont relativement distinctes, notamment pour les températures maximales. Il est possible d'identifier deux groupes, nous pourrions d'ailleurs parler de deux saisons, une constituée des mois d'Octobre à Février, et l'autre des mois de Mars à Septembre inclus. Les distributions des "mois d'été" sont centrées sur un gradient communément admis situé entre -0.6 et $-0.7°\mathrm{C}/100m$, alors que les "mois d'hiver" sont centrés sur des valeurs beaucoup plus faibles, entre -0.3 et $-0.5°\mathrm{C}/100m$.

5.4.2 Discrimination par type de temps

Nous avons ensuite travaillé sur les moyennes de températures par type de temps, dont les distributions sont présentées dans la figure 5.7. Les distributions sont toutes assez semblables sauf pour le type de temps 4, la circulation de Sud. La distribution très étalée du gradient relatif à ce type de temps s'explique par le phénomène de foehn souvent associé au vent du Sud, la température de l'air étant alors peu structurée avec l'altitude. Les distributions des gradients des types de temps 3 et 8 sortent également du lot, mais seulement pour la température minimale. Pour le type de temps 3, la circulation de Sud-Ouest, ce sont sans doute pour les mêmes raisons, mais à moindre échelle, que pour le type de temps 4. En ce qui concerne le type de temps 8, ceci s'explique principalement par les phénomènes d'inversions souvent présents en vallée durant les belles journées



(a) Température minimale



(b) Température maximale

FIG. 5.6 – Distribution des gradients altimétriques de température identifiés par mois au droit des 216 postes du massif des Alpes

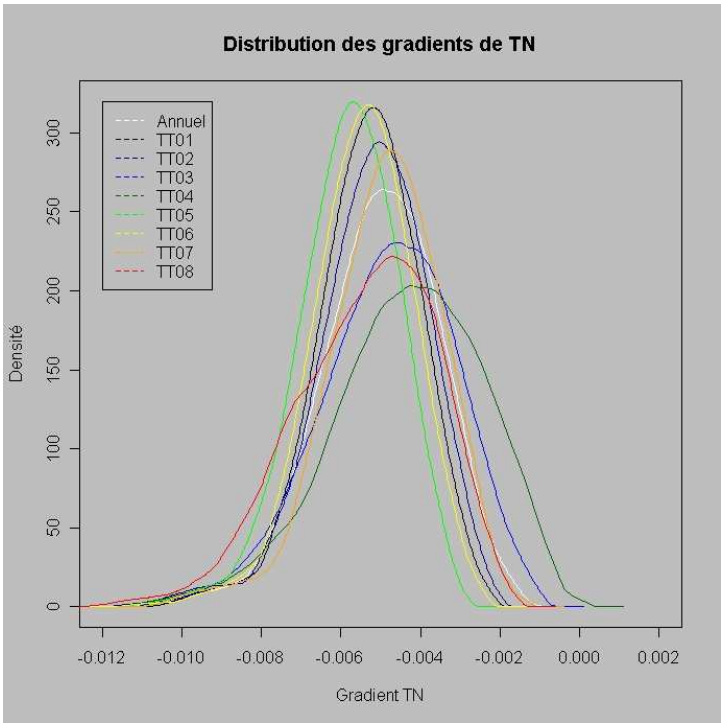
anticycloniques d'hiver. Au vu de ces résultats, les types de temps semblent finalement assez peu discriminants pour les gradients de température à de rares exceptions prés.

5.4.3 Discrimination pluie/non pluie

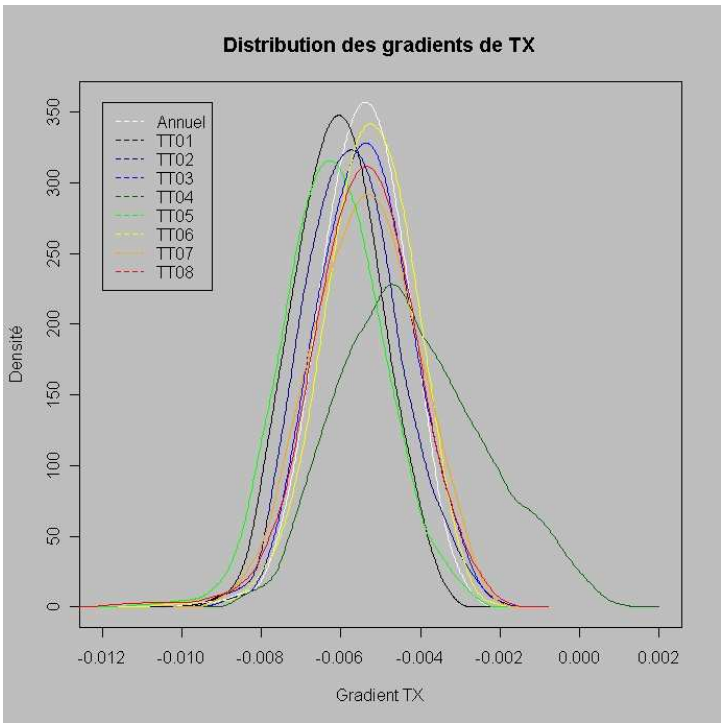
La température de l'air est très influencée par la nébulosité et a fortiori les précipitations. En effet, le ciel couvert, mais aussi les vents plus soutenus, modifient les bilans radiatifs et de chaleurs latente et sensible. Notre seul index d'humidité sera la précipitation. Nous aurions pu prendre les réanalyses ERA40 d'humidité par exemple, mais nous aurions été confrontés au problème de la taille de la maille disponible et de la qualité de ces données (BenDaoud *et al.*, 2008).

Une approche intéressante consiste donc à réaliser des moyennes de température en fonction de la quantité d'eau tombée à proximité du poste d'observation. Plus exactement, nous avons essayé de découper les journées suivant un indice pluvieux/non pluvieux, à travers un seuil de hauteur de précipitation. Par exemple, la journée est dite pluvieuse pour un poste donné, s'il est tombé plus de $1mm$ sur ce poste[1]. Nous pouvons ainsi extraire de nos séries de température deux variables, deux températures moyennes, l'une pour l'ensemble des journées pluvieuses et l'autre pour les journées non pluvieuses (ce qui fait en fait en tout 4 variables puisque nous considérons les températures minimale et maximale). Nous présentons dans les figures 5.8 et 5.9 les distributions des gradients de températures minimale et maximale obtenus pour des seuils de précipitation de $0mm$ et $5mm$. Sur ces figures, la distribution orange représente celle des jours non pluvieux, et la distribution bleue celle des jours pluvieux. Nous notons ici que les distributions sont bien individualisées, le caractère pluvieux/non pluvieux semble bien être un critère discriminant.

[1]Nous utilisons pour cette analyse la série de précipitation interpolée sur le pixel du poste de température considéré, interpolation réalisée à l'aide du modèle décrit dans le chapitre 3

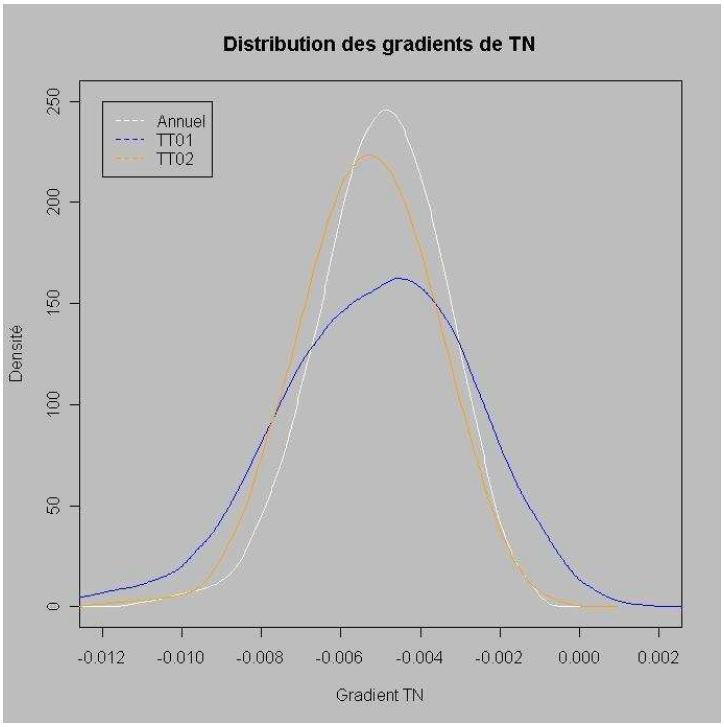


(a) Température minimale

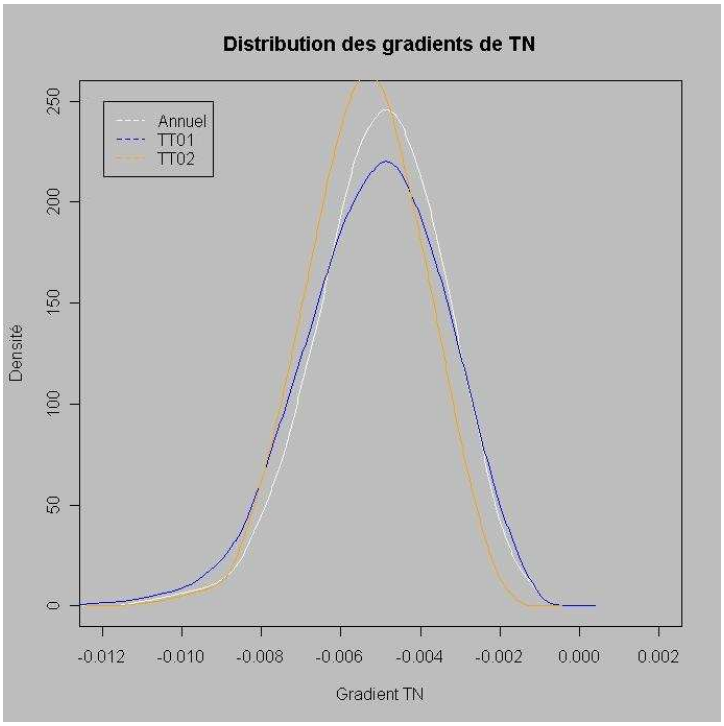


(b) Température maximale

FIG. 5.7 – Distribution des gradients altimétriques de température identifiés par type de temps au droit des 216 postes du massif des Alpes

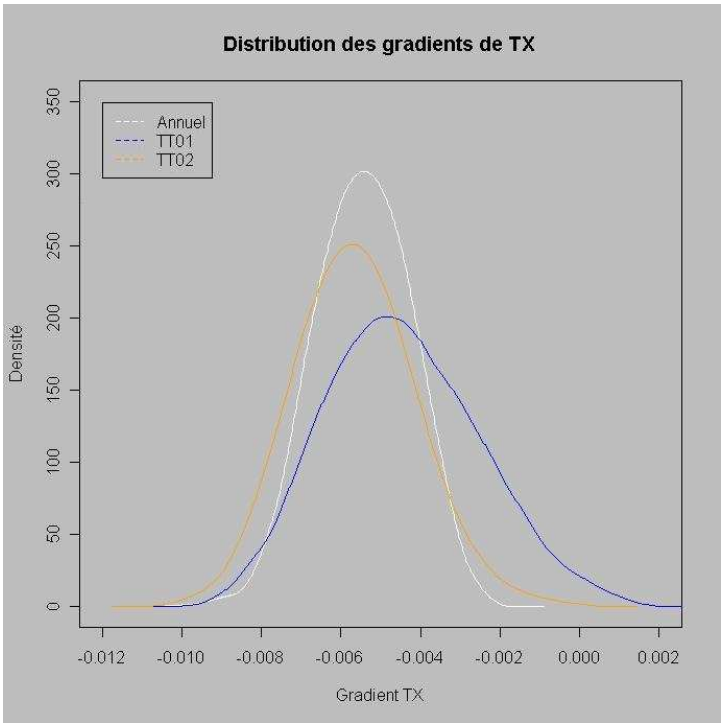


(a) Température minimale, seuil de 0*mm*

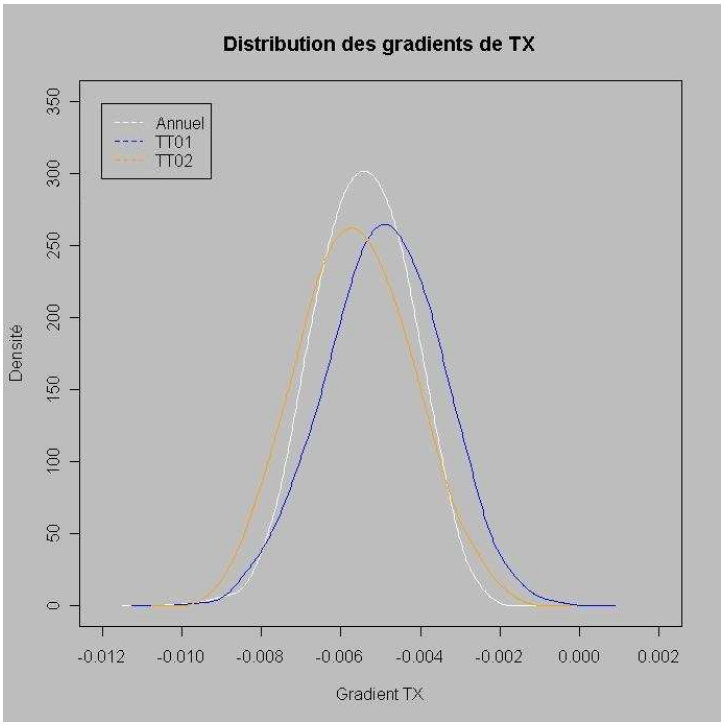


(b) Température minimale, seuil de 5*mm*

FIG. 5.8 – Distribution des gradients altimétriques de température minimale identifiés en fonction des précipitations au droit des 216 postes du massif des Alpes



(a) Température maximale, seuil de 0*mm*



(b) Température maximale, seuil de 5*mm*

FIG. 5.9 – Distribution des gradients altimétriques de température maximale identifiés en fonction des précipitations au droit des 216 postes du massif des Alpes

5.4.4 Synthèse

Au vu des différents résultats présentés précédemment, nous avons retenu l'utilisation de l'approche saisonnière couplée au caractère pluvieux/non pluvieux des journées. Nous avons ainsi retenu un découpage en deux saisons (Octobre-Février, Mars-Septembre), et nous distinguons les journées pluvieuses et non pluvieuses pour chacune de ces saisons avec un seuil de $1mm$ de précipitation (après différents essais, ce seuil semblait suffisant en pratique pour distinguer nettement les deux gradients de température recherchés).

Pour chaque pixel (i, j) et pour chaque variable (températures maximale et minimale), nous disposons ainsi de quatre gradients distincts : "hivernal humide" et "hivernal sec", "estival humide" et "estival sec".

Cette solution n'est évidemment pas satisfaisante dans l'absolu. Il serait bien sûr nécessaire d'entrer plus en détail dans l'identification des gradients, en creusant notamment l'approche par type de temps qui renseigne sur des journées souvent difficiles à interpoler (épisode de Foehn, phénomène d'inversion). Néanmoins, nous irons pour le moment de l'avant, avec un certain pragmatisme. Nous ne recherchons pas la température vraie absolue, mais un témoin de température au pixel, d'abord capable de modéliser correctement l'accumulation et la fonte du manteau neigeux.

5.5 Interpolation des températures minimales et maximales journalières

5.5.1 Principe du modèle

Chaque journée est rangée dans une saison, hiver (Octobre-Février) ou été (Mars-Septembre). Pour chaque journée, nous pouvons classer chaque pixel (i, j) suivant le critère pluvieux/non pluvieux, grâce à la grille de précipitation interpolée à l'aide du modèle présenté dans le chapitre 3.

Nous disposons donc de deux gradients de température $\left(\frac{\partial TN}{\partial Z}\right)^t_{ij}$ et $(\left(\frac{\partial TX}{\partial Z}\right)^t_{ij}$, utilisables sur ce pixel (i, j) pour cette journée t. Le modèle se déroule ensuite très classiquement : sélection d'un panier de proximité puis application des gradients aux données sélectionnées.

Pour chaque pixel (i, j) de notre domaine d'étude, nous réalisons une sélection de N_t stations de proximité (au sens d'une des distances décrites dans les équations 2.9, 2.10 et 2.11 à la page 40), auxquelles il est d'ailleurs possible d'attribuer un poids à l'aide de la cloche de pondération décrite dans l'équation 2.12 à la page 41. Le choix de la distance utilisée et le calage des paramètres de la cloche de pondération seront détaillés dans le paragraphe 5.5.2.

Nous disposons à ce stade de $2 \cdot N_t$ observations TN_k et TX_k $k \in [1, N_t]$, auxquelles sont affectés des poids W_k $k \in [1, N_t]$. Il est possible de calculer facilement les moyennes TN^{moy} et TX^{moy} de ses observations, ainsi que Z^{moy} la moyenne des altitudes des postes sélectionnés (les moyennes sont à chaque fois des moyennes pondérées par les W_k). Nous

réalisons alors simplement les deux calculs suivants :

$$\begin{cases} TN_{ij} & = & TN^{moy} & + & (\left(\frac{\partial TN}{\partial Z}\right)^t_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z^{moy}\right) \\ TX_{ij} & = & TX^{moy} & + & (\left(\frac{\partial TX}{\partial Z}\right)^t_{ij} \cdot \left(Z_{ij} - Z^{moy}\right) \end{cases} \tag{5.8}$$

5.5.2 Calage des paramètres

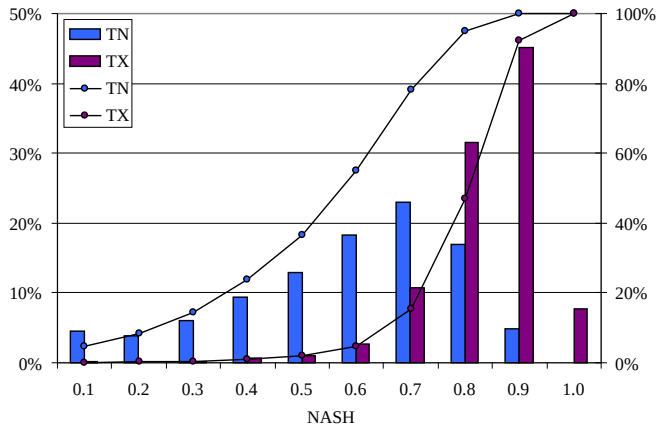
Les paramètres de la cloche de pondération ont été calés afin de maximiser les scores de validation croisée. Le jeu de paramètres retenus ressemble à celui utilisé pour les modèles Iter0 ou Iter1 et présenté au paragraphe 5.2.2 à la page 119, seule la distance change, une distance euclidienne classique suffit.

De même que précédemment, le paramètre le plus sensible est sans surprise le nombre de stations de proximité utilisé N_t, nous conserverons donc ce nombre variable, et préciserons pour chaque interpolation la valeur de N_t utilisée. Nous avons ainsi choisi une cloche de pondération avec :

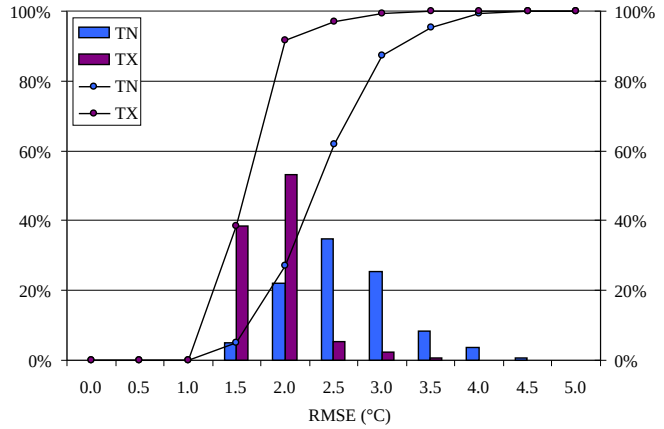
- la distance euclidienne (équation 2.9 à la page 40),
- $\lambda = 20$,
- $\alpha = 2$,
- $d_0 = 50km$.

5.5.3 Présentation des résultats de validation croisée

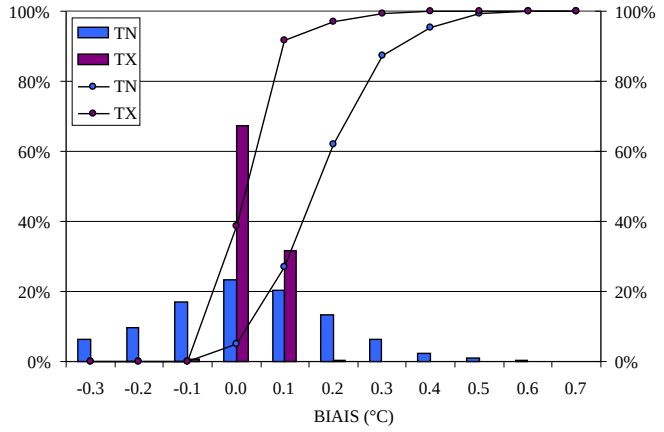
Il est possible d'attribuer à chaque journée des scores de validation croisée, et c'est ce que nous avons effectué sur les journées comprises entre le 1er janvier 1985 et le 31 décembre 2005. On dispose ainsi de 4017 journées de validation. Les distributions des scores de NASH, des Biais et des erreurs types obtenus sont présentées dans la figure 5.10.



(a) Score de NASH



(b) Erreur Type



(c) Biais

FIG. 5.10 – Distribution des scores de validation croisée journaliers calculés sur les journées entre le 1er janvier 1985 et le 31 décembre 1995

5.6 Validation des champs de température en altitude

Le NRC (se référer au paragraphe 1.2.3 à la page 12) dispose en plus de son système de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux, de différents autres capteurs, dont une sonde de température. Nous disposons de ce fait de séries de température horaire sur l'ensemble de ces postes depuis le début des années 2000. Néanmoins, ces sondes de températures ne sont pas installées dans un abri de station météorologique standard, et ne sont pas réellement suivies dans le temps, les données ainsi récoltées sont donc à prendre avec beaucoup de précaution. C'est pour ces raisons que nous n'avons pas intégré ces mesures dans notre réseau d'observation des températures, et donc dans l'élaboration des champs de températures journalières.

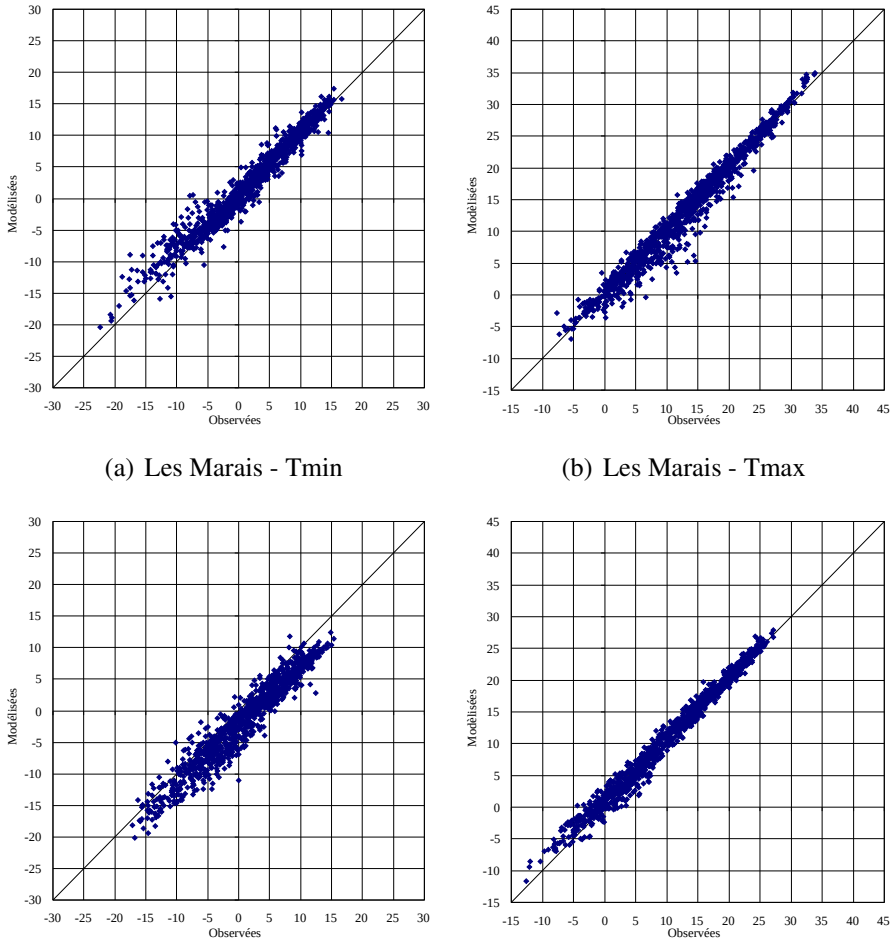
Nous avons tout de même souhaité confronter nos interpolations à ces séries de données, ce qui constitue une validation très intéressante sur des postes à haute altitude. Nous présentons dans le tableau 5.3 les résultats résumés sous forme de scores de validation obtenus en comparant la série de température observée, avec l'interpolation effectuée sur le pixel sur lequel se situe cette station. La figure 5.11 présente les nuages de points des températures modélisées en fonction des températures observées pour les cas particuliers des NRC "Les Marais" et "Passaur".

Les résultats obtenus sont très bons à de rares exceptions près. Les scores de NASH restent dans des gammes tout à fait acceptables, et certaines séries sont reconstituées de manière tout à fait remarquable (Les Marais, Mont Sec, Cezanne, Arjaloux, Ginestouse par exemple). De plus, il est intéressant de noter que les températures minimales journalières sont finalement reconstituées tout aussi bien que les températures maximales journalières, alors que précédemment, les scores de validation croisée donnaient un petit avantage à l'interpolation des températures maximales. Enfin, nous retirons de l'analyse des biais des conclusions intéressantes : ils sont en moyenne négatifs pour la température minimale, et en moyenne positifs pour la température maximale. Ce résultat prouverait donc que notre modèle à tendance à fournir des températures minimales un peu faibles et des températures maximales un peu fortes.

Par ailleurs nous tenons à souligner ici qu'il peut y avoir parfois une différence d'altitude importante entre l'altitude du poste NRC et l'altitude du pixel sur lequel ce poste se situe. Par exemple, les NRC de Plan Seti, de Fayrouyet et du Lac Nere se situent sur des pixels dont l'altitude est supérieure à l'altitude réelle du poste (entre 100 et 250m environ), ce qui peut expliquer en partie les biais négatifs importants pour ces postes, mais qu'il ne faut pas imputer abusivement au modèle.

TAB. 5.3 – Résultats de validation des champs de températures aux postes NRC

	Stations	Altitude	Température Min			Température Max		
		(m)	Biais	Nash	Rmse	Biais	Nash	Rmse
Alpes	Les Marais	925	0.69	0.95	1.61	-0.06	0.97	1.60
	Sous les Barmes	2350	-1.99	0.80	3.25	0.55	0.82	3.10
	Petite Gouille	2410	-2.13	0.70	4.10	0.56	0.60	4.30
	Notre Dame d'Aout	2500	-1.94	0.75	3.52	0.54	0.74	3.47
	Roselend	1950	-0.70	0.85	2.81	2.06	0.75	3.67
	Mont Cenis	2140	-0.01	0.94	1.80	0.89	0.80	3.58
	Plan Seti	2640	-3.59	0.60	4.54	-1.48	0.75	3.64
	Bissorte	2290	-2.23	0.76	3.66	1.21	0.79	3.32
	Agnelin	2217	-0.21	0.87	2.59	2.67	0.70	3.89
	Lac Noir	2445	-0.91	0.84	2.92	2.58	0.72	3.93
	Col de Porte	881	-0.55	0.88	2.56	2.36	0.85	3.33
	Mont Sec	1130	-0.51	0.90	2.27	2.28	0.90	2.92
	Prapic	2492	-2.13	0.71	3.65	3.24	0.50	4.63
	Chardonnet	2438	-1.80	0.79	3.22	1.79	0.79	3.40
	Cezanne	1877	-1.40	0.88	2.22	1.46	0.91	2.44
	Izoard	2275	-2.23	0.77	3.45	2.39	0.84	3.27
	Les Marrous	2685	-1.72	0.79	3.31	2.26	0.71	4.02
	Passaur	2002	-2.43	0.80	3.08	0.66	0.98	1.34
	Rougnous	2089	-3.68	0.49	4.79	1.66	0.77	3.39
	Sanguiniere	2058	-1.89	0.80	2.95	0.89	0.88	2.61
M. Central	Fayrouget	1482	-4.30	0.42	5.18	-2.87	0.81	3.79
	Le Fau	1498	-3.70	0.60	4.07	-1.90	0.90	2.62
	Arjaloux	1297	-1.16	0.89	2.25	-0.17	0.96	1.99
	Ginestouse	1265	-1.19	0.88	2.19	1.07	0.93	2.05
	La Montagne	1424	-2.28	0.78	3.01	-0.06	0.98	1.38
Pyrénées	Migouelou	2222	-0.14	0.64	3.77	2.43	0.49	4.41
	Troumouse	2429	-0.69	0.87	2.71	1.13	0.82	3.21
	Lac Nere	1949	-2.63	0.68	4.21	-3.00	0.38	6.22
	Barrada	2353	-1.53	0.73	3.75	1.04	0.76	3.69
	Pra Long	1486	-2.17	0.74	3.73	-1.60	0.70	4.28
	Albeille	2194	-1.38	0.77	3.45	2.36	0.74	3.69
	Les Songes	2034	-1.59	0.79	3.22	1.68	0.84	3.04
	Font Negre	2133	-1.07	0.75	3.58	2.67	0.73	3.67
	Juclar	2304	-1.73	0.71	3.33	2.28	0.77	3.40
	Les Dougnes	2300	-1.65	0.74	3.42	1.46	0.83	3.11
	Gaougeta	2007	-1.97	0.70	3.91	1.95	0.80	3.57
	St Joseph	1820	-1.54	0.76	3.60	0.70	0.84	3.07



(a) Les Marais - Tmin

(b) Les Marais - Tmax

(c) Passaur - Tmin

(d) Passaur - Tmax

FIG. 5.11 – Comparaison des séries de température des NRC "Les Marais" et "Passaur" avec le modèle

5.7 Conclusion

Nous avons développé dans ce chapitre une méthode d'interpolation des températures minimale et maximale journalières qui s'appuient sur l'utilisation de gradient altimétrique saisonnier adaptés au caractère pluvieux ou non des journées. Nous disposons à l'aide de ce modèle de grilles de températures minimale et maximale journalières à la maille de $1km$, disponibles sur la période 1953-2005. Les scores de validation croisée ainsi que la validation directe sur des postes de température d'altitude, nous permettent d'être confiants sur la qualité de restitution de ces séries de températures, même en altitude.

Chapitre 6

Modélisation nivale

Ce chapitre cherche à répondre en partie à la question principale qui interpelle régulièrement l'hydrologue : quel crédit peut-on apporter en altitude, à une interpolation des précipitations réalisées à l'aide de postes d'observation très majoritairement installés en vallée ?

Nous entreprenons donc ici de comparer les mesures d'altitude de l'équivalent en eau du manteau neigeux du réseau EDF, avec les séries de précipitations journalières estimées sur chacun des pixels où se situent ces appareillages de mesure. **Dans la suite, nous utiliserons parfois simplement "l'équivalent en eau" pour désigner l'équivalent en eau du manteau neigeux**.

Le réseau EDF dispose de deux types de chroniques de mesure de l'équivalent en eau :

- Des sondages par carottage, effectués en un grand nombre de points à des fréquences mensuelles ou au moins une fois par an vers le 1er avril.
- Des télénivomètres et des NRC, dont le réseau est beaucoup moins dense, mais dont l'information est disponible de manière continue au pas de temps journalier.

L'objectif de ce chapitre est donc de comparer ces différentes mesures d'équivalent en eau aux précipitations estimées au droit de ces appareillages. Cependant, précipitations et équivalent en eau ne sont pas directement comparables. L'équivalent en eau est le résultat des processus d'accumulation (essentiellement l'hiver) et de fonte (plutôt au printemps) qui rendent difficile la comparaison avec des mesures de précipitations.

Nous pouvons alors travailler suivant deux approches :

- une très simple qui repose sur la comparaison pendant les mois d'hiver (absence de fonte a priori et précipitations exclusivement solides) entre les variations positives de l'équivalent en eau et les cumuls de précipitation correspondants.
- une plus complexe, qui permet d'aller plus loin dans la saison d'enneigement, en acceptant qu'il y ait des épisodes de fusion ou de pluie, mais au prix d'une modélisation de la phase des précipitations et de la fusion de la neige, afin de calculer un équivalent en eau résultant, modélisé, et comparable à l'équivalent en eau mesuré.

La première approche sera abordée brièvement dans le dernier paragraphe, dans la mesure où elle nécessite un nombre d'enregistrements suffisamment fréquents pour donner de bons résultats, ce qui n'est pas toujours le cas des chroniques de sondages.

Nous commencerons par présenter la deuxième approche, en introduisant un modèle "neige" qui servira à construire au droit de chaque station de mesure de neige, des chroniques journalières d'accumulation et de fonte à partir des précipitations estimées au pixel

où se situe la station considérée. Ces chroniques modélisées seront ainsi comparables aux différentes mesures de l'équivalent en eau pour chaque journée où la mesure existe (tous les jours a priori pour les enregistrements continus, une fois par mois en moyenne pour les sondages).

Ce modèle simple s'appuie sur trois données d'entrée disponibles sur la période 1953-2005 sur tous les pixels de notre domaine d'étude :

- une série de précipitation Ps,
- une série de température minimale Tn,
- une série de température maximale Tx.

Nous nous proposons ici d'utiliser à partir de ces trois données d'entrée, un modèle neige du type "degré/jour". EDF a développé sa propre "routine neige" (Paquet, 2004), qu'elle utilise dans un modèle hydrologique à réservoirs, version évoluée de son modèle hydrologique opérationnel : le modèle MORDOR (Garçon, 1996; Paquet et Garçon, 2000). Dans un premier temps nous présenterons ce modèle neige qui a servi de base à notre travail, mais qui n'a pas été construit au départ pour fonctionner de manière ponctuelle.

Nous avons travaillé à partir de ce modèle, que nous avons légèrement modifié pour aboutir à une routine assez simple qui servira à la modélisation de l'équivalent en eau du manteau neigeux en chaque poste de neige.

6.1 Présentation du modèle neige

L'équivalent en eau du manteau neigeux est le fruit de processus très complexes (accumulation et fonte du manteau neigeux, fusion au sol, sublimation, condensation, etc.) qui nécessitent l'utilisation d'un grand nombre de variables pour être décrits précisément (rayonnement solaire, albédo de la neige, température de l'air, pression, humidité, nébulosité, etc.). Des modèles nivaux capables de décrire ces processus de manière très précise existent, mais ils sont tributaires de la disponibilité de l'ensemble des mesures des variables d'entrée qu'ils utilisent (Obled et Rosse, 1975).

Sur des sites isolés, sans aucune autre mesure que celles de l'équivalent en eau, il est malgré tout possible, si on accepte de dégrader un tant soit peu les résultats de modélisation, de s'affranchir de la connaissance de la majorité de ces variables, exception faite de la température de l'air (en plus de la précipitation), pour modéliser de manière acceptable l'évolution de l'équivalent en eau. Il existe en effet une relation forte entre température de l'air et bilan thermique, et donc entre température de l'air et accumulation et fonte du manteau neigeux, que l'on approche en utilisant des modèles dits à "degrés/jour".

6.1.1 Description du modèle neige EDF

Ce modèle utilise trois données d'entrée :

- La précipitation $P(t)$ $t \in [1, N_j]$,
- La température minimale $Tn(t)$ $t \in [1, N_j]$,
- La température maximale $Tx(t)$ $t \in [1, N_j]$.

Avant toute chose, le modèle considère que la connaissance des précipitations en montagne est potentiellement sujette à d'importants biais. De ce fait, la série de précipitation

est donc immédiatement affectée d'un coefficient de correction Cp à caler empiriquement. Ainsi nous avons :

$$Ps(t) = Cp \cdot P(t)$$

Dans les applications courantes de ce modèle, la sous estimation des précipitations engendre très souvent $Cp \geq 1$. Le rêve de tout hydrologue est bien sur d'arriver à se passer de ce paramètre en obtenant à tous les coups $Cp \approx 1$[1].

La variable t représente le temps et évolue entre 1 et N_j le nombre de journées considérées. Pour une journée t donnée, nous construisons les trois variables de températures suivantes :

- la température de précipitation, qui est en fait la température moyenne et qui servira à estimer la fraction pluie/neige de chaque précipitation journalière :

$$Tpr(t) = \frac{Tn(t) + Tx(t)}{2}$$

- la température de regel nocturne (modulée par la température maximale du jour) :

$$Trg(t) = Ptrg \cdot Tn(t) + (1 - Ptrg) \cdot Tx(t)$$

- la température de fonte diurne (modulée par la température minimale du jour) :

$$Tf(t) = Ptf \cdot Tn(t) + (1 - Ptf) \cdot Tx(t)$$

Les paramètres $Ptrg$ et Ptf sont des paramètres du modèle à caler.

Les jours de précipitation (c'est à dire $Ps(t) > 0$), nous réalisons une discrimination pluie/neige à l'aide de la fonction de répartition proposé par l'U.S. Corps of Engineers (North pacific division corps of engineers, 1956) et en utilisant la température de précipitation. Nous pouvons estimer ainsi la fraction liquide Fl :

$$\begin{cases} Tpr(t) < -1.7°\text{C} & \Rightarrow \quad Fl = 0 \\ -1.7°\text{C} \leq Tpr(t) < 1.1°\text{C} & \Rightarrow \quad Fl = (15.9019 \cdot \exp(Tpr(t)) - 4.4456)/100 \\ 1.1°\text{C} \leq Tpr(t) < 4.4°\text{C} & \Rightarrow \quad Fl = (40.6878 \cdot \log(Tpr(t)) + 39.0121)/100 \\ Tpr(t) > 4.4°\text{C} & \Rightarrow \quad Fl = 1 \end{cases} \tag{6.1}$$

Le graphique de la figure 6.1 illustre les valeurs prises par Fl en fonction de la température de précipitation.

Nous distinguons alors la fraction de précipitation qui tombe sous forme de pluie et qui s'écoule directement ou s'infiltre dans le manteau, de la neige qui s'accumule :

$$\begin{cases} Pls(t) & = & Ps(t) \cdot Fl & \text{Pluie} \\ Ngs(t) & = & Ps(t) \cdot (1 - Fl) & \text{Neige} \end{cases}$$

La neige s'accumule, et le stock de neige Sn évolue comme suit :

[1] Nous voudrions que nos estimations améliorées des précipitations nous approchent de cette valeur. L'étude des valeurs prises par ce paramètre calibré constituera donc une importante étape de validation de nos interpolations de précipitation en altitude

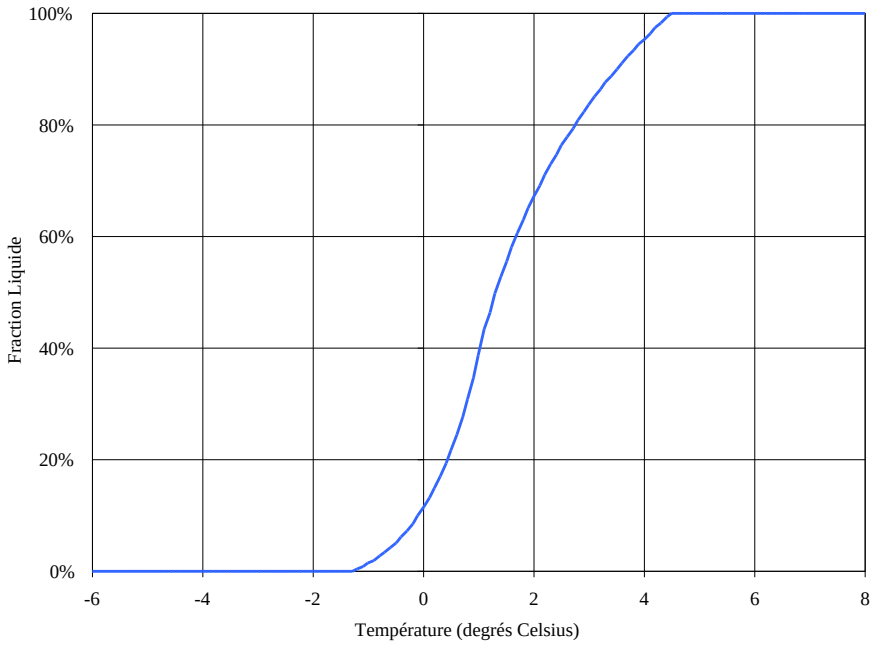


FIG. 6.1 – Fraction liquide des précipitations en fonction de la température de précipitation

$$Sn(t) = Sn(t-1) + Ngs(t)$$

Nous associons à ce stock de neige, un "stock de froid", en fait une température de stock Tst, qui dépend de sa valeur de la veille, ainsi que de la température de regel Trg :

$$Tst(t) = Atst0 \cdot Trg(t) + (1 - Atst0) \cdot Tst(t-1)$$

L'évolution de Tst correspond au refroidissement nocturne (par rayonnement essentiellement) du manteau. Lorsqu'il neige ($Ngs(t) > 0$), nous considérons un apport calorique, dû à la présence de la couverture nuageuse qui emprisonne les rayonnements infrarouges, qui se traduit à l'aide du paramètre Pnf comme suit :

$$Tst(t) = \frac{Sn(t) \cdot Tst(t) + Pnf \cdot Ngs(t) \cdot Tpr(t)}{Sn(t) + Pnf \cdot Ngs(t)}$$

$Atst0$ et Pnf sont des paramètres du modèle à caler.

Bien sûr, à aucun moment nous ne pouvons avoir une température de stock positive, et nous forçons donc chaque jour Tst à rester négative où nulle, de ce fait :

$$\forall t \in [1, N_j],\ Tst(t) \leq 0$$

La fonte du stock de neige se découpe quant à elle en trois parties :

- La fonte superficielle $Fnt1$,
- La fonte à la base du manteau $Fnt2$ ("Ground Melt")
- La contribution glaciaire éventuelle $Fngl$.

La fonte superficielle est estimée à travers un modèle degrés/jour très simple :

$$Fnt1 = Kf \cdot Tf(t)$$

Bien sur si $Fnt1 < 0$ alors $Fnt1 = 0$. Lorsque la température de stock devient nulle, la fonte s'intensifie, ce que nous traduisons par une majoration de $Fnt1$ à l'aide du paramètre bkf :

$$Tst(t) = 0 \Rightarrow Fnt1 = Fnt1 \cdot (1 + Bkf)$$

Le modèle considère le coefficient de fonte Kf comme constant tout au long de l'année, ce qui est en fait inexact. En réalité le coefficient de fonte augmente au cours de la saison, notamment à cause de l'évolution de l'albédo du manteau neigeux. L'introduction du paramètre bkf permet de modifier à la hausse le coefficient de fonte en fin de saison.

Par ailleurs, lorsqu'il pleut sur le manteau, nous introduisons une fonte supplémentaire gouvernée par Kpl due à l'action de la pluie sur le manteau neigeux :

$$Tpr(t) > 0 \Rightarrow Fnt1 = Fnt1 + Kpl \cdot Pls(t) \cdot Tpr(t)$$

Une partie de la fonte superficielle peut éventuellement regeler au contact du stock de neige. Nous traduisons cette action de la capacité calorifique du stock de neige par l'introduction d'une lame d'eau regelée Lrg définit par :

$$Lrg = Krg \cdot Tst(t)$$

Et nous écrivons alors :

$$Fnt1 = Fnt1 - Lrg$$

Bien sur $Krg \leq 0$ et nous imposons $0 \leq Lrg \leq Fnt1$, par ailleurs pour chaque étape des calculs nous vérifions à chaque fois que $0 \leq Fnt1 \leq Sn(t)$, c'est à dire qu'il ne peut fondre plus d'eau qu'il y en a de disponible dans le manteau.

Kf,Bkf, Krg et Kpl sont des paramètres du modèle à caler.

La fusion au sol se traduit dans le cas où il n'y a pas de surface glaciaire par :

$$Fnt2 = Gm$$

Nous imposons bien sur $0 \leq Fnt2 \leq Sn(t)$. Gm est un paramètre du modèle à caler.

Enfin, lorsque la neige est épuisée (le stock de neige est nul), nous modélisons la contribution glaciaire (lorsqu'elle existe) par une lame de fonte $Fngl$ gouvernée par un paramètre Kgl :

$$Sn(t) = 0 \Rightarrow Fngl = Kgl \cdot Tf(t)$$

Bien sur nous imposons $0 \leq Fngl$, et Kgl est un paramètre du modèle à caler.

Au bilan, la lame de fonte totale Lft s'écrit :

$$\begin{aligned} Lft \quad = \quad & Fnt1 \text{ Fonte superficielle} \\ & +Fnt2 \text{ Fonte sous le manteau éventuelle} \\ & +Fngl \text{ Contribution glaciaire éventuelle} \end{aligned}$$

Le stock de neige est alors diminué de cette lame de fonte :

$$Sn(t) = Sn(t) - Lft(t)$$

Une fois l'ensemble des N_j journées enchaînées, nous disposons des sorties du modèle neige qui se résument à :

- L'évolution du stock de neige $Sn(t)$ $t \in [1, N_j]$
- La température du stock de neige $Tst(t)$ $t \in [1, N_j]$
- La lame de fonte $Lft(t)$ $t \in [1, N_j]$
- La précipitation liquide $Pls(t)$ $t \in [1, N_j]$

Les séries Lft et Pls peuvent ensuite être utilisées comme entrées d'un modèle hydrologique afin de réaliser une simulation de débit.

6.1.2 Paramétrage du modèle

Le modèle neige présenté ci-dessus est ainsi constitué de 11 paramètres, auquel se rajoute un paramètre d'état S_gl1 qui précise la présence où non de glace sur le pixel considéré. Nous résumons les caractéristiques de ses 12 paramètres dans le tableau 6.1, dans lequel nous précisons en particulier leurs bornes inférieures et supérieures retenues.

TAB. 6.1 – Les 12 paramètres du modèle neige MORDOR

Nom	Description	Borne Inf	Borne Sup	Unité
Cp	Coefficient de correction des précipitations	0.8	1.2	-
Ptf	Pondération de la température minimale dans la température de fusion	0	1	-
$Ptrg$	Pondération de la température minimale dans la température de regel	0	1	-
$Atst0$	Poids de la température de regel dans la température du stock	0	0.1	-
Pnf	Apport calorique par temps couvert	0.1	1	-
Krg	Coefficient de regel	-10	-0.5	$mm/°C/jour$
Kf	Coefficient de fonte	0	4	$mm/°C/jour$
Bkf	Fonte additionnelle	0	2	-
Gm	Coefficient de fonte sous le manteau neigeux (Ground Melt)	0.3	0.5	$mm/jour$
Kpl	Coefficient de fonte superficielle	0.0	0.1	$°C^{-1}$
Kgl	Coefficient de fonte glaciaire	6	9	$mm/°C/jour$
S_gl1	Présence de glace	Vrai ou faux		-

6.1.3 Calage des paramètres

La détermination des valeurs de ces paramètres n'est pas une chose aisée, et dépend d'abord de l'objectif du modèle. Dans un premier temps, nous cherchons à représenter au mieux les séries d'observation de l'équivalent en eau disponibles sur notre domaine d'étude. Nous disposons de 274 postes d'observation (se référer à la partie 1.2.3 à la page 12) pour lesquels nous optimiserons à chaque fois les valeurs du jeu de paramètres du modèle neige pour représenter au mieux la chronique journalière d'équivalent en eau.

Cette étape qui prend en compte les spécificités du lieu de chaque poste de mesure s'appelle la phase de calage du modèle. Les données d'entrées sont les données journalières de précipitation et de température interpolées au pixel ou se situe le poste d'observation à modéliser.

Le calage est réalisé de manière automatique. Il s'appuie sur un algorithme génétique qui fournit des jeux de paramètres, qui sont ensuite évalués par rapport à un critère statistique choisi, qui a pour but de refléter la performance du modèle. Le choix du critère statistique est prépondérant puisque il détermine ce que l'utilisateur à choisi comme optimalité, ce qui influe directement sur le jeu de paramètres final.

Nous distinguons plusieurs critères de performance :

- le critère de NASH, qui reflète l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler l'équivalent en eau par rapport à un modèle de référence qui donnerait sur toute la période considérée un équivalent en eau constant égal à l'équivalent en eau moyen. Un critère égal à 1 signifie que l'erreur du modèle est nulle (le modèle est parfait), une valeur inférieure à zéro signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement du bassin que le modèle constant. Son expression est donnée par :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1,n} (VE_i^* - VE_i)^2}{\sum_{i=1,n} (VE_i - \mu_{VE})^2}$$

- L'écart relatif dV entre le volume d'équivalent en eau estimé et le volume d'équivalent en eau modélisé. Ce critère doit être faible, c'est une variable de contrôle nécessaire mais pas suffisante :

$$dV = 1 - \frac{\int VE^*}{\int VE}$$

- Le Biais :

$$B = \frac{\mu_{VE^*}(n)}{\mu_{VE}(n)}$$

Dans les formules précédentes, pour un poste d'observation donné :

- n est le nombre d'observations d'équivalent en eau disponibles,
- VE_i $i \in [1,n]$ les n observations d'équivalent en eau (VE pour "Valeur en Eau"),
- $VE^*{}_i$ $i \in [1,n]$ les n estimations correspondantes,
- $\mu_{VE}(n)$ représente la moyenne des observées,
- $\mu_{VE^*}(n)$ la moyenne des estimées.

En pratique, nous utiliserons le critère composite f suivant, qui permet de contraindre le modèle à la fois sur le NASH et le Biais :

$$f = (1 - NASH)^2 \cdot (1 + |B|)^2 \tag{6.2}$$

6.1.4 Période de calage

Nous entendons ici par période de calage, la partie de l'année sur laquelle sera réalisé le calage. Le calage peut ainsi être mené sur toutes les années de mesures disponibles à la station, ou bien seulement sur les mesures réalisées pendant les périodes d'accumulation, ou bien encore seulement sur les périodes de fonte. Nous distinguons ainsi deux périodes, les périodes d'accumulation et de fonte, qui correspondent en général aux mois de janvier à mars d'une part, puis d'avril à juin d'autre part.

Les processus de fonte seront donc principalement identifiés sur la période de fonte (par exemple le choix du coefficient de fonte Kf), et les processus d'accumulation plutôt sur la période d'accumulation (comme par exemple le coefficient de majoration Cp).

6.1.5 Exemple de modélisation : le NRC de Sanguinière

Le NRC de Sanguinière est exploité depuis la saison 2001-2002 dans les Alpes du Sud. Nous disposons de son installation à l'automne 2005 de 4 saisons hivernales complètes que nous nous proposons d'approcher avec le modèle neige. Nous utilisons en entrée du modèle les séries de précipitation et de température interpolées au pixel sur lequel se situe ce poste. Le tableau 6.2 présente le jeu de paramètres optimal ainsi que les scores obtenus pour la modélisation de cette série d'équivalent en eau, et la figure 6.2 propose un graphique reprenant la chronique observée en rouge et la chronique modélisée en bleu (kgl n'a pas besoin d'être calé puisque la contribution glaciaire est nulle).

TAB. 6.2 – Jeu de paramètres obtenus pour le NRC de Sanguinière

Paramètres	Valeurs calées
Cp	1.079
Ptf	0.465
$Ptrg$	0.336
$Atst0$	0.003
Pnf	0.000
Krg	-1.168
Kf	1.631
Bkf	1.170
Gm	0.305
Kpl	0.011
Kgl	-
S_gl1	Faux

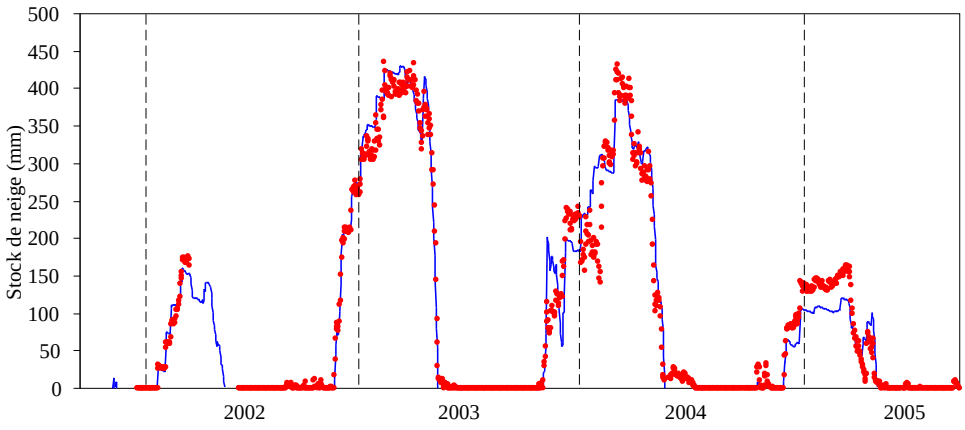


FIG. 6.2 – Chroniques observée (en rouge) et modélisée (en bleu) pour le NRC de Sanguinière

6.2 Amélioration du modèle neige

Le modèle neige présenté dans le paragraphe précédent semble avoir les capacités de représenter de manière réaliste l'évolution du manteau neigeux durant l'année au vu des premiers résultats obtenus au NRC de Sanguinières. Néanmoins il nécessite le calage de 10 paramètres (nous n'abordons pas ici la problématique de la contribution glaciaire, ce qui élimine de facto 2 paramètres). Le calage de ces 10 paramètres n'est pas réellement un problème en soi lorsqu'on cherche à reproduire un seul poste d'observation.

Cependant, un nombre trop important de paramètres peut devenir gênant quand on travaille sur plusieurs stations et que l'on souhaite comparer les jeux de calage optimaux entre eux. En effet, en considérant par exemple le cas de deux paramètres corrélés, où le cas d'un paramètre peu déterminé, il est tout à fait possible d'obtenir deux simulations quasi identiques avec deux paramétrages très différents (équifinalité). Nous avons donc cherché à réduire le nombre de paramètres du modèle, sans le dégrader pour autant (Garavaglia, 2007).

Il convient donc de définir les paramètres les plus influents sur le résultat de modélisation, en évaluant le poids de chacun des 10 paramètres dans les scores de modélisation. Ces paramètres principaux seront laissés à l'appréciation de l'algorithme de calage, quant aux paramètres secondaires, on cherchera à les fixer à une valeur commune pour tous les appareils que nous cherchons à modéliser.

Enfin, même si nous ne traiterons pas cet aspect dans ce chapitre, un des objectifs de notre travail est de produire à terme une cartographie de l'équivalent en eau du manteau neigeux. Le modèle neige décrit ci-dessus sera utilisé sur l'ensemble des pixels du domaine d'étude. Il sera nécessaire de produire un jeu de paramètres pour chaque pixel. Ce travail est très simple quand on dispose d'un poste de mesure sur le pixel, il suffit d'affecter au pixel le jeu de paramètres calés sur la chronique observée. Pour le reste des pixels, c'est à dire la grande majorité, il faudra tout de même proposer un jeu de paramètres. Les paramètres devront donc être spatialisés, à partir des quelques valeurs identifiées aux postes d'observation. Moins les paramètres sont nombreux et plus ils sont déterminés, plus cette spatialisation sera abordable.

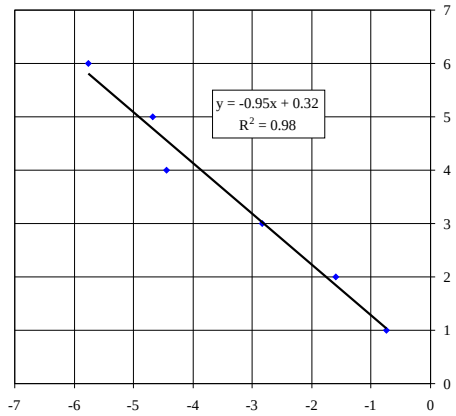


FIG. 6.3 – Évolution du coefficient de regel en fonction du coefficient de fonte

En effet, d'une part le nombre de paramètres à spatialiser se réduit, et d'autre part les paramètres acquièrent une signification physique, que nous espérons en partie explicable à l'aide de variables d'environnement telles que la pente, l'orientation, ou l'altitude par exemple ; ou tout du moins que nous chercherons à lier statistiquement à celles-ci.

6.2.1 Coefficient de fonte et coefficient de regel

Une rapide prise en main du code de calcul permet de mettre en évidence que les paramètres Kf et Krg sont extrêmement corrélés entre eux, comme en témoigne la figure 6.3. Dans cette figure, nous avons repris l'exemple du NRC de Sanguinière, avec lequel nous avons réalisé une succession de calages, en fixant à chaque fois le coefficient de fonte Kf à des valeurs différentes comprises entre 1 et 6. Nous avons noté les valeurs obtenues correspondantes pour le coefficient de regel Krg, puis reporté l'ensemble de ces couples de valeurs $Kf - Krg$ dans le graphique de la figure 6.3.

Le résultat est très intéressant, il permet de mettre en évidence la très forte corrélation entre les paramètres Kf et Krg. Ce résultat se retrouve pour l'ensemble des autres postes de mesure disponibles, c'est pourquoi nous avons décidé de supprimer le paramètre Krg, en le substituant par Kf :

$$Krg = -Kf$$

6.2.2 Classement des paramètres

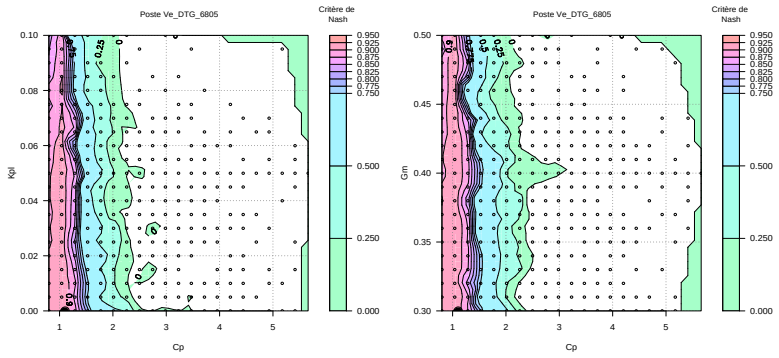
Nous avons cherché à caractériser chacun des 9 paramètres restants, afin de déterminer les paramètres qui sont le mieux déterminés, c'est à dire dont la valeur à le plus d'influence sur le score de modélisation. Nous avons réalisé ce travail à l'aide de l'exemple de Sanguinière. Nous avons effectué un nombre très important de simulations, en notant pour chaque combinaison de paramètres, le score de modélisation obtenu. Les figures 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.11 et 6.12, présentent les surfaces de réponses du modèle neige pour chaque couple de paramètre. Nous reportons dans chacun des graphiques, la valeur de NASH obtenu pour chaque couple des deux paramètres considérés.

En d'autres termes, Nous pouvons imaginer un espace à 9 dimensions, dont les axes représentent chacun des 9 paramètres. Chacune des figures représente un plan en deux dimensions de cet espace comprenant les axes des deux paramètres considérés. Si les surfaces de meilleurs scores sont très étendues, cela veut dire que la valeur du paramètre a peu ou pas d'influence sur la modélisation, au contraire si les surfaces des meilleurs scores sont bien déterminées, c'est que le paramètre est très influent sur la modélisation.

Au vue de la figure 6.4, le paramètre Cp semble être le paramètre le plus déterminant en terme de qualité de la modélisation. Les paramètres Ptf (figure 6.7) et $Ptrg$ (figure 6.10) sont également importants dans l'établissement d'un bon résultat. Ensuite, les paramètres $Atst0$ (figure 6.11) et Kf (figure 6.8) restent importants, même si c'est dans une moindre mesure.

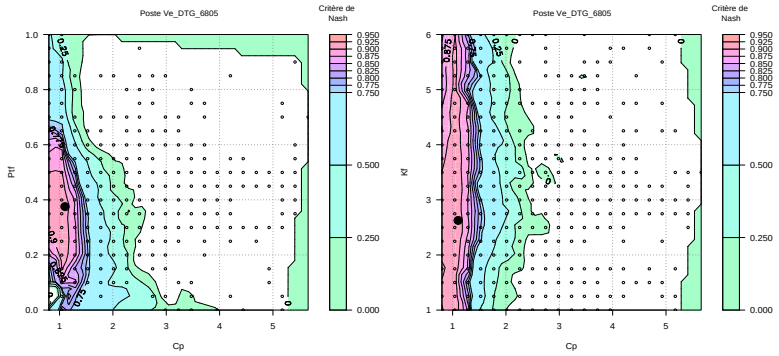
Les paramètres Kpl, Gm, Bkf et Pnf sont quant à eux peu déterminants, ils seront fixés à une valeur commune à toutes les stations par la suite.

Nous disposons donc maintenant d'un modèle neige constitué de seulement 5 paramètres à caler localement.



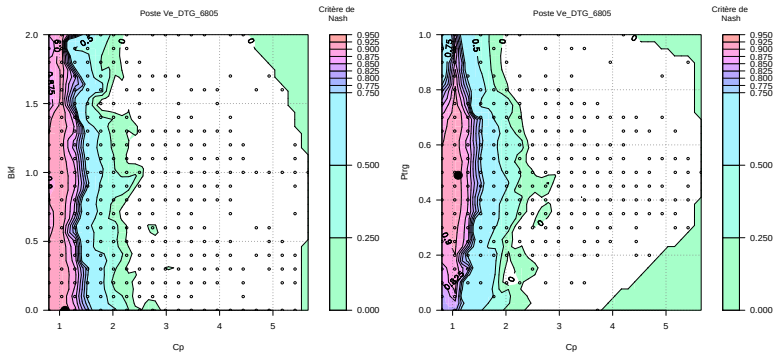
(a) Kpl

(b) Gm



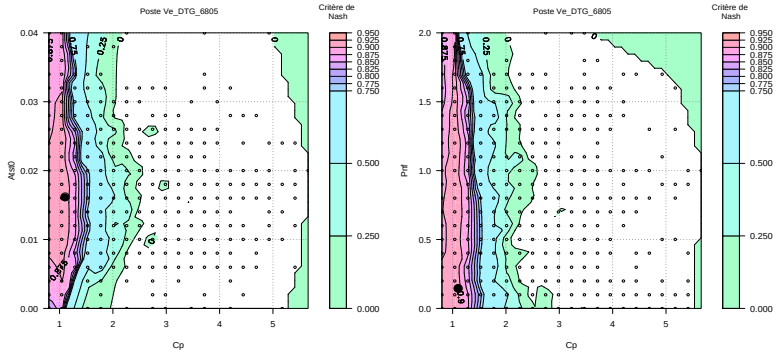
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Bkf

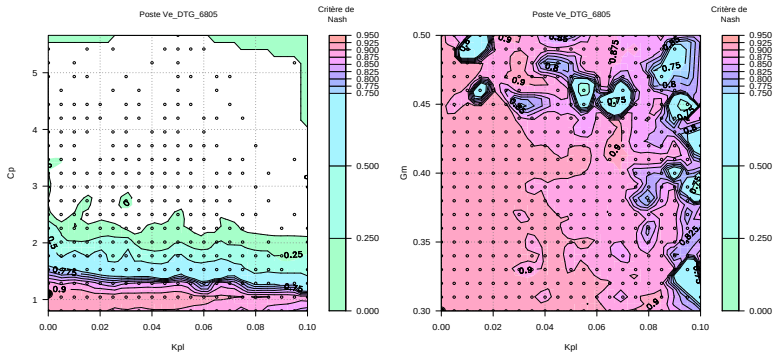
(f) Ptrg



(g) Atst0

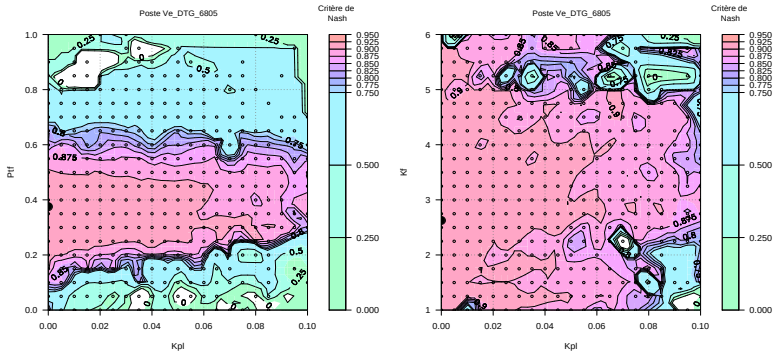
(h) Pnf

FIG. 6.4 – Le paramètre Cp



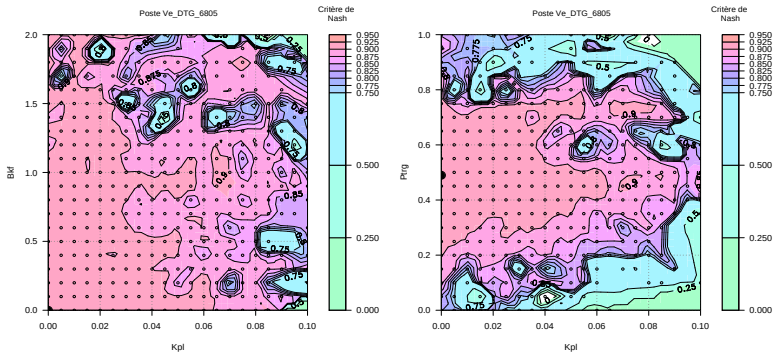
(a) Cp

(b) Gm



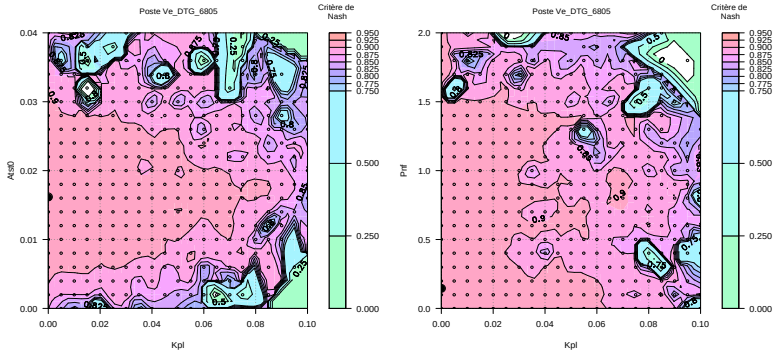
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Bkf

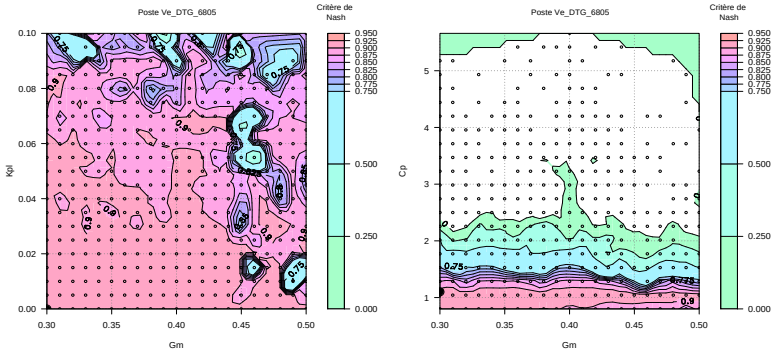
(f) Ptrg



(g) Atst0

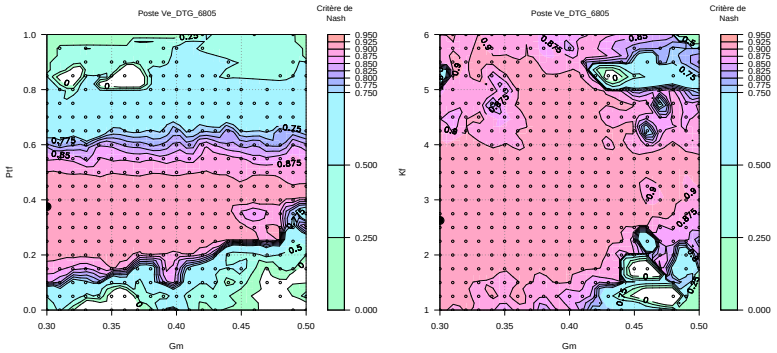
(h) Pnf

FIG. 6.5 – Le paramètre Kpl



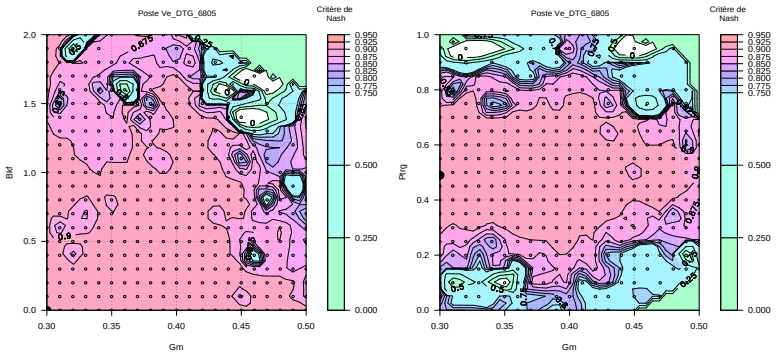
(a) Kpl

(b) Cp



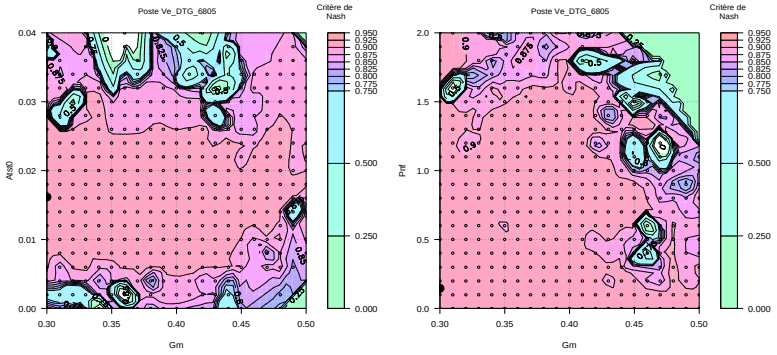
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Bkf

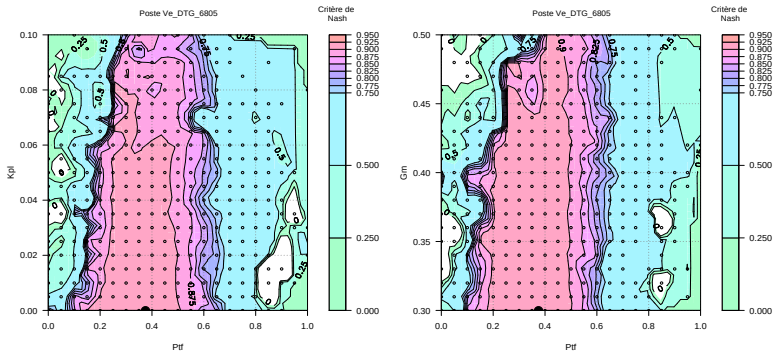
(f) Ptrg



(g) Atst0

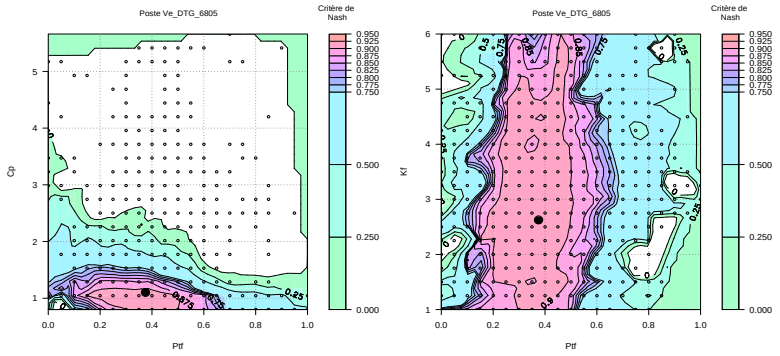
(h) Pnf

FIG. 6.6 – Le paramètre Gm



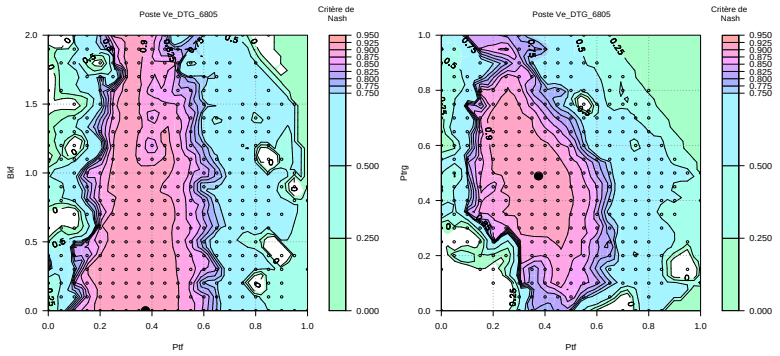
(a) Kpl

(b) Gm



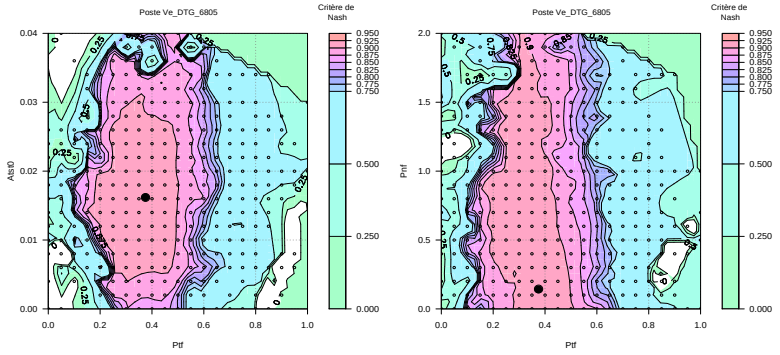
(c) Cp

(d) Kf



(e) Bkf

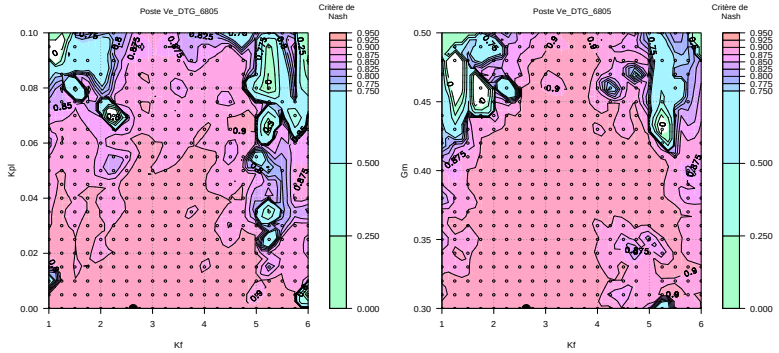
(f) Ptrg



(g) Atst0

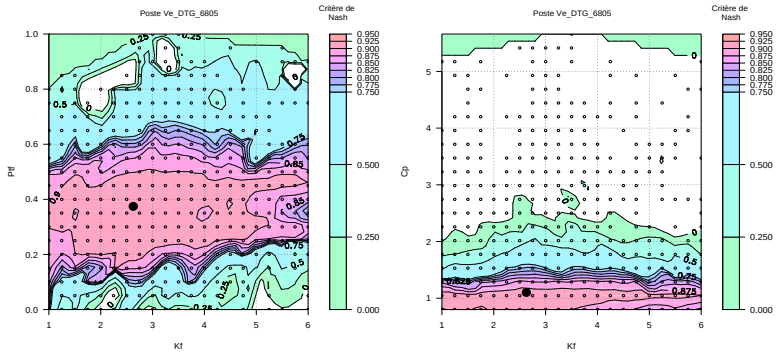
(h) Pnf

FIG. 6.7 – Le paramètre Ptf



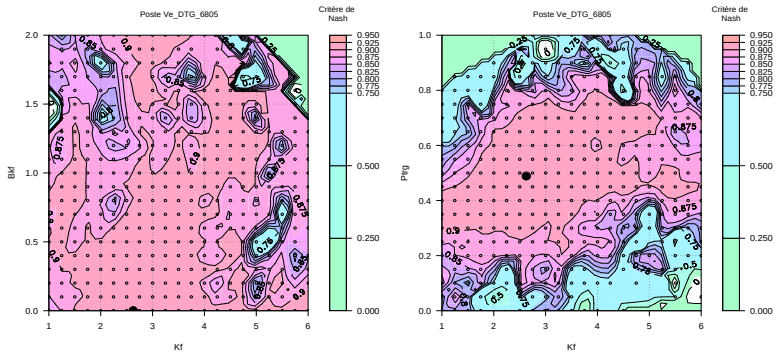
(a) Kpl

(b) Gm



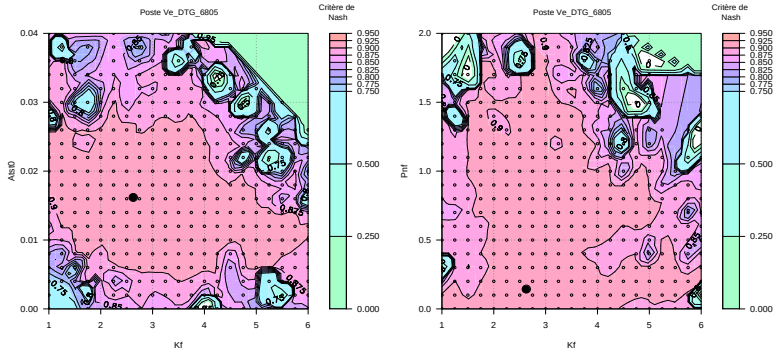
(c) Ptf

(d) Cp



(e) Bkf

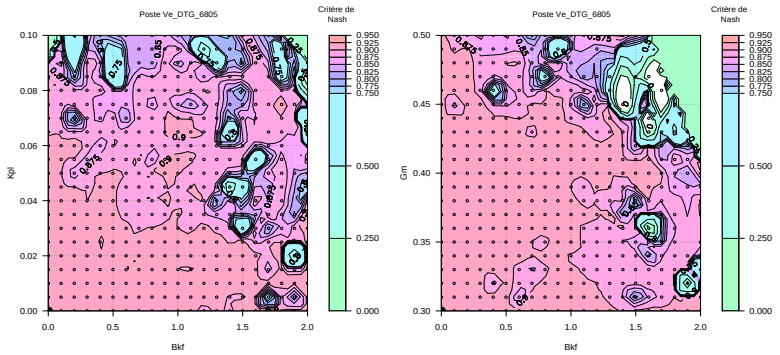
(f) Ptrg



(g) Atst0

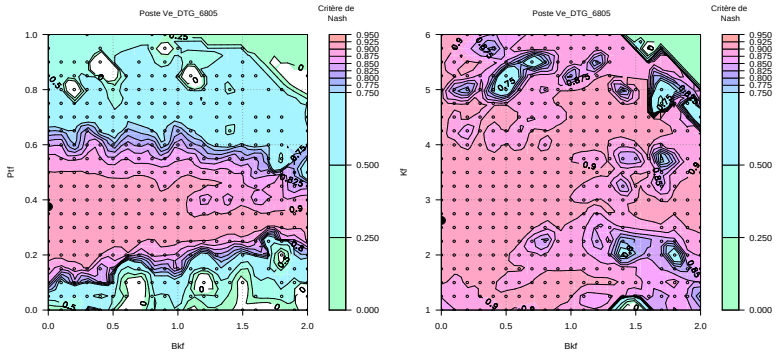
(h) Pnf

FIG. 6.8 – Le paramètre Kf



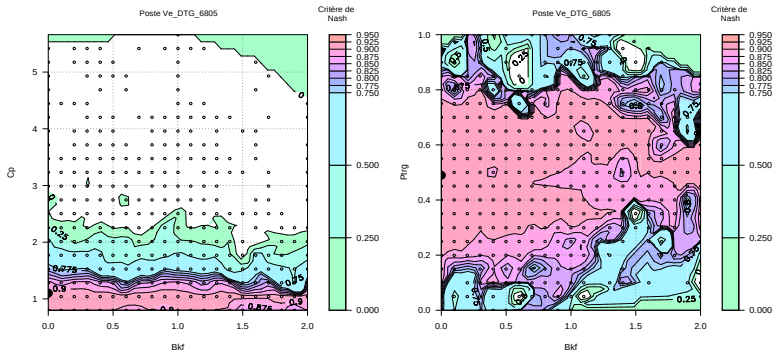
(a) Kpl

(b) Gm



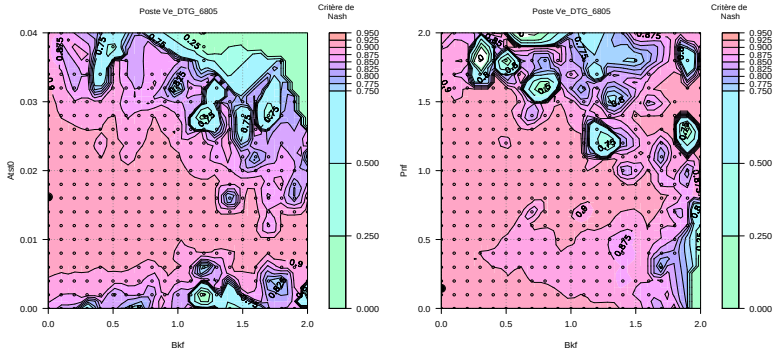
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Cp

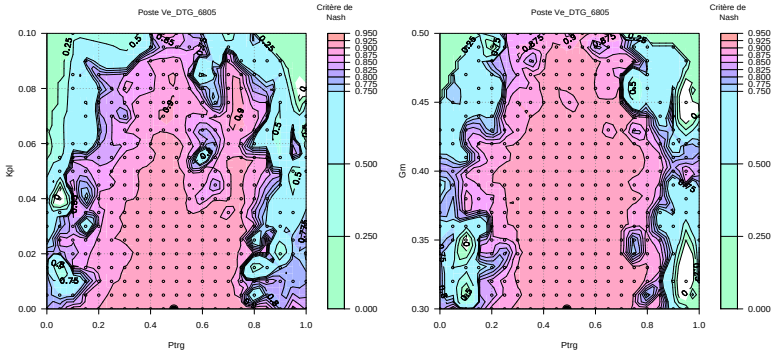
(f) Ptrg



(g) Atst0

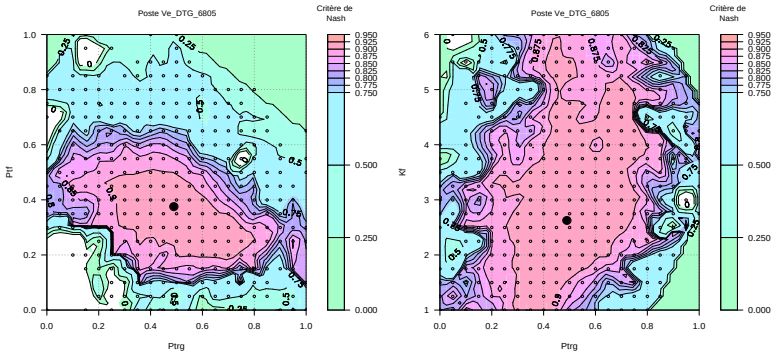
(h) Pnf

FIG. 6.9 – Le paramètre Bkf



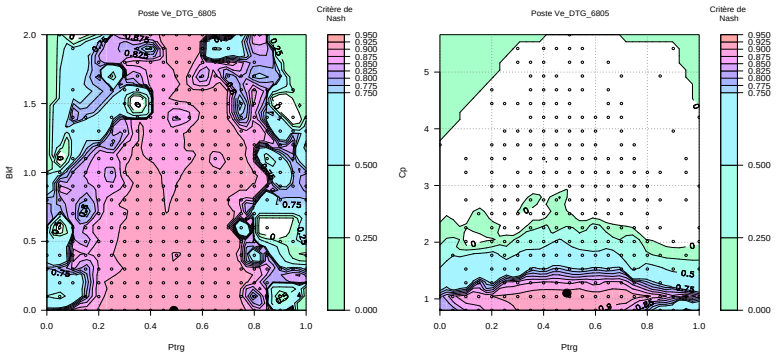
(a) Kpl

(b) Gm



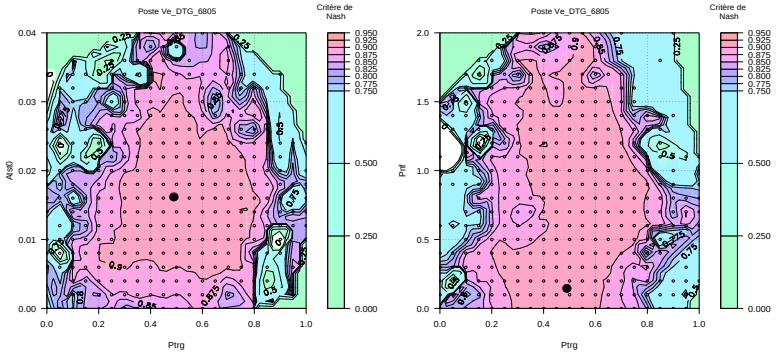
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Bkf

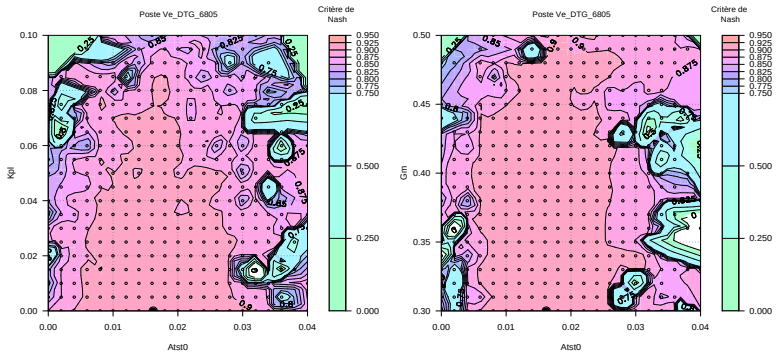
(f) Cp



(g) Atst0

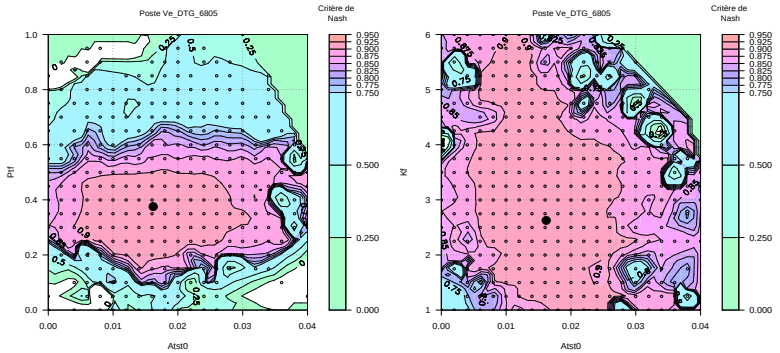
(h) Pnf

FIG. 6.10 – Le paramètre Ptrg



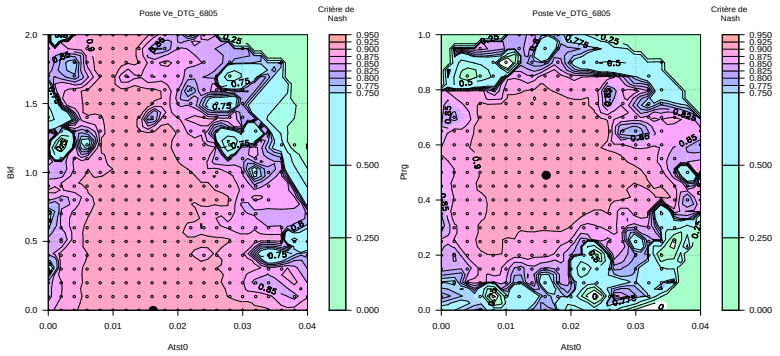
(a) Kpl

(b) Gm



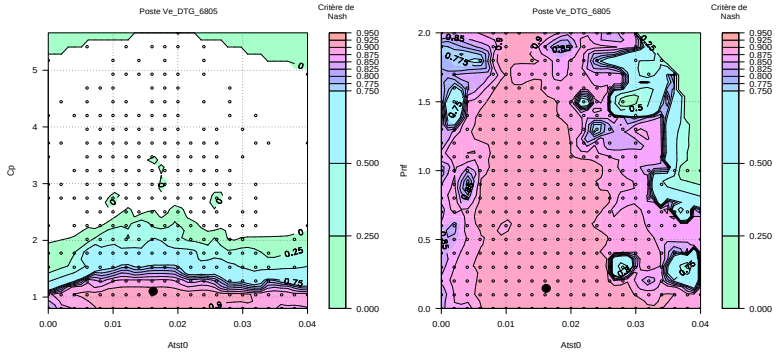
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Bkf

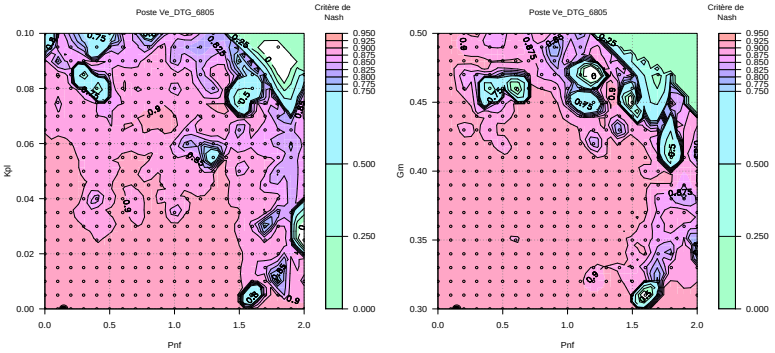
(f) Ptrg



(g) Cp

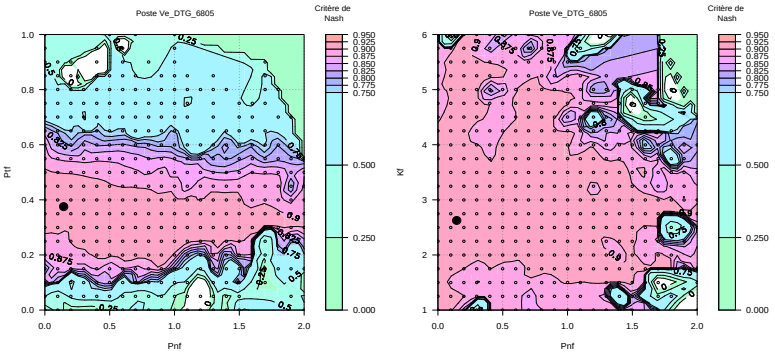
(h) Pnf

FIG. 6.11 – Le paramètre Atst0



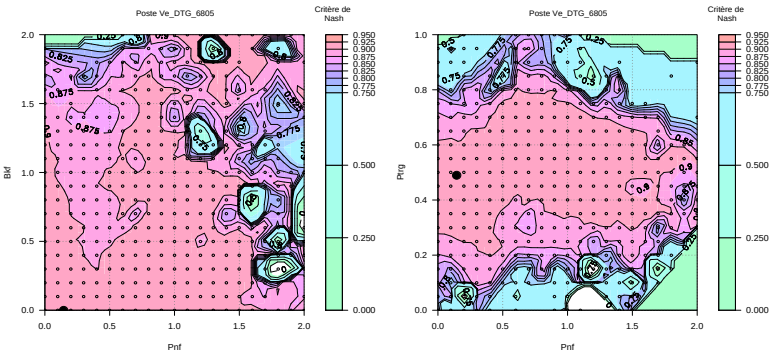
(a) Kpl

(b) Gm



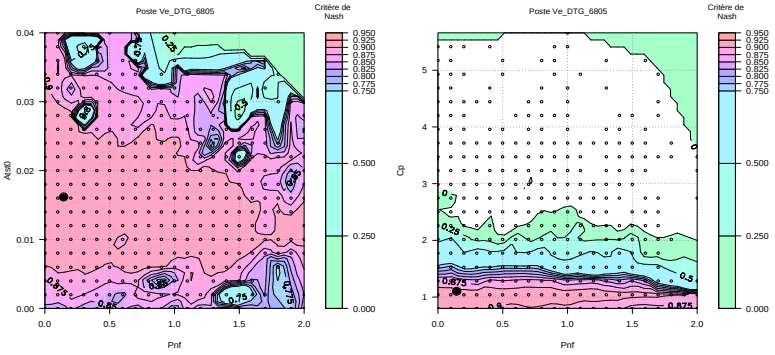
(c) Ptf

(d) Kf



(e) Bkf

(f) Ptrg



(g) Atst0

(h) Cp

FIG. 6.12 – Le paramètre Pnf

6.3 Coefficient de majoration des précipitations

Les difficultés d'estimation des précipitations en montagne ont conduit historiquement à utiliser un coefficient de majoration des précipitations, dans la mesure où l'estimation des précipitations en montagne s'effectuait principalement à l'aide de postes d'observation situés en vallée. Ainsi, un coefficient majorateur a d'abord été introduit dans le modèle hydrologique MORDOR d'EDF (Garçon, 1996, 1999), afin de boucler le bilan hydrologique global sur le bassin modélisé : les pluies mesurées en vallée étaient multipliées par ce coefficient avant de servir de données d'entrée au modèle hydrologique.

De la même manière, le coefficient majorateur Cp a été introduit dans le modèle neige EDF, puisqu'on soupçonnait que la précipitation estimée à l'aide d'observations de vallée ne serait pas suffisante pour pouvoir correctement représenter les accumulations de neige mesurées en montagne.

Aujourd'hui, notre modèle d'estimation des précipitations est censé proposer une série de précipitation non biaisée en volume au point que l'on souhaite modéliser, le problème de sous-estimation des précipitations en altitude est donc censé être résolu, et nous pouvons alors nous demander quel est l'intérêt de conserver ce paramètre ?

Ce coefficient Cp est calé sur la période d'accumulation hivernale. Période pour laquelle les précipitations sont toujours solides. Mais il est très intéressant de noter que ce coefficient varie très peu suivant la période de calage choisi, que ce soit en période d'accumulation, en période de fonte, ou toute l'année en continu, comme on peut le voir dans le tableau 6.3. Ce paramètre est finalement représentatif de l'erreur en volume qui existe entre la précipitation estimée proposée pour la modélisation, et la mesure de neige.

TAB. 6.3 – Calage du paramètre Cp en fonction de la période de calage choisie pour le NRC de Sanguinière

Période	Cp
Accumulation	1.087
Fonte	1.104
Toute la saison	1.079

De quoi peut venir cette erreur de volume ? C'est une question importante, et nous pouvons évoquer différentes causes à cette différence entre volume estimé et volume mesuré :

- "L'effet de site" de la station. Sous l'effet du vent, et parfois simplement sous l'effet des formes du relief, la neige s'accumule à certains endroits de manière préférentielle (combes, cuvettes) en délaissant d'autres parties qui se trouvent dégarnies (crêtes par exemple). Une station soumise à un fort effet de site mesurera donc soit trop, soit pas assez d'équivalent en eau par rapport à ce qui est réellement tombé sur ce site, ce qui se traduira par $Cp < 1$ (défaut de neige) ou $Cp > 1$ (excès de neige) si on considère que la précipitation estimée est rigoureusement exacte.
- La différence entre l'altitude du pixel et l'altitude réelle du poste. Dans certaines zones de montagne très accidentées, il est possible d'avoir jusqu'à $200m$ d'altitude d'écart entre l'altitude de la station d'observation et l'altitude du pixel de $1km \times 1km$ sur lequel nous proposons une estimation de précipitation. Dans la mesure où nous

considérons que la précipitation augmente avec l'altitude, ceci peut induire une différence entre précipitation mesurée sous forme neigeuse au poste et précipitation estimée (pixel "trop haut" et $Cp < 1$, ou "trop bas" et $Cp > 1$).

– Notre estimation est effectivement biaisée, même si elle est censée ne pas l'être au regard notamment des résultats de l'optimisation par validation croisée réalisée sur les postes pluviométriques (cf paragraphe 3.2.3 à la page 86).

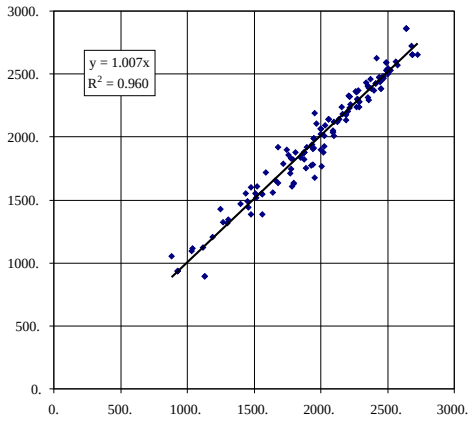


FIG. 6.13 – Altitudes des postes de neige en fonction de l'altitude des pixels sur lesquels se situent ces postes

En fait, la valeur que prendra le paramètre Cp en chaque poste de neige sera sans doute un mélange de ces trois facteurs. Néanmoins, l'effet de site et la différence d'altitude ne sont pas systématiques. Du moment que la population de stations de mesure est suffisamment importante, la moyenne des écarts entre altitude des pixels et altitude des postes est nulle comme le montre la figure 6.13, et on peut supposer que l'effet de site soit lui aussi distribué de manière aléatoire et de moyenne nulle[2].

C'est pour ces raisons qu'il est important de travailler avec un nombre conséquent de postes, sur lesquels nous chercherons à établir une tendance dans la valeur du paramètre Cp, plutôt que d'analyser la valeur intrinsèque de chaque Cp. Si en moyenne les valeurs du paramètre Cp s'approchent de $1 \pm 20\%$, c'est que l'estimation des précipitations n'est pas biaisée ; si au contraire elles sont significativement différentes de $1 \pm 20\%$, alors nous devrons nous replonger dans notre mécanisme d'interpolation des précipitations où dans les données d'entrée qu'il utilise.

Ainsi Cp est un paramètre clé, bien déterminé, indépendant des autres paramètres et finalement très peu dépendant du modèle en lui-même. L'étude des valeurs qu'il prend au droit de l'ensemble des postes d'observations de neige sera un indice très fiable de l'éventuel biais local d'estimation des précipitations en altitude.

[2]Cette hypothèse peut être discutée, dans la mesure où l'emplacement d'une station de mesure de neige est souvent choisi dans une zone abritée du vent, sans doute plus propice à l'accumulation de la neige

6.4 Reconstitution des observations

Le modèle neige à 5 paramètres décrit précédemment a donc été utilisé pour modéliser l'équivalent en eau du manteau neigeux au droit de 257 postes du réseau EDF d'observation du manteau neigeux. Nous distinguons :

- 35 NRC
- 43 Télénivomètres
- 179 Perches

Nous n'avons pas réalisé de critique supplémentaire sur ces mesures d'équivalent en eau, c'est pour cette raison que nous avons volontairement écarté certaines séries de mesure au cours de la modélisation qui semblaient comporter des anomalies (par exemple des déplacements non renseignés de perches, engendrant de fortes ruptures dans les séries).

La figure 6.14 présente les scores de NASH et les scores de biais obtenus sur les 257 postes modélisés, le tableau 6.4 récapitule les résultats de NASH par types d'appareils.

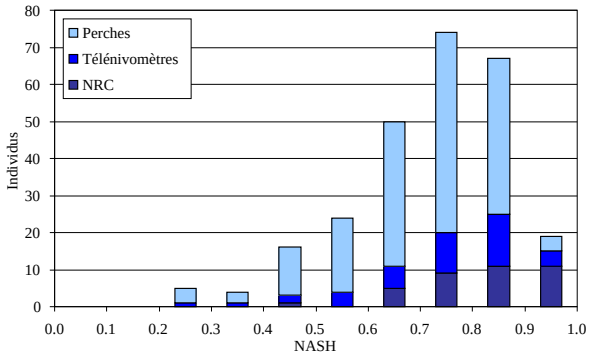
Nous avons calé notre modèle neige sur chacun des postes à l'aide du critère composite présenté dans l'équation 6.2 à la page 149. Ce critère composite permet d'obtenir un biais quasi-nul pour l'ensemble des postes. Le respect du biais nul est important, il permet d'égaliser les volumes d'eau observés et estimés, ce qui permet de donner une signification au paramètre Cp, comme nous l'avons expliqué dans le paragraphe 6.3.

Ce critère composite contraint également le calage à l'aide du score de NASH. Nous pouvons qualifier les résultats en terme de NASH de tout à fait satisfaisants. 81% des séries sont reconstituées avec un NASH supérieur à 0.6, 60% des NRC et 42% des Télénivomètres le sont avec un NASH supérieur à 0.8. Le modèle neige utilisé avec 5 paramètres semble donc capable de reproduire fidèlement les chroniques d'équivalent en eau du manteau neigeux, et fournit des scores de modélisation tout à fait acceptable.

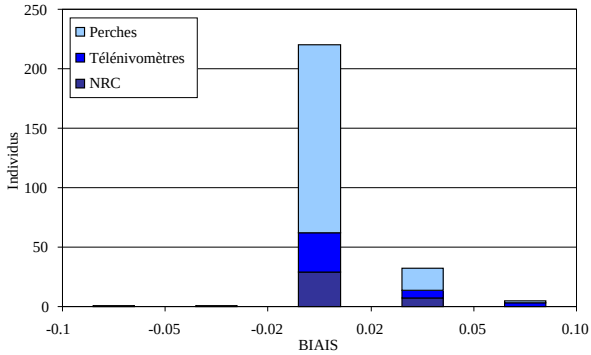
Nous présentons dans les figures 6.15, 6.18 et 6.20, quelques résultats obtenus sur les NRC, les Télénivomètres, et les perches.

TAB. 6.4 – Répartition des scores de NASH par classes

Classe de NASH	NRC	Télénivomètres	Perches	Tous
[0.2;0.3]	0	1	4	5
[0.3;0.4]	0	1	3	4
[0.4;0.5]	1	2	13	16
[0.5;0.6]	0	4	20	24
[0.6;0.7]	5	6	39	50
[0.7;0.8]	9	11	54	74
[0.8;0.9]	10	14	42	66
[0.9;1.0]	10	4	4	18

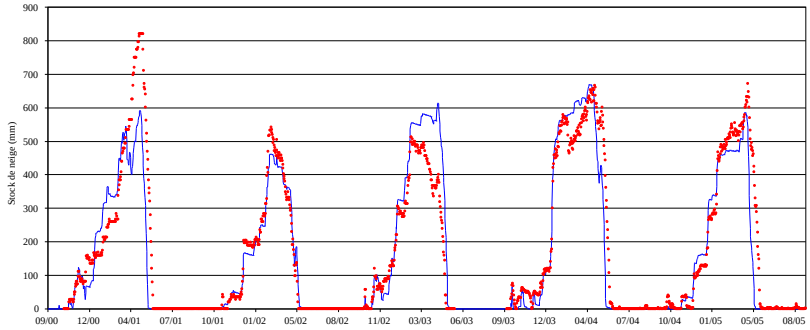


(a) Score de NASH

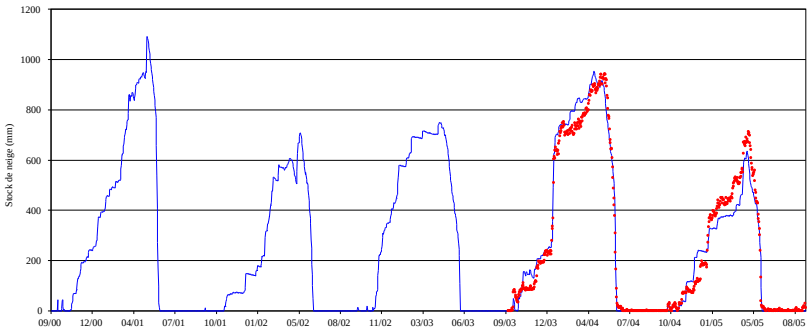


(b) Biais

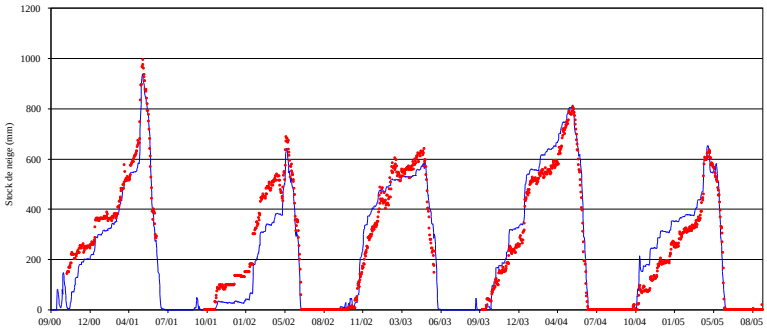
FIG. 6.14 – Scores de NASH et Biais de modélisation des postes de neige



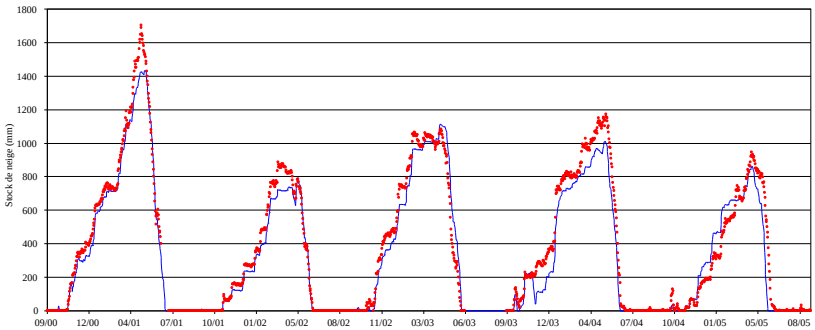
(a) NRC Roselend 1950m



(b) NRC Sous les Barmes 2350m

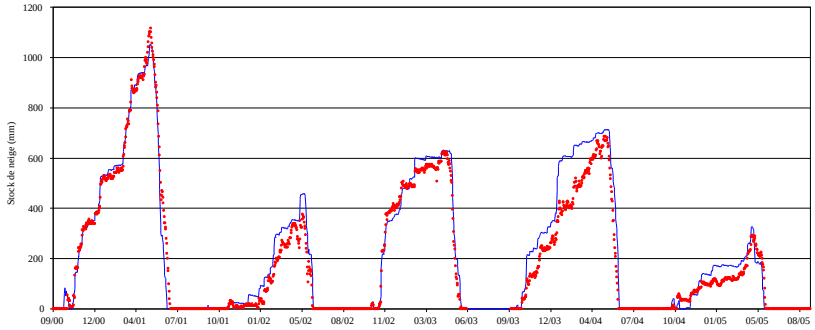


(c) NRC Plan Séti 2640m

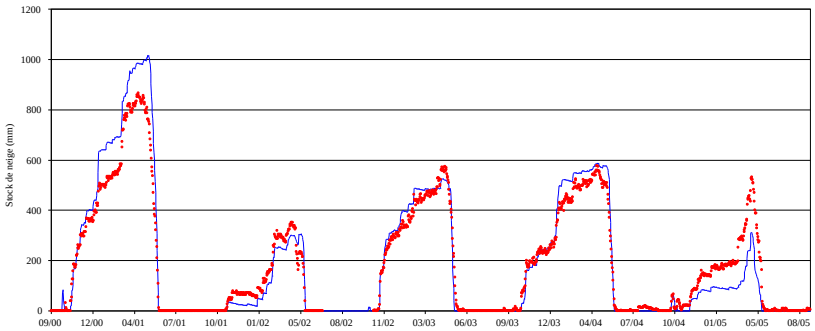


(d) NRC Agnelin 2217m

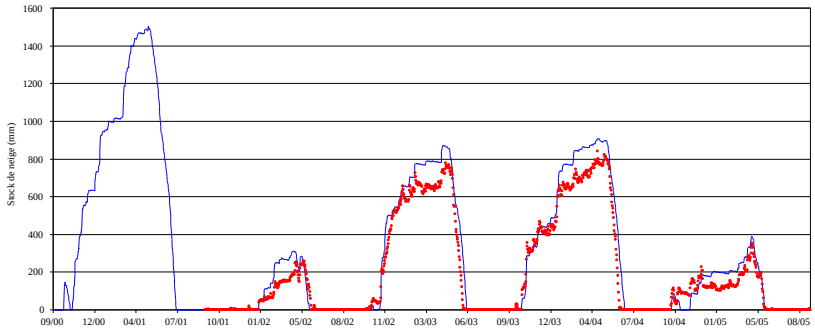
FIG. 6.15 – Exemple de modélisation de postes NRC, Alpes du Nord



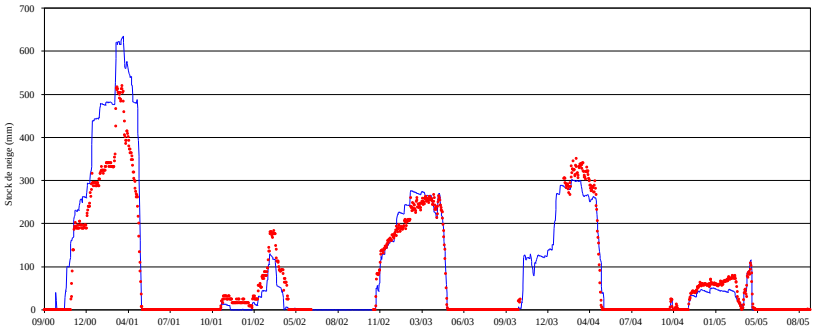
(a) NRC Chardonnet 2438*m*



(b) NRC Izoard 2275*m*

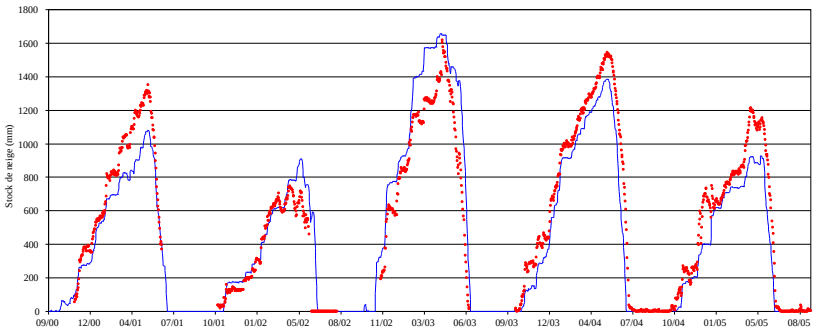


(c) NRC Prapic 2492*m*

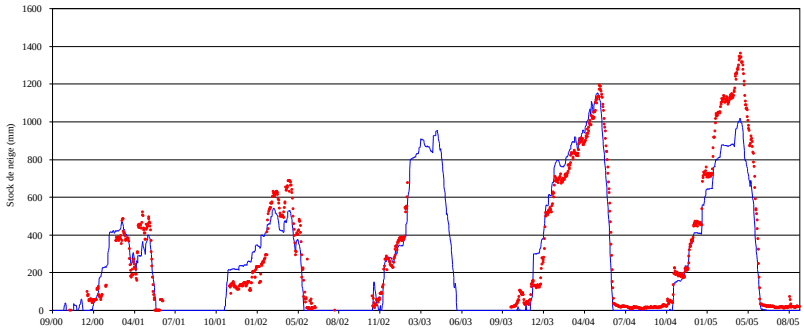


(d) NRC Passaur 2002*m*

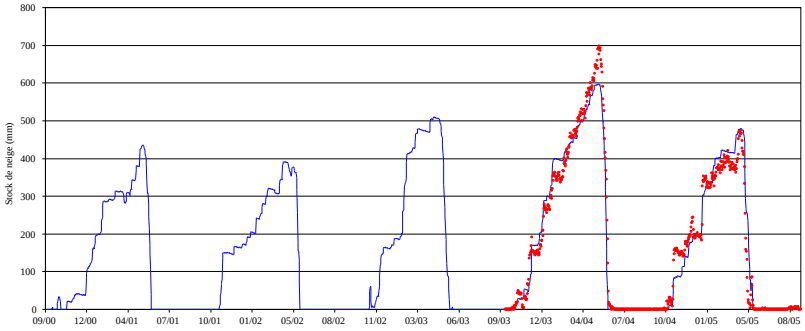
FIG. 6.16 – Exemple de modélisation de postes NRC, Alpes du Sud



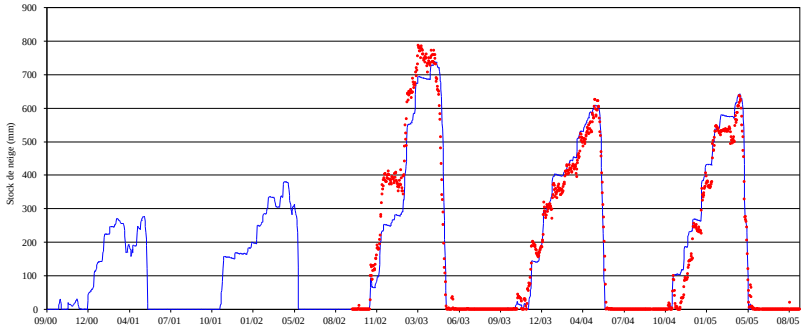
(a) NRC Barrada 2353*m*



(b) NRC Albeille 2194*m*

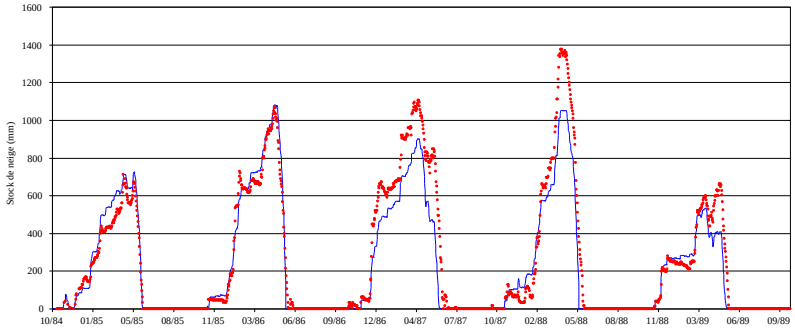


(c) NRC Font Negre 2133*m*

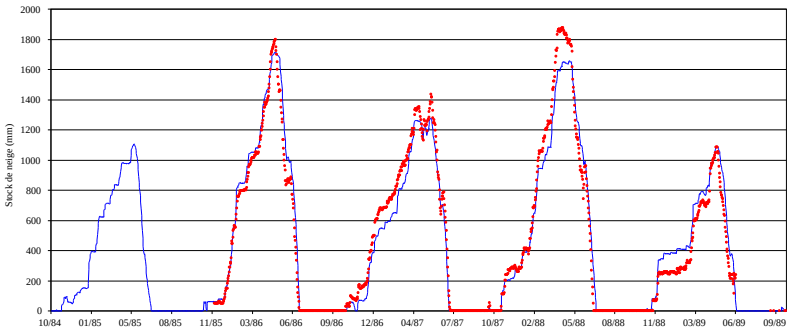


(d) NRC Les Dougnes 2300*m*

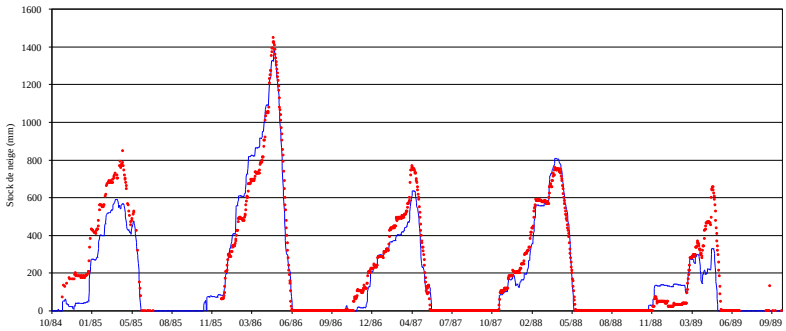
FIG. 6.17 – Exemple de modélisation de postes NRC, Pyrénées



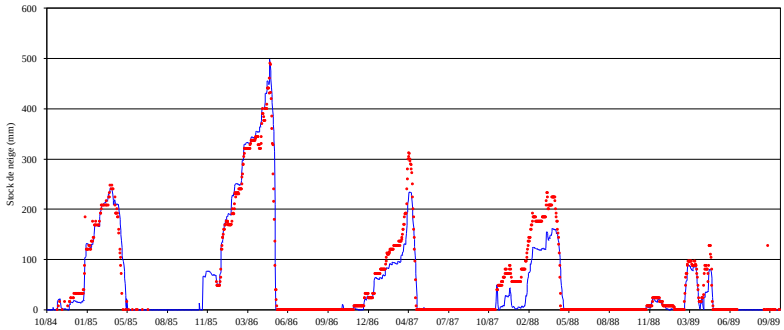
(a) Télénivomètre Roselend 1950m



(b) Télénivomètre Agnelin 2217m

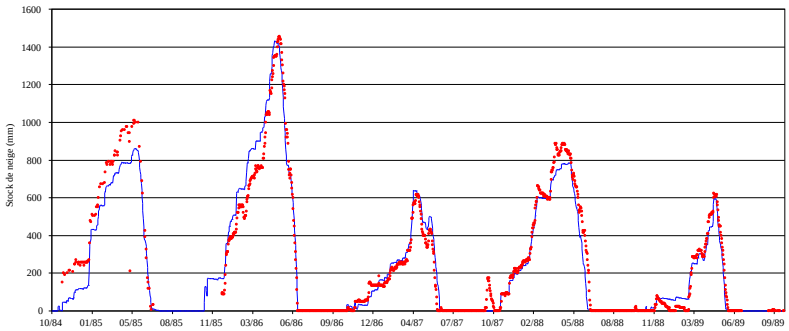


(c) Télénivomètre Cezanne 1877m

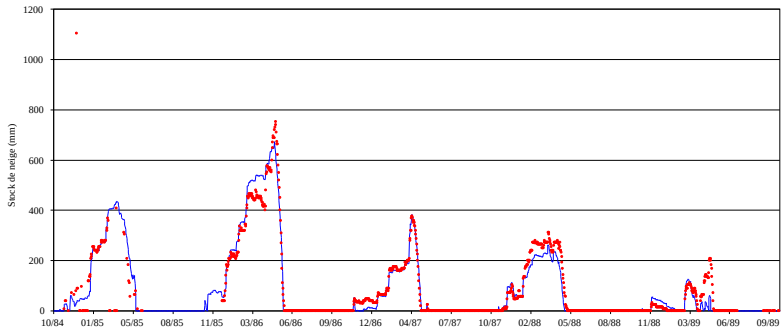


(d) Télénivomètre Passaur 2002m

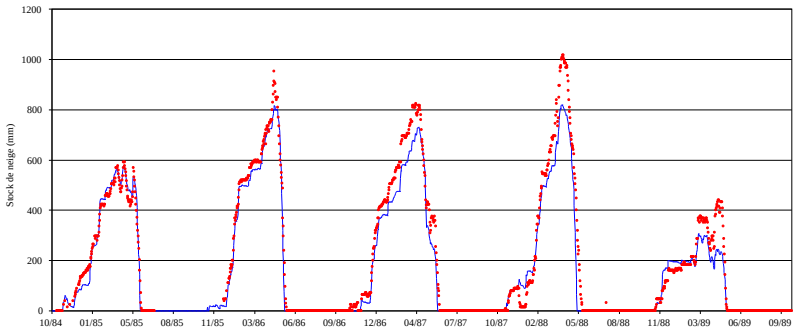
FIG. 6.18 – Exemple de modélisation de télénivomètres



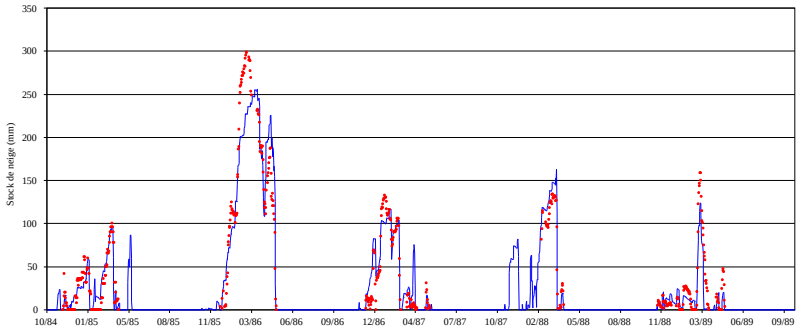
(a) Télénivomètre Rougnous 2453m



(b) Télénivomètre Sanguiniere 2057m

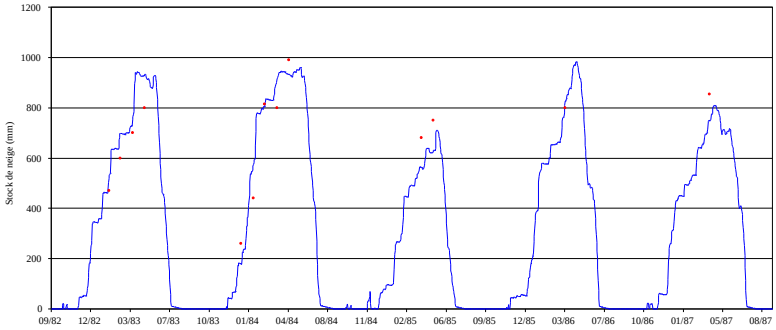


(c) Télénivomètre Morillon 1659m

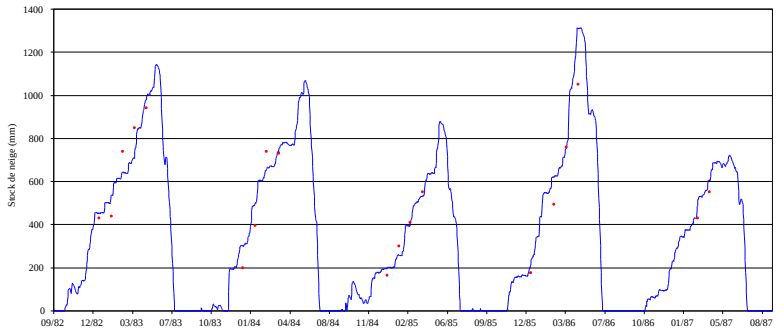


(d) Télénivomètre La Montagne 1424m

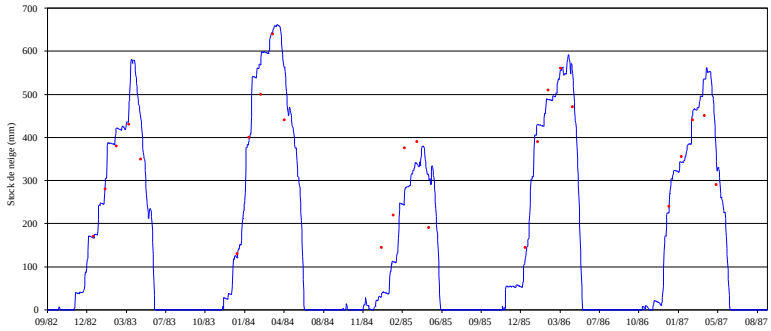
FIG. 6.19 – Exemple de modélisation de télénivomètres



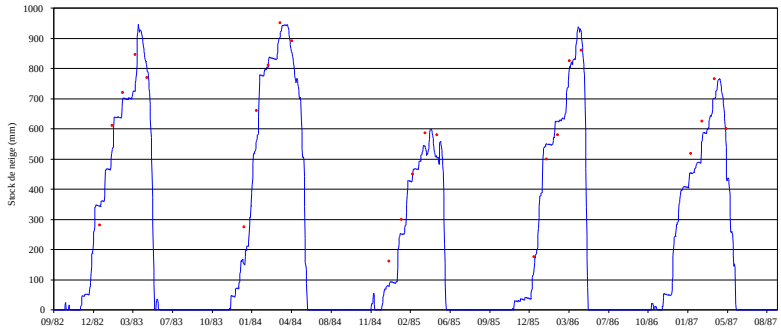
(a) Perche Plan du Pré 2019m



(b) Perche Lac de l'Ouille 2515m

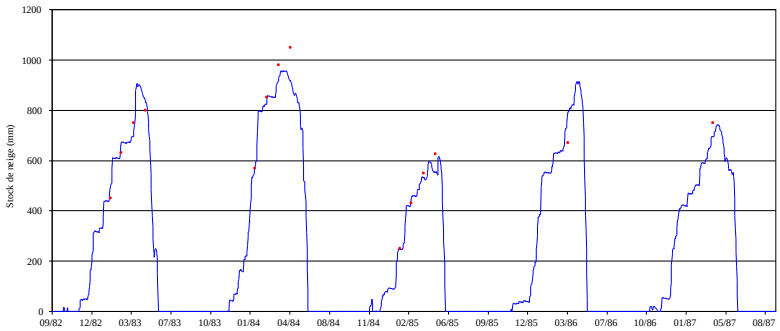


(c) Perche Super Courchevel 1770m

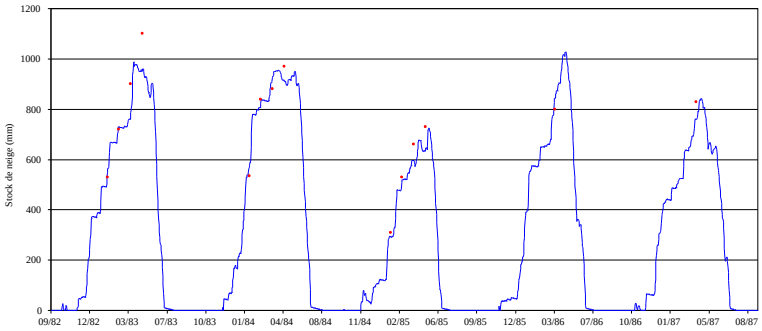


(d) Perche Girotte 1748m

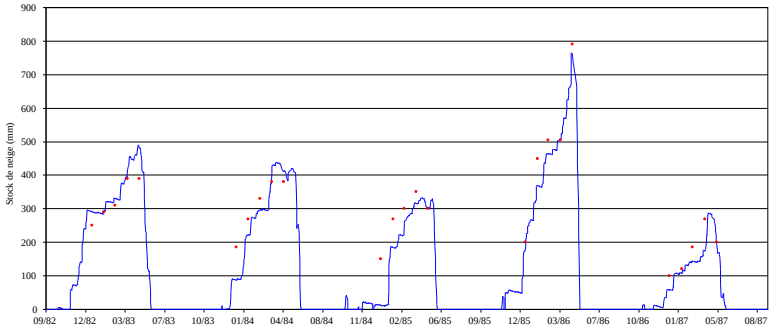
FIG. 6.20 – Exemple de modélisation de sondages



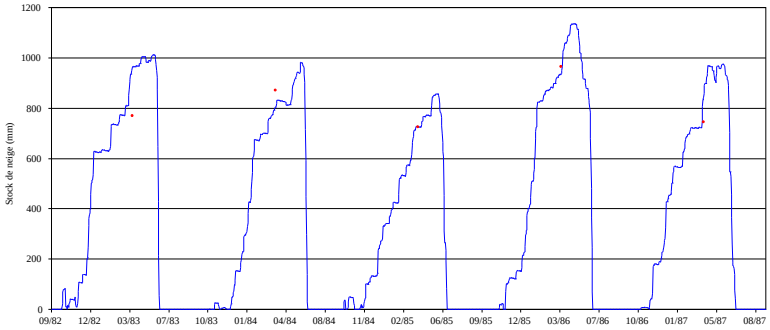
(a) Perche STA 1891m



(b) Perche Bolchu 2002m



(c) Perche Cougnas 2028m



(d) Perche Hourquette 2405m

FIG. 6.21 – Exemple de modélisation de sondages

6.5 Analyse des paramètres

On l'aura compris, c'est surtout de l'analyse du paramètre Cp dont nous allons parler. Au droit de chaque appareillage de mesure, nous disposons d'une valeur du paramètre Cp représentative de l'écart volumique qu'il existe entre l'équivalent en eau mesuré, et la précipitation estimée correspondante. Nous n'avons travaillé que sur les postes de neige ayant été modélisés à l'aide d'un NASH supérieur à 0.7, afin d'éliminer les chroniques difficiles à représenter avec le modèle choisi, et de ce fait de ne conserver que les valeurs de Cp véritablement représentatives d'un biais volumétrique. Après ce tri, nous disposons de 153 postes répartis en 95 perches, 29 télénivomètres et 29 NRC (5 perches ont été écartées malgré leur bon score de NASH, car leurs séries de mesure étaient trop courtes, constituées seulement d'une petite dizaine de sondages). Le tableau 6.5 présente quelques statistiques sur les scores de NASH retenus.

La figure 6.22 présente les valeurs du paramètre Cp obtenues au droit de chaque station de mesure de neige, en fonction de l'altitude de chacune de ces stations. Le tableau 6.6 récapitule pour chaque classe d'appareillage, l'altitude moyenne du réseau, le Cp moyen, et l'écart type.

Le résultat est sans appel et très éloquent. La précipitation estimée au droit de l'ensemble des postes neige ne semble pas suffisante en terme de volume, pour expliquer convenablement l'équivalent en eau du manteau neigeux. Il est nécessaire de multiplier cette estimation par 1.4 en moyenne pour modéliser convenablement l'évolution de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et ce coefficient peut atteindre plus de 2. Les grilles de précipitations semblent présenter un déficit important sur les tranches d'altitude supérieures à $2000m$.

Il est intéressant de noter la cohérence temporelle de certains résultats. Nous pouvons distinguer sur le graphique de la figure 6.22 des groupes de points très proches de même altitude mais de réseaux différents. Certains sites ont en effet été instrumentés successivement par une perche, puis un télénivomètre, et enfin un NRC. Et il est intéressant de voir que ces trois types d'appareillage, à trois périodes temporelles différentes, proposent des Cp extrêmement proches. Nous pouvons citer pour mémoire le cas du site de Passaur, dont la perche propose un Cp de 1.30, le Télénivomètre un Cp de 1.32 et le NRC un Cp de 1.29. En fait plus généralement, nous pouvons faire cette remarque sur la plupart des télénivomètres, qui ont été remplacés par des NRC. Sur ce graphique, les Cp obtenus sur un même site pour deux appareillages différents (Télénivomètre et NRC) sont quasi identiques.

L'étude de la carte de la figure 6.23 nous permet de préciser les zones où les précipitations sont particulièrement sous-estimées. Nous distinguons tout d'abord dans les Alpes du Nord, le Massif du Mont Blanc ainsi que les vallées de l'Arc et de la Haute Isère (Maurienne et Tarentaise) qui délimitent le massif de la Vanoise, très touché par cette sous estimation. Les Alpes du Sud semblent bien moins atteintes par cette sous estimation, qui se concentre sur quelques points dans les hautes vallées de l'Oisans et le Massif des Écrins. Ensuite, dans le massif des Pyrénées, l'ensemble de la crête pyrénéenne, située à haute altitude, semble être également l'objet d'importantes sous estimations des précipitations.

Néanmoins, il nous semble important de rappeler que les précipitations semblent au contraire bien estimées dans plusieurs massifs. Le Massif du Jura, puis ensuite le groupe-

ment Borne-Chablais situés face au Mont Blanc, et également le Beaufortin. L'ensemble du Massif Central semble également tirer son épingle du jeu si nous en croyons les quelques postes de neige disponibles. Enfin, les résultats obtenus sur les Alpes du Sud sont bons également.

TAB. 6.5 – Score de NASH moyen et écart type pour chaque type d'appareil

Appareils	Nombre	NASH	Écart type	Altitude moyenne
Perches	95	0.79	0.05	1997
Télénivomètres	29	0.82	0.08	2076
NRC	29	0.86	0.09	2119
Tous	153	0.81	0.07	2035

TAB. 6.6 – Coefficient de majoration moyen et écart type pour chaque type d'appareil

Appareils	Nombre	Cp moyen	Écart type	Altitude moyenne
Perches	95	1.38	0.32	1997
Télénivomètres	29	1.39	0.41	2076
NRC	29	1.52	0.41	2119
Tous	153	1.41	0.36	2035

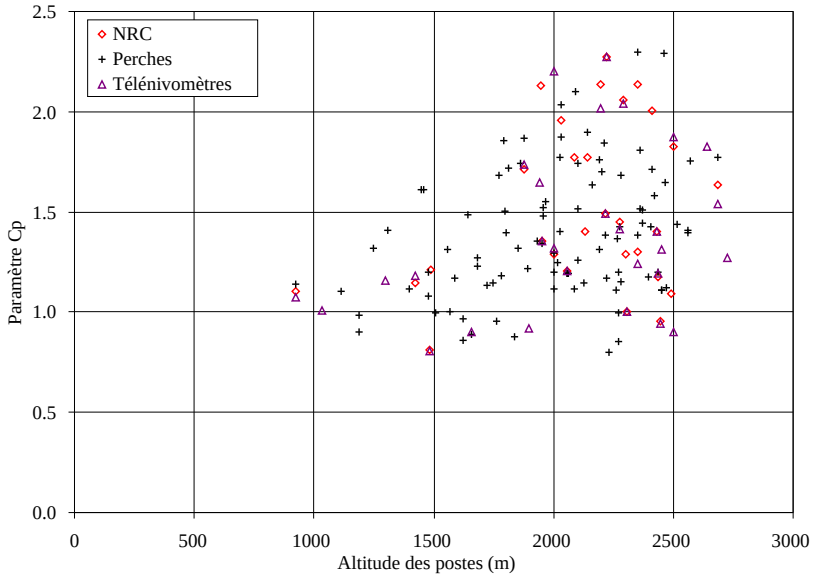


FIG. 6.22 – Répartition des Cp en fonction de l'altitude des postes

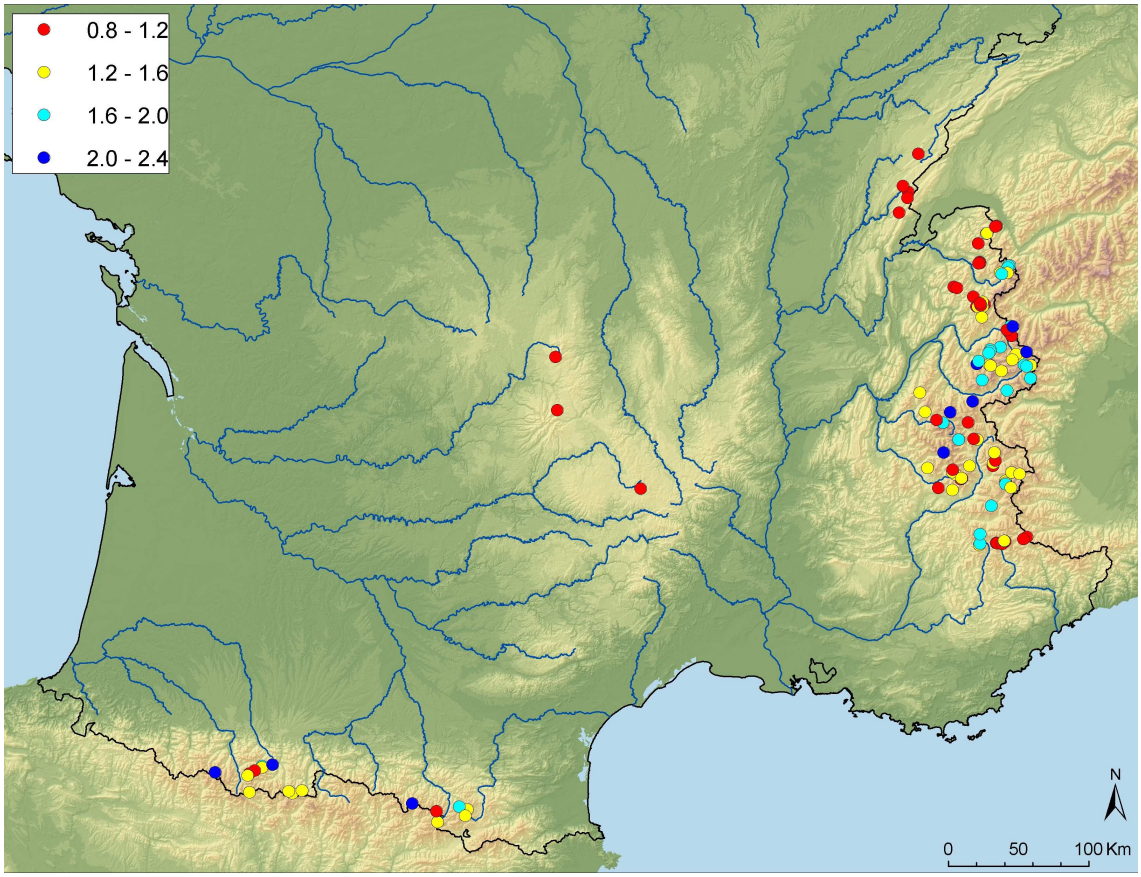


FIG. 6.23 – Répartition géographique des paramètres Cp obtenus à chaque poste

6.6 Validation des résultats

On peut s'interroger sur la signification physique du paramètre Cp, et sur la justesse des conclusions établies au paragraphe précédent. En effet, on peut très bien imaginer un mécanisme de compensation dans le modèle neige qui engendre de fortes valeurs du paramètre Cp. Par exemple, on peut imaginer que le paramètre Cp prend une valeur élevée, parce que le coefficient de fonte Kf est lui même élevé. Les valeurs de Cp obtenus précédemment ne pourraient donc être que de simples artefacts numériques.

L'objectif de ce paragraphe est de démontrer qu'il n'en est rien, et que le paramètre Cp est à la fois indépendant du modèle neige lui même, et qu'il représente bien une sous estimation réelle de la précipitation.

Tout d'abord, comme nous l'avons précisé précédemment (tableau 6.3 à la page 163), les valeurs du paramètre Cp sont indépendantes de la période de l'année sur laquelle le modèle est calé. La fonte n'influe pas sur les valeurs de ce paramètre.

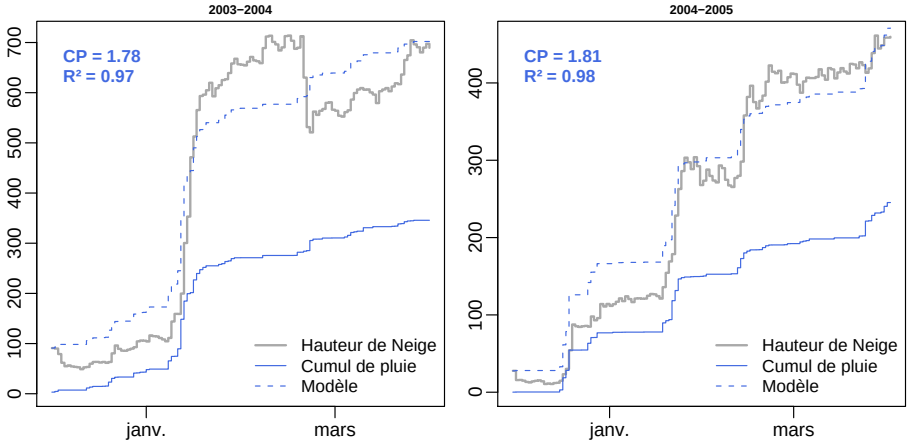
Ensuite, si nous considérons la seule période d'accumulation, nous allons montrer qu'il est possible de retrouver ces valeurs de Cp à l'aide d'une approche très simple proposée en introduction : la comparaison pendant les mois d'hiver (absence de fonte a priori) entre l'équivalent en eau et les cumuls de précipitation estimée correspondants.

Cette approche, pour être la plus juste possible, nécessite des mesures régulières de l'équivalent en eau du manteau neigeux, afin de clairement identifier les périodes d'accumulation, et d'écarter les lames de fonte. De ce fait, l'utilisation des données de sondages réalisés au droit des perches est assez délicate, car la fréquence de relevé, souvent mensuelle, reste insuffisante. C'est en partie pour ces raisons que nous avons préféré travailler à l'aide d'un modèle neige au pas de temps journalier.

Néanmoins, si nous considérons une chronique de mesure continue (journalière), il est possible de comparer assez précisément les cumuls de neige avec les précipitations estimées, comme nous pouvons le voir à travers les graphique des figures 6.24, 6.25 et 6.26. Chaque graphique est relatif à un appareil de mesure et à un hiver donné.

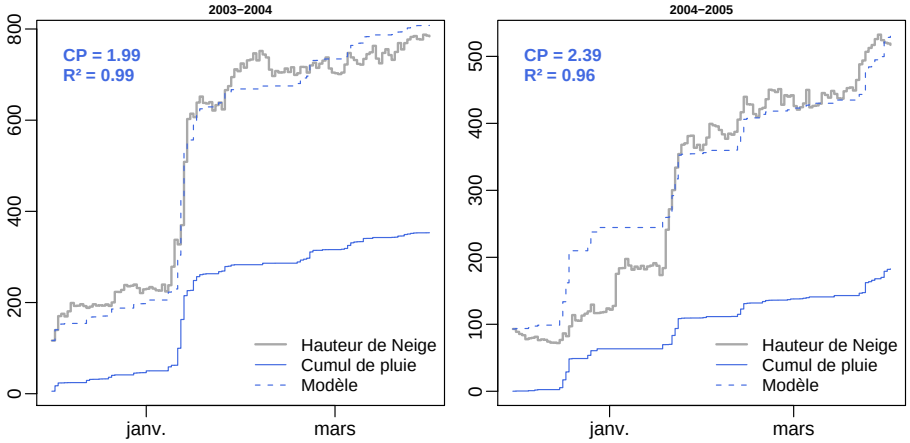
Pour chaque hiver et au droit de chaque appareil, nous reportons du 1er décembre au 31 mars l'évolution de l'équivalent en eau (courbe grise) et nous cumulons les précipitations journalières estimées correspondantes (courbe bleu pleine) sur la même période. Nous ajustons alors un coefficient multiplicatif à la courbe bleue, de telle sorte qu'elle se rapproche au mieux de la courbe grise. Le résultat est représenté par la courbe tiretée bleue. Nous reportons également sur chaque graphique la valeur du coefficient multiplicatif, ainsi que le coefficient de corrélation associé.

Une synthèse des coefficients multiplicatifs obtenus pour ces quelques exemples est présentée dans le tableau 6.7, qui rappelle également la valeur du paramètre Cp issue du calage du modèle neige au droit de ces appareils. Nous pouvons immédiatement constater que les ordres de grandeurs sont les mêmes, et qu'il est justifié de parler de sous estimation des précipitations.



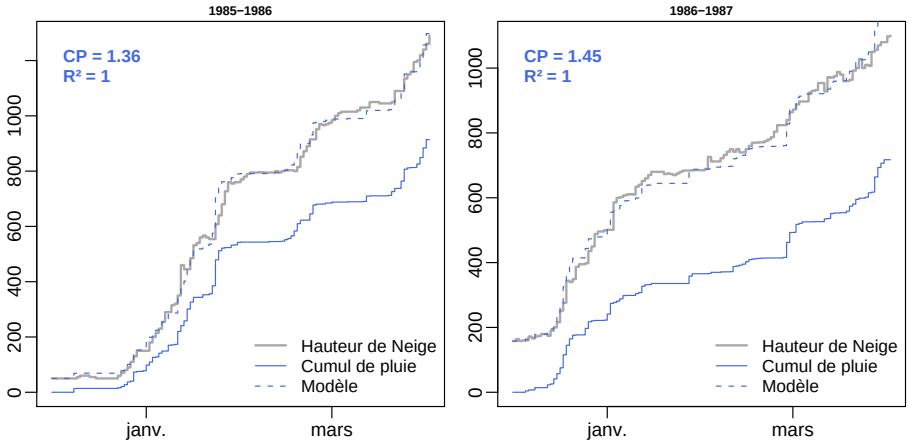
(a) Saison 2003-2004 (b) Saison 2004-2005

FIG. 6.24 – NRC de Notre Dame d'août (2500m)



(a) Saison 2003-2004 (b) Saison 2004-2005

FIG. 6.25 – NRC Sous les Barmes (2350m)



(a) Saison 1985-1986 (b) Saison 1986-1987

FIG. 6.26 – Télénivomètre d'Agnelin (2217m)

TAB. 6.7 – Comparaison entre coefficients majorateurs

Appareils	Cp du modèle neige	Coefficients multiplicatifs
Notre Dame d'août	1.83	1.78/1.81
Sous les Barmes	2.14	1.99/2.39
Agnelin	1.49	1.36/1.45

6.7 Conclusion

En conclusion, les comparaisons de nos estimations de précipitations en altitude avec les mesures de neige disponibles mettent en évidence une sous estimation chronique de ces précipitations. Il sera absolument nécessaire tôt ou tard de trouver une solution à cette sous estimation, et de proposer un correctif afin de mieux estimer les précipitations en altitude.

Avant de mener ce travail, nous avons décidé de conforter ces résultats en comparant nos estimations de précipitations aux mesures d'écoulements, disponibles à l'exutoire de nombreux bassins de montagne. Cette comparaison à l'aide de bilans hydrologiques fait l'objet du chapitre 7 suivant.

Chapitre 7

Modélisation et bilan hydrologiques

L'objectif de ce chapitre est de valider notre modèle de spatialisation des précipitations au pas de temps annuel en utilisant le bilan hydrologique sur un large échantillon de bassins versants de différentes superficies. Ce travail est relativement indépendant de la ligne principale de notre étude. Il a ainsi été réalisé séparément sous la forme de travaux de Master, qui ont fait l'objet de deux excellents rapports (Gerard, 2008a,b), dont nous reprenons les principales lignes et conclusions ici.

Nous évoquerons d'abord les données disponibles de mesure de débit, puis le principe de validation par bilan hydrologique, et enfin les différents résultats obtenus.

7.1 Données de débit disponibles

Nous avons collecté les données de débits EDF disponibles sur la période de 1953-2005, pour les trois massifs qui nous intéressent, les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central. Ces débits nous sont fournis à la fois par des bilans journaliers réalisés au droit des ouvrages EDF, et également par de l'hydrométrie en rivière.

Au total nous disposons d'environ 300 séries de données journalières de débits réparties sur les trois massifs considérés. Nous n'avons retenu que les stations disposant au minimum de 10 années de mesure complètes, si possible consécutives.

D'autre part, on distingue dans la base de données EDF différents types de débits. Certains débits ne sont pas "naturels", ils peuvent être influencés par des aménagements amont ou aval. Or dans l'optique de valider des précipitations, nous devrions n'utiliser que des débits naturels, non influencés par des aménagements hydrauliques présents sur le bassin. Autant dire que, dans ce cas, le choix se restreindrait énormément.

Heureusement pour la majorité des bassins équipés d'ouvrages hydroéléctriques, EDF calcule au pas de temps journalier à travers un bilan en eau de l'aménagement (débit d'entrée, débit turbiné, marnage du plan d'eau) , un débit "naturel reconstitué", qui est une approximation du débit théorique qui aurait dû couler dans la rivière en absence d'aménagement, à l'évaporation sur le plan d'eau et l'infiltration près.

Nous travaillerons donc sur les débits "naturels" mais aussi sur l'ensemble des débits "naturels reconstitués", et nous laisserons de côté les débits "influencés" (d'ailleurs utilisés pour les reconstitutions). Suite à ces tris nous avons à notre disposition 190 stations de mesures réparties ainsi :

– 65 dans les Alpes,

– 83 dans le Massif Central,
– 30 dans les Pyrénées.

Quelques caractéristiques générales des bassins versants associés à ces mesures sont présentées dans le tableau 7.1, les couples altitude médiane-Surface sont reportés sur le graphique de la figure 7.1, et la carte de la figure 7.2 présente la position géographique de ces stations et de leurs bassins versants. Nous devons préciser ici que plusieurs bassins sont emboîtés, et ne sont donc pas totalement indépendants.

TAB. 7.1 – Quelques caractéristiques des bassins versants étudiés

Massif	Alpes	Massif Central	Pyrénées
Nombre de BV	64	81	30
Répartition des altitudes médianes (m)	[316; 2816]	[312; 1290]	[1233; 2699]
Altitude médiane moyenne (m)	1586	896	2129
Répartition des surfaces (km^2)	[5; 11660]	[18; 1600]	[5; 610]
Surface moyenne (km^2)	763	276	68

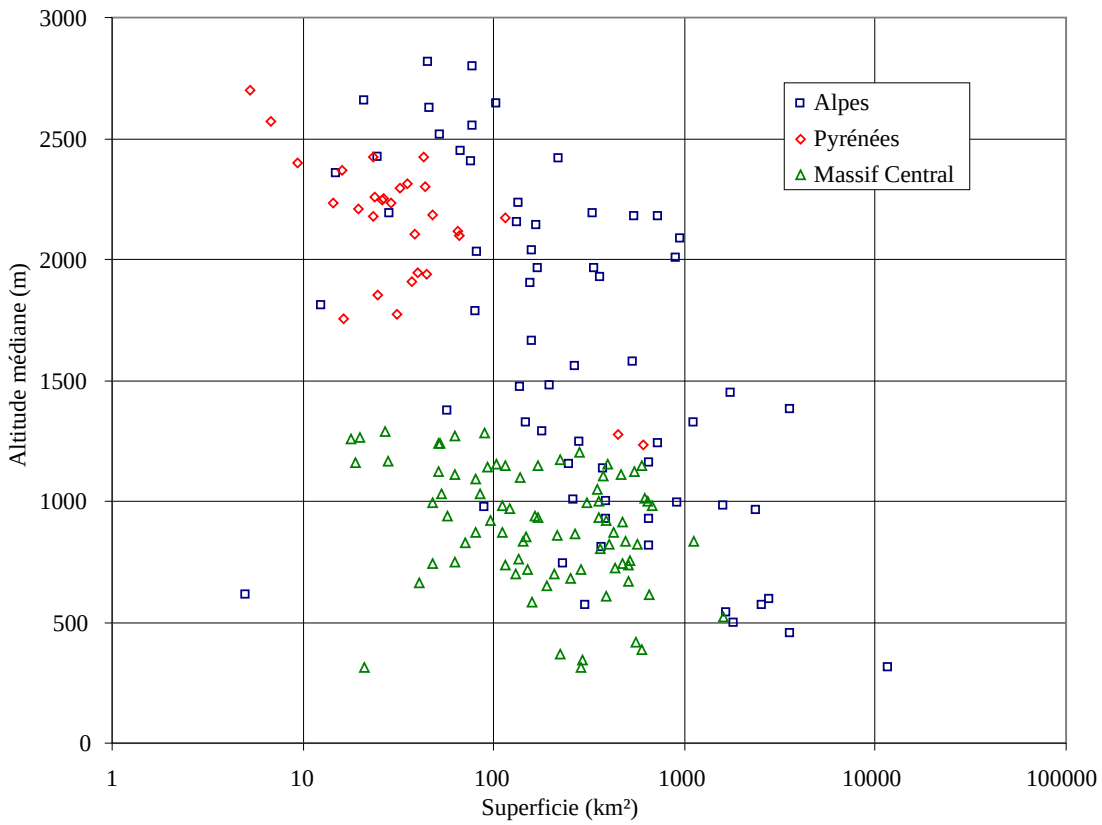


FIG. 7.1 – Altitude médiane des bassins versants étudiés en fonction de leur superficie

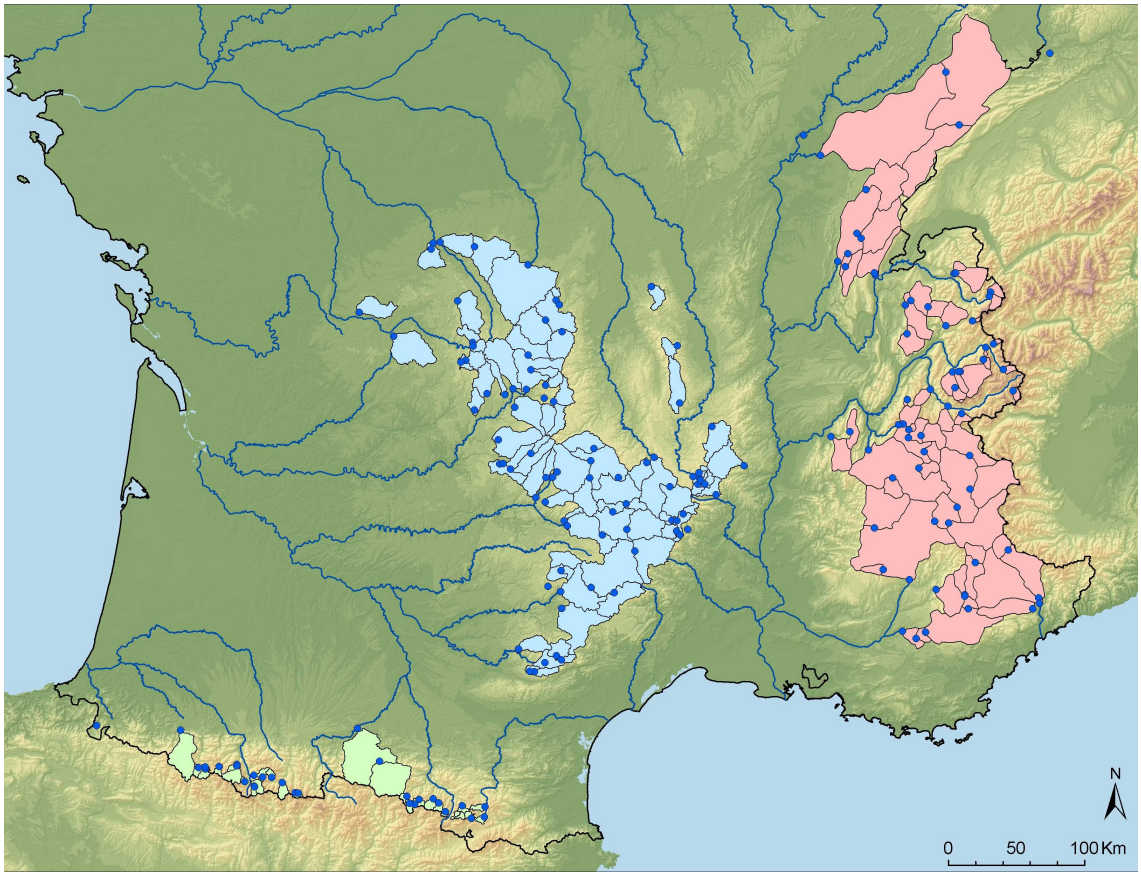


FIG. 7.2 – Cartographie des bassins versants étudiés

7.2 Le Bilan hydrologique au pas de temps annuel

7.2.1 Le bilan hydrologique

Le bilan hydrologique peut être défini simplement par le principe de conservation de la masse : pendant un certain intervalle de temps, le total des apports à un bassin versant doit être égal au total des sorties, plus la variation positive ou négative du volume d'eau stocké dans le bassin. S'il est possible de considérer la variation de ce stock comme négligeable, cela revient à faire le bilan sur cet intervalle de temps entre :

– les entrées : les précipitations qui tombent sur le bassin versant,
– et les sorties : les débits qui s'écoulent de ce bassin et l'évapotranspiration du bassin.

La variation de stock peut-être considérée comme négligeable à l'échelle annuelle avec les hypothèses suivantes :

– travail en année hydrologique, du 1er octobre au 30 septembre,
– absence de part glaciaire sur le bassin versant,
– absence de nappes phréatiques importantes (cas des bassins de montagnes),
– absence de transferts hors du bassin (du type karst par exemple).

Dans le cadre de ces hypothèses, le bilan hydrologique s'écrit alors simplement :

$$P = E + ETR$$

Où :

– P est la précipitation cumulée sur l'année hydrologique considérée,
– E l'écoulement annuel mesuré à l'exutoire,
– ETR l'évapotranspiration du bassin versant durant cette année hydrologique.

Exprimé en lame d'eau, l'écoulement E (en mm) se calcule simplement à l'aide du débit moyen journalier sur l'année hydrologique (en m^3/s), et de la surface du bassin versant S (en m^2) par :

$$E = \frac{Q}{S} \cdot 24 \cdot 3600$$

Le déficit d'écoulement D se définit comme la différence entre la précipitation P et l'écoulement E :

$$D = P - E$$

En conclusion, le bilan hydrologique se résume à l'égalité suivante :

$$D = ETR$$

Pour chaque bassin versant retenu dans le paragraphe 7.1, nous disposons d'une série de débits journaliers ainsi que d'une estimation de précipitation journalière, qui nous permettent d'obtenir facilement pour chaque année hydrologique, un déficit d'écoulement annuel "estimé". L'estimation de l'évapotranspiration sera quant à elle plus délicate à réaliser, et il est d'abord nécessaire de définir correctement cette notion.

7.2.2 L'évapotranspiration

On distingue dans la littérature principalement deux types d'évapotranspiration, l'évapotranspiration potentielle notée ETP, et l'évapotranspiration réelle ETR. L'ETP est définie comme le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol recouvert uniformément

de végétaux disposant d'eau en abondance. C'est la quantité maximale d'eau susceptible d'être évapotranspirée sous un climat donné par un couvert végétal continu bien alimenté en eau. Elle comprend donc l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation d'une région donnée pendant le temps considéré. Elle représente la borne supérieure de l'ETR, qui correspond à la perte en eau réelle du bassin versant, c'est à dire la quantité d'eau qui s'évapore du sol et des plantes quand le sol est à son taux d'humidité naturel. La littérature est importante à ce sujet, et les formules d'estimation de l'ETP et de l'ETR sont nombreuses. Nous utiliserons ces différentes formules pour estimer l'évapotranspiration, que nous présentons dans le paragraphe 7.3.

D'un point de vue physique, nous pouvons tout d'abord approcher le problème de l'évaporation à travers simplement l'évaporation et la condensation d'un plan d'eau libre. Dans ce cas, l'eau est présente à volonté, et c'est le bilan thermique (donc les variables atmosphériques) qui, en fonction du déficit hydrique de l'air, de l'énergie disponible pour le satisfaire et du forçage hydrodynamique par le vent, détermine le flux puis le bilan d'évaporation (Barry, 2001).

Ce mécanisme se retrouve de manière plus complexe dans les pertes par interception. Il s'agit là encore d'un processus physique d'évaporation, non plus d'un plan d'eau libre, mais du film d'eau apporté par la précipitation sur la végétation. Le prélèvement est évidemment plus efficace à cause de la surface d'eau spécifique exposée (et de la résistance aérodynamique), et il dépend de l'intermittence des précipitations (Calder, 1990). Dans certains bassins humides du Nord Ouest de l'Europe, ce processus peut représenter plus de 30% de l'eau évapotranspirée. Ces pertes par interception sont d'autant plus fortes que la végétation est haute et qu'elle propose de l'eau à évaporer à des hauteurs où le vent est plus fort.

En altitude et en hiver, des phénomènes identiques se produiront, mais avec de la neige qui restera plus longtemps sur les houppiers que de l'eau liquide. Certes, la température limite le potentiel énergétique pour l'évaporation, mais le manteau neigeux est présent tout l'hiver.

Les mesures de l'évapotranspiration réelle restent assez limitées. Les premiers dispositifs étaient constitués de bacs lysimétriques, cherchant à reproduire le sol en place et sa végétation. La reprise évaporative était mesurée par pesée.

Dans les années 1970, se sont développées les techniques par variation du contenu en eau des sols (par sonde à neutron) et détermination du plan de flux nul (par tensiométrie). Mais la difficulté métrologique les limitait à des sites ponctuels de sol nu ou de cultures basses. Aujourd'hui, les techniques s'orientent plutôt vers la mesure des flux d'humidité du sol vers l'atmosphère (projet AMMA CATCH[1]).

Sur la neige, des essais sont réalisés en Suisse (Site d'expérimentation de Crans-Montana de l'EFLUM[2]), mais pour le moment nous ne voyons pas quand nous pourrons disposer de valeurs de référence fiables sur des bassins versants. De ce fait, nous avons préféré nous en tenir à des formules d'estimation de la littérature.

[1]projet AMMA-CATCH : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique

[2]Laboratory of Environmental Fluid Mechanics and Hydrology de l'Ecole Polytechnique de Lausanne (EPFL)

7.2.3 Validation des précipitations par bilan hydrologique

On comprend maintenant facilement la manière dont on peut contrôler la validité des précipitations estimées sur un bassin versant à l'aide du bilan hydrologique. En effet, ETR et déficit d'écoulement sont homologues, il est possible de les comparer. Pour effectuer la validation du modèle d'interpolation des précipitation, nous chercherons donc à vérifier que le déficit d'écoulement est bien du même ordre de grandeur que l'évapotranspiration réelle qui a lieu sur le bassin.

La comparaison entre évapotranspirations (ETR et ETP) et déficit donne des informations très intéressantes sur l'estimation des précipitations. Néanmoins il ne faut pas s'attendre à trouver un déficit strictement égal à une ETR par exemple. En effet les fortes incertitudes sur les différents termes du bilan ne permettent pas de conclure de manière si précise. Sur un bassin versant une différence de $500mm/an$ entre l'évapotranspiration calculée et le déficit d'écoulement modélisé permet de déceler une véritable anomalie, qui devra faire l'objet d'une expertise (problème dans la série de débits ou remise en cause du modèle de spatialisation), mais une différence de $100mm/an$ ou moins ne nous permet pas de conclure quant à l'origine de cet écart. Dans tous les cas les résultats sont donc à prendre avec précaution, mais ils viendront s'ajouter aux autres indicateurs dont le croisement permet de juger la vraisemblance de nos estimations.

7.2.4 Validation par explication pluie-débit

En amont du bilan hydrologique, un contrôle de la qualité des précipitations estimées peut être réalisé sur chaque bassin versant, en comparant sur plusieurs années les précipitations annuelles avec les écoulements annuels. Si nous réalisons une régression linéaire entre précipitation P et écoulement E, c'est à dire :

$$P = a \cdot E + b$$

Alors les précipitations estimées sont d'autant meilleures que :
- le coefficient de corrélation R^2 est proche de 1, c'est à dire que le débit est bien corrélé à la précipitation,
- a doit être proche de 1 également,
- b doit être de l'ordre de grandeur de l'évapotranspiration interannuelle attendue.

Par ailleurs l'étude du cumul des résidus de cette régression linéaire, associée aux ellipses de Bois, permet de vérifier l'homogénéité temporelle des séries de débits. Nous avons pu constater des ruptures temporelles dans certaines séries qui mettent en évidence un problème d'hydrométrie (non stationnarité des conditions de jaugeage).

7.3 Formules d'évapotranspiration

Nous pouvons distinguer parmi les formules d'évapotranspiration (ETR et ETP) les formules empiriques, ou semi-empiriques et les formules à "base physique". L'avantage des premières est le faible nombre de variables nécessaires à leur application par rapport aux secondes qui sont souvent plus compliquées.

7.3.1 Formules empiriques ou semi-empiriques

Formule de Turc

La formule de Turc (Turc, 1953) a été élaborée pour les climats tempérés **au pas de temps annuel ou pluriannuel**. C'est une formule souvent considérée comme une référence, même si nous connaissons ses limites, notamment en zone de montagne. Elle a été établie à l'aide d'un modèle pluie-débit au pas de temps annuel, en s'appuyant sur un échantillon de 254 bassins versants réparti dans le monde entier ! Cette expression reste une des formulations les plus simples d'évapotranspiration réelle, qui ne prend en compte que la température et la précipitation du bassin versant :

$$ETR_{Turc} = \frac{P_s}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P_s}{L}\right)^2}} \quad \text{avec} \quad L = 300 + 25 \cdot T_m + 0.05 \cdot {T_m}^3 \tag{7.1}$$

ou :

- T_m est la température moyenne annuelle, au niveau du bassin versant, sur la période considérée (en °C),
- P_s est la lame d'eau annuelle moyenne qui tombe sur le bassin versant pour la période considérée (en *mm*).

Formules de Menzel et Baumgartner

La formule de Baumgartner (Baumgartner *et al.*, 1978, 1983) a été établie à partir de bilans hydriques sur 1000 bassins alpins d'altitude comprise entre 500 et 2500*m* :

$$ETR_{Baumgartner} = -0.20 \cdot Z_{50} + 680 \tag{7.2}$$

Avec Z_{50} l'altitude médiane du bassin versant.

Plus récemment, cette formulation a été adaptée aux zones de moyenne montagne par Menzel (Menzel et Lang, 1998), lors d'un travail sur la modélisation spatialisée de l'évapotranspiration dans les Alpes Suisses :

$$ETR_{Menzel} = -0.15 \cdot Z_{50} + 640 \tag{7.3}$$

Ces formules ne dépendent que de l'altitude médiane du bassin Z_{50}, ce qui les rend très faciles d'utilisation, mais elles ne fournissent qu'une **évapotranspiration réelle annuelle moyenne**. De plus, elles ont été établies pour des zones bien précises (les Alpes), et leur élargissement à d'autres régions est à prendre avec précaution.

7.3.2 Formules à base physique

Formulation d'Oudin

De récents travaux (Oudin, 2004) ont permis d'élaborer cette formule d'ETP sur un échantillon de 308 bassins versants dont 221 français, 79 nord-américains et 8 australiens. Oudin a dressé une liste des formulations d'ETP existantes et a cherché à comparer leurs performances au sein de différents modèles pluie-débits. À partir de la confrontation de ces formules d'ETP il propose une nouvelle formulation de l'ETP **au pas de temps**

journalier beaucoup plus simple que celles généralement utilisées, mais garantissant des performances de modélisation aussi bonnes, voire meilleures. Au vu des résultats obtenus concernant l'intercomparaison des modèles d'ETP, il est apparu que les formules de Jensen (Jensen et Haise, 1963) et de McGuinness (McGuinness et Bordne, 1972) garantissent les meilleures simulations de débits :

$$ETP_{Jensen} = \frac{R_e}{\lambda \cdot \rho} \cdot \frac{T_a}{40} \tag{7.4}$$

$$ETP_{McGuiness} = \frac{R_e}{\lambda \cdot \rho} \cdot \frac{T_a + 5}{68} \tag{7.5}$$

Les formules de McGuinness et de Jensen sont semblables et peuvent s'écrire sous la forme généralisée suivante :

$$ETP = \frac{R_e}{\lambda \cdot \rho} \cdot \frac{T_a + K_2}{K_1} \tag{7.6}$$

où :
- l'ETP représente cette fois l'évapotranspiration potentielle **journalière** du jour j ($m \cdot j^{-1}$),
- Re le rayonnement extraterrestre du jour j ($MJ \cdot m^{-2} \cdot j^{-1}$),
- λ chaleur latente d'évaporation ($MJ \cdot kg^{-1}$),
- ρ la densité de l'eau ($kg.m^{-3}$),
- T_a la température de l'air du jour j (°C) .

Afin d'ajuster ces deux constantes, plusieurs valeurs ont été testées, et pour chaque modèle pluie-débit, l'association $(K1, K2)$ qui donnait les meilleures performances en simulations sur l'ensemble de l'échantillon de bassins versants a été gardée. Une formule simple a ainsi été élaborée, commune aux différents modèles pluie-débit testés, qui est la formulation d'Oudin suivante :

$$ETP_{Oudin} = \frac{R_e}{\lambda \cdot \rho} \cdot \frac{T_a + 5}{100} \tag{7.7}$$

C'est bien une ETP qui est calculée et non une ETR. C'est le modèle hydrologique lui-même qui, avec cette ETP et son propre algorithme prenant en compte le remplissage d'un ou plusieurs réservoirs, la transforme en ETR. Ce modèle d'ETP reste donc dépendant du modèle pluie-débit utilisé.

Formulation de Mouelhi

Il est très difficile de trouver dans la littérature des formulations d'ETR. Les travaux de Mouelhi (2003) proposent une expression du bilan hydrologique **au pas de temps annuel** s'inspirant principalement du modèle de Turc-Pike (Turc, 1953; Pike, 1964) :

$$E_k = P_k \left(1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\beta P_k + (1-\beta) P_{k-1}}{\alpha ETP_k} \right)^2}} \right) \tag{7.8}$$

Avec :

– E_k l'écoulement de l'année k (mm),
– P_k la précipitation de l'année k (mm),
– P_{k-1} la précipitation de l'année $k-1$ (mm),
– ETP_k l'évapotranspiration potentielle de l'année k (mm),
– α et β sont des coefficients à caler.

Dans le modèle original de Turc-Pike, les paramètres α et β sont tous deux égaux à 1. Dans la formulation de Mouelhi, le paramètre β est fixé à 0.7, et le paramètre α doit être calé. La prise en compte dans la formule de Mouelhi, d'un terme P_{k-1} correspond à un report des pluies de l'année hydrologique antérieure. Cela suppose des bassins avec un fort stockage et un report, par exemple via le niveau des nappes, des pluies antérieures. On peut ainsi penser à des bassins versants de grandes tailles supposant un système aquifère important, et on peut s'interroger sur ce terme pour des bassins de montagne de taille plus réduite.

Nous pouvons extraire de ce bilan hydrologique deux grandeurs d'évapotranspiration :

$$ETP_k = \frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{\alpha\sqrt{\left(\frac{P_k}{P_k - E_k}\right)^2 - 1}} \tag{7.9}$$

$$ETR_k = P_k - E_k = \frac{P_k}{\sqrt{1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{\alpha ETP_k}\right)^2 - 1}} \tag{7.10}$$

La formulation de Mouelhi propose ainsi une formule d'ETP et a l'avantage de faire apparaître un déficit d'écoulement, que l'on peut assimiler à une ETR. Nous pouvons par exemple utiliser l'ETP d'Oudin pour le calcul de cette ETR.

Dans notre cas, le calage de α s'est fait par massif, en prenant pour l'ETP les valeurs données par Oudin. Pour chaque bassin, on dispose d'une série de n écoulements mesurés E_k (un par année hydrologique), et d'une série de n écoulements modélisés E_k^* correspondants, calculés à l'aide de l'équation 7.8, dans laquelle l'ETP annuelle ETP_k est calculée à l'aide de la formule d'Oudin. Nous cherchons à optimiser α sur ce bassin, en minimisant l'erreur quadratique moyenne entre les écoulements observés et modélisés. Nous cherchons donc à minimiser :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n}\left(E_k^* - E_k\right)^2}{n}} \tag{7.11}$$

Avec :
– E le débit réel observé,
– E^* le débit estimé,
– n le nombre d'années.

Nous réalisons ensuite une moyenne par massifs des coefficient obtenus pour chaque bassin. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 7.2.

On peut se poser la question de la signification physique du coefficient α. D'abord décrit comme un coefficient correctif de l'ETP, il apparaît finalement surtout comme un coefficient multiplicatif de la précipitation. En effet, en considérant $E_k = P_k - ETR_k$, si on applique un correctif à l'ETR inférieur à 1, c'est que les précipitations sont insuffisantes pour décrire correctement le débit.

TAB. 7.2 – Valeurs du coefficient α de la formule de Mouelhi pour les différents massifs

Massif	Alpes	Massif Central	Pyrénées
α	0.777	0.947	0.432

7.3.3 Déroulement de la validation des précipitations estimées

Nous présentons dans ce paragraphe deux exemples, Le Verdon à l'aménagement de Castillon ($655km^2$) et la Durance à La Clapière (entrée de l'aménagement de Serre-Ponçon, $2170km^2$), qui illustrent la manière dont nous avons mené la validation par bilan hydrologique des précipitations.

Nous disposons pour ces bassins versants d'une série de débits journaliers d'au moins 10 ans entre 1953 et 2005. Par ailleurs, nos modèles d'interpolation des températures et des précipitations couvrent l'intégralité de ces deux bassins et proposent en chaque pixel de $1km^2$ des séries de températures minimales et maximales journalières et une série de précipitations journalières, disponibles sur la période 1953-2005. Nous réalisons pour ces bassins la moyenne spatiale des précipitations et des températures pour chaque journée, et nous obtenons ainsi des séries journalières moyennes pour chaque bassin, pour la période 1953-2005. Il est alors facile de calculer les écoulements annuels, les cumuls de précipitations et les moyennes de températures pour chaque année hydrologique.

Pour chaque bassin nous pouvons alors tracer le nuage de points représentant la précipitation estimée en fonction de l'écoulement au pas de temps annuel (pour les années où le débit existe) comme illustré dans la figure 7.3. Une régression linéaire permet de calculer le coefficient de corrélation R^2 ainsi que la pente a et l'ordonnée à l'origine b de cette droite de régression. L'analyse de ces paramètres permet déjà de tirer des enseignements sur la qualité des précipitations (part de variance de débit expliquée par exemple).

Ensuite, nous introduisons les formules d'ETP d'Oudin et de Mouelhi, puis les formules d'ETR de Turc et Mouelhi :

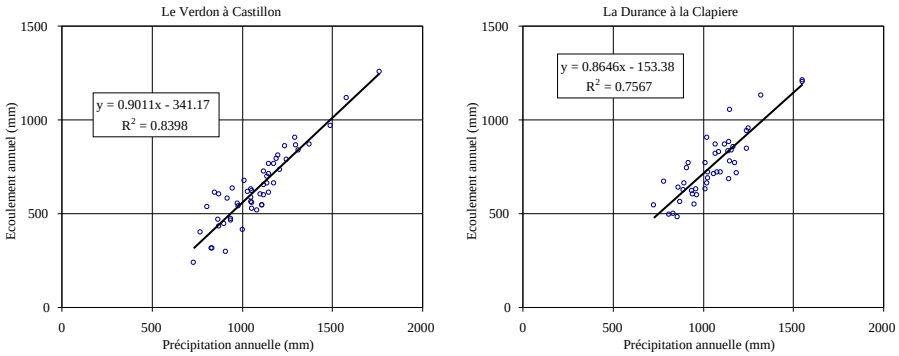
- A l'aide de la série journalière de températures, il est possible de calculer une série journalière d'ETP d'Oudin (équation 7.7), que l'on peut ensuite cumuler sur chaque année hydrologique pour obtenir des valeurs annuelles,
- l'ETP de Mouelhi (équation 7.9) est obtenue à l'aide des séries annuelles de précipitation et d'écoulement,
- l'ETR de Turc (équation 7.1) est obtenue à l'aide des séries annuelles de précipitation et de température,
- l'ETR de Mouelhi (équation 7.10) est obtenue à l'aide des précipitations annuelles et de l'ETP annuelle d'Oudin calculée précédemment.

Les graphiques de la figure 7.4 présentent l'ensemble de ces séries d'évaporations obtenues pour les bassins du Verdon à Castillon et de la Durance à La Clapière entre 1975 et 2005.

Enfin, pour permettre une comparaison entre bassins, nous étudierons l'évolution spatiale des déficits moyens, des ETR moyennes de Turc et de Mouelhi, et des ETP moyennes d'Oudin et de Mouelhi sur la période 1975-2005.

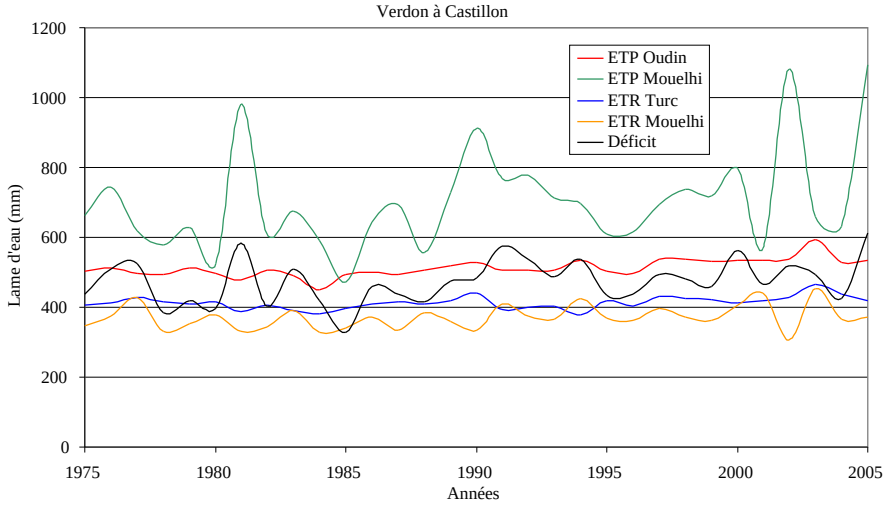
Nous présenterons donc dans la suite :

- une cartographie des coefficients de corrélation obtenu pour chaque bassin entre la pluie et le débit (voir figure 7.3)pour le période 1954-2005 (quand le débit existe),

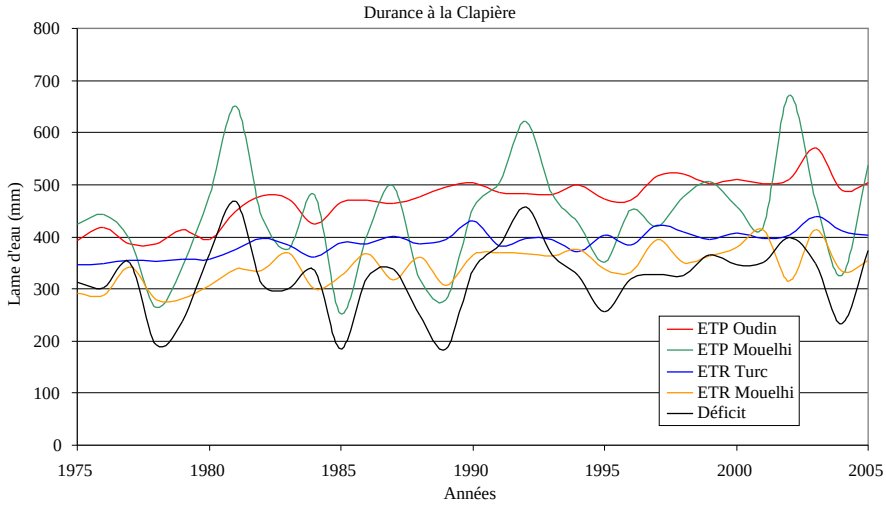


(a) Verdon (b) Durance

FIG. 7.3 – Écoulement annuel en fonction de la précipitation annuelle



(a) Verdon



(b) Durance

FIG. 7.4 – Déficit, ETP et ETR annuels

- une cartographie du déficit annuel moyen sur la période 1975-2005,
- une cartographie de l'ETR annuelle moyenne de Turc sur la période 1975-2005,
- une cartographie de l'ETR annuelle moyenne de Mouelhi sur la période 1975-2005,
- un graphique par massif représentant les déficits annuels moyens en fonction des altitudes moyennes de bassins sur la période 1975-2005,
- un graphique par massif représentant les ETR annuelles moyennes de Turc et de Mouelhi en fonction des déficits annuels moyens sur la période 1975-2005,
- un graphique par massif représentant les ETP annuelles moyennes d'Oudin et de Mouelhi en fonction des déficits annuels moyens sur la période 1975-2005.

7.4 Présentation des résultats

7.4.1 Corrélation pluie-débit

La carte de la figure 7.5 présente la répartition géographique du coefficient de corrélation entre la précipitation estimée et l'écoulement, au pas de temps annuel. Nous rappelons que certains bassins sont emboîtés et donc ne sont pas indépendants, les bassins versants sont ainsi organisés par sous-ensemble.

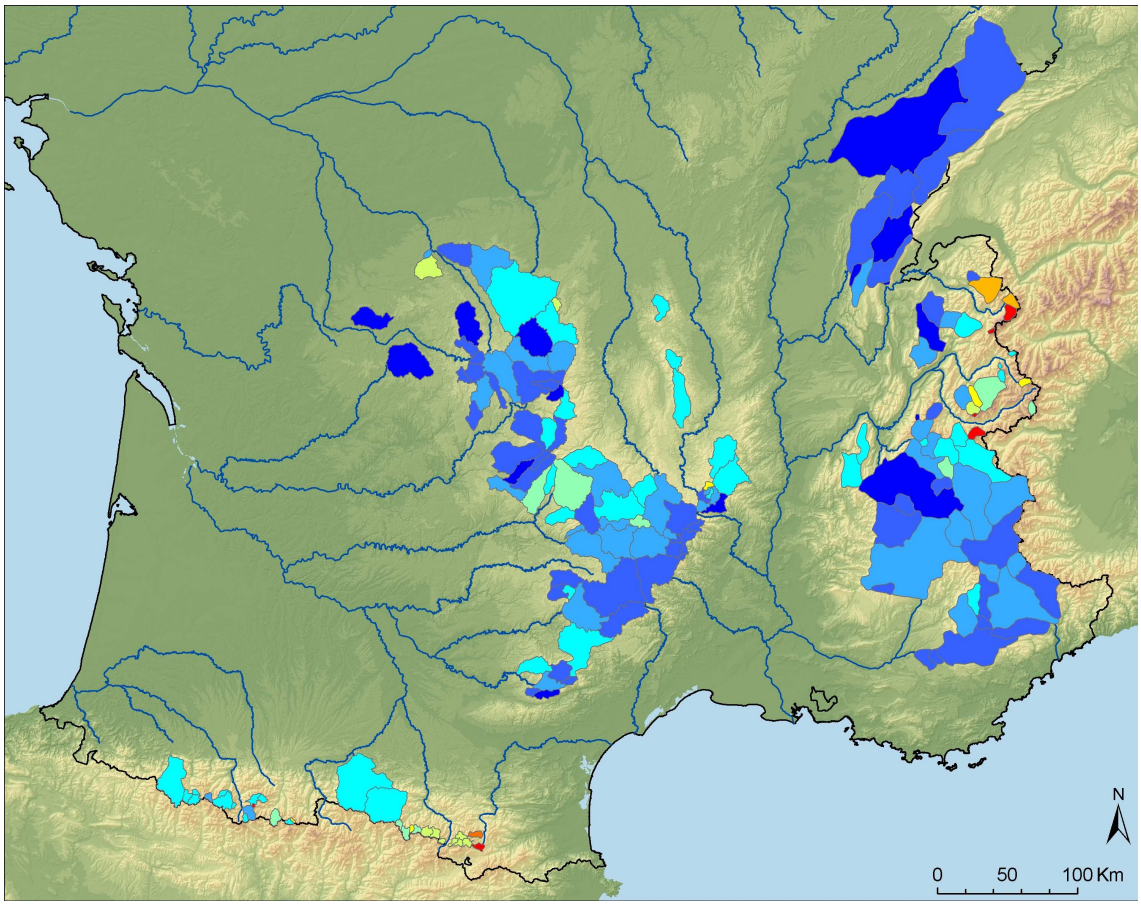
Pour la majorité des bassins, le coefficient de corrélation est plutôt bon, notamment à moyenne altitude, pour les Préalpes, les Alpes du Sud et le Massif Central. Dans ces zones, la diversité du relief et du climat nous permettent d'avoir un panier de bassins bien diversifié, où les résultats en corrélation sont encourageants avec un R^2 majoritairement compris entre 0.5 et 1, ce qui porte à croire que les précipitations sont un bon témoin de l'écoulement observé.

Cependant, nous notons deux régions où le coefficient de corrélation est faible, et souvent accompagné d'un déficit très faible voire négatif (figure 7.9). Il s'agit des hauts massifs des Alpes du Nord (Mont Blanc et Vanoise), et de la crête pyrénéenne. Les écoulements y sont plus élevés ou très proches des précipitations sur ces bassins. Cette situation paraît problématique, et peut avoir plusieurs origines, parmi lesquelles :

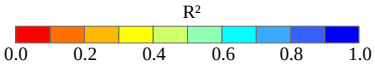
- une mauvaise définition des limites du bassin,
- des apports de nappe provenant de l'extérieur des limites topographiques des bassins (non-correspondance des bassins topographiques et hydrogéologiques),
- des apports glaciaires importants,
- une surestimation des débits (erreurs de mesures ou de restitution),
- et plus probablement une sous-estimation de la précipitation estimée sur le bassin (c'est à dire une insuffisance du modèle de spatialisation étudié).

Dans ces régions (crête pyrénéenne et Alpes du Nord), les bassins versants étudiés sont souvent petits et situés en altitude, où il est difficile d'avoir une estimation de la précipitation et de l'évapotranspiration. De plus la provenance des débits n'est pas toujours bien connue, ceci étant dû à la présence de nombreuses adductions et de cours d'eau dérivés. Les incertitudes sont donc fortes sur les trois termes du bilan hydrologique.

Cependant,le systématisme des résultats sur les régions incriminées qui pourtant ne sont pas toutes aussi fortement aménagées nous laissent supposer que la dernière hypothèse précédente est prépondérante : Les précipitations semblent sous estimées dans ces zones.



(a)



(b) Légende

FIG. 7.5 – Corrélation pluie-écoulement au pas de temps annuel sur la période 1954-2005

7.4.2 Déficits d'écoulement

Parallèlement aux graphiques des figures 7.6, 7.8 et 7.7, des résultats cartographiques sont proposés dans les figures 7.9, 7.10 et 7.11.

Massif des Alpes

Le graphique 7.6(a) présente la répartition du déficit d'écoulement annuel avec l'altitude médiane du bassin.

Nous remarquons immédiatement que pour les bassins ayant une altitude moyenne supérieure à $1800m$, le nuage de points est très dispersé et réparti entre des valeurs de déficit comprises entre -800(!) et $450mm/an$ (points oranges sur le graphique). On note ici une sous-estimation des précipitations par rapport aux débits à l'exutoire du bassin, ce qui entraîne un déficit très faible voire négatif. Ces problèmes de sous-estimation se concentrent sur la vallée de la Maurienne et les hauts bassins du Mont Blanc. Ces bassins aussi comportent une part glaciaire importante, qui peut influencer le bilan hydrologique (augmentation du débit par fonte de la glace). Néanmoins les ordres de grandeur de ce phénomène ne peuvent pas à eux seuls expliquer les valeurs de déficit constatées, qui sont principalement dues à la sous-estimation des précipitations.

En effet, les appareils glaciaires ont perdu régulièrement de la masse dans la zone d'ablation (Vincent, 2002), mais un calcul approximatif permet de relativiser en partie l'impact de ces pertes sur le bilan hydrologique. si on considère une perte de $1000mm/an$ (qui peut être beaucoup plus importante certaines années) sur une surface glaciaire de $10km^2$ pour un bassin versant de $100km^2$ par exemple, on obtient finalement qu'une lame d'eau de fonte de $100mm/an$, qui ne peut expliquer à elle seule les déficits obtenus, même si son influence ne peut parfois être négligée.

On peut donc déjà voir une limite à la méthode de spatialisation proposée. Le bilan hydrologique pour les bassins de très haute montagne n'est pas satisfait. Dans la suite, les bassins dont le déficit est négatif ou faible (inférieur à $100mm$) sont mis de côté pour permettre de comparer proprement les déficits obtenus sur les autres régions. Nous mettons de côté la vallée de la Maurienne et les bassins du Mont Blanc pour lesquels il sera nécessaire de retravailler sur l'estimation des précipitations.

Ensuite, plusieurs bassins présentent également des résultats surprenants, mais cette fois en sens inverse. Trois bassins (points bleus sur le graphique) proposent pour des altitudes modestes des déficits supérieurs à $1200mm/an$, soit plus du double de la moyenne de $500mm/an$ généralement admise dans cette région pour ces altitudes. Ceci s'explique par la géologie des bassins incriminés (plateau du Vercors). Le Vercors est un massif karstique et de ce fait le bilan hydrologique ne peut-être bouclé, il existe de nombreux transferts souterrains entre bassins (positif ou négatif) qu'il est très difficile de chiffrer. Ces bassins seront également écartés pour la suite de l'étude.

Le graphique 7.6(b) présente les ETR de Mouelhi et de Turc en fonction du déficit d'écoulement. Les deux ETR sont bien corrélées avec le déficit, et L'ETR formulée par Mouelhi donne un meilleur coefficient de détermination que l'ETR de Turc. Dans l'hypothèse d'un nouveau travail sur les précipitations d'altitude, une augmentation de ces dernières permettrait de revoir à la hausse les déficits des bassins d'altitude, ce qui aurait pour effet de diminuer la dispersion du nuage de points autour de la première bissectrice.

Le graphique 7.6(c) propose une comparaison entre déficit et ETP, qui reste malgré

tout intéressante. L'ETP de Mouelhi représente mieux le déficit, même si la corrélation entre l'ETP d'Oudin et le déficit reste acceptable. Toutefois nous nous devons de rappeler que le déficit apparaît dans l'expression de l'ETP de Mouelhi, et il est normal que ces deux grandeurs soient bien corrélées.

Massif Central

Sur le Massif Central, les valeurs de déficit oscillent entre 400 et 600mm/an comme le montre le graphique 7.8(a), ce qui rejoint tout à fait les ordres de grandeur des valeurs d'ETR obtenues avec Turc et Mouelhi et présentées dans le graphique 7.8(b). Il est alors difficile de savoir laquelle de ces deux formulations représente le mieux la réalité.

Les coefficients de détermination entre le déficit et les ETR sont plus faibles que ceux des Alpes. Toutefois la sélection de bassins versants sur les Alpes proposent plus de variabilité que sur le Massif Central. En effet, sur les Alpes pour la période 1975-2005, le déficit est compris entre 100 et 700mm, alors que les bassins du Massif Central ont sur la même période des déficits compris entre 300 et 700mm. Cette variabilité agit sur la variance totale (plus faible pour le Massif Central) et donc sur les valeurs du coefficient de corrélation R^2.

Comme pour les Alpes, l'ETR de Mouelhi semble plus apte à représenter le déficit que celle de Turc, et l'ETP de Mouelhi est mieux corrélée au déficit que l'ETP d'Oudin (graphique 7.8(c)). Ces résultats ne sont pas surprenants dans la mesure où les formules de Mouelhi ont été calées sur les débits.

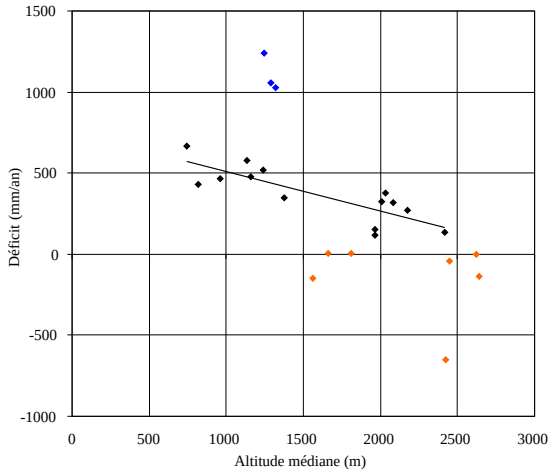
Massif des Pyrénées

Le graphique 7.7(a) présente la répartition des déficits d'écoulement en fonction de l'altitude médiane du bassin. Comme sur le massif des Alpes, une partie des points a un déficit proche de zéro voir négatif.

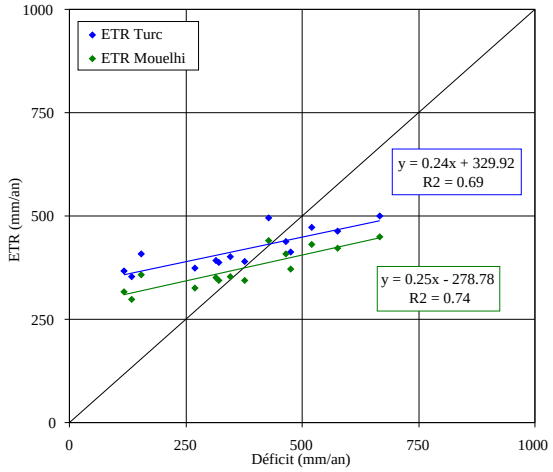
La formulation de Mouelhi donne une ETR plus faible que le déficit modélisé, entre 150 et 300mm/an contre 350 et 550mm/an pour la formulation de Turc comme le montre le graphique 7.7(b). Les valeurs de l'ETR de Mouelhi sont faibles par rapport aux valeurs attendues sur ce massif (de l'ordre de 300 à 400mm/an). Ces valeurs faibles proviennent de la faible valeur du paramètre α fixé à 0.432, qui provient des erreurs entre le débit réel et le débit calculé par la formule de Mouelhi avec l'ETP d'Oudin (équation 7.11).

Les faibles coefficients R^2 entre ETR et déficit montrent une mauvaise estimation du déficit sur le massif des Pyrénées, mais il ne faut pas perdre de vue que nous avons très peu de bassins pour l'étude et beaucoup d'incertitudes sur les données. Toutefois on peut conclure comme sur les autres massifs que la formulation de Mouelhi est mieux corrélée avec le déficit que celles de Turc et d'Oudin (graphique 7.7(c)). Il est cependant difficile de savoir ce qui se passe du point de vue des phénomènes hydrologiques, et de connaître avec précision quelle formulation d'ETR est la plus proche de la valeur réelle.

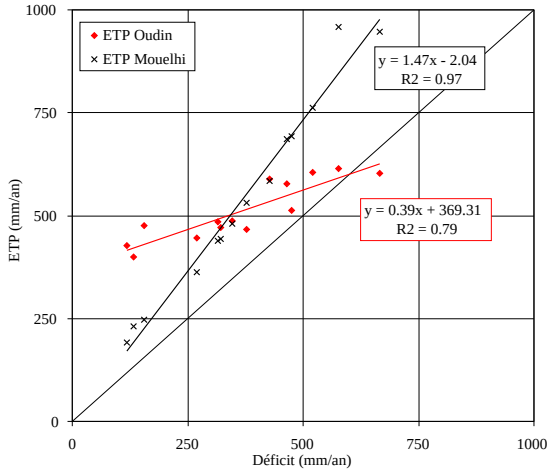
Il y a évidemment un manque de précipitations estimées sur la crête pyrénéenne, comme sur les bassins en haute altitude des Alpes, la méthode d'interpolation doit être améliorée afin de boucler le bilan hydrologique sur ce massif.



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

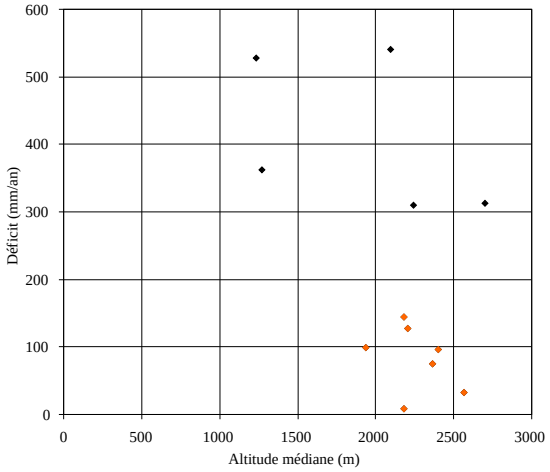


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

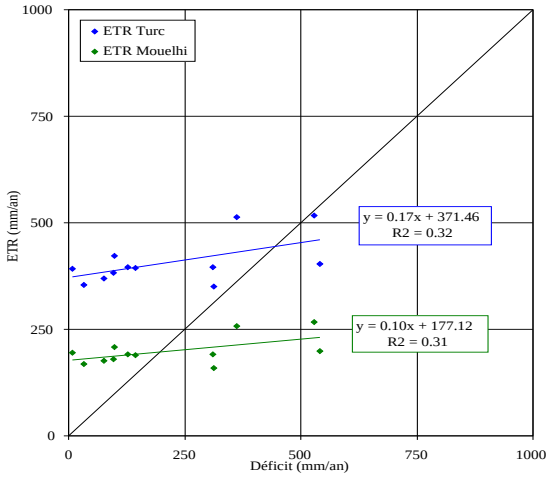


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

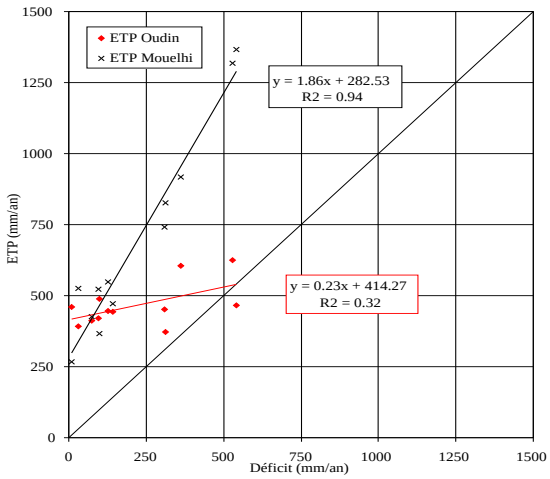
FIG. 7.6 – Résultats sur le massif des Alpes



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

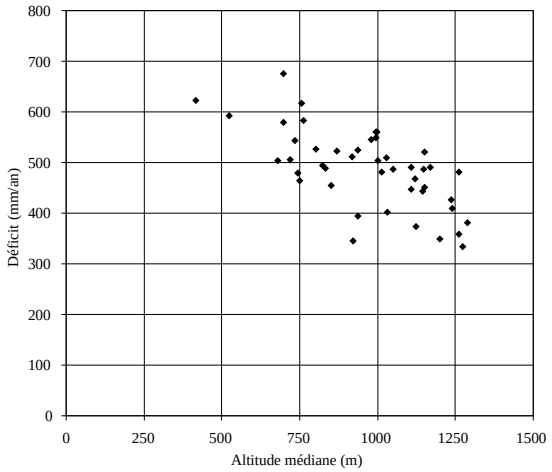


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

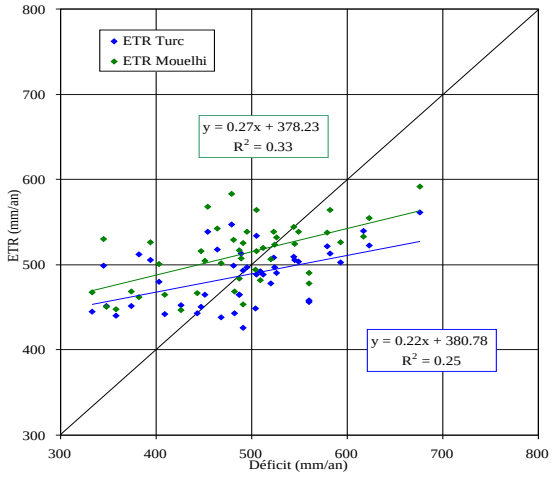


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

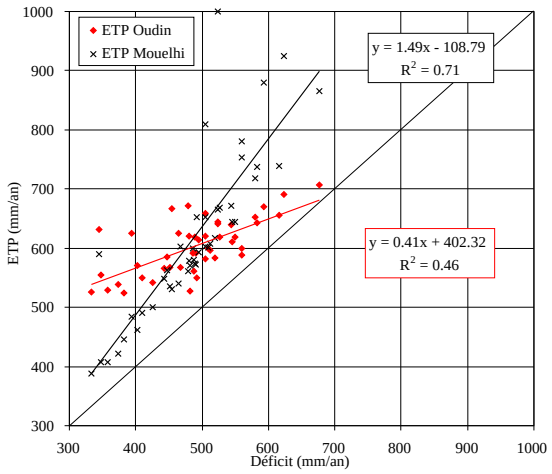
FIG. 7.7 – Résultats sur le massif des Pyrénées



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

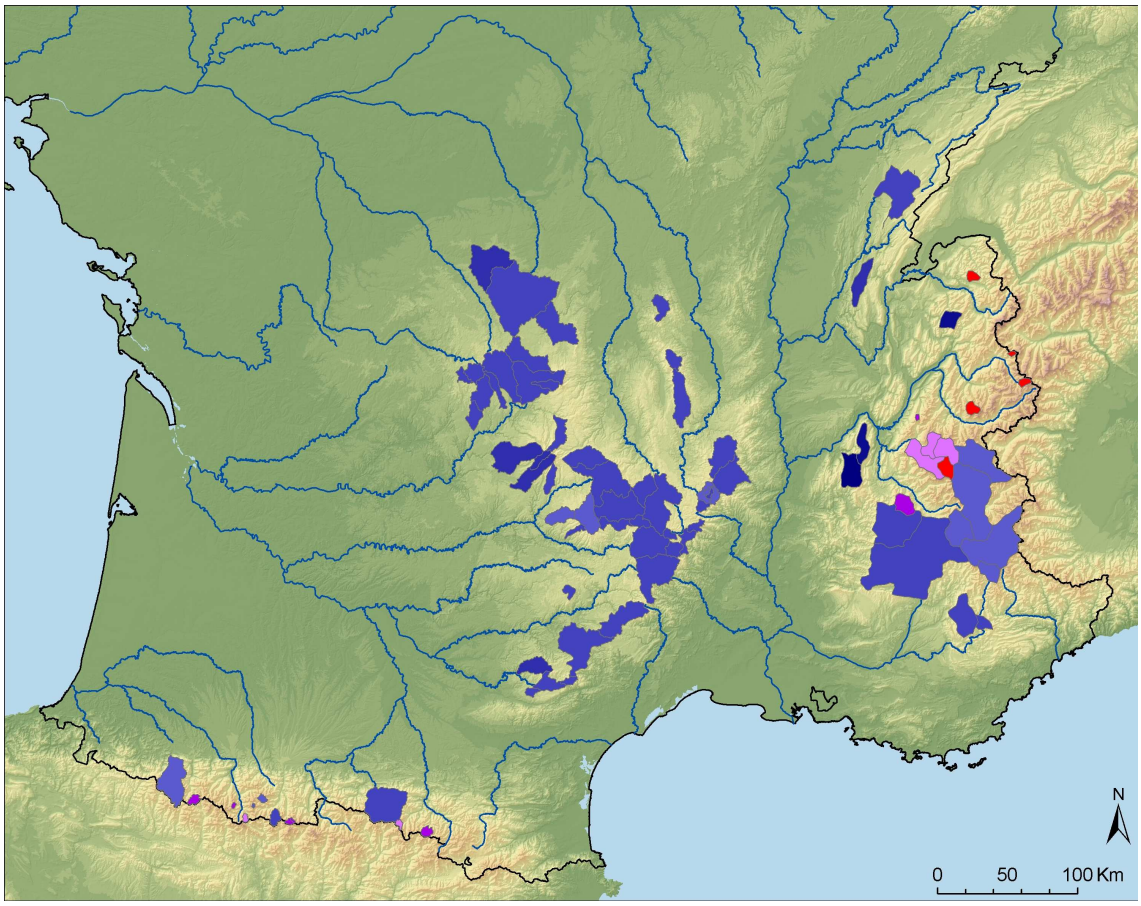


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

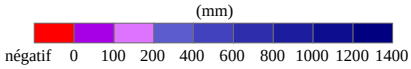


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

FIG. 7.8 – Résultats sur le massif Central

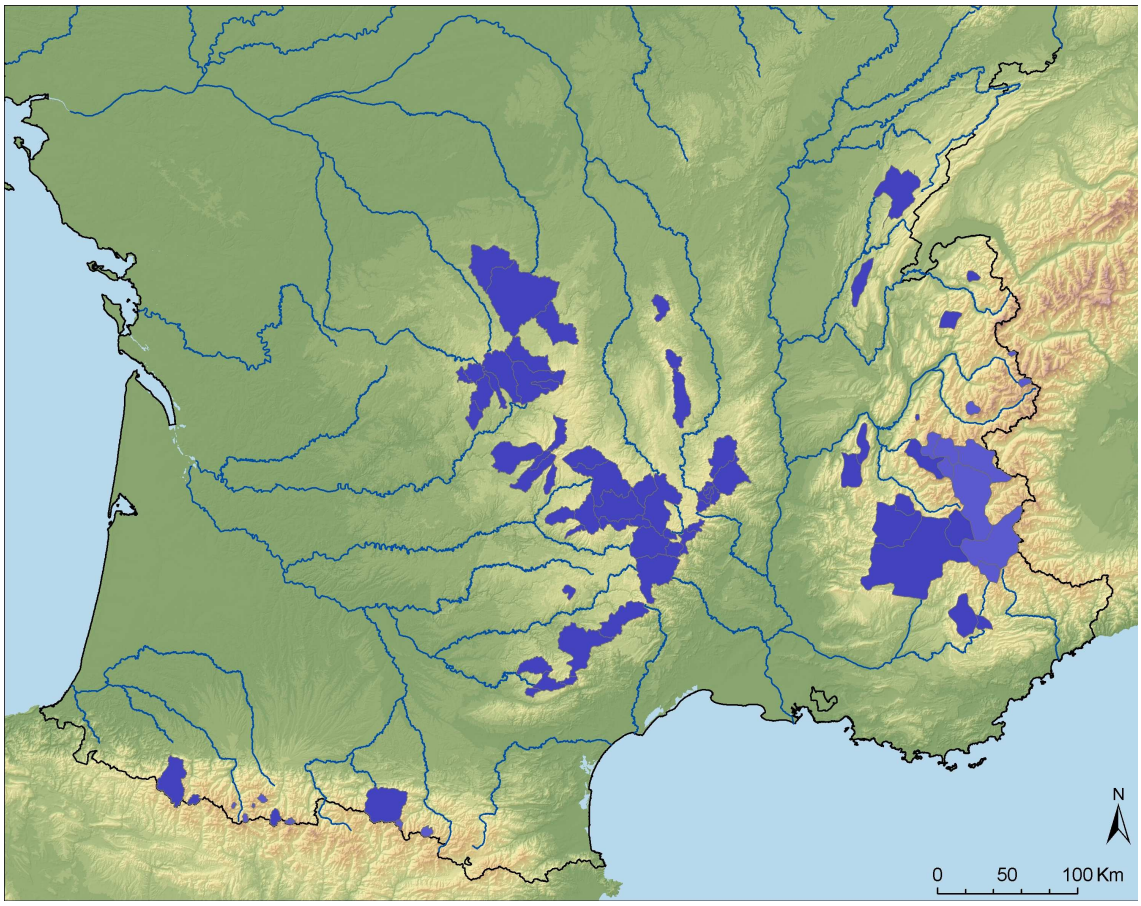


(a)

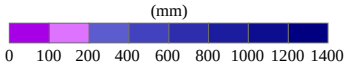


(b) Légende

FIG. 7.9 – Déficit annuel moyen sur la période 1975-2005

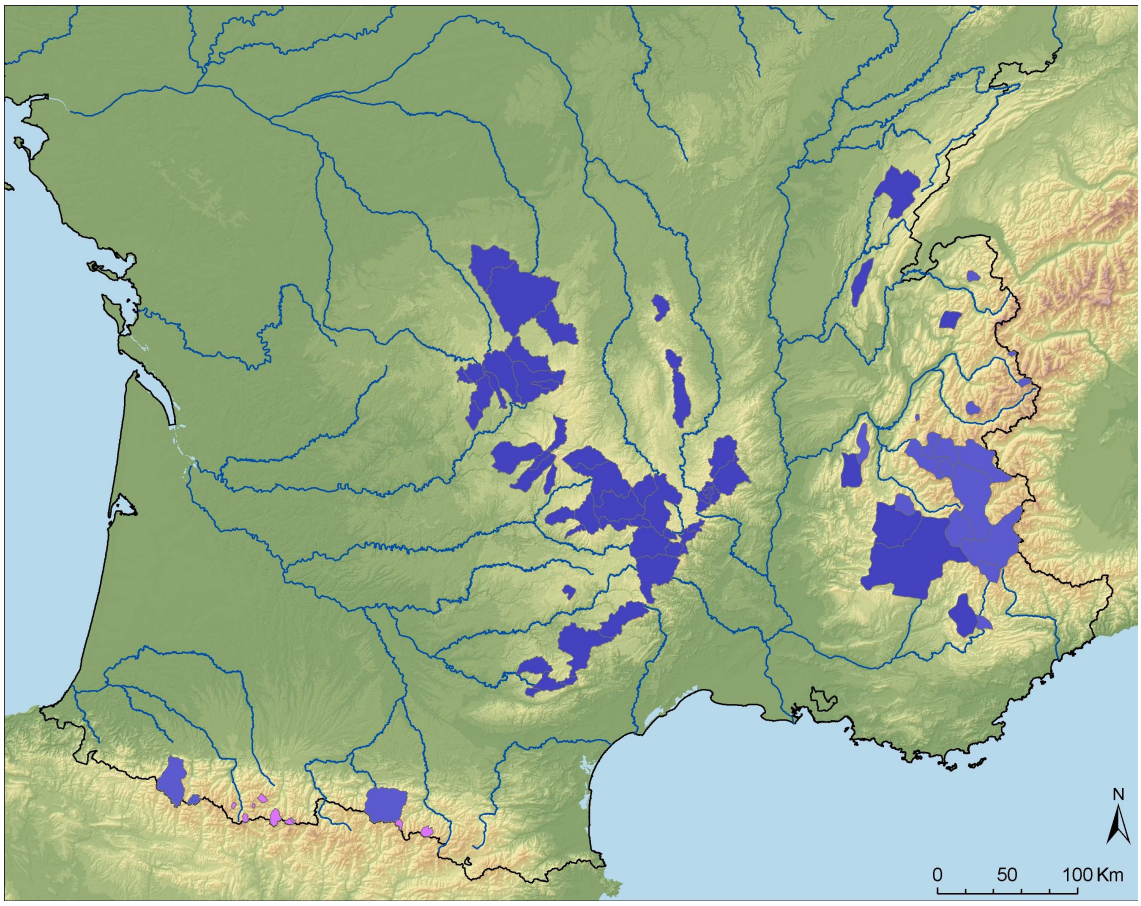


(a)

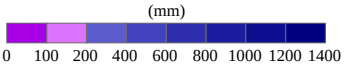


(b) Légende

FIG. 7.10 – ETR annuelle moyenne de Turc sur la période 1975-2005



(a)



(b) Légende

FIG. 7.11 – ETR annuelle moyenne de Mouelhi sur la période 1975-2005

7.5 Conclusion

Ce chapitre présentait une validation de notre méthode d'estimation des précipitations en montagne, à travers l'utilisation de bilans hydrologiques au pas de temps annuel. Nous avons pu ainsi analyser pour chaque bassin versant étudié, la corrélation entre précipitations estimées et débits mesurés, et comparer les valeurs de déficits obtenues avec différentes formules d'évapotranspiration de la littérature.

La validation par bilan hydrologique est intéressante dans la mesure où elle introduit des données de débit indépendantes des stations pluviométriques qui ont servi à l'estimation des précipitations. De plus, le bilan hydrologique est un intégrateur, qui permet de valider la grille de précipitations à une échelle supérieure au pixel, celle des bassins versants.

Néanmoins, il faut souligner que la validation par bilan hydrologique a ses limites. En effet elle comporte trois incertitudes importantes : l'incertitude sur la mesure de débit loin d'être négligeable, celle affectant la pluie interpolée (que nous cherchons à caractériser ici), et enfin celle inhérente au modèle d'évapotranspiration choisi et à la température de l'air utilisée pour le bassin. Il est donc important de prendre les résultats avec précaution.

Cependant, des grandes tendances peuvent être dégagées de ce travail, largement corroborées aux conclusions établies au chapitre 6 qui présentait la validation à l'aide des postes neige :

- Sur le Massif Central, ainsi que sur les bassins des Alpes dont l'altitude moyenne est inférieure à environ $2000m$, les précipitations semblent bien interpolées d'après les bilans.
- Sur les Alpes du Nord (essentiellement Mont Blanc, Tarentaise et Maurienne) et la crête pyrénéenne, nous notons une sous estimation des précipitations en altitude, qui se traduit par des bilans hydrologiques non satisfaits. Pour améliorer l'estimation de la précipitation, il semble nécessaire d'apporter un correctif aux précipitations sur les bassins à haute altitude.
- D'une formulation empirique à l'autre, déficit et ETR sont plus ou moins bien corrélés, sans que l'on puisse conclure sur la valeur réelle exacte de l'évapotranspiration.

Conclusion de la partie II

Comme nous le pressentions dans la conclusion de la partie I à la page 99, notre modèle d'estimation des précipitations est biaisé en altitude, principalement sur la crête pyrénéenne et sur les Alpes du Nord. Cette sous-estimation parfois très importante est principalement le fait des problèmes de sous-comptage des appareils de mesure que nous avons utilisés (pluviomètres et nivo-pluviomètres totalisateurs).

Ce sous-comptage est connu (Sevruk, 1989), il est inhérent aux problèmes de captation des précipitations tant liquides que solides. Les facteurs influents sur ce sous-comptage sont principalement le vent et la fraction solide des précipitations. Ces deux variables augmentent sensiblement avec l'altitude, et c'est pour ces raisons que ce problème est plus facilement mis en évidence en montagne.

L'enchaînement des processus de validation des chapitres 4, 6 et 7 donne un aperçu très intéressant de cette problématique. En effet, la comparaison de nos estimations de précipitations avec les mesures du réseau "TPGEst" ne met pas en lumière ce sous-comptage, pour la bonne et simple raison que ces mesures subissent également ce sous-comptage. La comparaison avec SAFRAN donne à peu de chose près les mêmes résultats puisque ce modèle s'appuie lui aussi principalement sur le réseau de pluviomètres pour estimer les précipitations.

Il faut donc attendre l'introduction de mesures indépendantes de neige et de débit pour mettre en évidence cette forte sous-estimation des précipitations en altitude. Si les validations à travers la modélisation nivale et les bilans hydrologiques pointent les problèmes de sous-estimations des précipitations en montagne, elles ont en plus l'immense avantage de les quantifier. Si les résultats issus des bilans hydrologiques ne peuvent évaluer précisément les volumes de précipitations sous-estimés, l'utilisation des stations de mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux permet d'estimer plus exactement les volumes de précipitation manquants au droit de ces postes.

L'objectif de la troisième et dernière partie suivante, est donc d'assimiler l'ensemble des résultats obtenus sur le réseau de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux, dans le but d'obtenir un modèle de correction des précipitations permettant de traiter le problème de sous-estimation des précipitations en altitude.

Troisième partie

Synthèse

Introduction de la partie III

La validation de nos estimations de précipitations présentée dans la partie précédente a permis de mettre en évidence une sous-estimation des précipitations dans plusieurs zones d'altitude. Ces sous-estimations sont essentiellement dues aux données utilisées elles-même, issues principalement des pluviomètres et des NPT, appareillages dont le sous-comptage des précipitations peut-être important sous certaines conditions.

L'objectif de cette partie est donc d'abord de proposer une méthode de correction des mesures observées, en s'appuyant sur les résultats de validation, et notamment ceux obtenus à l'aide de la modélisation nivale. Le chapitre 8 propose ainsi un modèle correctif des précipitations journalières, qui permettra ensuite de construire de nouvelles ébauches de précipitations par type de temps, et enfin de nouvelles grilles de précipitations journalières.

Le chapitre 9, présente la validation des nouvelles estimations de précipitations obtenues, par l'intermédiaire principalement des bilans hydrologiques qui n'ont pas servi à l'élaboration du modèle de correction des précipitations, mais également de la modélisation nivale, qui permet de vérifier la cohérence des résultats.

Chapitre 8

Assimilation des données d'enneigement

8.1 Une sous estimation des précipitations en altitude

8.1.1 Captation des précipitations et biais métrologique en altitude

Le problème de captation des précipitations par les appareils de mesures n'est pas nouveau. Au delà du problème intrinsèque de la mesure de la précipitation qui a été captée par l'appareil, se pose la question de savoir si cette précipitation captée représente bien toute la précipitation tombée au droit de la station. La réponse est évidemment non, ce qui peut s'expliquer par des phénomènes physiques très simples (Barry (2001)). En fait, nous pouvons dissocier plusieurs phénomènes qui aboutissent au sous-comptage des précipitations, qui sont :

- la turbulence (effet de la topographie locale et du vent),
- l'évaporation,
- les pertes par éclaboussures ("splash in").

Tous les appareils classiques de mesure de la précipitation, sont constitués d'une surface de captation plus ou moins grande, reliée ensuite à une sorte d'entonnoir qui se déverse sur un mécanisme de comptage des précipitations (par exemple par pesée où par augets basculeurs). En ce qui concerne les NPT, le mécanisme de comptage est remplacé par un gros collecteur qui se remplit au fur et à mesure des précipitations, dont le niveau est relevé régulièrement.

Les pertes par éclaboussures se produisent essentiellement au niveau de l'entonnoir, lorsque les gouttes d'eau entrent en contact avec l'appareil. L'évaporation quant à elle intervient à deux niveaux, d'une part sur l'entonnoir où une partie de l'eau tient par capillarité, et d'autre part au sein du collecteur lorsqu'il existe.

Dans le cas du NPT, on imagine bien qu'un bidon métallique plein d'eau est susceptible d'évaporer une partie de son contenu lorsqu'il est au soleil par exemple. Les quantités évaporées peuvent atteindre $1mm/jour$, comme c'est la cas pour les collecteurs "Hellmann", qui ressemblent fortement aux NPT (Sevruk (1974)). Pour limiter ce phénomène, une huile était d'ailleurs introduite dans le collecteur, afin de constituer un film à la surface de l'eau collectée, et ainsi de limiter ce phénomène.

L'effet du vent est sans doute le facteur le plus aggravant dans le sous-comptage des précipitations. Lorsque le vent souffle, l'air subit une compression (effet "venturi") à proximité de l'appareil de mesure. Cette accélération très locale autour de l'appareil em-

pêche en partie les précipitations d'entrer dans l'appareil. A ce phénomène se rajoutent les éventuelles turbulences, et l'angle d'attaque des précipitations : lorsque le vent est important, les précipitations arrivent avec un angle d'incidence très faible par rapport à la surface de captation, et les particules liquides ou solides sont captées plus difficilement facilement par l'appareil.

Bien sûr, plus les particules précipitées sont légères, plus elles sont facilement chassées de l'entrée de l'appareil. Ainsi ce phénomène est plus important pour la neige que pour la pluie, et d'autant plus fort que la neige est froide, c'est à dire légère. Dans certains cas extrêmes, l'appareil de mesure capte moins de 20% de la précipitation (Sevruk (1986)).

Ces phénomènes sont très difficiles à quantifier pour une station donnée, et nécessiteraient pour les corriger la connaissance de nombreuses grandeurs physiques à cette station (température, humidité, vitesse du vent) très rarement mesurées. On ne peut généralement que s'en faire une idée dans de rares stations grâce à des mesures par planche à neige et carottage, ou par des pluviomètres semi-enterrés (type SPIE), cependant très lourds à maintenir.

De plus, comme l'ensemble des pluviomètres (et NPT) fait l'objet de ce problème de sous-comptage à des échelles très diverses, suivant le type d'appareils utilisés et le site d'implantation de la station, il est très difficile de le mettre en évidence. Le plus souvent on cherche simplement à le minimiser au maximum, par le choix d'un appareil adapté (Sevruk et Hamon (1984); Sevruk (1989)) et d'un site bien placé (abrité entre autres).

8.1.2 Introduction des postes de neige dans les ébauches

Les différentes validations de nos estimations de précipitations en montagne ont mis en évidence une sous-estimation de ces précipitations. Les bilans hydrologiques annuels permettent de mettre en évidence le manque d'eau sur plusieurs bassins versants d'altitude. Cependant, ces résultats sont intégrés sur l'ensemble de la surface du bassin, et il est difficile d'identifier précisément les zones où les précipitations sont le moins bien estimées.

Ces bilans ne fournissent qu'une évaluation très moyennée (en temps et en espace) de la sous-estimation des précipitations. Il est ainsi difficile de comprendre la répartition spatiale, et surtout altitudinale de cette sous-estimation. En effet, il semble logique, au vu des résultats, que cette sous-estimation apparaisse d'autant plus grande que l'altitude est importante. On peut donc s'attendre à une variation non négligeable de la sous-estimation au sein d'un même bassin versant, et cela d'autant plus que les altitudes du bassin sont variées.

Au contraire, la validation réalisée au droit des stations de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux permettent d'évaluer très précisément les quantités de précipitations sous-estimées, notamment à travers les valeurs du paramètre Cp (correction des précipitations) du modèle neige décrit au chapitre 6.

Jusqu'à présent nous n'avions pas la possibilité d'introduire de manière très simple des mesures de neige dans notre méthode d'interpolation, dans la mesure où elles ne sont pas directement comparables à des précipitations observées. Maintenant, nous disposons au droit de chaque station, d'une série de précipitation journalière estimée issue de notre modèle, qui a été corrigée (grâce au paramètre Cp) d'éventuelles sous-estimations pos-

sibles.

Utiliser au quotidien de telles séries est sans aucun doute très discutable, dans la mesure où la valeur du paramètre Cp a été calée globalement sur la période d'instrumentation du site considéré, et non de manière quotidienne pour chaque évènement neigeux. Nous n'utiliserons donc pas ces données au pas de temps journalier. Par contre, il est possible de constituer, à partir de ces séries, des moyennes journalières de précipitation par type de temps (sur la période 1957-1973), que nous pourrons alors utiliser dans l'élaboration de nos ébauches de précipitations décrites au chapitre 2.

Ces données permettront d'enrichir les ébauches de précipitation par type de temps, en apportant des valeurs à haute altitude, que nous pouvons cette fois-ci supposer non biaisées, au contraire des données des pluviomètres et des NPT pour lesquelles nous soupçonnons depuis le début des sous-estimations des précipitations, sans pour autant arriver à les mettre clairement en évidence.

8.2 Correction des précipitations journalières

8.2.1 Mise en évidence du sous-comptage des pluviomètres et des NPT

L'idée est donc d'introduire pour chaque poste de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux, 8 variables pluviométriques supplémentaires : les moyennes journalières de précipitation par type de temps sur la période 1957-1973. Pour élaborer nos ébauches, nous disposons ainsi de 8 moyennes journalières de précipitation pour chaque type de temps au droit :

- des pluviomètres,
- des NPT,
- des postes de mesure de la neige.

Il est alors possible d'utiliser notre modèle de construction des ébauches décrit au chapitre 2 avec ces données "neige" supplémentaires. Cependant, nous suspectons que les données pluviomètriques et les données des NPT sont biaisées. Nous allons donc essayer de mettre en évidence ce biais et de le corriger.

Sous-comptage des NPT

Pour mettre en évidence le problème de sous-comptage au droit des NPT, nous reprenons la construction des ébauches de précipitations par type de temps avec les pluviomètres et les postes de neige, mais **sans utiliser les NPT**. Comme décrit au chapitre 2.5.1, il est possible d'obtenir à partir de ces ébauches une cartographie de la précipitation annuelle moyenne sur la période 1957-1973.

Nous pouvons alors obtenir facilement au droit de chaque NPT une estimation de précipitation annuelle moyenne, comparable à la précipitation annuelle moyenne observée sur la même période. Le graphique de la figure 8.1 présente le nuage de points de cette comparaison.

Le résultat est très éloquent, les précipitations obtenues avec le modèle (qui n'utilise que les pluviomètres et les postes de neige) sont quasi-systématiquement supérieures aux précipitations observées au NPT. Le nuage de point est fortement biaisé (biais proche de

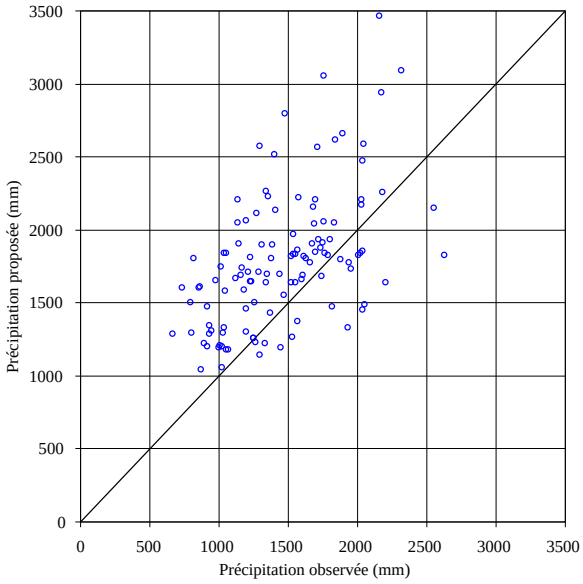


FIG. 8.1 – Comparaison des précipitations annuelles moyennes observées aux NPT, avec les valeurs estimées au droit de ces appareils à l'aide des postes de neige, pour la période 1957-1973

24%), et nous pouvons faire l'hypothèse que ce biais est principalement dû au problème de captation des précipitations par les NPT. En effet, nous disposons maintenant en altitude de points fiables, les valeurs estimées aux postes de neige, qui contraignent fortement les volumes de précipitations attendus en montagne, et par conséquent les valeurs estimées au droit des NPT.

Il est intéressant de noter que beaucoup de NPT se trouvaient sur des sites par ailleurs instrumentés à l'aide de postes de neige sur d'autres périodes (souvent des perches, mais aussi parfois des Télénivomètres). Nous mettons donc ici en évidence une incohérence entre d'une part les mesures en eau de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et d'autre part les mesures collectées aux NPT. Ces derniers semblent sous-estimer les apports en précipitation.

Sous-comptage des pluviomètres

Il est assez difficile de mettre en évidence ce même problème avec les pluviomètres. Nous savons pertinemment qu'il existe, car le problème de captation est strictement le même que celui des NPT (le problème de l'évaporation en moins, et une surface de captation souvent plus grande). Cependant, comme finalement l'ensemble des pluviomètres sont biaisés, il est plus difficile de le faire ressortir.

Reprenons notre modèle de construction d'ébauches n'utilisant que les pluviomètres et les postes de neige. Nous pouvons utiliser ce modèle en validation croisée, et proposer pour chaque pluviomètre une précipitation annuelle moyenne estimée P_{est}, comparable à la précipitation annuelle moyenne observée à ce poste P_{obs}. Pour chaque poste, nous calculons le "biais" entre précipitation estimée et précipitation observée :

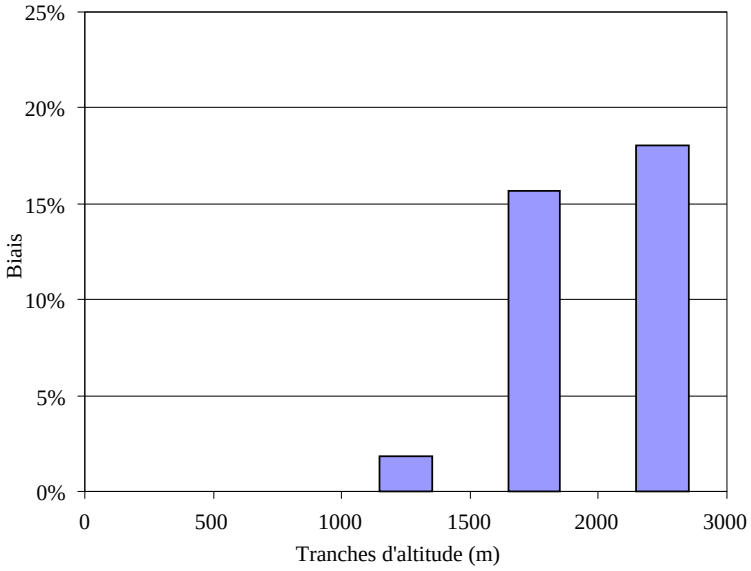


FIG. 8.2 – Biais moyen de validation croisée par tranches d'altitude sur 1186 pluviomètres

$$Biais = \frac{P_{est} - P_{obs}}{P_{obs}}$$

Cette comparaison permet de mettre en évidence la même tendance que pour les NPT. Si pour les tranches d'altitude les plus basses le sous-comptage est en partie masqué, dans la mesure où chaque estimation s'appuie essentiellement sur des observations aux pluviomètres elles mêmes biaisées, il est clairement mis en évidence pour les tranches d'altitudes les plus hautes, pour lesquelles ce phénomène est amplifié, mais aussi parce que cette fois les estimations s'appuient principalement sur des mesures de neige non biaisées.

Les résultats de cette validation croisée sont présentés dans le graphique de la figure 8.2. Nous avons regroupé les pluviomètres des trois massifs, Alpes, Pyrénées et Massif Central et présentons une synthèse des biais de validation croisée par tranches d'altitudes.

Nous notons que pour les tranches d'altitude les plus élevées, l'introduction des postes de neige entraîne un biais important sur les estimations, entre 15 et 20%. C'est à dire que le modèle propose une estimation de precipitation supérieure à l'observation. Ce biais devient nul pour les postes à plus basse altitude. Mais nous pouvons penser qu'il est simplement plus faible et surtout masqué. En effet, lorsque nous travaillons en validation croisée, nous cherchons à comparer la valeur estimée de notre modèle au droit d'une station pluviométrique, avec la donnée de cette station, donnée qui n'a pas été introduite dans le modèle pour cette estimation. Comme la valeur estimée s'appuie en partie sur des mesures de pluviomètres a priori biaisées, il est plus délicat de cerner clairement le sous-comptage de la station étudiée. A basse altitude, les estimations sont réalisées quasi exclusivement avec des mesures de pluviomètres, les données des postes de neige étant trop éloignées. De ce fait le problème de sous-estimation est occulté puisque l'ensemble des données sont biaisées.

8.2.2 Proposition d'un modèle de correction des précipitations

L'introduction de données du réseau de mesure de la neige permet donc de mettre en évidence le sous-comptage des pluviomètres et NPT. Il convient maintenant d'essayer d'estimer précisément les quantités sous-comptées et de proposer une correction des précipitations mesurées. Comme nous l'avons décrit précédemment, les problèmes de captation des précipitations par les appareils de mesures sont d'autant plus importants que le vent est fort, et que la précipitation est sous forme solide. Ces deux variables sont naturellement corrélées avec l'altitude, puisque plus cette dernière est importante, plus les précipitations se font sous forme neigeuse et plus le vent peut être violent (et moins il y a d'abri pour placer les stations).

Une solution simple consisterait à corriger simplement les précipitations observées avec l'altitude. Mais cette approche n'est pas très satisfaisante dans la mesure où la correction serait indépendante de la position géographique du poste, et identique tout au long de l'année. Il semble pourtant nécessaire de pouvoir proposer une correction variable au pas de temps journalier, dans la mesure où vent et fraction solide des précipitations sont très changeants à ce pas de temps.

Il est assez difficile d'accéder à un indice journalier de la vitesse du vent. D'une part parce que les mesures sont très rares en montagne, et d'autre part parce que la circulation du vent est très complexe. En effet, le vent ressenti à un lieu donné est très dépendant de la forme du relief environnant, qui est responsable des zones d'abri, et des zones fortement turbulentes.

Ainsi, nous avons choisi d'utiliser la seule fraction solide des précipitations pour corriger les précipitations observées. Cette variable a l'avantage d'être dépendante de la température moyenne journalière, ce qui lui confère une variabilité journalière, altitudinale, et géographique indéniable. De plus, nous disposons d'une estimation de la température moyenne journalière en tous les pixels de notre domaine d'étude, et donc en particulier au droit de l'ensemble des postes d'observations.

Pour chaque poste de mesure, nous disposons donc de la série d'observation des précipitations, et d'une série de températures moyennes journalières estimées. En utilisant l'équation 6.1 à la page 145, il est possible de calculer pour chaque journée i la fraction de précipitation solide correspondante :

$$P^i_{totale} = P^i_{liquide} + P^i_{solide}$$

$$P^i_{liquide} = Fl(T^i_{air}) \cdot P^i_{totale}$$

$$P^i_{solide} = \left(1 - Fl(T^i_{air})\right) \cdot P^i_{totale}$$

Où :
- P^i_{totale} est la précipitation observée le jour i,
- $P^i_{liquide}$ et P^i_{solide} les parts solide et liquide de la précipitation observée,
- $Fl(T_{air})$ la formule de l'U.S. Corps of Engeneers (North pacific division corps of engineers (1956)),
- T^i_{air} la température moyenne du jour i.

En particulier, à partir de ces calculs, il est possible d'accéder pour chaque station de mesure à la part de précipitation solide dans la précipitation totale sur la période 1957-1973 :

$$FS_{5773} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P^i_{solide}}{\sum_{i=1}^{n} P^i_{totale}}$$

Nous allons chercher à croiser cette nouvelle variable avec les résultats de validation présentés précédemment. Pour chaque NPT nous disposons d'un écart relatif entre la précipitation mesurée et la précipitation estimée par le modèle (utilisé avec les pluviomètres et les postes neige seuls). Pour chaque pluviomètre, nous disposons également d'un écart relatif entre la précipitation mesurée et la précipitation estimée par le modèle en validation croisée (toujours sans utiliser les NPT dans les calculs).

Nous avons reporté dans le graphique de la figure 8.3 ces écarts relatifs (calculés sur la précipitation annuelle moyenne de la période 1957-1973), en fonction de la fraction de précipitation solide sur la période 1957-1973[1] ainsi qu'en fonction de l'altitude des postes.

Ces deux graphiques résument finalement parfaitement la problématique. En introduisant les postes de neige dans l'élaboration des ébauches, nous voyons apparaître un écart important entre les précipitations estimées par notre modèle et les précipitations observées aux pluviomètres et NPT. Si à faible altitude (i.e. à fraction solide proche de 0) cet écart est faible, il devient très important lorsque l'altitude augmente (i.e. lorsque la fraction solide augmente).

Il est assez difficile d'exploiter de tels graphiques, dans la mesure où les écarts relevés aux pluviomètres sont liés entre eux (résultats de validation croisée), au contraire de ceux obtenus au droit des NPT. Nous avons donc choisi d'établir un modèle de correction des précipitations observées à partir des seuls NPT, puis de l'appliquer par la suite aux pluviomètres, en vérifiant qu'il annule bien le biais décelé.

Nous avons choisi d'utiliser un modèle simple, où la correction est simplement proportionnelle à la fraction solide. Nous introduisons ainsi :

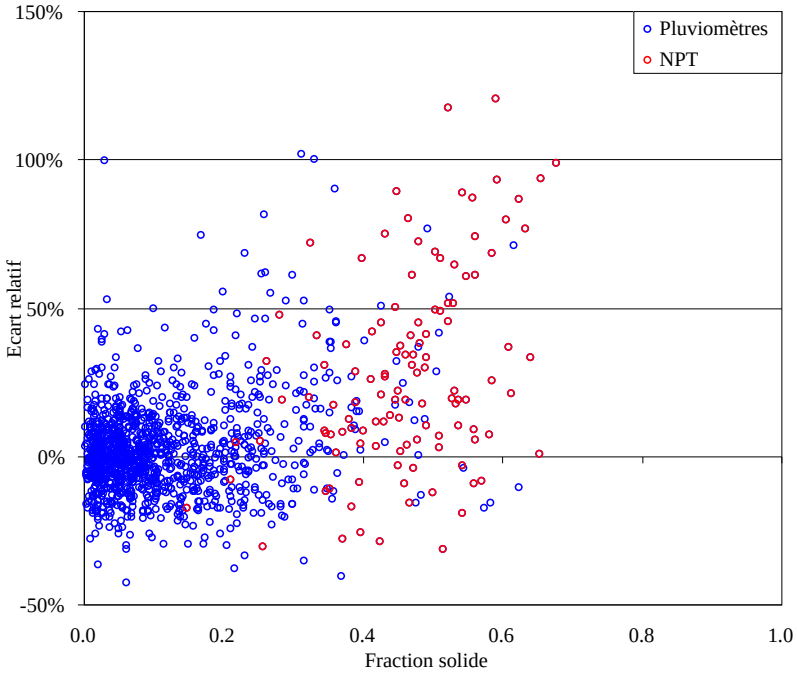
$$C_{pl} = 1 + \rho \cdot FS^{5773}$$

$$P_{\text{corrigée}} = C_{pl} \cdot P^{5773}_{\text{Observée}}$$

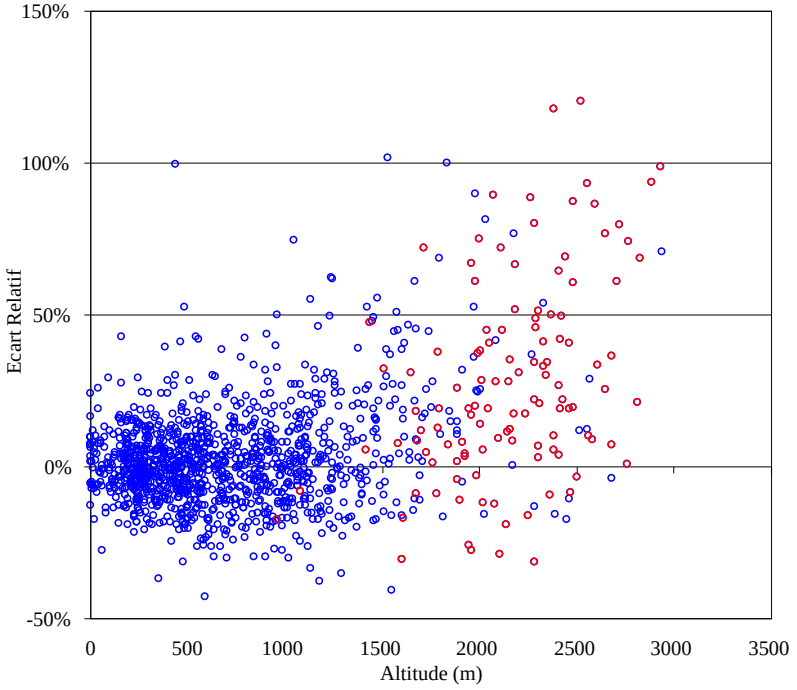
Nous cherchons à optimiser ρ afin que la moyenne des nouvelles observations au NPT soit égale à la moyenne des précipitations estimés par notre modèle (sans utiliser les NPT). Ou plus simplement, que le biais entre nouvelles estimations et observations soit nul. Le graphique de la figure 8.4 présente l'évolution de ce biais en fonction de la valeur du paramètre ρ. Nous avons calculé ce biais d'une part pour l'ensemble des NPT, puis pour deux échantillons, les NPT dont la fraction solide est inférieure à 0.4, et ceux dont la fraction solide est supérieure à 0.4.

Tout d'abord, nous avons reporté les valeurs du biais "brut", avant correction (histogramme gris). Nous retrouvons un biais de 24% pour l'ensemble des appareils, et il est intéressant de noter qu'il atteint 31% pour les NPT où $FS^{5773} > 0.4$. Ces valeurs sont tout à fait dans les ordres de grandeur des pertes par captation pour ces valeurs de fraction solide présentées dans la littérature (Sevruk et Hamon (1984); Sevruk (1986)) .

[1]Nous ne disposons pas de chronique journalière pour les NPT, la fraction solide est donc estimée pour chaque NPT en utilisant la série de précipitation estimée par le modèle au droit de l'appareil, et les estimations journalières de températures



(a) Fraction solide



(b) Altitude

FIG. 8.3 – Écart relatif de validation aux pluviomètres et aux NPT en fonction de la fraction solide de la précipitation et de l'altitude des stations

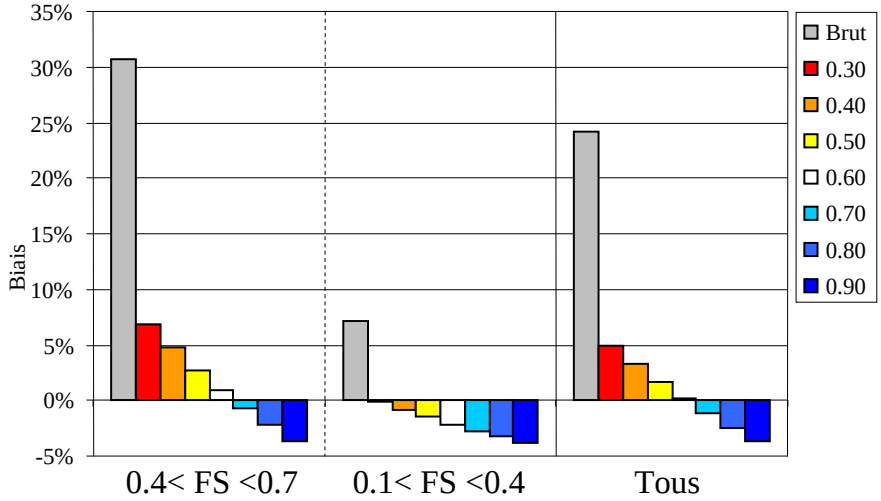


FIG. 8.4 – Évolution du biais aux NPT en fonction du paramètre ρ

Ensuite, chaque couleur présente les biais obtenus pour différentes valeurs de ρ. Nous notons ainsi que $\rho = 0.6$ semble être un bon compromis. En effet, le biais sur l'ensemble des NPT est nul, il est de 1% pour les NPT vérifiant $FS^{5773} > 0.4$ et de -2% pour les autres.

Si ce modèle de correction a été établi à l'échelle interannuelle, l'utilisation de la fraction solide dans son expression permet de le généraliser pour n'importe quel pas de temps, et en particulier pour le pas de temps journalier :

$$P_j^c = \left(1 + 0.6 \cdot FS(Ta_j)\right) \cdot P_j \tag{8.1}$$

Où :

- P_j^c est la précipitation corrigée du jour j
- P_j est la précipitation mesurée le jour j
- Ta_j la température moyenne du jour j
- $FS(Ta_j)$ la fraction solide du jour j (en %)

8.3 Les nouvelles ébauches de précipitations par type de temps

Repartons maintenant de zéro et considérons la période 1957-1973. Sur celle-ci, nous disposons de trois types d'appareils de mesure pour construire nos ébauches de précipitation par type de temps :

- les pluviomètres,
- les NPT,
- les postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux.

Avant toute chose, nous allons corriger les mesures de NPT et de pluviomètres à l'aide du modèle établi précédemment.

8.3.1 Correction des pluviomètres et des NPT

La correction des pluviomètres est assez évidente, puisque nous disposons de mesures quotidiennes de précipitations, et de température moyenne journalière estimée au droit de chaque poste. Nous pouvons donc estimer la fraction solide à chaque poste et appliquer le modèle de correction présenté dans l'équation 8.1 à la page 217 au pas de temps journalier.

La correction des NPT quant à elle, ne peut que se faire sur un pas de temps cumulé (mensuel ou annuel). Pour cela, il convient donc de déterminer la fraction solide de précipitation qui correspond à chaque cumul disponible. Pour estimer cette fraction solide simplement, nous disposons toujours de la température moyenne journalière au NPT considéré, que nous avons choisi de croiser avec les séries de précipitations journalières estimées au droit de chaque NPT grâce à notre modèle d'interpolation présenté dans le chapitre 3.

En effet, nous pouvons raisonnablement penser que ces premiers résultats, bien qu'affectés par un problème de sous-estimation, proposent une répartition journalière crédible permettant d'obtenir une répartition pluie/neige sur des pas de temps cumulés proche de la réalité. Par ailleurs, nous estimerons également que la répartition par type de temps est respectée.

Nous corrigeons alors chaque cumul de NPT à l'aide de la fraction solide correspondante, identifiée précédemment sur la base des séries estimées au droit des NPT de précipitations et de températures journalières. Nous présentons dans la figure 8.5, l'évolution de la précipitation annuelle moyenne sur la période 1957-1973 pour l'ensemble des pluviomètres et des NPT.

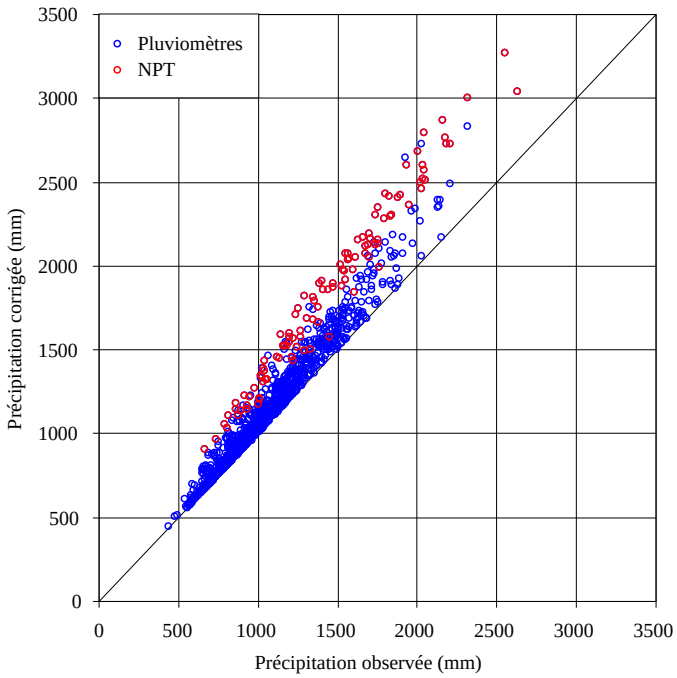


FIG. 8.5 – Comparaison des précipitations annuelles moyennes observées et corrigées sur la période 1957-1973 pour les pluviomètres et les NPT

Ces corrections de biais métrologique effectuées, nous pouvons maintenant recons-

truire pour chaque station les précipitations moyennes journalières par type de temps sur la période 1957-1973, variables nécessaires à la construction de nos ébauches de précipitations par type de temps.

8.3.2 Introduction des mesures de neige

Ces mesures sont très précieuses, puisqu'elles couvrent des tranches d'altitude peu ou pas instrumentées. Nous avons choisi de conserver le jeu de données que nous avons établi au paragraphe 8.1.2. Pour chaque poste de neige nous disposons donc de 8 estimations des moyennes journalières de précipitation par type de temps, dont nous nous servirons pour construire de nouvelles ébauches.

8.3.3 Cartographie des nouvelles ébauches

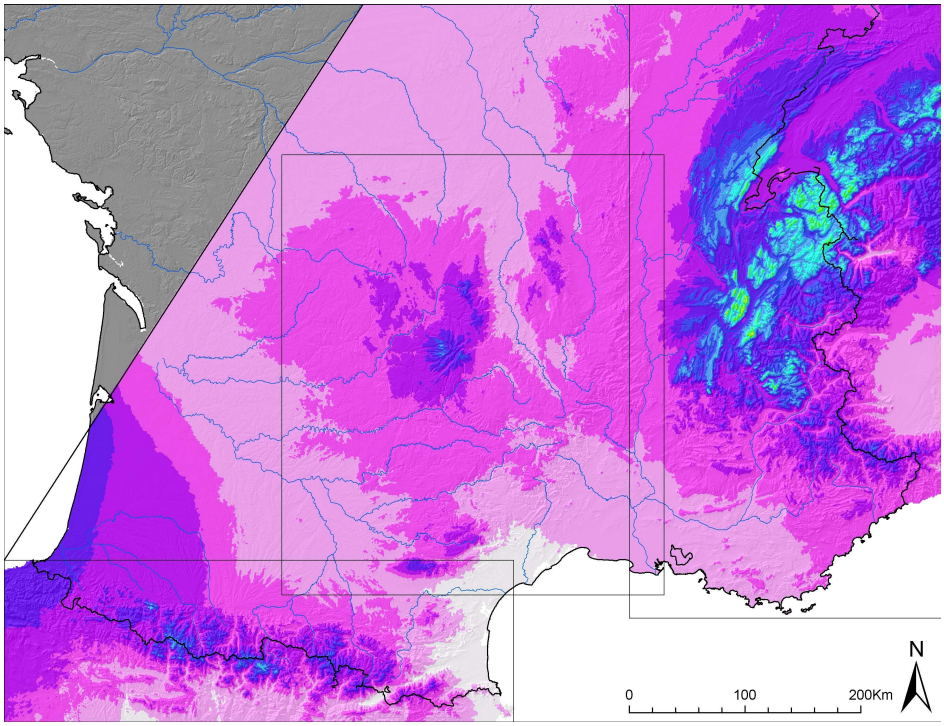
Notre réseau de mesures est donc constitué de :
- 1186 pluviomètres,
- 138 NPT,
- 95 postes de neige.

Toutes ces données sont désormais corrigées des biais de captation via les postes de neige et la fraction solide. A partir de ce réseau, nous pouvons utiliser notre modèle de construction des ébauches de précipitations journalières par type de temps, décrit au chapitre 2. Les figures 8.6, 8.7, 8.8 et 8.9 présentent les ébauches de précipitation obtenues pour ce réseau de mesures étoffé et corrigé.

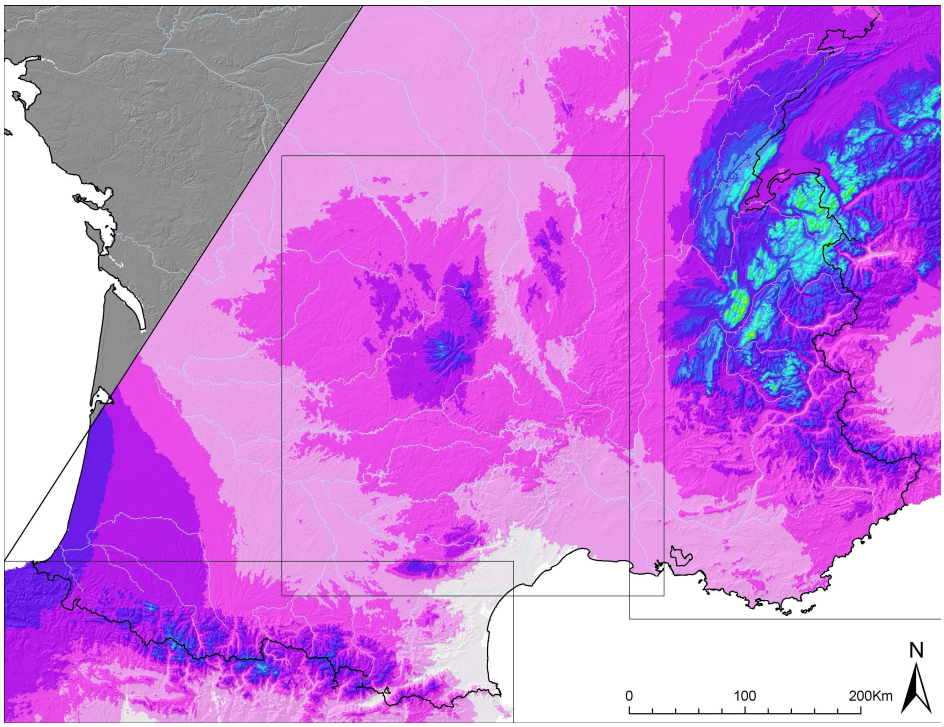
Les biais de validation croisée sont présentés dans le tableau 8.1. Ces résultats nous permettent de vérifier que notre modèle de correction des précipitations n'a pas engendré de bouleversement en terme de biais, et donc de volume, sur les ébauches de précipitations. Pour les trois massifs, les biais restent dans des gammes tout à fait acceptables.

TAB. 8.1 – Biais de validation croisée par massif

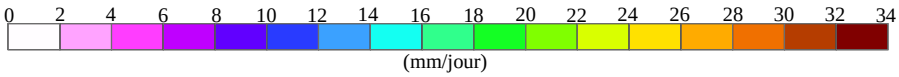
	Biais		
TT	Alpes	Pyrénées	Massif Central
1	1.00	1.01	0.99
2	1.00	1.02	0.99
3	1.01	1.03	0.99
4	1.01	1.03	0.98
5	1.00	1.02	1.00
6	1.00	1.04	1.00
7	1.01	1.02	0.98
8	1.00	1.01	1.00



(a) Onde atlantique

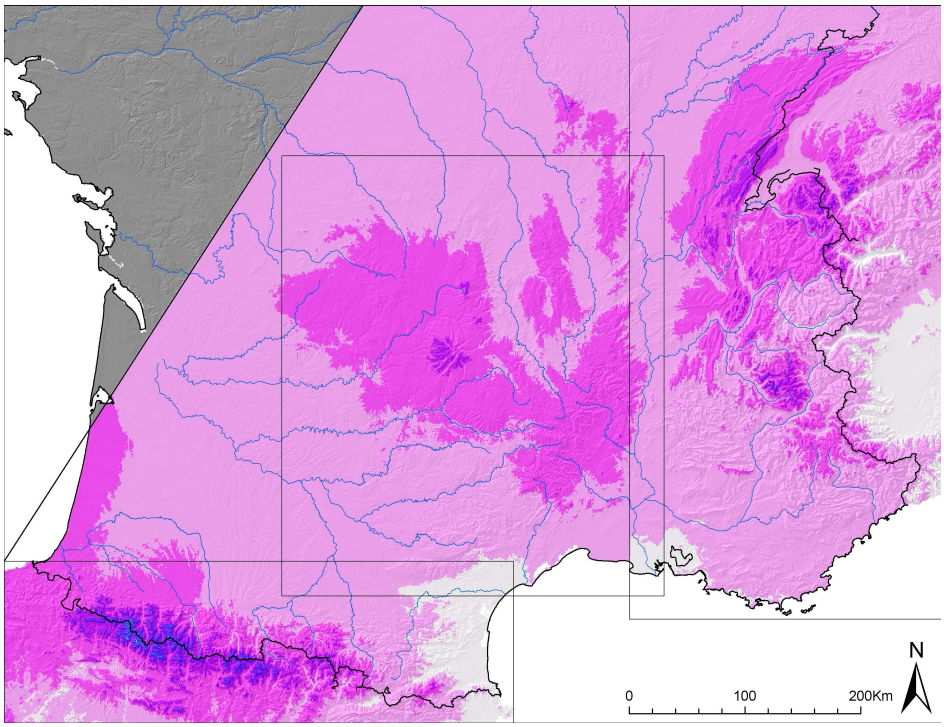


(b) Flux atlantique stationnaire

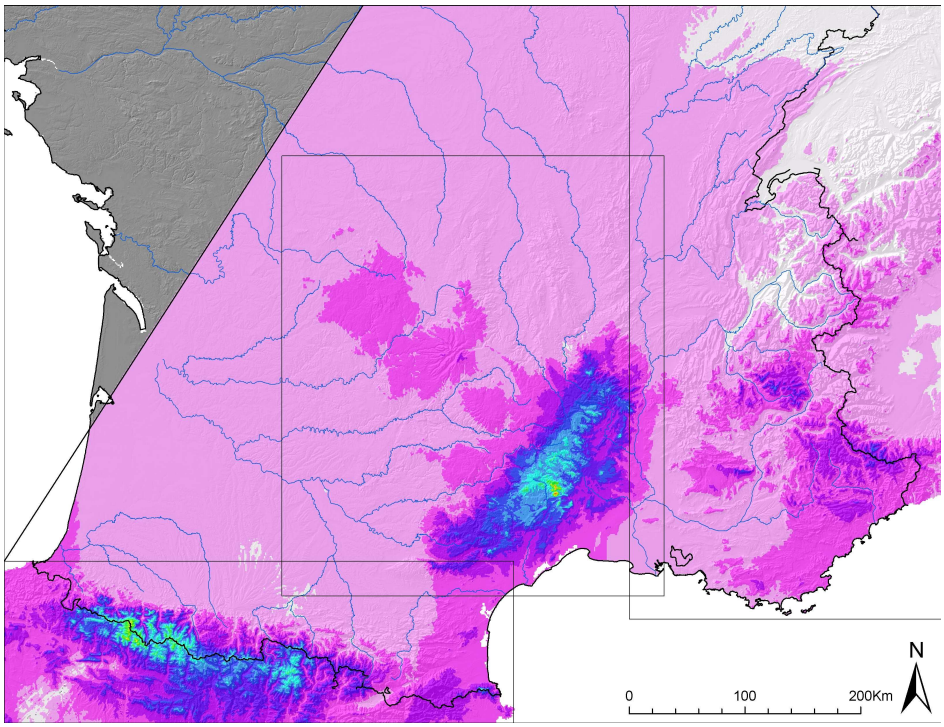


(c) Légende

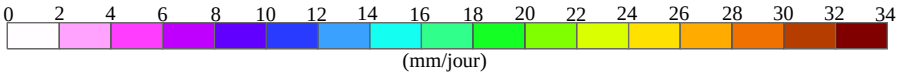
FIG. 8.6 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 1 et 2



(a) Circulation de Sud-Ouest

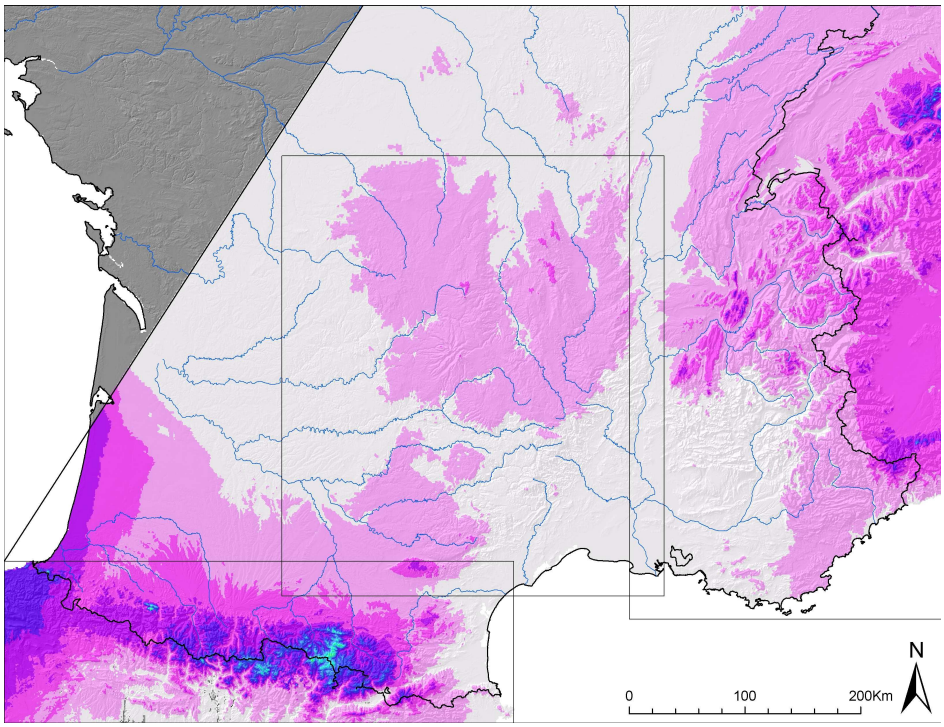


(b) Circulation de Sud

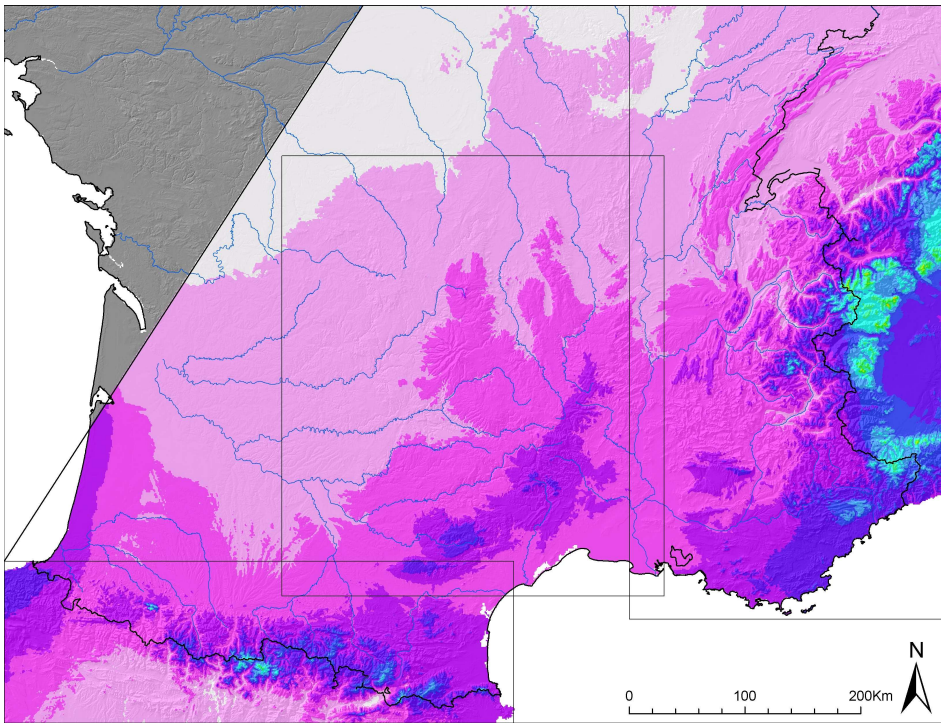


(c) Légende

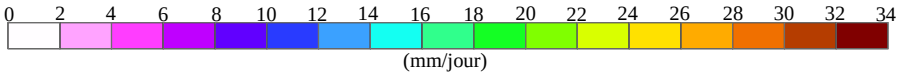
FIG. 8.7 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 3 et 4



(a) Flux de Nord-Est

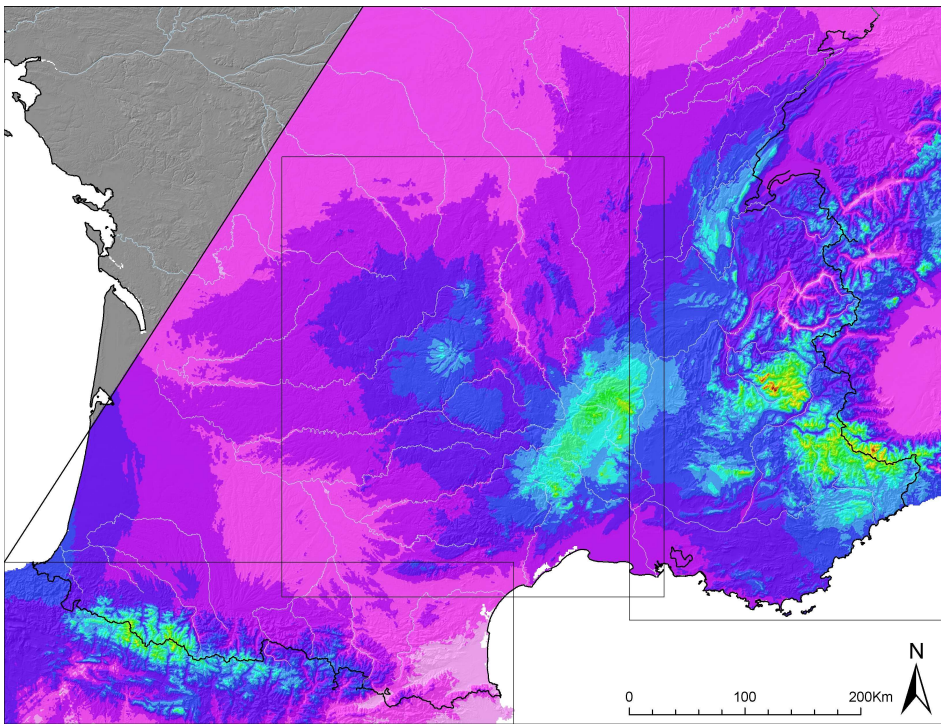


(b) Retour d'Est

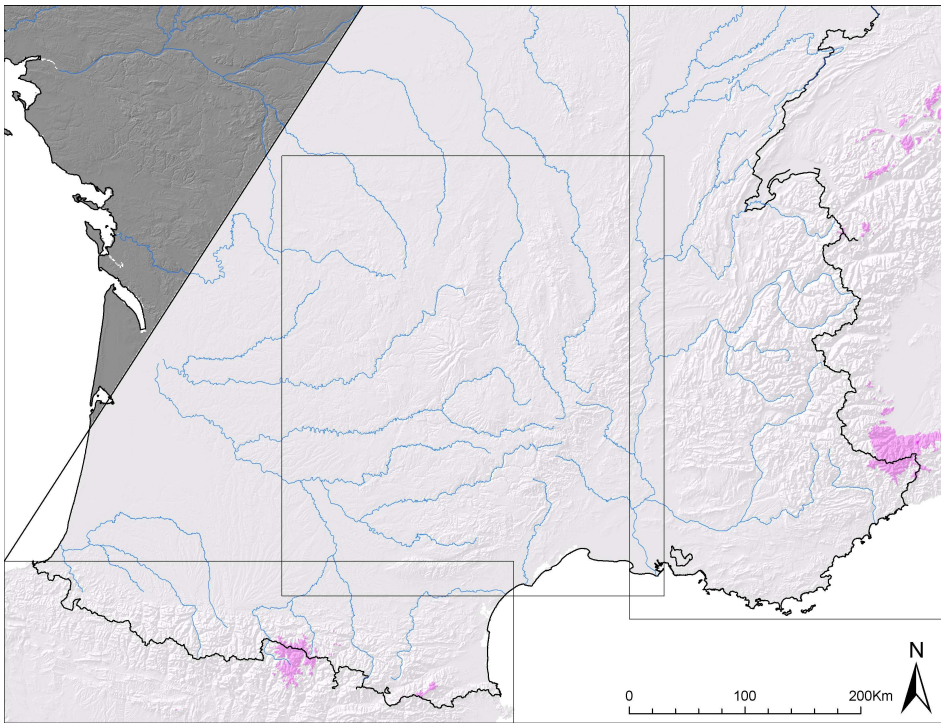


(c) Légende

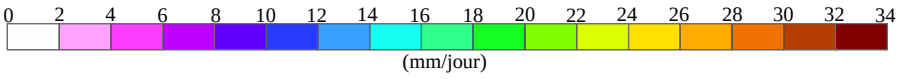
FIG. 8.8 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 5 et 6



(a) Dépression centrale



(b) Circulation anticyclonique



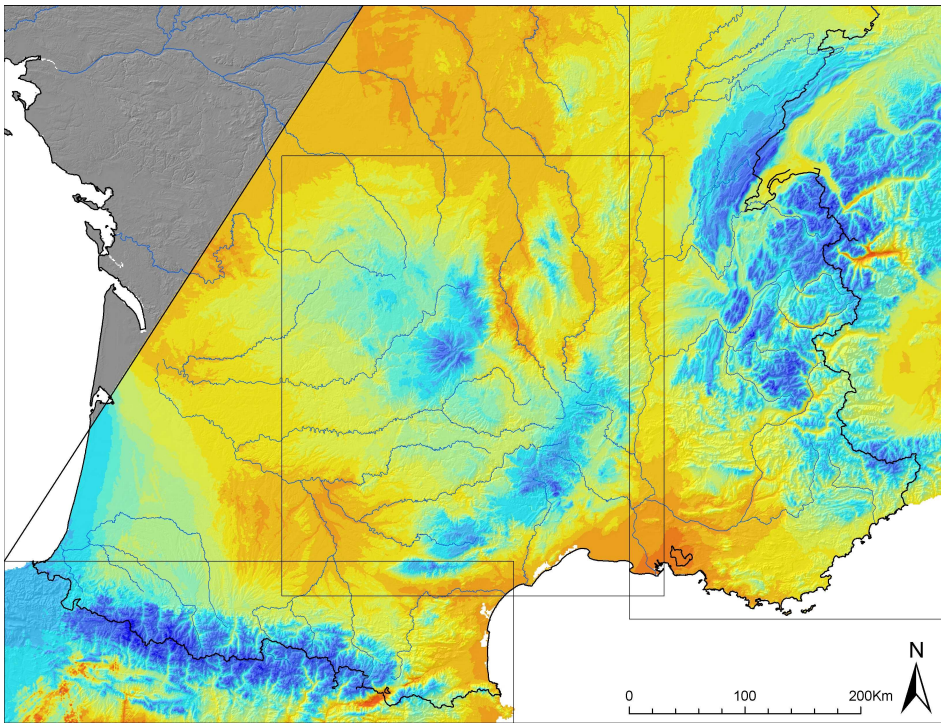
(c) Légende

FIG. 8.9 – Cartographie des précipitations moyennes journalières pour les types de temps 7 et 8

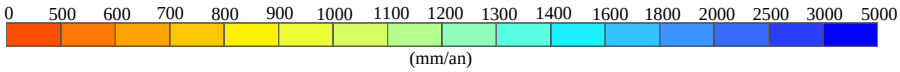
8.3.4 Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973

Nous pouvons alors construire, à partir des nouvelles ébauches de précipitations par type de temps, une nouvelle cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973, en suivant le procédé déjà décrit dans le paragraphe 2.5.1 à la page 61. Cette cartographie est présentée dans la figure 8.10, et doit être comparée à celle obtenue précédemment, présentée dans la figure 2.15 à la page 63.

Une cartographie de la différence entre anciennes et nouvelles estimations est ainsi proposée dans la figure 8.11. Elle permet de mettre en évidence les zones où les estimations de précipitations ont été revues à la hausse. Nous pouvons ainsi noter l'augmentation des estimations de précipitations sur les Alpes du Nord, le Queyras ou encore sur la crête pyrénéenne par exemple. Cette carte synthétise finalement l'apport des mesures d'enneigement sur l'estimation des précipitations en montagne. Comme nous pouvons le voir, l'assimilation de ces mesures se traduit par une augmentation des estimations de précipitations en montagne, augmentation qui culmine à certains endroits à plus de $600 mm/an$ en moyenne.

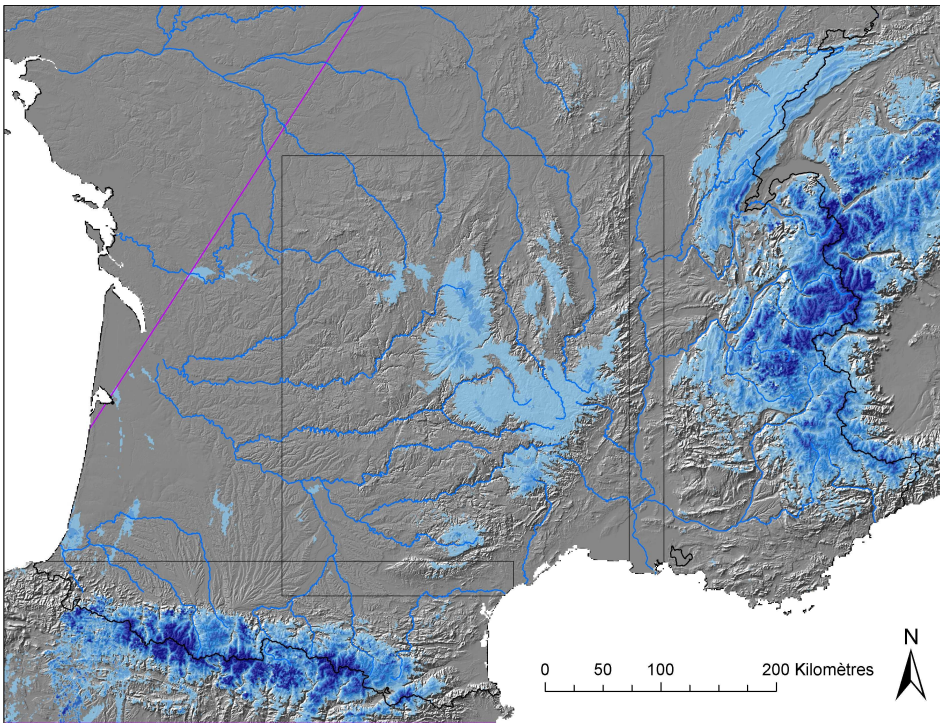


(a) Précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973

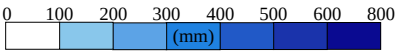


(b) Légende

FIG. 8.10 – Cartographie des précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973



(a) Différence entre anciennes et nouvelles estimations de précipitations



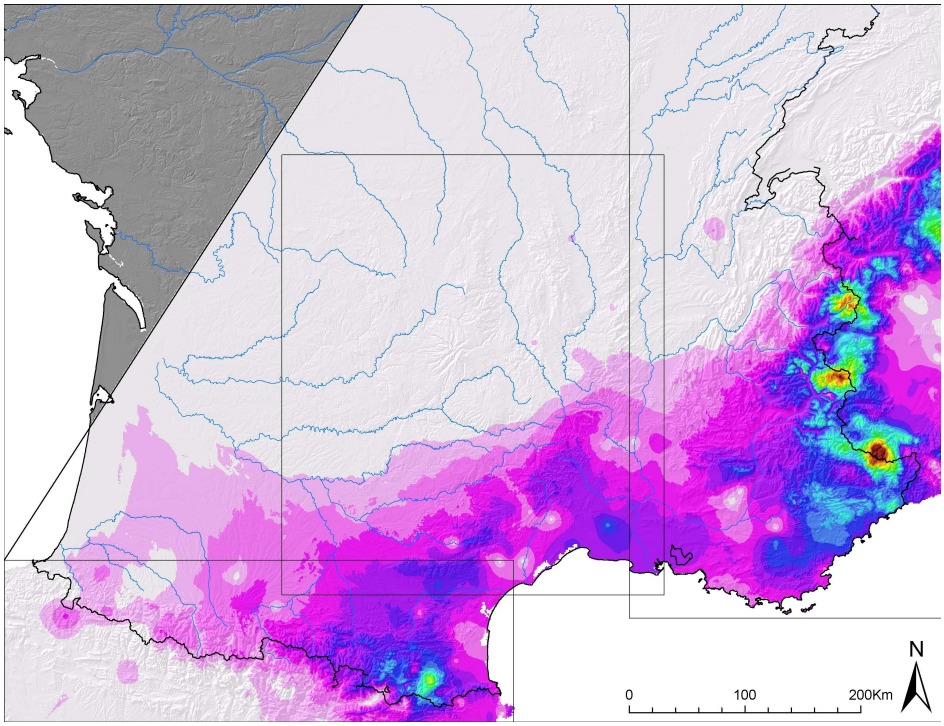
(b) Légende

FIG. 8.11 – Cartographie de la différence entre anciennes et nouvelles estimations de précipitations annuelles moyennes sur la période 1957-1973

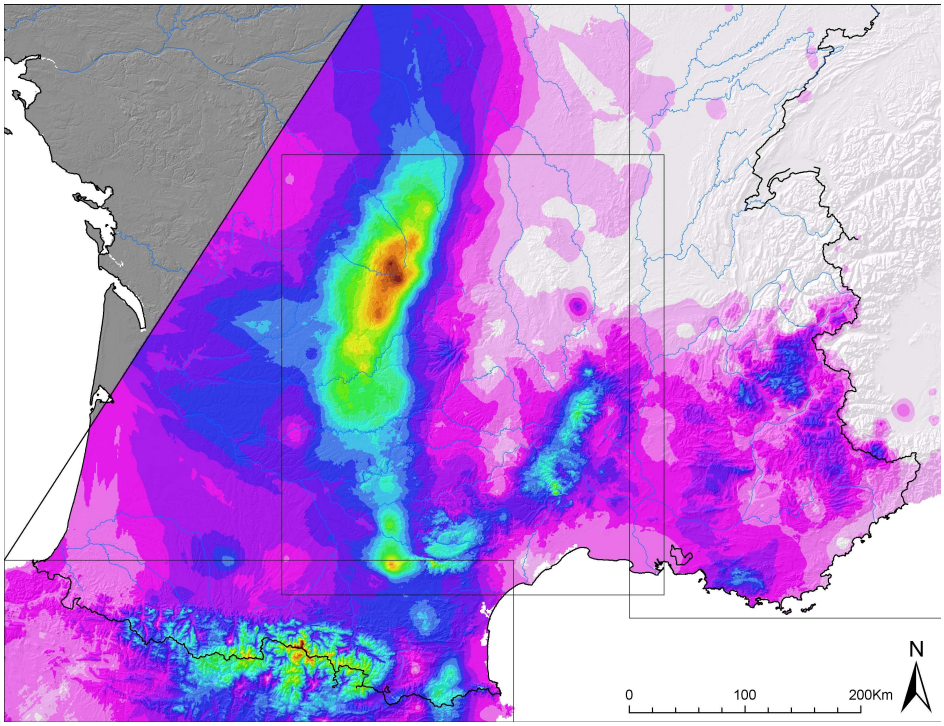
8.4 Les nouvelles grilles de précipitations journalières

A l'aide des nouvelles ébauches de précipitations, il est maintenant assez simple de re-calculer des grilles de précipitations journalières, comme nous l'avons réalisé au chapitre 3. Nous rappelons que ce modèle utilise les ébauches de précipitations journalières par type de temps et les seules mesures quotidiennes disponibles aux pluviomètres. L'ensemble de ces mesures a été corrigé en fonction de la fraction solide, à l'aide de la correction proposée à la page 217 dans l'équation 8.1.

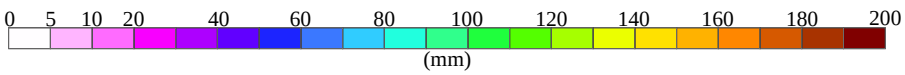
Nous présentons dans les figures 8.12,8.13 et 8.14, les grilles de précipitations estimées pour les mêmes dates que celles présentées dans le chapitre 3 dans les figures 3.10, 3.11 et 3.12, à la page 95. On peut ainsi noter l'impact des nouvelles ébauches et de la correction des précipitations mesurées sur l'aspect de ces cartographies de précipitation.



(a) 13 juin 1957, classe 6

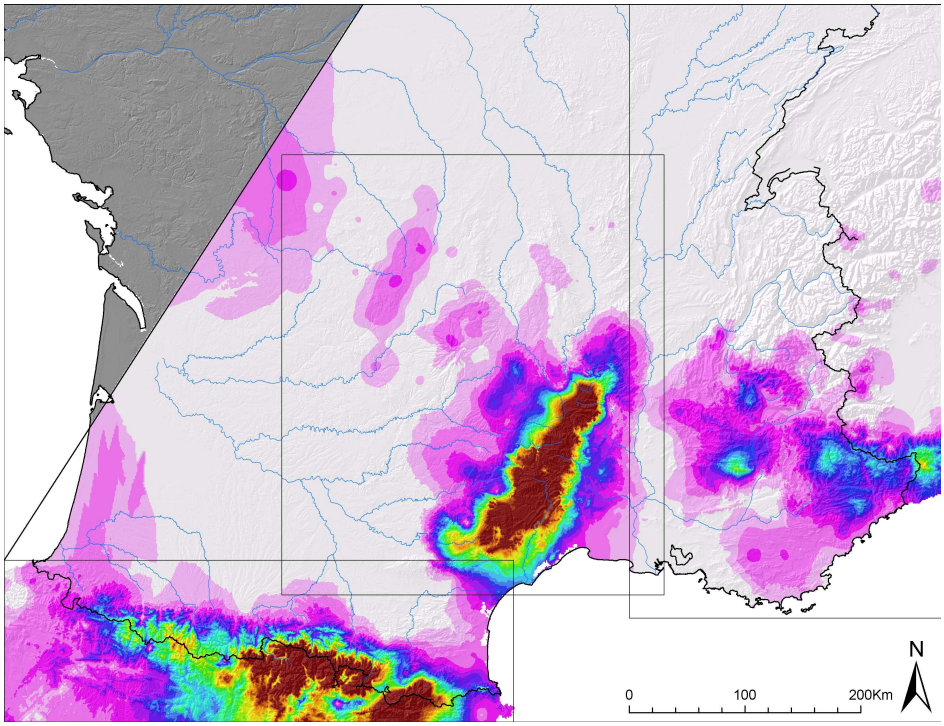


(b) 3 octobre 1960, classe 4

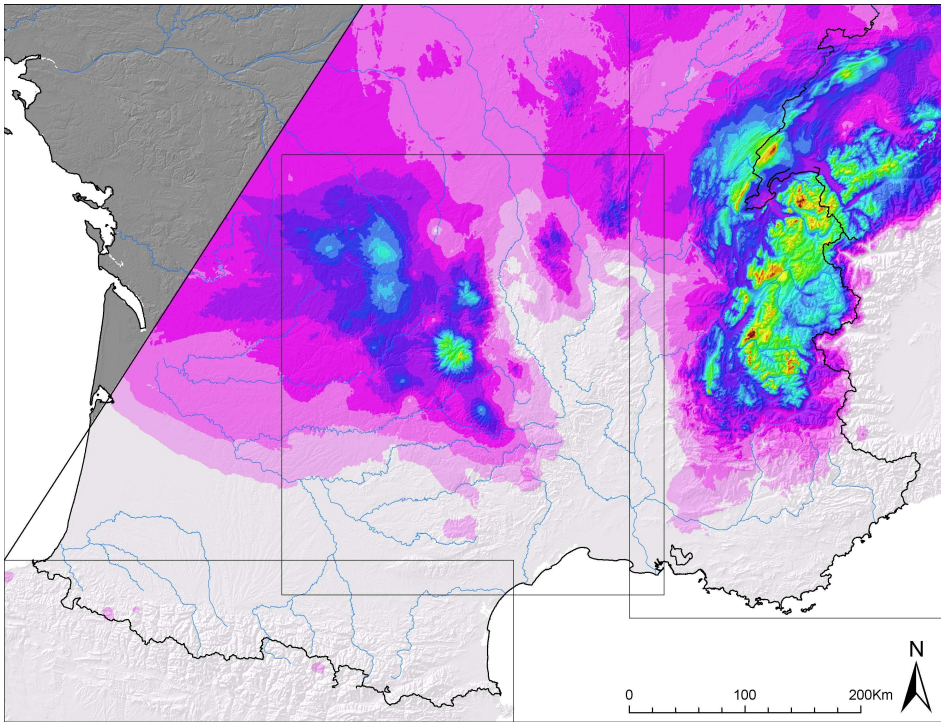


(c) Légende

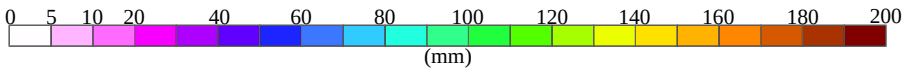
FIG. 8.12 – Cartographie des précipitations journalières I



(a) 7 novembre 1982, classe 4

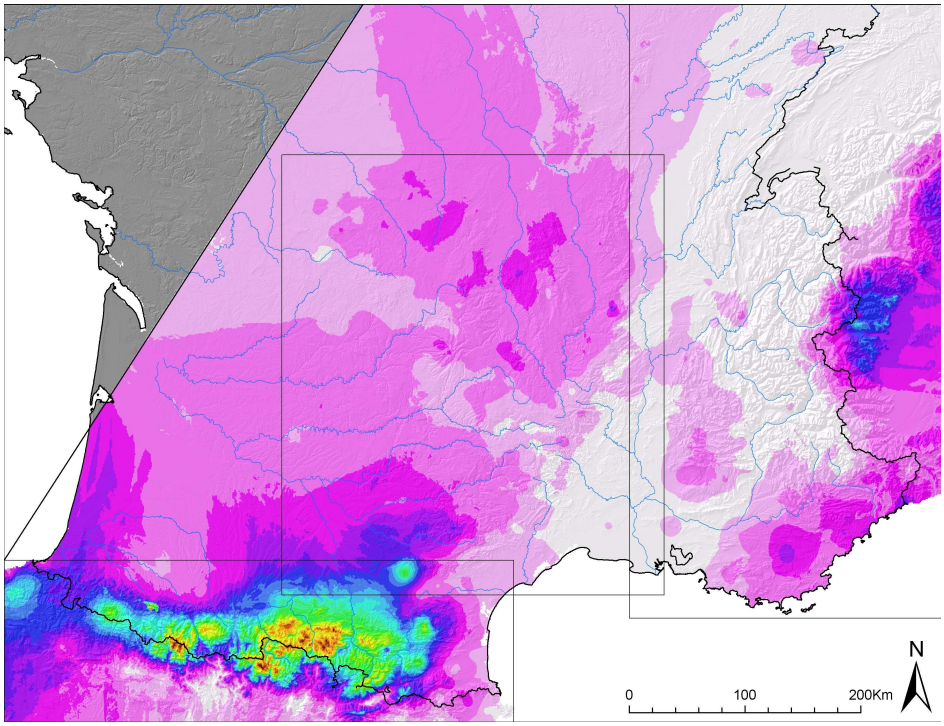


(b) 26 novembre 1983, classe 2

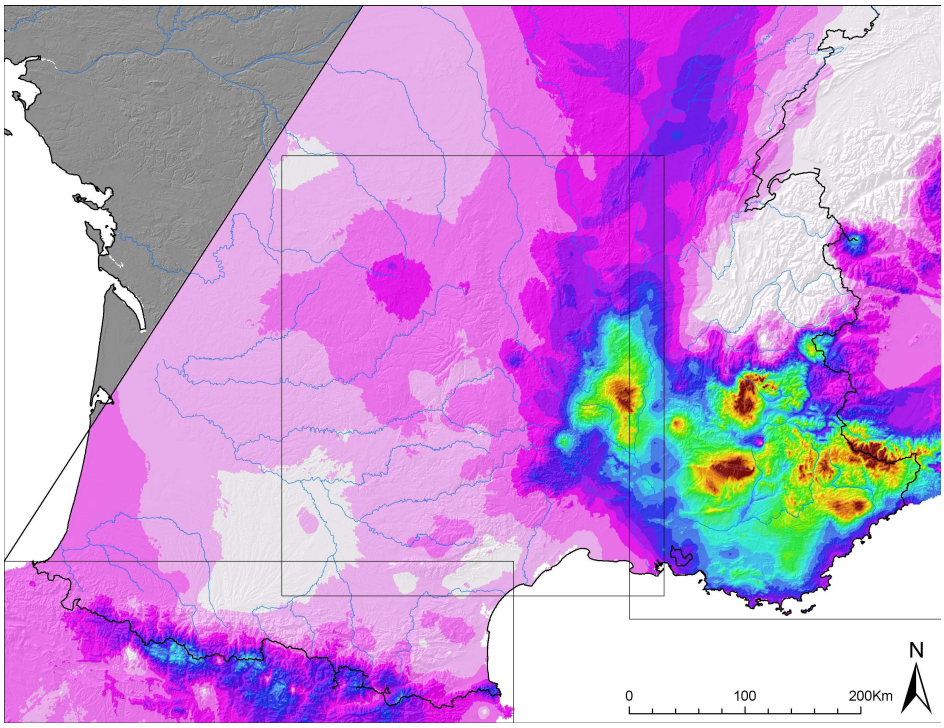


(c) Légende

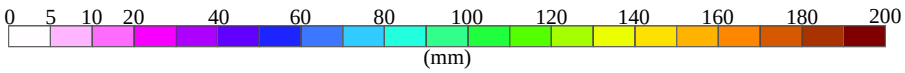
FIG. 8.13 – Cartographie des précipitations journalières II



(a) 4 octobre 1992, classe 6



(b) 6 janvier 1994, classe 7



(c) Légende

FIG. 8.14 – Cartographie des précipitations journalières III

8.5 Conclusion

L'introduction des postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux dans l'élaboration des ébauches de précipitations journalières par type de temps, a permis de mettre en évidence le biais métrologique des pluviomètres et des NPT. Suite à ce constat, nous avons proposé un modèle de correction au pas de temps journalier des précipitations mesurées par ces appareils, modèle fonction de la seule fraction solide.

Suite à ces corrections, nous avons d'une part, reconstruit des ébauches de précipitations par type de temps, puis d'autre part ré-estimé l'ensemble des précipitations journalières sur la période 1953-2005. Pour terminer ce travail d'assimilation des données neige, il convient de valider ces nouvelles grilles de précipitations journalières à l'aide des mêmes processus que ceux développés aux chapitres 4, 6 et 7. En effet, compte tenu des améliorations apportées à ces nouvelles estimations de précipitations, elles devraient être concordantes avec les mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et également suffisantes pour réaliser des bilans hydrologiques réalistes.

Dans le chapitre 9, nous présentons d'abord une nouvelle comparaison de nos estimations avec celles du modèle SAFRAN, comme présenté au chapitre 4. Ensuite, afin de vérifier la justesse de nos estimations de précipitations en montagne, nous mènerons comme aux chapitres 6 et 7, une validation par modélisation nivale ainsi qu'à l'aide de bilans hydrologiques.

Chapitre 9

Validations ultimes

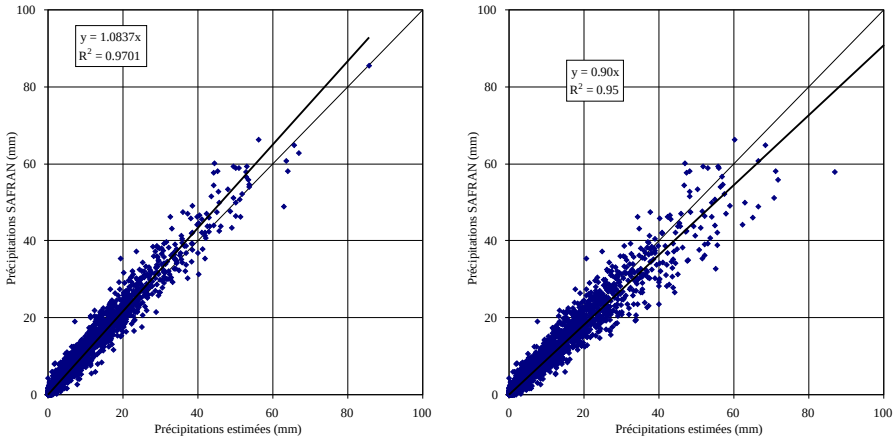
9.1 Comparaison avec la méthode SAFRAN

Nous reprenons dans ce paragraphe les comparaisons que nous avions menées au chapitre 4, entre nos estimations de précipitations et celles du modèle Safran. Cette comparaison ne se veut pas être exhaustive, mais elle permet de montrer l'évolution de nos estimations de précipitation, par rapport à un témoin fixe, les estimations Safran.

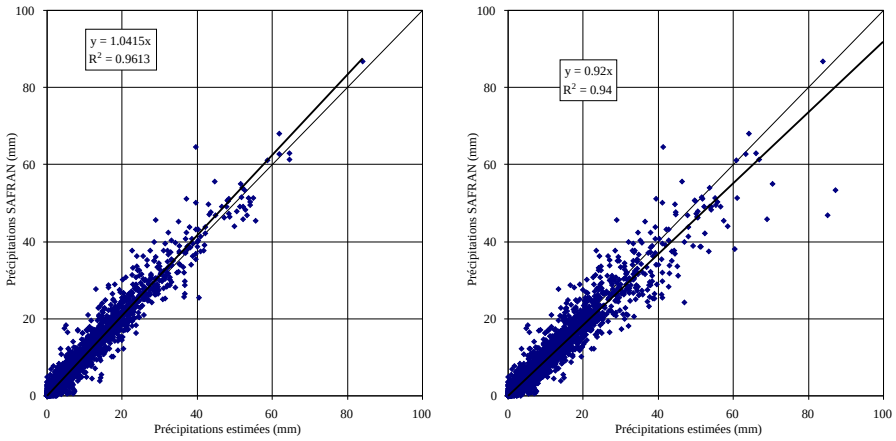
Nous considérons comme précédemment deux bassins des Alpes du Nord, l'Arve et le Fier à leur confluence avec le Rhône, ainsi que six sous bassins de la Garonne à Lamagistère dans les Pyrénées. Les figures 9.1 et 9.2 présentent les résultats des comparaisons effectuées sur ces 8 bassins. Pour mémoire, les résultats obtenus précédemment au chapitre 4 sont rappelés pour l'Arve et le Fier dans la figure 9.1.

Tout d'abord, nous notons clairement que nos estimations de précipitations ont augmenté, assez faiblement sur le Sud du Massif Central (Aveyron, Tarn, Agout), mais de manière plus importante sur les Pyrénées (Ariège, Salat, Garonne) et les Alpes du Nord (Arve, Fier). Ce résultat n'est pas surprenant, il est en accord avec notre modèle de correction des précipitations et avec les modifications que nous avons apportées à nos ébauches de précipitation.

Ensuite, ses estimations sont en moyenne supérieures de 10 à 15% à celles de Safran. Ce résultat s'explique simplement par le fait que nous utilisons des mesures de précipitations corrigées, supérieures aux mesures brutes utilisées par Safran. C'est d'ailleurs pour cette même raison que les coefficients de corrélation entre nos estimations et les estimations Safran sont plus faibles que précédement, même si ils restent très bons. En effet, jusqu'à présent ces deux modèles d'estimations s'appuyaient sur des réseaux pluviomètriques assez proches et donc des données d'entrée parfois identiques (utilisation de mêmes stations de mesures). Ce n'est plus le cas maintenant, puisque nous avons introduit un modèle de correction des mesures de précipitations.

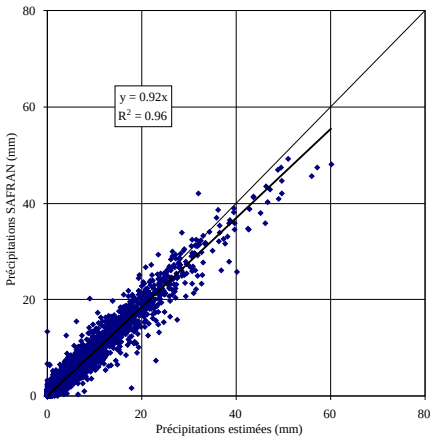


(a) L'Arve à sa confluence avec le Rhône ($2004km^2$)

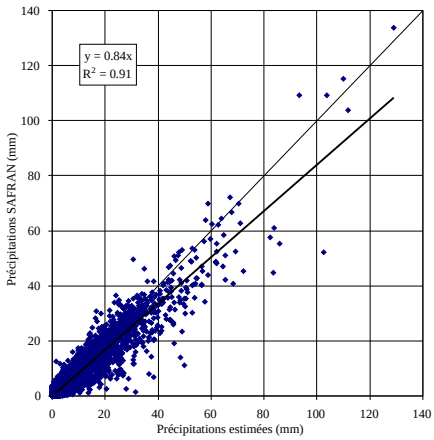


(b) Le Fier à sa confluence avec le Rhône ($1383km^2$)

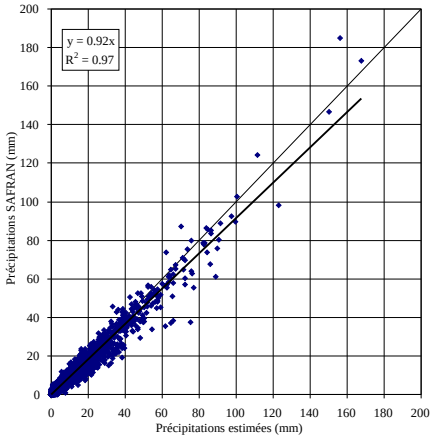
FIG. 9.1 – Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN au pas de temps journalier pour deux bassins des Alpes du Nord (anciennes estimations à gauche et nouvelles estimations à droite)



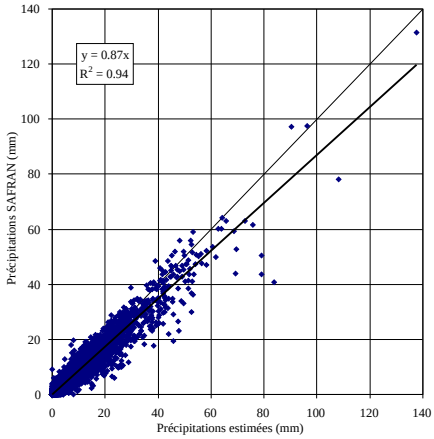
(a) L'Aveyron à Loubejac (5088km^2)



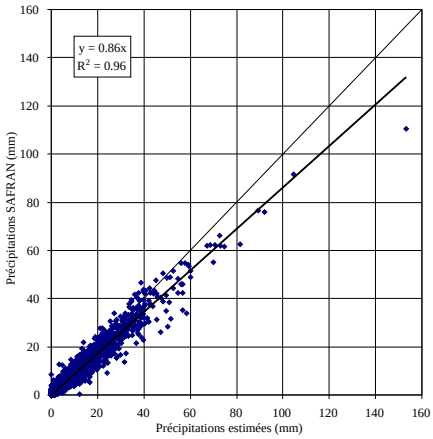
(b) L'Ariège à Foix (1470km^2)



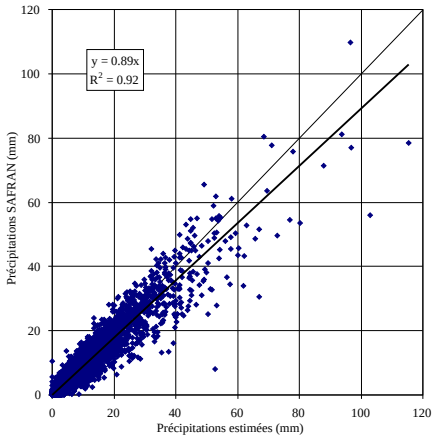
(c) Le Tarn à Millau (2141km^2)



(d) Le Salat à Roquefort (1578km^2)



(e) L'Agout à Lavaur (2541km^2)



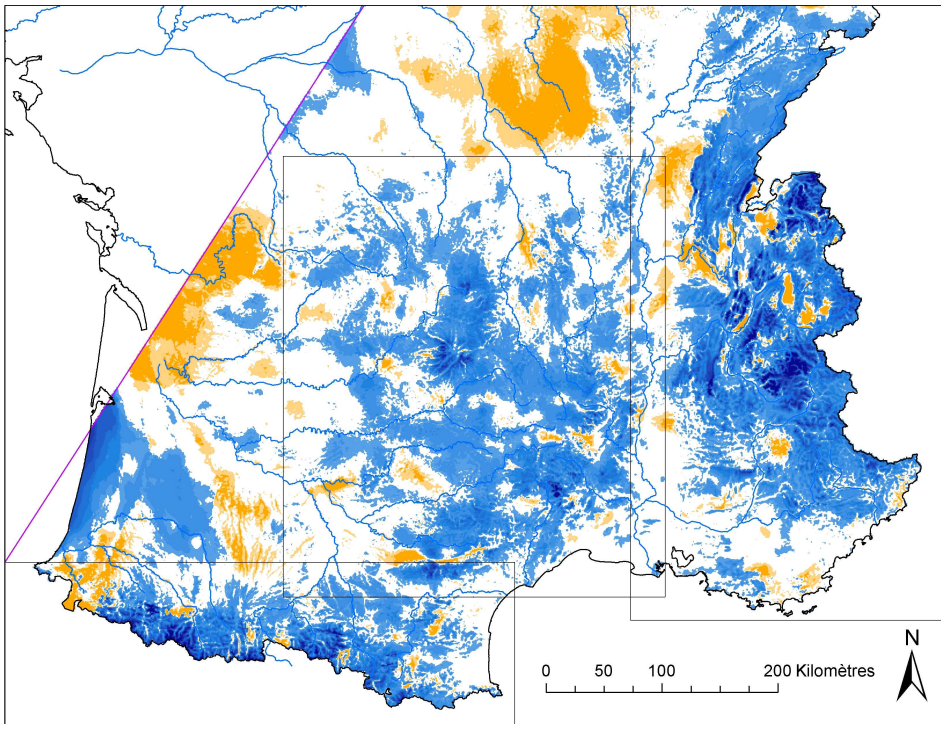
(f) La Garonne à Saint Gaudens (2281km^2)

FIG. 9.2 – Comparaison du modèle d'interpolation des précipitations journalières avec le modèle SAFRAN au pas de temps journalier pour différents sous-bassins de la Garonne

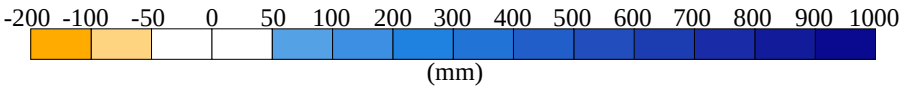
9.2 Comparaison avec la méthode AURELHY

A partir de nos nouvelles estimations de précipitations journalières, nous pouvons proposer sur notre domaine d'étude une cartographie de la normale pluviométrique sur la période 1971-2000, comparable aux estimations de cette variable sur la même période proposées par la méthode AURELHY[1] (Benichou et Le Breton, 1987).

La figure 9.3 présente la cartographie de la différence entre nos estimations et celles de la méthode AURELHY. Le résultat est très éloquent : si nos estimations de précipitations restent très proches des estimations de la méthode AURELHY pour les zones de faibles altitudes, elles sont systématiquement supérieures sur les massifs montagneux, et même parfois largement plus importantes sur certains hauts massifs (Massif des Écrins, crête pyrénéenne par exemple). On note encore une fois ici l'intérêt d'avoir assimilé des données d'enneigement dans le processus d'estimation des précipitations en montagne.



(a) Différence avec AURELHY



(b) Légende

FIG. 9.3 – Cartographie de la différence entre les nouvelles estimations de précipitations et les estimations de la méthode AURELHY (précipitations annuelles moyennes sur la période 1971-2000)

[1] Analyse Utilisant le RELief et l'HYdrométéorologie

9.3 Modélisation nivale

Comme nous le présentions au chapitre 6, l'étude du paramètre Cp de notre modèle neige permet de mettre en évidence les éventuels problèmes de sous-estimation des précipitations en montagne. Nous avons donc entrepris de caler les valeurs du paramètres Cp au droit de chaque poste de neige, en utilisant les nouvelles estimations de précipitation.

Le graphique de la figure 9.4 présente la répartition des valeurs du paramètre Cp obtenues en utilisant les nouvelles estimations de précipitations (histogrammes bleus). Pour mémoire, nous avons reporté les valeurs du paramètre Cp que nous avions obtenues avec les anciennes estimations (histogrammes violets).

Ce graphique met clairement en évidence une nette amélioration de la distribution des valeurs du coefficient majorateur. Quelques caractéristiques de cette distribution sont proposées dans le tableau 9.2. En moyenne les valeurs du paramètre Cp sont proches de 1, ce qui est très satisfaisant, l'écart type se situe à 0.2 environ. Cet écart type a diminué par rapport aux anciennes estimations qui affichaient une moyenne de 1.41 et un écart type de 0.36 (tableau 6.6 à la page 175). Les résultats sont donc très encourageants, il semble que le problème de sous estimation des précipitations que nous mettions en évidence dans le chapitre 6 soit ici partiellement résolu, dans la mesure ou les valeurs du paramètre Cp sont réparties autour de 1, avec un écart type tout à fait acceptable.

Nous ne pourrons jamais obtenir sur l'ensemble des postes $Cp = 1$. La variabilité spatiale du manteau neigeux est telle, qu'au sein d'un même pixel de taille $1km$ nous aurons nécessairement des variations importantes de l'équivalent en eau du manteau neigeux. En effet, il suffit de considérer le seul transport par le vent, qui apportera ou au contraire arrachera de la neige au pied de la station de mesure. Afficher une variabilité des valeurs du paramètre Cp de $\pm 20\%$ est donc tout à fait acceptable.

Enfin, la comparaison du tableau 9.1 et du tableau 6.5 à la page 175 permet de montrer que les scores de modélisation ne diminuent pas avec les nouvelles estimations de précipitations. Elles permettent de modéliser aussi bien l'équivalent en eau du manteau neigeux au droit des postes de neige que les anciennes, mais avec en plus des valeurs du paramètre Cp acceptables.

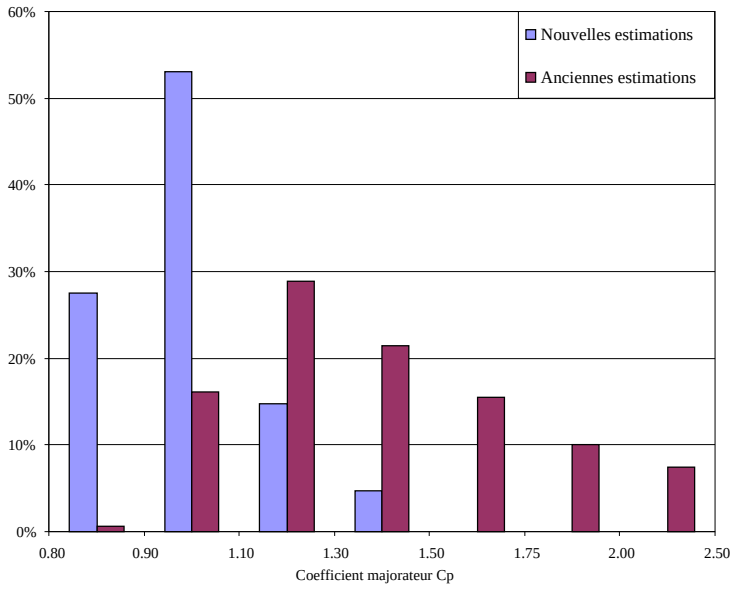


FIG. 9.4 – Répartition des valeurs du paramètre Cp aux postes de neige

TAB. 9.1 – Score de NASH moyen et écart type pour chaque type d'appareil

Appareils	Nombre	NASH moyen	Écart type	Altitude moyenne
Perches	95	0.79	0.05	1997
Télénivomètres	29	0.82	0.09	2076
NRC	29	0.85	0.09	2119
Tous	153	0.81	0.07	2035

TAB. 9.2 – Coefficient de majoration moyen et écart type pour chaque type d'appareil

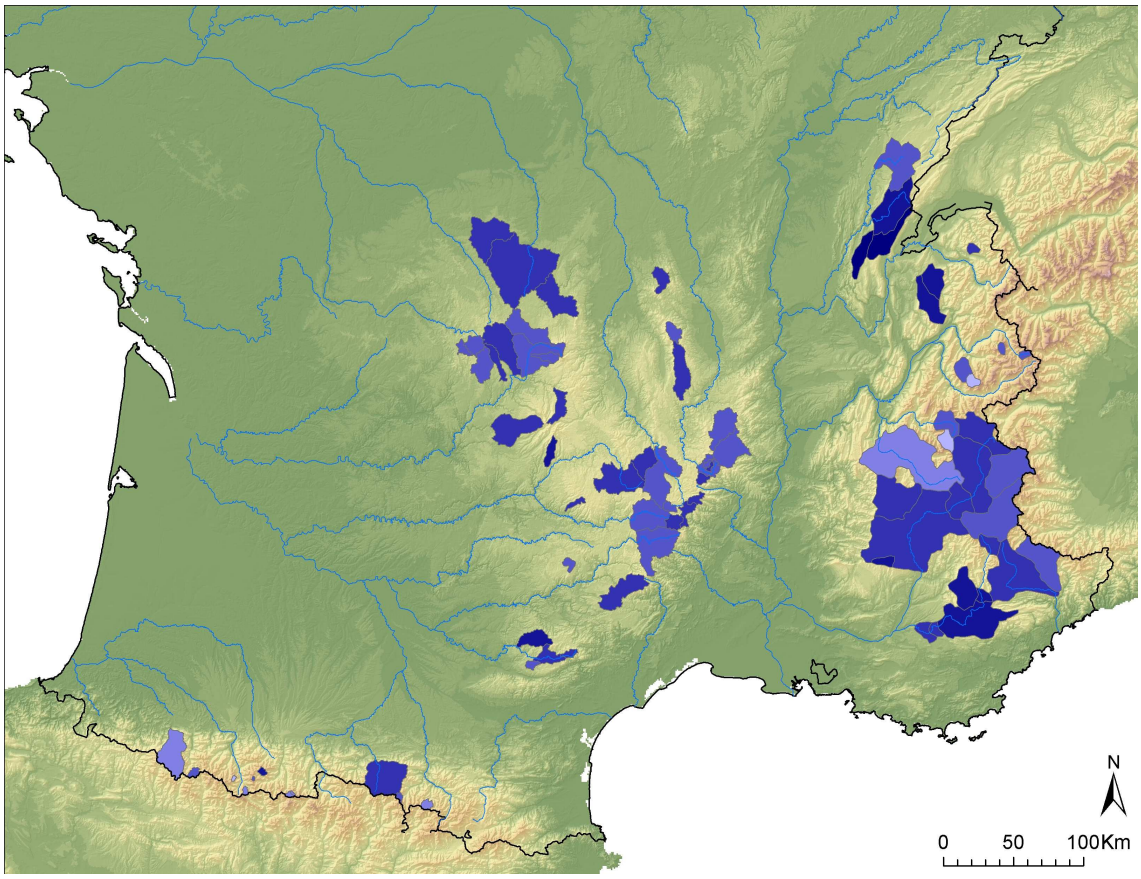
Appareils	Nombre	Cp moyen	Écart type	Altitude moyenne
Perches	95	0.94	0.16	1997
Télénivomètres	29	0.97	0.20	2076
NRC	29	1.03	0.22	2119
Tous	153	0.96	0.18	2035

9.4 Bilans hydrologiques annuels

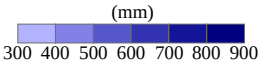
Nous reprenons dans ce paragraphe la validation à l'aide des bilans hydrologiques que nous avions présentée au chapitre 7, en utilisant cette fois les nouvelles estimations de précipitation. Nous ne présenterons les résultats que sur la période 1975-2005.

9.4.1 Cartographie des déficits d'écoulement moyen

Tout d'abord, la figure 9.5 présente le déficit d'écoulement moyen obtenu sur la période 1975-2005 pour les bassins d'étude retenus. La carte présente une certaine continuité spatiale, plutôt bien corrélée avec l'altitude. Sur les très hauts bassins (Crête Pyrénéenne, Vallée de la Maurienne, Vallée de la Romanche) les déficits se situent entre 300 et 450*mm*. A moyenne et basse altitude, on trouve ensuite des valeurs situées entre 500 et 700*mm*. Les déficits les plus forts atteignent 800*mm*, et sont situés essentiellement sur le massif du Jura.



(a)



(b) Légende

FIG. 9.5 – Déficit annuel moyen sur la période 1975-2005

Bien sûr, nous remarquons la disparition des déficits très faibles voire négatifs que nous obtenions précédemment, ce qui est un pas important. Les ordres de grandeurs des déficits obtenus semblent plus réalistes, ce que nous essayerons de confirmer dans la suite à l'aide des formules d'évapotranspiration.

9.4.2 Calage de la formulation d'évapotranspiration de Mouelhi

La formulation d'évapotranspiration de Mouelhi possède un paramètre qu'il convient de recaler à l'aide des nouvelles estimations de précipitations, comme nous l'avons fait au chapitre 7. Le tableau 9.3 présente les valeurs de ce paramètre α recalées sur les Alpes, le Massif Central et les Pyrénées.

TAB. 9.3 – Nouvelles valeurs du coefficient α de la formule de Mouelhi pour les différents massifs

Massif	Alpes	Massif Central	Pyrénées
α	1.01	1.05	1.09

Le coefficient α est cette fois ci très proche de 1, ce qui est très encourageant. En effet, nous avions vu qu'il peut être interprété comme une coefficient majorateur des précipitations. Dans la mesure où les valeurs calées de α sont proches de 1, c'est que les précipitations sont en moyenne sur chaque massif suffisantes pour satisfaire les débits. Nous avons choisi de fixer $\alpha = 1$ dans la formulation de Mouelhi, pour l'ensemble des trois massifs, Alpes, Pyrénées, Massif Central, en considérant que cette fois-ci, nos précipitations annuelles étaient suffisantes en terme de volume.

9.4.3 Massif des Alpes

Nous rappelons que pour le massif des Alpes, nous avions obtenu précédemment un déficit d'écoulement négatif pour certains bassins, qui nous avait obligé à les écarter provisoirement. Les nouvelles précipitations permettent de boucler les bilans hydrologiques sur l'ensemble des bassins, nous avons donc plus de bassins pour comparer déficit d'écoulement et formules d'évapotranspiration. Cependant, pour pouvoir comparer les résultats précédents et ceux présentés ici, nous proposons deux figures distinctes, la figure 9.6 qui reprend exactement les mêmes bassins que dans le chapitre 7 et la figure 9.7 qui présente tous les bassins des Alpes françaises disponibles sur la période 1975-2005.

Les graphiques 9.6(a) et 9.7(a) présentent la répartition du déficit d'écoulement annuel moyen sur la période 1975-2005, avec l'altitude médiane du bassin (les points bleu foncé de la figure 9.7(a) sont les mêmes points que ceux du graphique 9.6(a), les points bleu clair sont les bassins qui avaient été écartés précédemment et qui sont ajoutés ici). Ainsi, le déficit d'écoulement décroît avec l'altitude ce qui semble plutôt logique au vu des processus responsables de ce déficit, principalement l'évapotranspiration qui diminue avec la température, donc entre autres avec l'altitude (même si il est vrai que le vent augmente avec l'altitude).

Les graphiques 9.6(b) et 9.7(b) présentent les ETR annuelles moyennes sur la période 1975-2005 calculées à l'aide des formules de Mouelhi et de Turc, en fonction du déficit d'écoulement annuel moyen. Le coefficient de corrélation entre déficit et ETR est plus

faible que précédemment, mais ce n'est pas nécessairement l'évolution de ce coefficient qu'il est intéressant d'analyser. En effet, les deux nuages de points se sont translatés vers la droite (augmentation des estimations des précipitations), pour se centrer sur la première bissectrice, et les pentes des droites de régression ont nettement progressé pour se rapprocher de 1.

Nous pouvons faire les mêmes commentaires au sujet des graphiques 9.6(c) et 9.7(c) qui présentent les mêmes résultats, mais avec les ETP calculées à l'aide des formules d'Oudin et de Mouelhi. Ici aussi les nuages de point se recentrent sur la première bissectrices, et les pentes des droites de régression progressent.

Les nouvelles estimations de précipitation proposent donc d'une part des déficits plus réalistes, et d'autre part permettent aux formules d'évapotranspiration de mieux représenter la variabilité spatiale de l'ETR. Néanmoins, ces formules restent insuffisantes pour décrire convenablement toute la gamme des déficits obtenus sur les bassins versants étudiés.

9.4.4 Massif Central

Les résultats sur le Massif Central sont eux aussi intéressants. La gamme de déficits a diminué de manière importante, elle s'étalait de 300 à 700*mm* précédemment (graphique 7.8(a) à la page 198), et se situe maintenant entre 500 et 700*mm* (graphique 9.9(a)). La disparition des déficits d'écoulement les plus faibles s'explique par l'augmentation des estimations de précipitation sur les bassins les plus hauts. Pour le Massif Central, il était difficile de croire à des déficits proches de 300*mm*, déficits qui correspondent dans les Alpes par exemple à des bassins beaucoup plus hauts (bassin versant de la Romanche au Chambon par exemple). De ce fait, les nouveaux déficits obtenus sur les bassins versants du Massif Central semblent plus réalistes compte tenu de leur altitude modeste.

Les graphiques 9.9(b) et 9.9(c) présentent la comparaison de ces déficits aux formules d'ETR et d'ETP. Comme pour les Alpes, les nuages de points se recentrent sur la première bissectrice, par contre les pentes des droites de régression n'évoluent pas. Par ailleurs, dans la mesure où la gamme des déficits a presque été divisée par deux, il n'est pas étonnant de voir les coefficients de corrélation diminuer.

9.4.5 Massif des Pyrénées

Les résultats sur ce massif sont très intéressants. Les déficits très faibles ou négatifs ont disparu, et se situent maintenant à des niveaux acceptables d'environ 400*mm* (graphique 9.8(a)). La comparaison entre déficits d'écoulement et formulations d'ETP et d'ETR (graphiques 9.8(b) et 9.8(c)) montre la nette progression des résultats, avec des nuages de points bien centrés maintenant sur la première bissectrice. Cependant, deux points ont attiré notre attention. Il s'agit des points dont le déficit et élevé (720 et 800*mm*) dont l'altitude médiane reste très haute (2244 et 2096*m*). Après vérification, les mesures de débit utilisées semblent très faibles par rapport aux bassins voisins. Ces deux résultats sont donc sans doute à écarter.

9.4.6 Bilan

Nous pouvons maintenant représenter sur un même graphique l'ensemble des trois massifs que nous étudions, afin de voir la tendance générale de ces résultats. En particulier, le graphique 9.10(a) est à rapprocher des formulations de Menzel et Baumgartner (équation 7.2 et 7.3 à la page 187). A l'aide de ce graphique, nous pouvons raisonnablement proposer une expression simple du déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin :

$$D_{7505} = -0.10 \cdot Z_{50} + 740 \tag{9.1}$$

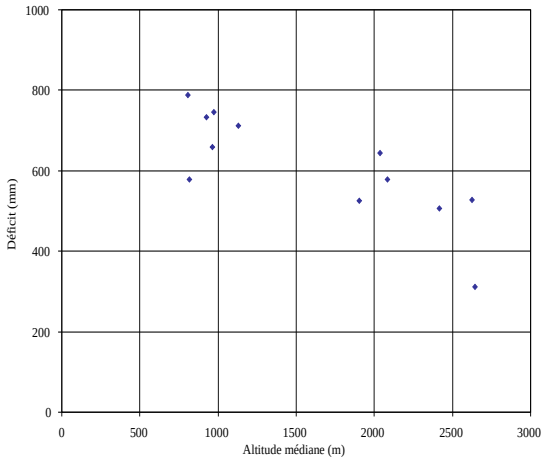
où :

– D_{7505} est le déficit annuel moyen sur la période 1975-2005 (en mm),
– Z_{50} est l'altitude médiane du bassin (en m).

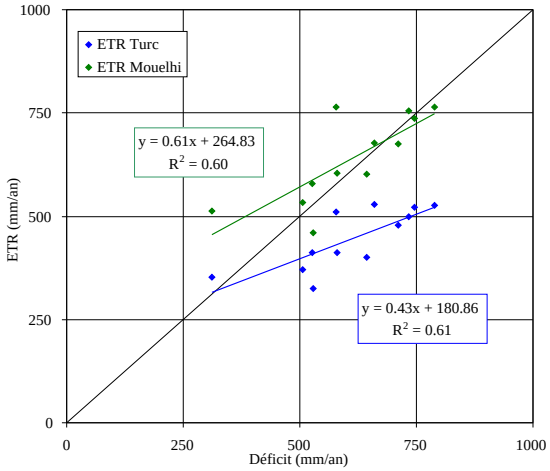
Cette expression est très proche de la formulation proposée par Menzel.

De plus, les graphiques 9.10(b) et 9.10(c) permettent d'avoir une vision générale sur la comparaison du déficit d'écoulement avec différentes formulations d'ETR et d'ETP. Tout d'abord les formulations d'ETR ne proposent pas des gammes de valeurs aussi importantes que la gamme de déficits estimée. La formulation de Turc proposent des valeurs se situant entre 300 et 600mm, celle de Mouelhi entre 400 et 800mm alors que les déficits se situent entre 300 et 900mm. La formulation de Mouelhi donne de meilleurs résultats que celle de Turc, mais il ne faut pas oublier qu'elle utilise en données d'entrée les précipitations mais également les débits, alors que la formule de Turc ne fait intervenir que la précipitation et la température.

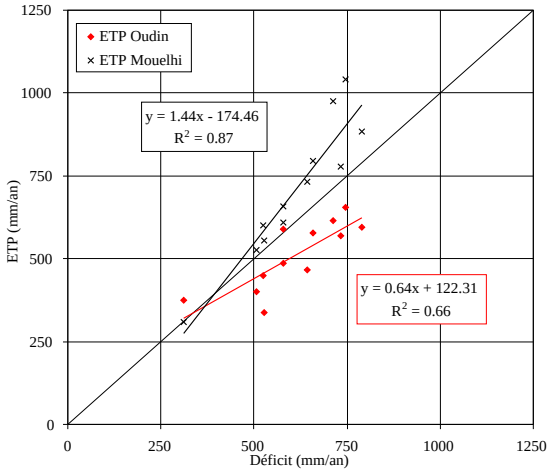
Les formulation d'ETP fonctionnent finalement assez bien. Si l'ETP d'Oudin propose une gamme d'évapotranspiration potentielle assez réduite, ce n'est pas le cas de l'ETP de Mouelhi qui couvre l'ensemble de la gamme des déficits, ce qui se comprend dans la mesure où cette formule intègre ses déficits dans son calcul. De plus, on note que $ETP_{7505}^{Mouelhi} > D_{7505}$ ce qui est tout à fait rassurant si on assimile le déficit à une évapotranspiration réelle : $D_{7505} \approx ETR_{7505} < ETP_{7505}$. Cette inégalité n'est pas toujours respectée pour la formulation d'Oudin.



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

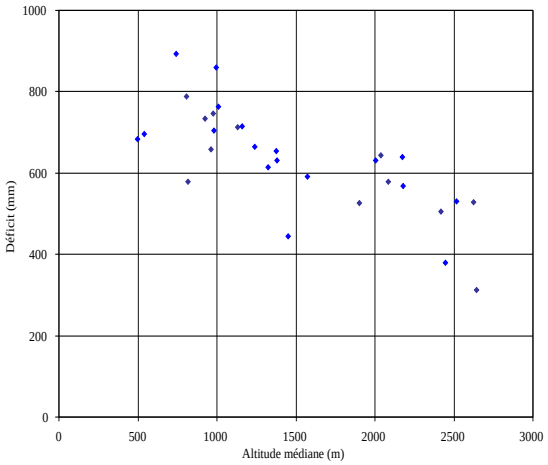


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

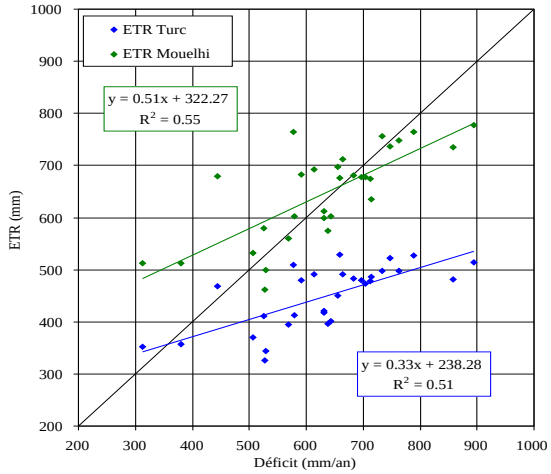


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

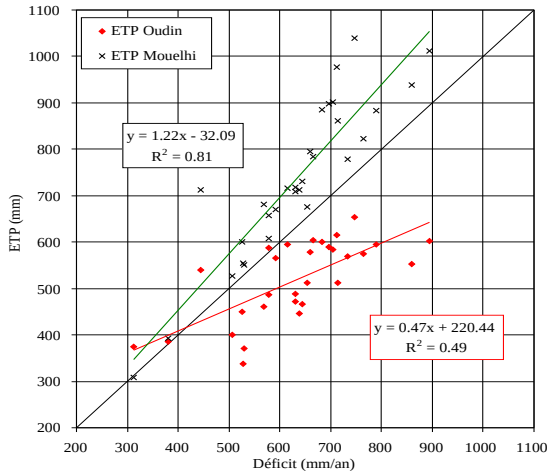
FIG. 9.6 – Résultats sur le massif des Alpes



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

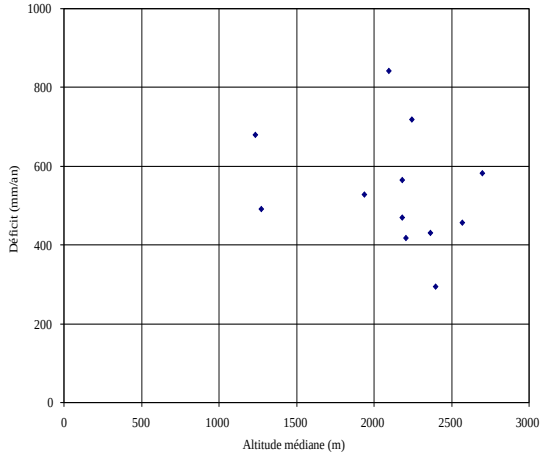


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

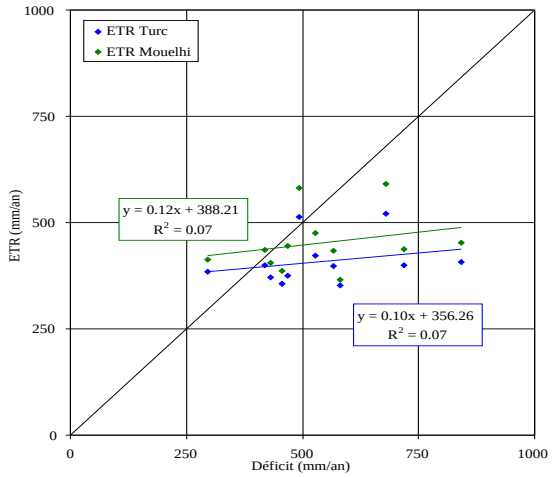


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

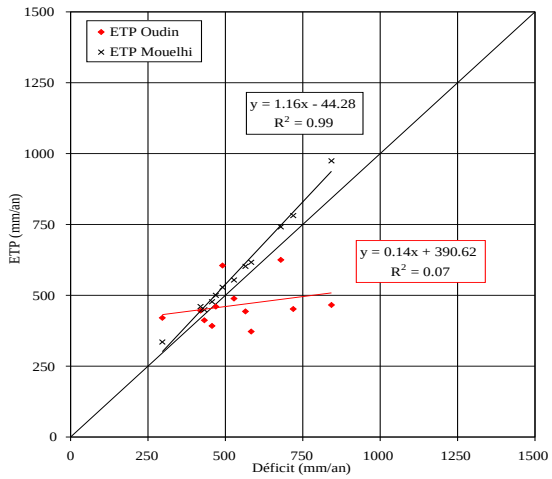
FIG. 9.7 – Résultats complets sur le massif des Alpes



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

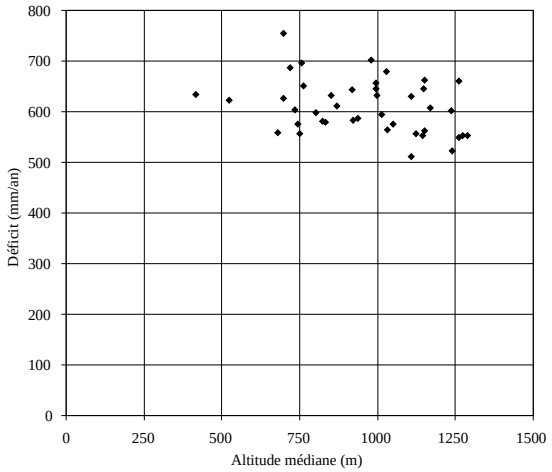


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

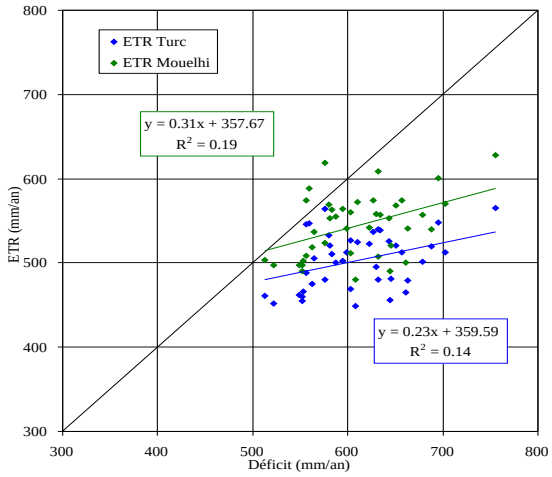


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

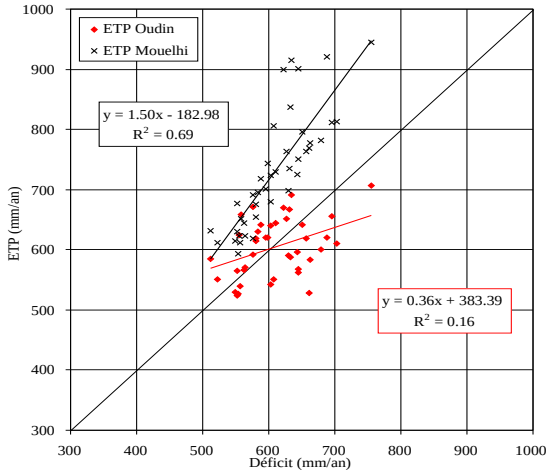
FIG. 9.8 – Résultats sur le massif des Pyrénées



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin

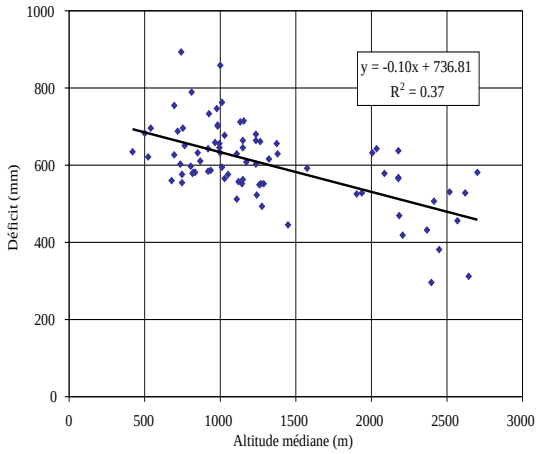


(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

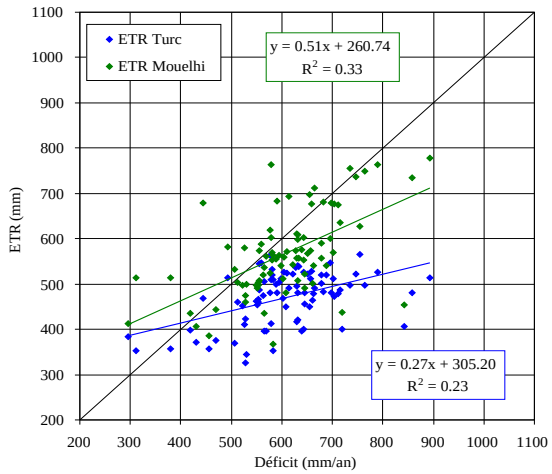


(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

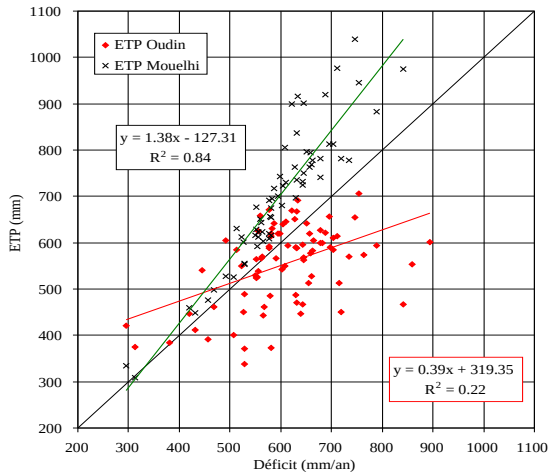
FIG. 9.9 – Résultats sur le massif Central



(a) Déficit en fonction de l'altitude médiane du bassin



(b) ETR annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005



(c) ETP annuelles en fonction du déficit annuel sur la période 1975-2005

FIG. 9.10 – Résultats tous massifs confondus

9.5 Conclusion

Les résultats de validation sont cette fois-ci plus concluants. Les nouvelles estimations de précipitation permettent d'une part de respecter les mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et d'autre part de boucler des bilans hydrologiques crédibles sur les bassins versants jaugés disponibles.

Le problème de la sous estimation des précipitations que nous avions mis en évidence dans la partie 2 est donc ici largement résolu à la vue des différents résultats de validation présentés, tant sur les mesures de neige que sur les mesures de débit.

Conclusion de la partie III

Nous avons présenté dans cette dernière partie, une méthode originale d'assimilation des mesures de neige dans notre processus d'estimation des précipitations en montagne. L'introduction de ces mesures dans les ébauches de précipitations a permis de mettre en évidence un biais métrologique de mesure des précipitations, exacerbé en montagne où la captation des précipitations par les appareils de mesure est parfois problématique. En effet, la présence de vents forts et la prépondérance de précipitations solides sont les deux principaux facteurs aggravant les problèmes de captation des précipitations par les stations de mesure.

Nous avons ensuite proposé un modèle simple de correction des mesures de précipitations journalières, en introduisant un facteur correctif dépendant de la seule fraction solide de précipitation. Nous avons alors la possibilité de reprendre l'ensemble de nos calculs pour proposer de nouvelles estimations de précipitations en montagne, s'appuyant à la fois sur des mesures de NPT corrigées, mais également sur un vaste réseau de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux.

Nos nouvelles estimations de précipitations ont été confrontées avec succès aux mesures de neige, ainsi qu'aux mesures de débit. En effet, la modélisation nivale nous a permis de montrer que nos séries de précipitation estimées au droit des appareils de mesure de neige étaient de très bonnes candidates pour la modélisation de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et qu'en particulier elles ne souffraient d'aucune sous estimation. Par ailleurs, la comparaison des mesures de débits disponibles à ces estimations, intégrées sur des bassins versants de tailles et d'altitudes très diverses, ont permis de réaliser des bilans hydrologiques tout à fait crédibles.

Cette dernière partie a ainsi permis de "boucler la boucle". Nos estimations de précipitations en montagne réalisent une synthèse très novatrice et prometteuse d'un ensemble de données de mesure issues d'appareillages très divers, exploités sur des périodes distinctes. A travers une modélisation locale de l'effet orographique par type de temps, nous avons ainsi pu utiliser une palette très large de capteurs de pluie et de neige (des NPT des années 60 aux NRC d'aujourd'hui), dans le but de fournir des estimations de précipitations réalistes, concordantes avec les mesures du manteau neigeux et les mesures de débit en montagne.

Conclusion

Ainsi s'achève mon travail sur l'estimation des précipitations en montagne... Sans prétendre avoir exploré toutes les possibilités et variantes dont les idées ont germé en chemin, au moins ai-je la satisfaction d'avoir atteint les deux principaux objectifs initiaux : aboutir à un catalogue complet des champs de précipitations journaliers depuis 1953 sur les principaux massifs montagneux français, et à une méthodologie validée d'estimation des précipitations, qui sera prochainement disponible en opérationnel.

Cette satisfaction d'aujourd'hui ne doit pas faire oublier quelques moments de doute en cours de thèse, et la recherche perpétuelle de compromis entre approfondir certains aspects et risquer de ne pas aboutir aux développements espérés.

L'originalité de notre méthode d'estimation des précipitations réside d'abord dans l'introduction d'une classification en types de temps, et ensuite dans la grande diversité des réseaux d'observation utilisés et de leur pas de temps de mesure : pluviomètres, nivopluviomètres totalisateurs, sondages, télénivomètres, nivomètres à rayonnement cosmique. Le choix de la classification en types de temps utilisée n'a pas été discuté : commune à d'autres applications, elle était une donnée imposée par EDF, et à ce titre nous n'avons pas cherché à la remettre en cause. Nous aurions pu proposer notre propre classification ou tout du moins retravailler la classification existante, cependant cela aurait nécessité beaucoup de temps, et nous n'aurions sans doute pas pu dérouler l'ensemble de notre travail sur les précipitations. Par contre, dans la mesure où notre méthode d'estimation est maintenant développée, il serait assez simple de la re-dérouler complètement avec une autre classification en types de temps si cela s'avérait nécessaire.

Nous avons commencé par travailler avec un vaste réseau de pluviomètres essentiellement installés en vallée. Nous nous sommes rapidement rendu compte que ce réseau ne nous permettrait pas d'estimer correctement les précipitations en montagne, à partir de 1500m d'altitude environ. En effet, il ne couvre pas suffisamment les zones qui nous intéressent et sa densité est insuffisante au regard de l'importante variabilité spatiale des précipitations en montagne.

Nous avons donc cherché à introduire d'autres observations, en particulier celles réalisées à l'aide de nivo-pluviomètres totalisateurs. Ce réseau présente l'avantage d'avoir été déployé à des altitudes plus importantes que les pluviomètres, mais il a deux inconvénients importants : il n'existe plus aujourd'hui, et les observations disponibles sont réalisées sur un cumul de plusieurs journées. Néanmoins, en introduisant le concept d'ébauches de précipitation par type de temps, nous avons pu bénéficier de ces observations d'altitude pour affiner nos estimations de précipitations au pas de temps journalier. Cependant, l'introduction du réseau de NPT n'était pas suffisante. En effet, nos estimations de précipitations en montagne restaient largement déficitaires par comparaison avec d'une part les mesures

par sondage de l'équivalent en eau du manteau neigeux, et d'autre part les mesures de débit disponibles sur les bassins versant jaugés. Nous avons mis en évidence que cette sous-estimation des précipitations est principalement due à un problème métrologique d'une part (la captation des précipitations par les appareils de mesure), et à une densité de réseau en montagne encore trop faible.

Nous avons donc choisi d'introduire et d'assimiler aussi le réseau de mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux. Au même titre que les NPT, ce réseau à l'avantage de disposer d'observations à haute altitude, mais il réserve quelques difficultés importantes, notamment le fait qu'il ne mesure pas directement les précipitations, mais le manteau neigeux, résultat d'un processus très complexe d'accumulation et de fonte de la neige. Pour utiliser ce réseau, nous avons du faire appel à la modélisation nivale, qui a notamment nécessité d'estimer les températures minimales et maximales journalières en tout point de notre domaine d'étude.

Suite à ce travail sur la neige, nous avons pu proposer une nouvelle correction des mesures de précipitations effectuées par les pluviomètres et les NPT. La correction proposée s'effectue au pas de temps journalier, et ne s'appuie que sur la fraction solide de précipitation du jour. Le vent et la fraction solide des précipitations sont les deux paramètres les plus influents sur la captation des précipitations par les appareillages de mesure. Le modèle correctif proposé n'est donc pas complètement satisfaisant, puisque nous savons pertinemment que nous ne pouvons pas négliger l'effet du vent, notamment en montagne où il est omniprésent. Cependant, il faudrait une mesure précise ou une estimation très fine de la vitesse moyenne journalière du vent au droit de chaque poste de mesure, ce qui parait très difficile à obtenir. En effet, d'une part la majorité des postes n'est pas équipée d'anémomètre, et d'autre part la forte interaction entre le relief et les flux météorologiques rend la modélisation physique hasardeuse à l'échelle de résolution où nous souhaiterions une telle estimation.

La modélisation nivale nous a également permis d'introduire le réseau de mesure de la neige dans nos estimations de précipitation, auquel nous avons ajouté les données corrigées des pluviomètres et des NPT. Nous avons ainsi cherché à concentrer le maximum d'informations, apprises sur un vaste historique de mesures des précipitations, dans des ébauches de précipitation par type de temps, qui nous ont permis d'élaborer en altitude des estimations de précipitation à la résolution du kilomètre et au pas de temps journalier sur la période 1953-2005. Celles-ci sont cohérentes avec d'une part les mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux, qui ont été introduites et d'autre part les mesures de débits disponibles sur les bassins versants jaugés, qui ont servi de validation finale indépendante.

Ce travail nous a appris ou rappelé, en tout cas il a surtout démontré l'importance de la mesure, en particulier de la mesure de précipitation, mesure absolument primordiale pour assurer la robustesse de nos estimations en montagne. L'utilisation du réseau de mesure de la neige, et plus particulièrement du réseau de NRC, a été cruciale, et nous ne pouvons que saluer ici l'effort d'instrumentation qui a été effectué, et qui doit être poursuivi. Une méthode d'estimation des précipitations ne peut se substituer à de véritables observations en montagne, celle que nous avons développée n'est qu'un outil associé à des mesures, qui cherche à en tirer le maximum d'information et à les présenter sous leur meilleur attrait. Une belle cartographie colorée de précipitation ne doit pas faire oublier les mesures qui lui sont sous-jacentes, et au-delà des méthodes les plus complexes d'estimation des préci-

pitations, les biens les plus précieux à nos yeux restent les données de mesure, disponibles sur de longs historiques, et réalisées avec une rigueur métrologique incontestable.

L'utilisation des ébauches peut également être discutée ou mise en perspective avec d'autres approches. En effet, certaines méthodologies, comme celle présentée récemment par Crochet *et al.* (2007), peuvent être perçues comme assez similaires à notre démarche. Dans celles-ci, un modèle déterministe, alimenté par des réanalyses de la situation synoptique (ERA-40), propose une ébauche régionale de la précipitation. Ensuite cette ébauche est adaptée par assimilation des valeurs observées au sol, afin de proposer une estimation en tous points. La différence avec notre approche se trouve au niveau de l'élaboration de l'ébauche qui est alors spécifique à chaque journée, et qui s'appuie sur une connaissance physique plus ou moins approfondie, exprimée par des équations. Dans notre cas, nous utilisons également la situation synoptique, mais pour réaliser un nombre limité d'ébauches, une par type de temps, et ces ébauches s'appuient sur un maximum de données, notamment anciennes ou intermittentes.

Les résultats de ce travail sont d'ores et déjà très intéressants, mais ils ouvrent également une multitude de portes vers des développements futurs importants. Tout d'abord, nous disposons maintenant sur les massifs français et leurs périphéries de réanalyses de précipitations à la maille de 1 km et au pas de temps journalier, sur la période 1953-2005, qui pourrait facilement être étendue jusqu'à aujourd'hui. Les utilisations de ces grilles de précipitation sont multiples, et pour commencer par la plus simple, c'est à dire la consultation de cartographie de précipitation. Du pas de temps journalier, à celui de l'évènement pluvieux (cumul sur quelques jours) jusqu'aux pas de temps mensuel, saisonnier, annuel ou encore inter-annuel, il est possible d'expertiser des lames d'eau précipités, en vue d'effectuer un retour d'expérience sur un évènement de fortes crues par exemple, mais également à des buts d'estimation de la ressource en eau (rapport à la normale, cumuls saisonniers, sécheresses, etc.).

Ensuite, ce travail va permettre de faciliter la modélisation hydrologique en montagne, en s'appuyant sur des estimations de précipitation suffisantes et cohérentes en terme de bilan. En effet, l'ensemble des modèles hydrologiques établis en montagne jusqu'à présent, utilisent comme données de pluie en entrée, une combinaison de pluviomètres de proximité, affectée d'un coefficient majorateur dont la valeur est fixée lors de la phase de calage du modèle, afin de pouvoir boucler le bilan hydrologique du bassin modélisé. Il n'est ainsi pas rare de multiplier la pluie mesurée en vallée par 1.5 ou 2 afin d'arriver à boucler le bilan d'un modèle établi sur un bassin situé en montagne.

De plus, ce travail devrait également faciliter la modélisation hydrologique distribuée, qui portera en particulier sur la modélisation distribuée du manteau neigeux (Tveito *et al.*, 2004). Nous avons d'ailleurs mené quelques essais très prometteurs dans ce sens, en reproduisant des chroniques d'accumulation et de fonte pour tous les pixels de notre domaine d'étude. En effet, nous avons cherché à spatialiser les paramètres de notre modèle neige, en nous inspirant des valeurs de ces paramètres obtenus au droit des postes de neige. Le but est d'obtenir un jeu de valeurs de paramètres pour chaque pixel étudié. Ainsi par exemple, nous avons réussi à relier le coefficient de fonte à l'exposition et la pente du site considéré, ce qui nous permet d'estimer une valeur de coefficient de fonte en tous points de notre domaine d'étude.

Cette approche devrait permettre à terme de fournir des cartes d'enneigement des

bassins versants équipés d'ouvrages hydroélectriques, et ainsi de suivre au jour le jour l'évolution des stocks de neige sous forme cartographique. Ces cartes apporteraient alors une vision nouvelle et une avancée importante dans l'élaboration des prévisions d'apports saisonniers par exemple.

Un des avantages des méthodes statistiques est qu'elles fournissent assez facilement, en plus d'une estimation, un intervalle de confiance associé. Nous n'avons pas traité de cet aspect dans ce mémoire, même si nous avons commencé à y réfléchir sérieusement. En effet, l'incertitude sur la précipitation estimée peut être valorisée dans le cadre de la modélisation hydrologique, en la propageant par des techniques ensemblistes jusqu'à la simulation de débits par le modèle, dont on pourra probabiliser le résultat de sortie. Ces incertitudes contribuent selon la taille des bassins, à une part importante de l'erreur totale de modélisation (Moulin, 2007), et ils nous semblent à terme nécessaire de les quantifier de manière appropriée.

Enfin, si cet outil n'a pour l'instant été utilisé que sur l'historique pour effectuer des réanalyses de précipitations, il est bien sur possible de le faire fonctionner en temps réel, et de disposer au jour le jour d'une cartographie des précipitations tombées la veille (mesurées au matin). Cette vision spatiale des évènements pluvieux est importante pour les prévisionnistes, puisqu'elle apporte différents éléments de diagnostic sur la précipitation réelle et les mesures observées correspondantes. Ainsi, un dysfonctionnement d'un appareil de mesure par exemple peut-être mis en évidence rapidement. Cela nous rapproche évidemment de la critique de données effectuée par les gestionnaires du réseau de mesure, qui pourrait se faire avantageusement en développant un outil semis-automatique de reconstitution de données au droit des appareillages de mesure, à l'aide de notre méthode. Cet outil permettrait à la fois de comparer mesures et valeurs reconstituées "optimales" issues de notre modèle, afin d'expertiser d'une part la mesure et de détecter un éventuel problème d'appareillage, mais également de proposer d'autre part une valeur de reconstitution lorsque la mesure n'a pu être faite (panne par exemple).

Ainsi s'achève cette thèse, fruit d'un travail de trois années à Grenoble, au pied des montagnes. A la manière d'une ascension engagée en style alpin, les difficultés furent nombreuses, mais toujours franchies, si possible avec élégance, et en suivant une ligne qui a posteriori peut paraître évidente, même si d'autres possibilités d'itinéraires ont été aperçues en chemin... L'atteinte du sommet est une grande satisfaction, mais rares sont les grimpeurs qui y voient une victoire, plutôt qu'une leçon d'humilité, devant tant de puissance et de complexité mélangées. La montagne et son hydrologie restent encore bien mystérieuses, même si parfois le voile se lève légèrement pour le bonheur de ceux qui en foulent quotidiennement les cimes.

Bibliographie

H. ALEXANDERSSON : A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6:661–675, 1986.

P. ALPERT : Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Applied Meteorology*, 25:532–545, 1986.

S.P. ANDERTON, S.M. WHITE et B. ALVERA : Evaluation of spatial varability in snow water equivalent for high mountain catchment. *Hydrological Processes*, 18:435–453, 2004.

M. ARNAUD et X. EMERY : *Estimation et interpolation spatiale, méthodes déterministes et méthodes géostatistiques*. Hermès Science Publications, 2000.

R. BALSEINTE : La pluviosité en savoie. *Revue de Géographie Alpine*, 43:299–355, 1955.

S. BARAILLE : *Les crues dommageables dans le bassin de la Haute Durance*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 2001.

A. BARDOSSY, L. DUCKSTEIN et I. BOGARDI : Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 15:1087–1097, 1995.

R.G. BARRY : *Mountain weather & climate*. Routledge, 2001.

R.G. BARRY et R.J. CHORLEY : *Atmosphere, weather and climate (7ème édition)*. Routledge, 1998.

A. BAUMGARTNER, E. REICHEL et G. WEBER : Design of distribution maps of precipitation, evaporation and runoff in the alps. *In 15th International Meeting on Alpine Meteorology*, 1978.

A. BAUMGARTNER, E. REICHEL et G. WEBER : *Der Wasserhaushalt der Alpen (The water budget of the Alps)*. R. Oldenbourg Verlag, München, Wien, 1983.

A. BENDAOUD, C. OBLED, M. LANG, G. BONTRON et E. SAUQUET : Comparison of 850-hpa relative humidity between era-40 and ncep/ncar re-analyses : detection of suspicious data in era-40. *Atmospheric Science Letters*, Accepted, 2008.

E. BENEVENT : Le climat des alpes françaises. *Revue de Géographie Alpine*, 14:681–764, 1926.

P. BENICHOU et O. LE BRETON : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 19:23–34, 1987.

G. BLÖSCHL : Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes*, 13:2149–2175, 1999.

J. BOE : *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007.

P. BOIS : *Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie*. Publication du Laboratoire de Mécanique des Fluides, 1971.

O. BONACCI : Water circulation in karst and determination of catchment areas : exemple of the river zrmanja. *Hydrological Sciences Journal*, 44:373–385, 1999.

G. BONTRON : *Prévision quantitative des précipitations : adaptation probabiliste par recherche d'analogues - utilisation des réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du sud-est de la France*. Thèse de doctorat, INPG, 2004.

C. BRUNSDON, S. FOTHERINGHAM et M. CHARLTON : Geographically weighted regression-modelling spatial non-stationarity. *The Statistician*, 47:431–443, 1998.

C. BRUNSDON, J. MCCLATCHEY et D.J. UNWIN : Spatial variations in the average rainfall-altitude relationship in great britain : An approach using geographically weighted regression. *International Journal of Climatology*, 21:455–466, 2001.

K. P. BURNHAM et D. R. ANDERSON : *Model Selection and Multimodel Inference : A Practical-Theoretic Approach, 2nd ed.* Springer Verlag, 2002.

A. CAGNATI, A. CREPAZ, G. MACELLONI, S. PALOSCIA, P. PAMPALONI, R. RANZI, R. RUISI, E. SANTI, M. TEDESCO, M. TOMIROTTI, M. VALT et R. ZASSO : Rivista italiana di telerilvamento. *Associazone Italiana Telerilevamento Informa*, 26:89–97, 2003.

I.R. CALDER : *Evaporation in the Uplands*. Wiley, 1990.

M. CHANG et L. HARRISON : Fields assessments on the accuracy of spherical gauges in rainfall measurements. *Hydrological Processes*, 19:403–412, 2005.

P. CHENIN : Interpolation par inf-convolution et données de formes. Rapport technique, UJF, 2007.

DE. COLTON : Numerical simulation of the orographically induced precipitation distribution for use in hydrologic analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 12:1241–1251, 1976.

D. CONWAY et P.D. JONES : The use of weather types and air flow indices for gcm downscaling. *Journal of Hydrology*, 212–213:348–361., 1998.

D. COURAULT et P. MONESTIEZ : Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in southeast france. *International Journal of Climatology*, 19:365–378, 1999.

P. CROCHET : A study of regional precipitation trends in iceland using a high-quality gauge network and era-40. *Journal of Climate*, 20:4659–4677, 2007.

P. CROCHET, T. JOHANNESSON et T. JONSSON : Estimating the spatial distribution of precipitation in iceland using a linear model of orographic precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, 8:1285–1306, 2007.

C. DALY, R. NEILSON et D. PHILLIPS : A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over moutainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33:140–158, 1994.

Y. DAQING et T. OHATA : A bias-corrected siberian regional precipitation climatology. *Journal of Hydrometeorology*, 2:122–138, 2001.

C. DE JONG, D. COLLINS et R. RANZI : *Climate and hydrology in mountainous areas*. Wiley, 2005.

R. DE RHAM : *Le climat des Alpes Méridionales*. Gauthier-Villars, 1929.

I. DESUROSNE : *Gradients d'intensité de pluie en zone de relief : expérimentations et premières modélisations des données d'un réseau transalpin, le TPG.* Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, 1992.

A. DJERBOUA : *Prédetermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes franco-italiennes, prévision quantitative des pluies journalières par la méthode des analogues*. Thèse de doctorat, INPG, 2001.

D. DUBAND : *Reconnaissance dynamique de la forme des situations météorologiques. Application à la prévision quantitative des précipitations*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Paris, 1970.

A. DUPEYRAT, C. AGOSTA, E. SAUQUET et F. HENDRICKX : Sensibilité aux variations climatiques d'un bassin à forts enjeux : le cas de la garonne. *In Actes du 13th IWRA World Water Congress 2008*, 2008.

Y. DURAND, E. BRUN et E. MARTIN : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18:65–71, 1993a.

Y. DURAND, E. BRUN, L. MERINDOL, G. GUYOMARCH, B. LESAFFRE et E. MARTIN : A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. *Annals of Glaciology*, 18:65–71, 1993b.

K. DUROT : *Modélisation hydrologique distribuée du bassin versant nivo-pluvial de Sarennes. Validation des données d'entrée et développement d'un module de fonte nivale sous forêt*. Thèse de doctorat, INPG, 1999.

K. ELDER, W. ROSENTHAL et R.E. DAVIS : Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrological Processes*, 12:1793–1808, 1998.

T. ESCLAFFER : Rapport hydrologie synthétique de la vallée de la maurienne. Rapport technique, Electricité de France, 2007.

P. ETCHEVERS, Y. DURAND et E. MARTIN : Analyse safran des paramètres météorologiques de surface sur le bassin versant du rhône de 1981 à 1994. Rapport technique, Centre d'Etude de la Neige, 1998.

C. FIERZ, P. RIBER, E. E. ADAMS, A. R. CURRAN, P. M. B. FÖHN, M. LEHNING et C. PLÜSS : Evaluation of snow-surface energy balance models in alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 282 (1-4):76–94, 2003.

C. FREI et C. SCHÄR : A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gaug observations. *International Journal of Climatology*, 18:873–900, 1997.

F. GARAVAGLIA : Validation du modèle hydrologique mordor sne. Rapport technique, Electricité de France, 2007.

R. GARÇON : Prévision opérationnelle des apports de la durance à serre-ponçon à l'aide du modèle mordor. *La Houille Blanche*, 5, 1996.

R. GARÇON : Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, 7/8:88–95, 1999.

M. GERARD : Validation d'un modèle de spatialisation des précipitations au pas de temps annuel par bilan hydrologique. Mémoire de D.E.A., ENSE3, INPG, 2008a.

M. GERARD : Validation d'un modèle de spatialisation des précipitations au pas de temps journalier avec le modèle hydrologique mordor. Mémoire de D.E.A., ENSE3, INPG, 2008b.

U. GERMANN et J. JOSS : Variograms of radar reflectivity to discribe the spatial continuity of alpine precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 40:1042–1059, 2000.

P. GOOVAERTS : Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228(1-2):113–129, 2000.

I. GORENBURG, D. MCLAUGHLIN et D. ENTEKHABI : Scale-recursive assimilation of precipitation data. *Advances in Water Resources*, 24(9-10):941–953, 2001.

F. GOTTARDI, C. OBLED, E. PAQUET et J. GAILHARD : Statistical estimation of precipitation over french mountain ranges. *In The 29th international Conference on alpine meteorology, Chambéry, France*, 2007.

F. GOTTARDI, C. OBLED, E. PAQUET et J. GAILHARD : Régionalisation des précipitations sur les massifs montagneux français à l'aide de regressions locales et par type de temps. *Revue Climatologie*, 5:7–25, 2008.

S.T. GRAHAM, J.S. FAMIGLIETTI et D.R. MAIDMENT : 5-minute, 0.5-degree, and 1-degree data sets of continental watersheds and river networks for use in regional and global hydrologic and climate system modeling studies. *Water Resources Research*, 35:583–587, 1999.

Pavel Ya. GROISMAN, Eugene L. PACK et Robert G. QUAYLE : of recording and standard nonrecording u.s. gauges. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16:602–609, 1998.

K. GROSFELD, G. LOHMANN, N. RIMBU, K. FRAEDRICH et F. LUNKEIT : Atmospheric multidecadal variations in the north atlantic realm : proxy data, observations, and atmospheric circulation model studies. *Climate of the Past*, 3:39–50, 2007.

S. GUILBAUD : *Prévision quantitative des précipitations journalières par une méthode statistico-dynamique des recherche d'analogues - Application à des bassins du pourtour méditerranéen*. Thèse de doctorat, INPG, 1997.

P. GUILLOT, M. MARBOUTY et C. OBLED : Les images de satellites et les mesures de la couche de neige. *La Houille Blanche*, 7/8:517–526, 1978.

D. GYALISTRAS : Development an validation of high-resolution monthly gridded temperature and precipitation data set for switzerland (1951-2000). *Climate Research*, 25:55–83, 2003.

U. HABERLANDT et C. GATTKE : Spatial interpolation vs. simulation of precipitation for rainfall-runoff modelling - a case study in the lippe river basin. *Hydrology : science & practice for the 21st Century*, 1:120–127, 2004.

J.A. HEVESI, A.L. FLINT et J.D. ISTOK : Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. part ii : isohyetal maps. *Journal of Applied Meteorology*, 31:677–688, 1992a.

J.A. HEVESI, J.D. ISTOK et A.L. FLINT : Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. part i : structural analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 31:661–676, 1992b.

R.M. HIRSCH : Comparaison of four streamflow record extension techniques. *Water ressources research*, 18:1081–1088, 1982.

M.E. JENSEN et H.R. HAISE : Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division*, 89:15–41, 1963.

A. KIEFFER-WEISSE : *Etude des précipitations exceptionnelles de pas de temps courts en relief accidenté (Alpes Françaises), méthode de cartographie des précipitations extrêmes.* Thèse de doctorat, INPG, 1998.

V. KLEMES : The modelling of mountain hydrology : the ultimate challenge. *IAHS-AISH Publication*, 190:29–43, 1990.

H. KLING, J. FÜRST et H.P. NACHTNEBEL : Seasonal, spatially distributed modelling of accumulation and melting of snow for computing runoff in a long-term, large-basin water balance model. *Hydrological Processes*, 20:2141–2156, 2006.

P.C. KYRIAKIDIS, J. KIM et N.L. MILLER : Geostatistical mapping of precipitation from rain gauge data using atmospheric and terrain characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 40: 1855–1877, 2001.

J. P. LABORDE : *Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie.* Thèse de doctorat, INPL, 1984.

P. M. LEHUCHER : *Etude des épisodes pluvieux intenses de la région Provence Côte d'Azur Riviera italienne : cartographie et reconstitution de séries horaires sur le bassin du Paillon et le Réal-Collobrier (1974-1982).* Thèse de doctorat, INPG, 1986.

R. LHOTELLIER : *Spatialisation des température en zone de montagne alpine*. Thèse de doctorat, Institut de géographie alpine, 2005.

J.I. LOPEZ-MORENO et D. NOGUÉS-BRAVO : A generalized additive model for the spatial distribution of snowpack in the spanish pyrenees. *Hydrological Processes*, 19:3167–3176, 2005.

J.I. LOPEZ-MORENO et D. NOGUÉS-BRAVO : Interpolating local snow depth data : an evaluation of methods. *Hydrological Processes*, 20:2217–2232, 2006.

C.H. LUCE, D.G. TARBOTON et K.R. COOLEY. : The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt. *Hydrological Processes*, 12:1671–1683, 1998a.

C.H. LUCE, D.G. TARBOTON et K.R. COOLEY : Subgrid parametrization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model. *In International Conference on Snow Hydrology, Brownsville, Vermont, USA*, 1998b.

C. MAZZETTI et E. TODINI : Modeling snowmelt using a single parameter model : experience with distributed topkapi model. *In 32nd Congress of International Association of Hydraulic Engineering & Research, Harmonizing the demands of art and nature in hyrdaulics, Venice, Italy*, 2007.

J.L. MCGUINNESS et E.F. BORDNE : A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. Rapport technique, Technical Bulletin 1452, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 1972.

L. MENZEL et H. LANG : Spatial variation in evapotranspiration in swiss alpine regions. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, 248:115–121, 1998.

O. MESTRE : *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2000.

N.P. MOLOTCH, M.T. COLEE, R.C. BALES et J. DOZIER : Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models : the impact of digital elevation data and independent variable selection. *Hydrological Processes*, 19:1459–1479, 2005.

S. MOUELHI : *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de doctorat, CEMAGREF/ENGREF, 2003.

S. MOUELHI, C. MICHEL, C. PERRIN et V. ANDRÉASSIAN : Linking stream flow to rainfall at the annual time step : The manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology*, 328(1-2):283–296, août 2006.

L. MOULIN : *Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux. Application aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques.* Thèse de doctorat, Université P. & M. Curie, 2007.

M. NINYEROLA, X. PONS et J.M. ROURE : A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation trough gis techniques. *International Journal of Climatology*, 20:1823–1841, 2000.

U.S. North pacific division corps of ENGINEERS : *Snow hydrology. Summary report of the snow investigations*. U.S. Army, Portland, Oregon, 1956.

C. OBLED et P. BOIS : *Introduction au traitement de données en hydrologie*. Polycopié de l'ENSE3, 2003.

C. OBLED et W. GOOD : Recent developments in avalanche forecasting by statistical techniques : a methodological review and some applications to the parsenn area (davos-switzerland). *Journal of Glaciology*, 92:315–346, 1980.

C. OBLED et B. ROSSE : Modèle mathématiques de la fusion nivale en un point. *Cahier ORSTOM*, XII:235–258, 1975.

A. OHMURA : Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40:753–761, 2001.

S. ORLANDINI et A. LAMBERTI : Effect of wind precipitation intercepted by steep mountain slopes. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5:346–354, 2000.

L. OUDIN : *Recherche d'un modèle d'évaporation potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie débit global*. Thèse de doctorat, CEMAGREF/ENGREF, 2004.

E. PAQUET : Evolution du modèle hydrologique mordor : modélisation du stock nival à différentes altitudes. *La Houille Blanche*, 2:75–82, 2004.

E. PAQUET, J. GAILHARD et R. GARÇON : Évolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche*, 5:80–90, 2006.

E. PAQUET et R. GARÇON : Modèle mordor : notice méthodologique. Rapport technique, Electricité de France, 2000.

E. PAQUET et R. GARÇON : Caprices du climat et de l'hydrologie en haute durance : nos prévisions d'apports plurimensuels sont-elles encore fiables ? *La Houille Blanche*, 8:62–68, 2002.

A. PAULING et H. PAETH : On the variability of return periods of european winter precipitation extremes over the last three centuries. *Climate of the Past*, 3:65–76, 2007.

P. PERONA et P. BURLANDO : Mechanistic interpretation of alpine glacierized environments : Part 1. model formulation and related dynamical properties. *Advances in Water Resources*, 31 (7):937–947, 2008.

P. PERONA, N. PASQUALE et D. MOLNAR : Mechanistic interpretation of alpine glacierized environments : Part 2. hydrologic interpretation and model parameters identification on case study. *Advances in Water Resources*, 31(7):948–961, 2008.

C. PERRUCHET et M. PRIEL : *Estimer l'incertitude - Mesures - Essais*. AFNOR, 2000.

T.C. PETERSON et D.R. EASTERLING : Creation of homogeneous composite climatological reference series. *International Journal of Climatology*, 14:671–679, 1994.

CH.P. PÉGUY : *Haute Durance et Ubaye, Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud*. Arthaud, 1947.

J. G. PIKE : The estimation of annual run-off from metrological data in tropical climate. *Journal of Hydrology*, 2:116–123, 1964.

R. RANZI, B. BACCHI et G. GROSSI : Runoff measurments and hydrological modelling for the estimation of rainfall volumes in an alpine basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129:653–672, 2003.

G.H. ROE : Orographic precipitation. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33:645–671, 2005.

J. RONCHAIL et M. LECOMPTE : Essai de climatologie dynamique dans les alpes. *La Météorologie*, 26:57–91, 1981.

J. SCHMIDLI : *Reconstruction and analysis of mesoscale precipitation in the Alps for the 20th Century*. Thèse de doctorat, Institut für Atmosphäre und Klima, Zürich, 2002.

J. SCHMIDLI, C. FREI et C. SCHÄR : Reconstruction of mesoscale precipitation fields from sparse observations in complex terrain. *Journal of Climate*, 15:3289–3306, 2001.

J. SCHMIDLI, C. SCHMUTZ, C. FREI, H. WANNER et C. SCHÄR : Mesoscale precipitation varability in the region of the european alps during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 22:1049–1074, 2002.

J. SEIBERT et A.-S. MORÉN : Reducing systematic errors in rainfall measurements using a new type of gauge. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99:341–348, 1999.

B. SEVRUK : Evaporation losses from containers of hellmann precipitation gauges. *Hydrological Sciences Bulletin*, XIX:231–236, 1974.

B. SEVRUK : *Correction of precipitation*. Zürcher Geographische Schriften, 1986.

B. SEVRUK : *Precipitation mesurement*. Swiss Federal Institute of Technology, 1989.

B. SEVRUK : Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the swiss alps. *Climatic Change*, 36:355–369, 1997.

B. SEVRUK et W.R. HAMON : *Instruments and observing methods, international comparison of national precipitaton gauges with a reference pit gauge*. WMO, 1984.

J. STEHLIK et A. BARDOSSY : Statistical comparison of european circulation patterns and development of a continental scale classification. *Theoretical and Applied Climatology*, 76:31–46, 2003.

R. STEINACKER, C. HÄBERLI et W. PÖTTSCHACHER : A transparent method for the analysis and quality evaluation of irregularly distributed and noisy observational data. *Monthly Weather Review*, 128:2303–2316, 2000.

D. TAPSOBA, V. FORTIN, F. ANCTIL et M. HACHÉ : Apport de la technique du krigeage avec derive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige : Application aux bassins de la rivière gatineau. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 32:289–297, 2005.

D.G. TARBOTON, T.G. CHOWDHURY et T.H. JACKSON : A spatially distributed energy balance snowmelt model. *In Biogeochemistry of seasonally snow covered catchments, Boulder, Colorado, USA*, 1995.

M. TENENHAUS : *La regression PLS, théorie et pratique*. Technip, 1998.

J.-J. THILLET : *La météo de montagne*. Club Alpin Français, 1997.

P. TOURASSE : *Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues, application aux régions cévenoles.* Thèse de doctorat, INPG, 1981.

L. TURC : *Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement.* Thèse de doctorat, INRA, 1953.

O. TVEITO : Spatial distribution of winter temperatures in norway related to topography and largescale atmospheric circulation. *In IAHS Publication kick-off workshop, Brazilia, Brazil*, 2002.

O. TVEITO, R. ENGESET et E. ALFNES : Snow map system for norway. *In XXIII Nordic Hydrological Conference, Tallinn, Estonia*, volume 48, pages p. 112–121. NHP report, 2004.

J. VETTER : *Contribution d'un code de calcul météorologique méso-échelle à la climatologie des pluies en zone de relief.* Thèse de doctorat, INPG, 2004.

C. VINCENT : Influence of climate change over the 20th century on four french glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research*, 107:1–12, 2002.

WMO : Distribution of precipitation in mountainous areas. Rapport technique, World Meteorological Organization, 1972.

D. YANG et M.-K. WOO : Representativness of local snow data for large scale hydrologic investigations. *Hydrological Processes*, 13:1977–1988, 1999.

M.K. YAU et R.R. ROGERS : *Short Course in Cloud Physics, Third Edition*. Butterworth-Heinemann, 1989.

RESUME

Les phénomènes météorologiques en montagne sont influencés par de nombreux facteurs tels que le relief ou l'altitude, et possèdent de ce fait une grande variabilité spatiale, qui rend l'hydrométéorologie des bassins versants de montagne particulièrement complexe. Au regard de cette hétérogénéité spatiale, les postes d'observations sont à ces altitudes trop peu nombreux. Les mesures sont de plus réalisées dans des conditions parfois difficiles (neige, vent) et sont donc souvent entachées d'importantes incertitudes. En conséquence, l'estimation des stocks de neige et des précipitations, primordiale pour les gestionnaires du parc hydroélectrique d'EDF (Électricité De France), reste encore aujourd'hui sujette à des incertitudes non négligeables. La thèse présentée ici, menée au sein de l'équipe hydrologie d'EDF-DTG a, parmi ses objectifs, le développement d'un outil d'interpolation des précipitations en zones de montagne. Ce dernier permettrait à terme de progresser vers une vision spatialisée et cartographiée de la pluie et de la neige mesurées sur les bassins versants faisant l'objet d'une prévision opérationnelle.

Pour développer cette méthodologie, une très vaste base de données a été constituée, regroupant des données françaises (EDF et Météo France) mais également suisses, italiennes et espagnoles. Cet outil repose sur un Modèle Numérique de Terrain de maille 1km. Une classification en types de temps est introduite, afin de prendre en compte les variations du gradient orographique de précipitation en fonction du type de circulation atmosphérique considérée. Au sein de chaque type de temps et pour chaque pixel l'effet orographique, considéré comme prépondérant dans l'explication des précipitations en montagne, est modélisé par une relation linéaire reliant les précipitations du type de temps considéré à l'altitude. Cette relation s'appuie sur les points de mesure situés à proximité du pixel, dont le mode de sélection et de pondération a été optimisé. L'utilisation de la validation croisée entre les stations permet d'évaluer le niveau de restitution du modèle aux altitudes proches du réseau d'observation, quant à la qualité des lames d'eau en haute montagne, elle est par ailleurs évaluée à travers le bilan hydrologique intégré sur les bassins versants instrumentés d'une part, et à l'aide d'une confrontation avec les postes de mesure de l'équivalent en eau du manteau neigeux d'autre part.

Développé sur les Alpes françaises, les Pyrénées et le Massif Central, ce modèle présente des résultats très encourageants au regard de ceux obtenus par d'autres méthodes, ce qui est sans doute le fait du caractère résolument régional du mode de reconstitution des précipitations.

Mots-clé : précipitations, type de temps, spatialisation, effet orographique, gradient altimétrique, zones de montagne, relief, neige, équivalent en eau du manteau neigeux, modélisation nivale, bilan hydrologique.