Mécanismes et effets de la fonte des accumulations neigeuses sur le fonctionnement hydrologique du Lignon du Forez, Massif Central, France.

Gaël Bouron

▶ **To cite this version:**

Gaël Bouron. Mécanismes et effets de la fonte des accumulations neigeuses sur le fonctionnement hydrologique du Lignon du Forez, Massif Central, France.. Autre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2013. Français. NNT : 2013EMSE0713 . tel-00937095

HAL Id: tel-00937095

https://theses.hal.science/tel-00937095

Submitted on 27 Jan 2014

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.

Ecole Nationale Supérieure des Mines
SAINT-ETIENNE

NNT : *2013 EMSE 0713*

THÈSE

présentée par

Gaël BOURON

pour obtenir le grade de

Docteur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Mécanismes et effets de la fonte des accumulations neigeuses sur le fonctionnement hydrologique du Lignon du Forez, Massif Central, France.

soutenue à Saint-Etienne, le 22 novembre 2013

Membres du jury

Président :	Thierry WINIARSKI	Directeur de recherches, ENTPE, Vaulx-en-Velin
Rapporteurs :	Bernard ETLICHER	Professeur, Université Jean Monnet, Saint-Etienne
	Marie-Noëlle PONS	Directeur de recherches, Université de Lorraine, Nancy
Examinateur(s) :	Xavier BODIN	Chargé de recherches, Université de Savoie, Le Bourget du Lac
Directeur(s) de thèse :	Didier GRAILLOT	Directeur de recherches, Ecole des Mines de Saint-Etienne, Saint-Etienne
	Djamel MIMOUN	Chargé de recherches, Ecole des Mines de Saint-Etienne, Saint-Etienne
Invitée:	Véronique LAVASTRE	Maitre de Conférences, Université Jean Monnet, Saint-Etienne

Spécialités doctorales :	Responsables :
SCIENCES ET GENIE DES MATERIAUX	K. Wolski Directeur de recherche
MECANIQUE ET INGENIERIE	S. Drapier, professeur
GENIE DES PROCEDES	F. Gruy, Maître de recherche
SCIENCES DE LA TERRE	B. Guy, Directeur de recherche
SCIENCES ET GENIE DE L'ENVIRONNEMENT	D. Graillot, Directeur de recherche
MATHEMATIQUES APPLIQUEES	O. Roustant, Maître-assistant
INFORMATIQUE	O. Boissier, Professeur
IMAGE, VISION, SIGNAL	JC. Pinoli, Professeur
GENIE INDUSTRIEL	A. Dolgui, Professeur
MICROELECTRONIQUE	

EMSE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

AVRIL	Stéphane	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
BATTON-HUBERT	Mireille	PR2	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BENABEN	Patrick	PR1	Sciences et génie des matériaux	CMP
BERNACHE-ASSOLLANT	Didier	PR0	Génie des Procédés	CIS
BIGOT	Jean Pierre	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
BILAL	Essaid	DR	Sciences de la Terre	SPIN
BOISSIER	Olivier	PR1	Informatique	FAYOL
BORBELY	Andras	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	SMS
BOUCHER	Xavier	PR2	Génie Industriel	FAYOL
BRODHAG	Christian	DR	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BURLAT	Patrick	PR2	Génie Industriel	FAYOL
COURNIL	Michel	PR0	Génie des Procédés	DIR
DARRIEULAT	Michel	IGM	Sciences et génie des matériaux	SMS
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR1	Génie Industriel	CMP
DEBAYLE	Johan	CR	Image Vision Signal	CIS
DELAFOSSE	David	PR1	Sciences et génie des matériaux	SMS
DESRAYAUD	Christophe	PR2	Mécanique et ingénierie	SMS
DOLGUI	Alexandre	PR0	Génie Industriel	FAYOL
DRAPIER	Sylvain	PR1	Mécanique et ingénierie	SMS
FEILLET	Dominique	PR2	Génie Industriel	CMP
FOREST	Bernard	PR1	Sciences et génie des matériaux	CIS
FORMISYN	Pascal	PR0	Sciences et génie de l'environnement	DIR
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
GERINGER	Jean	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	CIS
GIRARDOT	Jean-jacques	MR(DR2)	Informatique	FAYOL
GOEURIOT	Dominique	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences et génie de l'environnement	SPIN
GROSSEAU	Philippe	DR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	PR1	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	DR	Sciences de la Terre	SPIN
GUYONNET	René	DR	Génie des Procédés	SPIN
HAN	Woo-Suck	CR	Mécanique et ingénierie	SMS
HERRI	Jean Michel	PR1	Génie des Procédés	SPIN
INAL	Karim	PR2	Microélectronique	CMP
KERMOUCHE	Guillaume	PR2	Mécanique et Ingénierie	SMS
KLOCKER	Helmut	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
LAFOREST	Valérie	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
LERICHE	Rodolphe	CR	Mécanique et ingénierie	FAYOL
LI	Jean Michel		Microélectronique	CMP
MALLIARAS	Georges	PR1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
MONTHEILLET	Franck	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
PERIER-CAMBY	Laurent	PR2	Génie des Procédés	DFG
PIJOLAT	Christophe	PR0	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Michèle	PR1	Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean Charles	PR0	Image Vision Signal	CIS
POURCHEZ	Jérémy	CR	Génie des Procédés	CIS
ROUSTANT	Olivier	MA(MDC)		FAYOL
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences et génie des matériaux	SMS
SZAFNICKI	Konrad	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	CMP
TRIA	Assia		Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	SMS
VIRICELLE	Jean Paul	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
WOLSKI	Krzystof	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR1	Informatique	CIS

ENISE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

BERGHEAU	Jean-Michel	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
BERTRAND	Philippe	MCF	Génie des procédés	ENISE
DUBUJET	Philippe	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
FORTUNIER	Roland	PR	Sciences et Génie des matériaux	ENISE
GUSSAROV	Andrey	Enseignant contractuel	Génie des procédés	ENISE
HAMDI	Hédi	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
LYONNET	Patrick	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
RECH	Joël	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
SMUROV	Igor	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
TOSCANO	Rosario	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
ZAHOUANI	Hassan	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE

Mise à jour : 07/04/2013

PR 0	Professeur classe exceptionnelle
PR 1	Professeur 1ère classe
PR 2	Professeur 2ème classe
PU	Professeur des Universités
MA (MDC)	Maître assistant
DR	Directeur de recherche

Ing.	Ingénieur
MCF	Maître de conférences
MR (DR2)	Maître de recherche
CR	Chargé de recherche
EC	Enseignant-chercheur
IGM	Ingénieur général des mines

SMS	Sciences des Matériaux et des Structures
SPIN	Sciences des Processus Industriels et Naturels
FAYOL	Institut Henri Fayol
CMP	Centre de Microélectronique de Provence
CIS	Centre Ingénierie et Santé

Remerciements

Ce travail n'aurait pas abouti sans l'aide, ô combien nécessaire et généreuse, de mon entourage plus ou moins proche. Je remercie donc par ces quelques lignes, ceux qui m'ont apporté un soutien souvent technique, mais aussi moral, puisque ces quatre années de travail ont été semées de diverses embuches, blocages, errances et hésitations, pourtant rattrapées par une multitude d'activités qui m'ont été bénéfiques pour mon travail (ou pas), mais qui m'ont toujours apporté une grande satisfaction personnelle.

Sans être aussi exhaustif que je le voudrais, je commencerai par remercier ceux qui m'ont apporté une aide technique concernant la logistique propre à cette thèse, comme Frédéric Huneau pour les analyses de mes échantillons d'eau à Bordeaux et Chantal Perrache à l'UJM, ainsi que Véronique Lavastre pour sa précieuse aide sur toute la partie géochimie (terrain, analyse, traitement et discussion(s)).

Je remercie également Laure Beff ainsi que l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve pour m'avoir reçu et présenté ses travaux concernant le suivi de l'humidité du sol, ce qui a contribué à la mise en place de l'instrumentation utilisée pendant la thèse.

J'en profite également pour remercier ceux qui ont accepté de faciliter mes recherches sur les Monts du Forez, notamment les lieutenants-colonels Savary et Lefebvre, de la DIRISI de Lyon pour l'utilisation de la route de Pierre-sur-Haute, mais aussi Patrice Archimbaud et Jean-François Gibert pour avoir facilité mes déplacements dans la station de ski de Chalmazel, ainsi que l'accès aux données de l'équipement de production de neige artificielle de la société York Neige.

Je remercie sincèrement André Gallo, maire de Chalmazel, Monsieur et Madame Jacquet, Michel Padel, Laurent Russias et Fabrice Dubois pour leur confiance et pour m'avoir permis d'implanter mes divers appareillages sur les parcelles leur appartenant ou dont ils ont la responsabilité.

Je voudrais aussi exprimer ma sincère gratitude à tous ceux qui m'ont apporté leur aide sur le terrain et dans la bonne humeur, même avec des conditions climatiques qui n'ont pas toujours été évidentes : Maxime Villien, Guillaume Dufour, Arnaud Duranel pour sa collaboration à qui je souhaite bonne chance pour la suite ainsi qu'Hervé. Je remercie également Bernard Etlicher pour ses enseignements sur le terrain et pour le suivi qu'il aura fait tout au long de cette thèse, notamment les nombreuses relectures pertinentes et précises de mon manuscrit. Merci à Thierry Winiarski pour sa précieuse aide sur le terrain et pour le traitement des données radar, ainsi que le CETE de Lyon pour le prêt de matériel. Je remercie également Xavier Bodin pour avoir participé à mon jury, mais aussi nos entrevues qui j'espère permettront un jour de travailler ensemble dans les Alpes. Merci également à Marie-Noëlle Pons pour s'être intéressée à mon travail de thèse et mon terrain d'étude. Je remercie également André Gault ainsi que l'atelier des services généraux de l'Ecole pour la réalisation des pièces d'équipement.

Merci à Didier Graillot pour la mise en place de ce sujet fort intéressant et qui aura permis la mise en place de l'instrumentation, qui n'a pas été chose facile. Merci à lui pour ses accompagnements sur le terrain et l'entière

confiance qu'il m'aura accordée pendant ces quatre années de travail, pourtant ponctuées de réussites et échecs, mais où un bon compromis entre travail possible et travail idéal aura été trouvé.

Ensuite vient une équipe de choc composée de John Wise, Richard Drogo, Geoffrey Lespagnol à qui je souhaite un bon vent pour sa nouvelle vie, mais surtout et bien sûr Jonathan Villot, Eric Lalot, Jordan Ré-Bahuaud, alias Georges-Jérôme, Damien Fayeaux, Frédéric Paran, Aïda Dasilva, Florence Dujardin, Djamel Mimoun, Didier Graillot pour leur aide précieuse sur le terrain, leur confiance et les moyens qu'ils m'ont accordés pour mon travail.

Merci à Zahia Mazer, Christiane Retrus, Joëlle Verney, pour toutes leurs petites attentions qui m'ont beaucoup aidé de mon arrivée à l'Ecole des Mines jusqu'à mon départ. Merci aussi à Mireille Batton-Hubert et Roland Déchomets pour leur aide technique et leur participation à mes problèmes de doctorant… ainsi que nos discussions avec Natacha Gondran, Valérie Laforest, Eric Piatyszek, Hervé Vaillant, Marc Doumas, Frédéric Gallice à qui je souhaite un bon rétablissement, Olivier Faure, Cyrille Conord, Jacques Bourgois, Raquel Tavares, Johari Raveloson, Oriane Houecande, Bernard Guy, Jean-Luc Bouchardon, Essaïd Bilal, mais aussi Gabrielle Bruyas pour mes documents bibliographiques ainsi que Marie-Aimée Toucas, et Alain Mounier pour ses bons services.

Une attention toute particulière à ceux-là, ayant fait partie de près ou de loin de la secte des doctorants, que je remercie une deuxième fois pour tout : Jonathan Villot, Eric Lalot et Jordan Ré-Bahuaud pour nos aventures tous terrains, parfois même internationales, dans les traces de Bear Grylls, de Sylvain Tesson, et Kilian Jornet. Jordan, tu m'auras toujours supporté dans notre bureau, expliqué quinze fois la même chose, tout en restant calme contre vents et marées. Cette thèse s'est présentée à moi et a été réussie en grande partie grâce à toi ! Vivement nos prochaines collaborations !

Merci donc à ces fidèles amis, dont Damien Fayeaux, qui m'aura, entre autres, initié aux joies de l'enseignement, permis d'être rupiscicien un certain temps et avec qui j'aurais eu des discussions fort passionnantes (ainsi qu'à Caro et le jeune Maël que j'aurai vu grandir !), Frédéric Paran et Barbara, Florence Dujardin, Sarah Lefebvre, Laure Brenier, Valentine Moreau et Gaëtan, Aïda Dasilva, Carine El Hajj, Georges Karragiannis, George Al Maalouf qui sont d'ores et déjà invités dans notre future maison en rondins, où je serai fier de leur présenter mon chien, l'abondante couche de neige hivernale, ma cuisinière à bois, mon vieux Land Rover 110, ma collection de poules, ma pico-centrale électrique et le potentiel mycologique et skiable du coin à peaux de phoque, et j'en passe. Mes amitiés sincères à Djamel Mimoun à qui je souhaite d'être enfin débarrassé de ses ennuis de santé et un grand merci de m'avoir prêté son garage et son aide pour ma thèse, ainsi qu'à toute sa famille, en particulier Isabelle pour sa gentillesse, en dépit des odeurs de peinture.

Merci aussi à mes amis qui m'ont vu m'orienter dans cette voie alors que nous partions tous de Grenoble : Thomas Terrien et Corinne Mangeot (et Olivier Gelsomino), mais aussi Marc Valmassoni, Frédéric Planche, Aurélia Padilla, Tristan Fort, même si nous nous perdons un peu de vue, et à l'ensemble de la promo M2PES qui reste un bon souvenir !

J'en profite aussi pour remercier mes amis de toujours et mes proches qui m'auront toujours aidé : Baptiste, Eléna, Dominique et Michel Soussi, et Wei Jing Li. A nos souvenirs de colloc' et nos soirées festives, nos fausses rixes dans la rue, nos tractages à vélo, notre trajet O'Callaghan-appart guidés par les rails du tram, nos

sprints Guinness à la Bastille, nos prises de guerre de bars parallèles, nos parties de foot nocturnes dans l'appart, aux relais Far Cry dans le salon, à la mairie de Saint-Jorioz, à Cyprien et Sandrine Munier, aux trilogies foies de lotte/M&M's/omelette aux truffes, petit film ?

Mais aussi Guillaume Brière, fidèle ami à qui je souhaite de trouver la voie qui lui (nous) plaira, dans ce monde qui finalement ne correspond pas bien à nos idées, pas vrai ? Une pensée à Mathieu Galfard et au Gniourf, l'engrenage l'attend.

Et bien sûr mes parents, à qui je dois tout. Ce n'est rien de le dire. Même s'il est difficile de l'écrire avec des mots assez forts et que ça ne regarde que nous, merci pour tout. Tout. Je suis fier d'avoir réussi et de connaître tout ce que je sais grâce à vous, de m'avoir toujours poussé à faire ce qui me plaisait vraiment pendant toutes ces années.

Merci aussi à mes grands-parents, Paul et Lucette Liaumond, et à Yvonne Thuillier, ma grand-mère qui aurait été très fière de me voir arriver jusque là, alors que je ne grimpais que dans les arbres une vingtaine d'années plus tôt.

Enfin, mes remerciements les plus sincères, mon admiration pour sa gentillesse, son aide et son dévouement, à ma compagne Séverine Decroo, qui aura permis à cette thèse de s'achever. Elle m'aura supporté tant de fois déprimé, essoufflé, hésitant, fâché pendant ces quatre années, qui nous ont aussi séparés. Merci pour tout ce soutien et sa patience qui ont fini par aboutir et de voir loin maintenant! Merci aussi de m'avoir changé les idées tant de fois ! L'avenir est à nous !

Je remercie par la même occasion sa famille, en particulier Christiane et Désiré Decroo, Sylvie et Abdel, Céline et Yann, pour m'avoir permis de m'aérer un peu alors que je manquais d'air… et pour leurs attentions qui font du bien au moral. Merci aussi à ses amis Guillaume et Amandine, avec qui je me sens à l'aise pour leur confier mes projets de vie librement…

Pour finir, essayons de resituer spirituellement ce travail, ainsi que ma personnalité pas toujours évidente pour les autres, entre deux grands principes que je tente d'appliquer avant une possible scission avec moi même :

« Qui ose gagne » issue à l'origine du SAS britannique dont Bear Grylls a fait partie (Merci Jonathan !), où le crâne d'œuf est Légion, peu importe l'épaisseur de la coquille…

Et dans un registre antagoniste bien plus français, voire parisien :

« Les cons ça ose tout, c'est même à ça qu'on les reconnaît », de Michel Audiard.

Même s'il semble que les auteurs de ces deux citations ne se soient malheureusement pas connus, et pourtant contemporains (ou n'ont pas voulu se connaître qui sait ?), et bien, essayons d'avoir une ambition originale et raisonnée pour mes futures années…

Table des matières

Liste des communications et publications 14

Liste des abréviations utilisées et glossaire spécifique 15

Liste des figures 17

Liste des tableaux 22

Introduction générale 23

I - Première partie : Objectifs, état de l'art et positionnement de la problématique 27

I.1 - Objectifs 28

I.2 - Etat de l'art général 30

I.2.1 - La neige : une contrainte mais aussi une ressource d'eau potentielle 30

I.2.2 - Apport de la cartographie nivale par télédétection : une approche spatiale 31

I.2.3 - Une approche à l'échelle locale moins fréquente 32

I.2.4 - Etat des lieux sur les massifs français 33

I.2.5 - Des méthodologies difficilement transposables 34

I.2.6 - Etat des lieux dans le Massif Central 36

I.3 - Positionnement des problématiques 38

I.4 - Synthèse de la première partie 39

II - Deuxième partie : le site d'application du Lignon du Forez 41

II.1 - Orographie, situation générale 42

II.1.1 - Introduction 42

II.1.2 - Situation géographique et présentation de la chaîne des Monts du Forez 44

II.1.3 - Situation de la ressource en eau et du bassin versant du Lignon 44

II.2.Contexte géologique et hydrogéologique 47

II.2.1 - Géologie et géomorphologie 47

II.2.1.1 - Deux grands ensembles géologiques 47

II.2.1.2 - L'ensemble sédimentaire 49
II.2.1.3 - L'ensemble cristallin 51
II.2.1.4 - Des formations superficielles d'origine glaciaire 52
II.2.2 - Hydrologie et hydrogéologie locale 57
II.2.2.1 - L'influence de la géologie et du relief 57
II.2.2.2 - L'hydrologie de montagne et l'influence du relief 61
II.2.3 - Pédologie, végétation 66
II.3 - Précipitations et climat 73
II.3.1 - Inventaire des connaissances 73
II.3.1.1 - Travaux précédents 73
II.3.1.2 - Données disponibles 76
II.3.2 - Variabilité spatiale et temporelle des paramètres climatiques : précipitations, température, vent 77
II.3.2.1 - Des précipitations liquides hétérogènes 78
II.3.2.2 - Des précipitations neigeuses variables dans le temps et dans l'espace 87
II.3.2.3 – Une forte variabilité des températures 94
II.3.2.4 – L'importance des vents dans le climat des Hautes Chaumes 98
II.3.2.5 - Vers des modifications hydrologiques ? 104
II.4 - Mise en place d'un site d'expérimentation local et représentativité 107
II.4.1 - Définition d'un site d'expérimentation 107
II.4.2 - D'une extension spatiale à l'échelle locale 109
II.5 - Synthèse de la deuxième partie 113
III - Troisième partie : Méthodologie et instrumentation 115
III.1 - Principe de continuité de la mesure hydrologique 116
III.1.1 - La neige : un milieu évolutif 117
III.1.2 - La neige et le sol : des milieux poreux changeants 119
III.2.Traitement des données atmosphériques 124
III.2.1 - Données issues des stations Météofrance 124

III.2.2 - Données acquises sur le terrain 124
III.3 - Obtention de l'équivalent en eau liquide de la neige 128
III.3.1 - Méthodes disponibles 128
III.3.2 - Méthode choisie 130
III.3.2.1 - Acquisition par radar géologique des épaisseurs de neige puis de l'équivalent en eau liquide 130
III.3.2.2 - Localisation GPS des profils obtenus et MNT du sol 135
III.3.2.3 - Restitution de l'équivalent en eau liquide de la neige 135
III.4 - Acquisition des données d'humidité et de température du sol 138
III.4.1 - Particularités 138
III.4.2 - Principe de la méthode 139
III.5 - Acquisition des valeurs de débits 143
III.5.1 - Données disponibles 143
III.5.2 - Instrumentation 143
III.5.2.1 - Le seuil situé sous la congère : Q1 146
III.5.2.2 - Le seuil en amont du bas de la station de ski de Chalmazel : Q3 150
III.5.2.3 - La station hydrométrique BanqueHydro Chalmazel Chevelières, ou Q4 154
III.6 - Modélisation 155
III.6.1 - Modèles disponibles, particularités et problèmes rencontrés 158
III.6.1.1 - Modèles et méthodes 159
III.6.1.2 - La prise en compte des échanges neige-sol 162
III.6.2 - Modèle choisi : GR4J 163
III.6.2.1 - Principe de fonctionnement 167
III.6.2.2 - Données employées 169
III.7 - Quelques éléments sur la géochimie des eaux de la zone d'étude 172
III.7.1 - Apport de la géochimie des eaux pour la compréhension de leur origine 172
III.7.1.1 - Chimie de l'eau régionale 172
III.7.1.2 - Géochimie des isotopes stables sur l'eau 173

III.7.2 - Travaux de reconnaissance 177
III.7.3 - Echantillons et techniques analytiques 179
III.8 - Limites 180
III.8.1 – Equivalent en eau liquide de la neige 180
III.8.2 - Humidité et température du sol 182
III.8.3 - Débits 183
III.8.3.1 - Le seuil de la source Nord du Lignon : Q1 184
III.8.3.2 - Le seuil à proximité de la station de ski : Q3 184
III.8.3.3 - Le seuil de la Banque Hydro : Q4 185
III.8.4 - Modélisation 185
III.8.5 - Isotopes et analyses physico-chimiques 186
III.9 - Synthèse de la troisème partie 188
IV - Quatrième partie : Résultats et interprétation 191
IV.1 - Données atmosphériques 192
IV.1.2 - Données Météofrance 192
IV.1.3 - Données terrain 193
IV.2 – Equivalent en eau liquide de la neige 195
IV.2.1 - Répartition des accumulations neigeuses 195
IV.2.2 - Densité 199
IV.2.3 - Calcul de l'équivalent en eau liquide de la neige 204
IV.2.4 - Restitution de l'équivalent en eau liquide de la neige et ensoleillement 206
IV.3 - Température et humidité du sol 210
IV.3.1 - Variations de températures du sol 210
IV.3.2 - Variations d'humidité du sol 216
IV.3.3 - Evolution à court pas de temps et relation avec les températures 219
IV.3.4 – Interprétation et estimation du volume de neige restant grâce aux thermomètres des sondes Time Domain Reflectometry 223
IV.3.5 - Estimation du volume de sol 226

IV.4 - Débits 232
IV.4.1 - Débits spécifiques 232
IV.4.2 - Une sensibilité évidente des débits face à la température en période de fonte 235
IV.4.3 - Détermination des effets retard entre la température de l'air et les débits à Q1 239
IV.4.4 - Comportement des débits sur l'année 246
IV.5 - Modélisation 249
IV.5.1 - Données d'entrées 249
IV.5.2 - Périodes testées 251
IV.5.3 - Evaluation des simulations 252
IV.5.4 - Interprétation des résultats 253
IV.6 - Géochimie et isotopes du Haut Lignon 257
IV.6.1 - Analyse des éléments chimiques majeurs 258
IV.6.2 - Analyses isotopiques 266
IV.6.3 - Des basses eaux finalement plus tardives 269
IV.6.4 - Des restitutions légèrement différentes entre les sources Nord et Sud 272
IV.6.5 - Un mélange des eaux issues des précipitations et d'eau plus profonde 274
IV.6.6 - Une prédominance de l'eau issue des précipitations (pluies et neige) 277
IV.7 - Discussion 280
IV.8 - Synthèse de la quatrième partie 286
V - Cinquième partie : Conclusions et perspectives 289
V.1 - Synthèse 290
V.2 - Conclusions générales 296
V.3 - Perspectives et remarques 298
Bibliographie 302
Bibliographie utilisée mais non citée 317
ANNEXES 321
Annexes de la partie II 322

Annexes A : Orographie et situation générale 323
Annexe A1: Démographie et production hydroélectrique du bassin du Lignon 323
Annexes B : Contexte géologique et hydrogéologique 325
Annexe B1 : Géologie du bassin versant du Lignon 325
Annexe B2 : Coupes géologiques du massif cristallin des Monts du Forez. 330
Annexe B3: Détails des formations géologiques glaciaires observées sur le terrain 332
Annexe B4 : Végétation du bassin versant du Lignon 336
Annexe B5 : Pentes des terrains étudiés 337
Annexes B6 : Coefficient de ruissellement du bassin versant 339
Annexes C: Précipitations et climat 343
Annexe C1 : Répartition des précipitations dans l'année 343
Annexe C2 : Influence du vent sur les précipitations 344
Annexe C3 : Evolution des précipitations jusqu'à aujourd'hui : détail pour la station de Chalmazel. 348
Annexe C4 : Evolution des précipitations et des températures moyennes mensuelles jusqu'à aujourd'hui pour les stations sélectionnées. 352
Annexe C5 : Evolution de la morphologie de la congère au cours de l'année 357
Annexe C6 : Statistiques d'enneigement selon les stations 360
Annexe C7 : Formations neigeuses liées au vent rencontrées sur le terrain et évolution de la congère au cours de l'hiver 361
Annexe C8 : Variabilité thermique des Monts du Forez 367
Annexe C9 : Détail de l'épisode de froid de février 2012 suivi du réchauffement de fin février 2012 371
Annexes C10 : Vents 375
Annexe C11 : Modifications hydrologiques 378
Annexes de la partie III 390
Annexes D : Traitement des données atmosphériques 391
Annexe D1 : Détail de localisation des appareils de mesure installés sur le terrain 391

Annexes E : Obtention de l'équivalent en eau liquide de la neige 392
Annexe E1 : Récapitulatif des méthodes automatiques de calcul de l'équivalent en eau liquide de la neige. 392
Annexe E2 : Localisation des perches destinées à calculer l'équivalent en eau liquide de la neige par rapport aux sous-bassins versants Q1 et Q3. 393
Annexe E3 : Détail des paramètres mesurés lors d'un profil nivologique. 394
Annexes F : Acquisition des données d'humidité et de température du sol 397
Annexe F1 : Illustrations de la composition du sol au niveau de la station de mesure de l'humidité et de la température du sol. 397
Annexe F2 : TDR rappel fonctionnement 399
Annexe F3 : Illustrations de la mesure de perméabilité du sol 401
Annexe F4 : Illustrations de l'installation de la fosse TDR 402
Annexes G : Acquisition des débits 404
Annexe G1 : Direction et concentration du ruissellement superficiel, calculé à partir d'un MNT. 404
Annexe G2 : Illustrations de l'instrumentation mise en place pour le suivi des débits. 405
Annexe G3 : Récapitulatif des surfaces et des pentes des sous-bassins versants considérés. 407
Annexes H : Annexes du chapitre Modélisation 408
Annexe H1 : Détails de fonctionnement du modèle GR4J 408
Annexe H2 : Rappel de la composition d'un hydrogramme 412
Annexe H3 : Amélioration des performances du module Cemaneige avec la prise en compte de différents paramètres influant sur le manteau neigeux. 413
Annexe H4 : Algorithme du module Cemaneige pour une bande d'altitude 414
Annexes I : Isotopes 417
Annexe I1 : Exemple de source thermominérale 417
Annexes de la partie IV 418
Annexe J: Données atmosphériques 419
Annexe J1 : Evolution des précipitations sur les stations sélectionnées 419
Annexes K : Equivalent en eau liquide de la neige 420

Annexe K1 : Relation entre les profils de concavité/convexité et les zones de congères 420

Annexe K2 : Profils de densité et température réalisés 424

Annexe K3 : Répartition mensuelle chronologique de l'ensoleillement théorique sur les sous-bassins versants Q1 et Q3. 425

Annexes L : Modélisation et graphiques issus des simulations 433

Annexe L1 : GR4J Q3 (14/01/2011 - 04/04/2012) 433

Annexe L2 :GR4J Cemaneige Q3 (14/01/2011 - 04/04/2012) 433

Annexe L3 : GR4J Q4 (15/06/2010-24/01/2012) 434

Annexe L4 : GR4J Q4 Cemaneige (15/06/2010-24/01/2012) 434

Annexe L5 : GR4J Q4 (01/08/2008-04/04/2012) 435

Annexe L6 : GR4J Q4 Cemaneige (01/08/2008-04/04/2012) 435

Annexes M : Géochimie et isotopes 436

Annexe M1 : Représentation graphique de l'évolution du calcium. 436

Annexe M2 : Représentation graphique de l'évolution des sulfates. 436

Annexe M3 : Représentation graphique de l'évolution des nitrates. 436

Annexe M4 : Tableau des analyses effectuées 437

Annexe M5 : Analyses issues de [Gal, 2005] (précipitations, isotopes et géochimie) 439

Liste des communications et publications

BOURON G., GRAILLOT D., 2011 – *Stockage d'eau de régime nival et restitution en tête de bassin versant.* Colloque CNRS inter-ZA de Rennes sur la gestion quantitative des ressources en eau. Communication orale.

BOURON G., MIMOUN D., GRAILLOT D., 2012 – *Stockage d'eau d'origine nivale et restitution en tête de bassin versant.* Communication avec actes. L'Eau, les Déchets et le Développement Durable (E3D), Agadir, Maroc, 21 au 24 mars 2012.

BOURON G., MIMOUN D., GRAILLOT D., WINIARSKI T., 2012 – *Analysis of mechanisms and effects of snow-melting on the groundwater recharge downstream mountainous watershed in a climate-changing context. Example : the Lignon du Forez watershed, Massif Central, France.* Communication avec actes (poster). European Geosciences Union General Assembly 2012, held 22-27 April, 2012 in Vienna, Austria, p.2870

BOURON G., MIMOUN D., GRAILLOT D., WINIARSKI T., 2013 – *Apport d'eau lié à la fonte nivale et restitution en tête de bassin versant cristallin à l'échelle locale : exemple du Lignon du Forez, Massif Central, France.* Soumis à la Houille Blanche.

PARAN F., RE-BAHUAUD J., BOURON G., MIMOUN D. & GRAILLOT D. (2013) – *Approche aux interfaces pour la gestion durable des eaux souterraines : exemple des aquifères de la Plaine du Forez (Loire, France).* Les études ligériennes. La gestion durable de l'eau et de l'énergie dans le bassin de la Loire, n°23, mars 2013, pp. 40-43.

Liste des abréviations utilisées et glossaire spécifique

- CNRM : Centre National de Recherches Météorologiques

- Congère : accumulation de neige après précipitation météorique liée à l'action du vent. Elles peuvent être de taille et de forme variées selon l'épaisseur de la neige remobilisée et de la circulation du vent à proximité du sol. Elles se mettent en place après une décélération du vent permettant le dépôt des particules de neige.

- Corniche : arrête supérieure d'une congère, où le tourbillonnement du vent derrière un relief (congère) aboutit à une ligne de crête ou une cassure au sommet de ce relief.

- Déflation : arrachement des particules de neige tombées au sol. Elle s'oppose à la zone d'accumulation où se forment les congères et correspond à la zone d'ablation.

- EELN : Equivalent en Eau Liquide de la Neige ou SWE (Snow Water Equivalent). Définit le volume d'eau liquide produit par la fonte du manteau neigeux et dépend du volume de neige et de sa densité.

- ESRI : Environmental Systems Research Institute, éditeur du logiciel ArcGis.

- Fauchée : nombre d'images satellitaires acquises en un seul passage orbital.

- GAME : Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique, appartenant au CNRM/MétéoFrance.

- Haut-Lignon : partie du cours du Lignon située en dessous de la station de ski de Chalmazel, différente de l'appellation de F. Gal [Gal, 2005] qui fait référence à la partie située cette fois-ci au-dessous du village de Chalmazel.

- HEC-HMS : Hydrologic Engineering Center - Hydrologic Modeling System, logiciel développé par l'US Army Corps of Engineers.

- Horizons de sol : couches de sol de nature pédologique différente, définies par des interactions sol/atmosphère, biosphère de nature et d'intensité différentes, souvent selon les conditions subies par le sol et la profondeur par exemple.

  → Horizon A : couche organique du sol, située en surface où l'action de la biosphère est la plus forte. On peut distinguer des sous-horizons selon la teneur en matière organique et son état de dégradation. Les horizons sont définis par des lettres, couramment utiliées en pédologie, nous parlerons ici en particulier de l'horizon A.

- IAEA : International Atomic Energy Agency

- LHA Avignon : Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon

- MNT : Modèle Numérique de Terrain

- Pluie nette *(sens hydrologique)* : précipitations brutes retranchées de l'évapotranspiration.

- Pluie nette *(sens hydrogéologique)* : précipitations brutes retranchées de l'évapotranspiration et du ruissellement superficiel. Il s'agit de précipitations qui atteignent les nappes phréatiques et/ou le sous-sol.

- Ruissellement superficiel *(sens géologique)* : dépassement de la capacité d'infiltration du sous-sol, qui a tendance à produire un ruissellement dans (appelé aussi ruissellement hypodermique) et sur le sol.

- Ruissellement superficiel *(sens hydrologique)* : dépassement de la capacité d'infiltration du sol produisant un écoulement de l'eau directement sur la surface du sol et non dans le sol.

- SIG : Système d'Information Géographique

- Sol : couche(s) de matériaux organiques et minéraux liée(s) aux interactions, à la dégradation, à l'altération (chimique) ou l'érosion (mécanique) entre le sous-sol (couches géologiques) et l'atmosphère/biosphère. Les sols dépendent notamment du climat.

- Sous-sol : est constitué par les couches géologiques situées sous le sol, souvent plus anciennes et plus profondes que les dépôts quaternaires.

- Substratum rocheux *(sens pédologique)* : couche(s) géologique(s) située(s) sous la ou les couche(s) de sol. Une argile peut par exemple constituer un substratum.

- Substratum rocheux *(sens géologique)* : couche(s) géologique(s) constituant le socle rocheux, faisant partie de la croûte continentale.

- SRM : Snow Runoff Model

- SWAT : Soil and Water Assessment Tool

- Température basale : température observée à la base du manteau neigeux.

- USDA : United States Department of Agriculture

Liste des figures

Figure 1 : Organigramme du travail de thèse. 24

Figure 2 : Localisation générale du bassin versant du Lignon du Forez dans le département de la Loire. 29

Figure 3 : Carte du relief du département de la Loire et situation topographique du bassin versant du Lignon. 43

Figure 4 : Répartition des usages de l'eau approximatifs dans la plaine du Forez (Données Agence de l'Eau 2010). 46

Figure 5: Carte simplifiée des grands ensembles géologiques du bassin versant du Lignon du Forez. 48

Figure 6: Coupe schématique de la géologie de la plaine du Forez. 50

Figure 7 : Détail des formations quaternaires du Haut Lignon, en particulier glaciaires, d'après BRGM feuille d'Ambert de Hottin et al., 1996, modifiée. 54

Figure 8: Carte géomorphologie du Haut-Forez et détail du Haut-Lignon avec les moraines du Sagnasson, station de ski et le Lachet. 56

Figure 9: Mise en évidence d'une éventuelle relation entre les formations quaternaires et la présence de sources, d'après BRGM modifiée..... 59

Figure 10 : Localisation du sous-bassin versant de Chalmazel Chevelières par rapport au bassin versant du Lignon. 64

Figure 11 : Carte de la végétation du sous-bassin versant de Chalmazel Chevelières, ou Q4, d'après les données et le classement Corine Land Cover (partiel)..... 69

Figure 12: Carte des principales structures et granulométries de sols, extraite de la base de données en ligne Sol Info Rhône Alpes (SIRA) de 2010. 70

Figure 13 : Schéma conceptuel des interactions nivologie/hydrologie du bassin versant du Lignon. . 74

Figure 14: Principaux flux précipitations/vents affectant le bassin versant du Lignon. 80

Figure 15 : Carte de répartition des précipitations brutes annuelles selon la base de données AURHELY (Analyse Utilisant le Relief pour l'Hydrométéorologie), développée par Météo-France, qui utilise des données de relief pour améliorer la cartographie des précipitations et interpolée ici par la méthode du krigeage..... 82

Figure 16: Précipitations brutes mensuelles des stations de Chalmazel, Col du Béal, Col de la Loge, Saint-Anthème et Valcivières sur les sept dernières années et moyennes associées..... 84

Figure 17 : Schéma récapitulant les différents modes de transport des particules de neige par le vent. 89

Figure 18 : Types de formations liés à l'effet du vent sur la neige (d'après Ortovox, modifié). 90

Figure 19: Représentation schématique de la morphologie de la congère située sous le Col de la Chamboite pendant la période d'accumulation. 91

Figure 20: Exemple d'hétérogénéité de l'épaisseur de neige au Col de la Chamboite..... 92

Figure 21: Vue d'ensemble de la corniche et de la congère de la Chamboite en Mars 2010. 92

Figure 22 : Rose des fréquences des vents selon les directions à Bouthéon (1948-1965), d'après J.-B. Suchel [Suchel, 1984]..... 99

Figure 23 : Rose des fréquences de vent cumulées par classes de vitesses selon les directions moyennes journalières (juin 2006 à juin 2012), d'après les données Météofrance de la station de Chalmazel MF42039003. 101

Figure 24: Rose des fréquences de vent de vent cumulées par classes de vitesses selon les directions moyennes journalières de juin 2006 à juin 2012, d'après les données Météofrance de la station du Col du Béal MF63384001. 102

Figure 25 : Localisation du site d'application. 108

Figure 26 : Représentation schématique en coupe donnant un aperçu du site d'application. 111

Figure 27 : Représentation schématique des échanges thermodynamiques auxquels le manteau neigeux est exposé. 117

Figure 28 : Interactions de la pluie sur la neige et le sol. 120

Figure 29 : Représentation schématique de l'instrumentation visant à étudier la dynamique de la continuité hydrologique (stockage, écoulements à différentes vitesses) de la tête de bassin versant du Lignon, en particulier à la source Nord du Lignon..... 123

Figure 30 : Carte des différents appareils de mesure concernant les données atmosphériques..... 126

Figure 31 : Comparaison de différentes méthodes automatiques, selon leur principe de fonctionnement (mesures physiques, modèles), d'après [Egli et al., 2009]. 129

Figure 32 : Illustration des étapes principales du calcul de l'EELN. 131

Figure 33: Carte de l'instrumentation destinée à calculer le volume de neige, sa fonte, son infiltration dans le sol et sa restitution à la source..... 134

Figure 34 : Représentation schématique de la disposition des sondes TDR dans le sol..... 141

Figure 35 : Principe de fonctionnement des seuils ou déversoirs à mince paroi. 145

Figure 36 : Photo du seuil Q1 et de la sonde barométrique (sur la branche) à l'automne 2012. 147

Figure 37 : Représentation graphique des débits théoriques en fonction des hauteurs d'eau dans le seuil triangulaire issus de l'abaque du tableau 3. 150

Figure 38 : Photo du seuil Q3 en début d'automne 2012. 152

Figure 39 : Représentation graphique des débits théoriques en fonction des hauteurs d'eau dans le seuil rectangulaire d'un mètre de largeur, issus de l'abaque du tableau 4. 154

Figure 40 : Schéma de fonctionnement général du modèle GR4J, d'après [Perrin et al., 2003]. 164

Figure 41 : Comparaison des débits observés et simulés de deux bassins versants exemples, l'un n'étant pas affecté par la neige (gauche), l'autre dépendant de la fonte nivale en hiver et au printemps (droite). 166

Figure 42 : Algorithme de fonctionnement du module Cemaneige avant la réinjection des résultats dans le modèle GR4J, ou d'autres modèles hydrologiques. 168

Figure 43 : Schéma représentant les différents fractionnements isotopiques de l'oxygène au cours des processus d'évaporation-transport-condensation dans l'atmosphère, notamment la distillation de Rayleigh, croissante avec la continentalité et les altitudes des reliefs..... 175

Figure 44 : Représentation schématique des différents processus pouvant affecter la composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène d'une molécule d'eau durant son transport et ses interactions avec le sol et sous-sol, en comparaison avec la droite météorique locale, d'après [Clark et Fritz, 1997]. 176

Figure 45 : Schéma de la configuration des cours d'eau échantillonnés et localisation des points de prélèvement. 177

Figure 46 : Localisation des stations de prélèvement (notées RX) d'eau pour les analyses géochimiques dans le bassin versant du Lignon..... 178

Figure 47 : Localisation des sources du Lignon par rapport aux avancées de la corniche, épaisseurs de la congère de la Chamboite et relation avec le relief environnant..... 196

Figure 48 : Carte de la répartition des épaisseurs de neige relevées avec le radar géologique (points de couleur) et hauteurs interpolées au 29/02/2012. 198

Figure 49 : Profil nivologique représentant la masse volumique et la température en fonction de l'épaisseur de neige en période de fonte..... 200

Figure 50: Profils nivologiques d'un manteau neigeux « non mûr », réalisés à quelques jours d'intervalle à une vingtaine de mètre de distance..... 202

Figure 51 : Répartition de l'EELN au 29/02/2012, qui représente une carte des apports d'eau potentiels à partir de cette date pour une fonte future qui ne tient pas compte de l'évaporation. 205

Figure 52 : Répartition de l'ensoleillement direct théorique sur les sous-bassins versants Q1 et Q3 pour le mois d'avril, calculée à partir du MNT avec le logiciel SIG libre SAGA (http://www.saga-gis.org)..... 208

Figure 53 : Représentation graphique de l'évolution des températures du sol à diverses profondeurs pendant la période de fonte. 211

Figure 54 : Représentation graphique du détail des variations de températures de l'air, du sol à diverses profondeurs et du débit à la source à court terme..... 214

Figure 55 : Représentation graphique des humidités volumiques (H) enregistrées à différentes profondeurs dans la fosse TDR. 217

Figure 56: Représentation graphique des paramètres température (T, de l'air et du sol à différentes profondeurs, en pointillés), humidité (H) et débits (Q) mesurés en continu. 220

Figure 57 : Représentation de l'évolution de l'humidité volumique dans la période de fonte (30 et 31/03/2012), en fin de période de fonte (19/05/2012) et en période sèche « normale » (19/07/2012) et avec assèchement superficiel (23/08/2012)..... 222

Figure 58 : Résultats de la cartographie de l'épaisseur de neige..... 224

Figure 59 : Répartition des profondeurs de l'interface horizon A/arène granitique..... 229

Figure 60 : Représentation théorique des directions d'écoulement à la surface du sol (flèches bleues) et sur la surface constituée par l'interface entre l'horizon A du sol et l'arène granitique (flèches rouges)..... 230

Figure 61 : Représentation graphique des débits spécifiques du Lignon à Q1, Q3 et Q4. 234

Figure 62 : Représentation graphique des variations de débits observables à Q1 de la sortie de l'hiver jusqu'à la fin de la période de fonte. 236

Figure 63 : Représentation graphique des variations de débits à Q3 en période de fonte..... 236

Figure 64 : Représentation graphique détaillée des températures de l'air, de l'eau et des débits à la source Q1, en fin de période de fonte..... 238

Figure 65 : Corrélation croisée en fonction du décalage du 01/04/2011 au 30/04/2011..... 241

Figure 66 : Représentation du débit (courbe bleue) et de la température (courbe rouge) après corrélation croisée sur le premier échantillon, c'est-à-dire du 01/04/2011 au 30/04/2011. 242

Figure 67 : Corrélation croisée en fonction du décalage du 25/04/2011 au 25/05/2011. 243

Figure 68 : Diagramme ternaire de Piper de la composition des eaux du Haut Lignon, de R1 à R9 pour la série du 21/03/2011, correspondant aux hautes eaux. 259

Figure 69 : Représentation graphique des concentrations des éléments majeurs en fonction de la station de prélèvement, de l'amont vers l'aval. 260

Figure 70 : Représentation graphique ternaire sur un diagramme de Piper des concentrations en anions relevées dans les échantillons en hautes et basses eaux. 262

Figure 71 : Représentation graphique des concentrations en chlorures en fonction de la station de prélèvement, de l'amont vers l'aval. 263

Figure 72 : Représentation graphique de type diagramme de Schoëller Berkaloff des concentrations en éléments majeurs des échantillons de hautes eaux. 265

Figure 73 : Graphique représentant les rapports isotopiques des échantillons de hautes et basses eaux en comparaison avec la droite météorique mondiale et une droite météorique locale, définie par [Gal, 2005] et approximative pour notre site expérimental. 267

Figure 74 : Représentation graphique du détail des échantillons de hautes et basses eaux en comparaison avec la droite météorique mondiale. 268

Figure 75 : Représentation des rapports isotopiques de l'oxygène en fonction de l'altitude et comparaison avec une droite de régression représentant le gradient isotopique de l'oxygène des basses eaux en fonction de l'altitude. 270

Figure 76 : Représentation graphique du détail des échantillons des sources Nord (R1) et Sud (R2) en hautes et basses eaux en comparaison avec la droite météorique mondiale et la droite météorique locale définie par [Gal, 2005]. 273

Figure 77 : Diagramme de mélange entre le potassium et le $\delta^{18}O$ pour les hautes eaux de mars 2011 et les basses eaux de septembre 2011. 275

Figure 78 : Diagramme de mélange entre le potassium et le $\delta^{18}O$ pour les hautes eaux de mars 2011 et les basses eaux de septembre 2011 aux sources Nord (R1) et Sud (R2) du Lignon. 276

Liste des tableaux

Tableau 1: Exemple de la variabilité des débits spécifiques du bassin versant du Lignon selon le bassin versant considéré. 63

Tableau 2 : Disposition des sondes TDR dans le sol et perméabilité (obtenues avec un perméamètre de Guelph en période non gelée). 141

Tableau 3 : Abaque permettant la correspondance hauteur d'eau-débit pour le seuil triangulaire à 90° Q1. 149

Tableau 4 : Abaque permettant la correspondance hauteur d'eau-débit pour un seuil rectangulaire d'un mètre de large. 153

Tableau 5 : Sélection récapitulative et simplifiée de différents modèles potentiellement utilisables sur le bassin versant du Lignon. 160

Tableau 6 : Aperçu des incertitudes propres à chacun des paramètres mesurés 187

Tableau 7 : Evolution des précipitations sur les stations météorologiques Météofrance des Monts du Forez. 193

Tableau 8 : Synthèse des résultats des simulations et des données employées. 253

Tableau 9 : Données employées pour le calcul des proportions d'eau « souterraine » et d'eau issue des précipitations. 278

Introduction générale

La fonte des précipitations neigeuses et le gel saisonnier influent fortement sur les débits issus des bassins versants de moyenne montagne. Ce travail de thèse s'attache à déterminer quelle part est imputable à la neige ainsi que l'effet du gel du sol dans une rivière de moyenne montagne cristalline, le Lignon du Forez, dans le Massif Central.

Cette thèse s'inscrit dans un programme de recherche visant l'amélioration des connaissances hydrologiques du bassin versant du fleuve de la Loire, notamment avec le projet interrégional Projet Loire Grandeur Nature. Plus localement, le Contrat de Rivière-Natura 2000 Lignon du Forez, la Direction Départementale des Territoires de la Loire, le Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux de la Loire s'intéressent également à définir une meilleure gestion de la ressource en eau, aussi bien au niveau qualitatif que quantitatif. Le sujet s'intègre d'autre part dans les actions menées à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne pour le Plan Loire Grandeur Nature (PLGN), en particulier avec la modélisation des hydrosystèmes ligériens amont.

Avec l'évolution climatique actuelle, il devient désormais utile de s'interroger sur l'avenir des ressources en eau. On peut en effet se demander quel sera l'impact d'un réchauffement global sur les ressources en eau de surface et souterraines dans les années à venir. Dans bien des régions montagneuses dans le monde, une grande partie des débits annuels des rivières est due à la fonte de la neige, des glaciers et au dégel printanier. Un exemple actuel d'évolution de la ressource en eau liée à l'eau solide est le retrait rapide des zones englacées dans les Alpes. Dans un contexte de moyenne montagne, l'évolution climatique peut être bien plus rapide qu'à des altitudes plus élevées, peut-être légèrement moins vulnérables à un réchauffement en raison de leur haute altitude. On s'aperçoit que ce sont les zones d'altitude moyenne, comprises globalement entre 1500 et 2500m, qui vont le plus pâtir d'hivers plus secs, mais aussi de températures plus élevées. Cette modification intervient directement sur le volume de neige stocké durant l'hiver à ces altitudes.

Si cette ressource liée à la fonte de la neige vient à diminuer, voire disparaitre, il faut chercher à savoir comment cette ressource évoluera, ou voir comment sera-t-elle remplacée par les précipitations liquides et comment les régimes hydrologiques seront ainsi modifiés. Plus localement, on peut d'autant plus se préoccuper de cette question avec une situation tendant également vers des sécheresses estivales, où la ressource en eau devient critique dans plusieurs secteurs de la Loire et en particulier pour le Lignon. En effet, le rôle tampon de la neige, créant une certaine inertie du volume d'eau précipité en hiver, est très intéressant pour une restitution lente de l'eau au printemps. Cette restitution lente permet de maintenir des débits élevés pendant toute la période printanière et, grâce au stock d'eau alors contenu dans les sols, de ne pas avoir des étiages trop sévères en été. Ce mécanisme

est utile sur un massif cristallin qui ne dispose finalement que de peu de ressources d'eau, souterraines profondes ou superficielles.

Plus en aval, au niveau de la plaine du Forez, les ressources souterraines dépendent d'alimentations latérales venant des Monts du Forez à l'Ouest et des Monts du Lyonnais à l'Est. La recharge des nappes étant peu dépendante des précipitations, on peut encore une fois mettre en évidence l'importance de la ressource en eau de surface sur les massifs encadrant la plaine du Forez.

L'objectif étant d'étudier le rôle actuel de la neige sur le cycle hydrologique du Lignon, il a fallu tout d'abord inventorier et comprendre comment interagissent les différentes caractéristiques du bassin et les paramètres mis en jeu sur le terrain. L'organigramme reprenant l'approche globale utilisée pour ce manuscrit est donné par la figure suivante (Figure 1) :

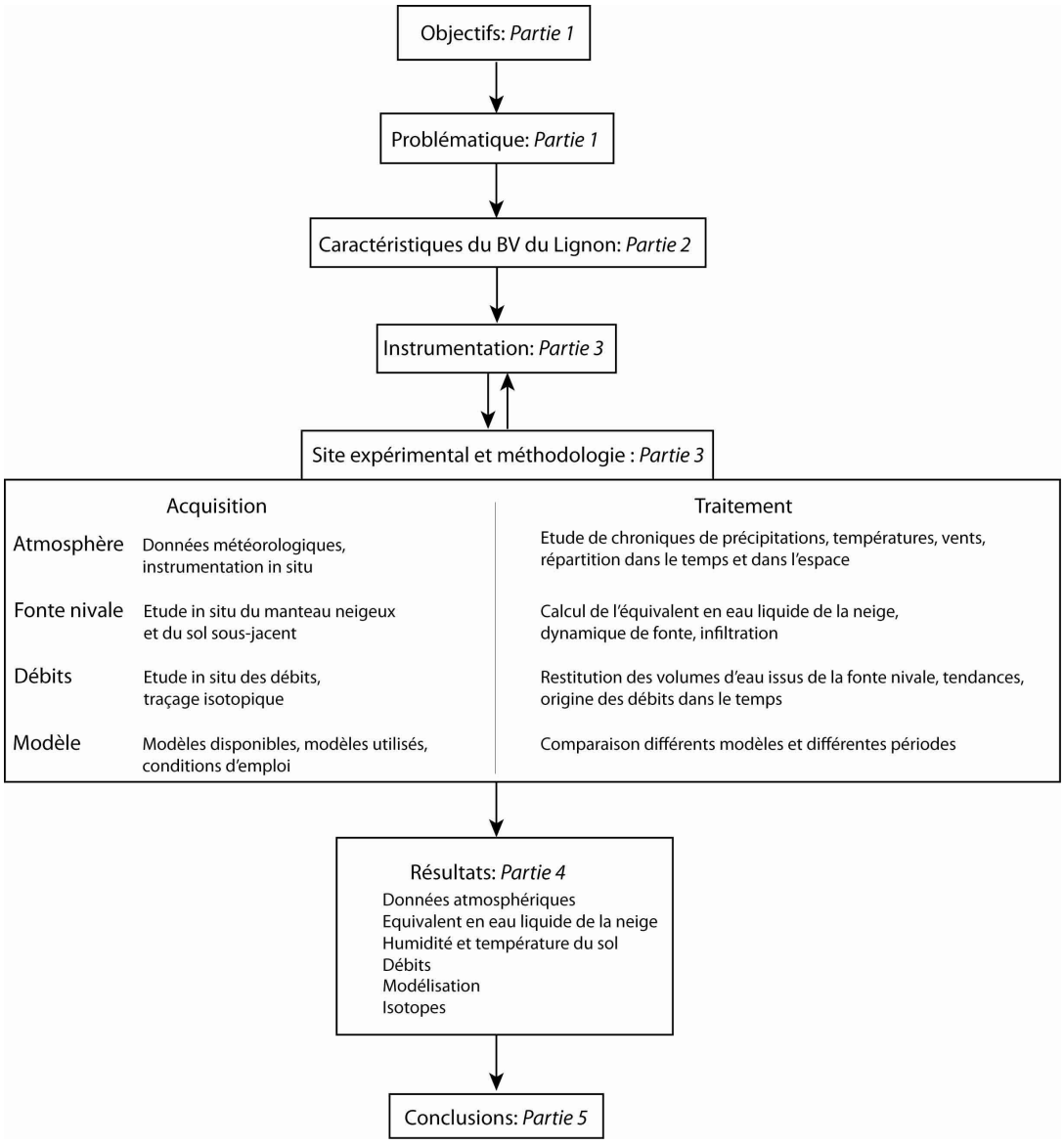


***Figure 1** : Organigramme du travail de thèse.*

Le positionnement de la problématique, à savoir quelle est l'influence de la neige et du gel sur les débits, nous a amené à nous focaliser sur une zone d'étude caractéristique suffisamment représentative pour constituer un site expérimental. L'impossibilité de récolter des données cohérentes, précises et homogènes sur une zone d'étude aussi grande que le bassin versant du Lignon a nécessité la mise en place d'une étude expérimentale à une échelle très locale. Ceci a demandé un travail de terrain et une instrumentation spécifique permettant d'acquérir les paramètres nécessaires et encore indisponibles dans les banques de données classiques pour cette échelle de travail. En choisissant ce type d'étude, on se heurte également aux problèmes d'acquisition de données sur le terrain et à la variabilité locale, et donc à la représentativité des données. Cependant, seule cette dernière solution permet d'étudier au mieux des paramètres a priori locaux, mais qui influeront le bassin versant à plus large échelle. Il s'agit donc d'étudier les têtes du bassin versant, pour en déduire le comportement de la rivière en aval. L'étude se concentre de plus sur les débits du Haut Lignon uniquement, avant qu'une multitude d'affluents de plus faible altitude à régime évaporal, ne vienne perturber le signal lié à la fonte de la neige.

Sur le site expérimental, il s'agit d'assurer une continuité de la mesure entre les différents compartiments impliqués dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant, comme l'atmosphère et les conditions climatiques associées, la fonte nivale et sa dynamique de restitution, l'étude des débits soumis à une forte influence de la neige et une modélisation précipitation-débit.

De nombreuses limites sont à prendre en compte dans l'étude du rôle de la neige dans les débits du Lignon. En effet, l'acquisition de données scientifiques sur le terrain ne se fait pas sans mal, en particulier dans un milieu où les conditions climatiques peuvent être contraignantes. La durée de cette thèse ne permet pas non plus d'obtenir des données de terrain à long terme à l'échelle de travail considérée, ce qui oblige à se fier à des mesures parfois trop éloignées pour être représentatives des conditions réelles rencontrées sur la zone d'étude, voire incomplètes ou difficilement comparables.

Ce travail comporte donc deux principales échelles de recherche: la première est sub-régionale, soit celle du bassin versant, dont le travail est facilité par l'accès aux banques de données accessibles en ligne. La deuxième est de conduire des investigations à une échelle beaucoup plus localisée sur un site d'observation bien choisi. Cette deuxième échelle de travail complète la première en cas de manque de données ou de trop faible résolution des données publiques. C'est pour cette raison qu'un changement d'échelle sera privilégié tout au long de ce travail de thèse en fonction des différents paramètres. L'échelle locale sera en particulier utilisée tout au long de ce travail, et sera extrapolée dès que les observations sont valables et le permettent pour une zone plus étendue.

Deux questions majeures découlent donc de ces observations : Quelle échelle de travail adopter et pour quels paramètres, ce qui revient indirectement à choisir un site représentatif de la problématique, et à quelle échelle l'influence de la neige est-elle particulièrement sensible sur les débits du Lignon ?

I - Première partie : Objectifs, état de l’art et positionnement de la problématique

I - Première partie : Objectifs, état de l'art et positionnement de la problématique

I.1 - Objectifs

Comme évoqué rapidement dans l'introduction, l'objectif principal de ce travail de thèse est d'étudier le rôle de la neige dans le cycle hydrologique du Haut Lignon. Ce travail comporte plusieurs facettes que l'on doit prendre en compte pour une meilleure compréhension des phénomènes mis en jeu.

La cartographie du manteau neigeux, de son évolution liée à l'accumulation et la redistribution par le vent pendant la saison froide et du volume d'eau potentiel généré à la fonte est un des aspects prépondérants de cette thèse. En effet, pour chercher quelle part occupe la fonte de la neige dans les débits annuels, il faut connaître, le plus précisément possible, le volume d'eau nivale que l'on peut s'attendre à retrouver dans le Lignon. Cette tâche est rendue bien plus difficile par le climat local du Massif Central, de par l'enneigement sporadique et le vent auxquels il est soumis. Ce dernier aspect a dû également être étudié, ainsi que les paramètres qui influencent la fonte du manteau neigeux : l'ensoleillement et les températures, rajoutés à l'effet du vent (congère ou accélérateur de fonte) ont dû être mesurés à fine échelle.

D'autre part, le rôle local du gel sur l'infiltration et la restitution de l'eau contenue dans le sol doivent être étudiés pour quantifier les débits observables dans les têtes de bassin versant. Une cartographie du sol, en particulier du premier mètre de profondeur exposé au gel hivernal, doit être également menée pour améliorer la connaissance du rôle joué par le sol dans l'infiltration de l'eau issue de la neige et des pluies. On verra par la suite que la composition du sol peut avoir une importance capitale dans la restitution des débits en cas de gel du sol. Plus localement, la structure et la répartition du sol (sens pédologique), ajoutées à d'autres paramètres comme l'enneigement principalement, peuvent donner lieu à une source pérenne y compris en période sèche.

L'objectif préliminaire étant d'étudier le rôle de la fonte de la neige des têtes de bassin versant sur la nappe phréatique du Lignon (Figure 2), il a dû être revu pour cibler les recherches sur une zone bien plus restreinte. Etudier ce phénomène sur un bassin versant de 750 kilomètres carrés si variable géologiquement et géomorphologiquement ne pouvait être mené sur les trois années de travail de thèse et aurait demandé une instrumentation bien trop imposante. On s'interessera donc aux têtes de bassin versant uniquement, afin de rester dans des entités géologiques proches. Le Haut Lignon étant

exclusivement situé sur un substratum cristallin, la présence d'une véritable nappe phréatique est difficile à matérialiser. Il s'agit plutôt d'un socle fissuré dans lequel se font des infiltrations profondes. Par contre, l'héritage glaciaire des Monts du Forez permet une hydrogéologie de surface locale particulièrement intéressante et variée, liée aux différentes structures issues des dernières glaciations.

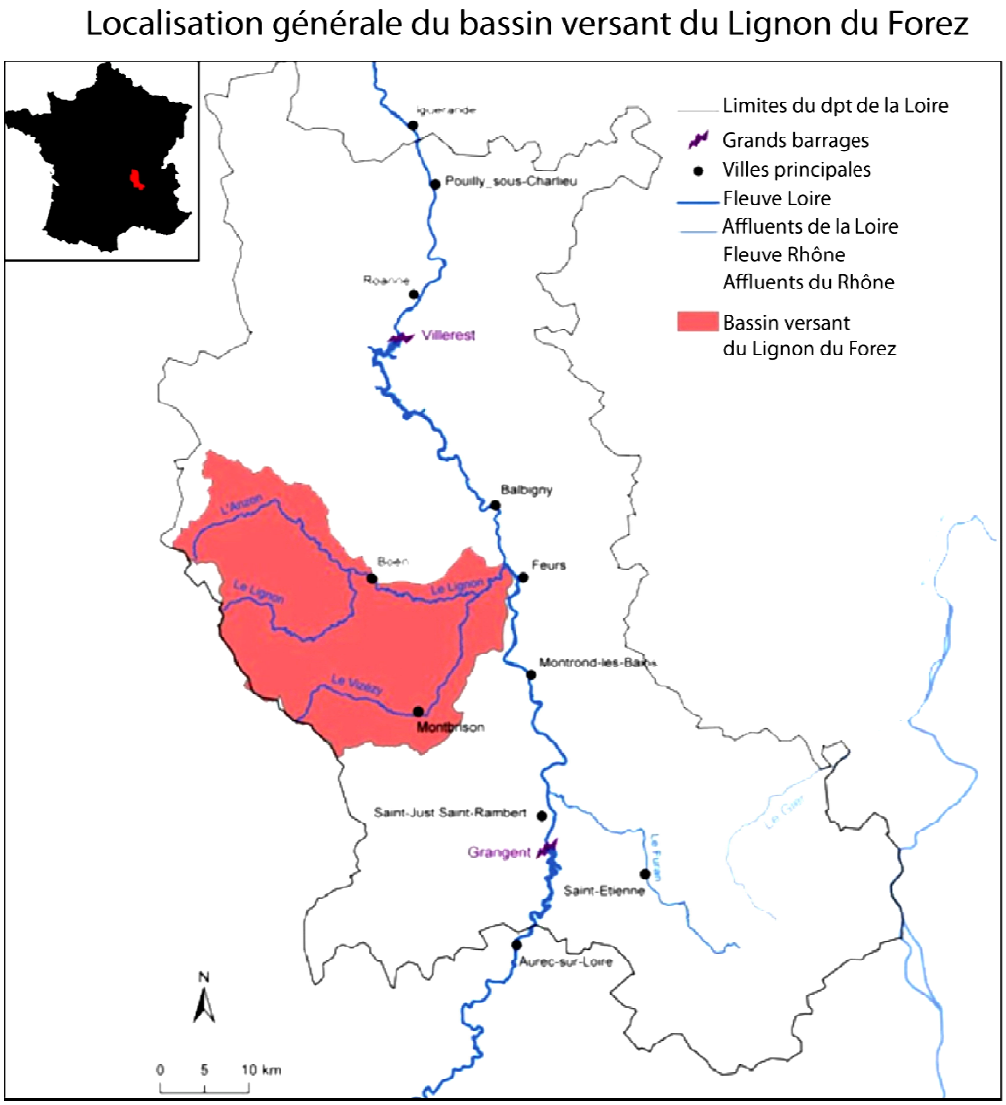


***Figure 2** : Localisation générale du bassin versant du Lignon du Forez dans le département de la Loire.*

Cette étude se concentrera donc sur l'effet local de paramètres influençant les débits, alors que ces mêmes paramètres ont une forte variabilité spatiale.

Par conséquent, la particularité de ce travail de thèse n'est pas d'améliorer la relation précipitations neigeuses/écoulements dans une région soumis aux chutes de neige, mais d'apporter une échelle de travail peu utilisée jusqu'à maintenant dans ce domaine, à savoir évaluer la contribution des accumulations nivales dans les débits des têtes de bassin versant.

I.2 - Etat de l'art général

Dans cette section, nous allons faire une revue de travaux concernant les relations précipitations/écoulements, en particulier en milieu froid ou ayant attrait à la neige ou au gel du sol. Plusieurs études ayant des situations géographiques et échelles de travail très différentes seront brièvement passées en revue, notamment celles qui concernent la relation entre l'accumulation neigeuse et les débits en général. Le cas du Massif Central sera ensuite examiné plus en détail. Un état de l'art plus spécifique à ce travail de thèse sera établi ensuite au besoin des chapitres suivants.

I.2.1 - La neige : une contrainte mais aussi une ressource d'eau potentielle

Largement étudié dans les pays les plus affectés par la présence de neige pour des surfaces couvrant plusieurs centaines de kilomètres comme par exemple en Sibérie, en Amérique du Nord, dans les pays scandinaves, le gel du sol, la fonte de la neige et son accumulation font l'objet de nombreuses études pour des applications traitant principalement de logistique, notamment pour les transports en Alaska avec [Lee et Wang, 2009] et en Norvège avec [Engeset, 2004] par exemple. D'autres études sont consacrées à la disponibilité de la ressource en eau suite au gel/dégel du sol, avec notamment [Zakharova, 2011], au ruissellement [Baghdadi et al., 1997], et à son l'influence sur le débit des rivières [Molotch et al., 2008 ; Arnold et al., 1998 ; Hay et Clark, 2003], aux Etats-Unis, [Lagacé et Bernier, 2000 ; Lagacé et al., 2002] au Québec, [Dedieu, 1990] en France. Enfin, d'autres études ont été entreprises pour la production hydroélectrique à partir de la fonte nivale, avec par exemple [Sokrut, 2007] en Suède.

D'autres pays à des latitudes plus basses sont aussi confrontés à l'importance de la fonte nivale dans la gestion de leur ressource en eau. Les études se multiplient pour les pays montagneux dont les réserves d'eau sont constituées de glaciers et du manteau neigeux dont dépendent les populations pour leur besoins en eau potable, notamment dans les pays en voie de développement comme le Maghreb [Schulz 2004 et Boudhar et al., 2009], au Moyen-Orient [Aouad, 2004 et Corbane et al., 2004, et Fuladipanah et Jorabloo, 2012], en Inde [Verdhen et Prasad, 1993 ; Prasad et Roy, 2005]. Le risque d'inondation est aussi à considérer pour des régions paradoxalement sèches comme en Asie centrale [Malikov, 2004], et l'on voit augmenter au cours des années les modélisations précipitations/débits afin d'estimer l'eau produite par les bassins versants de montagne. En effet, dans la plupart de ces pays, la neige, ou plus généralement la « cryosphère », est utilisée comme réservoir d'eau d'altitude

accessible et de bonne qualité pour les vallées en contrebas, permettant ainsi l'irrigation de zones arides.

I.2.2 - Apport de la cartographie nivale par télédétection : une approche spatiale

Si la plupart des pays peu montagneux utilisent principalement la télédétection radar ou visible dans le but principal de déterminer le volume d'eau produit par la neige, cette méthode peut montrer des limites pour des paysages d'altitudes et de textures variées (du point de vue télédétection). Son principal inconvénient, même si elle permet de couvrir des surfaces considérables en une seule fauchée, est la difficulté à déterminer précisément la date de la prise de vue satellite en fonction de l'épaisseur de l'accumulation neigeuse maximale. Sur des terrains bénéficiant d'un enneigement non continu ou sporadique, avec une nébulosité pouvant devenir un obstacle, on comprend que la prévision et la représentativité des images satellitales deviennent hasardeuses. Cependant [Bernier et Fortin, 1998] ont montré que cette technique est utilisable même avec une couverture neigeuse assez fine (jusqu'à 20cm SWE minimum) ou discontinue. Le deuxième inconvénient de cette méthode consiste en une correction de la texture du sol pouvant se révéler également laborieuse, surtout dans le but d'une étude peu ou non répétitive sur plusieurs années. Cependant des études utilisent de plus en plus la télédétection spatiale avec succès depuis le développement de la technologie SAR en Europe dans les années 1980 ([Dedieu, 1990 et Fily et al. 1995] en France ; [Mätzler et Meister, 1984] en Suisse ; [Rott et Domik, 1984] en Autriche) ou aéroportée sur le massif alpin, corrigeant au passage les effets de textures comme les rochers et les reliefs, ou la végétation. La télédétection (radar, micro-onde ou visible) est cependant utilisée surtout quand il s'agit de couvrir une surface supérieure au kilomètre carré, allant même jusqu'à l'échelle du ou des continents [Thirel et al. 2012], [Takala et al., 2011].

En ce qui concerne plus précisément la cartographie de l'accumulation neigeuse, la télédétection fait encore quasiment l'unanimité dans les études récentes, notamment [Tappeiner et al., 2001 ; Bocchiola et Gropelli, 2010] en Italie et à plus large échelle, mais ne peut être employée que difficilement pour déterminer des épaisseurs de neige très variables temporellement et spatialement. Dans la plupart des cas, de nombreuses corrections de terrain et étalonnages sont à réaliser avant d'obtenir une cartographie de l'accumulation neigeuse en tout point [Gauthier et al., 1998, Corbane et al., 2004, par exemple), notamment à cause de signatures radar et de coefficients de rétrodiffusion proches entre la neige sèche et le sol dépourvu de neige [Baghdadi et al., 1997], ou plus simplement de l'épaisseur de la neige.

Il faut aussi disposer d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) suffisamment précis en altitude, mais aussi disposant d'une maille de petite taille (inférieure ou égale à 10 mètres), afin de quantifier au

mieux le volume d'eau produit par les congères (effet d'aplatissement des ruptures de pentes propices aux congères et niches de nivation lié au dallage du MNT). Pour ce type d'étude comprenant une acquisition satellite dans le visible suivie d'une campagne de terrain pour les corrections, en particulier des zones de congères, on peut citer par exemple le travail de thèse de [Schulz, 2006] dans le Haut Atlas marocain, qui présente des similitudes avec le Haut Forez par son enneigement sporadique et hétérogène.

On voit donc clairement que la télédétection ne peut pas se passer de corrections réalisées sur le terrain.

I.2.3 - Une approche à l'échelle locale moins fréquente

Le suivi de l'accumulation neigeuse à des échelles plus locales ou « ponctuelles » est un sujet qui revient moins fréquemment dans la littérature si ce n'est des études en des points donnés (par exemple le site d'étude nivologique « historique » de Météofrance au Col de Porte), donc peu spatialisables. A la vue de la variabilité du manteau neigeux et des paramètres pouvant intervenir dans la fonte, on se doute que l'approche spatiale est la plus adaptée. Seuls des travaux étudiant précisément la fusion sur une colonne de neige donnent une importance moindre à la variabilité spatiale sauf dans la dimension verticale.

Une méthode charnière entre l'approche ponctuelle et l'approche spatialisée est d'utiliser un réseau ou une population de stations pour l'étude de la neige afin de réaliser une analyse statistique [Bocchiola et Rosso, 2007]. Avec un réseau suffisamment dense, on s'affranchit à la fois des problèmes de représentativité de l'approche ponctuelle (densité, fonte différenciée à cause de l'ensoleillement) et des inconvénients de l'approche spatiale (mauvaise estimation de l'épaisseur de la neige, densité). On voit au passage que la densité est un paramètre qui revient et varie à des échelles différentes, qui est de plus difficile à interpoler.

Récemment, [Previati et al., 2011] utilisent une méthodologie très proche de celle utilisée lors de ce travail de thèse. L'échelle utilisée est de plus similaire, à la limite entre l'étude ponctuelle et la spatialisation.

I.2.4 - Etat des lieux sur les massifs français

Dans les Alpes, si on fait abstraction des études concernant le suivi et l'évolution des glaciers, peu d'études sont disponibles en France sur le suivi de l'accumulation et le rôle de la neige dans les débits des rivières, si ce n'est des études anciennes [Pardé, 1945] ou utilisées pour la production d'électricité [Vivian, 2001] ou, indirectement, par l'intermédiaire de l'étude des débits des glaciers où la littérature est très fournie [Dedieu, 1990], .

Les travaux de C. Obled et B. Rosse [Obled et Rosse, 1977] modélisent la fonte de la neige en un point précis (Col de Porte) grâce à des lysimètres (enterrés dans le sol et dans la neige) ; ces travaux sont malheureusement peu transposables au Massif central. La zone d'étude se trouve en Chartreuse, massif calcaire karstique dont l'hydrologie ne ressemble pas ou peu aux Monts du Forez (type de climat, enneigement, pentes, géologie et sol, bassins versants, etc.). Il en va de même pour les travaux de [Chauve et al., 1990] qui se situent dans le Hauts Doubs en milieu également karstique. Cette dernière étude reste cependant une référence pour les détails qu'elle apporte concernant la restitution des débits issus de la fonte nivale en moyenne montagne, c'est-à-dire avec des épaisseurs de neige et des altitudes comparables aux Monts du Forez, une influence sur les sources environnantes y compris à des pas de temps courts (horaires), ainsi que l'interaction avec l'hydrologie souterraine de la fusion nivale.

L'Irstea [Nicolle et al., 2012] a publié récemment une étude prenant en compte l'hydrologie de 176 bassins-versant des massifs français (Alpes, Jura, Vosges, Pyrénées, Massif Central y compris le Lignon du Forez) afin d'améliorer la modélisation et la prévision des crues liées à la fonte nivale. Cette étude utilise des modèles dont un module neige a été ajouté pour prendre en compte la modification de la réponse hydrologique de bassins-versants enneigés, de façon à valider le modèle statistiquement. Le point de mesure de débit concernant le Lignon se trouve cependant légèrement trop bas dans le bassin versant, ce qui conduit à sous-estimer la part d'eau nivale dans les débits. Cette station de mesure de débit de la Banque Hydro/Eaufrance initialement étudiée dans ce travail de thèse a été progressivement délaissée au profit de points de mesures situés en amont, plus sensibles à la fonte nivale et plus représentatifs.

Les types de régimes des rivières alpines ou pyrénéennes en têtes de bassin versant semblent bien plus typés avec une influence plus nette de la fonte nivale dans les débits de printemps [López-Moreno et García-Ruiz, 2004]. Seules quelques rivières dont les bassins versants sont situés à moyenne altitude et avec des pentes et une végétation similaires [López-Moreno et Stähli, 2008] pourraient présenter des comportements proches de celles du Massif Central ou des Vosges, où la part d'eau nivale dans les débits aval est plus difficile à caractériser, du fait de la prépondérance moindre de la neige dans les

débits. Les mêmes auteurs soulèvent les difficultés à prévoir l'équivalent en eau liquide d'après les fortes variabilités de l'accumulation neigeuse et de sa densité [López-Moreno et al., 2012] dans des vallées subalpines suisses, notamment par l'utilisation d'analyses statistiques (coefficients de corrélation entre différents paramètres liés à la neige). Des études réalisées dans les Pyrénées et les Alpes françaises notamment par Electricité de France en interne, considèrent cette influence nivale pour gérer au mieux la production d'électricité.

Les travaux de Martin et Etchevers [Martin et Etchevers, 2002] traitent de l'impact de l'évolution climatique sur l'hydrologie de montagne dans les Alpes, en particulier nivale, qui est un autre volet de l'hydrologie de montagne. Les travaux de López-Moreno dans les Pyrénées espagnoles [López-Moreno et al., 2005, López-Moreno et al., 2006 et López-Moreno et al., 2007] mettent, dans le même esprit, l'accent sur la restitution de l'eau de fonte nivale et la gestion des ressources en eau en montagne, avec toutefois une échelle de travail plus large que celle présentée ici.

Les travaux d'Anderton dans les Pyrénées centrales espagnoles [Anderton, 2002] essayent d'apporter la transition difficile entre l'approche spatialisée tenant compte de la surface et une approche tenant compte de l'épaisseur pour modéliser la fonte du manteau neigeux. Cet auteur s'approche le plus de l'échelle de travail utilisée dans notre cas, ainsi que la variabilité spatiale de l'enneigement avec un bassin versant d'une surface de l'ordre de la centaine de mètres carrés. Le terrain d'étude n'est par contre pas le même, avec des altitudes et des pentes légèrement plus fortes, mais issu d'un ancien cirque glaciaire à l'instar du Haut Lignon. L'auteur ne s'étend cependant que très peu sur le lien entre la fonte nivale et sa restitution dans le bassin versant en se concentrant sur la variabilité tridimensionnelle du manteau neigeux.

I.2.5 - Des méthodologies difficilement transposables

On note donc le rôle irrégulier et peu prévisible de la fonte du manteau neigeux. Les débits imputables à la fonte de la neige devraient être d'autant moins prévisibles si le manteau neigeux est initialement hétérogène, comme c'est le cas dans les zones soumises à la formation de congères. Les travaux évoqués jusqu'alors ne semblent pouvoir nous aider que dans le choix d'une instrumentation, d'éventuelles comparaisons ou hypothèses, sans pour autant apporter une réponse transposable au Massif Central ou plus précisément aux Monts du Forez. D'ores et déjà, on voit le choix que l'on doit faire entre les méthodes existantes :

- la méthode utilisant la télédétection ou « spatialisée » n'est pas bien adaptée à un enneigement irrégulier comme celui que l'on rencontre dans le Massif Central. En effet, il suffit que le cliché coïncide avec une période de faible enneigement pour que la surface enneigée calculée ne soit pas représentative des chutes de neige d'un hiver. Les périodes de maximum d'enneigement sont également soumises à des variations dans l'hiver, incompatibles avec la commande à l'avance de clichés satellitaux, surtout dans le cas de faibles volumes de neige. En effet, un décalage de quelques jours pour la prise de vue peut donner un biais plus important sur un volume de neige faible, plus sensible à la fonte. La variabilité texturale du terrain donne lieu également à des corrections et des étalonnages complexes, ce qui ne fait pas préférer cette méthode à la vue des autres disponibles. Cependant, l'entrée en service du système satellite Sentinelle de l'Agence Spatiale Européenne pourra permettre prochainement de s'affranchir de ces délais contraignants, du moins dans le visible, ce qui nécessite une attention particulière en ce qui concerne la couverture nuageuse. Enfin, la télédétection utilise une approche de type surface, qui ne prend pas bien en compte les épaisseurs de neige, ce qui ne pose théoriquement peu de problèmes avec de grandes étendues, mais qui peut-être gênante avec de petites surfaces dont l'enneigement est hétérogène.

- la méthode « statistique » pose le problème d'une instrumentation suffisante pour étudier la proportion d'eau nivale dans les débits. Comme évoqué ci-dessus, cette part est souvent faible dans les rivières du Massif Central, rendant cette tâche de discrimination difficile sans une instrumentation très poussée vers les têtes de bassins versants. Les stations de mesure de la Banque Hydro/Eaufrance, dont le but premier est la prévision de crues, sont localisées à des points situées trop en aval où les débits pourraient commencer à être susceptibles de provoquer des dégâts, ce qui est peu compatible avec l'étude des débits d'origine nivalequi se doit d'être localisée sur les têtes de bassins pour le Massif Central.

- la méthode « locale » ou « ponctuelle » qui se révèle représentative à une échelle très réduite pour l'étude du manteau neigeux et son environnement. Bien qu'étant la plus précise pour étudier la fonte de la neige et les paramètres qui l'influencent, cette méthode avoue rapidement ses limites sur un terrain naturellement hétérogène.

Cependant, si on couple cette méthode avec d'autres données locales (profils pédologiques, températures, profil de neige), d'autres méthodes spatialisées à échelle locale (cartographie du sol, du manteau neigeux), on peut avoir un ensemble de paramètres cohérents pour étudier le rôle de la neige « au fil de l'eau ». On cherche alors à déterminer le devenir de la neige au cours de son dépôt, de sa fonte, de son infiltration dans le sol puis sa restitution progressive dans les rivières. De cette façon, on peut observer le cycle de l'eau hivernal en un point, mais dépendant de paramètres variables dans l'espace. On tient ainsi compte des variations dans les trois dimensions.

I.2.6 - Etat des lieux dans le Massif Central

Si on se penche maintenant sur les travaux qui ont été réalisés sur la zone d'étude, les travaux de J-B. Suchel, G. Staron, B. Etlicher et F. Serre font jusqu'à maintenant référence, bien que leurs travaux ne comprenaient pas précisément la fonte de la neige comme axe principal de travail.

J.-B. Suchel [Suchel, 1984] fait un inventaire climatique de la plaine du Forez, relevant notamment le caractère continental de la région pour un climat océanique. Il évoque déjà un enneigement irrégulier sur les Monts du Forez et l'influence de cette chaîne de montagne dans les précipitations locales. Dans l'étude climatique des Monts du Forez [Suchel, 1990a], une différenciation est faite entre, d'une part, l'étagement climatique que l'on rencontre sur ces reliefs (qui influence naturellement l'enneigement) et, d'autre part, l'opposition Est-Ouest des versants du point de vue climatique, géomorphologique (Cf. Etlicher, 1986] et également nivologique. Les différents régimes pluviométriques que l'on rencontre au cours de l'année sont détaillés dans [Suchel, 1990b] puis plus régionalement dans [Suchel et Blanchet, 2003].

G. Staron [Staron, 1993] fait un inventaire climatologique et hydrologique de l'hiver dans le Massif Central dans sa thèse d'état. L'enneigement y est détaillé par approche comparée entre différents secteurs. Il y soulève déjà la difficulté d'obtenir des données homogènes d'enneigement dans le Massif Central, de par l'instabilité, l'irrégularité du manteau neigeux, l'altitude souvent trop faible ou des précipitations solides insuffisantes [Staron in Etlicher, 1993]. L'auteur donne donc un rôle hydrologique secondaire à la fonte nivale, pour les bassins versants étudiés.

Mais une étude concernant précisément les congères est menée ensuite sur le site de Pierre-sur-Haute, « site unique pour l'étude des congères » [Staron, 1990], où un suivi de la croissance des congères par rapport au manteau neigeux environnant est réalisé, puis un suivi de la persistance des congères une fois le manteau disparu.

B. Etlicher [Etlicher, 1986 ; Etlicher, 1990 ; Etlicher et al., 1993] fait avancer d'un grand pas les connaissances géomorphologiques et géologiques des Monts du Forez [Etlicher, 1986]. De nombreuses figures seront reprises de ses travaux de thèse d'état ainsi que de ses publications ultérieures. L'héritage glaciaire des Monts du Forez y est particulièrement détaillé et l'on peut comparer le résultat de l'évolution climatique sur le relief et les sols au cours du temps. Par exemple, les sources du Lignon du Forez prennent place dans un ancien cirque glaciaire d'où s'écoulait une langue glaciaire de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, qu'il est possible de reconstituer aujourd'hui dans le paysage. Cet héritage glaciaire a toute son importance dans la géomorphologie actuelle et sur les caractéristiques des formations géologiques/pédologiques rencontrées sur le terrain.

On imagine l'ancien cirque glaciaire du Lignon au maximum würmien donner progressivement, au cours de la hausse des températures, une niche de nivation permettant la présence de névés au cours de la hausse des températures, puis une zone de formation préférentielle de congères aujourd'hui.

Son travail sur la cartographie des congères des Hautes Chaumes foréziennes et en particulier, celles du Col de la Chamboite [Etlicher et al., 1993] qui font suite à celui de [Staron,1990], ont influencé le choix du site d'application de ce travail de thèse. En reprenant ces travaux, on bénéficie de bonnes bases pour préciser le rôle des congères dans les débits des rivières. Ceux-ci nous permettent également d'avoir une bonne connaissance du sol [Etlicher, 1990], ce qui est capital pour comprendre comment le bassin versant réagit face à la fonte nivale et au gel saisonnier.

Plus récemment, F. Serre [Serre, 2001] parle de l'enneigement du Massif Central principalement en termes de contrainte, pour les communications et réseaux routiers. Une étude statistique de la dynamique du manteau neigeux y est faite sur l'ensemble du Massif Central, afin de connaître son comportement sur l'année. Même si le sujet s'écarte quelque peu de notre objectif, il est intéressant de noter que l'auteur évoque une fois de plus la forte variabilité de l'enneigement selon les années ainsi qu'à l'intérieur d'une même saison. Il remarque également une fonte hétérogène des secteurs soumis à l'enneigement. L'échelle de travail est malheureusement trop régionale ou située trop en aval pour obtenir des débits d'origine nivale significatifs.

Conclusion

Les Monts du Forez souffrent d'un enneigement irrégulier malgré des températures favorables à la persistance d'un manteau neigeux conséquent. La présence d'une couverture neigeuse, à la fois variable dans l'espace et dans le temps, pose le problème de déterminer la part d'eau nivale dans les débits des têtes de bassins versants. La fonte de la neige est donc influencée non seulement par l'étalement des chutes pendant la saison froide, mais aussi par la redistribution spatiale qu'elle subit au cours de l'hiver. Le milieu environnant influence de plus sa restitution dans le réseau hydrographique, ce qui rend la détermination d'une relation neige/débit encore plus complexe à l'échelle locale. L'approche utilisée dans ce travail de thèse doit donc essayer de s'affranchir des changements d'échelles nécessaires à la bonne compréhension du fonctionnement des paramètres mis en jeu.

L'originalité est donc de se situer entre les échelles de travail principalement utilisées, en apportant une dimension locale aux études déjà menées, tout en gardant une approche spatialisée dans la collecte et le traitement des données.

I.3 - Positionnement des problématiques

En choisissant le Massif Central comme terrain d'étude, on s'expose au fait de travailler sur un signal moins caractéristique de la fonte nivale dans les débits annuels. Cette particularité est d'autant plus vraie en choisissant les Monts du Forez, situés en bordure Sud-Est du Massif Central, ce qui augmente l'influence de l'occurrence de remontées méditerranéennes. Seul le massif du Mont Dore aurait pu être un terrain d'étude similaire, mais ne s'intégrant pas dans le cadre d'une amélioration des connaissances hydrogéologiques du haut bassin de la Loire, en amont de l'Allier. En dehors du bassin versant de la Loire, la face Nord du massif du Pilat aurait pu présenter des aspects géomorphologiques s'approchant des Monts du Forez, mais son altitude générale plus faible, ajoutée à une exposition moins favorable aux masses d'air susceptibles d'apporter fréquemment de la neige, ne lui permet pas de produire des débits liés à la neige suffisants pour représenter une ressource potentielle. De même que le versant Sud du Pilat, le Mont Lozère ou le Mont Mézenc se situent trop au Sud et sont trop exposés aux masses d'air relativement chaudes de la Méditerranée. Les Monts du Forez apportent en dernier lieu l'avantage de pouvoir disposer de quelques études ayant un rapport avec la dynamique de l'enneigement à l'échelle locale.

Ce terrain d'étude trouve également son originalité par rapport aux études alpines ou pyrénéennes où le problème d'un enneigement suffisamment volumineux se pose moins. Les Monts du Forez présentent aussi la particularité de pouvoir travailler sur un massif entièrement cristallin, ainsi que sur une morphologie propre à celle d'un ancien massif érodé. Le bassin versant du Lignon du Forez étant un affluent de la Loire et se situant à cheval sur une partie cristalline en amont et une partie sédimentaire en aval, sujette à des circulations profondes variables localement [Ré-Bahuaud, 2012], la zone d'étude a dû être réduite pour s'affranchir de ces pertes difficilement quantifiables. En effet, il est difficile de travailler sur des débits d'origine nivale, déjà relativement faibles et qui pourraient éventuellement s'infiltrer. Cette infiltration profonde peut se faire en particulier à la transition cristallin/sédimentaire au niveau de la plaine du Forez, et par l'intermédiaire de la fissuration du massif. La taille du bassin versant s'est donc réduite peu à peu, en fonction des zones durablement enneigées du bassin pendant l'hiver et de la part de débits d'origine nivale attendue. De même, il a fallu remonter progressivement vers l'amont afin de s'affranchir des tributaires du Lignon n'apportant que des débits issus de la fonte de chutes de neige ponctuelles à faible altitude. Ces tributaires sont presque exclusivement de régime pluvial et, qui plus est, contribuent à l'atténuation des débits issus de la fonte nivale. Il s'agit en fait d'effectuer la démarche inverse de celle qui aurait pu être faite dans les Alpes pour étudier le rôle de la neige dans les débits pour des enneigements sporadiques. Dans les Alpes, une étude des ruisseaux de faibles altitudes aurait été nécessaire pour caractériser des régimes

pluvio-nivaux, alors qu'ici, au contraire, on essaie de se défaire des affluents de régime pluviaux en remontant vers des altitudes suffisantes. Une démarche analogue aurait pu se faire dans les marges des Alpes du Sud par exemple.

Par rapport à l'enneigement abondant des dernières années (2008-2009, 2009-2010), l'hiver 2010-2011, où l'enneigement se fait de façon sporadique, montre qu'il faut progresser encore plus vers l'amont pour évaluer plus précisément des débits issus de la fonte de la neige. Ceci correspond finalement à une échelle de travail bien plus locale que prévue initialement, ce qui démarque à nouveau ce travail de thèse.

Ce changement d'échelle pose également le problème d'une instrumentation adaptée au terrain d'étude. Comme évoqué précédemment, la télédétection ne peut s'appliquer que difficilement à une petite surface, de plus sujette à des enneigements irréguliers. C'est pourquoi le terrain d'étude, de par son étendue et ses caractéristiques intrinsèques et extrinsèques, nous a conduits à la méthode choisie et proposée dans ce travail.

I.4 - Synthèse de la première partie

L'étude de l'influence de la neige, et plus spécifiquement des accumulations neigeuses, dans les débits des rivières du Massif Central, impose de travailler à une échelle assez locale. Les Monts du Forez se démarquent entre les différents sites d'application potentiels comme un bon exemple d'enneigement, grâce à leurs congères. Ces accumulations constituent une ressource en eau potentielle pour contribuer aux débits du Lignon du Forez, du moins en tête du bassin versant.

Cependant, le travail à une échelle réduite nécessite une instrumentation et une méthodologie spécifiques différentes des études déjà réalisées dans le même domaine. Une approche spatialisée est difficile à mener sur le bassin versant complet du Lignon, mais est envisageable sur une zone restreinte qui ne varie pas trop rapidement. La démarche visant à comparer statistiquement l'influence de la neige sur les débits de plusieurs bassins n'est par contre pas envisageable tant que l'influence du milieu géomorphologique n'est pas discriminée. Enfin, l'approche ponctuelle est adaptée à une surface réduite, mais s'extrapole difficilement pour des paramètres ayant une forte variabilité spatiale. C'est donc une approche locale intégrant une composante spatialisée qui a été choisie pour ce terrain d'étude.

Le choix du site d'application donne également plus de cohérence vis-à-vis de ceux étudiés par les autres auteurs, tout en complétant les connaissances scientifiques liées au phénomène de fonte nivale au niveau régional.

Deux questions découlent donc du positionnement de la problématique par rapport aux études similaires et doivent être précisées : quelles sont les particularités du site d'application ? Quelle méthodologie est la plus adaptée pour tenir compte de ces particularités ?

II - Deuxième partie : le site d’application du Lignon du Forez

II - Deuxième partie : le site d'application du Lignon du Forez

Dans cette partie seront exposées les particularités du site d'application. Comme expliqué précédemment, le Lignon du Forez se démarque rapidement comme exemple suffisamment caractéristique d'un enneigement régulier pour le Massif Central, en particulier sur les têtes de son bassin versant. Partie intégrante des débits de la Loire, le fonctionnement hydrologique du bassin versant dépend de sa nature géologique et géomorphologique. Les conditions météorologiques rencontrées sur les Monts du Forez influencent largement la restitution des précipitations sur les reliefs.

II.1 - Orographie, situation générale

II.1.1 - Introduction

La crête de la chaine des Monts du Forez délimite la frontière entre le département de la Loire à l'Est et celui du Puy de Dôme à l'Ouest. Cette chaine de moyenne montagne cristalline est orientée NNW-SSE et se prolonge depuis l'Ouest de la ville de Saint-Etienne jusqu'à l'Ouest de la ville de Roanne. Le point culminant est Pierre-sur-Haute (1634m) et l'ensemble du massif couvre une surface d'environ 2850 kilomètres carrés. Parallèlement à cette chaîne se trouve le massif du Livradois au Sud-Ouest. Ces deux massifs font partie du Parc Naturel Régional Livradois-Forez.

Les Monts du Forez et les Monts du Lyonnais encadrent à l'Ouest et à l'Est la plaine du Forez, où coule le fleuve de la Loire (Cf. Figure 3). La vallée est fermée au Sud par le massif du Pilat et au Nord par le seuil de Neulise. Le Lignon du Forez (ou Lignon de Chalmazel, par opposition au Lignon du Velay, coulant plus au Sud et en amont) rejoint la Loire en rive gauche au niveau de la ville de Feurs, à l'aval de la ville de Boën.

Situation du bassin versant du Lignon et orographie du département de la Loire

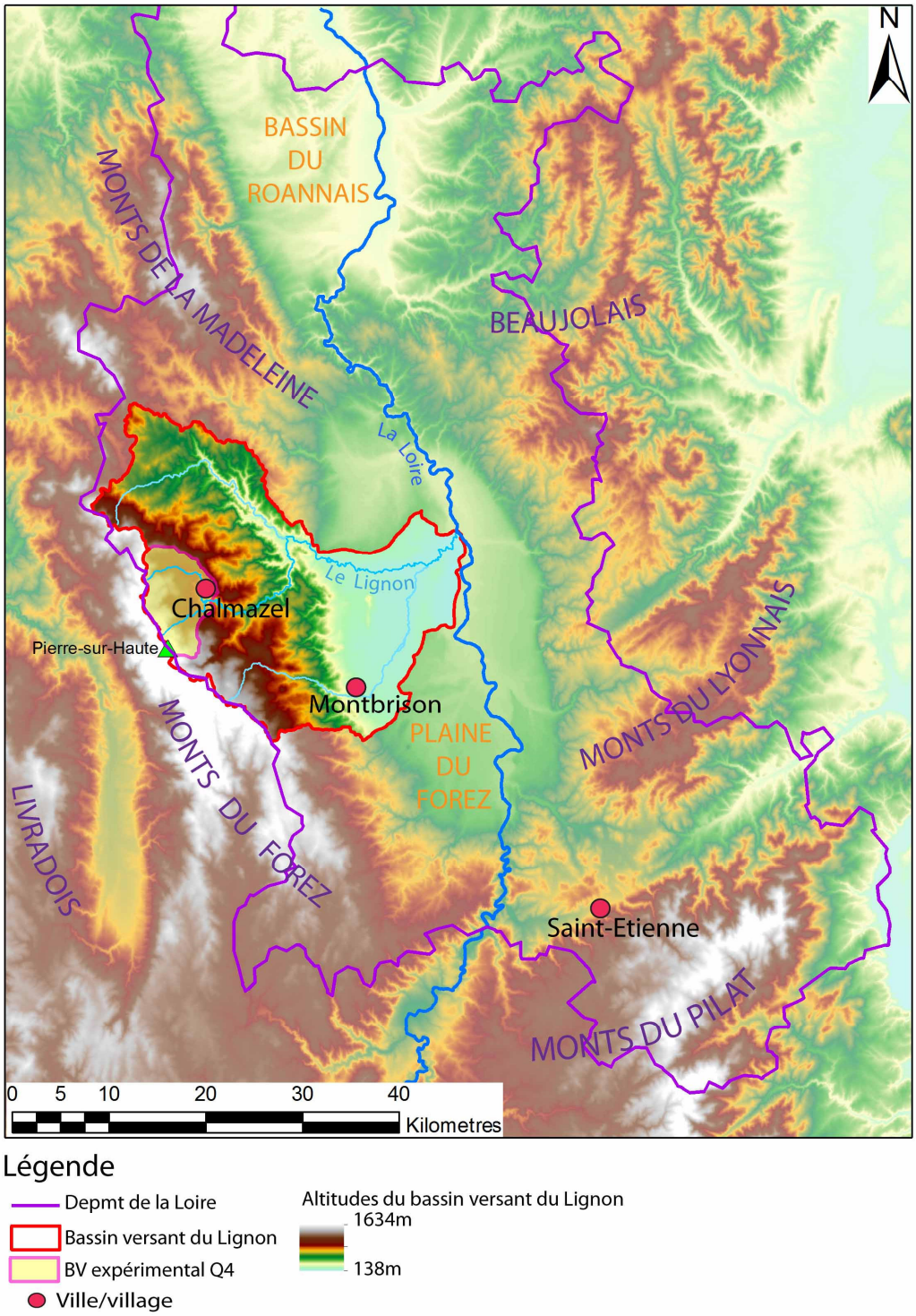


Figure 3 : Carte du relief du département de la Loire et situation topographique du bassin versant du Lignon. *Les altitudes les plus hautes en dehors du bassin versant du Lignon sont représentées à titre indicatif avec des couleurs jaunes-orangées/marron, qui correspondent par ailleurs aux grands ensembles géologiques cristallins. Les couleurs vertes-vert clair correspondent aux plaines sédimentaires, qui sont situées à des altitudes plus basses. Le sous-bassin versant expérimental Q4 est indiqué uniquement pour information et est défini plus précisément dans le chapitre Hydrologie et hydrogéologie locale et dans la partie Méthodologie et*

instrumentation avec les autres sous-bassins utilisés. Les villes et villages servent uniquement de points de repère et sont plus détaillés aux figures 2 et 4.

II.1.2 - Situation géographique et présentation de la chaîne des Monts du Forez

Par opposition au massif cristallin du Forez, la plaine sédimentaire présente un relief globalement homogène correspondant aux différentes terrasses alluviales de la Loire, recoupées par l'incision des cours d'eau comme la Loire principalement, ainsi que par des appareils volcano-sédimentaires tardifs comme par exemple les Monts d'Uzore et le cône basaltique de Saint Romain le Puy. La plaine du Forez ne dispose que d'un potentiel minier faible, contrairement à ce qui était escompté au XIXe (charbon, étain, cuivre, plomb), puis au XXe siècle (uranium). Aujourd'hui, l'activité économique de la plaine du Forez est surtout dominée par l'agriculture, en extension grâce à une meilleure connaissance de la géologie et de la pédologie.

II.1.3 - Situation de la ressource en eau et du bassin versant du Lignon

Les Monts du Forez sont drainés par deux cours d'eau principaux : le bassin versant de la Dore à l'Ouest du massif, du côté du Puy de Dôme et qui rejoindra plus au Nord l'Allier ; et le bassin versant du Lignon du Forez à l'Est, traversant la Plaine du Forez jusqu'à la Loire.

Le bassin versant du Lignon du Forez couvre une surface de 750 kilomètres carrés, avec une pente moyenne de 7,65°. La source du Lignon est située dans les Monts du Forez à proximité de Pierre-sur-Haute, à environ 1500 mètres au niveau du Col de la Chamboîte. Une fois dépassé les villages de Chalmazel et Sail-sous-Couzan encore situés sur le haut du massif forézien, il s'écoule dans une vallée encaissée selon une direction Sud-Nord, puis Est-Ouest à partir de Boën jusqu'à la confluence avec la Loire à Feurs.

Le Lignon traverse donc deux grands ensembles géologiques sur son parcours : le massif cristallin forézien de sa source jusqu'à Boën, puis la plaine sédimentaire du Forez de Boën jusqu'à Poncins, à proximité de Feurs. D'un module très proche de 8 m^3/s au niveau de Poncins, le Lignon du Forez fait partie des affluents principaux de la Loire, lui apportant annuellement environ 17% de son module (qui est de 46 m^3/s à Feurs). Cette proportion augmente en fin d'hiver jusqu'à avril, dépassant même les 20% en février (données BanqueHydro).

La nature de ces deux ensembles géomorphologiques a une forte influence sur la ressource en eau de la région, en termes de volumes mais également en ce qui concerne la physico-chimie de l'eau.

La partie cristalline du bassin versant du Lignon ne comprend qu'une faible ressource en eau souterraine malgré la fissuration significative du massif. En dehors des eaux de surface (neige en hiver, cours d'eau et petites retenues), la plupart de la ressource est constituée de nappes superficielles et locales liées aux dépôts quaternaires et/ou provenant des dernières glaciations. En effet, les dépôts morainiques sont nombreux et peuvent localement constituer des « barrages » naturels à l'infiltration ou au ruissellement.

La partie sédimentaire du bassin versant, c'est-à-dire l'Ouest de la plaine du Forez, comprend de nombreuses nappes phréatiques superficielles liées aux différentes terrasses alluviales de la Loire [Ech-Cherif El Kethani, 1996 ; Ré-Bahuaud, 2012]. Avec l'alternance des dépôts des alluvions, ces nappes de faible profondeur peuvent être parfois empilées sous forme de nappes captives. Il faut noter également que l'infiltration de l'eau dans la partie cristalline fissurée du bassin versant donne lieu à une restitution profonde, mais limitée en volume, de l'eau dans les dépôts de la plaine. Toutefois, la vallée ne dispose pas d'une ressource en eau souterraine de bonne qualité (forte minéralisation des eaux, éventuelle radioactivité, volumes disponibles). Le canal du Forez a été construit dans ce but, à savoir amener de l'eau pour l'irrigation à des endroits qui en sont dépourvus, mais aussi drainer les eaux superficielles qui engendraient jusqu'alors des zones humides inexploitables. Ce canal, construit en plusieurs étapes de la seconde moitié du XIXe jusqu'à la seconde moitié du XXe siècle, irrigue toute la partie située à l'Ouest du fleuve de la Loire et de la plaine du Forez en prélevant de l'eau au niveau du barrage de Grangent ainsi qu'au niveau de plusieurs stations de pompages. C'est par l'intermédiaire de ce canal et de ses ramifications qu'ont pu se développer l'agriculture et l'aquaculture dans la partie Ouest et centrale de la plaine ainsi que l'adduction en eau potable des villes de Montbrison et Boën principalement.

La plaine du Forez étant protégée des précipitations liées aux flux atlantiques par les Monts du Forez à l'Ouest et au Sud par le Massif du Pilat pour les perturbations venant de la Méditerranée, elle ne reçoit finalement que peu de précipitations par rapport aux reliefs qui l'entourent [Gal, 2005] (Cf. Figure 3). Seules des eaux ayant un temps de résidence long (plusieurs milliers d'années) sont exploitées localement avec les difficultés liées à la minéralisation et les nappes ayant un temps de résidence plus court ne forment pas une réserve suffisante [Ré-Bahuaud, 2012]. La Loire et le canal du Forez sont donc les principaux apports d'eau dans la vallée et ne seront probablement pas une ressource qui suffira aux usages et utilisations de l'eau dans la plaine du Forez dans les années à venir. En 2005, la répartition des volumes prélevés est la suivante :

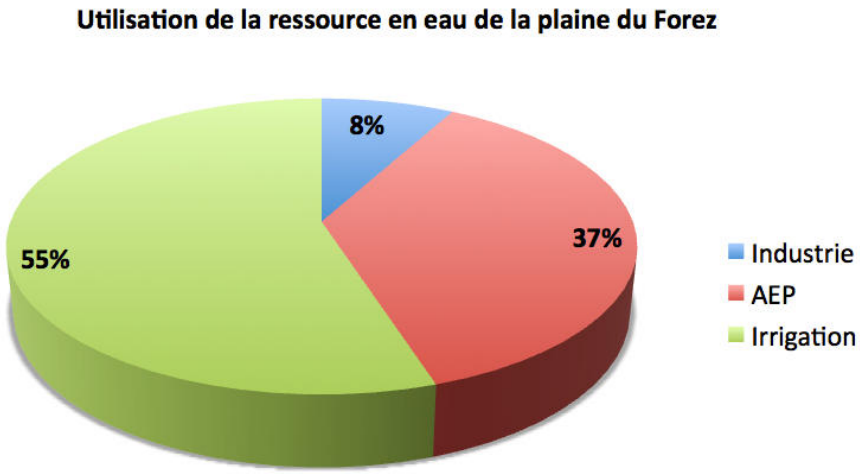


***Figure 4** : Répartition des usages de l'eau approximatifs dans la plaine du Forez (Données Agence de l'Eau 2010).*

Industrie : 8% ; Alimentation en eau potable : 37%, avec une légère tendance à la hausse ; Irrigation : 55%, fortement dépendante des conditions climatiques.

Outre les besoins en eau grandissants dans la plaine du Forez liés à l'agriculture et la démographie de Montbrison ou de Boën par exemple, la ressource en énergie électrique subit également une demande croissante. En dehors du barrage de Grangent qui dispose d'une retenue d'eau imposante sur la Loire (puissance totale de 32 MW, avec 57 millions de mètres cubes), on peut noter la présence de plusieurs petites productions hydro-électriques locales (Cf. Annexe A1).

Si l'exploitation de l'eau dans la plaine dépend d'infrastructures beaucoup plus imposantes (canaux, canalisations, pompages), l'alimentation en eau des villages situés sur le massif cristallin est directement liée à une ressource superficielle, comprenant la plupart du temps des stations de pompage à proximité des cours d'eau ou des sources. Ces derniers bénéficient d'une eau de grande qualité, très douce, contrairement aux eaux plus chargées de la plaine. Les pluies et la neige accumulée pendant l'hiver vont influencer significativement la restitution de l'eau dans les cours d'eau exploités par les communes, ce qui devrait être pris en compte dans les SAGE ou les contrats de rivière en cours ou futurs. En effet, la fonte nivale pourrait avoir une éventuelle influence sur le développement des activités ou la démographie du haut du bassin versant du Lignon.

Même si la ressource en eau liée à la neige ne représente qu'un faible volume au niveau de la plaine, cette part devient non négligeable dans la partie haute du Lignon. D'autre part, cette ressource temporaire contribue activement à l'étalement des apports d'eau au printemps, mais également en début d'été par inertie des sols et sous-sols aquifères. Elle contribue ainsi à un effet de ralentissement dynamique des écoulements de la saison froide jusqu'au printemps.

II.2.Contexte géologique et hydrogéologique

Il a été évoqué précédemment l'influence de la géologie sur le transfert de l'eau ainsi que sur la ressource en eau à l'échelle du bassin versant du Lignon. Les deux ensembles géologiques traversés par le Lignon donnent des interactions différentes entre le réseau hydrographique et le milieu géologique. Le passé glaciaire des Monts du Forez contribue à une ressource en eau souterraine très localisée. Ce chapitre vise donc à considérer l'influence de la géologie sur la ressource en eau de surface et souterraine, en passant de l'échelle du bassin à l'échelle du site d'application.

II.2.1 - Géologie et géomorphologie

II.2.1.1 - Deux grands ensembles géologiques

La potentielle ressource de charbon, puis d'uranium a suscité bien des études de la géologie de la plaine du Forez et des massifs cristallins qui l'entourent.

Les premiers travaux concernant les dépôts sédimentaires de la plaine du Forez remontent au XIXe siècle avec Gruner 1857, Le Verrier en 1890, puis Duclos en 1967 [Duclos, 1967 ; Duclos et al., 1974], de Tomas [Tomas, 1971 ; 1997], Le Griel [Le Griel, 1975 ; 1981], Gagny [Gagny, et al. 1989] et Larqué [Larqué, 1981] jusqu'aux travaux récents de El Kettani [El Kettani, 1996] synthétisant l'ensemble des connaissances géologiques de la plaine du Forez.

Les études concernant les Monts du Forez, dont le potentiel lucratif et minier est probablement moindre, se font un peu plus tard, avec la nécessité d'expliquer les formations de la plaine issues de l'érosion de la montagne du Forez ainsi que l'érosion elle-même. On peut citer les premières interprétations de Glangeaud [Glangeaud, 1911 ; 1914], puis les travaux de Baulig [Baulig, 1928], de Du Roselle dans les années cinquante [Du Roselle, 1945 ; 1950] et de Bobier et Glangeaud [Bobier et Glangeaud, 1959]. Les travaux les plus récents étant ceux d'Etienne [Etienne, 1971], Tomas [Tomas, 1971], Le Griel [Le Griel, 1975], Bergerat [Bergerat, 1983] et enfin Etlicher [Etlicher, 1986].

Le but de ce chapitre n'est pas de détailler l'origine et la structure des Monts et de la Plaine du Forez, mais de donner un aperçu général de la géologie. L'accent sera mis sur les formations héritées du quaternaire, permettant une meilleure compréhension de leur influence sur la ressource en eau superficielle (Figure 5).

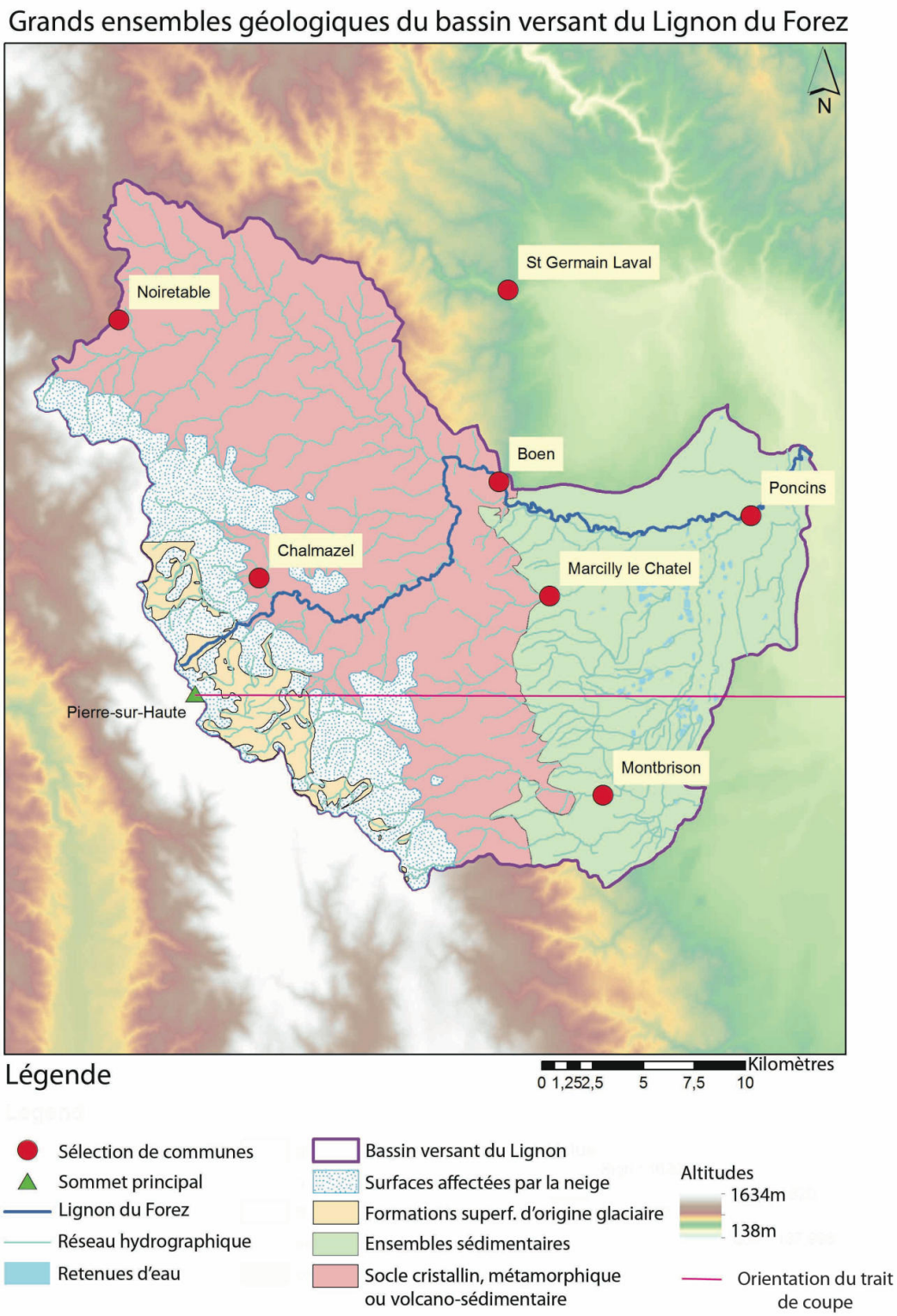


Figure 5: Carte simplifiée des grands ensembles géologiques du bassin versant du Lignon du Forez. *Les formations superficielles glaciaires (source BRGM) sont représentées en parallèle des zones affectées par une présence hivernale persistante de la neige (généralement observée). Les autres formations quaternaires, les sous-ensembles géologiques cristallins et sédimentaires, ou volcaniques tardifs tertiaires ne sont pas représentés ici, mais sont détaillés à l'annexe B concernant la géologie du bassin versant du Lignon. Le trait de coupe de la figure 6 est représenté partiellement par le trait rose.*

Deux ensembles géologiques sont traversés par le Lignon depuis sa source dans un milieu cristallin ayant subi de l'érosion liée aux glaciations (Monts du Forez), jusqu'à la plaine en milieu sédimentaire (Plaine du Forez). Le Lignon emprunte à sa source un ancien cirque glaciaire puis longe les vallées encaissées d'un massif plutonique faillé, principalement granitique, jusqu'à la ville de Boën, marquant la transition cristallin/sédimentaire. Le Lignon court ensuite dans la Plaine du Forez jusqu'à la Loire par un lit qui s'enfonce légèrement dans le remplissage sédimentaire de la plaine, (Cf. Figure 6) jusqu'à la rejoindre entre les villes de Poncins et Feurs.

II.2.1.2 - L'ensemble sédimentaire

L'ensemble sédimentaire du bassin versant est composé d'un empilement de formations sédimentaires tertiaires comme des argiles, des sables feldspathiques ou des grès arkosiques, mais aussi de nombreux dépôts alluvionnaires récents (contemporains du Lignon) ou anciens (remplissage quaternaire de la plaine du Forez lié à un régime fluviatile du Sud vers le Nord), sous forme de graviers et des sables. Sur le bord Ouest de la plaine, il s'agit essentiellement d'une série de sédiments détritiques tertiaires (sables argileux) sur lesquels reposent des alluvions fluviatiles quaternaires (sablo-graveleux) [Le Griel, 1975 ; Ré-Bahuaud, 2012]. C'est à l'Eocène-Oligocène inférieur que les formations continentales, torrentielles et lacustres se déposent en fond de plaine, suite à la montée du horst du Forez par rapport à la subsidence du substratum de la plaine (Figure 6). Les Monts du Forez sont alors exposés à l'érosion et c'est un matériel principalement détritique qui comble peu à peu la vallée.

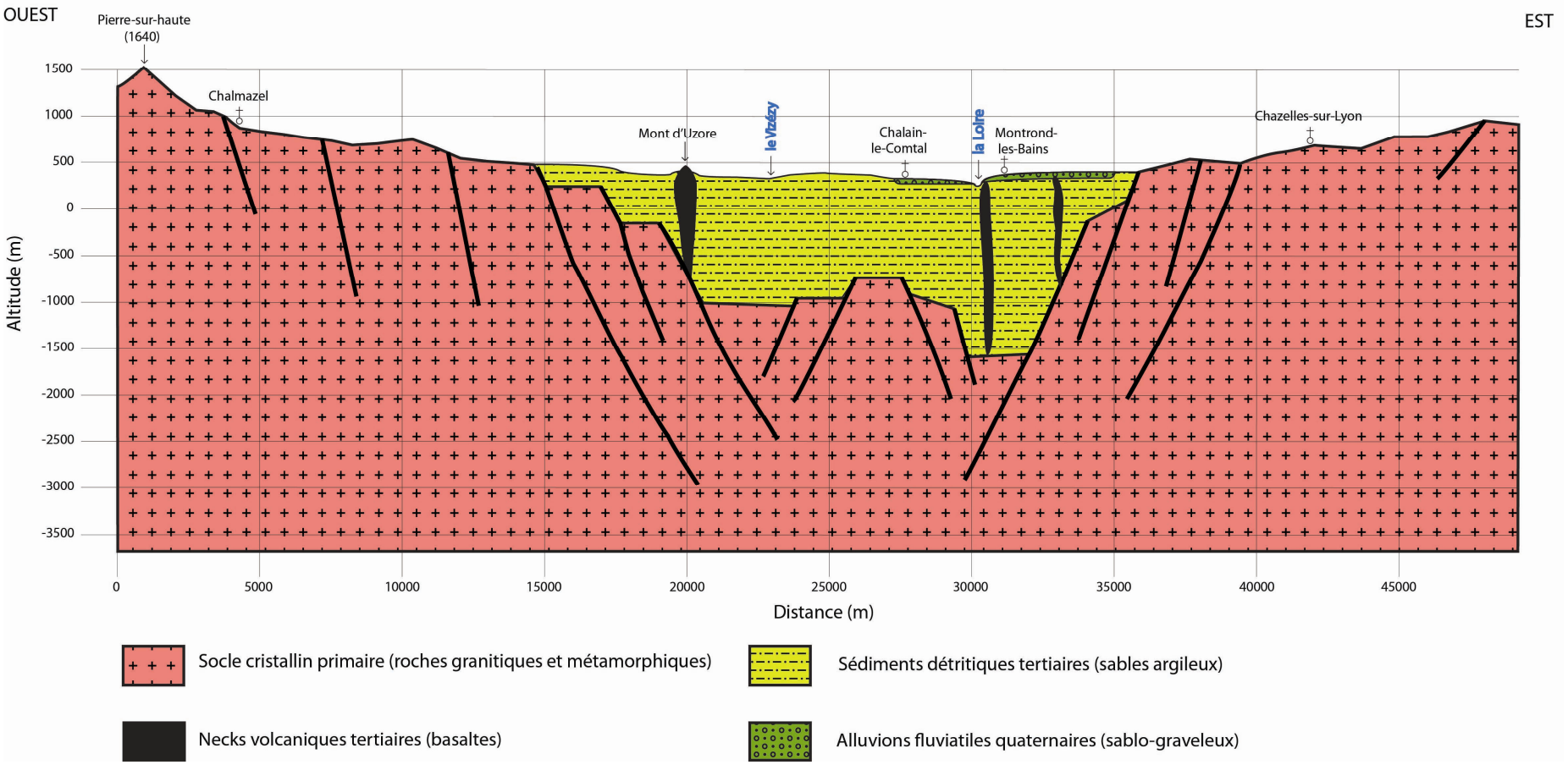


Figure 6: Coupe schématique de la géologie de la plaine du Forez. *Le trait de coupe est représenté partiellement sur la figure 5. Les villages ne sont donnés qu'à titre indicatif pour localiser la coupe mais ne sont pas positionnés exactement sur le trait de coupe. Les failles ne sont données que dans un but pédagogique, le figuré des sédiments détritiques tertiaires utilisé par l'auteur ne réprésente aucune information de pendage. D'après Ré-Bahuaud, 2012.*

Ces formations sédimentaires sont ensuite recoupées par un volcanisme tardif ayant vraisemblablement lieu de l'Oligo-Miocène au Pliocène, qui affecte également les Monts du Forez [Hernandez, 1971].

La plaine change de dynamique sédimentaire et passe de dépôts intracontinentaux au tertiaire à des dépots alluvionnaires au cours du quaternaire. Les dépôts quaternaires en différentes terrasses alluviales sont en partie liés à l'écoulement de la Loire mais aussi à celui du Lignon dans son bassin versant, jusqu'à aujourd'hui. C'est également pendant cette période quaternaire qu'ont lieu plusieurs glaciations qui vont affecter les Monts du Forez, jouant probablement sur la charge sédimentaire du réseau hydrographique acheminée du massif cristallin jusqu'à la plaine.

II.2.1.3 - L'ensemble cristallin

La structure de l'ensemble cristallin des Monts du Forez, d'après B. de Roselle [De Roselle, 1950], « offre si peu de diversité que l'on peut considérer le pays comme un bloc cristallin homogène, soulevé, déformé par divers mouvements et dans lequel l'érosion a sculpté les formes actuelles ». L'auteur résume le point de vue synthétique que nous allons adopter ici pour la description du substratum rocheux. En effet, ce massif est parcouru par de nombreuses failles, des horsts et fossés d'effondrements, qui ont donné très progressivement, de par la compétence des roches, les reliefs actuels de la chaîne.

Le Massif Central, dont les Monts du Forez, commence à se former pendant l'orogénèse varisque, il y a 420 à 280 Ma. Ce cycle orogénique donne lieu à la formation de roches métamorphiques, volcaniques et plutoniques, en particulier granitiques et mises en place au Carbonifère (360 à 300 Ma environ). Ces granites sont formés par anatexie ou fusion partielle des roches métamorphiques de l'encaissant, sous forme de dôme (dôme d'anatexie ou pluton) ou de complexes anatectiques. C'est de cette façon qu'apparaissent les granites du Forez, âgé de 290 à 305 Ma, à faciès biotite et cordiérite surmonté d'un faciès à biotite et sillimanite (source : BRGM, notice de la feuille d'Ambert, [Hottin et al, 1998]). Deux ensembles sont à distinguer dans les granitoïdes des Monts du Forez :

- le complexe granito-migmatitique du Forez, qui forme la base des Monts du Forez et forme le fossé oligo-miocène qui marque le contact avec les sédiments de la plaine du Forez.

- la ceinture forézienne composée d'un premier ensemble de granites-granodiorites porphyroïdes à biotite et sillimanite formant également le sommet de Pierre-sur-Haute et le Col de la Chamboite, qui est recoupé par un deuxième ensemble de granites leucocrates à deux micas. Le contact entre ces deux derniers granites formerait la surface sommitale du dôme d'anatexie des Monts du Forez, de par divers

indices minéralogiques décrits par B. Etlicher [Etlicher, 1986] comme l'orientation des minéraux du granite leucocrate à deux micas (ou granite de Chalmazel) ou géomorphologiques (morphologie de l'aplanissement de la surface sommitale, relation avec le réseau hydrographique). Ces deux ensembles viennent se superposer sur les granites du Forez (Cf. Annexe B2).

L'Oligo-Miocène (34 à 5 Ma environ) est une période où les Monts du Forez subissent des fractures et des failles de bordure plaine actuelle/massif liées à l'orogénèse alpine. L'érosion est importante et tend à combler le fossé d'effondrement de la plaine par du matériel détritique. Cette époque marque aussi l'apparition de manifestations volcaniques dans la plaine (Mont d'Uzore par exemple) et à travers le massif cristallin, jusqu'au Pliocène. Certaines de ces coulées basaltiques seront ensuite découvertes par l'érosion quaternaire dans la plaine, et arasées sur le massif.

Les failles forment des zones de fragilité où l'érosion glaciaire ou « récurage glaciaire » [Etlicher, 1986] va avoir un effet surcreusant localisé, en fonction bien sûr des altitudes affectées par la glace. C'est pourquoi le même auteur et ses prédécesseurs cités ci-dessus, parlent du « couloir » structural du Lignon, qui part de l'alvéole de Chalmazel jusqu'à Sail-sous-Couzan (entre Chalmazel et Boën). En amont du village de Chalmazel, le Lignon court en suivant une ligne de faille SW-NE. Sa présence devient présumée au fur et à mesure qu'on se rapproche des sources du Lignon, en raison des dépôts quaternaires qui s'y sont déposés.

II.2.1.4 - Des formations superficielles d'origine glaciaire

Le Quaternaire a connu plusieurs glaciations où les Monts du Forez sont recouverts d'un glacier de type calotte d'où des langues glaciaires s'écoulent. On trouve de nombreuses traces de ces avancées glaciaires, à des altitudes égales ou supérieures à environ 1000m, en particulier sur le versant Est et correspondant au bassin versant du Lignon :

- une ou plusieurs glaciations anciennes, vraisemblablement au Pléistocène moyen, dont il est difficile de trouver des traces aujourd'hui, puisque les glaciations plus récentes et éventuellement plus importantes (ce qui n'est peu ou pas le cas dans le Haut Lignon) ont tendance à effacer les dépôts antérieurs. Pour le Lignon du Forez, on trouve toutefois des restes de dépôts glaciaires au niveau du Lachet (1040m) (Cf. Figure 7).

- un épisode Weichsélien (équivalent au Würm dans les Alpes) donnant des moraines en particulier dans le bas de l'ancien cirque glaciaire du Lignon, au niveau de la station de ski de Chalmazel où les bourrelets morainiques sont encore bien visibles dans le relief. Cet épisode glaciaire peut se subdiviser en deux maxima, laissant chacun des moraines frontales distinctes dans le paysage.

Il s'en suit un stade de retrait, ajoutant d'autres petites moraines, dites de retrait, en amont des moraines frontales des maxima glaciaires. Ces moraines traduisent probablement un état stationnaire du glacier lors de son retrait [Etlicher, 1986] et donnent lieu à leur amont, en barrant la vallée, à de petites tourbières. Ce retrait découvre aussi des moraines de fond en lieu et place des anciennes langues glaciaires.

On se rapprochera des travaux de B. Etlicher [Etlicher, 1986] pour plus de précisions, en particulier sur la très intéressante dynamique des glaciers foréziens à cette époque et la reconstitution de la paléoclimatologie des Monts du Forez (vents dominants).

Les paysages du Haut Lignon restent cependant façonnés par le passé géologique puis glaciaire, aboutissant à la géomorphologie actuelle de la région (Figure 8). Les anciens cirques glaciaires, dont celui du Lignon, forment aujourd'hui des niches de nivation favorables à la formation des congères actuelles. L'évolution des sols est directement liée à cette évolution climatique qui a fait se succéder des glaciers, puis des névés et enfin des congères dans un même endroit. On peut donc se poser la question de savoir comment le Lignon s'est-il accommodé de ces changements climatiques au cours du temps ?

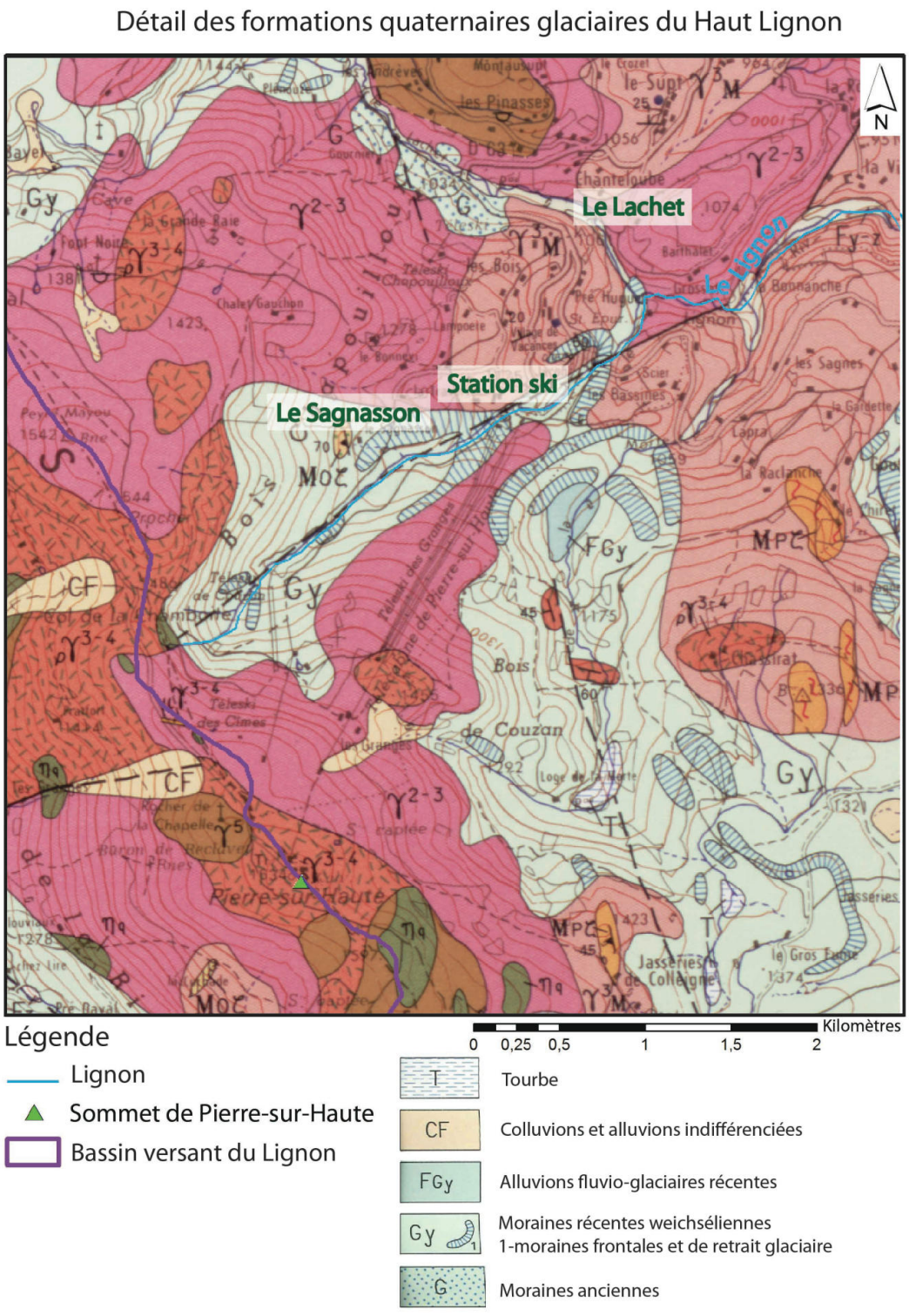
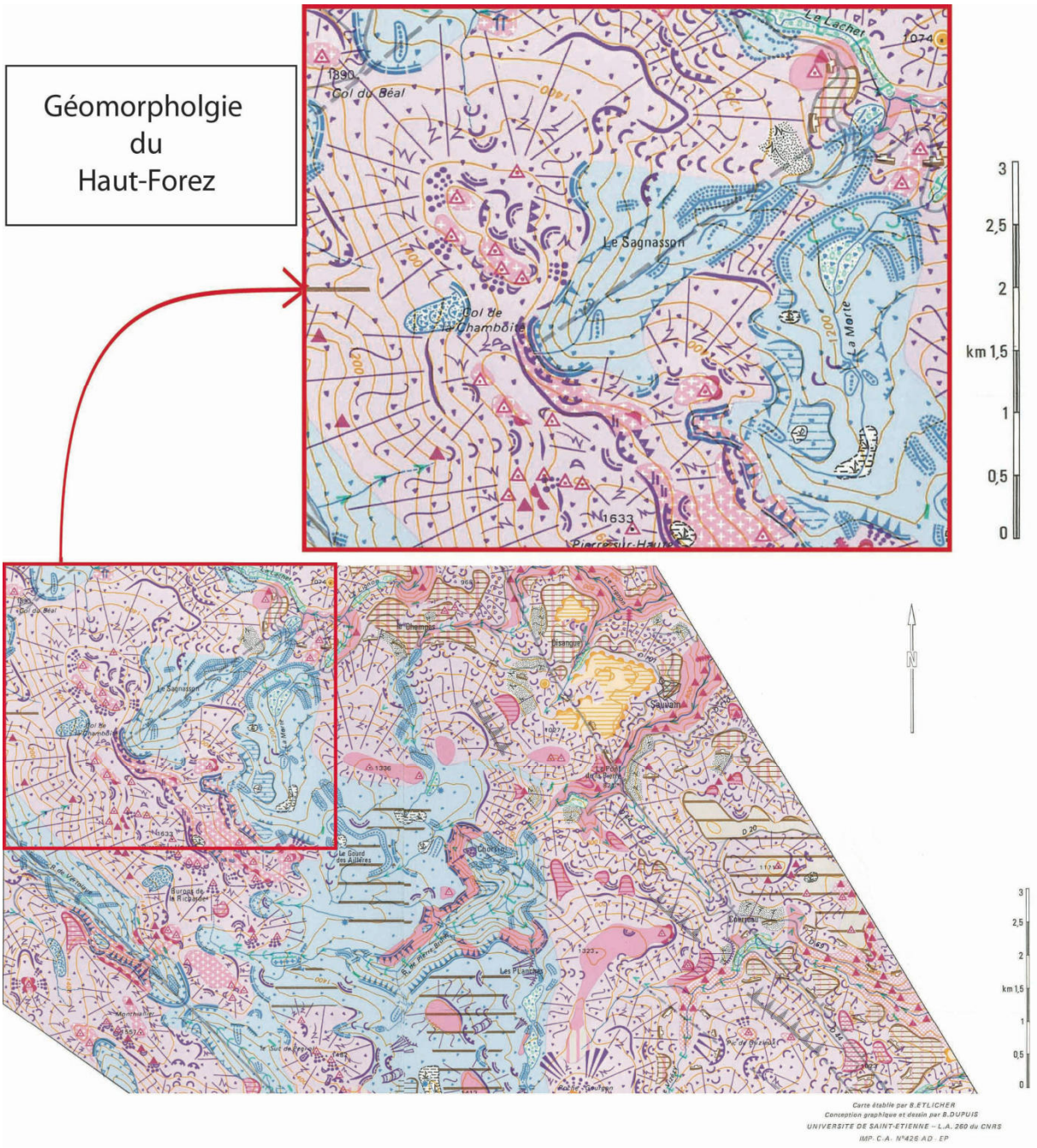


Figure 7 : Détail des formations quaternaires du Haut Lignon, en particulier glaciaires, d'après BRGM feuille d'Ambert de Hottin et al., 1996, modifiée. *Le lieu-dit du Lachet est à proximité d'un affleurement de moraines anciennes. La station de ski de Chalmazel est encadrée en amont et en aval par deux bourrelets morainiques correspondants aux deux maxima glaciaires weichséliens ou « moraines récentes ». En amont de la ferme Le Sagnasson se trouve une succession de matériel morainique de retrait, où la carte du BRGM n'est pas très détaillée à ce sujet. On peut distinguer sur le terrain des moraines frontales à blocs, incisées par le Lignon et une moraine de fond, à l'aspect lité/compacté sur laquelle le Lignon court par endroit.*


Géomorpholgie
du
Haut-Forez
1890
Col du Béal
Le Sagnasson
Col de
la Chamboite
1633
La Lachet
1074
La Marie
3
2,5
2
km 1,5
1
0,5
0
N
Carte établie par B.ETLICHER
Conception graphique et dessin par B.DUPUIS
UNIVERSITE DE SAINT-ETIENNE – L.A. 260 du CNRS
IMP. C.A. N°426 AD . EP

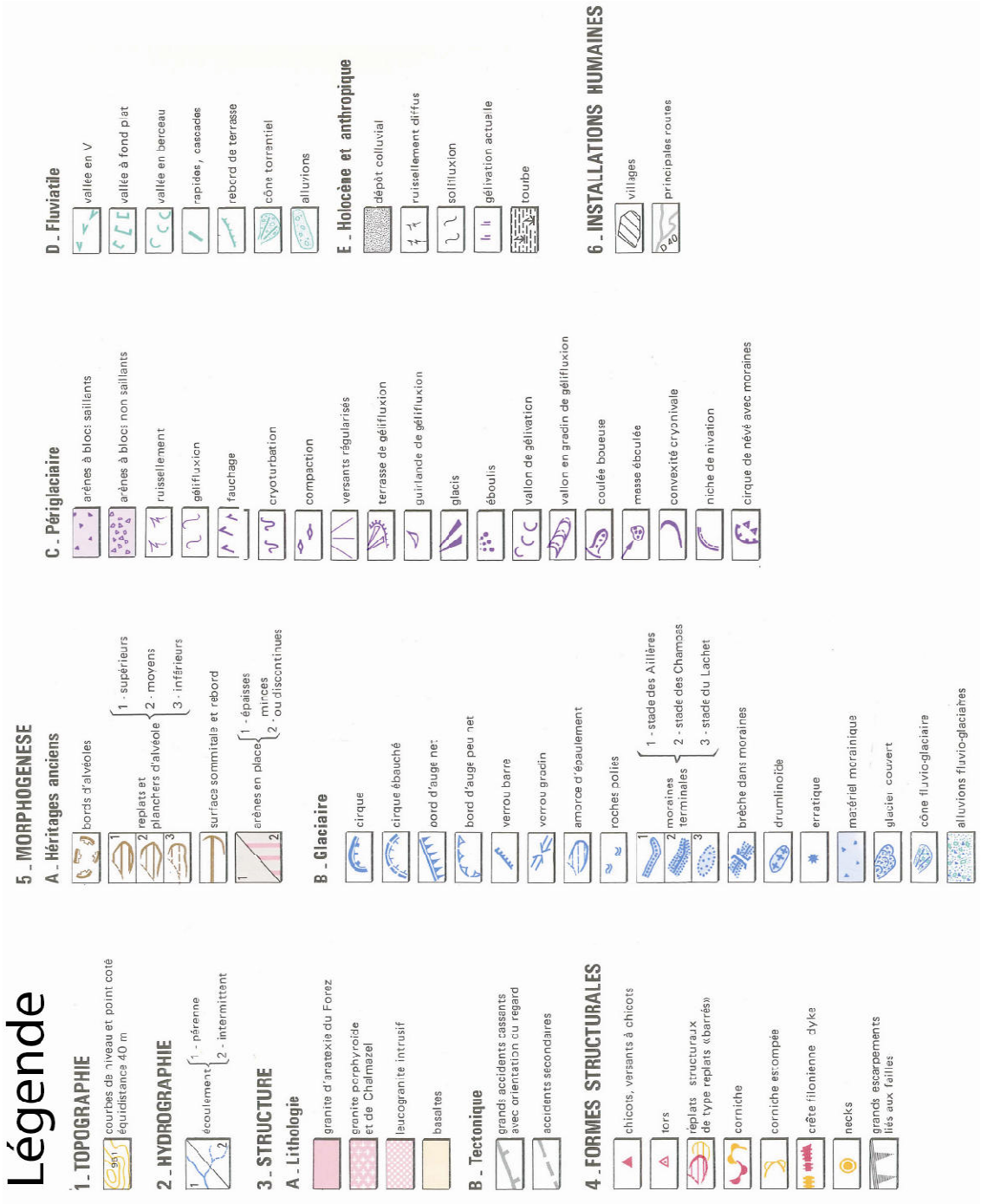


Figure 8: Carte géomorphologie du Haut-Forez et détail du Haut-Lignon avec les moraines du Sagnasson, station de ski et le Lachet. *D'après B. Etlicher [Etlicher, 1986], modifiée. Nous ne nous intéresserons ici qu'au Haut Lignon, c'est-à-dire en amont de la station de ski de Chalmazel, afin d'étudier le rôle de la géologie sur l'hydrogéologie à l'échelle locale et en milieu périglaciaire.*

II.2.2 - Hydrologie et hydrogéologie locale

Dans ce paragraphe seront exposées les particularités hydrogéologiques du bassin versant du Lignon, en particulier les interactions hydrologiques et physico-chimiques du Lignon avec les propriétés de son bassin versant.

II.2.2.1 - L'influence de la géologie et du relief

De par la nature sensiblement différente des ensembles géologiques sur lesquels coule le Lignon, l'eau n'aura pas les mêmes interactions avec le milieu environnant.

Sur la partie cristalline du bassin versant, la ressource en eau liée au Lignon ne semble pas conséquente malgré la fissuration importante du massif [Bergerat, 1983].

Cette fissuration permet une infiltration profonde d'eau sur le haut du bassin versant, qui sera restituée en aval sur la partie cristalline elle-même sous forme de résurgences et de sources, voire parfois hydrothermales comme par exemple la source du Chorsin ou Sail-sous-Couzan (Cf. Annexe B2). Ces restitutions peuvent également avoir lieu dans la vallée sédimentaire par l'intermédiaire de failles ou de necks volcaniques servant de chemins préférentiels à l'eau et qui interviennent dans l'alimentation des multiples petites nappes phréatiques empilées de la plaine du Forez [Ré-Bahuaud, 2012]. Cependant, en termes de volumes, ces échanges seraient minimes par rapport aux écoulements superficiels du réseau hydrographique.

La partie sédimentaire du bassin bénéficie par contre de plusieurs apports d'eau d'origines différentes pouvant se cumuler sans pour autant augmenter le volume de la ressource. Premièrement, la plaine à faible altitude est exposée comme le reste du bassin versant aux eaux météoriques, même si ces précipitations sont d'intensités différentes. Elle ne bénéficie cependant pas, à l'inverse des parties hautes du bassin versant, des apports et du stockage d'eau liés à la neige et aux effets du relief sur les précipitations liquides. Deuxièmement, la plaine reçoit également les apports souterrains profonds issus de l'infiltration sur les parties fissurées du massif cristallin, ce qui lui fait donc, en quelques sortes, bénéficier indirectement des précipitations tombées sur les reliefs cristallins, d'origine nivale ou non. Ceci rend très complexe la quantification des débits imputables à chaque origine hydrogéologique et/ou hydrologique et les temps de transfert mis en jeu.

Sur la partie haute du bassin, les dépôts quaternaires pourraient avoir un rôle tampon sur l'infiltration et le ruissellement superficiel du massif cristallin, au sens hydrogéologique (profond) du terme. Ceux-ci constituent en effet une masse de sédiments potentiellement aquifères selon leur puissance, leur structure et leur granoclassement. Ainsi, certaines colluvions ou éboulis forment des cônes de sédiments surmontant des moraines de fond compactées, et présentent une configuration favorable à la présence de petites sources. Toutefois, la précision de la carte du BRGM (Figure 9) ne fait pas la distinction entre les colluvions et les alluvions. On peut alors retourner la question en adoptant l'hypothèse que ce sont les sources qui donnent les alluvions et non pas les colluvions des résurgences. On notera cependant une probable dépendance entre la géologie quaternaire et ces sources, vérifiée en partie par les sources du Lignon et le site d'application retenu (Figure 9).

Mise en évidence de l'hydrogéologie superficielle avec les formations quaternaires

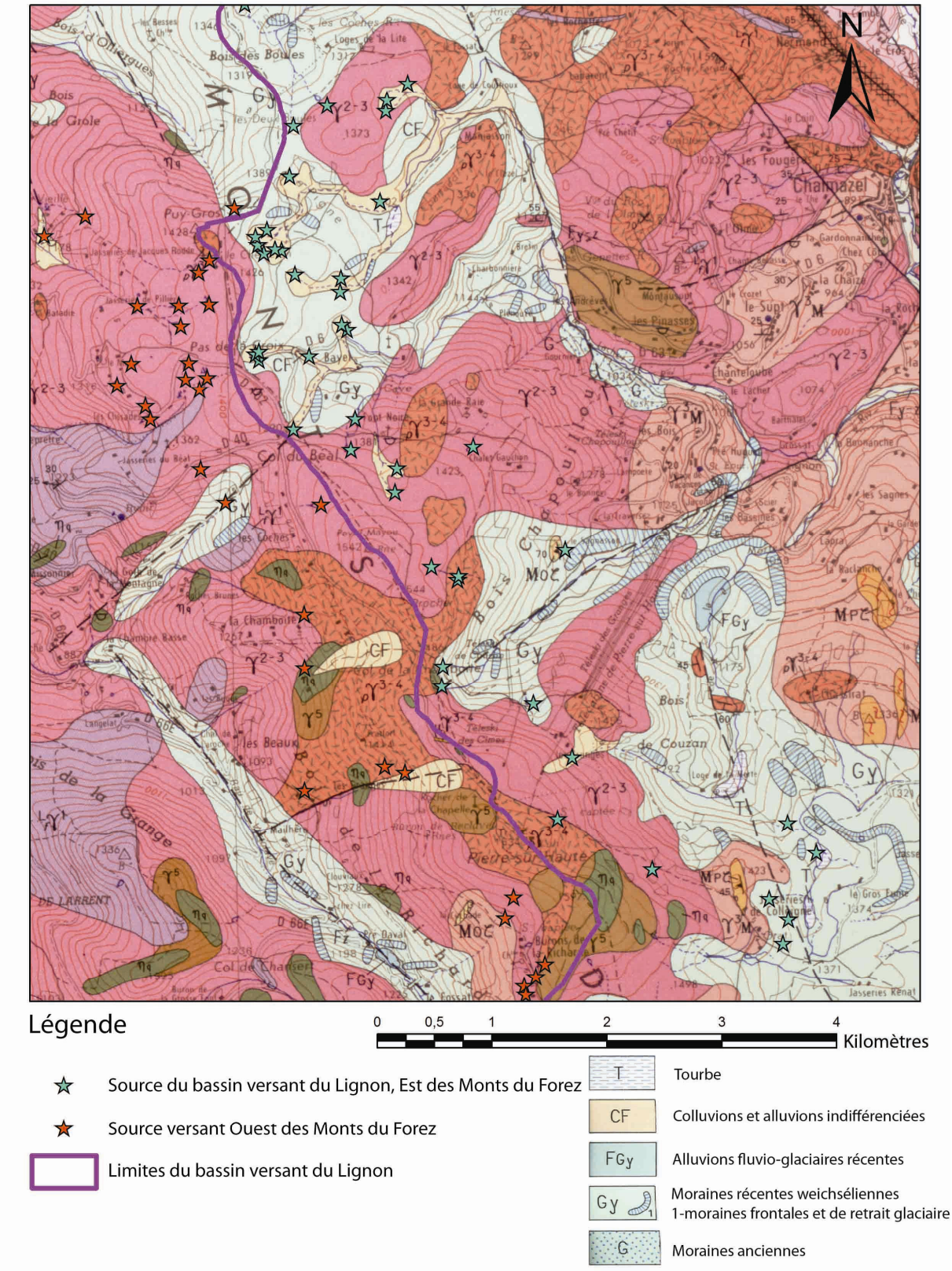


Figure 9: Mise en évidence d'une éventuelle relation entre les formations quaternaires et la présence de sources, d'après BRGM modifiée. *Le fond géologique n'est donné ici qu'à titre indicatif et la légende concernant les dépôts quaternaires pour rappel. Pour plus de détails concernant le code de couleur de la légende géologique,*

on se réfèrera à la légende donnée en annexe B1. Il semblerait que des formations alluvionnaires et/ou colluvionnaires puissent aboutir à la présence de petites sources. Ceci est particulièrement remarquable au Nord-Est de la carte. Au Sud-Est, la relation est moins évidente. A l'Ouest, le détail moins élevé de la carte en ce qui concerne les formations quaternaires superficielles, ne permet pas d'observer le même phénomène, où la présence de sources semblerait d'avantage reliée à la configuration topographique (vallons par exemple). Il faut toutefois faire la remarque que les sources dépendent d'une configuration géologique ou pédologique favorable à l'échelle très locale, échelle qui n'est pas forcément celle de la carte utilisée. On peut aussi se poser la question de la présence de ces sources et leur relation avec la répartition des congères : il ne semble pas avoir de relation significative entre les accumulations neigeuses liées au vent dominant et les sources, que ce soit du coté Ouest (exposé au vent dominant) ou du coté Est (abrité du vent, donc sujet aux accumulations de neige).

Les moraines frontales forment des dépôts d'une hauteur de l'ordre de la dizaine de mètres, à blocs de taille et disposition aléatoire et sont fréquemment situées en partie sur des moraines de fond. Cette configuration est favorable à la rétention d'eau superficielle, donnant souvent de petites tourbières en amont de la moraine frontale servant alors plus ou moins de barrage. Ces tourbières peuvent être parcourues ou contournées par les ruisseaux, formant alors une nappe alluviale localisée, probablement perchée en raison de la moraine de fond qui semble plus imperméable. On observe par exemple cette configuration en bas du téléski de Couzan de la station de Chalmazel.

On peut alors se demander si ces dépôts de moraines de fond constituent un matériel imperméable en général, ou au contraire forment un aquifère sur le socle fissuré grâce à leur épaisseur (peu connue). Ces dépôts peuvent d'ailleurs se rajouter à une arène plus ou moins épaisse. Les observations effectuées sur le terrain au dessus de la tourbière évoquée précédemment, donnent l'exemple d'un affleurement où le Lignon coule sur la moraine de fond, qui forme le fond du lit de la rivière (Cf. Annexe B3). Cet exemple illustre le cas où la moraine de fond serait plus ou moins imperméable aux eaux superficielles (perméabilité faible inférieure à 10^{-6}m/s d'après A. Parriaux et G. Nicoud [Parriaud et Nicoud, 1993] pour les Alpes du Nord occidentales, mais très hétérogène). Cette situation de voile d'étanchement des aquifères sous-jacents est d'ailleurs observée par ces auteurs dans les Alpes. Mais aucune observation ne contredit le fait que cette moraine de fond puisse également contenir de l'eau (avec une porosité de 10 à 15% toujours selon ces mêmes auteurs).

Les moraines frontales, en dehors de leur effet de barrage topographique, ne sont pas de nature imperméable (aucun granoclassement, se composant souvent d'un sable grossier à blocs de taille très variable allant jusqu'au mètre) ni aquifère. On observe une adaptation du lit du Haut Lignon qui incise ou contourne le bourrelet qu'elles forment.

On voit donc que le complexe morainique (de fond et frontales) peut avoir une influence sur l'écoulement de l'eau superficielle (création de tourbières, éventuelle imperméabilisation du sol) sans pour autant constituer une ressource significative. Est-ce que les moraines de fond accélèrent le ruissellement (sens hydrogéologique) ? Est-ce que les moraines frontales le ralentissent ? Sans doute,

puisqu'une tourbière est finalement une ressource en eau. Est-ce que la combinaison permet une infiltration lente dans les moraines de fond, puis l'arène ?

L'arène des Monts du Forez peut également présenter des épaisseurs importantes, en particulier sur des zones formant des plateaux plutôt que sur de fortes pentes, mais dépendantes de la nature du socle. Le BRGM (feuille d'Ambert) et B. Etlicher [Etlicher, 1986] font mention d'une arénisation particulièrement développée sur de grandes épaisseurs en ce qui concerne la surface sommitale du massif constituée par les granites de Chalmazel (ou granite du Forez ou encore granite à deux micas Péri-Forez), qui forme une « pédiplaine à évolution très poussée ». Le granite-granodiorite porphyroïde Péri-Forez serait le plus résistant à cette arénisation en raison d'une concentration plus riche en biotite, et donc de fer, par rapport aux autres granitoïdes. En effet, l'altération du fer en début d'arénisation pourrait ralentir le processus d'arénisation ([Etlicher, 1986] ; et BRGM feuille d'Ambert).

Cette arène donne sur le terrain des épaisseurs de sédiments à éléments plurimilimétriques, avec toutefois un aspect argileux et la présence de blocs centimétriques voire pluridécimétriques (arène à blocs).

On voit donc que même si les dépôts quaternaires ont une disposition favorable à la présence d'une ressource en eau sur le haut des Monts du Forez, leur faible puissance ne permet pas d'avoir une réserve suffisante à l'échelle du bassin. Il faut alors imaginer un bassin où l'eau ruissellerait principalement sur la partie cristalline, avec un temps de concentration rapide, pouvant être parfois freinée ou stockée (mais à l'échelle locale, ou par le permafrost autrefois) jusqu'à atteindre la partie sédimentaire du bassin, où le temps de concentration serait plus long.

A l'échelle de la tête de bassin versant et des sources, la configuration des dépôts quaternaires et des sols est par contre à prendre en compte.

II.2.2.2 - L'hydrologie de montagne et l'influence du relief

L'hydrologie en zone montagneuse présente des spécificités propres aux reliefs et leurs altitudes. Outre le fait que les chaines de montagnes influencent les circulations atmosphériques, donc les précipitations et les températures, mais aussi les pentes et la nature des terrains impliqués, la restitution des précipitations dans le bassin versant dépend alors d'une multitude de paramètres très variables à l'échelle locale.

Cette très forte variabilité impose naturellement un choix d'échelle de travail, qui ne peut pas être à la fois régionale et locale. Sans études statistiques ou sans instrumentations colossales, il est

problématique d'extrapoler, ou même plus simplement d'interpoler, des données d'une zone entière pour en déduire un résultat valable. Les effets locaux sur les paramètres mesurés rendent ce travail d'extrapolation régionale difficile dans le meilleur des cas, voire complètement incohérent. On cherche donc absolument à garder une certaine homogénéité des données afin de pouvoir les exploiter et les comparer entre elles.

L'hydrogéologie du bassin versant du Lignon amène déjà une distinction entre la partie cristalline et sédimentaire du bassin versant du Lignon. Au sein même de la partie cristalline, on s'aperçoit qu'elle ne présente pas le même comportement hydrogéologique selon que l'on se trouve sur les dépôts quaternaires ou sur le socle, tous deux hétérogènes à une échelle devenant de plus en plus locale.

L'hydrologie du bassin amène aux mêmes remarques. Les précipitations et les températures ne sont évidemment pas les mêmes entre les têtes de bassin versant du Lignon et l'exutoire, ce qui se traduit en partie par la répartition des précipitations neigeuses sur le bassin et la variabilité des débits spécifiques (Tableau 1).

Tableau 1: *Exemple de la variabilité des débits spécifiques du bassin versant du Lignon selon le bassin versant considéré.*

Les données en rouge représentent des données incertaines ou incomplètes mais donnent un ordre de grandeur, d'après des sources de la BanqueHydro (BH) et des mesures réalisées dans le cadre de ce travail de thèse (EMSE). On observe des débits spécifiques bien plus élevés selon l'altitude de l'exutoire du bassin versant considéré. Ceci met en évidence le rôle des reliefs sur la répartition des précipitations liquides ou solides, dégageant potentiellement le rôle de la neige dans les débits proches des têtes de bassin. La géologie, la pédologie, la pente, la végétation et l'occupation du sol influencent aussi directement les valeurs de ces débits. L'année 2011 apparait comme une année particulièrement sèche, en raison de faibles chutes de neige durant l'hiver et d'un printemps très peu pluvieux, malgré un automne humide. Le bassin versant de Chalmazel (ou Q4) Chevelières est localisé ci-dessous par rapport au bassin entier du Lignon, dans la carte de la Figure 10.

Bassins versants considérés			Débits spécifiques moyens annuels (l/s/km²)			
Exutoire	Source	Surface BV (Km²)	2009	2010	2011	2012
Sources Lignon (1450m)	EMSE	0,04	Pas de mesures	Pas de mesures	50	75
Station ski Chalmazel (1240m)	EMSE	2,1	Pas de mesures	Pas de mesures	25	60
Chalmazel Chevelières (818m)	BH	60,5	20,9	28,1	16,2	32
Boën (470m)	BH	371	9,9	14,9	7,6	15,2
Poncins (350m)	BH	664	8,5	11,8	6,1	11,1

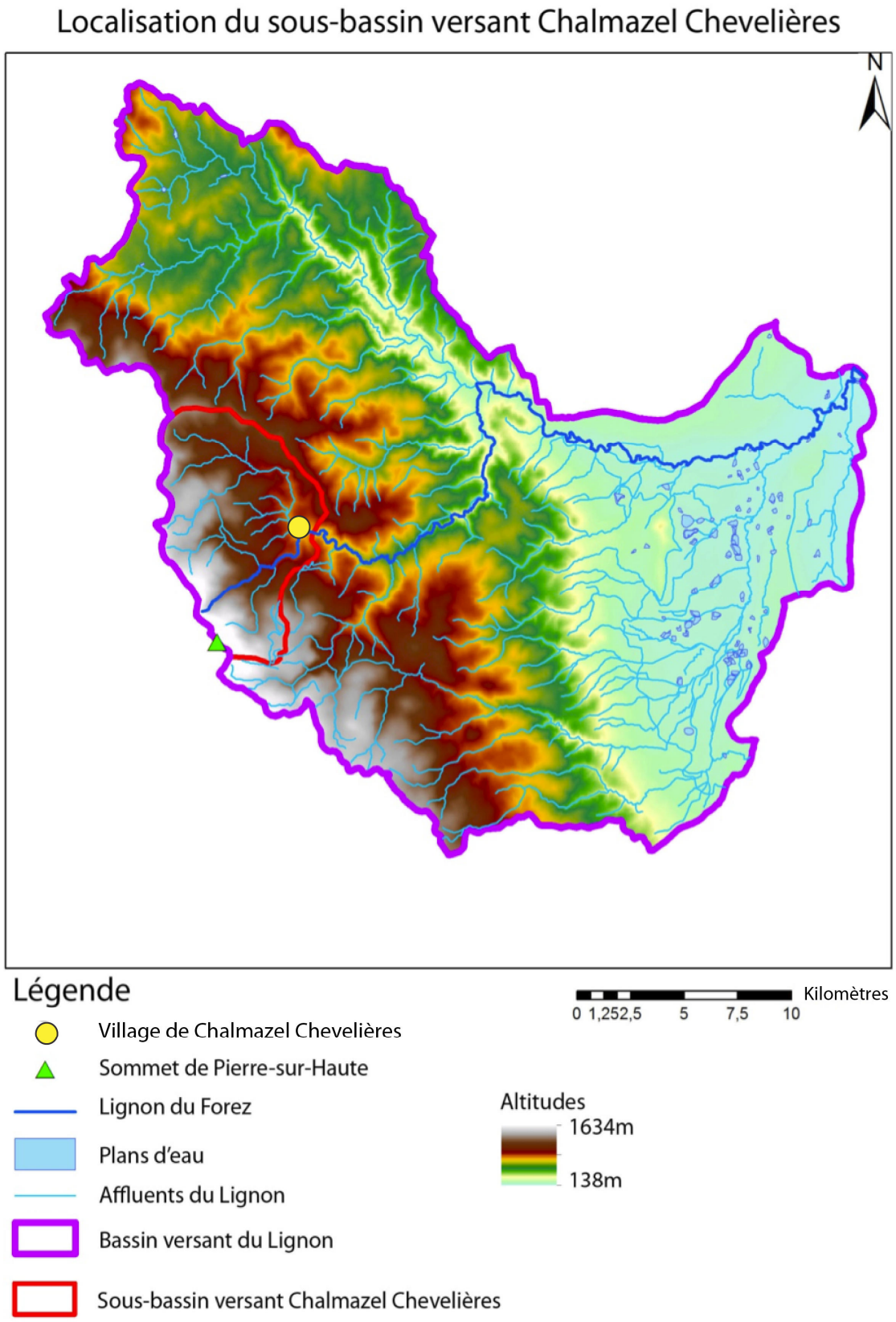


Figure 10 : Localisation du sous-bassin versant de Chalmazel Chevelières par rapport au bassin versant du Lignon. *Ce sous-bassin sera fréquemment utilisé sous le nom de Q4.*

L'étude de la neige dans les débits impose bien sûr de travailler là où le signal sera le plus net, c'est-à-dire près des reliefs, différents du comportement général du bassin.

Si l'on se concentre sur les reliefs à l'échelle locale, on voit que ce sont d'autres hétérogénéités qui vont perturber la collecte de données représentatives du bassin considéré. Dans notre cas, on ne peut pas faire l'approximation que les précipitations solides ou liquides, ou le vent, sont équivalents en tout point des têtes de bassin versant. Un rapide tour d'horizon sur le terrain permet de se rendre compte des hétérogénéités qui vont interférer dans la mise en place d'une instrumentation. Dès lors que l'on choisit de mesurer un paramètre, c'est encore une multitude de variations locales qui viennent se rajouter à notre mesure. Il est donc nécessaire de faire certaines approximations tout en essayant de garder le caractère représentatif de la mesure. C'est ce qui constitue la complexité de l'hydrologie de montagne.

C'est notamment pour cette raison que le choix de subdiviser le bassin versant du Lignon en sous-bassins de caractéristiques proches a dû être fait. La présence de barrages ou de retenues d'eau induit par exemple des effets tampons incompatibles avec les effets de crues liées à fonte de la neige. Il devient ainsi presque impossible de calculer un temps de retard ou un temps de concentration pour le bassin versant entier. Les affluents ne répondant pas de la même façon selon leur altitude et selon les précipitations qu'ils reçoivent, l'échelle locale est encore à privilégier. Il en est de même pour évaluer un coefficient de ruissellement global représentatif du bassin, trop variable entre la partie cristalline et sédimentaire du bassin, présentant des occupations du sol et des végétations très différentes, et des pentes ou des terrains trop hétérogènes.

L'instrumentation potentiellement envisageable a ensuite guidé ce choix vers un site d'application, dont le bassin versant est représentatif pour l'étude du rôle des accumulations neigeuses sur les débits. L'échelle de travail la plus souvent utilisée sera le bassin versant de Chalmazel Chevelières (ou Q4, Cf. Figure 10), dont le choix sera discuté dans la troisième partie, et constituera l'étendue maximale utilisée pour étudier l'influence de la neige dans les débits.

Selon l'échelle de travail choisie, on remarque l'interférence de nombreux paramètres variables localement. A l'échelle locale et sur les têtes de bassin, le bassin versant présente une forte variabilité des paramètres influençant la part d'eau nivale dans les débits de la rivière. Si les paramètres qui jouent sur la répartition et la quantité de neige sont variables dans le temps et l'espace, on peut voir également que des paramètres intrinsèques au bassin ont aussi un fort impact dans la restitution des débits nivaux. A l'échelle locale, il faut donc se pencher sur les couches géologiques les plus superficielles, dont le sol fait partie. Il est en étroite relation entre la géologie d'une part, et la végétation d'autre part, et forme l'interface entre le sol (sens général) et l'atmosphère.

II.2.3 - Pédologie, végétation

Dans ce chapitre seront présentées les différentes relations entre les couches de sols superficielles et l'hydrologie des têtes du bassin versant. Les sols et la végétation étant les couches les plus superficielles du terrain avant l'atmosphère, elles interagissent avec les paramètres météorologiques qui affectent le bassin versant. L'interaction n'est pas non plus la même en fonction des saisons et des températures rencontrées. La pédologie et la végétation sont interconnectées et constituent l'interface entre la géologie et la surface. Le sol dépend ainsi de la végétation alors que celle-ci est aussi dépendante de la géologie superficielle.

Par sa nature géologique et géomorphologique, le bassin versant du Lignon va naturellement présenter des sols différents selon que l'on se trouve dans la partie sédimentaire du bassin, dans la partie cristalline, ou sur les dépôts quaternaires issus des précédentes glaciations. L'activité humaine remodèle également une partie des sols et la végétation afin de l'adapter à ses besoins qui ont changé au cours du temps.

La géomorphologie détermine en grande partie l'évolution des couches géologiques superficielles pour former un sol. Ainsi, les couches géologiques granitiques des crêtes du Forez subissent une altération, plutôt chimique et liée à la pluie, ainsi qu'une altération qui, elle, est d'origine plus mécanique (gélifraction, érosion glaciaire). Dès qu'un relief se forme, il présente une aspérité dans le paysage que différents phénomènes physiques et chimiques vont s'efforcer d'aplanir au cours du temps.

Si on se cantonne au quaternaire et à l'échelle locale, les Monts du Forez vont être littéralement usés par les différents cycles de glaciations/déglaciations.

En période interglaciaire, les roches granitiques dont la chaine est constituée, sont exposées aux pluies et au gel qui vont casser et creuser la structure du granite, s'infiltrant dans des zones de faiblesses comme des diaclases ou des fissurations microscopiques entre les minéraux. Les micas et les feldspaths vont s'altérer, délitant ainsi les différents constituants du granite dans une arène, composée des résidus de ces minéraux. De par les vitesses d'altérations différentes, les quartz, les feldspaths vont former la texture sableuse de l'arène, où quelques cristaux de micas seront encore bien visibles. Les différents éléments composant les minéraux seront lessivés au cours du temps, donnant une signature géochimique propre à l'eau des rivières en fonction des terrains traversés. Il reste alors la séquence complète de l'altération du granite : une arène avec une couche plus ou moins sableuse en surface, dont la proportion en blocs augmente avec la profondeur, pour aboutir à la présence de gros blocs de granite et enfin au substratum de granite sain.

En période glaciaire, une grande partie du substratum rocheux se trouve recouvert de glaciers de type calotte sur la partie sommitale des Monts du Forez, dont des langues glaciaires s'écoulent dans les vallées jusqu'à des altitudes proches de 1000m (Cf. Partie géologie). Certains sommets rocheux dépassent de la glace, ou nunataks, et restent alors exposés à l'altération et l'érosion météorologique. Les alternances de températures diurnes/nocturnes ajoutées à des vents violents, parfois chargés de poussières abrasives vont éroder les pics rocheux. En période glaciaire, la végétation est réduite, protégeant ainsi moins le sol du vent, et la présence de moraines provoque le transport de particules fines pouvant aboutir à la formation de lœss.

A ces époques glaciaires, la glace recouvre donc approximativement les altitudes comprises entre la proximité des sommets et l'actuelle station de ski de Chalmazel. La présence de la calotte glaciaire, dont la dynamique est faible sur les parties hautes, n'est pas forcément l'endroit où l'érosion glaciaire est la plus forte, en dépit de l'écrasement énorme que constitue l'épaisseur de glace. C'est au niveau des langues glaciaires qui, elles, fluent vers l'aval, que l'érosion va être la plus importante. La dynamique des langues glaciaires va être responsable des surcreusements des anciens cirques glaciaires et les dépôts glaciaires que l'on observe aujourd'hui. Les arènes vont donc être partiellement érodées et transportées par les flux de glace et d'eau. Il faut d'autre part imaginer en dessous des fronts glaciaires, des torrents dont la charge sédimentaire devait être bien plus importante qu'aujourd'hui en raison de l'abondance de sédiments issus de l'érosion glaciaire, probablement non stabilisés par la végétation. De plus, la fonte glaciaire et nivale au printemps devait être bien plus impressionnante en période printanière/estivale qu'elle ne l'est aujourd'hui, donnant un caractère bien plus torrentueux au Lignon.

A la suite de ces périodes glaciaires, la végétation regagne progressivement du terrain sur ces dépôts exclusivement minéraux. Selon la pente, l'exposition, la présence d'eau, de nutriments et d'autres paramètres climatiques, différentes espèces végétales pionnières vont se développer afin de récupérer la surface abandonnée par les glaciers. Un écosystème complet va finir par se développer sur ce substrat minéral qui, par dégradation de la matière organique liée à la végétation et l'altération des minéraux sous-jacents pendant des centaines voire milliers d'années, va aboutir à une épaisseur de sol telle que nous pouvons l'observer aujourd'hui.

La végétation se transforme et s'adapte aux changements qui lui sont imposés, en particulier d'origine anthropique. Sur les Monts du Forez, on peut observer aujourd'hui de larges forêts de conifères sur les versants et les vallons, et des landes à proximité des crêtes où poussent quelques arbustes. Ces arbustes tendent à coloniser progressivement un espace ouvert résiduel. Il y a un peu plus d'un siècle,

les Monts du Forez étaient pourtant un paysage entièrement ouvert, utilisé essentiellement par le pastoralisme. Aujourd'hui, il suffit d'observer la carte issue de la couverture Corine Land Cover (Cf. Figure 11 et Annexe B4) pour s'apercevoir que la végétation est directement influencée par l'utilisation actuelle des Monts du Forez (station de ski). L'ouverture de pistes de ski induit une modification de la végétation, qui va elle même influencer la nature et la présence de sol (nivellement, ruissellement et drains) (Cf. Figure 12).

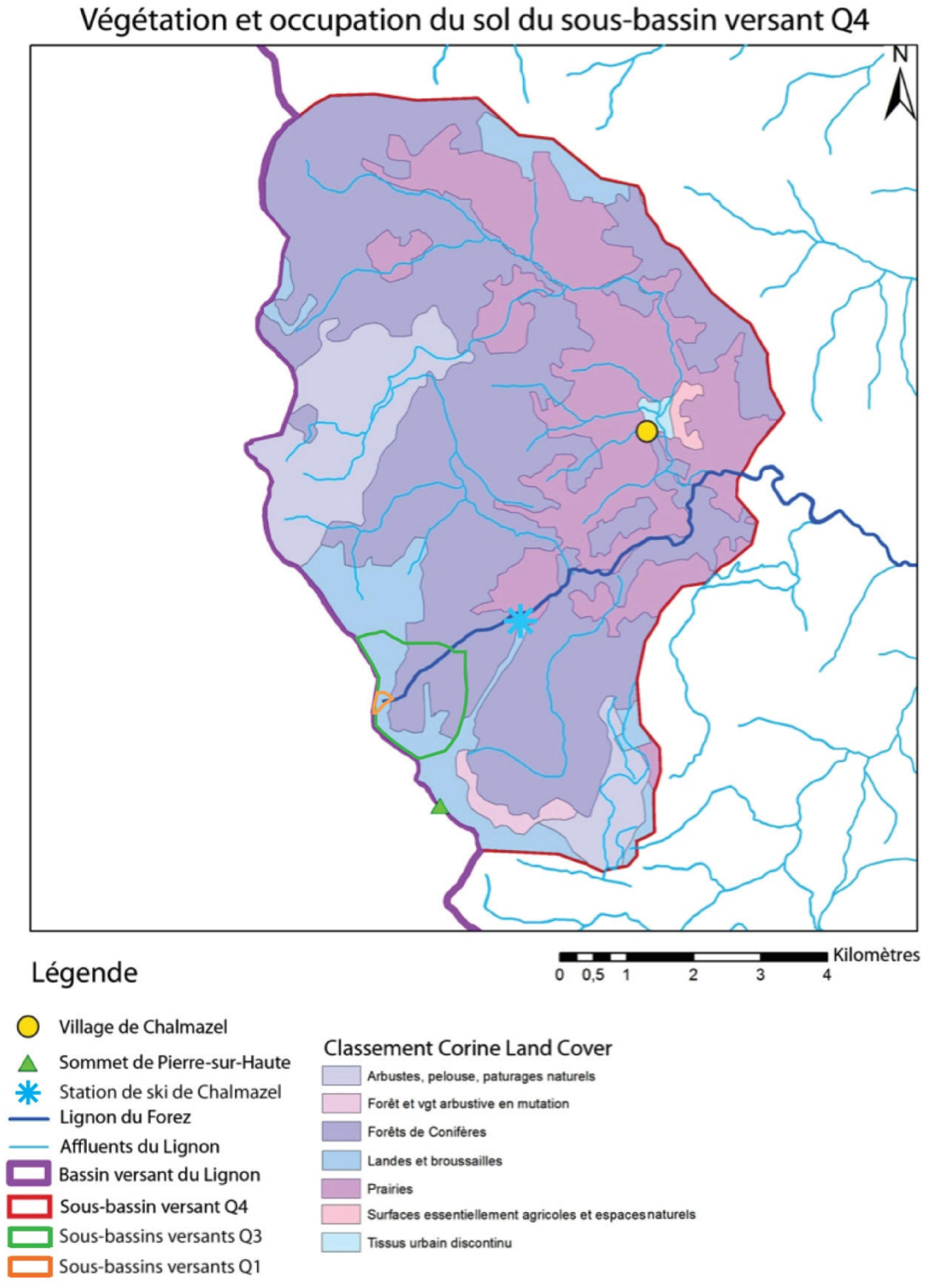


Figure 11 : Carte de la végétation du sous-bassin versant de Chalmazel Chevelières, ou Q4, d'après les données et le classement Corine Land Cover (partiel). *A proximité de Pierre-sur-Haute et la source du Lignon, on voit que la végétation a subi des modifications anthropiques très récentes comme l'ouverture de la remontée et pistes de ski montant du bas de la station de Chalmazel menant jusqu'au sommet de Pierre-sur-Haute. Cette ouverture de lande à travers des forêts de conifères est visible dans le paysage ou sur des photos aériennes au Nord-Est de Pierre-sur-Haute.*

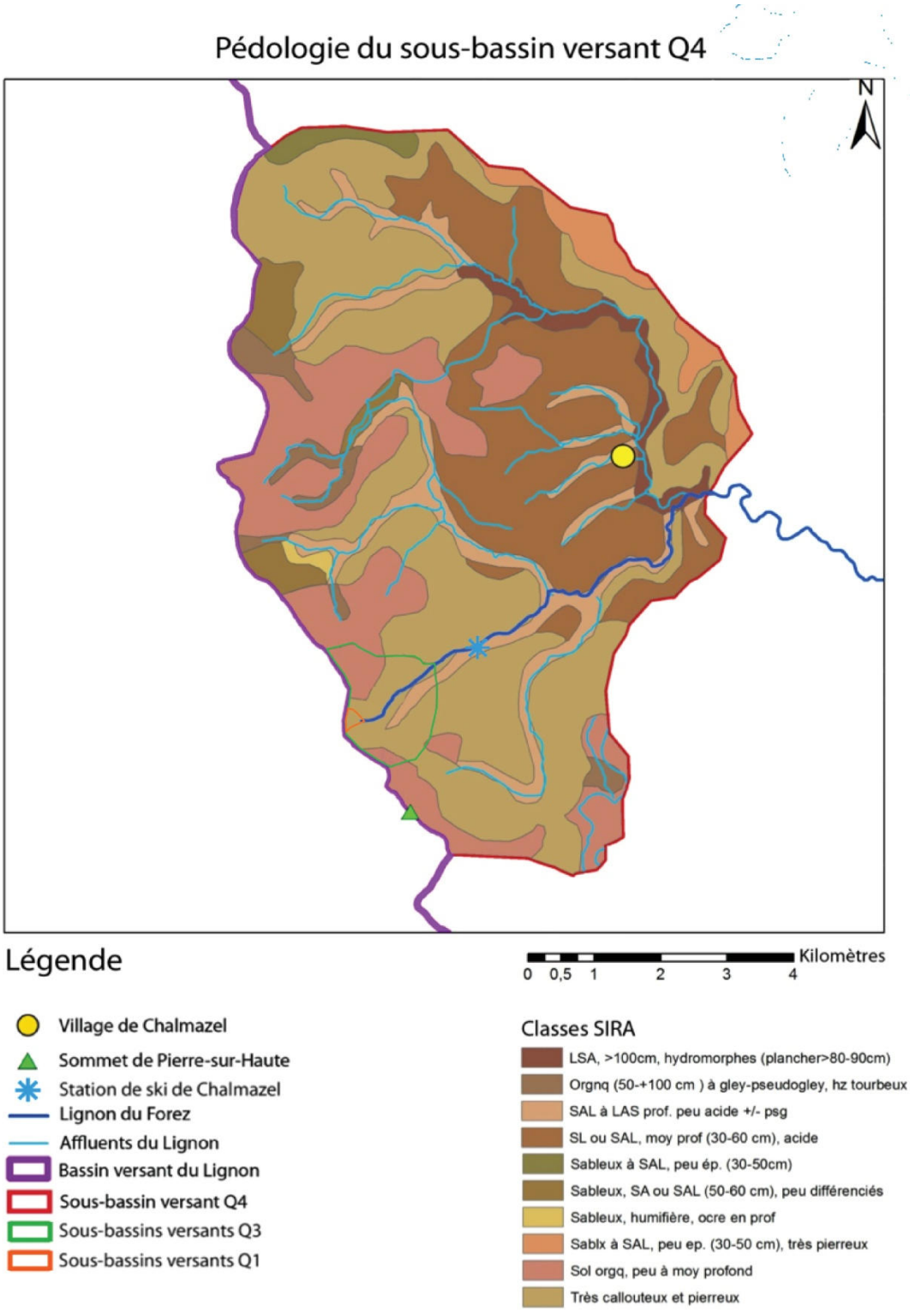


Figure 12: Carte des principales structures et granulométries de sols, extraite de la base de données en ligne Sol Info Rhône Alpes (SIRA) de 2010. *En dépit de la faible résolution spatiale de ces données, le lien entre la nature du sol et la végétation apparaît significativement. Les sols semblent également être affectés par la présence du réseau hydrographique, qui a tendance à lessiver les sols (moraines). Cette carte donne un aperçu rapide de la pédologie du sous-bassin versant Q4, qui sera plus précisément décrite lors des interactions entre les différentes couches de sol et l'eau, dans la partie instrumentation ainsi que dans celle des résultats et interprétations.*

On observe alors des zones où le ruissellement est très visible en raison de l'absence de soutien du sol par les racines, cumulées à de fortes pentes (Cf. Annexe B5) et situées en dessous de congères qui libèrent une grande quantité d'eau en peu de temps. Le sol est alors lessivé, laissant apparaître le substratum rocheux, au sens pédologique du terme (et non géologique). On note donc l'influence que peuvent avoir la végétation et la pédologie sur le comportement hydrologique du bassin versant (Cf. Annexe B6).

D'autre part, ce comportement hydrologique peut changer selon l'état du sol. En effet, les premiers décimètres de sol pouvant geler dans les zones les plus exposées au froid, la perméabilité et le coefficient du ruissellement sont susceptibles de varier très significativement. Selon la teneur en eau du sol au moment du gel, un sol perméable en temps normal peut présenter une perméabilité très faible voire quasi nulle en étant gelé. Ainsi, un sol organique (Horizon A d'un sol de type ranker au col de la Chamboite) humide et gelé par la suite présentera des perméabilités de l'ordre de 1.10^{-5} m/s (mesures de terrain), alors qu'un sol totalement saturé sera quasiment imperméable. A l'inverse, un sol poreux très sec ou ayant une capacité au champ très faible ne verra pas sa perméabilité évoluer avec le gel.

Dans le bassin versant du Lignon, deux types de gel du sol ont pu être observés. Selon la teneur en glace du sol, qui dépend directement de la teneur en eau du sol, on peut observer un gel des rivières et de leur nappe alluviale, ce qui rend le sol complètement étanche, ou un gel du sol partiel constitué de paillettes et de lentilles de glace, qui lui n'est pas complètement étanche.

Le premier type de gel, c'est-à-dire quand le sol gèle à proximité d'un ruisseau, est intéressant à observer sur le terrain puisqu'il semble figer dans la glace le haut du bassin versant. Il se produit à la suite d'un refroidissement en période de fonte ou après une pluie, avec des températures proches de -10°C capables de geler les ruisseaux. On voit donc les ruisseaux geler alors qu'ils présentaient des débits importants. Ces débits forts gorgeaient le sol d'eau autour du ruisseau et c'est l'eau de l'ensemble sol/ruisseau qui va geler. Dans cette situation, c'est presque l'ensemble du bassin versant situé au dessus d'une certaine altitude qui semble immobilisé jusqu'au prochain réchauffement.

Le deuxième type de gel est celui qui est lié directement à la fonte de la neige à proximité. Une congère résiduelle de la fonte du manteau neigeux va fondre pendant plusieurs jours, voire plusieurs semaines ou mois. Les zones dégagées de neige ont déjà été drainées et contiennent moins d'eau que le sol à proximité d'une congère qui fond. L'arrivée d'un refroidissement (par exemple l'hiver 2010-2011, où deux enneigements successifs sont observables dans l'hiver) va geler le sol autour de chaque congère. La congère se trouve alors entourée d'une auréole de gel. Si la congère est peu épaisse, le sol peut même geler sous la congère. Une congère peu épaisse fondant plus rapidement, la surface qu'elle couvre évolue plus rapidement. C'est pour cette raison que pendant l'hiver 2010-2011, le col de la Chamboite présente plusieurs tâches de neige et de gel, rendant l'effet du sol très complexe dans l'étude de l'infiltration de l'eau nivale.

La végétation a également un rôle notable en interférant entre le sol et l'atmosphère. L'exemple le plus notable est l'isolation qu'elle produit au niveau de la surface du sol selon le type de végétation. Ainsi, [Etlicher, 1993 ; Bessenay et Etlicher, 1996] observent des différences de températures dépassant un degré entre un thermomètre placé sur un rocher et un thermomètre placé au sol, au Col de la Chamboite. Selon que le sol soit occupé par de l'herbe ou des bruyères callunes, l'épaisseur isolante n'est pas la même. S'il vient à neiger sur la callune, la neige ne touche pas vraiment le sol, jusqu'à ce que le manteau neigeux soit suffisamment épais et lourd pour tasser la végétation. On peut se demander si c'est pour cette raison que le gel du sol n'est pas observé en début de saison. La fonte puis le gel d'une première couche de neige permettent par contre de détremper le sol, qui pourra ensuite geler en surface.

Le même phénomène est aussi observable entre les crêtes et la forêt en contrebas. Un thermomètre placé dans un arbre au niveau du col de la Chamboite pendant l'hiver 2010-2011 présentait des températures bien moins lissées que celles d'un thermomètre sur arbre de la forêt, qui montrait des températures un à deux degrés supérieures à celles du col.

On voit donc l'importance et la variabilité multi-échelles du couvert végétal sur le comportement hydrologique du bassin versant face aux conditions météorologiques. Il agit à la fois sur les précipitations solides et liquides. La végétation agit sur les précipitations solides en retenant la neige en lisière de forêt, comme par exemple à proximité des sources du Lignon, où la forêt vient atténuer la vitesse du vent et la cassure dans le relief responsables de la formation de la congère (niche de nivation). La forêt de hêtres au Sud des sources du Lignon est par exemple noyée progressivement par l'avancée de la congère qui est alors freinée voire bloquée par les arbres. La forêt diminue aussi l'épaisseur de neige sur le sol en capturant les précipitations avec leur feuillage. A l'inverse, les arbustes isolés favorisent la présence de congères liées aux obstacles. Elle agit aussi sur les précipitations liquides et l'eau issue de la fonte nivale en diminuant le ruissellement, mais aussi évite le gel du sol avec son effet d'abri ou isolant (bruyère callune par exemple). L'épaisseur de sol et d'humus favorise de plus son infiltration dans le sol.

II.3 - Précipitations et climat

II.3.1 - Inventaire des connaissances

II.3.1.1 - Travaux précédents

Les Monts du Forez ont fait l'objet de plusieurs études notamment par le Centre d'Etudes Foréziennes de l'Université de Saint-Etienne dans les années 1970-95. Le sujet étant vaste tant par des côtés sociologiques, archéologiques et historiques, mais aussi écologiques, faunistiques et botaniques, nous nous intéresserons naturellement à ce qui a été rapporté en ce qui concerne le climat et la géologie des Monts du Forez. Des travaux concernant l'ensemble du Massif Central seront utilisés dans ce travail de thèse, en particulier pour des données d'ordre climatique et nivologique.

Les études étant disparates et souvent peu applicables sur un terrain d'étude à l'échelle locale, nous avons sélectionné celles qui nous concernent précisément.

Pour mieux cibler les paramètres qui étaient essentiels pour une meilleure compréhension des interactions précipitations neigeuses/débits, un schéma conceptuel a été mis en place (Cf. Figure 13).

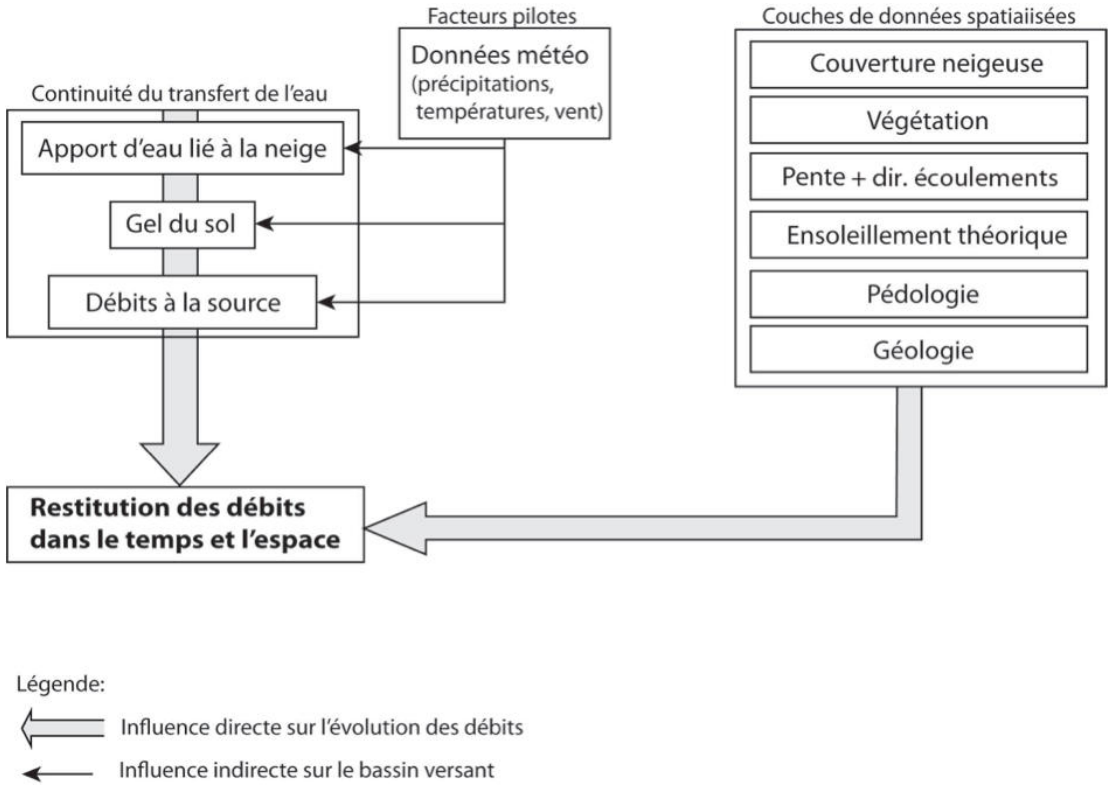


Figure 13 : Schéma conceptuel des interactions nivologie/hydrologie du bassin versant du Lignon. *Les flèches grises représentent l'influence directe de paramètres sur l'évolution et la restitution des débits, c'est-à-dire les propriétés intrinsèques du bassin en hiver. Les flèches noires symbolisent une influence plus indirecte en matérialisant des paramètres extérieurs au bassin comme les conditions climatiques et météorologiques. Ce schéma prend également les données disponibles et mesurables. La couverture neigeuse apparaît de plus comme couche fixe, car mesurée à son maximum, et non comme donnée météorologique.*

Tenant compte de la continuité hydrologique, il s'agit d'étudier les paramètres intervenant depuis la chute du flocon de neige jusqu'à sa restitution dans le bassin versant, en particulier à certaines interfaces critiques. De par l'influence du gel et de la neige, le facteur météorologique est un facteur que nous qualifierons de pilote, puisqu'il détermine les échanges et le comportement de l'environnement comme le gel et l'état des précipitations. C'est donc plusieurs paramètres fortement spatialisés qui vont interagir dans la restitution de l'eau en tête de bassin versant.

De cette façon, l'apport d'eau lié à la neige dépend directement des précipitations, en particulier neigeuses, des températures et du vent principalement. L'infiltration de cette masse d'eau dépend ensuite des propriétés du sol, toujours reliées à l'influence de la météorologie, comme les températures avec le gel possible du sol. Ce gel diminuera alors considérablement les capacités d'infiltration du sol, ce qui fait de la limite neige/sol une interface capitale dans les échanges.

La restitution de l'eau dans la rivière est aussi très influencée par l'occurrence de précipitations liquides, qui dépendent des conditions météorologiques.

Ce transfert de l'eau dans le bassin versant donne lieu à une restitution variable dans le temps et l'espace, puisque des paramètres comme la répartition de couverture neigeuse, la végétation, la pente, l'ensoleillement, la pédologie et enfin la géologie vont induire des facteurs de retard différents selon le secteur étudié. Il est donc nécessaire de prendre en compte ces différents paramètres avec une approche spatialisée.

Le manteau neigeux est l'exemple typique de couche de données spatialement et temporellement hétérogènes.

L'ensoleillement fait varier la fonte de la neige. Les zones masquées de l'ensoleillement direct mettront plus de temps à fondre que des zones bénéficiant d'une forte insolation. Ce paramètre varie également avec la saison.

La végétation est tout aussi variable, puisqu'elle intervient directement sur le ruissellement, le vent et l'apport de neige. Avec la pente, ces paramètres permettent d'estimer quel sera le ruissellement et l'infiltration du bassin versant considéré.

L'eau qui va s'infiltrer dépend aussi de la pédologie qui va déterminer l'infiltration dans les premiers mètres de sol, dépendant ensuite de la géologie locale pour le transfert de l'eau dans le sous-sol du bassin versant.

Ce schéma conceptuel des relations neige/débit est établi à partir des travaux réalisés par plusieurs chercheurs :

- B. Etlicher pour l'ensemble de sa connaissance sur la région, notamment son mémoire de thèse et ses ouvrages. Nous avons utilisé en particulier la géologie et la géomorphologie des Monts du Forez [Etlicher, 1986] pour décrire le contexte géologique des Monts du Forez. La description de l'héritage morphologique glaciaire et la géologie de la chaîne du Forez y sont particulièrement riches, ce qui nous permet non seulement d'évaluer et de décrire la ressource en eau superficielle de la région, mais aussi ce qui a attrait aux précipitations et au climat des Monts du Forez. En effet, la géomorphologie de la chaîne, ancienne surface d'érosion occupée par le glacier, est un site intéressant pour l'étude de la neige. La présence passée de cirques de névés nous intéresse particulièrement puisque c'est dans ces cirques que se forment les congères actuelles. Dans [Etlicher et al., 1993] l'étude d'une congère à proximité de Pierre-sur-Haute a été menée, sous le col de la Chamboite. Cette dernière prend en compte la morphologie et la dynamique de la congère ainsi que les effets de son avancée, l'influence de la présence de neige sur les températures au sol et dans le sol. L'ensemble de ces paramètres a largement inspiré la méthodologie développée dans ce travail de thèse.

- A plus large échelle, la thèse de G. Staron [Staron, 1993] nous fournit des informations détaillées sur la spécificité météorologique du Massif Central par rapport à d'autres massifs montagneux français et permet d'établir en particulier les différences que l'on peut faire avec les Alpes. On regrettera la faible lisibilité des cartes à l'échelle régionale concernant les précipitations, l'enneigement et les températures, malgré l'ampleur du travail réalisé. On utilisera ces travaux qui posent les bases de l'influence hydrologique de la neige, mais ceci à l'échelle du Massif Central entier. On peut cependant y confirmer la bonne représentativité des Monts du Forez comme site d'étude de l'effet de la couverture neigeuse sur les débits, et surtout grâce à la présence très remarquable de congères.

- On se rapprochera des travaux de J.B. Suchel [Suchel, 1984] pour le climat particulier de la chaîne et la plaine du Forez à l'échelle régionale. L'étude se concentre principalement, en raison des données de stations météorologiques trop éparses sur la plaine du Forez, sur des différences climatiques sensibles comme le vent, les précipitations et les températures. Malheureusement, le travail sur les données concernant le vent, effectué à Andrézieux-Bouthéon ne peut qu'être partiellement utilisable en raison de la faible densité des stations anémométriques d'une part, et de leur réelle représentativité pour la répartition des congères sur les Hautes Chaumes du Forez d'autre part.

C'est à ce niveau que le présent travail de thèse vient apporter une échelle de travail très locale, sensiblement différente de ce qui a été fait auparavant pour l'hydrologie de montagne concernant le Massif Central.

II.3.1.2 - Données disponibles

Un inventaire des données actuelles utilisables a été réalisé. Il s'agissait en particulier de recenser les différentes stations météorologiques présentes aux alentours de la zones d'étude, afin d'obtenir des données récentes pouvant être utilisées avec d'autres paramètres (débits, chutes de neige, gel, etc.). Le sujet évoquant un éventuel changement climatique susceptible de modifier les conditions météorologiques dans la région, il était logique de s'intéresser aussi à des données passées, présentes et leur possible évolution.

Le réseau des stations météorologiques Météo-France des Hautes Chaumes a été densifié depuis les travaux de [Suchel, 1984] et [Staron, 1993], alors très lâche. Le Crenam de l'époque avait fait appel à la station de transmission militaire de Pierre-sur-Haute, bénéficiant d'une présence continue du personnel, pour faire des relevés météorologiques. Malheureusement, ce service n'est plus en cours aujourd'hui.

On peut noter l'installation des stations de Saint-Anthème (Prabouré) en 1991, du Col de la Loge en 1997, celle du Col du Béal en 2004 et le renouvellement de la station de Chalmazel par deux nouvelles stations dans les années 1993 et 2001. Même si l'installation de ces stations est bénéfique pour l'étude de paramètres comme les températures ou les précipitations par exemple, la plupart de ces stations ont des paramètres trop limités ou de période courte pour les utiliser dans le cadre d'une recherche de modification climatique. Il faut se reporter à des stations complètes comme celle d'Andrézieux-Bouthéon pour obtenir un panel complet de mesures fiables. Un autre problème de ces stations de montagne est leur représentativité. En effet, souvent située dans des singularités topographiques, on peut toujours remettre en cause la fiabilité des mesures si la station est localisée derrière un relief, dans un couloir particulièrement exposé au vent, etc. Ceci est particulièrement important en ce qui concerne le vent, paramètre déterminant pour la formation des congères.

En ce qui concerne les débits du Lignon, le site de mise en ligne de données de la BanqueHydro a été largement utilisé pour étudier les débits du Lignon. Les débits du Haut Lignon ont été préférés pour mettre en évidence une relation neige-débit, puisqu'en dessous du point de mesure de Chalmazel « Chevelières », l'écoulement du cours d'eau est perturbé par la présence de barrages. On verra par la suite que ce point est déjà trop en aval par rapport aux têtes de bassin versant pour identifier le rôle de la fonte de la neige sans ambiguïté et des mesures de débits plus en amont ont dû être réalisées.

Qu'il s'agisse des conditions météorologiques (vent, température, précipitations), ou des débits des rivières, l'analyse hydrologique à l'échelle locale doit prendre en compte l'hétérogénéité spatiale de ces paramètres.

II.3.2 - Variabilité spatiale et temporelle des paramètres climatiques : précipitations, température, vent

Etant situé dans un contexte de moyenne montagne, on rappelle que le bassin versant du Lignon subit les influences des reliefs environnants. Ces reliefs vont jouer le rôle de barrières naturelles contre des flux provenant d'Atlantique ou parfois de Méditerranée. Les montagnes qui entourent la plaine du Forez, en interceptant la progression des nuages, vont donc recueillir un volume de précipitations plus important que les zones situées à plus basse altitude et à l'abri relatif de ces reliefs.

Les altitudes plus élevées favorisent des précipitations neigeuses de fin novembre à avril généralement pour des altitudes supérieures à 1000m. Les Monts du Forez se retrouvent alors recouverts d'une couche de neige d'épaisseur variable selon les années et très hétérogène spatialement pour une même

altitude. Plusieurs phénomènes rentrent en jeu dans la répartition des épaisseurs de neige (vitesse et direction du vent par rapport aux formes du relief, cristallographie de la neige, végétation, etc.), avec la formation de congères et de zones d'accumulation préférentielles.

L'orographie modifie également la répartition des températures. On peut constater des gradients de températures variables entre les stations météorologiques. Ces variations sont notamment liées à des effets très locaux sur les stations de mesures (situation par rapport au relief, végétation, éclairement variable selon les mois de l'année).

Le vent a également un rôle prédominant dans la répartition des précipitations, en particulier neigeuses. En effet, les secteurs dominants vont définir la répartition des congères par rapport au relief et définir des microclimats dans des zones plus ou moins abritées du vent. Ces microclimats sont relatifs à la direction dont provient le vent, où une zone peut être abritée pour un secteur défini, mais peut également se retrouver exposée pour un flux de secteur différent.

On peut se poser la question d'éventuelles modifications de ces paramètres climatiques pour les années à venir. Cette question est d'autant plus légitime avec l'évolution des ressources en eau liées à la neige dans des massifs proches comme les Alpes, où les altitudes moyennes sont particulièrement sensibles à ce changement.

II.3.2.1 - Des précipitations liquides hétérogènes

On rencontre deux grands types de perturbations au niveau de la Chaîne des Monts du Forez et alentours. L'une provient des flux provenant de l'océan Atlantique, dans un secteur compris entre NNW et SW, qui représente la grande majorité des précipitations interceptées par les Monts du Forez ; l'autre dépendant des perturbations venant de la Méditerranée, dans des secteurs compris dans le quart Sud-Est (Cf. Figure 14). La majorité des précipitations se ferait plutôt au printemps et parfois en automne, ce qui comprend en partie des précipitations sous forme neigeuse. Quelques orages assez violents en été, voire en automne, sont responsables des pics de précipitations pendant la période estivale. Ces pics de précipitations dûs aux orages tendent à redistribuer les proportions de façon quasiment identiques entre les quatre saisons, avec toutefois un hiver un peu plus sec en plaine.

Les perturbations atlantiques et les vents associés sont prédominants pendant l'année, du moins en termes de fréquence, à l'exception de quelques jours où les flux sont issus des remontées cévenoles. C'est pourquoi les stations météorologiques situées en retrait des reliefs par rapport aux vents dominants reçoivent beaucoup moins de précipitations sur l'année. On peut par exemple citer l'exemple de la plaine du Forez, qui étant entourée de différents reliefs, reçoit moins de pluie que les

reliefs environnants (environ 600 mm dans la plaine contre 1400 mm sur les Hautes Chaumes par exemple) (Cf. Figure 15).

A une échelle plus locale, la pluviométrie du village de Chalmazel, en contrebas du massif de Pierre-sur-Haute, est également plus faible sur l'année pour ces mêmes raisons.

A une échelle encore plus réduite, l'environnement immédiat va biaiser des données issues d'une station météorologique : la topographie aux abords immédiats de la station va modifier l'écoulement des masses d'air, pouvant faire varier localement les conditions climatiques. La station du Col du Béal serait un exemple de microclimat, avec notamment des vents pouvant être plus forts à cause de l'effet Venturi lié à la forme du col pour des vents de secteurs Sud-Sud-Ouest à Sud-Ouest. Selon la direction exacte du vent, cette station se retrouve également légèrement abritée des vents provenant du quart Nord-Ouest (Cf. Chapitre Vents).

Même si ces effets ne devraient qu'affecter l'écoulement de l'air, les précipitations mesurées sont également modifiées, même en respectant les conditions élémentaires d'installation de pluviomètres, comme le masque aux précipitations (barrières naturelles comme des arbres, constructions, etc.). Sur le terrain au niveau du Col de la Chamboîte, qui bénéficie également d'un effet de couloir pour des vents provenant d'un secteur Ouest à Nord-Ouest, il n'est pas rare de voir tomber la pluie à l'horizontale, ce qui induirait un biais notable sur un pluviomètre implanté à cet endroit.

Pour des masses d'air humides provenant du secteur Nord-Ouest, la chaîne des Monts du Forez est un des premiers reliefs supérieur à 1000m rencontrés depuis l'océan Atlantique. La masse d'air subit alors, sur le côté exposé au vent dominant, une remontée et une détente adiabatique, favorisant la création de nuages et de précipitations sur le versant exposé de la chaîne. A l'inverse, le versant abrité ne voit passer que des nuages déjà partiellement « purgés » sur les sommets.

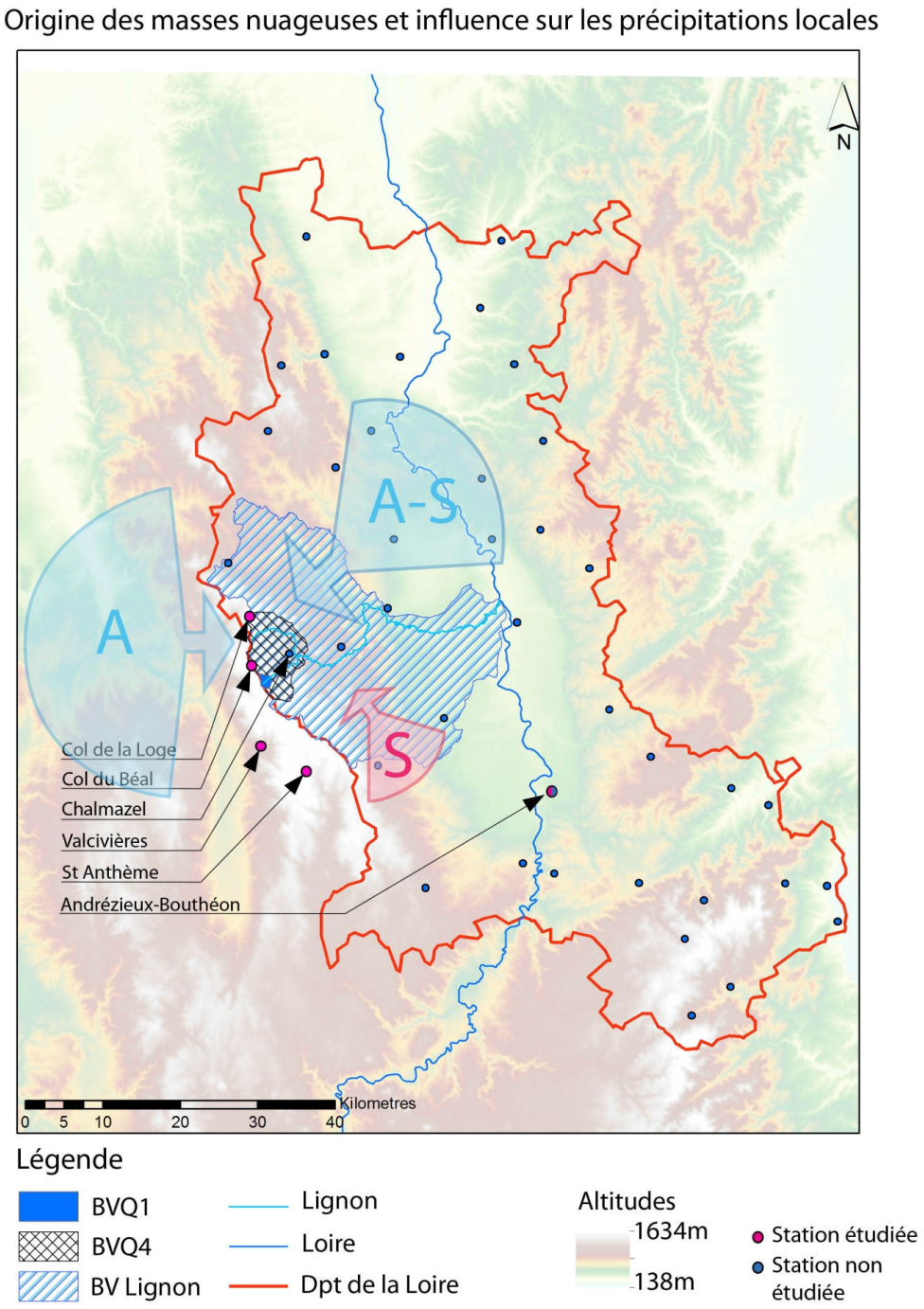


Figure 14: Principaux flux précipitations/vents affectant le bassin versant du Lignon. *Les flèches avec secteurs indiquent les directions des flux d'air rencontrés et donnent une idée de leur fréquence selon le diamètre du secteur. Les points roses et bleus indiquent les principales stations météorologiques. Les stations étudiées sont représentées par les points roses, mais la station d'Andrézieux-Bouthéon n'est étudiée que pour certains paramètres (vents). La fréquence et l'intensité des vents sont développées plus loin dans le texte. En bleu figurent des masses d'air assez froides venant d'Atlantique ou d'Europe du Nord, en rouge celles qui viennent de Méditerranée et souvent plus chaudes. La flèche A indique majoritairement des perturbations d'origine atlantique. .La flèche A-S comprend un secteur pouvant contenir des flux de Nord et d'Est (hiver principalement). La flèche S comprend des flux pouvant être issus de remontées cévenoles (automne en général) ou plus généralement d'épisodes méditerranéens.*

Sur les Monts du Forez, cette différence de précipitations entre les versants Ouest et Est est perceptible entre les stations météorologiques des sommets comme celles du Col de la Loge, Col du Béal et dans une moindre mesure Valcivières (située plus bas mais plus à l'Ouest), et les stations abritées comme celle de Chalmazel. Cette différence est aussi à mettre en relation avec une pente moyenne du massif plus élevée sur le flanc Ouest que sur le flanc Est.

A une échelle un peu plus étendue, la plaine du Forez profite d'un climat beaucoup plus sec que les Monts du Forez pour cette même raison (Figure 16 et Annexe C1). La ville de Montbrison, par exemple, se situe souvent dans le trou de Foehn lié au nuage restant sur les Monts du Forez à l'Ouest de la plaine, ce qui lui permet de subir des précipitations annuelles particulièrement faibles.

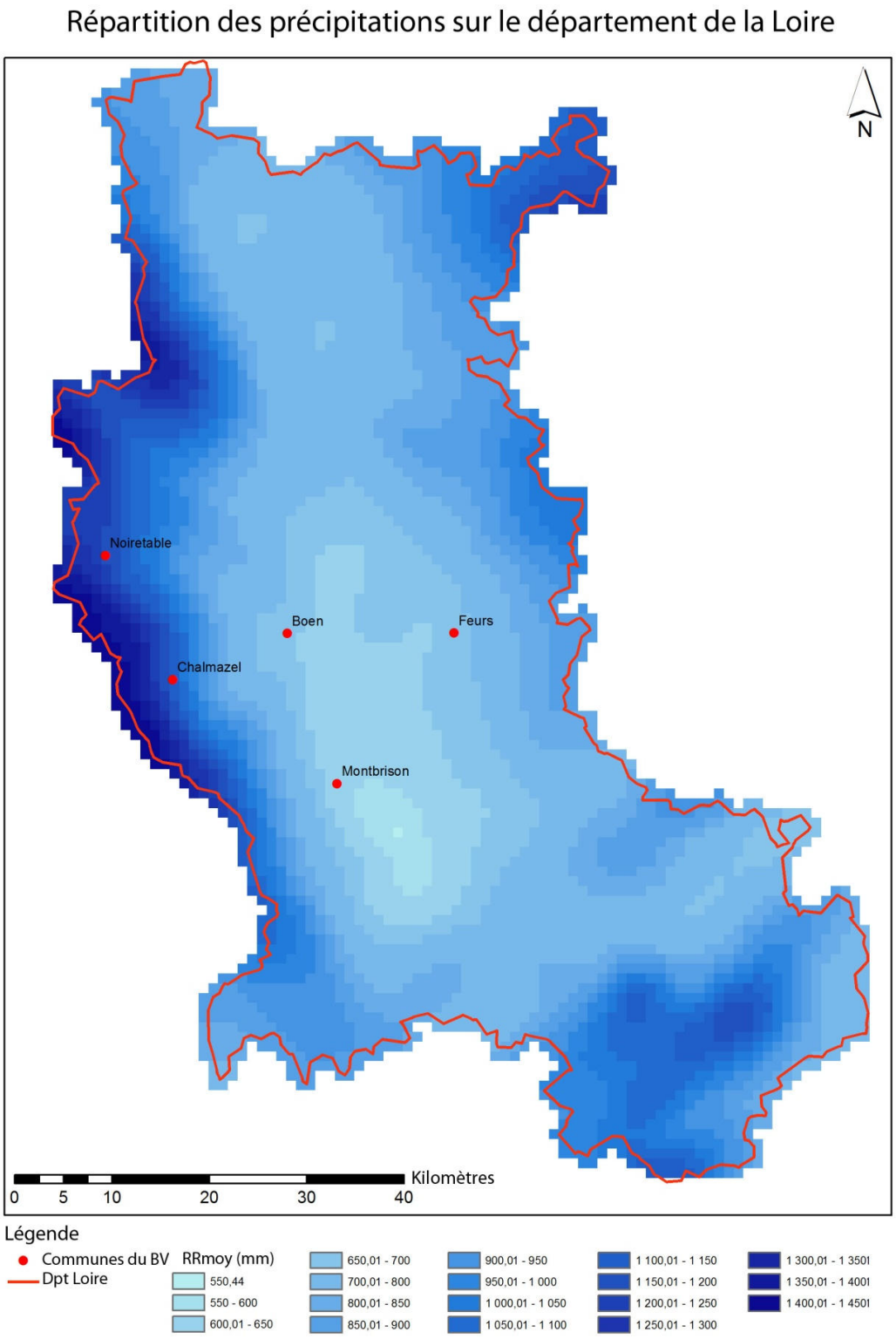


Figure 15 : Carte de répartition des précipitations brutes annuelles selon la base de données AURHELY (Analyse Utilisant le Relief pour l'Hydrométéorologie), développée par Météo-France, qui utilise des données de relief pour améliorer la cartographie des précipitations et interpolée ici par la méthode du krigeage. *La méthode AURHELY a tendance à sous-estimer les précipitations en raison de la maille de 5x5 km. On constate le niveau faible des précipitations au niveau de la ville de Montbrison qui contraste avec les fortes valeurs rencontrées sur les Monts du Forez et dans une moindre mesure sur le massif du Pilat.*

Selon l'origine de la perturbation, les nuages vont rencontrer les Monts du Forez avec un angle différent, les premiers reliefs vont donc capter plus de précipitations. C'est notamment pour cette raison que les différentes stations météorologiques situées autour et dans les Monts du Forez obtiennent des pluviométries différentes selon la direction du vent (mais aussi de la température et de la saison qui vont intervenir sur la nature des nuages) (Cf. Figure 16 et Annexe C1). D'après les données de la figure 16, la station de Valcivières, pourtant située plus bas que les stations des cols de la Loge et du Béal, peuvent recevoir par exemple plus de pluies pour des vents provenant du SW-SSW, souvent vecteurs de pluies importantes. Pourtant, les stations situées au Sud (Saint Anthème), et plus généralement le Sud du département de la Loire, se trouvent souvent protégées des perturbations méditerranéennes grâce aux reliefs des Cévennes et du Vivarais, même si ces perturbations ne semblent qu'apporter peu de pluies sauf cas exceptionnel [Suchel, 1990]. A l'inverse, des flux de NW ayant lieu généralement en hiver, les stations du Nord du Forez reçoivent plus de précipitations que celles du Sud Forez.

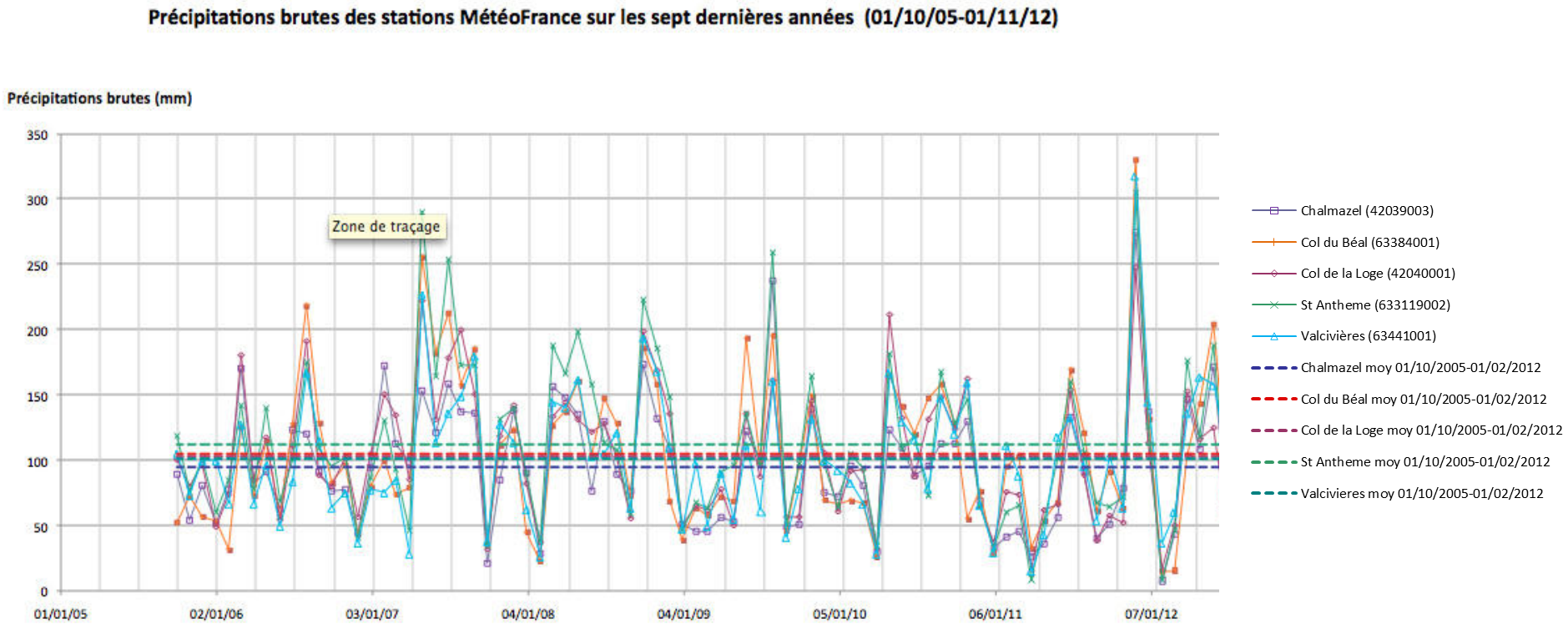


Figure 16: Précipitations brutes mensuelles des stations de Chalmazel, Col du Béal, Col de la Loge, Saint-Anthème et Valcivières sur les sept dernières années et moyennes associées. *On voit que les précipitations moyennes sont plus élevées (dans l'ordre, de la plus forte à la plus faible) : Saint-Anthème, Col de la Loge, Col du Béal, Valcivières, Chalmazel. On peut constater que les stations du Col de la Loge et du Béal ont quasiment les mêmes moyennes, ce qui montre que les deux stations réagissent globalement de façon assez similaire aux précipitations, de par leur situation, implantation et altitude proches. Cependant, l'altitude a également un rôle dans la distribution des précipitations annuelles. En ce qui concerne les moyennes mensuelles, on constate que les stations présentent des signaux différents selon les épisodes de précipitations, pouvant presque atteindre un facteur deux entre deux stations pour une même précipitation. On remarque que si les précipitations sont relativement synchrones entre les différentes stations, le décalage des valeurs d'intensité est en grande partie imputable à la direction des masses d'air. Il est à comparer avec les données de direction du vent, développées plus loin dans le texte. Pour finir, on remarquera que l'année 2011 laisse apparaitre des précipitations très hétérogènes dont le cumul reste faible sur l'ensemble de l'année, ce qui s'est répercuté sur l'enneigement.*

A l'inverse, le régime de vent dominant peut s'inverser en ayant un secteur Est ou Sud. Les zones alors protégées deviennent plus exposées aux précipitations selon le même principe. Certaines stations bénéficient également d'une enclave dans le relief (Chalmazel) qui pourrait diminuer les précipitations reçues aux stations même par rapport aux reliefs entourant ces villages. Là encore revient la question de l'échelle de travail et la précision demandée.

Même si ce changement de régime de vent dominant est relativement rare pendant l'année, les vents chauds qui y sont associés ont leur importance sur la répartition et l'évolution du manteau neigeux.

D'un point de vue temporel, J.B. Suchel [Suchel, 1990] montre que malgré la disparité illustrée par la figure 16 ci-dessus, les précipitations se répartissent de façon homogène entre les saisons pour la station de Verrières-en-Forez (SE du massif du Forez, à proximité de Montbrison), avec un écart-type de l'ordre de 2% entre la saison la plus humide (automne) et la plus sèche (hiver). Cependant, le même auteur indique que la saison la plus humide est susceptible de changer. Par exemple, l'hiver présente une bonne régularité interannuelle alors que l'automne est bien moins constant : l'automne peut apparemment se caractériser aussi bien par une longue persistance des régimes anticycloniques que par une succession rapprochée de régimes perturbés très pluvieux, ce qui se vérifie sur la figure 16.

Il est à noter à l'inverse qu'il existe de plus une forte variabilité régionale en ce qui concerne les précipitations et les températures à l'intérieur même de la chaîne du Forez ainsi que sur ses marges. Ainsi, il existe par exemple une opposition entre Montbrison en plaine à la limite Est de la chaine, et Chalmazel situé plus en altitude, en ce qui concerne la part de précipitations sur l'année. Alors que Montbrison voit la plupart de ses précipitations tomber en été, ce n'est pas le cas de Chalmazel, où les mois d'hiver sont les plus pluvieux, en raison du flux d'Ouest dominant à cette période de l'année. Il existe cependant, une différence entre Chalmazel et Sail-sous-Couzan, qui se trouve alors abrité par les Monts du Forez pour cette direction de flux (effet de Foehn). Cette particularité est à mettre de plus en relation avec le nombre croissant de jours de brouillard en altitude. Il devient donc difficile de caractériser les régimes pluviométriques, que l'on voit significativement variables à l'échelle d'une vingtaine de kilomètres (Cf. Annexes C1 et C2).

Si on s'intéresse aux possibles évolutions climatiques à court terme, on ne peut pour l'instant affirmer une tendance à un quelconque assèchement sur les Monts du Forez. En effet, les tendances obtenues sur les données des précipitations des trente dernières années ne confirment pas une évolution probante des précipitations sur les stations des Monts du Forez (Cf. Annexes C3 et C4).

L'évolution future à court terme reste cependant plus floue, puisque pour un intervalle de temps allant d'aujourd'hui jusqu'à 2030, l'incertitude des scenarii d'évolution climatique donne une incertitude plus grande que les variations climatiques recherchées.

A plus long terme, il est par contre possible d'obtenir des données prévisionnelles, comme par exemple celles issues des instituts de recherche du CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique), du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques) et de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace), accessibles sur le portail de données Drias et communiquant les données issues du projet ANR-SCAMPEI. Ce projet, développé par Météo-France, le LMD et le LGGE pour améliorer les prévisions climatiques en région montagneuse permet d'accéder aux données des résultats des simulations en ligne de trois modèles de prévision à haute résolution (12km). Ce projet est notamment employé pour estimer l'évolution de l'enneigement pour les années 2030-2080. En ce qui concerne les paramètres nivologiques (hauteur d'eau équivalente, hauteur de neige), les données résultats sont obtenues à partir d'une première modélisation de variables climatiques quotidiennes issues du modèle SAFRAN (CNRM-GAME, Mines ParisTech, Météo-France) et ALADIN (CNRM/GAME) comprenant plusieurs scenarii issus du GIEC, puis comparées aux valeurs observées et corrigées par tranches d'altitude. Ces données sont ensuite modifiées pour être utilisables dans le modèle ISBA-ES qui simule les épaisseurs et les caractéristiques de la neige tout en intégrant des variables liées au sol et la végétation. Les résultats de ces simulations, toutefois encore expérimentales, peuvent donner une idée de l'évolution climatique future, à une échelle géographiquement précise. Nous ne nous intéresserons ici qu'à des variables de précipitations brutes et d'équivalent en eau liquide de la neige.

Même si ces données semblent cohérentes et relativement fiables, il ne faut pas chercher à les interpréter précisément pour une date particulière. Selon les auteurs, il faut se contenter d'étudier des variations climatiques spatiales (effet de l'altitude, position) plutôt qu'une comparaison avec les valeurs d'une année avec une autre. On peut également constater des tendances sur l'ensemble des résultats de la simulation. On peut par exemple constater une diminution plus prononcée des chutes de neiges avec une altitude plus basse.

Le comportement global des précipitations liquides pour les reliefs les plus hauts du bassin versant du Lignon, alimentant notamment sa source, semblerait tendre à une très légère baisse pour l'ensemble de la période 2021-2050, de l'ordre de -0,05mm d'eau. Pour les précipitations solides et sur la même période, on remarque également une baisse de -0,2mm SWE (Snow Water Equivalent ou équivalent en eau liquide de la neige). Cette baisse se fait cependant plus rapidement que la baisse observée sur la période 1958-2012 (données d'observation Banque Hydro, mais pour le village de Chalmazel, où aucune baisse des précipitations brutes n'est remarquée, Cf. Annexe C3) et celle de 1961-1990, période utilisée comme référence par le modèle ALADIN.

II.3.2.2 - Des précipitations neigeuses variables dans le temps et dans l'espace

Tant par les vents qui les balaient que les précipitations qu'elles recueillent, les Hautes Chaumes sont sujettes à un enneigement hivernal qui peut se révéler important selon les années, ce qui amène des éléments sur la façon de considérer les Monts du Forez comme un véritable milieu montagnard.

En effet, l'altitude et la continentalité de cette chaîne de moyenne montagne permettent d'accueillir la petite station de ski de Chalmazel, dont l'enneigement sur la saison dépend fortement d'une installation capable de produire de la neige artificielle. Ce point illustre le fait que, même si ces reliefs sont enneigés chaque année, il faut recourir à des apports de neige supplémentaires pour bénéficier d'un enneigement continu et uniforme pendant la saison. L'enneigement naturel ne suffit généralement pas, même lors d'une année particulièrement neigeuse, à donner une couche de neige skiable sur le massif et en dehors des pistes. Les températures permettent par contre le fonctionnement des enneigeurs artificiels.

Deux paramètres sont à prendre en compte dans la répartition de l'enneigement du massif : d'une part le vent redistribue la plupart des précipitations neigeuses, phénomène amplifié par la position de crête des Hautes Chaumes sur le Massif forézien ; et d'autre part le fait que certains hivers peuvent présenter des conditions défavorables à l'accumulation neigeuse avec la chute puis la fonte de plusieurs épisodes neigeux successifs comme par exemple l'hiver 2010-2011. Un troisième paramètre est l'ensoleillement, qui participe à la distribution des congères que l'on peut observer en particulier pendant l'hiver et la période de fonte.

Outre le fait que l'enneigement soit variable selon les années, on peut s'attendre à des hauteurs de neige sur les crêtes de l'ordre du mètre en période d'accumulation maximale, juste avant la période de fonte. Cette épaisseur moyenne diminue beaucoup selon le versant où l'on se trouve (versant Ouest ou Est) et bien sûr à des altitudes plus faibles. Le vent a également un rôle prépondérant dans la distribution des précipitations, en particulier neigeuses. Le versant Ouest, alors situé dans une position de barrière qui reçoit la majorité des flux annuels, se trouve exposé au phénomène de déflation qui va transférer de façon non négligeable les précipitations neigeuses tombées sur le versant Ouest sur le versant Est. Les crêtes situées entre les deux versants, même si elles n'ont rien de comparables en ce qui concerne leur forme par rapport aux crêtes de haute montagne, impliquent en contrebas des zones d'accumulation de neige remarquablement régulières selon les années. Ceci laisse supposer que même pour une année à faible enneigement, le vent agit sur ces zones de congères en arrachant la neige du

versant Ouest pour l'amener du côté forézien du versant (Cf. Annexes C5 et Figures 19-20 pour plus de détails).

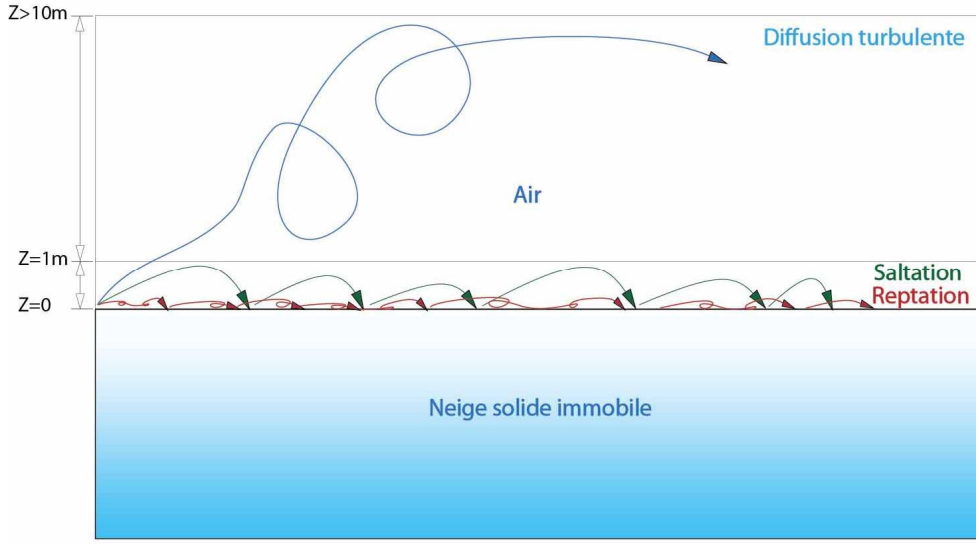
Pour des années particulièrement neigeuses, ces zones de congères peuvent donner des accumulations d'une épaisseur de neige remarquable pour une altitude relativement peu élevée du massif, par rapport aux congères observées sur d'autres massifs comme les Alpes à des altitudes plus élevées.

B. Etlicher [Etlicher, 1993] en 1978 rapporte même la persistance très tardive d'une congère située au niveau du Col de la Chamboite jusqu'à fin juillet, ce qui rapproche ces congères de congères d'altitude observables dans les Alpes à plus haute altitude voire même de névés qui, par définition, résistent à plus d'un été. On peut donc tenter de comparer la congère de la Chamboite, pourtant située à des altitudes voisines de 1500m aux congères et névés alpins se situant à partir d'altitudes comprises entre 2900 et 3100m. Cependant, dans les Hautes-Vosges, en particulier le massif du Hohneck, la formation similaire de congères se rapprochant fortement de névés est observée à des altitudes voisines voire plus faibles et suivies notamment pour le risque avalancheux qu'elles génèrent [Wahl et al., 2007]. De la même façon que pour les Monts du Forez, un enneigement variable est constaté selon les années et les flux de masses d'air rencontrés dans l'année.

Pour ces deux sites (Vosges et Col de la Chamboite), on peut remarquer que la limite entre la définition de congère et de névé d'une part et la niche de nivation et le cirque de névé d'autre part, peut être assez ténue. En effet, on s'aperçoit qu'une congère pourrait ou a pu éventuellement devenir un névé dans des conditions climatiques particulièrement neigeuses et froides (année 1879 ?). Aujourd'hui, les cirques glaciaires et, dans une moindre mesure, les cirques de névés ont totalement disparu des Monts du Forez. On voit par contre que la présence de névés n'est pas si inimaginable dans un contexte météorologique favorable à leur formation.

Les congères foréziennes bénéficient donc de sites d'implantations préférentielles grâce aux multiples niches de nivation présentes et des cirques de névés hérités des dernières glaciations. En effet, les anciens cirques glaciaires, notamment celui partant du col de la Chamboite et le Lignon actuels, ont formé des dépressions et ruptures de pente renforçant le simple effet aérodynamique de crête du profil affecté par la remobilisation de la neige. Ces cirques glaciaires ont formé des cirques de névés qui contiennent aujourd'hui plusieurs niches de nivation ayant la morphologie parfaite pour accumuler la neige transportée par le vent. Non seulement la distance de cette dépression par rapport à la crête va permettre le dépôt de la neige arrachée sur le versant exposé au vent, mais aussi une accumulation plus importante de neige qui sera abritée de la déflation. D'après les observations sur le terrain, l'accumulation de neige semble se faire – du moins sur le versant abrité – principalement par

reptation/saltation, plus rarement par diffusion turbulente, nécessitant des vitesses de vents supérieures à 12 m/s (Cf. Figure 17).



Phénomène dominant	**Vitesse du vent (m/s)**	**Couche concernée (m)**
Reptation	V<4	z~0
Saltation	4<V<10	0<z<1
Diffusion	V>12*	10<z<30*

Figure 17 : Schéma récapitulant les différents modes de transport des particules de neige par le vent. *Les vitesses et les hauteurs des couches impliquées sont d'après Serre, 2001.*Selon la configuration de la neige et du terrain, ces hauteurs sont susceptibles de varier.*

Ces vitesses se rencontrent assez fréquemment sur les crêtes des Hautes Chaumes et il serait donc intéressant d'identifier plus précisément à la prédominance du type de transport, notamment la probable absence de transport par diffusion turbulente (crêtes trop peu marquées ?). On peut se douter que les différents modes de transport ont plus de chance de se rencontrer à certains endroits. Par exemple, au niveau de la congère de la Chamboite, située à l'Est du Col de la Chamboite donc sur le versant abrité, la reptation/saltation est souvent prédominante, particulièrement gênante pour creuser une fosse dans le manteau neigeux. Sur le versant exposé, la neige vole à des hauteurs bien supérieures au mètre, mais il a été difficile de déterminer à quelle hauteur les particules peuvent être emportées. A la différence de certaines crêtes ou sommets alpins où l'on voit la neige voler, la présence très fréquente de brouillard sur les monts du Forez et de points de vue abrités permettant une bonne visibilité n'a pas permis d'illustrer le phénomène de diffusion turbulente.

En général, la formation de la congère de la Chamboite débute à partir des premières chutes de neige suffisamment persisitantes pour qu'il y ait une remobilisation avant qu'elles ne fondent, et une fois remobilisée, que l'accumulation ne fonde pas elle-même (Cf. Annexe C6). Les premières chutes en automne apportent un manteau neigeux assez uniforme et les micro-reliefs liés à la végétation permettent à la neige de s'accrocher au sol et/ou sur la couche de végétation rase de type bruyère. Cette première couche nivelle aussi ces micro-reliefs, ce qui expose d'autant plus les futures chutes de neige à l'arrachement. Jusqu'à décembre, la congère de la Chamboite n'est pas encore très marquée. Pendant ce début d'enneigement, il n'est pas rare que les seules congères alors formées se fassent à l'abri d'un obstacle (congère d'obstacle, cf. Figure 18 et Annexes C7 photo 1). Ces obstacles peuvent être la végétation, un rocher, une petite dépression, etc. et, selon l'occurrence et le sens des vents, donner lieu à des congères, voire même de type sastrugi localement, selon l'intensité des vents (liés à l'érosion d'une première accumulation par le vent (Cf. Annexes C7 et Figure 19). Les accumulations de neige ont donc tendance à se faire dans un tout premier temps dans le sens et non pas perpendiculairement au vent comme les congères sensu stricto et les corniches.

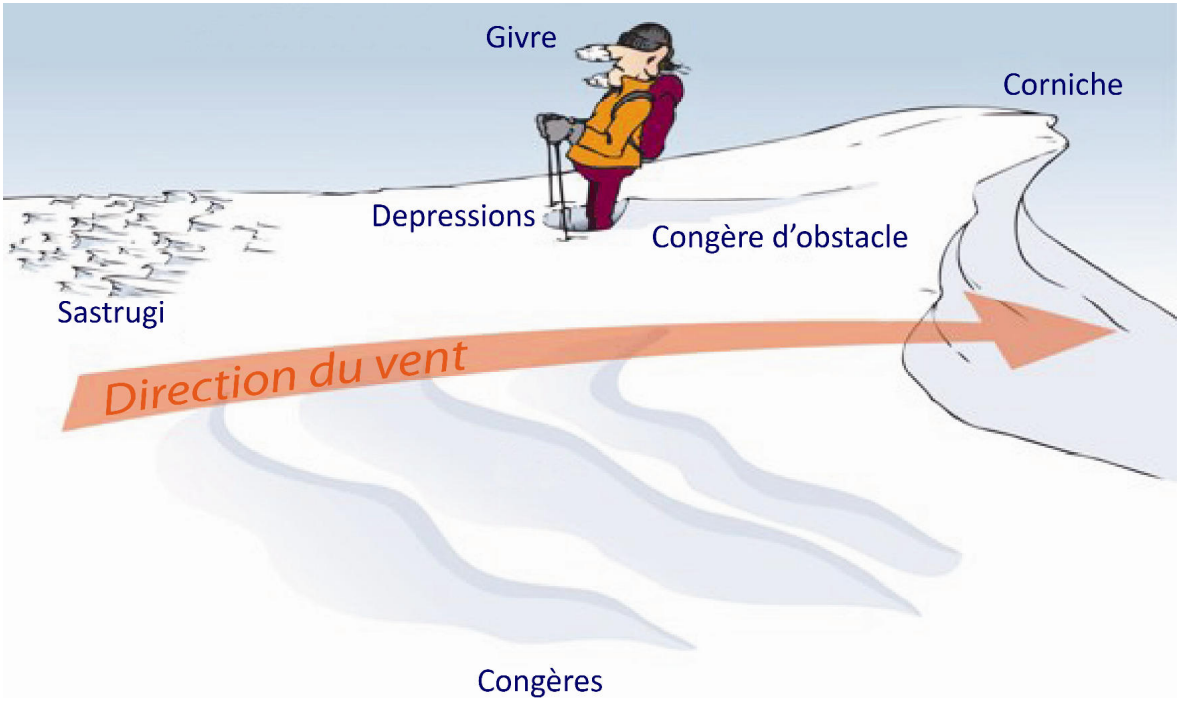


Figure 18 : *Types de formations liés à l'effet du vent sur la neige (d'après Ortovox, modifié).*

C'est à partir d'une chute de neige d'une trentaine de centimètres que la formation de la congère de la Chamboite débute réellement. C'est en général à la fin du mois de décembre que la corniche de la congère commence à apparaitre. L'accumulation se fera ensuite d'autant mieux à l'abri de cette

rupture de pente, qui renforce encore la dépression liée à la présence de la niche de nivation (Cf. Figure 19).

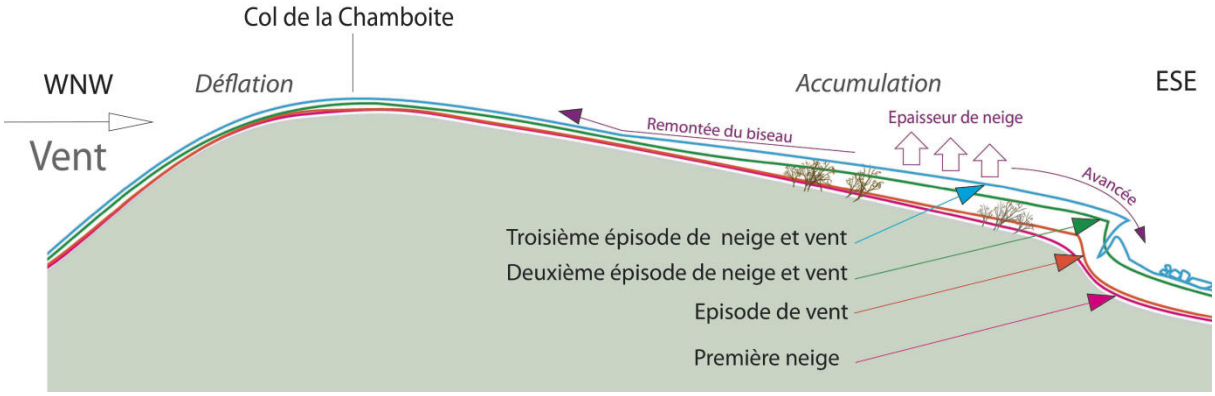


Figure 19: Représentation schématique de la morphologie de la congère située sous le Col de la Chamboite pendant la période d'accumulation. *Les différentes évolutions successives sont indiquées par les couleurs. Le manteau neigeux, en augmentant sous la pression du vent et des chutes de neige successives, va former une congère sur le versant Est. Les flux d'air passant par le col et les crêtes se trouvent accélérés par effet Venturi, facilitant l'arrachement des particules de neige versant W et sur les sommets (déflation). La remobilisation de la neige se fait la plupart du temps de l'Ouest vers l'Est, en se redéposant derrière les reliefs avec la diminution de la vitesse du vent une fois le relief passé. La remontée du biseau est donc dépendante de l'intensité du vent. La rupture de pente située à l'aplomb de la corniche (en vert et en bleu à gauche du schéma) est issue d'un ancien cirque glaciaire, s'ouvrant vers l'Est et où coule le Lignon aujourd'hui. Cette dépression forme une zone abritée du vent, idéale pour l'accumulation de la neige (ancien cirque de névé et niches de nivation sur les Figures 20 et 21). La végétation indiquée est la seule vraiment significative, puisque sur la crête, peu d'arbustes sont présents, contrairement à la zone de corniche.*

C'est ensuite dans les mois de janvier et février que le gonflement de la congère est le plus remarquable, puisqu'à chaque nouvelle chute de neige, la hauteur de neige à la corniche, mais également sur le biseau, augmente (Schéma Figure 20 et Annexes C5 et C7 pour plus de détails). Le biseau de neige avance alors légèrement en amont vers la crête avec une pente qui tend à diminuer. Pendant cette augmentation de volume, la ligne de corniche commence à avancer et basculer lentement vers l'aval à partir d'un certain volume de neige jusqu'à se crevasser et s'effondrer. Cette avancée est décrite par B. Etlicher [Etlicher et al., 1993], avec notamment un profil de vitesse d'avancée et de basculement de la congère et l'arrachement des premiers centimètres de sol dont elle peut être responsable.

On peut donc constater en période d'enneigement maximal et pendant la fonte, des hétérogénéités d'épaisseurs de neige très remarquables, même sur une échelle d'une centaine de mètres, où l'on peut passer d'une quasi-absence de neige à une accumulation atteignant les trois mètres (Figure 19).

Figure 20: Exemple d'hétérogénéité de l'épaisseur de neige au Col de la Chamboite. *Le glissement récent ayant donné une coulée est bien visible sur la photo. (Cliché B. Etlicher).*

Figure 21: Vue d'ensemble de la corniche et de la congère de la Chamboite en Mars 2010. *On distingue l'ancien cirque de névé (délimité par l'ensemble de la congère), et les niches de nivation (qui accueillent le fond des ondulations de la congère). La piste de ski visible au fond à gauche délimite approximativement un des bords de l'ancien cirque glaciaire. Le sommet de Pierre-sur-Haute est visible en arrière-plan.*

Les effets locaux du relief sur le vent donnent lieu à des incurvations de la corniche provoquant des avancées vers l'aval de plus en plus marquées avec la saison. Si, en général, le sens d'avancée de la congère et du biseau se fait selon un axe compris dans un secteur compris entre le WNW-ESE et W-E, les avancées de la corniche semblent se créer dans des niches de nivation qu'indique B. Etlicher sur sa carte de la Géomorphologie du Haut-Forez et celle de la répartition des cirques de névé et niches de nivation en Forez, ainsi que l'orientation générale des niches de nivation [Etlicher, 1986].

C'est ensuite que des avancées de la congère se forment en plus en bordure des niches de nivation notamment pendant les années particulièrement neigeuses. Les corniches restent alors dans le fond des niches de nivation, avec une avancée faible, alors que les accumulations de bord de niche avancent. Les photos (Figures 20 et 21) illustrent bien cette morphologie, exagérant ainsi les dépressions et reliefs du cirque de névé liés à l'ancien cirque glaciaire du Col de la Chamboite. Ceci montre également la forte sensibilité des flux d'air apportant la neige par rapport aux reliefs, même minimes et à l'échelle décamétrique.

En effet, la formation de la congère est principalement due à un transport de la neige par le vent dans une dimension verticale. Il ne faut pas non plus négliger les variations dans les dimensions horizontales du champ de vitesse du vent à proximité de reliefs. La modification du champ de vitesse et de la direction du vent autour d'un relief de type mamelon ou conique peut faire varier localement la déflation et l'accumulation. Au niveau du Col de la Chamboite, des reliefs de ce type peuvent interférer dans l'écoulement de l'air qui se fait principalement par le « couloir » coté Ouest du versant. Si la direction principale du vent change et/ou son intensité, la prédominance de l'effet « couloir » ou « mamelon » sera modifié. A l'échelle de la dizaine de mètres, des « micro-couloirs » sur le versant Est (non visibles sur un MNT à 10mx10m, d'une précision de 1,50m en altitude par exemple), ou même de la végétation (même minime) peuvent de plus modifier la répartition locale de la congère. A l'échelle de quelques mètres, le maximum d'épaisseur de la congère aura lieu par exemple deux ou trois mètres derrière l'abri d'un arbuste.

Tout ceci se cumule aux variations verticales du relief, aboutissant à la distribution de la congère comme illustré sur la Figure 21.

Parallèlement, même si une congère est par définition liée à l'action du vent sur un manteau neigeux encore peu compacté permettant l'arrachement et la saltation des particules de glace et de neige, on peut de plus parler de l'influence de l'ensoleillement sur les zones de congères. Au niveau du Col de la Chamboite, cet effet se fait d'autant plus sentir avec l'arrivée de belles journées ensoleillées de fin d'hiver.

En plus du rôle du vent et des précipitations, la congère de la Chamboite bénéficie d'un ensoleillement faible pendant la période d'accumulation, ce qui lui permet de croitre plus rapidement. En effet, grâce à la forme de cirque, les reliefs environnants forment un masque significatif pour la congère pendant les mois les moins ensoleillés (décembre et janvier, Cf. Chapitre Obtention de l'EELN dans la partie Méthodologie et instrumentation), ce qui permet de garder la congère à des températures faibles, avec de nombreux jours de brouillard. La période d'accumulation, qui s'étend en général de la fin du mois de novembre-début décembre à la mi-mars, bénéficie d'une insolation faible pendant les mois du

gonflement de la congère. Les mois de décembre et janvier sont les mois où l'ensoleillement est le plus faible, permettant ainsi à la congère de croitre plus favorablement. Ensuite, le mois de février est une situation intermédiaire (comparable à l'ensoleillement de novembre) permettant toujours une bonne accumulation au cours des chutes de neige successives.

On peut noter que le vent a un rôle prépondérant dans la formation des accumulations neigeuses sur les Monts du Forez. Un ensoleillement peu présent et des températures peu élevées (brouillard, vent du Nord) viennent s'ajouter à l'action du vent pour obtenir le maximum d'accumulation neigeuse visible en fin d'hiver. Les températures de fin d'hiver sont par contre différentes avec des journées ensoleillées, ce qui va permettre une fonte différentielle de la neige selon le nombre d'heures d'ensoleillement cumulées en un point. La température est donc le paramètre principal qui va piloter la fonte de la neige au printemps.

II.3.2.3 – Une forte variabilité des températures

Le Massif Central subit des températures remarquables par leur grande variabilité interannuelle, apparemment plus grande que les autres montagnes comparables [Staron, 1993]. Selon cet auteur, il apparait deux grandes zones de températures sur le Massif Central : l'une concerne les marges externes du massif où il règne un climat doux ; l'autre les massifs internes où l'on rencontre un nombre de jours de gelées important par temps anticyclonique et des inversions de températures pour des altitudes inférieures à 1000 mètres. Les altitudes supérieures sont affectées par des températures encore plus froides.

La forte variabilité interannuelle semble, elle, toujours d'après le même auteur, due au comportement relativement indépendant du froid d'une part et de la neige d'autre part. Certaines zones apparaissent comme froides mais sans recevoir assez de précipitations neigeuses, alors que d'autres zones neigeuses ne disposent pas d'un froid suffisant pour garantir la tenue du manteau neigeux. La coïncidence des deux peut entrainer des hivers particulièrement rudes.

On voit donc que l'ensemble du Massif Central ne réagit pas de la même façon face au froid et que des variations locales apparaissent.

Plus localement, au niveau de la plaine et de la Chaine du Forez, les températures sont influencées par un contraste saisonnier élevé entre un été chaud et un hiver froid. Ceci met en évidence une forte nuance continentale, relative dans le climat océanique dont bénéficie la France sous ces latitudes.

L'amplitude thermique annuelle va dans le sens d'un effet continental sensible par rapport à des stations clairement identifiées pour leur type de climat comme Brest ou Strasbourg [Suchel, 1984]. A l'échelle de la journée, l'effet d'encaissement responsable d'une amplitude diurne plus forte se fait également sentir dans la plaine du Forez. Les Monts du Forez gardent quant à eux une relative fraicheur par rapport à la continentalité de la plaine en été. En hiver, la plaine se remplit d'air froid, souvent brumeux, et les sommets environnants peuvent se retrouver à des températures supérieures et un temps ensoleillé grâce au phénomène d'inversion (Cf. Annexe C8). En cas d'épisode froid, on remarque que les températures les plus basses se rencontrent plutôt au fond de vallées encaissées plutôt que sur les Hautes-Chaumes. C'est plutôt par ses températures ressenties, à cause du vent violent principalement, que les Hautes Chaumes peuvent se démarquer des températures de la vallée.

La différence de température entre des stations de plaine (Savigneux à proximité de Montbrison côté Est des Monts du Forez, Marsac à l'Ouest de la chaine) et Pierre-sur-Haute révèle des gradients de température variables selon les mois et conformes aux évolutions constatées dans d'autres massifs de zone tempérée [Etlicher et al., 1993]. On peut par exemple passer d'un gradient de température mensuel moyen de 0,35 degré pour 100 mètres en décembre qui évoluera en janvier à 0,44 puis 0,84 en mai et qui finira par descendre progressivement jusqu'au mois de décembre suivant.

S'il s'agit de gradient de températures maximales, les gradients entre Savigneux et Pierre-sur-Haute peuvent atteindre les 0,79 degrés par 100 mètres, voir 0,89 entre Marsac et Pierre-sur-Haute en période estivale, ce qui met en évidence la fraicheur des reliefs comme les Hautes Chaumes par rapport aux vallées encaissées. Ainsi, en été, le gradient des températures maximales entre Savigneux et Pierre-sur-Haute atteint les 0,97 degré par 100 mètres alors qu'il n'est que de 0,56 en janvier.

En ce qui concerne les gradients de températures minimales, le comportement est significativement différent. Ainsi, les mêmes auteurs constatent un gradient de température minimale de 0,32 degré par 100 m de Marsac à Saint-Anthème, située en bordure des Hautes Chaumes, et de seulement 0,07 degré par 100m entre Saint-Anthème et Pierre-sur-Haute. A l'Ouest, le gradient entre Ambert et Pierre-sur-Haute n'atteint que 0,17 degré par 100 mètres. Les faibles valeurs de ces gradients mettent en évidence la fréquence du phénomène d'inversion de température entre les reliefs et les plaines, en particulier en fin d'été et début d'automne. Les inversions diminuent ensuite en hiver et disparaissent au printemps, toujours d'après ces mêmes auteurs.

Au niveau des températures moyennes annuelles, mesurées pendant quelques années au sommet de Pierre-sur-Haute, elles n'atteignent que 3,4°C de moyenne [Etlicher et al., 1993], ce que l'on

comprend aisément avec la fréquence du brouillard et du vent que l'on observe sur le terrain. Ce brouillard est dû à la remontée et au refroidissement des flux d'Ouest. On peut noter aussi une forte occurrence de brouillard givrant pendant la saison froide, donnant lieu à des formations de givre remarquables. La rupture de certaines perches mises en place pour cette étude ainsi que le surdimensionnement des poteaux (diamètre et espacement) longeant la route militaire allant à Pierre-sur-Haute confirme bien ce phénomène, permettant à cette occasion d'avoir une bonne idée du vent lié à l'épisode de givre (NW-W, en particulier en fin d'automne/début d'hiver).

Le nombre de jour de gel est le plus important, de façon générale, en janvier et en février à Pierre-sur-Haute (Cf. Annexes C8), et le mois de mars, pourtant synonyme de début de fonte, apparait aussi froid que le mois de décembre. Paradoxalement, et comme déjà évoqué plus haut, le sommet du bassin versant du Lignon ne détient pas les records de froid absolu. Par contre, les effets de l'altitude augmentent le nombre de jours de gel, l'occurrence des chutes de neige ainsi que leur tenue au sol (Cf. Annexe C6).

La station militaire de Pierre-sur-Haute n'effectuant plus de relevés dont l'Université Jean Monnet avait bénéficié et malgré l'installation des stations météorologiques du col du Béal et de la Loge, la mesure locale des températures devenait de plus en plus incertaine. En effet, comme déjà annoncé plus tôt, les stations installées sont précises pour une certaine échelle de travail. Pour ce travail de thèse se concentrant progressivement vers une zone d'application faisant intervenir de plus en plus de facteurs liés à l'échelle locale, une instrumentation locale a dû être installée.

Pendant la durée de ce travail de thèse, la variabilité interannuelle des températures n'a pas été si sensible, contrairement à ce que l'enneigement laissait présager. Ce sont plutôt les précipitations faibles de l'hiver 2010-2011 par exemple, avec notamment un mois de janvier particulièrement doux et ensoleillé, qui sont responsables du faible enneigement et le gel du sol alors constaté. La première accumulation neigeuse ayant complètement fondu pendant le mois de janvier, la deuxième accumulation en février n'a pas suffi à former une congère semblable aux autres années.

En ce qui concerne la variabilité locale des températures sur les Monts du Forez, on peut constater sur les quatre stations étudiées (Chalmazel 990m, Col du Béal 1391m, Col de la Loge 1265 et Saint-Anthème 1263m) que les températures mensuelles des vingt et une dernières années (1991-2012) s'échelonnent sur une amplitude dépassant 30°C. En effet, on trouve des maxima mensuels allant jusqu'à 21°C comme en 2003 par exemple, alors que des épisodes de froid sont enregistrés jusqu'à -10°C comme en février 2012, or la majorité des hivers se situe avec des maxima mensuels compris entre 0 et -5°C. La figure 16 illustre également qu'entre les stations étudiées, des différences notables de températures synchrones peuvent être remarquées à l'échelle du mois. Ces différences atteignent 3°C pour les maximales et 5°C pour les minimales. Pour un maximum comme pour le mois de juillet 2007, les valeurs les plus hautes s'étalent sur trois degrés entre les différentes stations, avec des

gradients inférieurs à ceux utilisés par [Etlicher et al., 1993], plus proches des 0,71°C pour 100m déterminés entre l'instrumentation de terrain et la station Météofrance de Chalmazel. Pour des minima comme février 2012, l'étalement se fait entre des valeurs proches de -5°C pour les stations comme Chalmazel, Col de la Loge et Saint-Anthème, alors que la station du Col du Béal mesure des températures proche de -10°C. On voit donc que le Col du Béal peut se retrouver très exposé au froid (ici une descente d'air froid du Nord-Est avec un vent intense) alors que la station bénéficie d'un abri par rapport au vent similaire à la station du col de la Loge pour des flux de cette direction (contrairement aux flux d'Ouest ou Nord-Ouest).

Les températures de l'air restent, par contre, synchrones entre les stations en dépit de leurs variations d'amplitude, même avec des pas de temps bien plus courts que le mois. Avec un pas de temps horaire, les stations mesurent des températures dont le comportement dans le temps est généralement superposable. Une exception est cependant à noter pour les deux thermomètres installés sur le terrain, qui laisse supposer un effet de la végétation (forêt) provoquant un lissage et un léger adoucissement des températures que l'on peut mesurer au Col de la Chamboite. Ceci est principalement dû à l'effet protecteur de la forêt par rapport au vent (Cf. premier graphique en Annexe C9).

Des changements de températures sont aussi remarquables en fonction de la direction des flux. L'exemple de février 2011 est flagrant avec un épisode de froid très marqué en début de mois suivi de températures relativement élevées en fin de mois, ce qui a provoqué un ruissellement intense (Cf. Annexes C9 pour plus de détails). L'effet de la hausse des températures sur la fonte de la neige est parfois renforcé par l'effet du vent. En effet, un vent relativement chaud, souvent de secteur Sud, a un effet destructeur sur le manteau neigeux. L'air chaud entre alors entre les cristaux de neige, favorisant la fonte.

Sur le long terme, on peut se demander quelle sera l'évolution des températures et des précipitations sur les Monts du Forez (Cf. Annexes C8). Une hausse des températures dans le département de la Loire depuis les années 1970, particulièrement nette depuis 1987, qui semble être suivie d'une baisse sur les dix dernières années, est relevée par [Conti, 2000] et [Palandre, 2002]. Ces observations sont à tempérer selon le lieu de mesure et ne permet pas de déterminer précisément quelles sont les zones du département les plus sensibles.

Il se pourrait donc que les températures moyennes de la Loire pour les prochaines années diminuent ou augmentent selon la prépondérance d'un cycle ou de flux atmosphériques/océaniques (Dérive Nord-Atlantique) ou selon le cycle d'activité solaire. Les variations relevées par les différentes stations utilisées lors de ce travail de thèse ne montrent qu'une variabilité interannuelle, qui met en évidence l'hétérogénéité climatique des Hautes Chaumes, et qui ne semble pas être liée à un éventuel réchauffement climatique.

II.3.2.4 – L'importance des vents dans le climat des Hautes Chaumes

Le rôle joué par le vent sur les Monts du Forez est un facteur prédominant dans le climat qui règne sur les parties sommitales du massif. En effet, le vent influence largement les températures ressenties. L'effet du vent est particulièrement visible durant l'hiver, notamment en raison des températures glaciales qu'il induit, des congères formées par le vent, ainsi que le givre qu'il donne. Un rapide aperçu des roses des vents en trois points différents (plaine, massif, crêtes du Forez) montre une variabilité très significative de la répartition de la direction des vents durant l'année ainsi que leur intensité.

Il est donc nécessaire d'étudier l'effet local du vent, bien que les stations météorologiques ne semblent pas donner des directions parfaitement représentatives des conditions régnant au Col de la Chamboite et à Pierre-sur-Haute. En raison de leurs positions respectives par rapport au relief local, ces stations semblent fortement influencées par les reliefs environnants, au même titre que pour les précipitations (qui dépendent en partie du vent). On observe alors de fortes disparités tant en terme d'intensité et de direction entre les trois stations étudiées : le Col du Béal, Chalmazel et Andrézieux-Bouthéon (Cf. Figure 14 en début de chapitre pour localisation).

Une variabilité régionale due aux reliefs régionaux

L'étude de la répartition des vents à Andrézieux-Bouthéon, dans la plaine du Forez, constitue une des rares études complètes du vent et de la météorologie dans la région, réalisée par J.-B. Suchel [Suchel, 1984]. L'avantage de ce travail est de présenter les données de nombreuses années. L'inconvénient est que la station étudiée est située en plaine et à une distance pouvant altérer à première vue la représentativité des conditions rencontrées sur les Hautes Chaumes. Il ressort de cette étude que ce sont les directions NNW et SSE qui se détachent nettement au cours des années, avec respectivement 16,3% et 17% des fréquences couvertes par ces deux secteurs (Cf. Figure 22).

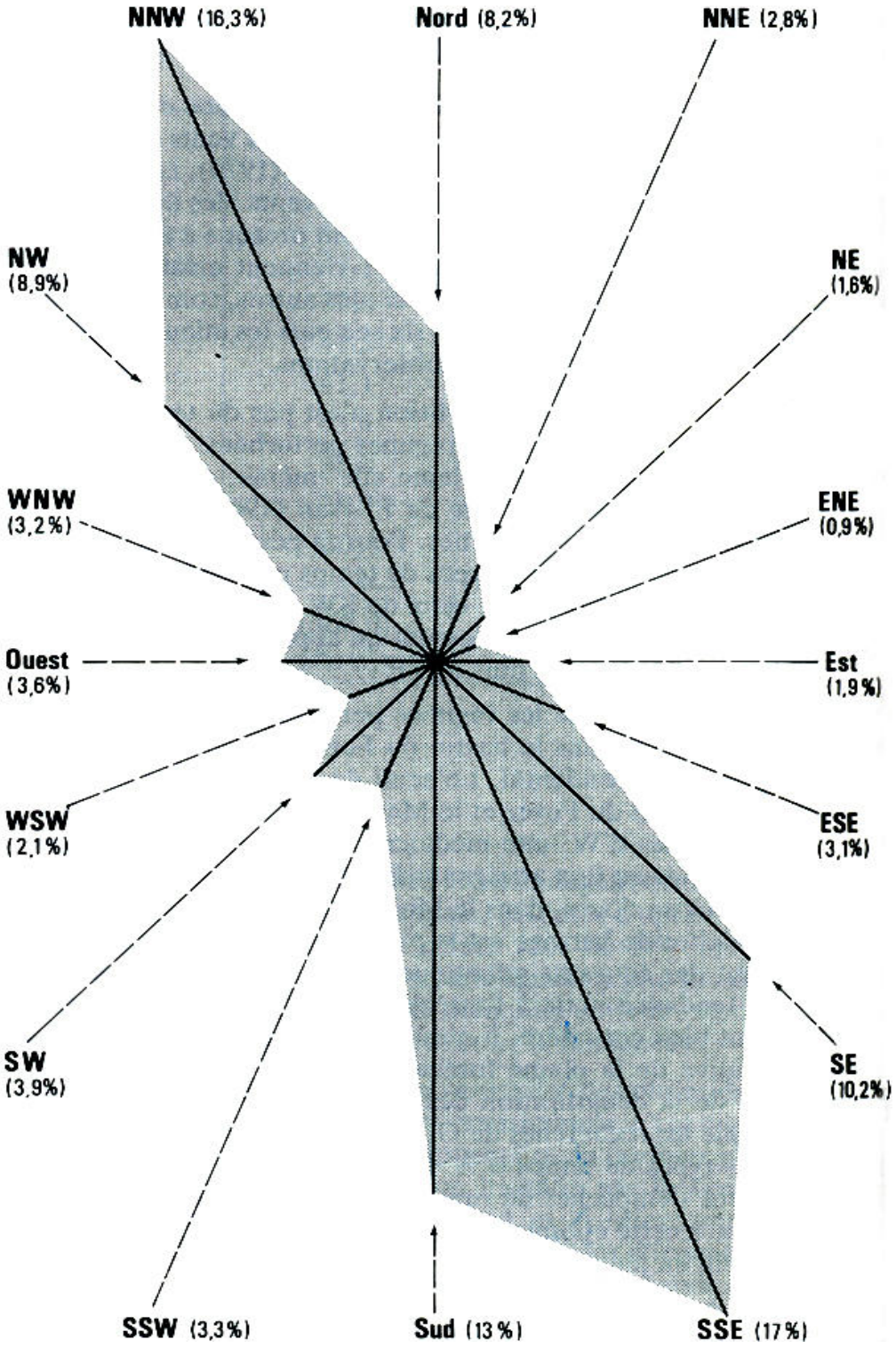


Figure 22 : *Rose des fréquences des vents selon les directions à Bouthéon (1948-1965), d'après J.-B. Suchel [Suchel, 1984].*

Concernant les vitesses, l'auteur observe deux périodes dans l'année où les vents sont les plus forts (vitesse supérieure ou égale à 16m/s) : le début et la fin de la saison froide avec en particulier avril. Des vents puissants en début de saison froide sont intéressants en ce qui concerne le début de formations des congères. Celles qui sont observables en début de saison froide (décembre) au Col de la Chamboite semblent plus souvent orientées derrière des obstacles et formées par des vents de secteurs WNW plutôt que NNW. Il en va de même le plus souvent pour la grande congère de la Chamboite et sa corniche qui se forment au cours des mois de décembre, janvier et février. Le givre semble être également un bon indicateur des derniers jours de vent selon son orientation. Cependant, certaines évolutions de la corniche sont observables durant les mois de février-mars avec une incurvation (surtout sur l'extrémité Nord de la congère) s'alignant perpendiculairement à un vent venant du NW plutôt que du WNW. Cette incurvation de la partie Nord de la corniche a été particulièrement visible pendant les hivers 2009-2010 et 2012-2013. On en déduit alors qu'au niveau du Col de la Chamboite, le vent est le plus souvent de secteur WNW, pouvant aller jusqu'à NW. Il faut noter aussi la présence d'un couloir guidant le vent jusqu'au col de la Chamboite, orienté WNW et qui doit surement avoir une influence sur les vents au col. Les vents du Nord sont également modifiés localement par les sommets que l'on rencontre entre le Col du Béal et le Col de la Chamboite. On peut donc en déduire que même si la station d'Andrézieux-Bouthéon est relativement éloignée des reliefs des Monts du Forez, elle présente une assez bonne représentativité des vents dominants d'après les observations faites au niveau du Col de la Chamboite. Elle semblerait finalement assez détachée de l'effet de la chaine du Forez sur le vent, malgré le possible effet couloir de la plaine du Forez et des reliefs environnants, qui doit probablement réorienter les flux selon l'axe de la plaine (NNW-SSE).

Une variabilité locale due aux reliefs locaux

Si l'on considère les données de la station météorologique de Chalmazel, utilisée largement pour ce travail de thèse en raison de sa proximité avec le site d'application et le nombre de paramètres disponibles, les observations sont radicalement différentes (Cf. Figure 23 et Annexes C10). Toutefois, les données utilisées ne comprennent que la période comprise entre juin 2006 et juin 2012.

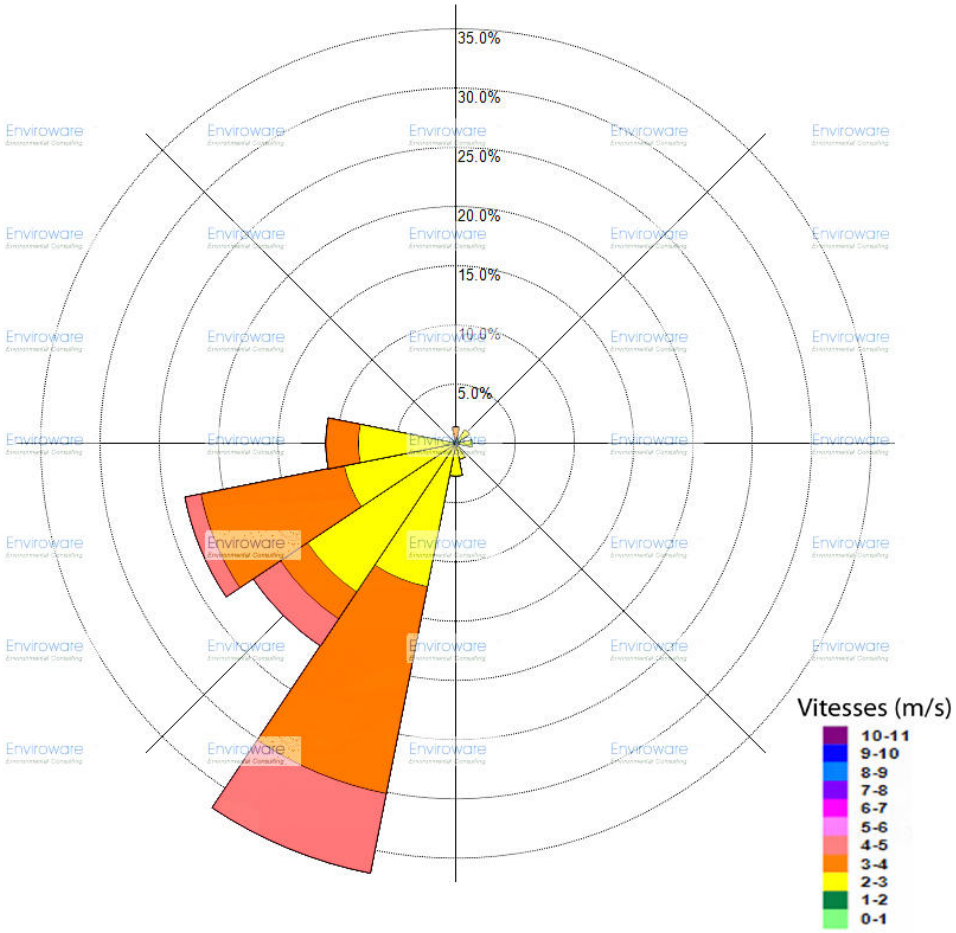


Figure 23 : *Rose des fréquences de vent cumulées par classes de vitesses selon les directions moyennes journalières (juin 2006 à juin 2012), d'après les données Météofrance de la station de Chalmazel MF42039003.*

Sur les six dernières années, les vitesses de vent apparaissent comme plus faibles et les directions orientées unilatéralement dans un cadran SW. Les vitesses observées suggèrent une situation relativement abritée du village de Chalmazel. Cette tendance semble confirmée par l'étonnant groupement des directions. En effet, la station météo de Chalmazel est située dans l'alvéole géomorphologique de Chalmazel, ce qui l'abriterait des secteurs autres que ceux compris entre le Sud et l'Ouest. Si l'on compare avec les secteurs dominants observés à Andrézieux-Bouthéon et le Col du Béal, on peut dire que la situation géomorphologique de Chalmazel l'abriterait principalement des vents de secteurs S-E, N-W et N-E. La station de Chalmazel présente donc des vents non représentatifs du site d'application, mais on peut faire l'hypothèse que l'influence du vent sur les précipitations y est plus faible qu'au Col du Béal. Chalmazel recevrait alors des précipitations encore peu affectées par les effets éoliens, contrairement aux crêtes.

En ce qui concerne la station du Col du Béal, la période utilisée est la même que pour celle de Chalmazel, soit du 01/06/2006 au 01/06/2012. On retrouve le secteur dominant SSW de la station de

Chalmazel. La fréquence des vents de SW est encore plus visible. Un secteur NE vient de plus s'ajouter avec près de 25% en termes de fréquence sur la période considérée (Cf. Figure 24 et graphique vitesse moyenne journalière du vent au col du Béal en Annexes C10).

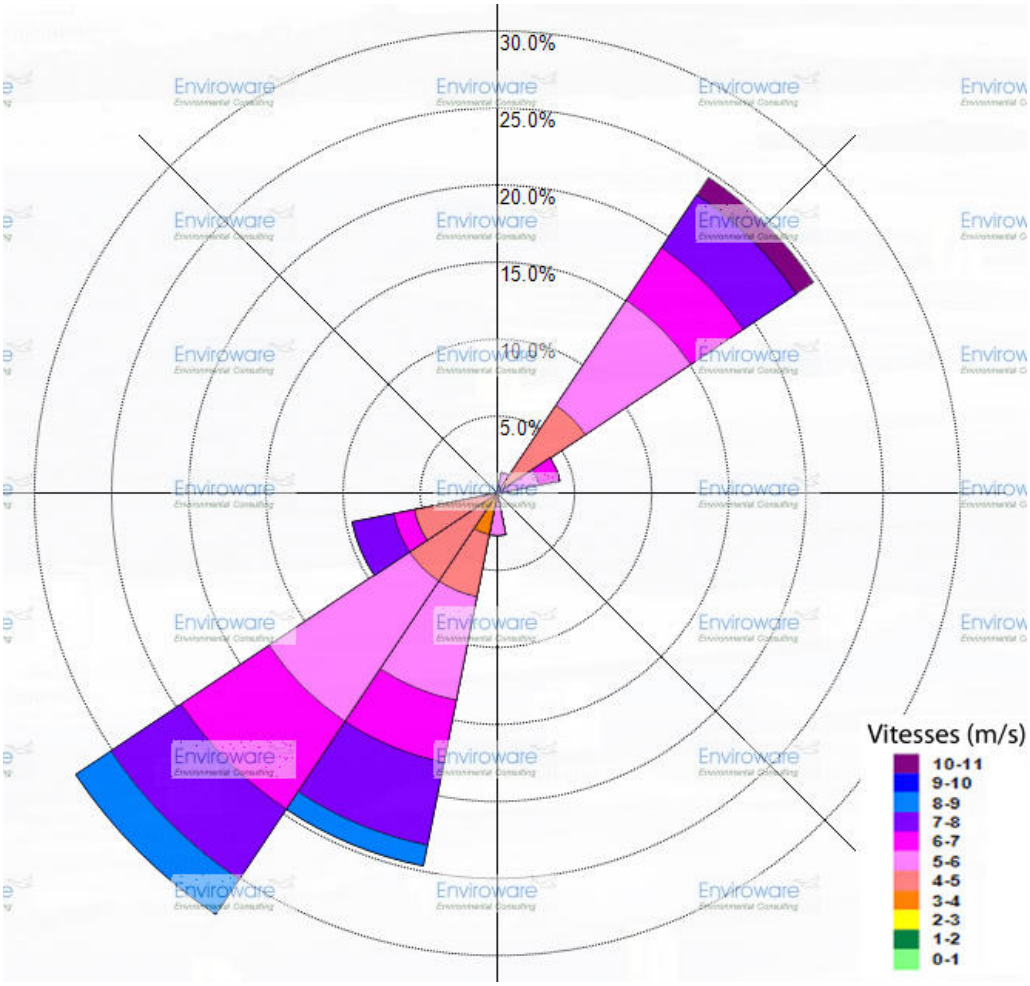


Figure 24: *Rose des fréquences de vent de vent cumulées par classes de vitesses selon les directions moyennes journalières de juin 2006 à juin 2012, d'après les données Météofrance de la station du Col du Béal MF63384001.*

On remarquera la puissance des vents par rapport à ceux observés à Chalmazel, avec des maxima supérieurs à 10m/s et fréquemment supérieurs à 8m/s. Une fois ces vitesses élevées constatées, on peut se poser des questions à propos des directions, diamétralement opposées à celles observées dans la plaine à Andrézieux-Bouthéon. A l'instar du Col de la Chamboite, le Col du Béal présente une aérodynamique spécifique susceptible de perturber les mesures anémométriques. En effet, la station est située au Sud-Est d'un mont (Roche Courbe) et se trouve dans un couloir orienté NE-SW. Le mont de Roche Courbe abriterait la station des vents provenant du NW, alors qu'ils sont fréquemment observés au Col du Béal (qui n'est qu'à deux kilomètres au Sud), grâce aux « marqueurs » comme les congères, le givre mais aussi la végétation qui reflètent les directions empruntées par le vent.

De plus, la station a été déplacée pendant l'intervalle de mesure, ce qui ne va pas dans le sens de la fiabilité des données mesurées. La distribution quasi-exclusivement orientée selon un axe NE-SW est sans doute à relier avec le couloir de la même orientation. L'absence de vent dans le cadran Sud-Est s'explique probablement par le dôme formé par le sommet de Peyre Mayou au Sud et plus généralement au Sud-Est. La distribution des vitesses parallèlement à l'axe du couloir peut également faire douter sur la possible accélération de l'air induite par effet Venturi. Pourtant, des observations sur le terrain au niveau de Peyre Mayou confirment localement, d'après l'orientation de congères d'obstacles, une mesure cohérente des directions de vents locaux. Ce n'est par contre pas le cas de ceux observés au Col de la Chamboite, se rapprochant des mesures enregistrées dans la plaine.

On remarque donc une variabilité importante des vents, tant en terme de directions que de vitesses, induite par le relief. Si les marqueurs observés sur le terrain donnent une direction relativement précise des derniers jours de vent, on se trouve dans la situation délicate de ne pas pouvoir se fier aux mesures des stations météorologiques et de ne pas pouvoir non plus faire une acquisition en continu fiable. Le secteur dominant au Col de la Chamboite sera donc fixé entre l'WNW et le NW, d'après les différentes observations évoquées précédemment, bien que d'autres directions soient observées. Pour ce qui concerne les vitesses, on se contentera de noter que la formation des congères est principalement due à des phénomènes de reptation et surtout de saltation des cristaux de glace de neige transformés (Cf. Figure 17).

L'influence des vents sur les précipitations est sensible à grande échelle, notamment régionale. Par exemple, dans le cas où une masse d'air provenant du Nord rencontre des reliefs qui se dressent selon une direction perpendiculaire, l'effet de barrière sur les nuages sera augmenté, ce qui provoque de fortes précipitations. On peut citer l'épisode du 17/04/2012 où près d'un mètre de neige tombe sur le Pilat alors que les Monts du Forez ne reçoivent que quarante centimètres en raison d'une masse d'air provenant du NNE.

A l'échelle locale, les vents, et par conséquent les précipitations, sont affectés par les variations locales et régionales des reliefs. Dans le cas du Lignon, le bas du bassin présentera des précipitations proches de celles observées à Andrézieux-Bouthéon. Il n'en est pas de même sur les reliefs des Monts du Forez où les précipitations sont déjà plus fortes en raison de l'effet de barrière des reliefs. A l'échelle très locale, l'effet Venturi lié aux couloirs renforce encore les effets du vent sur les précipitations liquides et solides. Cet effet est encore plus remarquable sur les précipitations solides, beaucoup plus facilement remobilisables une fois tombées au sol. L'apport d'eau lié au vent peut devenir alors très important localement, comme dans le cas d'une congère. Sur une année complète, on atteindra alors des valeurs de précipitations pouvant être jusqu'à deux fois plus importantes sur une zone protégée pouvant abriter une congère pendant l'hiver. Pour un même vent dominant, ce site

reçoit en effet l'effet très local du vent sur les précipitations solides (congères) et l'effet du vent local sur les précipitations liquides.

En revanche, une zone particulièrement exposée au vent présentera des précipitations liquides probablement plus importantes en période chaude alors qu'elles seront plus faibles dans le cas de précipitations solides durant l'hiver, en raison de la déflation.

D'autre part, le vent a également un rôle significatif dans la fonte de la neige. S'il est capable de faire baisser les températures ressenties, il est un des outils les plus efficaces pour faire fondre le manteau neigeux, en particulier dans le cas d'un vent du Sud relativement chaud. En effet, le vent pénètre dans le manteau neigeux, faisant rentrer d'autant plus la chaleur entre les cristaux. Ce phénomène est presque plus efficace qu'une journée ensoleillée puisque la masse de froid du manteau neigeux est alors affectée en profondeur par la chaleur de l'air, ce qui est moins le cas avec l'effet de l'ensoleillement seul en raison du pouvoir isolant de la neige. De plus, l'évaporation est d'autant plus importante quand l'air circule.

Les principales congères se formant dans des dépressions à l'abri des vents NW, les accumulations neigeuses se retrouvent d'autant plus exposées lors d'un épisode de vent du Sud. Ceci renforce l'effet de « fonte différentielle » liée à l'épaisseur de neige, sachant que les accumulations résistent tout de même mieux à la fonte en raison de leur volume, et apportent de l'eau sur une plus longue période.

II.3.2.5 - Vers des modifications hydrologiques ?

Les données étudiées et les outils à disposition ne permettent pas pour l'instant d'affirmer qu'une modification du climat des Monts du Forez existe. De plus, peu d'études sont disponibles à ce sujet pour le département de la Loire, et en général le Massif Central, à part le programme Gestion des Impacts du Changement Climatique (GICC) pour le fleuve du Rhône et de la Seine [Ducharne et al, 2004] et l'étude thermique de la Loire de [Conti, 2000] et [Palandre, 2002].

Les précipitations brutes globales (liquides et solides) ne semblent pas montrer de diminution progressive des pluies sur la région. Il est par contre difficile de déterminer, sur des enneigements très irréguliers, une raréfaction d'hivers à fort enneigement ou une baisse de l'épaisseur de neige. Cependant, il est très difficile de se procurer des données précises sur les précipitations solides brutes, paramètre déjà délicat à mesurer avec précision en montagne à cause de l'effet du vent.

Les températures influant (entre autres paramètres) sur le volume de précipitations solides, on peut se poser la question de savoir si les précipitations solides vont tendre à diminuer pour les prochaines années. La répartition saisonnière des précipitations serait-elle d'ailleurs la même?

Sur le terrain, à part l'hiver 2010-2011 particulièrement peu enneigé et sec par la suite, on ne peut que remarquer la variabilité interannuelle de l'enneigement, sans pour autant déceler une éventuelle baisse.

Dans le cas d'un faible enneigement mais avec des températures froides, on a constaté que le ruissellement diminuait le temps de réponse du bassin versant face à une pluie ou une fonte brutale. Pour l'instant il semblerait que ce soit le seul effet de la variabilité climatique (annuelle ou plutôt saisonnière et non pas globale) que l'on puisse constater sur les Monts du Forez.

Si l'enneigement est faible mais avec des températures douces, le rôle hydrologique de la neige est peu remarquable, à part étaler dans le temps la restitution de l'eau précipitée sous forme de neige dans le bassin versant.

Si l'enneigement venait à disparaître, le stockage d'eau hivernal n'aurait plus lieu. Or nous avons vu jusqu'à maintenant que l'hiver n'était pas forcément une saison plus humide que les autres. Le seul effet serait alors l'absence de restitution lente d'eau nivale par les accumulations neigeuses sur le haut du bassin. Il y aurait alors moins d'eau au printemps, ce qui pourrait poser des problèmes de sécheresse si l'été s'avère sec, de la même façon que pour la première moitié de l'année 2010-2011. En effet, cette année a montré des débits particulièrement faibles au niveau des sources du Lignon. Mais il s'agit là probablement d'une configuration de masses d'air qui ont apporté peu d'eau et peu de froid sur les Monts du Forez, surement ponctuelle et liée au hasard de la circulation atmosphérique. Cette configuration pourrait-elle devenir un scenario type qui se répèterait les prochaines années ?

En ce qui concerne les débits du bassin versant, aucun indice de changement climatique n'est pour l'instant décelable, tant en termes de précipitations tombant sur le bassin que sur les débits à différents exutoires (Cf. Annexe C11). En effet, si on étudie les débits à long terme (1957-2012) en tête de bassin versant (Q4 Chalmazel Chevelières), en supposant qu'il n'y a pas de dérive des mesures effectuées à cette station, on ne remarque pas de baisse significative des débits. Les précipitations brutes semblent également stables, même si les très légères évolutions semblent opposées. Il est difficile d'interpréter ces tendances précisément, puisqu'il faudrait travailler sur des évolutions infimes qui peuvent être biaisées par la précision des mesures.

A plus court terme, les tendances de débits observées, de par leur stabilité, ne semblent pas non plus déterminantes dans la recherche de modifications hydrologiques. Des statistiques plus poussées année par année et sur l'ensemble des rivières drainant le massif seraient probablement plus adaptées à l'étude du changement climatique. Celles-ci pourraient se manifester sur les Monts du Forez par une occurrence de plus en plus fréquente d'années sèches et/ou chaudes ainsi qu'à un ou plusieurs pics de fonte nivale de plus en plus précoces dans la saison (Cf. Annexe C11 pour plus de détails), ce qui n'est pas encore le cas.

On remarquera qu'entre les différents exutoires considérés, plus ou moins sensibles à la fonte nivale, les tendances restent très proches entre elles et de pentes quasi-nulles. Il est difficile de déceler une fonte nivale moindre en étudiant uniquement les débits et les précipitations brutes. En effet, un réchauffement global, s'il a lieu, n'est pas forcément synonyme de précipitations plus faibles. Si uniquement les températures venaient à évoluer, les précipitations brutes seraient d'autant plus liquides, ce qui ne fait pas changer a priori le volume d'eau écoulé dans l'année. Seule sa distribution saisonnière serait affectée, en diminuant l'effet tampon et le stockage provoqué par la neige, ainsi qu'une évaporation légèrement plus forte.

Une modification du volume d'eau précipité serait par contre plus visible dans les débits du Lignon, puisqu'à l'échelle de l'année, le bilan hydrologique du bassin est proche de l'équilibre (sans compter les pertes par évaporation et par infiltration profonde). Une étude de la restitution de la neige à un pas de temps plus court comme la saison, le mois ou même la semaine serait particulièrement intéressante pour quantifier le rôle de la neige dans les débits de l'ensemble du bassin au cours des années. Malheureusement, une telle caractérisation nécessiterait une instrumentation très précise et considérable qui ne peut être réalisée.

II.4 - Mise en place d'un site d'expérimentation local et représentativité

Ce chapitre a pour vocation d'expliquer le choix d'un site d'expérimentation à l'échelle locale et montrer la représentativité des données obtenues par rapport à la zone d'étude.

II.4.1 - Définition d'un site d'expérimentation

Le Col de la Chamboite (à proximité de Q1 sur la Figure 25) est apparu comme le meilleur choix d'emplacement d'un site d'expérimentation. En effet, ce col se situe aux sources du Lignon mais aussi à proximité d'une des congères les plus importantes des Monts du Forez. Ces deux caractéristiques géographiquement proches en font un des meilleurs sites des Hautes Chaumes pour l'étude du rôle hydrologique de la fonte de la neige. De plus, le site a fait l'objet d'une étude des températures du sol, de la hauteur et de la dynamique de la congère par Etlicher et al. [Etlicher et al., 1993]. On rappelle également que le site expérimental est à proximité du sommet de Pierre-sur-Haute, « Site unique pour l'étude des congères » comme l'indique G. Staron dans [Staron, 1990]. En effet, la présence des crêtes, et particulièrement du col au niveau du Col de la Chamboite, permet de fortes accumulations neigeuses durant l'hiver. Ces congères constituent un stock d'eau qui sera restitué dans le bassin versant pendant la fonte printanière. Cette eau de fonte alimente les sources du Lignon situées à l'aval immédiat de ces congères, mais l'ensemble de la couverture neigeuse fait aussi grossir progressivement le Lignon vers l'aval.

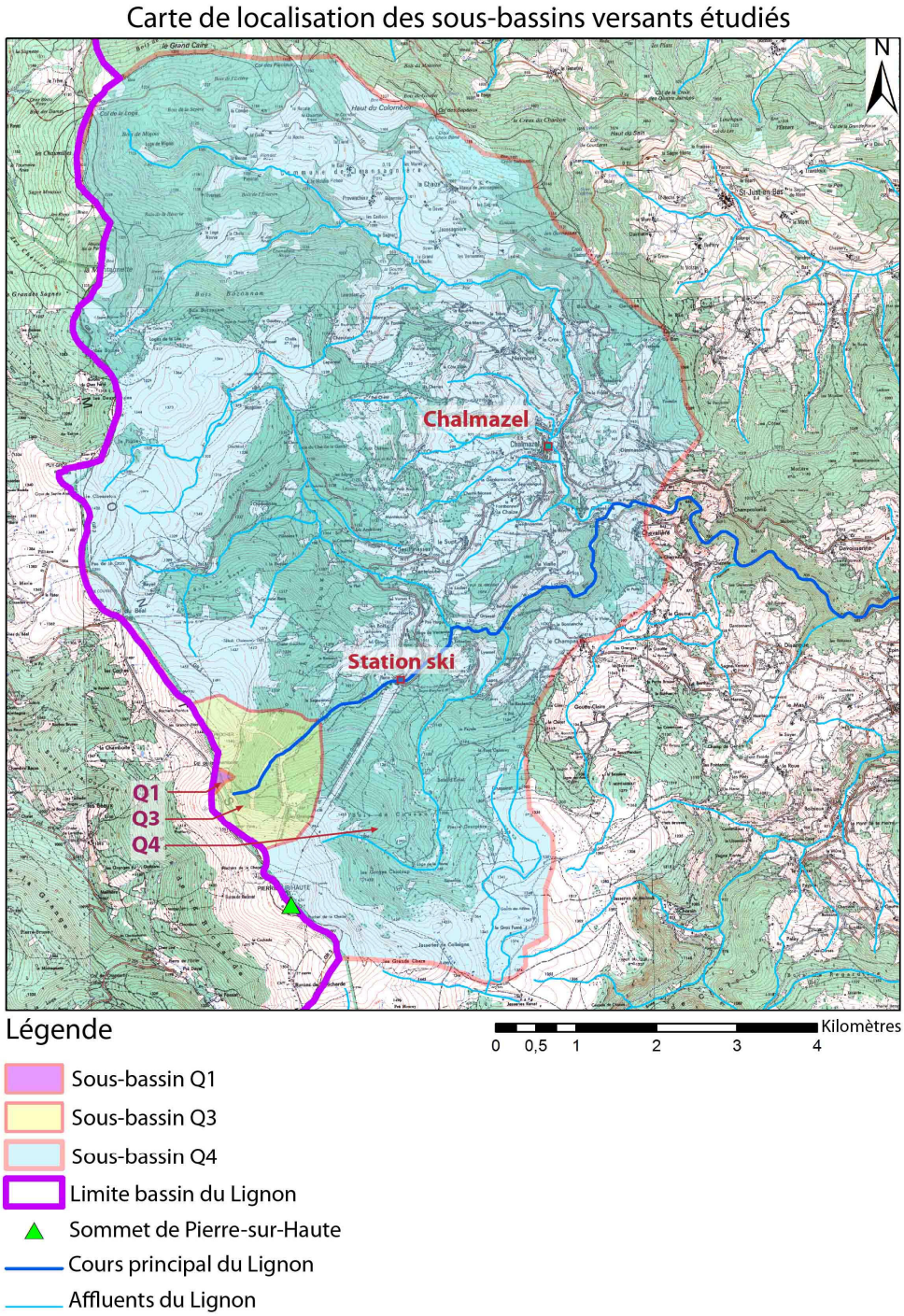


Figure 25 : Localisation du site d'application. *Les sous-bassins étudiés sont indiqués sur la carte par Q1, Q3 et Q4. Ainsi, le sous-bassin versant Q1 est associé à l'exutoire Q1, le sous-bassin versant Q3 à l'exutoire Q3 et Q4 à l'exutoire Q4 ou « Chalmazel Chevelières ». On remarquera que le Lignon ne part pas exactement de la source Q1, qui est en fait la source Nord du Lignon. La source « officielle » étant la source Sud en raison d'un débit légèrement supérieur. Le sous bassin-versant Q1 dépend uniquement de la congère du Col de la Chamboite et n'est pas perturbé par d'autres tributaires. Le sous-bassin versant Q3 est, lui, perturbé par de petits tributaires provenant en partie de la station de ski de Chalmazel. Le sous-bassin versant Q4 est lui alimenté par plusieurs affluents que l'on distingue sur la carte, qui ont tendance à biaiser en partie le signal de fonte nivale issu de congères. En effet, ces derniers tributaires sont majoritairement alimentés par la fonte de la neige, souvent à plus basse altitude, mais pas forcément par des congères. Selon les paramètres mesurés, le site d'application est susceptible de varier du sous-bassin Q1 au sous-bassin Q4.*

De par le choix d'un site d'expérimentation, on s'expose forcément à des problèmes de changement d'échelle et de représentativité. Cependant, un choix a dû être fait entre travailler sur l'ensemble du bassin versant du Lignon où la signature de la fonte nivale dans les débits est faible, voire trop faible pour être identifiée clairement, et travailler à une échelle très locale pour quantifier la part nivale dans les débits du Lignon.

II.4.2 - D'une extension spatiale à l'échelle locale

L'approche utilisant une échelle locale plutôt qu'une échelle régionale est peu utilisée dans les études concernant l'estimation des débits d'origine nivale liés aux congères. Dans le cas d'un manteau neigeux uniforme, il est plus facile de travailler sur des étendues de plus grande surface. Il suffit alors d'étudier les débits des cours d'eau drainant une surface enneigée d'épaisseur connue pour en évaluer la part d'eau nivale.

La présence d'accumulations neigeuses impose, elle, une échelle de travail bien plus locale.

Le changement d'échelle d'une approche régionale à locale ne comprend pas qu'une diminution de la surface étudiée. A l'échelle locale, il faut aussi prendre en compte des variabilités locales qui pouvaient être alors négligées, gommées ou noyées dans des variables jouant à l'échelle régionale. Par exemple, le sol et la pédologie sont à prendre en compte quand on se situe à l'échelle locale, alors qu'à l'échelle régionale, ces paramètres ont moins d'influence, déjà pris en compte dans l'hydrogéologie (au sens large) du bassin versant.

On se rend alors compte qu'une multitude de paramètres souvent négligés en hydrogéologie dans des études à une échelle plus étendue, prennent une importance relative lors d'une étude à l'échelle locale. Ainsi, les effets locaux du vent, des températures, des précipitations et d'autres paramètres atmosphériques doivent être évalués, mais aussi l'influence de la végétation, du relief, de la pédologie doivent être pris en compte, afin de quantifier les échanges à l'interface entre le bassin versant et l'atmosphère.

Le contexte géologique nous amène à penser que les infiltrations ne sont pas à prendre en compte dans le haut du bassin versant du Lignon, où ce sont davantage les couches de sol superficielles qui vont avoir un rôle dans la restitution des précipitations dans le bassin versant. En effet, la nature cristalline, même si elle est largement fissurée, n'apporte probablement pas ou peu d'eau infiltrée au niveau des têtes de bassin versant. Si l'infiltration est plus que probable, elle se fait justement sur les têtes du bassin et se fera jusqu'en profondeur, pour être restituée à une échelle plus régionale, comme par

exemple dans le bas de la partie cristalline du bassin (sources hydrothermales) ou dans la partie sédimentaire en plaine.

La variabilité atmosphérique dans des reliefs montagneux pose des problèmes de représentativité, comme nous avons pu le voir précédemment. Cependant, sans matériel parfaitement adapté à la mesure in situ des paramètres atmosphériques, il est difficile de quantifier les apports amenés au bassin versant. Mais l'étude de la quantité de neige accumulée sur le sol ne nécessite pas forcément un équipement de type station météorologique, puisque c'est une fois remobilisée sous forme de congères qu'elle deviendra un stock d'eau local pour les sources. Une station météorologique sur le site d'étude donnera des informations sur le vent, la température et la hauteur de précipitations, mais ne permettra pas une bonne estimation du stock de neige à un endroit donné sans observation supplémentaire sur le terrain. Pour l'estimation de ces paramètres, une station située à quelques kilomètres sera suffisante, puisque l'incertitude sur l'accumulation de neige gomme la plupart des paramètres en « amont », aussi précis soient-ils. Il est par contre regrettable de ne pas pouvoir disposer de mesures d'évaporation précises en ce qui concerne le manteau neigeux.

Le terme de continuité hydrologique doit être ici employé qui est, rappelons-le, le cheminement atmosphérique, puis hydrologique/hydrogéologique d'une molécule d'eau. Cette molécule d'eau est donc transportée au-dessus et dans le bassin versant selon les différents milieux qu'elle traverse (Figure 26).

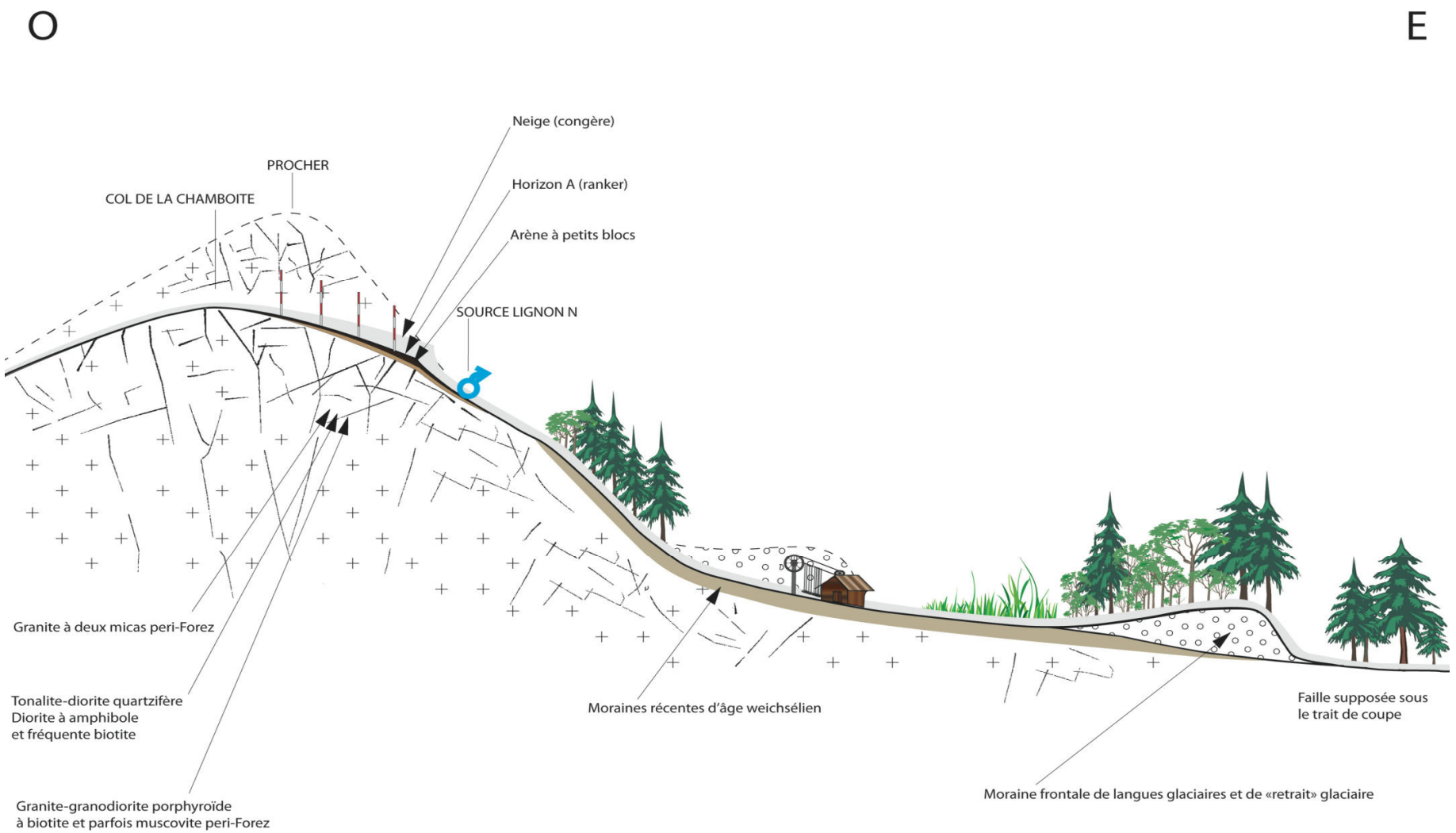


***Figure 26** : Représentation schématique en coupe donnant un aperçu du site d'application. Les dimensions verticales et horizontales ne sont pas respectées. Un amalgame sur la géologie du socle a été fait pour simplifier la coupe.*

Pour étudier le rôle de la fonte nivale dans les débits aux sources du Lignon, la continuité hydrologique est particulièrement intéressante à étudier au niveau des interfaces. Le transfert de l'eau entre la couche de neige et le sol forme l'interface la plus importante à observer, trait d'union entre l'atmosphère et le bassin versant (Figure 26).

Ne disposant d'aucunes données sur ce transfert aux sources du Lignon, le suivi de l'infiltration et la restitution aux sources de l'eau d'origine nivale a été privilégié. Ce suivi ne peut malheureusement être mené que sur une faible surface. C'est pour cette raison que nous adopterons une échelle très locale ainsi qu'une vue en «coupe » des phénomènes mis en jeu dans l'infiltration et la restitution de l'eau nivale.

Nous nous concentrerons par la suite sur la partie de la continuité hydrologique située en « aval » de la chute de neige, lors de la fonte (puisque nous ne tenons compte que d'une évaporation partielle) jusqu'à sa restitution pendant la fonte printanière.

En ce qui concerne la représentativité du site d'application par rapport au bassin versant du Lignon, on peut dire qu'elle est suffisante pour le Haut Lignon. En effet, une des améliorations possibles serait de prendre en compte les deux sources au lieu d'une seule. Cependant, elles présentent des caractéristiques très proches (hauteurs de neige, alimentation, terrains traversés par l'eau, débits, etc.). Les zones couvertes sont toutefois différentes selon les paramètres mesurés : les débits sont quantifiés en dessous de la zone couverte par la neige (jusqu'au sous-bassin Q4), mais les hauteurs de neige ne sont suivies qu'en tête de bassin versant (approximativement le sous-bassin Q1), là où les accumulations de neige sont les plus importantes. Cette restriction ne rend pas très représentatives les hauteurs de neige relevées pour d'autres zones, mais ceci est le cas pour l'ensemble des Hautes Chaumes, exposées aux vents très hétérogènes, donc ayant des hauteurs de neige très variables. Cette remarque est valable à l'échelle locale, mais si on cherche à connaître l'effet de la neige sur le débit des rivières, les observations réalisées pour le Lignon devraient rester représentatives des autres cours d'eau sensibles à la présence de congères.

On résumera donc la représentativité du site d'application comme bonne à l'échelle locale (quelques centaines de mètres et le long de la partie haute du Lignon), et similaire pour l'ensemble des Hautes Chaumes pour des conditions proches (présence de congère, pédologie ressemblante, exposition, végétation, etc.).

II.5 - Synthèse de la deuxième partie

Le Lignon du Forez parcourt des entités géologiques et géomorphologiques très contrastées entre sa source et sa confluence avec la Loire. Les terrains traversés par le Lignon dans sa partie haute sont de nature cristalline, peu favorables à une ressource en eau conséquente, malgré leur fissuration. Ce massif cristallin surélève la partie Nord-Ouest du bassin jusqu'à des altitudes permettant une accumulation saisonnière de neige durant la saison froide. Le passé glaciaire de Monts du Forez enrobe superficiellement le massif cristallin de dépôts quaternaires pouvant freiner les écoulements et le ruissellement voire donner lieu à de petits aquifères locaux.

A l'inverse, la plaine sédimentaire présente des reliefs bien plus plats et un sous-sol favorable à la présence de nappes phréatiques. Cependant, le Lignon reste majoritairement drainant par rapport à la nappe lors de son passage dans la plaine du Forez, et c'est sur sa partie cristalline que le Lignon présente des débits spécifiques bien plus « producteurs » d'eau.

La situation géographique des Monts du Forez expose les reliefs à des conditions relativement rudes. La situation orographique de la chaine contribue à des conditions météorologiques hétérogènes à l'échelle du bassin versant, mais aussi plus localement à l'échelle des têtes de bassin versant, en raison de l'effet du relief local sur le vent. Les accélérations et décélérations locales du vent ainsi que l'origine des masses d'air sont responsables de précipitations liquides et solides significativement variables dans le temps et l'espace.

Les effets du vent sont en particulier visibles avec la redistribution des précipitations neigeuses et la formation de congères de grande étendue. Le manteau neigeux est donc autant voire plus affecté par une variabilité très locale de son épaisseur, ce qui impose une échelle de travail réduite pour étudier le rôle hydrologique des accumulations neigeuses dans le bassin versant.

Le choix du site d'application doit donc s'adapter à la fois à des paramètres fluctuant régionalement mais aussi localement, tout en cherchant à identifier le plus clairement possible la part d'eau nivale dans les débits du Lignon. Une des questions qui restent en suspens est d'essayer de savoir comment ces paramètres pourraient éventuellement évoluer dans les prochaines années.

Les études déjà réalisées démontrent que le site de Pierre-sur-Haute s'avère être un des meilleurs endroits pour l'étude des congères. La proximité immédiate des sources du Lignon par rapport à la congère du Col de la Chamboite qui est une des plus importantes des Hautes Chaumes, font de cette zone pourtant réduite, un site d'application idéal pour quantifier le rôle de la fonte nivale aux sources du Lignon. Cependant l'échelle de travail locale demande de prendre en compte des variables qui ont

une influence tout aussi locale, comme la végétation, la pédologie et le gel du sol, l'exposition, les épaisseurs de neige. Ces paramètres mettent également en évidence l'importance de la dimension verticale à l'échelle de travail considérée, différente de la plupart des études portant sur le même sujet.

Le site d'application n'étant plus équipé des dispositifs de mesures et ne pouvant bénéficier qu'en partie des résultats des études précédentes, une méthodologie et une instrumentation adaptée et tenant compte des spécificités locales ont dues être mises en place.

III - Troisième partie : Méthodologie et instrumentation

III - Troisième partie : Méthodologie et instrumentation

Cette partie a pour but de proposer une méthodologie et une instrumentation tenant compte des spécificités nivales, pédologiques, géologiques et hydrographiques du site d'application. Il s'agit d'étudier comment se fait le transfert de l'eau dans la tête du bassin versant, de sa chute sous forme de neige jusqu'à son écoulement dans le Lignon une fois fondue.

III.1 - Principe de continuité de la mesure hydrologique

Le travail à l'échelle locale impose de prendre en compte des paramètres locaux, difficiles à spatialiser sur l'ensemble du terrain étudié. La production et le trajet de l'eau d'origine nivale sont à étudier à la fois dans les dimensions X et Y, ce qui produit des cartes d'épaisseurs de neige, de pente, de ruissellement et d'ensoleillement par exemple, mais une approche tenant compte de la dimension verticale doit être adoptée afin de mieux comprendre les interactions avec le bassin versant, en particulier dans les premières couches de sol.

III.1.1 - La neige : un milieu évolutif

Le manteau neigeux subit de nombreuses interactions avec l'atmosphère, nécessitant une instrumentation spécifique pour le suivi de son évolution (Figure 27).

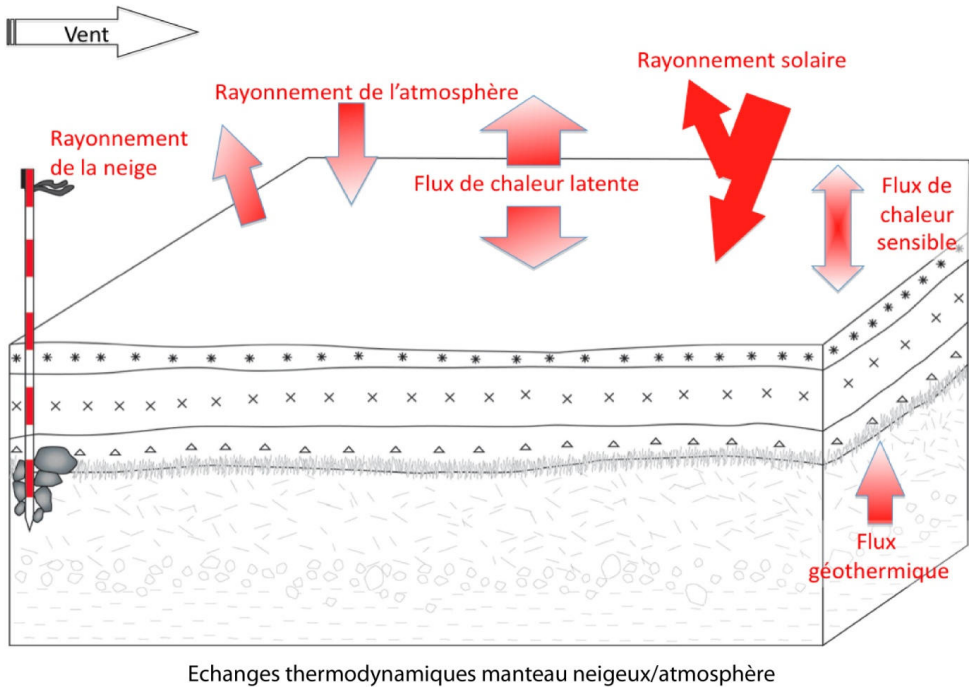


Figure 27 : Représentation schématique des échanges thermodynamiques auxquels le manteau neigeux est exposé. *Les échanges entre le sol et la neige, ainsi que les échanges entre les couches du manteau neigeux, ne sont pas représentés, bien qu'il existe un refroidissement du sol par la présence du manteau, un apport de chaleur latente lors de la fonte de la neige, etc. Seul le flux géothermique a été représenté dans un but de simplification. Les flux de chaleur sensible représentent les différents types de métamorphisme détaillés dans le texte.*

Le flocon de neige dépend des conditions atmosphériques lors de sa formation et des couches d'air traversées. Une fois précipitée au sol, la neige subit une transformation progressive en fonction des conditions météorologiques rencontrées. Il s'en suit un métamorphisme des différents types de cristaux de neige jusqu'à la formation de grains de neige de type gobelets, souvent près du sol à cause du flux géothermique, ou d'un sol chaud et une atmosphère froide. Ce type de cristaux apparaît dès que l'on a un gradient thermique élevé entre deux compartiments, comme la surface et le sol ou deux couches de neige de températures différentes. Il s'agit alors d'un métamorphisme de gradient.

Le métamorphisme peut être aussi un métamorphisme de fusion lors des épisodes chaud-froid qui existent dans une journée. Il en résulte une couche de neige dure de type cohésion de regel (fonte

diurne puis regel nocturne de la neige en surface), qui représente le stade ultime de la neige avant sa disparition.

Le métamorphisme intervient aussi à l'échelle du flocon de neige en cherchant à diminuer l'état d'énergie de surface (rapport surface/masse) d'un flocon de type étoile (rapport élevé) à un grain (rapport plus faible). On parle alors de métamorphisme destructeur.

Dans les trois cas de métamorphisme, on ne peut absolument plus distinguer le flocon initial. On peut également préciser que le vent a un rôle important dans la structure et l'évolution de la neige. Le vent peut agir en agglutinant les flocons entre eux, on parle alors de frittage de la neige, qui aboutit à une neige beaucoup plus compacte que la neige simplement précipitée comme celle que l'on observe sur les plaques à vent ou les congères.

Le vent reste aussi un des outils les plus efficaces pour faire fondre la neige quand il est chaud. En effet, l'apport de chaleur pénétrant qu'il produit fait fondre les cristaux en profondeur et emporte avec lui l'humidité produite par la neige, ce qui peut être parfois plus efficace que le simple rayonnement solaire.

Le manteau neigeux est exposé à différentes sources de chaleur qui vont accélérer ou non son métamorphisme puis sa fonte (Cf. Figure 27). Ainsi, une couche de neige précipitée peut émettre de la chaleur en renvoyant le rayonnement infrarouge atmosphérique. Une neige récente, qui dispose d'un albédo fort, renverra donc plus de rayonnement qu'une neige ancienne, qui absorbera plus le rayonnement, accélérant ainsi sa fonte. Cette réverbération est bien sûr plus importante dans le cas d'un rayonnement direct du soleil, plus efficace que le rayonnement des nuages par exemple.

La couche de neige elle-même est soumise à des changements d'état thermodynamique en fondant, en se sublimant et en regelant. Par ce phénomène, la neige peut dégager un certain flux de chaleur latente lors d'un regel, alors qu'en se sublimant, en s'évaporant ou en fondant, elle absorbera de la chaleur extérieure pour mettre le système à l'équilibre.

Au sein du manteau neigeux, les différentes couches de neige composées de différents types de cristaux vont également interagir grâce à des flux de chaleur sensible. Ces flux rééquilibrent en permanence des gradients thermiques différents selon les couches de neige. Ainsi, un manteau neigeux qui présente, par exemple, une couche de neige à -5°C sur laquelle vient se superposer une couche d'une température de -10°C, donne un gradient de température positif dans le sens de la profondeur. Ce gradient plus ou moins fort va intervenir dans les échanges de chaleur sensible (ici la couche à -5°C, plus énergétique, « donne » de la chaleur à celle qui est à -10°C). Malgré le fort pouvoir isolant de la neige qui donne lieu à la conservation des températures des couches (issues de la température atmosphérique lors de la chute), les couches vont tendre à avoir un gradient homogène entre elles,

signe d'équilibre thermique. Pour équilibrer ce gradient, les flux de chaleur sensible interviennent alors, en modifiant notamment les types de cristaux et la vitesse de leur croissance.

Enfin, le rôle isolant du manteau neigeux renforce l'effet du gradient géothermique sur la couche de neige la plus profonde. Le gradient sol/neige élevé forme alors des grains caractéristiques de type gobelets plus ou moins gros.

III.1.2 - La neige et le sol : des milieux poreux changeants

La forte variabilité météorologique des Hautes Chaumes transforme drastiquement le manteau neigeux pendant l'hiver. Il n'est pas rare qu'une couche de neige s'installe en fin d'automne mais ne soit pas persistante. Il faut en effet attendre le milieu du mois de décembre pour que la neige reste au sol. Souvent, cette couche de neige n'est pas continue et a subi plusieurs pluies qui ont regelé par la suite. Il en résulte parfois des plaques de neige ou de glace ou des niveaux de glace dure dans le manteau neigeux. C'est aussi à cette saison que le sol peut geler. On obtient alors un milieu poreux complexe composé par le manteau neigeux très hétérogène et un sol potentiellement gelé. Plus tard dans la saison froide, le manteau neigeux s'épaissit et a tendance à retrouver une structure plus homogène, tout en conservant des niveaux de glace. Ce n'est qu'à la période de fonte qu'il s'homogénéise sur tout le profil, avec la percolation de l'eau de fonte jusqu'à sa base.

Outre le métamorphisme qui agit sur la structure de la neige, le manteau neigeux sur les crêtes du Forez reçoit de fréquentes pluies. Ces pluies peuvent s'infiltrer dans le manteau neigeux voire parfois regeler en surface (les conditions météorologiques sont très variables, même pendant une même journée). Comme dans un milieu poreux de plusieurs couches, cette eau peut s'infiltrer dans le manteau neigeux et rester dans la neige (capacité au champ de la neige), ruisseler en partie sur une couche glacée située dans le manteau (Cf. Annexe C9 photos 3 et 5), ou encore s'infiltrer jusqu'au sol (Cf. Figure 28).

Une fois que l'eau de pluie, de fonte, ou de pluie et fonte a percolé jusqu'au sol, elle rencontre un deuxième milieu poreux, dont la capacité d'infiltration dépend de la température et de la teneur en eau. Si le sol est gelé, l'eau qui va arriver à la surface du sol va ruisseler sous la neige, éventuellement en saturant la couche de neige la plus proche du sol, voire même creuser sous la neige si le volume d'eau est trop important. De plus, le sol gelé dans de petites dépressions renforce le remplissage de ces cuvettes alors devenues quasiment étanches.

Si le sol n'est pas gelé, l'eau alors percolée va s'infiltrer dans le sol. Elle va donc à nouveau traverser un milieu poreux composé de plusieurs couches comme ce qui est observé sur le site d'application

situé au Col de la Chamboite. Dans ce cas là, l'eau traverse une couche de sol organique avant de rencontrer une interface plus imperméable, avant de pénétrer dans la couche en dessous. On a donc un milieu à deux couches avec une interface qui constituerait un chemin d'écoulement préférentiel pour l'eau. En période de fonte, la couche organique est saturée et si le volume d'eau à infiltrer est trop important, du ruissellement peut avoir lieu à la surface du sol.

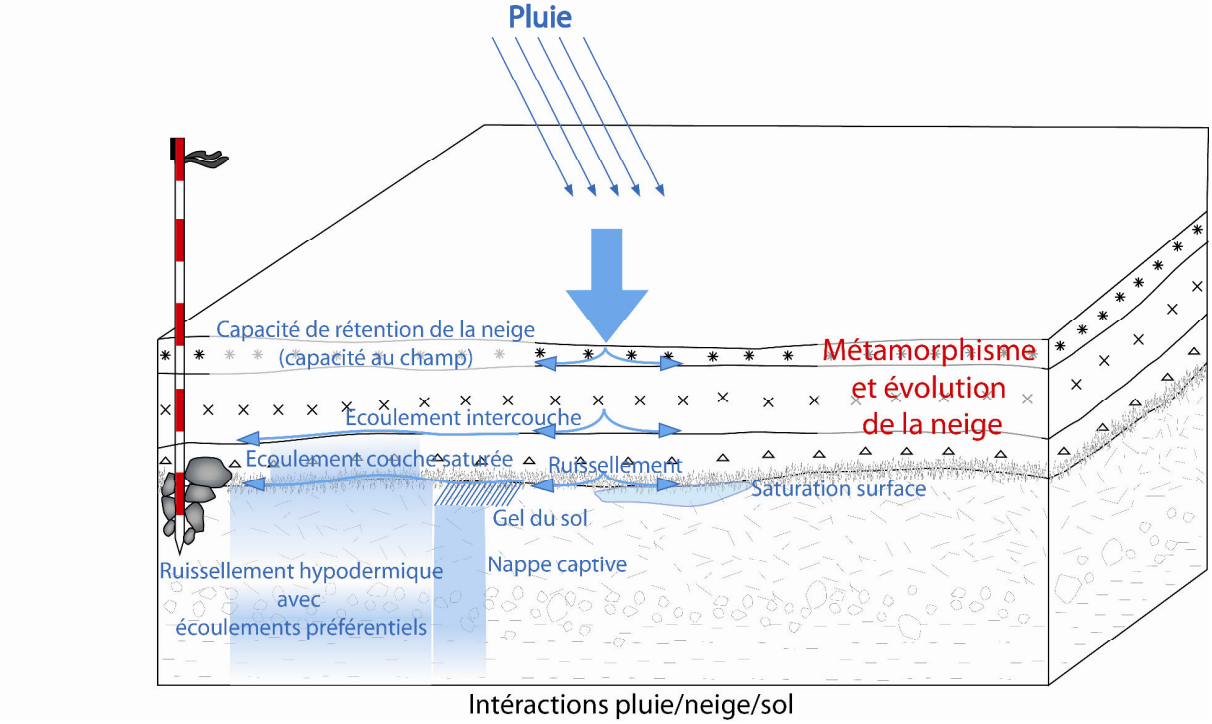


Figure 28 : Interactions de la pluie sur la neige et le sol. *A la différence d'un milieu poreux classique, la neige et le sol forment un milieu évolutif selon les températures et les évènements climatiques. Les dégradés donnent une idée de la saturation en eau. Plus profondément, on peut penser qu'un écoulement préférentiel a aussi lieu entre l'arène et le substratum rocheux. D'autres écoulements sur des surfaces indurées ou sur des niveaux compactés peuvent aussi se produire.*

Cependant, nous avons remarqué que le sol peut geler de façon non uniforme, dépendant entre autre de la présence de neige. Ainsi, on observe (cas de l'hiver 2010-2011) des zones gelées dépourvues de neige quelques mètres au Nord au niveau de l'altitude de la congère de la Chamboite, en contrebas du Col. Ces zones ont reçu l'eau de fonte de neige de la précédente chute, qui s'est infiltrée puis a gelé dans le sol sur le premier décimètre. Le gel du sol s'est produit, d'une part, par l'absence de végétation de type bruyère callune (qui isole le sol) et, d'autre part, par l'absence complète de neige lors du refroidissement (qui isole également le sol). La couche gelée alors obtenue rend l'horizon organique saturé captif, qui reçoit de l'eau de zones non gelées en amont (l'eau jaillit quand on perce la couche gelée).

L'eau produite peut donc s'écouler sous forme de ruissellement hypodermique entre et dans les couches de sol jusqu'à la source du Lignon ou alimenter le Lignon par ruissellement sur la surface.

Les débits du Lignon sont ensuite renforcés par le ruissellement de l'eau issu de la fonte de la neige plus en aval (et non des congères) et par des tributaires recueillant à la fois les eaux de ruissellement (exemple du chemin passant par les sources du Lignon, qui draine les eaux de ruissellement de surface de la source Nord, pour les amener en dessous de la source Sud), ou des drains des pistes de ski, jouant le même rôle.

On a donc une idée du cheminement de l'eau de la congère jusqu'au Lignon. Il s'agit là de la continuité hydrologique, qui représente les différents transferts et vitesses de transfert de l'eau depuis la chute de neige jusqu'à la restitution de l'eau issue de la fonte dans les débits du cours d'eau.

Il faut donc mettre en place une instrumentation adaptée à l'étude de ces transferts et à l'évaluation des stocks d'eau potentiellement mis en jeu (Figure 29).

L'accumulation de neige pendant la saison froide sera évaluée grâce à des perches à neige installées selon un quadrillage de 60x60m, et localement de 20x25m, ce qui est un bon compromis entre précision et facilité d'acquisition. Le maillage plus fin localement permet de mieux mesurer les épaisseurs de la congère. A l'accumulation maximale de neige, ces perches serviront à définir un maillage pour mesurer les épaisseurs de neige avec un radar géologique. Les épaisseurs seront ensuite transformées en un volume de neige. La densité de ce volume sera mesurée à l'aide d'une fosse stratigraphique creusée dans le manteau neigeux à proximité de l'épaisseur maximale de la congère.

L'infiltration de l'eau générée par la fonte de la neige, sera mesurée en relatif grâce à des sondes TDR (Time Domain Reflectometry) enterrées dans le sol à des profondeurs correspondant aux différentes couches du sol. Ces sondes TDR sont couplées à une mesure de la température du sol et serviront non seulement à observer comment se fait l'infiltration dans le sol (mesures de teneurs en eau volumiques), mais aussi à vérifier l'ampleur du gel dans le sol.

La température de l'air est également suivie au niveau de la station TDR et à la source du Lignon au niveau du seuil Q1 afin de déceler d'éventuels décalages entre une zone ventée et une zone abritée. Ces températures sont d'ailleurs comparées à celles obtenues par les stations Météofrance au Col du Béal et à Chalmazel.

Le seuil Q1 mesure les débits ainsi que la conductivité de la source Nord du Lignon. La mesure de la conductivité en continu est censée déterminer l'origine et le temps de résidence de l'eau qui s'écoule à la source. Cette mesure est couplée à la température de l'eau au niveau de la source.

Un deuxième seuil a été installé plus bas sur le cours de la rivière afin de suivre l'évolution des débits vers l'aval (Q3), également couplé à une mesure des températures de l'eau. Ce seuil mesure les débits du Lignon issus de l'amont, mais aussi la fonte de la couche de neige (plus ou moins uniforme, le

volume des congères est noyé dans le reste), ainsi que la fonte de la neige naturelle et artificielle de la station de ski.

Enfin, les débits sont également étudiés à la station de mesure Q4 Chalmazel Chevelières, mais ce dernier seuil de la Banque Hydro est bien trop bas pour une étude fine de l'influence nivale des débits avec un pas de temps court (présence d'une petite retenue, tributaires de plus faibles altitudes).

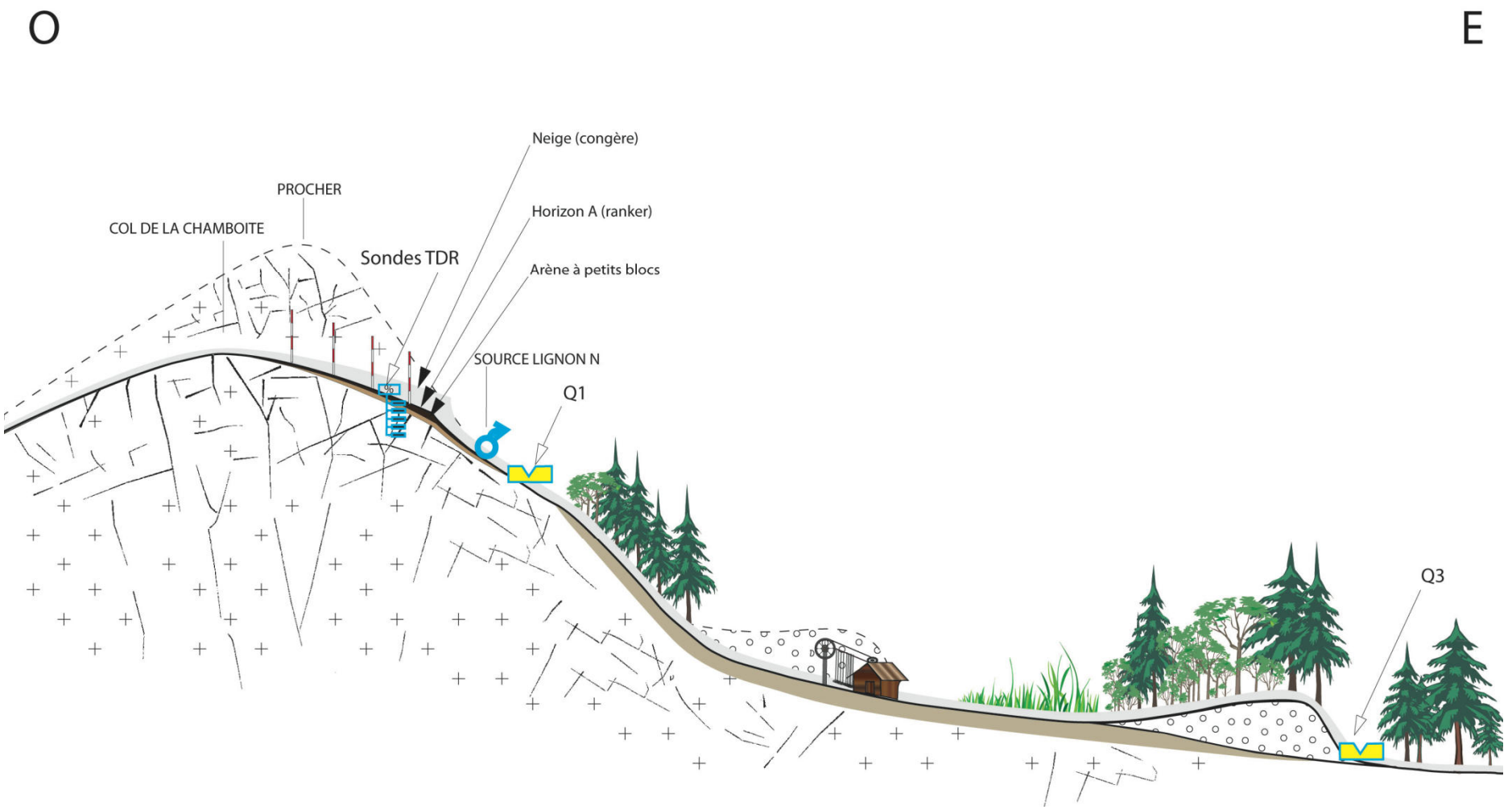


Figure 29 : Représentation schématique de l'instrumentation visant à étudier la dynamique de la continuité hydrologique (stockage, écoulements à différentes vitesses) de la tête de bassin versant du Lignon, en particulier à la source Nord du Lignon. *L'instrumentation proposée tient compte de la configuration pédologique/géologique spécifique de la source. La station de jaugeage Q4 Chalmazel Chevelières n'apparaît pas sur le schéma en raison de son éloignement. Les dimensions ne sont pas respectées.*

III.2.Traitement des données atmosphériques

III.2.1 - Données issues des stations Météofrance

Deux stations météorologiques mesurant un ensemble complet de paramètres sont situées au Col du Béal et au village de Chalmazel. Il existe aussi la station du Col de la Loge, mais en limite de sous-bassin versant étudié et surtout trop incomplète.

La station du col du Béal, comme indiqué dans le chapitre Précipitations et climat, présente l'avantage d'être située à proximité du site d'application (Cf. Figure 30). Cependant, on a vu que son emplacement derrière une crête desservait la précision des mesures effectuées. De plus, son emplacement a été modifié pendant la durée de l'étude, ce qui peut biaiser une fois de plus les données.

C'est pour ces raisons que la station de Chalmazel, située à l'exutoire du sous-bassin Q4 (Chalmazel Chevelières) a été privilégiée, même s'il faut extrapoler les mesures de températures pour obtenir des données plus réalistes des conditions régnant sur les crêtes. Cette station dispose de données sur une plus longue période que celle du Col du Béal et est doublée par d'autres stations Météofrance, mais non automatiques, dans le village de Chalmazel.

III.2.2 - Données acquises sur le terrain

A la vue de la différence de températures entre les stations Météofrance et celles des crêtes du bassin, des thermomètres supplémentaires ont été installés. Il était de plus essentiel, toujours suivant le principe de continuité hydrologique, de connaître la nature des précipitations et les conditions au sol (par rapport aux mesures de la température et de la teneur en eau du sol). On a vu de plus dans le chapitre Précipitations et climat que les gradients de température sont variables non seulement dans l'année, mais aussi pour chaque mois.

La nature des précipitations n'est cependant évaluable que grossièrement. En effet, la température de l'air définit assez mal si les précipitations sont sous forme neigeuse ou sous forme de pluie. De plus, de la neige peut tomber sur un sol trop chaud et ne pas s'accumuler. Pour de grands écarts de températures, comme par exemple quand il fait froid (-5°C) ou plus doux (10°C), le doute n'est pas

laissé sur la nature des précipitations. C'est quand les écarts sont beaucoup plus ténus (aux alentours de -1 à 3°C) que la nature des précipitations devrait être vérifiée.

Sur le terrain, il est de plus fréquent de constater des épisodes successifs de pluies et de neige à l'échelle de temps horaire, ce qui illustre la variabilité des conditions météorologiques rencontrées sur les Hautes Chaumes. Cette variabilité temporelle s'ajoute à une variabilité spatiale, puisque le bas de la station de ski se retrouve fréquemment sous la pluie alors que les crêtes reçoivent de la neige au même moment, bien que celle-ci soit largement imputable à la différence d'altitude d'environ 500m.

Malgré une différence d'altitude plus faible entre le bas du sous-bassin versant Q3 et sa tête (300m), on remarque également le même phénomène. On observe donc que les crêtes subissent des températures bien plus rudes, souvent ajoutées à l'effet du vent, que les zones abritées et en contrebas.

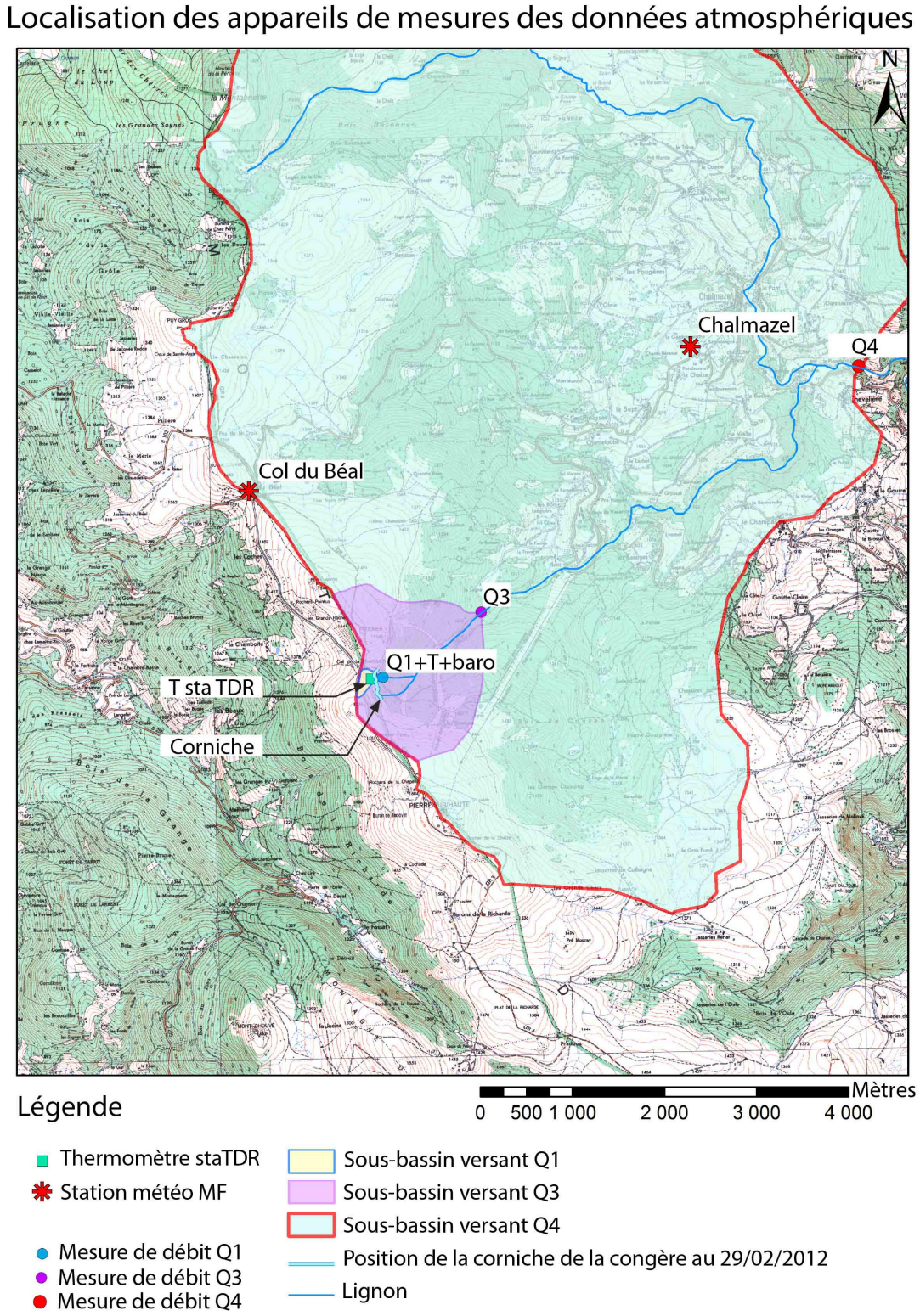


Figure 30 : Carte des différents appareils de mesure concernant les données atmosphériques. *Deux stations Météofrance apparaissent au Nord du cours principal du Lignon. Le matériel complémentaire a été installé dans les sous-bassins Q1 et Q3. Un thermomètre enregistre les températures en amont de la corniche de la congère en zone ventée, alors qu'un autre thermomètre, couplé à un baromètre, est situé à l'exutoire du sous-bassin Q1, à l'aval immédiat de la corniche. Les sondes de débit placées en Q1 et Q3 mesurent de plus la température de l'eau. Un détail du sous-bassin Q1 est donné sur la carte de l'annexe D1.*

A l'échelle très locale du sous-bassin versant Q1, qui est pourtant situé dans sa quasi-intégralité sur les crêtes, on peut mesurer encore une fois cette différence de température entre les zones abritées et celles qui sont exposées au vent. Les différences de températures entre le thermomètre de la station TDR (Cf. Figure 30 et annexe D1) et celles relevées à l'exutoire Q1 peuvent atteindre dix degrés selon les conditions. En effet, le thermomètre de la station TDR est exposé au vent qui accumule la neige de la congère. Il est de plus fortement exposé au givre, très présent sur les crêtes. Le thermomètre au seuil de mesure de débit Q1 est, lui, protégé par la forêt, ce qui a tendance à lisser les températures maximales et minimales de la journée. Malgré ces différences, les signaux de températures varient de façon synchrone. On remarquera également que c'est par mauvais temps non venté que la différence est la moins prononcée avec seulement un degré de moins au niveau de la station TDR, par rapport au seuil Q1.

Les gradients de température observés entre le seuil de mesure de débit Q1 et la station Météofrance de Chalmazel sont de l'ordre de -0,55°C/100m, et plus fort en été, proche de -0,71°C/100m, et plus faible en hiver, de l'ordre de -0,52°C/100m. Toutefois, devant la période utilisée, trop courte pour obtenir de bonnes moyennes, et la précision de la mesure (emplacement des thermomètres), nous nous contenterons d'utiliser le gradient troposphérique des pays tempérés de -0,65°C/100m.

On voit donc que la variabilité des températures est forte quelle que soit l'échelle spatiale et/ou temporelle considérée, ce qui rend ce paramètre difficile à évaluer pour un sous-bassin versant. La conséquence immédiate de cette incertitude est une imprécision, en particulier à l'échelle locale, sur le volume de neige calculé par une température seuil à partir des données de précipitations (Chapitre modélisation).

III.3 - Obtention de l'équivalent en eau liquide de la neige

III.3.1 - Méthodes disponibles

Plusieurs méthodes sont utilisables pour cartographier les épaisseurs de neige, qui aboutiront à l'EELN (Equivalent en Eau Liquide de la Neige), paramètre clé dans l'hydrologie de montagne. La surface du terrain d'étude, la nature et la variabilité du manteau neigeux, le relief, mais également la période sur laquelle s'étend l'étude, vont définir la méthode la plus facile à utiliser.

Comme évoqué au chapitre concernant la cartographie nivale par télédétection (Première partie), cet outil présente l'avantage de pouvoir couvrir une large surface en une seule acquisition, ce qui est très pratique quand la date de l'acquisition est parfaitement représentative du maximum d'enneigement. La télédétection peut aussi bien être réalisée par des satellites que des aéronefs. On obtient alors en une seule fois la cartographie des zones enneigées, voire même du type de neige et de son épaisseur dans le cas de clichés radar. On peut également répéter l'acquisition pour comparer l'évolution du manteau neigeux sur une période. On s'affranchit donc par cette méthode des problèmes du temps nécessaire à l'acquisition d'une surface étendue, en s'exposant toutefois à des mauvaises conditions météorologiques pouvant masquer la zone à imager.

L'étendue de la zone d'étude, à savoir la surface couverte par la neige de façon persistante durant l'hiver, réduit quelque peu l'enthousiasme suscité par cette méthode. En effet, pour une surface relativement petite et précise, l'attente et les moyens mis en jeu pour réaliser l'acquisition peuvent rapidement devenir prohibitifs.

Dans le cas des Monts du Forez, on a vu d'autre part que l'enneigement n'était pas constant, ni dans le temps, ni dans l'espace. L'inconstance de l'enneigement est incompatible avec la commande d'une acquisition satellite ou aéroportée, qui se fait plusieurs mois à l'avance. La très forte variabilité spatiale du manteau neigeux impose de travailler en plusieurs points, à mi-chemin entre une estimation spatiale et une mesure ponctuelle de l'EELN. On cherche donc, dans notre cas, à réaliser une mesure spatialisée, mais à l'échelle locale des épaisseurs de neige.

Il existe cependant d'autres méthodes qui n'utilisent pas la télédétection. La comparaison de différentes méthodes d'acquisition automatique de l'épaisseur de la neige et de son équivalent en eau liquide est faite par [Egli et al., 2009] (Figure 31) sur un site expérimental d'une cinquantaine de mètres carrés.

Method	Physical	Model	Additional input sensors	Calib. data	Direct SWE	SWE intensities	Area support
GAUGE	●					●	Point
SNOWPILLOW	●				●		3 m
PARSIVEL	●					●	Point
SNOWPOWER	●		Snow depth		●		Point
SNOWPACK		●	6		●	●	Point
COSMO-7		●	Network			●	14 km
SIMPLE-SWE		●	Snow depth	●	●		Point
SIMPLE-HNW		●	Snow depth	●		●	Point

Figure 31 : Comparaison de différentes méthodes automatiques, selon leur principe de fonctionnement (mesures physiques, modèles), d'après [Egli et al., 2009]. *Ainsi, les méthodes GAUGE, SNOWPILLOW, PARCIVEL et SNOWPOWER utilisent des mesures physiques qui sont interprétées directement sans avoir recours à des capteurs ou mesures supplémentaires, alors que les méthodes SNOWPACK, COSMO-7, SIMPLE-SWE (EELN) et SIMPLE-HNW (EELN de chaque nouvelle couche de neige précipitée) utilisent des modèles nécessitant des mesures supplémentaires pour leur calage. Les méthodes SNOWPILLOW et SNOWPOWER dépendent d'une mesure directe de l'EELN, les méthodes PARSIVEL et GAUGE enregistrent uniquement l'EELN issu des nouvelles couches de neige. Les méthodes SNOWPACK et COSMO-7 fonctionnent grâce à des modèles numériques qui dépendent de données météorologiques. Enfin, les méthodes SIMPLE-SWE et SIMPLE-HNW ne sont basées que sur des modèles stochastiques simples utilisant la hauteur de neige. On remarquera les différentes échelles de travail des méthodes à droite du tableau. Se référer à l'annexe E1 pour plus de détails sur chacune des méthodes.*

On en retiendra qu'aucune des méthodes ne s'affranchit de mesures réalisées sur le terrain. Ces méthodes demandent une instrumentation coûteuse à laisser sur place et souvent des visites répétitives pour assurer des mesures précises. Un paramètre important à considérer sur le site d'application est que le site est fréquenté par des skieurs l'hiver et des randonneurs l'été. Devant les problèmes liés à cette fréquentation, le choix d'un dispositif utilisant peu de capteurs visibles a été privilégié.

Une solution relativement simple était de relever les hauteurs de neige au maximum d'accumulation, juste avant la fonte printanière. Bien que cette solution fût envisagée au début de ce travail de thèse et utilisée par d'autres auteurs pour comparaison ou étalonnage [Previati et al., 2011], le temps passé à la mesure d'une surface suffisante et la précision obtenue n'étaient pas satisfaisants. Les relevés alors réalisés à la sonde à avalanche, même avec un intervalle de quelques mètres, ne prenaient pas en compte les variations métriques des reliefs du sol. Un autre biais est venu s'ajouter à ce type de mesure : la sonde à avalanche pouvait s'enfoncer dans le sol organique et gorgé d'eau, sans distinction avec un niveau de neige durcie, ce qui avait tendance à surestimer les hauteurs de neige. A l'inverse, de petits obstacles comme des branches ou des rochers faussaient la hauteur de neige relevée. Il fallait, de plus, réaliser les relevés de hauteur de neige successifs exactement aux mêmes endroits selon les années. La mesure des hauteurs de neige était donc trop peu précises pour estimer le volume EELN que l'on observe sur les Monts du Forez.

Une dernière méthode intermédiaire entre la télédétection et la mesure ponctuelle, automatique ou non, consiste à mesurer la neige avec un radar géologique. Cette méthode fonctionne assez précisément pour réaliser des profils d'épaisseurs de sol. Pour la neige, cette méthode avait déjà été testée par [Harper and Bradford, 2003 ; Galley et al., 2009 ; Heilig et al., 2009 ; Previati et al., 2011]. L'avantage du radar géologique est de pouvoir faire une acquisition relativement rapide le long de profils sur la neige tout en ayant une précision centimétrique en ce qui concerne les épaisseurs de neige et décimétrique le long du profil.

III.3.2 - Méthode choisie

III.3.2.1 - Acquisition par radar géologique des épaisseurs de neige puis de l'équivalent en eau liquide

Le radar géologique permet de réaliser des profils reflétant la structure de la neige et du sol sur une longueur donnée, grâce à l'émission puis à la réception d'ondes radio qui se seront réfléchies sur différents réflecteurs de la neige et du sol (couches de densité ou de nature différentes, rochers, arbres, etc.). On peut donc mesurer en tout point l'épaisseur de la neige, voire l'épaisseur des différentes couches qui la composent, dans le cas où le manteau neigeux ne présente pas encore une structure homogénéisée comme souvent lors de la fonte. Ceci fonctionne aussi pour le sol, où des couches de nature différente peuvent être détectées (Figure 32).

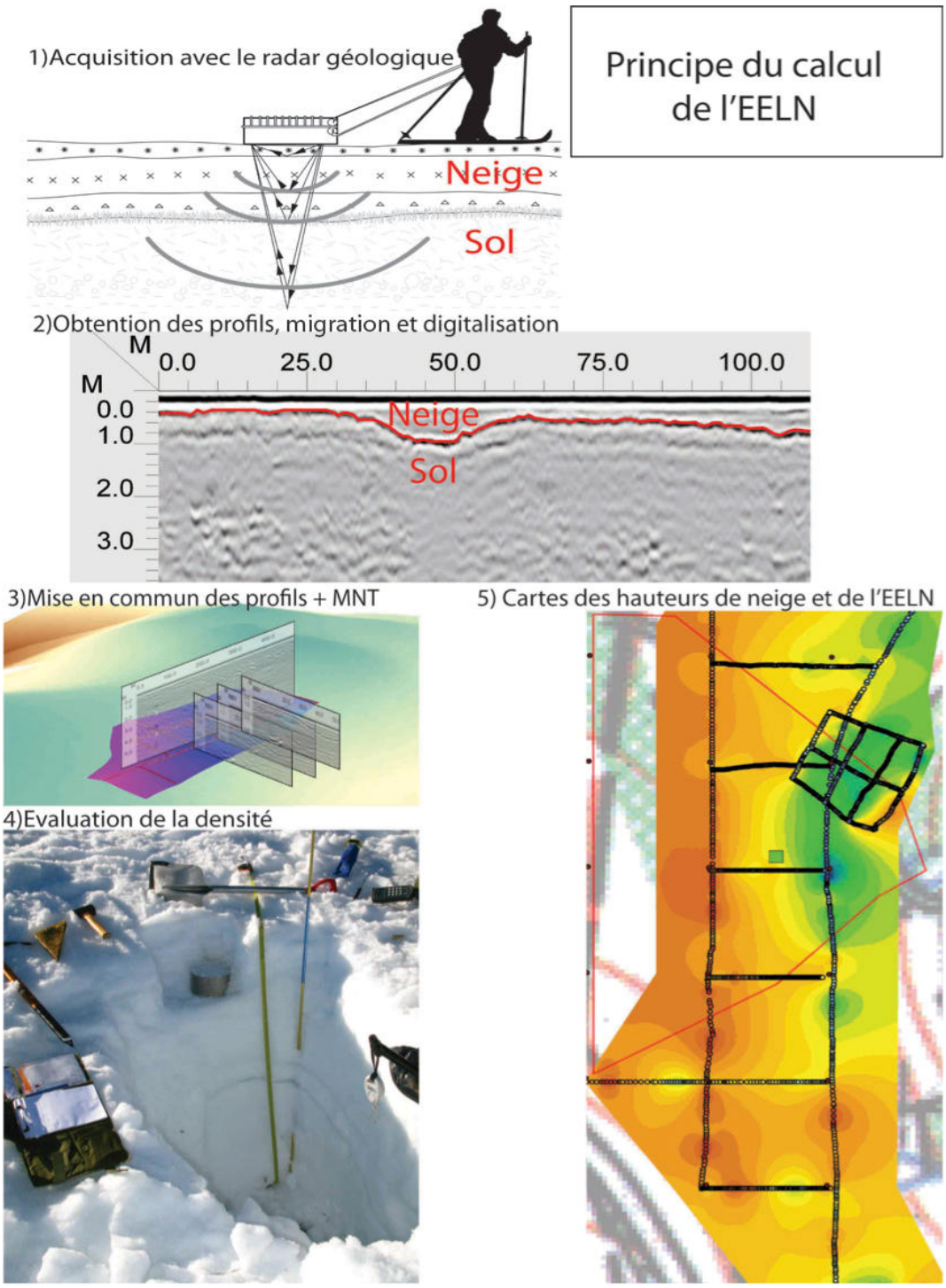


Figure 32 : Illustration des étapes principales du calcul de l'EELN. *Premièrement, le radar géologique est passé sur le milieu à étudier (ici, la neige), ce qui aboutit à l'obtention de plusieurs profils radar dont les différents réflecteurs figurent sous forme de temps de retour ou de vitesses. Il faut ensuite effectuer une migration, afin de convertir ces temps de retour/vitesses en distances ou profondeurs, dont la relation est vérifiée grâce à la fosse d'étalonnage. Ensuite, ces profils migrés sont croisés et digitalisés pour donner une carte des épaisseurs de neige. La densité du manteau neigeux est mesurée grâce à un cylindre en métal de type emporte-pièce de 2dm^3. Le volume de neige prélevé est ensuite pesé, ce qui donne la masse volumique de la neige pour une couche donnée. Selon les densités observées dans la fosse nivologique, une densité moyenne sera calculée (Cf. Annexe E3). La multiplication des hauteurs de neige par la densité donne alors une carte de l'EELN, que l'on choisira d'interpoler entre les différents points ou non. La fosse sert également d'ajustement pour transformer au plus juste les vitesses obtenues par le radar en épaisseurs.*

L'appareil, selon le milieu, permet d'investiguer jusqu'à des profondeurs supérieures à 5 mètres avec une antenne de 400 Mhz avec une précision décimétrique, ce qui est suffisant pour mesurer l'épaisseur de neige proche d'un mètre en moyenne (sans l'effet du vent, mais très variable localement). L'acquisition a été réalisée avec l'aide de l'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat, qui utilise cette antenne de façon polyvalente. Dans le cas spécifique de l'étude du manteau neigeux, d'autres auteurs [Previati et al., 2011] préfèrent une antenne de 900 Mhz pour des épaisseurs de neige proches des nôtres, disposant ainsi d'une précision accrue, mais d'une portée moindre.

Sur la neige, cette méthode est quasiment non destructive. L'antenne peut être facilement trainée, ce qui augmente le linéaire que l'on peut faire en une journée, tout en gardant un très bon contact avec le milieu investigué, ce qui améliore la qualité de la mesure.

Cependant, la mesure radar, comme bien d'autres méthodes géophysiques utilisant la réflectivité des matériaux (sismique par exemple), ne fournit que des informations de temps de retours, sous forme de profils. Ces temps de retours doivent être transformés en vitesses et en distances à l'aide d'une fosse d'étalonnage, qui permettra de connaître précisément le temps que met une onde pour aller et revenir d'un réflecteur donné. En ayant ce temps et cette distance, on peut ensuite travailler avec des vitesses et des profondeurs de réflecteurs. Le temps d'aller-retour de l'onde et les profondeurs sont ainsi parfaitement ajustés pour les propriétés de la neige locale le jour de l'acquisition (densité et teneur en air, influant sur la transmission de l'onde dans la neige) [Harper and Bradford, 2003 ; Galley et al., 2009 ; Heilig et al., 2009 ; Previati et al., 2011]. Dans le cas d'une neige de printemps qui s'homogénéise fortement avec la fonte et d'après la fosse d'étalonnage creusée dans la neige qui confirmera cette densité relativement constante (Cf. Annexes E2), on peut extrapoler le calage temps et profondeur obtenu précédemment sans risque d'erreur significative.

L'acquisition sur une longueur déterminée donnera lieu à un profil qui, après post-traitement des temps en hauteurs, fera figurer toutes les hauteurs de neige avec une précision centimétrique en hauteur et inférieure à dix centimètres en longueur. Les profils se font entre des perches graduées préalablement plantées dans le sol (Figure 33), ce qui permet d'avoir une idée immédiate de la hauteur de neige. Ces perches constituent également des jalons, localisées précisément par DGPS (Differential Global Positionning System), qui permettent de se repérer plus rapidement sur les profils radar. Enfin, elles permettent de repasser au même endroit selon les années ou selon le type de milieu étudié (sol ou neige). Cette acquisition a été menée sur un quadrillage préalablement installé au sol, d'une maille de 60x60m et localement d'une maille de 20x25m en raison des hétérogénéités de relief rencontrées.

Les profils radar peuvent ensuite être interprétés seuls pour exploiter les hauteurs mesurées à leur meilleure précision, mais peuvent aussi être interpolés pour une meilleure représentation spatiale.

L'interpolation choisie est l'outil Topo to Raster d'ArcGis [Hutchinson 1988, 1989, 1991], qui est un interpolateur de type Spline [Wahba, 1990] optimisé pour les surfaces sujettes à un écoulement ou un ruissellement vers un réseau hydrographique. Le krigeage aurait pu être utilisé, mais a été abandonné en raison de l'hétérogénéité des surfaces à calculer en interpolation non contrainte et sans recours aux variogrammes. L'emploi de l'interpolateur Topo to Raster donnait quant à lui des résultats immédiatement plus réalistes et a donc été préféré, bien que ce choix soit discutable sur la neige. De plus, il est un interpolateur performant pour le sol, utilisé pour la création d'un MNT du sol au début de ce travail de thèse. Le MNT ainsi obtenu est cohérent, sans cuvettes ni relief anormal gênant l'écoulement de l'eau à la surface du sol, il favorise donc un écoulement vers le réseau hydrographique. Pour comparer le MNT de la neige et le MNT du sol, il était logique d'utiliser un même interpolateur qui donnait par ailleurs des résultats satisfaisants pour la superposition des deux surfaces (neige et sol).

Avec le quadrillage des profils d'acquisition entre eux, dans le cas où seule l'épaisseur de neige nous intéresse et non pas sa structure, bien plus complexe, une hauteur de neige moyenne sur la zone couverte par le radar peut être calculée.

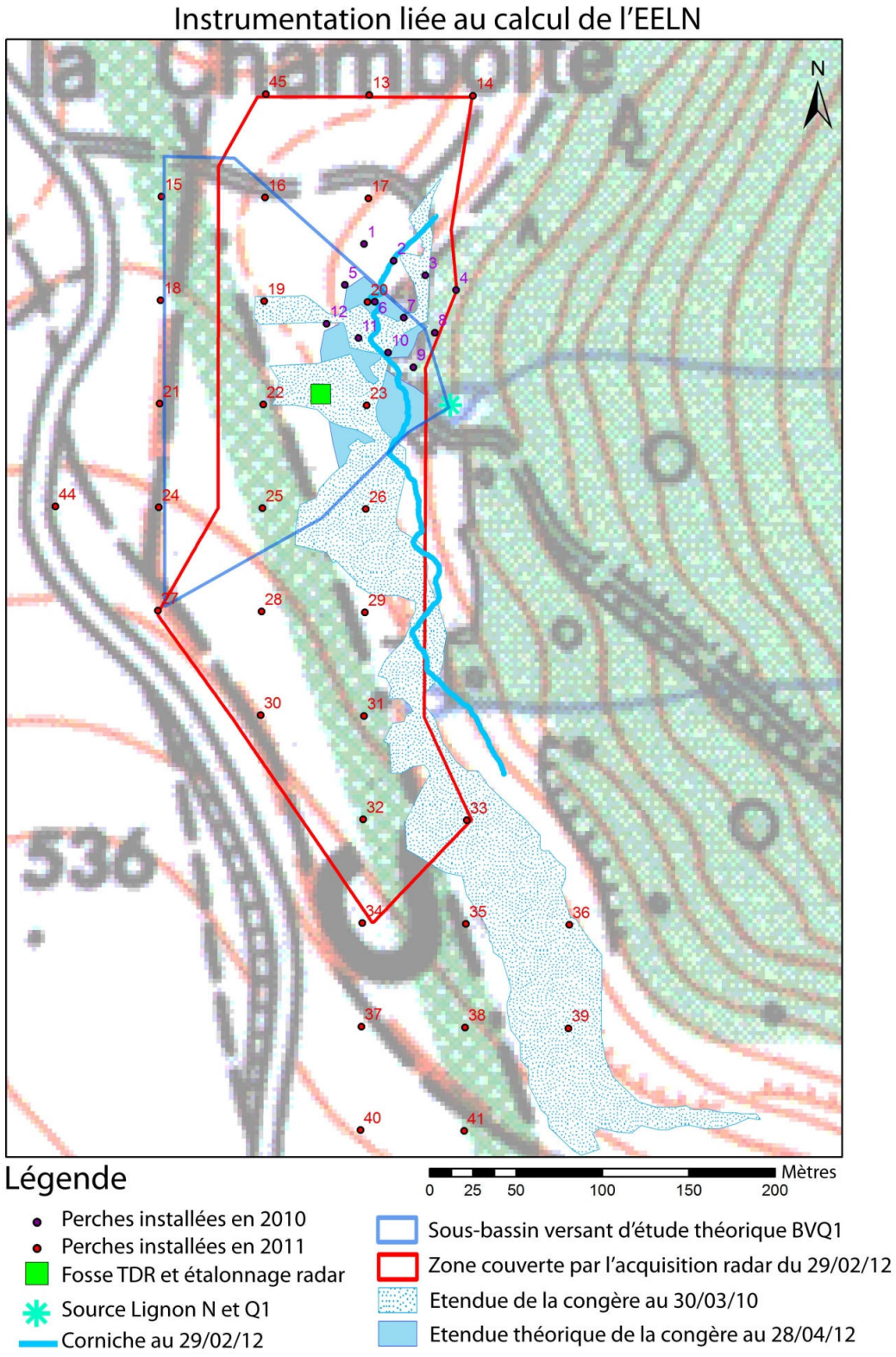


Figure 33: Carte de l'instrumentation destinée à calculer le volume de neige, sa fonte, son infiltration dans le sol et sa restitution à la source. *Les différentes perches ont été installées en fonction de l'étendue de la congère selon les années. La fosse utilisée pour les sondes TDR (instrumentation détaillée dans le chapitre suivant) correspond également à l'endroit où a été creusée la fosse d'étalonnage radar pour le sol (Cf. chapitre suivant) et la neige. L'étendue théorique de la congère au 28/04/12 a été calculée grâce aux sondes TDR et à l'acquisition radar du 29/02/12 et est donnée à titre indicatif pour mieux illustrer les différences de position et de forme de la corniche au cours du temps. Pour la localisation par rapport au BVQ3, se référer à l'Annexe E2.*

L'épaisseur moyenne de neige sur une surface donnée permet d'obtenir un volume de neige moyen. En faisant l'hypothèse que celui-ci présente une densité homogène (fonte printanière), la densité mesurée le jour de l'acquisition dans la fosse d'étalonnage des vitesses des ondes radar, fournira une densité moyenne de ce volume de neige.

En ayant le volume de neige et la densité, il est ensuite facile de calculer un EELN pour cette surface puisque la densité en kg/m^3 multipliée par la surface (m^2) donnera un poids d'eau qui sera transformé en volume d'eau, pouvant potentiellement s'écouler dans le réseau hydrographique.

III.3.2.2 - Localisation GPS des profils obtenus et MNT du sol

Afin d'améliorer la représentation en trois dimensions des données obtenues avec le radar géologique, tous les profils ont été préalablement localisés en latitude, longitude et altitude à l'aide d'un DGPS avec une précision inférieure à 10cm. Par la même occasion, un premier Modèle Numérique de Terrain (MNT) du sol sans neige a été réalisé lors des diverses visites sur le terrain pendant la durée de ce travail de thèse, aboutissant à un modèle en trois dimensions de la surface du sol, avec une résolution de l'ordre de 20-25m et de précision altitudinale métrique. Ce MNT semblait être plus précis, localement, que les données disponibles (MNT de la Bd Alti de l'IGN avec maille de 25m) pour notre zone d'étude, jusqu'à l'arrivée d'un MNT de maille décamétrique du CRAIG (Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique, utilisé sur les dalles débordant dans le département de la Loire) et disposant de plus d'une bonne précision en altitude (entre ±0,5m et 1,5m selon la zone couverte). Ces dernières données permettent une représentation plus aisée des résultats obtenus par le radar géologique par rapport au relief du terrain. L'étude du relief du sol sera également utile pour étudier les directions d'écoulement de l'eau et le ruissellement. C'est donc ce dernier MNT qui a été ensuite utilisé.

III.3.2.3 - Restitution de l'équivalent en eau liquide de la neige

Une fois le volume d'eau potentiellement libéré par le manteau neigeux, il faut chercher à savoir comment il va être restitué. En effet, des paramètres extérieurs à la neige vont ici intervenir, comme l'ensoleillement et les températures, mais aussi l'infiltration et le ruissellement sur le sol. L'ensoleillement a, en effet, un rôle prépondérant dans le taux de fonte du manteau neigeux, plus destructeur que les températures seules [Joly, 1962].

Il faut donc coupler les données d'EELN avec des cartes d'ensoleillement, obtenues grâce au MNT (CRAIG) et à la date habituelle où se fait la fonte. Le MNT du GRAIG étant restreint du coté du département de la Loire mais englobant les crêtes des Hautes Chaumes entre les départements de la Loire et de l'Auvergne. Les effets de masque liés aux crêtes et reliefs restent tout de même assez bien pris en compte dans le bassin Q3.

On obtient alors une carte de la répartition de l'ensoleillement théorique, à comparer avec une carte des accumulations neigeuses. Par exemple, si une zone d'accumulation maximale de neige coïncide avec une zone où l'ensoleillement est maximal en période de fonte, elle sera très productive lors de températures chaudes que l'on rencontre au cours des belles journées ensoleillées du printemps (les températures donnant un indice des conditions d'ensoleillement), même si la répartition de l'enneigement semble plus importante que l'ensoleillement [Anderton et al., 2002] dans la distribution du taux de fonte nivale. On peut alors estimer la distribution des apports d'eau nivale au cours de la période de fonte.

Cependant, il faut encore une fois choisir l'échelle à la fois spatiale et temporelle à laquelle on travaille. Les cartes d'ensoleillement utilisées permettent de travailler à l'échelle du sous-bassin versant Q3 uniquement, avec une échelle temporelle mensuelle. Néanmoins, on peut choisir de rallonger ou réduire ces pas de temps. En travaillant avec un pas de temps long, on s'affranchit un peu plus de la variabilité climatique journalière ou hebdomadaire. Mais il faut alors mieux suivre l'évolution du manteau neigeux afin de savoir à quelle vitesse celui-ci se réduit, vitesse qui n'est pas forcément linéaire et qui a un impact sur les débits ou la teneur en eau du sol. En choisissant un pas de temps court, par exemple journalier, on se heurte aux problèmes de rétention d'eau de fonte et de capacité au champ de la neige [Roche M. et Slivitzky M., 1967 ; Chauve, 1990]. L'eau fondue dans la journée peut alors ne pas quitter le manteau neigeux et ne pas être perçue dans les variations d'humidité du sol sous-jacent. A cette échelle de temps, il devient également quasi-impossible de travailler sur les débits de la source, puisque l'eau met, dans le meilleur des cas, plusieurs heures pour aller du point de mesure de l'humidité du sol jusqu'au seuil Q1.

Toute la difficulté réside donc à choisir des échelles de travail adaptées à l'instrumentation mise en place, qui dépend elle-même des conditions spécifiques au terrain.

On remarquera que non seulement l'EELN est un paramètre essentiel à mesurer, mais que c'est ensuite l'eau liquide issue de la fonte de la neige qui doit être étudiée. C'est en effet la rapidité d'infiltration ou de ruissellement qui pilote la restitution du volume d'eau nivale dans le bassin versant. C'est donc l'interface entre le sol et la neige qui ressort comme étape capitale à étudier. La

méthodologie puis l'instrumentation mise en place prennent en compte cette spécificité du terrain du site d'application.

III.4 - Acquisition des données d'humidité et de température du sol

Les observations réalisées sur le terrain montrent la prépondérance de l'interface neige/premiers centimètres de sol dans les écoulements hypodermiques en période de fonte. En effet, les premières couches de sol étant susceptibles de geler ou de se gorger d'eau, une instrumentation capable de déterminer l'état de gel du sol, mais aussi sa teneur en eau relative a dû être mise en place afin de comparer les données alors obtenues avec les débits de la source.

III.4.1 - Particularités

La station de mesure de l'humidité et de la température du sol se situe à proximité de la corniche de la congère (Fosse TDR, Cf. Figure 33). Cette position permet au dispositif d'étudier le rôle hydrologique de la neige à l'interface neige/sol au niveau du biseau de neige accumulé en amont de la corniche, et non pas du manteau plus ou moins uniforme que l'on rencontre en aval. On étudie ainsi le rôle des accumulations neigeuses proprement dites, au détriment de la couche de neige d'épaisseur plus faible, qui disparaît bien plus tôt dans la saison qu'à la verticale de la corniche. Bien qu'il eut été intéressant de mesurer l'humidité et la température du sol en plusieurs points pour étudier comment la fonte et l'infiltration avaient lieu au cours de la période de fonte, la nécessité de suivi tout au long de l'année ne nous a pas permis de réaliser à la fois un suivi dans le temps et l'espace. En effet, le suivi des débits réalisé en aval perdait de son intérêt si l'étude de l'infiltration en amont n'était pas faite.

La station de mesure se situe donc sous une couche de neige atteignant deux mètres en fin d'hiver, qui subsiste en général jusqu'aux mois d'avril-mai selon les années. Les différentes sondes sont placées de façon à étudier au mieux les variations de température et d'humidité entre les différentes couches de sol.

Au niveau du site d'expérimentation, le sol est composé généralement (sauf aux ruptures de pente et aménagements d'origine anthropique) d'une couche composée des racines d'une végétation de type lande arbustive (Horizon O) d'une épaisseur d'environ 8-9cm. La deuxième couche de sol est un horizon A très organique, à l'apparence presque tourbeuse, d'une épaisseur de 55cm environ. Ensuite, on rencontre un niveau caillouteux à l'aspect compact avec des éléments pluricentimétriques à décimétriques, souvent des granites porphyroïdes à deux micas issus des ensembles environnants (Cf. Annexe F1). Ce niveau caillouteux marque la transition avec l'arène granitique située en dessous.

Cette arène a l'aspect d'un sable grossier (grains millimétriques de quartz et feldspath), mais avec toutefois une matrice d'éléments plus fins et d'argile, ce qui rend ce matériel moins perméable que l'horizon A. La perméabilité est donc décroissante de la surface vers la profondeur, mais il semble que le niveau caillouteux entre l'horizon A et l'arène soit un peu plus imperméable que l'arène elle-même.

La surface herbeuse est, quant à elle, perméable, sauf en période de gel, où la perméabilité est très fortement réduite. Il en va de même pour l'horizon A.

Les observations de terrain ont montré que c'était l'horizon A qui pouvait se mettre en charge lors de certaines conditions de gel. C'est dans le but d'étudier ce phénomène que les sondes ont été ainsi placées dans les différentes couches de sol.

De cette façon, la première sonde perçoit les variations d'humidité et de température de surface. On peut par exemple observer l'effet d'une pluie sur l'humidité et les oscillations diurnes/nocturnes de la température du sol liées aux journées ensoleillées. On peut également estimer l'épaisseur de neige tombée ou restante au sol, grâce aux mesures de températures effectuées en parralèle par les capteurs TDR. La présence d'une quinzaine de centimètres de neige suffit pour amortir les variations de température de l'air et isoler le sol de l'ensoleillement [Etlicher et al., 1993].

Si il y a percolation d'eau (pluie ou fonte) à travers cette première couche, les sondes situées dans l'horizon A vont déterminer si cette couche organique se charge en eau ou si l'eau continue à s'infiltrer plus en profondeur, jusqu'au niveau caillouteux ou jusqu'à l'arène. Indirectement, on peut également estimer la vitesse de transfert de l'eau entre les différentes sondes en divisant la distance qui sépare les sondes par le temps entre des pics d'humidité. Cependant, cette estimation n'est que grossière en raison de l'autonomie limitée du dispositif en conditions froides, privilégiant un pas de temps relativement long pour un suivi plus long sans intervention de maintenance.

III.4.2 - Principe de la méthode

Le suivi de température et d'humidité du sol a été réalisé à l'aide de cinq sondes TDR (Time Domain Reflectometry), dont le principe de fonctionnement est détaillé en Annexe F2. Ces sondes mesurent la température et l'humidité volumique du sol en fonction de la profondeur et de la nature du sol, avec un pas de temps de 6 heures. Chaque sonde est équipée de deux tiges guides d'onde/récepteurs qui émettent des pulses d'ondes de fréquence 500Mhz et relèvent la permittivité électrique du sol entre les tiges et autour des tiges. Plus le sol est humide, plus sa permittivité est élevée et plus sa teneur en eau volumique est forte. Ce type de sonde est largement utilisé en agronomie pour étudier les variations d'humidité du sol liées à l'évapotranspiration ou au prélèvement

de l'eau du sol par les racines des plantes, à des résolutions parfois décimétriques [Beff et Javaux, 2009 ; Beff et al., 2013]. Ces sondes sont utilisées avec l'étalonnage d'usine basé sur l'équation empirique de Topp [Topp, 1980], qui permet d'ajuster la mesure selon le type de sol étudié et la conductivité électrique de l'eau dans le sol :

$$\theta = 4.3\times10^{-6}\varepsilon_m^{\ 3} - 5.5\times10^{-4}\varepsilon_m^{\ 2} + 2.92\times10^{-2}\varepsilon_m - 5.3\times10^{-2}$$

avec θ la teneur en eau volumique (m^3 d'eau/m^3 de sol, ou pourcent) et ε_m la permittivité diélectrique apparente mesurée par les sondes TDR dans le milieu étudié (adimensionnelle, car relative à la permittivité du vide).

Cette mesure est cependant dépendante de plusieurs paramètres du sol comme la densité, la température et la texture du sol. C'est pour cette raison que les mesures de l'humidité du sol par la méthode TDR doivent être complétées d'une mesure de température. Il faut aussi noter que selon cette méthode, des sols de natures différentes peuvent présenter des valeurs d'humidité différentes alors que la teneur en eau volumique est identique. Les valeurs alors mesurées peuvent s'écarter d'une dizaine de pourcents de l'équation de Topp [Bridge et al., 1996 ; Miyamoto et al., 2001] et les sondes doivent être reétalonnées afin d'être plus précises.

La conductivité électrique de l'eau étant particulièrement faible à la source Q1 et en dehors des fourchettes préconisées par le constructeur, nous avons préféré utiliser les résultats de teneur en eau volumique de façon relative en comparant uniquement les variations relevées par les sondes entre elles, ce qui ne nécessite pas par ailleurs un nouvel étalonnage fastidieux des sondes TDR.

Les cinq sondes TDR ont été disposées en échelon dans une fosse creusée dans le sol et rebouchée. Les sondes sont disposées en quinconce les unes par rapport aux autres et en terrain non remanié (les sondes sont insérées dans des tubes guides, Cf. Annexe F4) afin de ne pas perturber les mesures. La deuxième sonde se situe dans le niveau supérieur de l'horizon A du sol, supposé contenir de l'eau pendant le gel saisonnier du sol et en contrebas du couvert racinaire. La troisième sonde est placée au milieu de l'horizon A, suspecté d'être mis en charge lors de l'imperméabilisation des premiers centimètres de sol par le gel (hiver 2010-2011). La quatrième se trouve à l'interface entre l'horizon A et le haut d'une couche de matériel arénique plus argileux à blocs décimétriques. Enfin, la cinquième sonde est placée dans cette couche d'arène (Cf. Figure 34). Des mesures de la perméabilité de chaque milieu ont été réalisées avec un perméamètre de Guelph et un double anneau (Cf. Tableau 2 et Annexes F3).

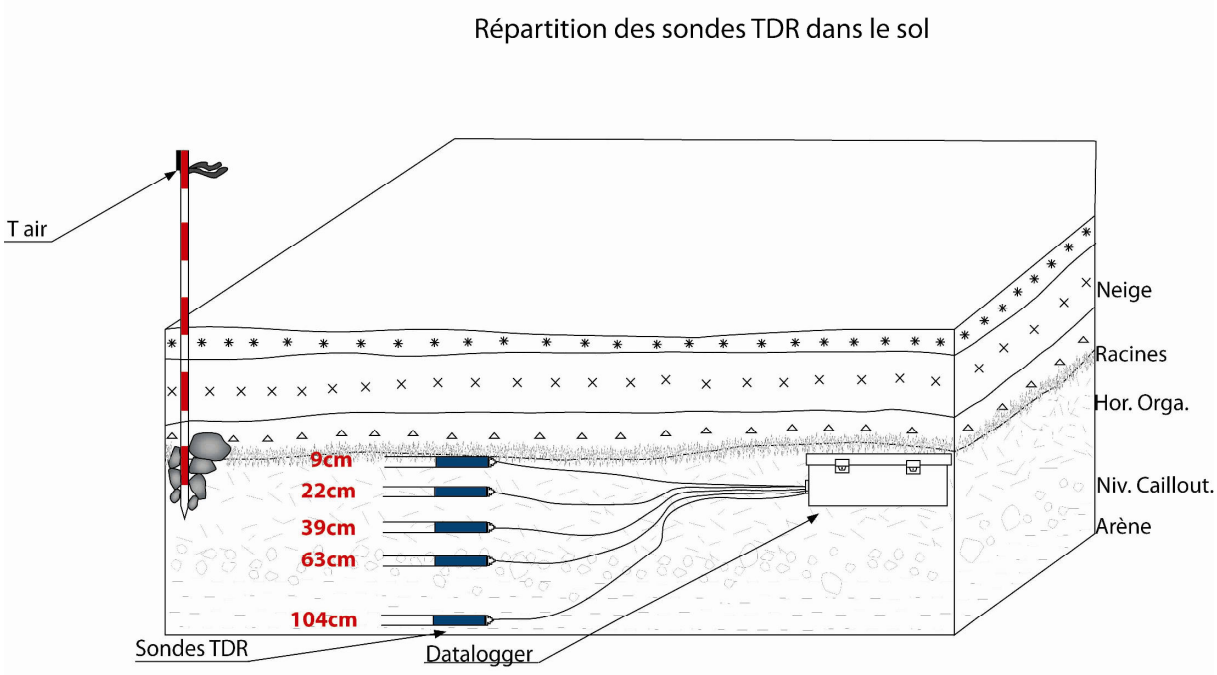


Figure 34 : Représentation schématique de la disposition des sondes TDR dans le sol. *Un thermomètre mesure la température de l'air (T air) à proximité de la fosse où sont implantées les sondes TDR, pour comparaison des températures du sol et de l'air. Chaque sonde TDR mesure à la fois la teneur en eau volumique (précision théorique : ±3%, plus faible selon la nature des couches de sol) et la température du sol (précision ±0,5°C). Les sondes sont disposées au mieux afin d'étudier le rôle du gel et l'infiltration sur chaque couche de sol, avec les deux tiges à plat pour une meilleure précision verticale (Cf. Annexe F2 pour plus de précisions sur la mesure et F4 pour plus d'illustrations).*

Tableau 2 : *Disposition des sondes TDR dans le sol et perméabilité (obtenues avec un perméamètre de Guelph en période non gelée).*

Sonde	**Profondeur (m)**	**Type de sol**	**Perméabilité (m/s)**
1	0,09	Système racinaire lande arbust. compact	6.10^{-6}
2	0,22	Horizon A (haut)	4.10^{-5}
3	0,39	Horizon A (milieu)	5.10^{-5}
4	0,63	Bas de l'horizon A - Haut de l'interface horizon A/arène/cailloux	3.10^{-6}
5	1,04	Arène	Mesure impossible

En dépit d’une mesure quantitative fiable des valeurs d’humidité volumique, les variations relatives sont en accord avec les précipitations liquides observées. Les temps d’infiltration observés entre les sondes sont également cohérents avec les perméabilités mesurées avec le perméamètre. Les variations d’humidité sont nettement visibles lors de la fonte de la neige, ce qui gorge le sol d’eau. Ces dernières variations sont d‘ailleurs décelables à des pas de temps journaliers, ce qui démontre finalement une bonne précision de mesure sans réétalonnage des sondes.

En ce qui concerne les températures, les sondes semblent bien réagir aux variations imposées par les conditions météorologiques. Même si les températures peuvent être proches entre les sondes, on distingue nettement les effets d’amortissement et d’isolation du sol en fonction de la profondeur des capteurs.

III.5 - Acquisition des valeurs de débits

III.5.1 - Données disponibles

Comme évoqué précédemment, le manque de données de débit concernant les têtes de bassin versant a nécessité une instrumentation supplémentaire, puisqu'aucune mesure n'était disponible pour le Haut Lignon. Cependant, le gain de précision permettant d'étudier les débits liés à la fonte de la neige souffre de chroniques trop courtes pour étudier les débits sur plusieurs années. Le matériel ayant été installé fin 2010, une étude comparative, ou cherchant à trouver une année « type », est assez difficile.

La station de mesure de débit de la BanqueHydro de Chalmazel Chevelières fournit par contre des données de débits sur le long terme. Mais encore une fois, la position trop en aval et captant trop de tributaires ne dépendant pas forcément de la présence de neige, estompe la part d'eau nivale dans les débits observés à cet endroit du bassin versant (Cf. Figure 25).

Les autres stations de mesure de débit (Boën, Poncins) ont été écartées à la suite du rôle non significatif de la fonte nivale (au sens propre du terme, car la période de fonte de la neige comprend également des pluies printanières, donc d'origine non nivale, qui augmentent les débits des cours d'eau de l'ensemble du bassin). Ceci est rajouté à la présence de barrages qui décalent et étalent les pics de crues du Lignon, rendant très difficile l'interprétation des débits par rapport aux précipitations, en particulier nivales, sans avoir de données supplémentaires sur les volumes échappés des barrages.

III.5.2 - Instrumentation

L'instrumentation mise en place vise à étudier les débits du Haut Lignon, c'est-à-dire bien en dessus du village de Chalmazel où se situe la station de mesure de débit Q4 Chevelières, appartenant au réseau Vigicrue-BanqueHydro. Il s'agit donc d'obtenir des mesures de débits tout au long de l'année sur la partie du Haut Lignon au-dessus de la station de ski de Chalmazel, en s'affranchissant au passage des prélèvements liés à la fabrication de neige artificielle qui ont lieu en bas de la station (Cf. Figure 25 et/ou Annexes D1 et E2 pour la localisation des différents sous-bassins).

La méthode de mesure consiste en différents seuils placés dans de petits « verrous » naturels qui forcent l'eau à passer dans un étranglement. De cette façon, on recueille l'eau pour la faire passer sur

un seuil où seront mesurés les débits. En choisissant un passage légèrement enclavé ou un rétrécissement, on peut également mieux mesurer des hauteurs d'eau importantes lors de crues, qui seraient sorties d'un lit de cours d'eau non encaissé. En effet, selon la saison, le relief et la pente locale, voire la présence de gel, le ruissellement en période de fonte peut être très important, gorgeant l'ensemble du sol d'eau. Il devient alors difficile de mesurer un débit représentatif du volume d'eau réellement écoulé, puisque c'est l'eau de l'ensemble du terrain qui ruisselle.

La situation en terme de débit est aussi radicalement différente selon les différents points de mesure choisis, mais aussi au cours de l'année. Les mesures de débits doivent donc être réalisées en continu, ce qui n'était pas envisagé lors du début de ce travail de thèse. De plus, la méthode de mesure doit s'adapter à des gammes de débits très différents, réagissant à des paramètres comme la température, le stock de neige et donc la fonte, les précipitations, dont le comportement est variable selon le sous-bassin versant Q1 et Q3.

Les seuils ont donc été dimensionnés pour supporter les crues printanières, sous forme d'une planche entaillée d'une échancrure (rectangle, triangle) où se fait l'écoulement, permettant de recalculer une équivalence hauteur-débit (Cf. Figure 35). Plusieurs relations empiriques ou des abaques peuvent être utilisées pour retrouver les débits à partir des hauteurs d'eau, selon les débits étudiés et le type de seuil employé.

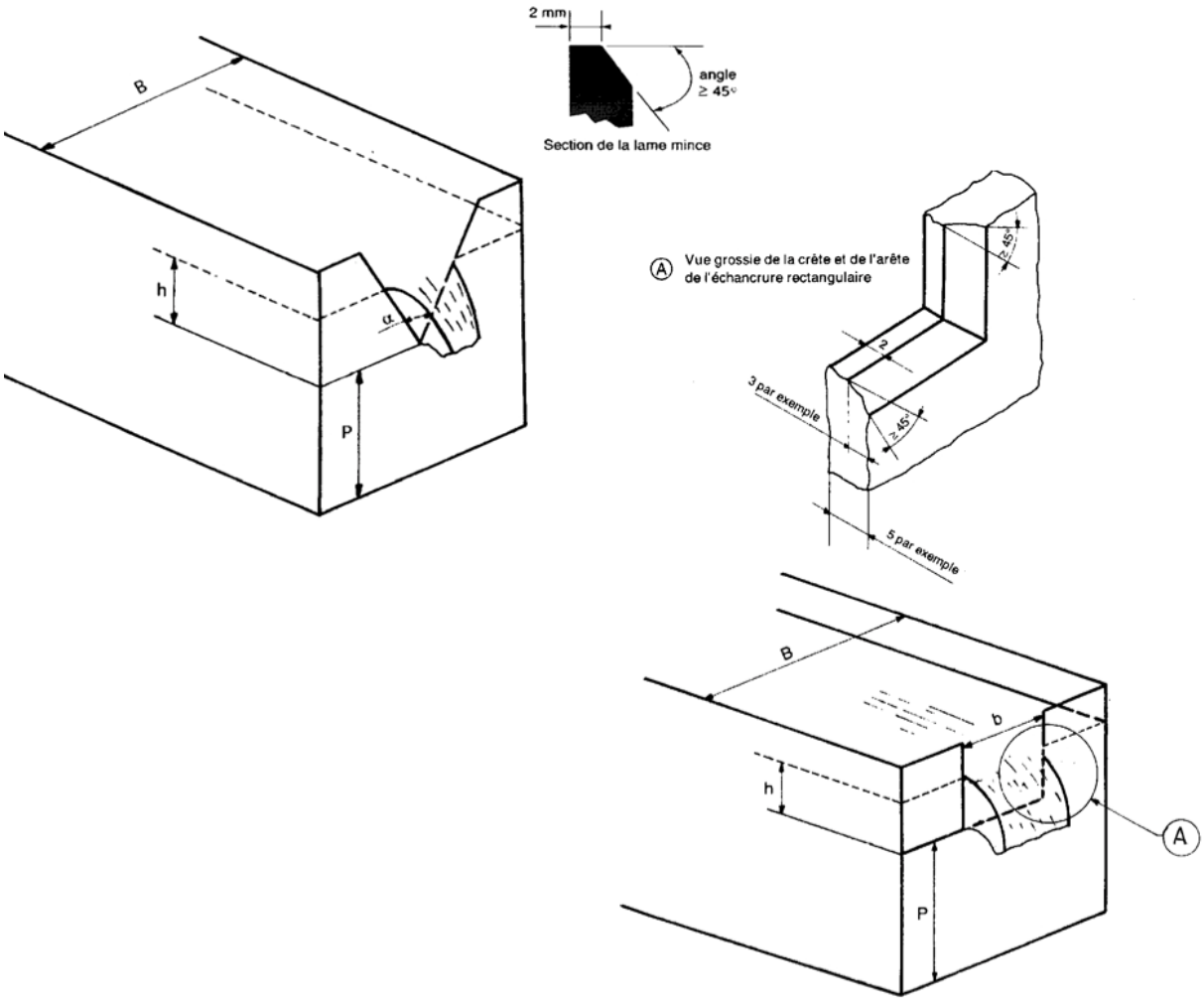


Figure 35 : Principe de fonctionnement des seuils ou déversoirs à mince paroi. *La forme de l'échancrure du seuil peut être triangulaire avec divers angles $\propto$ ou rectangulaire de diverses largeurs b ou hauteurs. Le profil de la planche sur lequel se fait l'écoulement est travaillé afin de favoriser l'écoulement de l'eau sur le bord du déversoir. Cela consiste à réaliser un chanfrein sur les bords de l'ouverture réalisée dans la planche (en haut, à droite). Les hauteurs d'eau mesurées qui servent au calcul des débits sont celles mesurées à partir de la pointe du triangle pour un seuil triangulaire ou le bas du rectangle pour un seuil rectangulaire (h sur les dessins). D'après G. Remenieras [Remenieras, 1986], modifié.*

L'eau est plus ou moins canalisée vers le seuil, où la hauteur d'eau sera mesurée légèrement en amont de la planche, afin d'éviter le biais induit par la courbe de remous due à l'accélération que subit l'eau au passage sur la planche. Cette accélération infléchit la surface de l'eau vers le bas, conduisant à sous-estimer les débits. La mesure de hauteur d'eau est effectuée par une sonde immergée de type piézométrique à membrane Levelogger de la marque Solinst, qui mesure la pression exercée par la colonne d'eau située au-dessus de la sonde. Pour bénéficier de la précision millimétrique de la sonde, il faut compenser les valeurs de hauteur d'eau avec les variations de pression atmosphérique obtenues

par une sonde barométrique, située à proximité. Chaque sonde est également équipée d'un thermomètre relevant la température de l'eau à chaque mesure de hauteur d'eau.

III.5.2.1 - Le seuil situé sous la congère : Q1

La première mesure de débit réalisée sur le Lignon est située en contrebas de la congère en hiver, correspondant à la source Nord du Lignon. La source Sud, source « officielle » du Lignon, qui elle aussi dépend de la congère, n'a pas été retenue en raison du faible encaissement de son lit, rendant la mesure difficile sans travaux maçonnés, dont l'autorisation est difficile à obtenir dans un parc naturel.

La source Nord collecte une partie des eaux de fonte de la congère sur une surface de 0,042 Km², sous forme d'un ensemble de petites résurgences sur une étendue de 10m par 10m environ. Ces sources se rejoignent rapidement en un seul cours d'eau qui s'enfonce dans un terrain composé de matière organique liée à la présence de la forêt et d'arène granitique, qui forme le lit de la rivière. La forme encaissée du cours d'eau permet de disposer plus aisément le seuil perpendiculairement à l'écoulement (Figure 36). Cependant, en période de fonte importante, c'est l'ensemble du terrain situé au niveau de la congère et de la forêt qui est gorgé d'eau, rendant difficile un calcul précis des débits issus de la fonte nivale. Ce phénomène rend incertain le calcul d'un bilan EELN-débits, puisque l'ensemble des débits ne passe pas en intégralité par le seuil Q1. Toutefois, une modélisation des écoulements liés au ruissellement montre que les débits du bassin versant associé à l'exutoire Q1 sont majoritairement collectés au niveau du seuil (Cf. Annexe G1).

Figure 36 : Photo du seuil Q1 et de la sonde barométrique (sur la branche) à l'automne 2012. *L'Annexe G2 présente des illustrations supplémentaires. Cliché G. Bouron.*

En plus de la sonde piézométrique mesurant la hauteur et la température de l'eau, une deuxième sonde a été installée afin de doubler la mesure et d'estimer les variations de conductivité de l'eau de la source. En effet, on pourrait s'attendre, en période de fonte, à une dilution des sels minéraux contenus dans l'eau et un temps de résidence plus court de l'eau dans le sol, ce qui fait baisser la conductivité électrique. A l'inverse, en période d'étiage, la conductivité devrait augmenter en raison du manque de précipitations et une eau ayant séjournée plus longtemps ou plus profondément, ce qui a pour conséquence d'enrichir l'eau en divers minéraux correspondant aux matériaux traversés.

La forme de seuil choisie est un triangle dont la pointe fait 90°, dont la base fait 60cm, permettant d'avoir une mesure précise lors de faibles débits, mais aussi de pouvoir mesurer des débits très variables au cours de l'année et allant jusqu'à une soixantaine de litres par seconde. En effet, la forme triangulaire permet une mesure de débits augmentant selon une loi puissance, ce qui laisse une marge de sécurité sur l'incertitude des débits maximaux à étudier.

La relation hauteur-débit est obtenue grâce aux abaques hauteurs-débits pour un seuil triangulaire à 90°, issues des travaux d'hydrogéologie de terrain de R. Brassington [Brassington, 2007], bien que d'autres relations soient couramment utilisées selon le type de configuration (distance du seuil par

rapport à la mesure de hauteur d'eau, distance des berges par rapport à l'échancrure, etc.). La formule suivante est donc déduite des correspondances hauteur-débit du Tableau 3 et de la Figure 37 :

$$Q = 1{,}002\ H^2 - 0{,}084\ H + 0{,}002$$, avec Q en mètre cubes par secondes et H en mètres.

Même si la réalisation du seuil a été l'objet de nombreux soins, le choix de la formule utilisée, à la vue de la précision relative à l'installation du seuil, importe peu. En effet, même dans les meilleures conditions, le seuil ne peut pas capter tout le débit de la rivière à cause des pertes par infiltration dans le lit caillouteux. On mettra donc l'accent sur les variations de débits relatives, plus que sur le côté quantitatif de la mesure.

Tableau 3 : *Abaque permettant la correspondance hauteur d'eau-débit pour le seuil triangulaire à 90° Q1.*

Les débits théoriques, c'est-à-dire calculés, sont donnés dans les deux dernières colonnes de droite. D'après Brassington [Brassington, 2007], modifié.

Hauteur d'eau (cm)	Hauteur d'eau (m)	Q theo (l/s)	Q theo (m3/s)
1	0,01	0,02	0,00002
2	0,02	0,1	0,0001
3	0,03	0,2	0,0002
4	0,04	0,5	0,0005
5	0,05	0,8	0,0008
6	0,06	1,3	0,0013
7	0,07	1,8	0,0018
8	0,08	2,6	0,0026
9	0,09	3,4	0,0034
10	0,1	4,4	0,0044
11	0,11	5,6	0,0056
12	0,12	7	0,007
13	0,13	8,5	0,0085
14	0,14	10	0,01
15	0,15	12	0,012
16	0,16	14	0,014
17	0,17	16	0,016
18	0,18	19	0,019
19	0,19	22	0,022
20	0,2	25	0,025
21	0,21	28	0,028
22	0,22	31	0,031
23	0,23	35	0,035
24	0,24	39	0,039
25	0,25	43	0,043
26	0,26	48	0,048
27	0,27	52	0,052
28	0,28	57	0,057
29	0,29	63	0,063
30	0,3	68	0,068

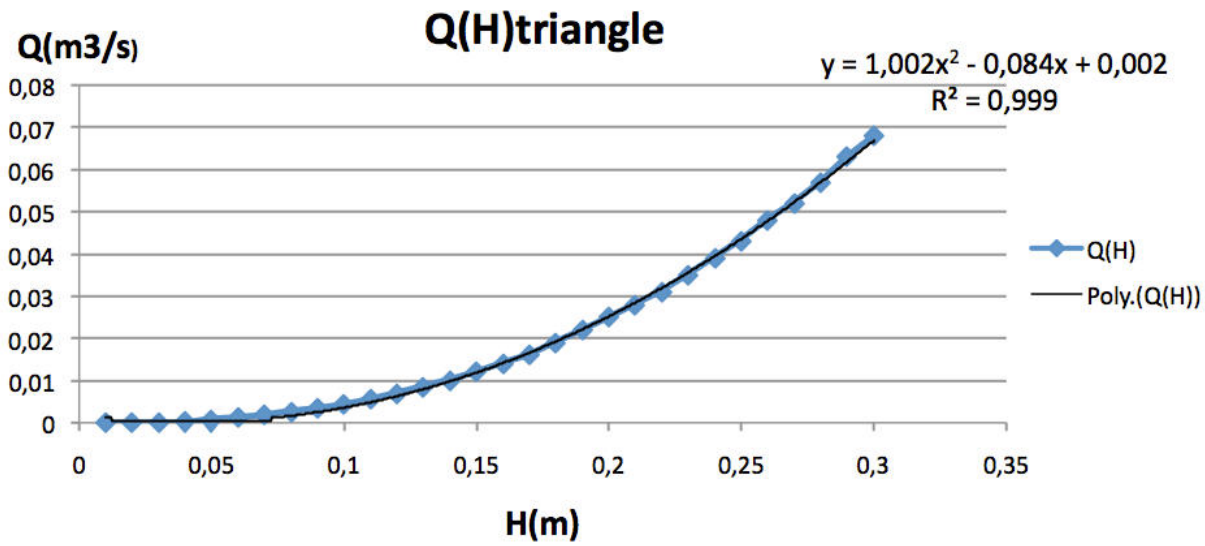


Figure 37 : Représentation graphique des débits théoriques en fonction des hauteurs d'eau dans le seuil triangulaire issus de l'abaque du tableau 3. *La courbe de régression donne la relation hauteur-débit utilisée pour le seuil Q1*.

Une sonde barométrique, qui mesure également la température de l'air, vient compléter le dispositif de mesure situé à Q1. Cette sonde est protégée du soleil pour mesurer plus précisément les variations de température de l'air, et à comparer à celles relevées au niveau de la corniche au niveau de la station TDR. Cette sonde barométrique permet de recaler les fluctuations du niveau de l'eau dans le cours d'eau en fonction des variations atmosphériques pour la sonde piézométrique Q1 et celle du seuil installé à Q3.

III.5.2.2 - Le seuil en amont du bas de la station de ski de Chalmazel : Q3

Le seuil Q3 se situe en amont du bas de la station de ski, ce qui lui permet de ne pas trop recevoir de débits issus de la fonte de la neige artificielle (drainées majoritairement par des ruisseaux rejoignant le Lignon en aval de la station), et de ne pas être affecté par les prélèvements d'eau dans le Lignon liés à la fabrication de cette neige de culture au niveau de la station. Une tentative de quantification des débits issus d'une piste de ski dont les drains viennent se déverser dans le Lignon au-dessus du seuil Q3, au niveau du bas de la piste du Couzan, s'est soldée par l'échec de faire correspondre à un débit les hauteurs d'eau et les vitesses relevées à l'aide d'un micromoulinet. En effet, à cet endroit (Q2), une buse en béton est partiellement remplie d'eau, ce qui rend quasiment impossible l'établissement d'une relation hauteur-débit, malgré les multiples mesures de champs de vitesses à l'intérieur de la buse. On s'aperçoit que les champs de vitesses présentent des valeurs de vitesses et des sens très variables qui vont jusqu'à s'opposer dans un intervalle de temps pourtant court

d'une dizaine de secondes, et cela quelle que soit la hauteur d'eau dans la buse, ce qui rend un débit moyen sur l'ensemble de la section d'écoulement incalculable.

Le Lignon Nord descend donc du seuil Q1, où sa taille est très modeste, pour rencontrer en aval les débits issus de la source Sud et d'autres petits ruisseaux temporaires ainsi qu'un drain jusqu'à Q2. Il continue ensuite son cours en formant une tourbière de faible étendue, elle-même alimentée par d'autres petits tributaires temporaires. Cette tourbière a un léger effet tampon sur les débits du Lignon, bien que le lit du ruisseau la contourne en partie. Ceci explique les variations différentes observées à Q1 et Q3. Le bassin versant associé à Q3 (d'une surface de 2,14 Km^2) dépend aussi d'une surface enneigée bien plus grande, peut-être moins sensible aux accumulations neigeuses. En effet, l'ensemble du sous-bassin lié à Q3 est recouvert d'une couche de neige plus uniforme que celle du sous-bassin Q1, particulièrement exposé aux congères.

Le seuil Q3 concentre quant à lui plus facilement les débits de son bassin versant (par rapport à Q1), en raison de la présence d'un barrage naturel lié à une ancienne moraine. Cette moraine vient barrer le cours du Lignon (d'où la présence de la tourbière en amont) et celui-ci l'a creusée progressivement. Ces différentes morphologies liées à des épisodes d'érosion glaciaire (creusement de la vallée du Lignon, puis dépôt de la moraine frontale), puis d'érosion hydraulique (creusement de la moraine par le Lignon), font que le seuil Q3 récupère la très grande majorité des débits de son bassin versant avec la pente la plus forte des sous-bassins considérés (Cf. Annexe G3).

Le seuil Q3 bénéficie de plus de deux aménagements anthropiques qui favorisent cette concentration des débits : l'un est lié à un ancien moulin qui utilisait l'eau de la tourbière actuelle (probablement une ancienne retenue), et l'autre est la présence d'un chemin qui nécessite la canalisation du Lignon. Cette canalisation, sous forme d'une buse, présente un endroit préférentiel pour installer le seuil à échancrure rectangulaire utilisé. La forme rectangulaire, d'une largeur d'un mètre, permet de mesurer des débits supérieurs à 300 litres par secondes, et dont la hauteur assez faible laisserait passer une crue par la buse sans la boucher (Figure 38).

Figure 38 : Photo du seuil Q3 en début d'automne 2012. *La sonde piézométrique est installée sur le côté du seuil, en dehors de la zone de remous, et protégée du courant par un tube crépiné en PVC. D'autres images d'illustration sont présentées en Annexe G2. Cliché G. Bouron.*

De la même façon que pour le seuil triangulaire Q1 et selon les abaques du même auteur (Tableau 4) mais pour un seuil rectangulaire d'une largeur d'un mètre, une relation hauteur-débit peut être déduite (Figure 39), bien qu'il existe aussi d'autres relations. La relation utilisée est donc la suivante :

$$Q = 1{,}691\ H^2 + 0{,}486\ H - 0{,}007$$, avec Q en mètre cubes par secondes et H en mètres.

Tableau 4 : *Abaque permettant la correspondance hauteur d'eau-débit pour un seuil rectangulaire d'un mètre de large.*

Les débits théoriques, c'est-à-dire calculés, sont donnés dans les deux dernières colonnes de droite. D'après Brassington [Brassington, 2007], modifié.

Hauteur d'eau (m)	Hauteur d'eau (cm)	Qthéo (l/s)	Qthéo (m3/s)
0,01	1	1,3	0,0013
0,02	2	5,2	0,0052
0,03	3	9,4	0,0094
0,04	4	15	0,015
0,05	5	20	0,02
0,06	6	27	0,027
0,07	7	33	0,033
0,08	8	41	0,041
0,09	9	49	0,049
0,1	10	57	0,057
0,11	11	66	0,066
0,12	12	75	0,075
0,13	13	84	0,084
0,14	14	94	0,094
0,15	15	104	0,104
0,16	16	114	0,114
0,17	17	125	0,125
0,18	18	136	0,136
0,19	19	148	0,148
0,2	20	159	0,159
0,21	21	171	0,171
0,22	22	183	0,183
0,23	23	196	0,196
0,24	24	210	0,21
0,25	25	220	0,22
0,26	26	235	0,235
0,27	27	245	0,245
0,28	28	260	0,26
0,29	29	275	0,275
0,3	30	290	0,29

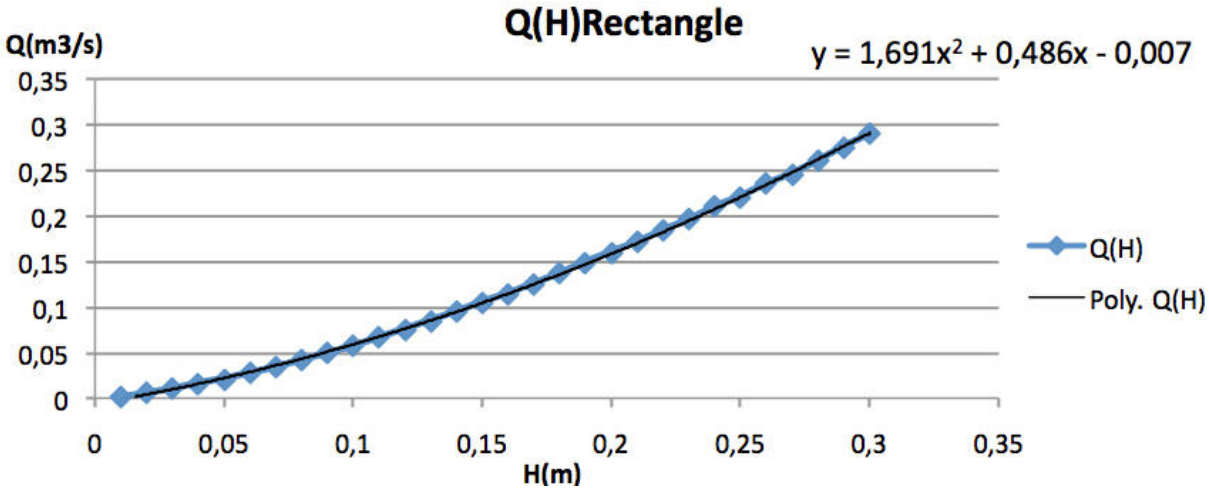


Figure 39 : Représentation graphique des débits théoriques en fonction des hauteurs d'eau dans le seuil rectangulaire d'un mètre de largeur, issus de l'abaque du tableau 4. *La courbe de régression donne la relation hauteur-débit utilisée pour le seuil Q3.*

Contrairement à Q1, le seuil Q3 bénéficie d'un lit de rivière plus étanche en raison de la présence du chemin aménagé situé au dessus de la buse. Le relief environnant participe aussi à une meilleure concentration des écoulements vers le seuil. La très grande majorité des débits passe donc par le seuil, ce qui améliore la précision de la mesure de débit.

III.5.2.3 - La station hydrométrique BanqueHydro Chalmazel Chevelières, ou Q4

Pour compléter les deux seuils placés sur le Haut Lignon, la station hydrométrique de la BanqueHydro apporte les chroniques de débits indispensables à une étude sur le long terme. Cette station bénéficie d'un entretien régulier et de mesures fiables. Le seul inconvénient des débits obtenus par cette station est d'être situé un peu trop en aval pour identifier clairement le signal lié à la fonte de la neige, en particulier sous forme de congères, dans les débits. La surface drainée est de 60 Km², soit presque un dixième de la surface totale du bassin versant du Lignon (750 Km²).

Devant le peu de données disponibles sur le long terme et la fiabilité relative des mesures de débits des seuils installés sur le terrain (lacunes dans les séries de données, dérive éventuelle en raison du comblement d'un seuil, mesures aberrantes), c'est cette station Q4 (appartenant au réseau Vigicrue/BanqueHydro) qui fournira le jeu de donnée utilisé dans la modélisation précipitation-débit développée dans le chapitre Modélisation de cette partie ainsi que dans la partie Résultats.

III.6 - Modélisation

La modélisation de la fonte du manteau neigeux et les débits qui en résultent dans un bassin versant est un travail complexe, puisqu'il tient compte de différents compartiments évoluant de façon asynchrone. Une telle modélisation fait non seulement intervenir un modèle pluie-débit une fois que l'on connait l'EELN, mais c'est ce dernier apport qu'il est particulièrement difficile d'évaluer par l'intermédiaire d'une modélisation.

Le détail de calcul de l'équivalent en eau liquide de la neige

Il existe en effet de nombreuses méthodes de modélisation pour tenter d'évaluer le flux d'eau issu de la fonte nivale à différents pas de temps. Certains modèles se contentent de calculer l'EELN avec une hauteur de neige uniforme sur une surface et avec une densité données, ce qui donne un volume d'eau à réinjecter dans un modèle pluie-débit. Ce type de modèle peut paraître inadapté dans le cas où le manteau neigeux est hétérogène. C'est pour cette raison que certains modèles plus perfectionnés découpent le manteau neigeux en plusieurs bandes d'altitudes, censées avoir des enneigements plus importants à haute plutôt qu'à basse altitude ainsi qu'une fonte nivale décalée dans la saison en fonction de l'altitude. Cette méthode ne permet par contre que peu de détail au sujet des accumulations de neige liées au vent.

D'autres modèles prennent en compte le fait que le manteau neigeux évolue entre le moment où la précipitation neigeuse se fait et le moment où il fond, voire même une évolution différente selon les couches qui se déposent au cours de la saison froide (modèle ISBA du CNRM). Par contre, peu de modèles semblent prendre en compte le fait qu'il puisse pleuvoir sur la neige et que cette dernière puisse stocker cette pluie au sein du manteau. Il est cependant difficile d'évaluer cette part d'eau retenue, car il faut avoir des données précises concernant plusieurs paramètres difficiles à mesurer ou modéliser (température de l'eau de pluie, température du manteau neigeux, porosité et épaisseur des différentes couches de la neige), mais l'étude de ce piégeage de l'eau de pluie par la neige pourrait être intéressante dans le cas d'enneigements discontinus à moyenne altitude. Il en va de même pour la prise en compte du gel saisonnier du sol, rarement intégré dans les modèles [Luo et al., 2003 et Schlosser et al., 1997, 2000] et pouvant être pertinent dans ces mêmes conditions d'enneigement faibles et froides.

La notion de pas de temps en modélisation

Il faut ensuite prendre en compte le pas de temps avec lequel on veut travailler. Un pas de temps long (un mois par exemple) permet d'étudier la relation neige-débit à l'échelle du mois et plus. Mais il faudra aussi considérer les mois précédents (précipitations, stockage) et les mois suivants (restitution des débits en retard par rapport aux précipitations) pour une modélisation cohérente. On tente alors d'évaluer le volume d'eau nivale fondue dans le mois étudié pour tenter de l'identifier dans les débits.

Un pas de temps encore plus long peut poser des problèmes sur la nature des données à utiliser. Dans l'exemple d'une modélisation sur la saison ou l'année, doit-on moyenner les précipitations sur toute la période, au risque de ne pas percevoir le pic de fonte dans les débits ou un redoux brutal propice à la fonte ?

Dans le cas de l'étude de la fonte de la neige sous nos latitudes, étant donné que la période de fonte à modéliser s'étale sur environ quatre mois, on voit qu'il est plus raisonnable d'utiliser un pas de temps inférieur au mois.

Si on choisit d'utiliser des pas de temps plus courts comme le jour, il faut pouvoir obtenir des données suffisamment précises et quotidiennes pour permettre la modélisation. La fonte quotidienne dépendant de paramètres jouant parfois sur seulement quelques heures (heures chaudes de l'après-midi par exemple), il faut considérer les résultats comme des moyennes à interpréter à des pas de temps plus longs, comme la semaine et le mois. Dans le cas où l'eau de fonte nivale est libérée en surface du manteau neigeux, on peut se demander si cette eau va percoler à travers tout le manteau neigeux ou rester piégée dans une des couches de la neige. Et même dans le cas où cette eau atteint le sol, on se heurte au temps nécessaire à son acheminement à travers le sol (ou sur le sol, selon la température basale du manteau neigeux) jusqu'au point de mesure des débits. On remarque donc que l'emploi d'un pas de temps journalier dans une modélisation de la fonte ne procure pas forcément un pas de temps identique aux données d'entrée.

Une dégradation du pas de temps des résultats semble souvent nécessaire pour éviter les artéfacts de paramètres sensibles sur des périodes inférieures au pas de temps.

Le choix de la résolution spatiale

Un autre aspect en plus des différents pas de temps à considérer, est le choix d'une étendue sur laquelle se fera la modélisation. Il semble évident qu'il faut, dans la mesure du possible, une zone

d'étude correspondant aux paramètres à mesurer, même si des variations à l'échelle très locale peuvent avoir des conséquences à plus large échelle (présence de nombreuses congères augmentant l'EELN, gel partiel du sol) [Anderton et al., 2002]. Dans notre cas, il semble absurde d'étudier le rôle de la neige située sur le Haut Lignon dans les débits de la Loire par exemple, où l'apport d'eau d'origine nivale ne représente qu'une part infime du volume écoulé dans l'année, voire même en pleine période de fonte. La taille du bassin versant du Lignon, à la vue des premières estimations volume d'eau nivale/volume annuel, ne permettait pas non plus d'estimer précisément la contribution nivale. Il faut donc choisir des sous-bassins versants dont les surfaces enneigées représentent une partie conséquente du bassin pour étudier les débits nivaux, de plus en période de fonte. Seules les sources du Lignon, situées directement sous la congère principale, dépendent en grande partie de la fonte nivale sur l'année. Pour étudier le rôle des accumulations neigeuses proprement dites et non le rôle de la neige, il faut également se cantonner aux têtes de bassin versant et aux crêtes, qui sont balayées par les vents. Il vient ensuite le problème de la fiabilité de chroniques suffisantes de mesures de terrain ainsi que la disponibilité des paramètres indispensables à la modélisation.

Paramètres à mesurer

En fonction du modèle choisi, seuls quelques paramètres peuvent être nécessaires, alors que certains modèles, souvent les plus compartimentés, nécessitent une multitude de données, la plupart du temps difficiles à obtenir. De nombreux champs sont à renseigner obligatoirement, ce qui amène à extrapoler de nombreux paramètres qui n'ont pas été mesurés réellement à l'échelle ou au pas de temps requis. On amène donc un biais par l'emploi de moyennes et extrapolations, ce qui revient finalement à employer un modèle plus simple. De plus, l'emploi de nombreux champs de données augmente le risque de conflits, aboutissant à l'échec des simulations ou des résultats incohérents.

Cependant, certains modèles ne faisant intervenir que quelques paramètres comme GR4J (Modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journaliers, Cf. Partie III.6.2) font de leur simplicité apparente également une force. En effet, le meilleur des modèles pour un site d'expérimentation n'est pas forcément le plus compliqué. Un modèle simplifié peut obtenir des résultats très cohérents et robustes, alors qu'un modèle très perfectionné peut s'avérer impossible à utiliser. Dans ce domaine, il vaut mieux réussir, au moins dans un premier temps, une modélisation simple mais relativement réaliste sans chercher absolument à obtenir un niveau de détail (pas de temps court, résolution spatiale) très poussé.

III.6.1 - Modèles disponibles, particularités et problèmes rencontrés

De nombreux modèles précipitations-débit, souvent pluie-débit, sont développés et utilisés depuis les années 70. Chaque modèle tend vers une utilisation pour un site spécifique, mais certains modèles généralistes (simplistes ou au contraire très complexes) arrivent depuis quelques années à fonctionner quelles que soient les propriétés du bassin versant et leur position géographique.

Deux grands types de modèles existent :

- les modèles non-distribués, ou réservoirs, fonctionnent comme si le bassin versant était un réservoir dont on cherche à connaitre les entrées et les pertes. Ce réservoir forme un compartiment qui peut être subdivisé en d'autres, selon la complexité et les étapes de calculs censés reproduire le ou les phénomènes observés. Dans notre cas, deux sous-compartiments seront par exemple nécessaires, avec un compartiment pour le manteau neigeux, et un autre pour le sol. Dans ces deux sous-compartiments, plusieurs étapes de calculs seront bien sûr nécessaires pour estimer l'accumulation et la fonte de la neige d'une part, et l'infiltration de l'eau nivale dans le sol d'autre part. Ces étapes de calculs pourront par exemple prendre en compte l'évaporation, les précipitations, des coefficients de ruissellement. L'avantage de ce type de modèle est de rester simple et fonctionnel avec peu de données. Les résultats sont suffisamment réalistes grâce à la robustesse des formules employées, même s'il est difficile de représenter correctement des fluctuations à composante spatiale, comme par exemple des congères. La solution est alors de diminuer la taille de la zone d'étude pour en tenir compte, ce qui parait impossible dans l'exemple des congères (on ne peut pas faire un modèle par congère).

- les modèles distribués, ou maillés, sont des modèles où le bassin versant est considéré comme une grille subdivisant le bassin en mailles et dont chaque maille représente un « réservoir » (avec un ou plusieurs « compartiments » de modèle non-distribué. Les calculs et les bilans sont réalisés pour chaque maille, puis l'ensemble des résultats est calculé d'après les caractéristiques du bassin, de la position des exutoires, de la pente, etc. Ce type de modèle, selon sa complexité, permet de prendre en compte une multitude de paramètres, eux aussi spatialisés. Selon la taille de la maille utilisée, ces modèles prennent très bien en compte les variations spatiales des paramètres, dans le cas où l'on peut obtenir de telles données. Cette spatialisation est efficace uniquement dans le cas où le phénomène spatialisé à étudier est d'une étendue plus grande que la maille. Dans le cas contraire, la présence d'une congère de taille inférieure à la maille par exemple, ne fera qu'augmenter l'épaisseur moyenne de neige de la maille. Pour ce cas précis de l'étude d'une congère de quelques centaines de mètres de long, il faut disposer d'un MNT d'une maille inférieure à 10m. La précision en altitude doit être très bonne (inférieure à 10cm, ce qui n'est pas le cas) afin que le MNT de la surface neigeuse, obtenu par

DGPS, permette de calculer l'épaisseur de neige en tout point. Si cette précision est insuffisante, il faudra s'orienter vers une autre méthode d'estimation des épaisseurs de neige.

La plupart du temps, ces données doivent être interpolées ou extrapolées afin de remplir les entrées de chaque maille, ce qui dégrade l'avantage et la précision de la spatialisation. Ce biais va parfois jusqu'à annuler l'intérêt de la spatialisation du modèle distribué par rapport à un modèle non-distribué.

Un troisième type de modèle existe, qui est en quelques sortes une combinaison des deux classes de modèles décrites précédemment. Il s'agit des modèles semi-distribués, qui cherchent à multiplier le nombre de réservoirs des modèles non-distribués. En agglomérant plusieurs sous-bassins dans le bassin versant à étudier, on peut parvenir à s'affranchir des contraintes spatiales, spatialisation qui est théoriquement absente des modèles non-distribués. Avec un modèle semi-distribué, on arrive à tenir compte des particularités locales du bassin versant (par exemple le gel du sol sur le haut du bassin versant, ce qui modifie localement le coefficient de ruissellement). Cependant, on rencontre le problème de la disponibilité des données : si le bassin est subdivisé en une dizaine de sous-bassins, pourra-t-on fournir les données de débits de dix exutoires ?

III.6.1.1 - Modèles et méthodes

Différents modèles ont été comparés (Cf. Tableau 5) pendant ce travail de thèse, bien qu'il en existe beaucoup d'autres, pour tenter de modéliser la relation précipitation neigeuse-débit du Lignon. Chaque modèle a ses spécificités propres, mettant plus ou moins l'accent sur le rôle de la neige dans un bassin versant. Il faut cependant une relation d'accumulation permettant de calculer l'épaisseur de neige et une autre permettant de calculer sa fonte.

Tableau 5 : *Sélection récapitulative et simplifiée de différents modèles potentiellement utilisables sur le bassin versant du Lignon.*

Modèle	Origine/source	Type de fonctionnement	Particularités
ArcSwat	USDA Agricultural Research Service/ESRI	Distribué	Adapté à de grands BV, long terme, agriculture et flux d'éléments chimiques. Grand nombre de paramètres en entrée. Peu de spécificités pour la neige mais entrées détaillées. Compatible SIG. Gratuit. Pas de temps variables.
HEC-HMS	US Army Corps of Engineers	Semi-distribué	BV avec réseau hydrographique dendritique, toutes tailles de BV. Peu de spécificité pour la neige. Compatible SIG. Gratuit. Pas de temps variables.
SRM ou Martinec-Rango Model	USDA Agricultural Research Service/NM State University	Réservoir	Tous types de BV. Spécifique à l'estimation de la fonte quotidienne de la neige. Gratuit. Pas de temps variables.
SAFRAN-ISBA-MODCOU	CNRM GAME	Distribué	Pour le territoire français uniquement. Chaine de modèles réservoirs (Safran et ISBA) et distribué (Modcou). SAFRAN modélise l'atmosphère à proximité du sol, avec une maille de 8x8km, 300m en Z, pas de temps horaire. ISBA modélise les échanges eau-énergie sol/atmosphère selon 3 couches de profondeurs différentes de sol, au pas de temps de 5min. MODCOU : utilise ISBA pour modéliser l'évolution des nappes et des débits des rivières, avec une maille de 64 à 1km, au pas de temps de 3h. Modèle propriétaire Météofrance.
GR4J	IRSTEA	Réservoir	Tous types de BV, optimisé pour BV peu instrumentés et à moyen terme. Gratuit. Peu d'entrées et simple. Pas de temps journalier.
GR4JCemaneige	IRSTEA	Réservoir	Module neige développé pour GR4J. Permission IRSTEA et auteurs pour recherches. Pas de temps journalier.
CROCUS	CNRM GAME	Réservoir	Spécifique et très élaboré pour modéliser l'évolution du manteau neigeux, selon plusieurs couches de propriétés différentes (densité, taille grains, albédo…). Peut être intégré dans une chaine CROCUS-ISBA-MODCOU. Prend en compte la percolation de l'eau de fonte dans la neige. Beaucoup d'entrées difficilement mesurables. Pas de temps 15min. Propriétaire Météofrance.

La plupart des modèles utilisent une relation permettant de calculer l'accumulation de neige d'après une température seuil, que l'utilisateur ajustera lui-même en fonction des spécificités du terrain. Le modèle calcule alors une épaisseur de neige théorique qui pourra, selon la complexité du modèle, être confirmée par les observations de terrain et éventuellement corrigée. Un modèle très élaboré et spécialisé dans la modélisation du manteau neigeux comme CROCUS [Brun et al., 1989, 1992 ; Vionnet et al., 2012], prendra en compte le métamorphisme qui peut avoir lieu sur la neige tombée au sol, et ce en plusieurs couches différentes. A l'opposé, un modèle simpliste ne tiendra pas compte des pertes d'eau du compartiment neigeux par évaporation au cours de l'hiver.

Une deuxième relation est couramment admise pour estimer la fonte journalière de la couche de neige, qui utilise le facteur degré-jour ou quantité d'énergie reçue par le manteau neigeux d'après les variations de températures de l'air, ou « degree-day factor », [Martinec, 1960]. Ainsi, une évolution positive des températures apportera de l'énergie au système (la neige), alors qu'une baisse des températures n'en apportera pas. Les travaux de Martinec ainsi que Weiss et Wilson [Weiss et Wilson, 1958] tentent d'estimer ce facteur degré-jour selon la saison, puisque qu'il dépend directement de la densité de la neige [Martinec, 1960], qui évolue avec le temps. Ces ratios sont estimés par ce même auteur à 0,37cm/°C en début de la période de fonte, et allant jusqu'à 0,74cm/°C. Ceci revient à dire que le manteau neigeux fondra d'une hauteur de 0,37cm pour une augmentation de la température de l'air quotidienne d'un degré, en début de période de fonte. Toutefois, ces valeurs sont à prendre comme ordre de grandeur, puisqu'elles sont susceptibles de changer en fonction des conditions météorologiques. L'auteur met en garde contre l'effet du vent sur la rapidité de la fonte et pour une température donnée, ce qui modifie le facteur degré-jour mesuré sans vent. Ce facteur clé dans la fonte de la neige est finalement assez difficile à prévoir, en particulier à long terme, en raison de l'évolution différentielle du manteau neigeux selon la profondeur. Il importe d'avoir des estimations nombreuses au cours de la fonte si l'on veut une estimation précise du taux de fonte de la neige. A cette fin, il faut souvent recourir, en plus de la température de l'air, à la mesure de la température du manteau neigeux. Ensuite vient la question de savoir si l'on doit mesurer cette température pour l'ensemble du manteau neigeux, ou pour chaque couche, censée réagir différemment à l'apport d'énergie extérieur selon sa densité et sa profondeur au sein du manteau. Une telle complexité dans l'estimation du volume de neige disparu et, par conséquent, du volume d'eau produit, demande d'utiliser des modèles spécifiques, qui requièrent de nombreux paramètres en entrée. Ensuite, il faut aussi estimer le rôle de l'évaporation de l'eau de fonte et de la sublimation des cristaux de neige, ce qui nécessite encore une instrumentation de plus en plus compliquée. Enfin, le volume d'eau produit dans la journée pourra-t-il percoler jusqu'à la surface du sol ? Là encore, il faut pouvoir estimer la teneur en eau du manteau neigeux couche par couche.

Sans nécessiter une telle précision dans l'estimation de la fonte nivale, il faut dans tous les cas faire intervenir ces deux relations d'accumulation et de fonte dans la prévision de la quantité de neige au sol. Ce bilan intervient de plus à la fois en hauteur (épaisseur de neige tombée ou restante au sol), mais aussi en surface (zones se couvrant ou encore couvertes de neige).

III.6.1.2 - La prise en compte des échanges neige-sol

Seulement certains modèles comportent une option concernant une possible évolution du coefficient de ruissellement du bassin, en particulier lié au gel du sol saisonnier. Seul un modèle très complet reposant sur une suite de modèles spécifiques à des compartiments comme la chaine Safran-Isba-Modcou ou Crocus-Isba-Modcou peuvent prendre en compte le gel des couches superficielles du sol comme le couvert racinaire ou les couches inférieures (Isba) [Boone et Etchevers, 2001, Masson et al., 2003, Habets et al., 2008]. Cependant, il faut noter que le gel du sol semble avoir un rôle plus faible qu'escompté dans l'augmentation du ruissellement du bassin et l'humidité du sol, du moins sur une grande surface [Mitchell and Warrilow, 1987 ; Cherkauer et Lettenmaier, 1999 ; Pitman et al. 1999]. En effet, l'eau qui s'infiltre pourra, la plupart du temps, se frayer un passage dans le sol gelé sur une grande surface, en profitant des hétérogénéités du sol. Il faut aussi remarquer que ceci n'est valable que lorsqu'on définit un sol gelé comme le gel de l'humidité contenue dans le sol (particules de glace, lentilles de glace) et non un sol entièrement saturé d'eau qui gèle (couche de glace dure, totalement imperméable, rare). Une eau qui s'infiltre et qui gèle peut par contre apporter un dégagement de chaleur (chaleur latente) dans le sol, à prendre en compte si l'on veut estimer au mieux sa température [Luo et al., 2002].

On voit donc que l'infiltration et le gel du sol peuvent être liés par différentes interactions. Ceci se vérifie avec la divergence des estimations de la température du sol calculée par différents modèles, où seuls les modèles prenant en compte ces changements de phases de l'eau sur plusieurs couches de sol parviennent à des températures de sol réalistes en amplitude et non décalées dans le temps [Luo et al. 2002].

La solution de mesurer la température du sol est également utilisée pour mesurer la température basale du manteau neigeux (censée déceler la fonte), puisqu'il est difficile d'effectuer une mesure de la température de la couverture neigeuse qui soit représentative. En effet, un thermomètre placé en surface du sol va être recouvert d'une couche de neige dont l'épaisseur et la nature seront variables au cours de la saison. Ainsi, une fois isolé de l'atmosphère par une couche de neige suffisante, le thermomètre va mesurer une température censée représenter la température moyenne du manteau neigeux, alors que celle-ci sera augmentée par le flux géothermique. Le flux géothermique, parfois

ajouté à un sol plus chaud en début de saison, donne un gradient de température fortement positif en bas de manteau neigeux, observable par des cristaux de neige de type gobelets. Seule une méthode permettant de mesurer la température sur l'ensemble du manteau neigeux convient pour identifier précisément la fonte de celui-ci et confirmer l'énergie apportée par la méthode des degrés-jours.

Devant la complexité à modéliser la fonte du manteau neigeux, mais aussi son infiltration, et les échanges nombreux qui peuvent intervenir entre la neige et le sol, un modèle simpliste a été finalement choisi. Les résultats obtenus par des modèles bien plus complexes, distribués ou non, concernant la fonte de la neige et la restitution de l'EELN dans les débits du bassin, sèment un certain doute pour une utilisation dans un bassin équipé d'une instrumentation minimaliste. Une comparaison des résultats de différents modèles dans un contexte de gel du sol, donc qui semble proche des conditions rencontrées sur le site d'application, montrent un étalement des dates de fonte totale de la neige allant jusqu'à un mois, avec pourtant des données de terrain plus complètes [Anderton et al., 2002]. Devant une telle imprécision, on peut se demander si l'emploi d'un modèle, censé reproduire par le calcul le phénomène fonte de la neige-restitution de l'EELN, se justifie sur une surface d'aussi faible étendue. C'est pourquoi la modélisation occupera une place finalement limitée dans ce travail de thèse, en raison de son imprécision due à l'incertitude des paramètres nécessaires, mais aussi par rapport à la redondance avec l'instrumentation qui elle, est spécifiquement mise en place pour l'influence hydrologique des accumulations neigeuses.

III.6.2 - Modèle choisi : GR4J

Le modèle retenu pour des tests de modélisation précipitation-débit est GR4J (Modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journaliers), testé avec et sans module neige (GR4JCemaneige). Ce modèle simple est un modèle non-distribué de type réservoir, initialement peu spécialisé dans la modélisation des débits liés à la fonte de la neige. Le module Cemaneige qui se rajoute au modèle, permet de prendre en compte le rôle de la neige dans le comportement hydrologique du bassin. Le module découpe la partie enneigée du bassin versant en plusieurs bandes d'altitudes médianes afin de tenir compte des variations d'épaisseurs du manteau neigeux, mais surtout des différences de températures en fonction de l'altitude, paramètre déterminant lors de la fonte. Ce principe est utilisé également dans d'autres modèles, mais aussi pour d'autres modules spécifiques à la neige, dont [Valéry, 2011] fait une comparaison détaillée sur un ensemble de bassins versants.

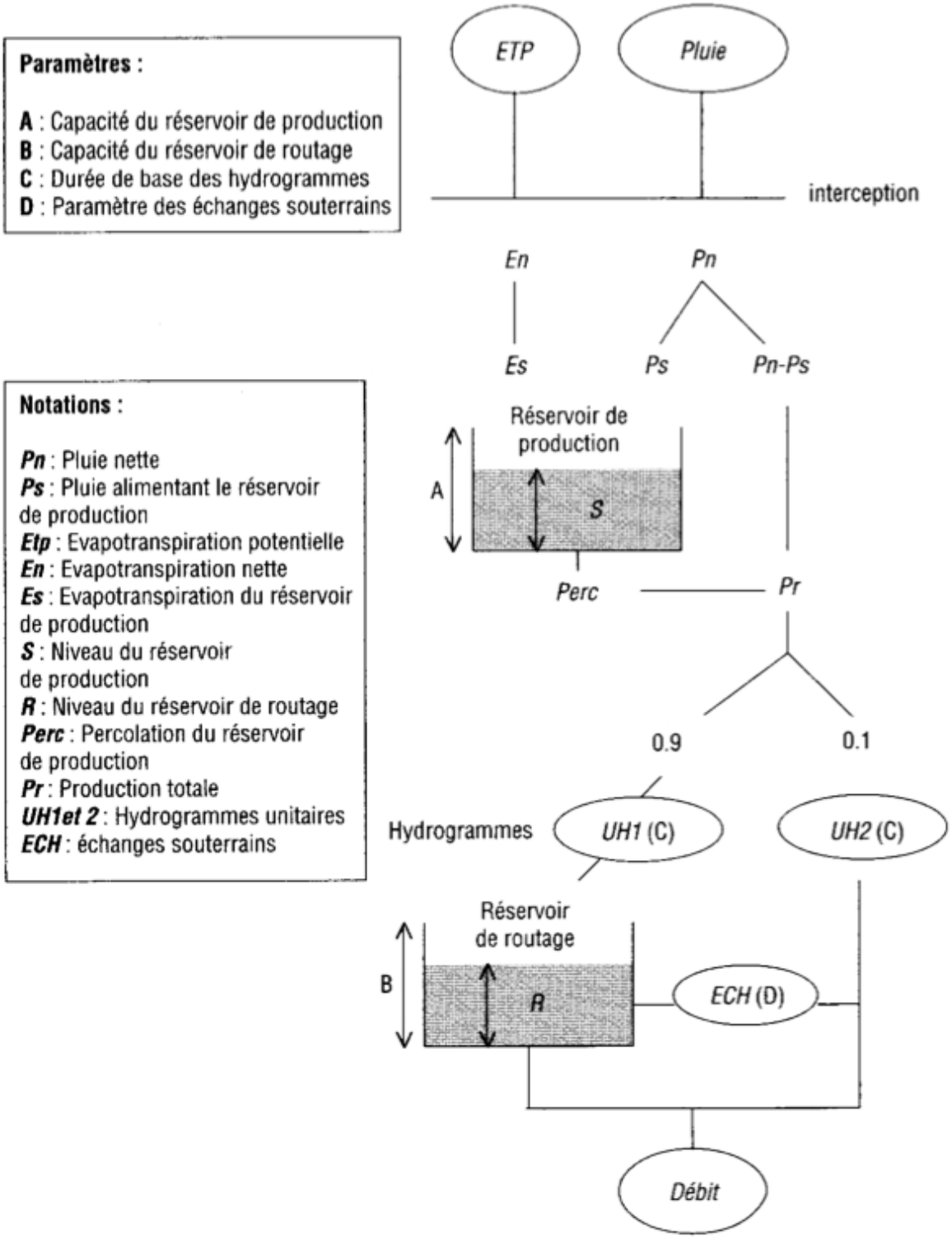


Figure 40 : Schéma de fonctionnement général du modèle GR4J, d'après [Perrin et al., 2003]. *Les quatre paramètres optimisables du modèle sont indiqués sur la figure avec les lettres A, B, C et D.*

Le principe général du modèle GR4J est de faire correspondre un débit simulé avec un débit observé à l'aide de quatre paramètres optimisables (A, B, C, D sur la Figure 40). Dès l'entrée des variables d'entrée (Précipitations brutes, ETP, Débits observés, au pas de temps journalier), le modèle calcule les précipitations nettes (sens hydrologique et non hydrogéologique du terme), c'est-à-dire en retranchant l'évapotranspiration des précipitations brutes. De cette première étape est créé un réservoir de production, réservoir virtuel censé reproduire ce qui est réellement apporté au bassin. Ensuite, la production est divisée en deux parties non égales représentant la dynamique de l'écoulement dans le bassin versant. Un hydrogramme UH1 représente une montée rapide des débits dans le bassin (Temps de montée, 90%) alors que l'hydrogramme UH2 représente un écoulement plus lent en accommodant une montée puis une descente des débits liés au ruissellement ou aux écoulements de surface (Temps de base, 10%) (Cf. Annexe H2). Ces deux dynamiques de débits sont liées au paramètre D (Figure 40) ou X4 (Cf. Annexe H1), qui est le temps de base lié à l'écoulement de surface (Cf. Annexe H2), qui peut être défini par l'utilisateur, ou optimisé par un solveur afin de correspondre au mieux aux débits observés. De ces deux hydrogrammes sont calculés des débits de sorties, qui seront influencés par la capacité (paramètre optimisable) et le niveau du réservoir de routage (optimisable) et par un coefficient d'échange souterrain (positif ou négatif selon les gains/pertes, optimisable). On se rapprochera des travaux de [Edijatno, 1999 ; Nascimento, 1991, 1995 ; Makhlouf, 1994 ; Perrin, 2000, 2003] pour plus de détails sur l'élaboration du modèle, notamment la prise en compte progressive des échanges souterrains pour des résultats toujours améliorés depuis la création des premières versions du modèles [Cormary et Guilbot, 1973 ; Edijatno, 1987, 1991 ; Edijatno et Michel, 1989], puis l'influence du couvert forestier [Andréassian, 2002] et l'adaptation du modèle à des données incomplètes de débits [Andréassian et al., 2001].

Les premiers travaux ouvrant l'intégration de la neige dans le modèle sont liés à [Makhlouf, 1994], avant d'être améliorés récemment avec le module Cemaneige [Valéry, 2010 ; Nicolle et al., 2012]. Ce module a été testé sur plusieurs ensembles de bassins versants plus ou moins affectés par la fonte nivale, dans plusieurs pays [Valéry, 2010]. Ce dernier auteur mentionne toutefois que si le module associé au modèle donne de bonnes performances sur l'ensemble des bassins versants testés, une marge de progression est encore libre dans son application à des bassins à fortes pentes. Le module a été testé sur un panel de bassins versants français influencés par la neige, puis peu influencés par la neige, afin de réaliser une analyse de sensibilité des performances du modèle avec et sans module neige.

Il ressort aussi de la même étude que le modèle peut être utilisé sans période de calage avec des résultats honorables, ce qui convient aux chroniques de données modestes dont nous disposons sur le Haut Lignon. L'aspect parcimonieux du module qui utilise seulement deux paramètres en entrées

(précipitation et température) et du modèle (précipitations, évapotranspiration, débits) allait dans ce même sens.

Pour un bassin versant affecté par la fonte nivale, il faut chercher à retrouver les débits nivaux au printemps, qui font défaut en hiver en raison du stockage sous forme de neige, et qui sont en excès dans les débits en période de fonte par rapport aux précipitations liquides (Cf. Figure 41).

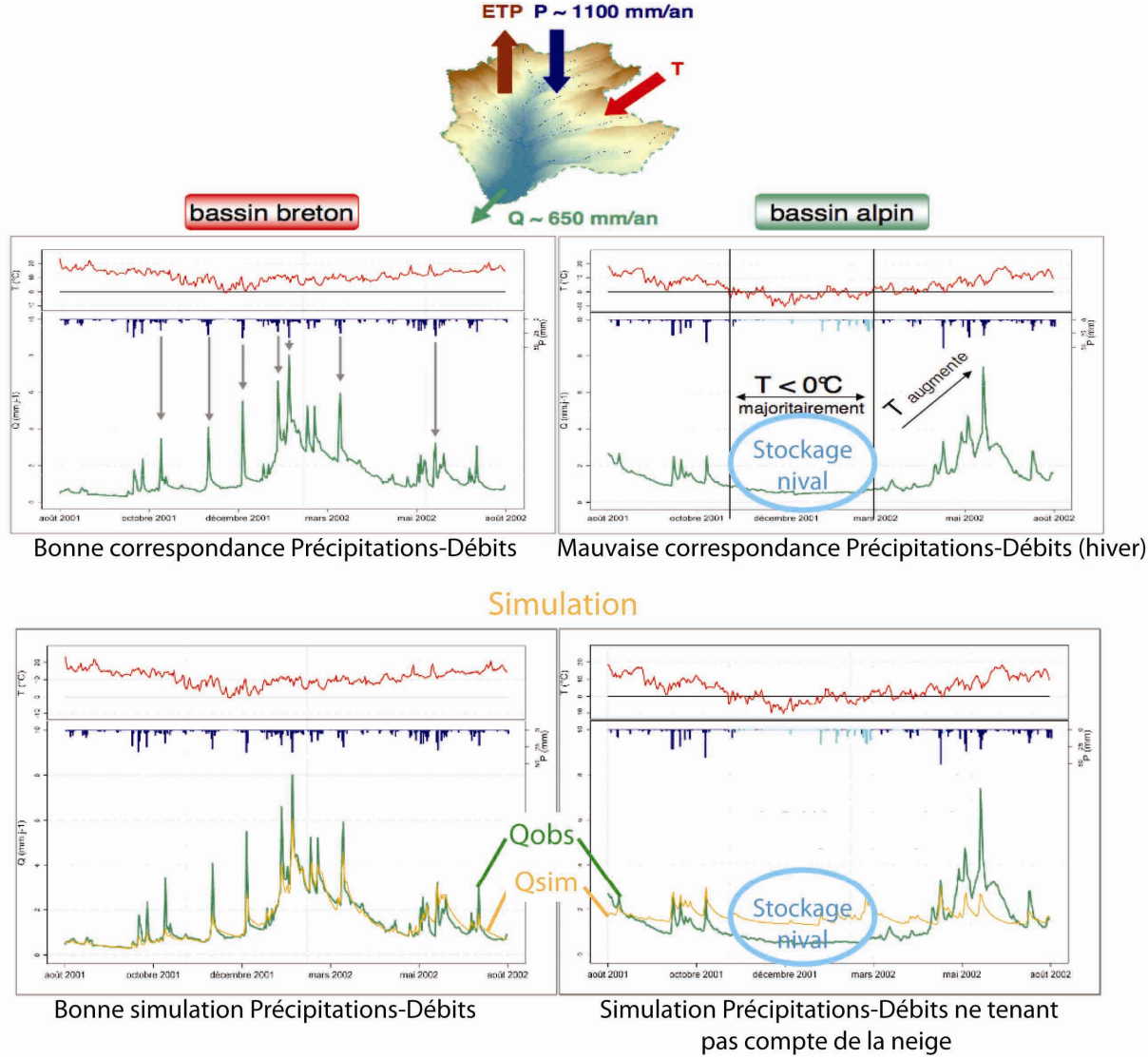


Figure 41 : Comparaison des débits observés et simulés de deux bassins versants exemples, l'un n'étant pas affecté par la neige (gauche), l'autre dépendant de la fonte nivale en hiver et au printemps (droite). *On observe un stockage des précipitations dans le bassin versant alpin (ou affecté par la neige) durant l'hiver, ce qui a tendance à faire surestimer les débits simulés avec un modèle ne tenant pas compte de la neige. Les débits printaniers sont au contraire sous-estimés, puisque la fonte du stock de neige n'est pas prise en compte. D'après [Valéry et al., 2011], modifié.*

Dans l'ensemble, le module Cemaneige fonctionne par température seuil, selon laquelle les précipitations sont classées soit sous forme de neige, soit sous forme de pluie. On approvisionne à cette étape un réservoir d'accumulation de la neige, qui représente virtuellement l'épaisseur de neige théorique au sol, sans aucune remobilisation ni métamorphisme. Ce stock de neige va ensuite fondre ou non, toujours selon une température seuil, commune à l'accumulation et la fonte. Les précipitations étant directement mesurées sous forme d'une lame d'eau, il n'est donc pas nécessaire de passer par des étapes de calcul de l'EELN et de transformations de l'état de la neige. Diverses pistes censées améliorer le modèle et prendre en compte des paramètres et des phénomènes plus complexes évoqués dans le chapitre précédent ont été testées, sans réelles améliorations des performances du modèle, pour un ensemble de bassins versants (Cf. Annexe H3). Il faut cependant noter que la combinaison Cemaneige/GR4J a été élaborée dans le but d'une utilisation polyvalente. Ceci veut dire que pour certains bassins versants où certains phénomènes sont amplifiés, certains compléments non conservés dans le modèle final, comme par exemple l'intégration de la pluie sur le manteau neigeux et le regel de l'eau de fonte (ou de la pluie) pourraient s'avérer nécessaires selon les circonstances.

III.6.2.1 - Principe de fonctionnement

Après avoir fourni les données d'entrée (Températures maximale et minimale au pas de temps journalier), le module commence (Cf. Figure 42) par calculer une extrapolation des données de températures et de précipitations selon un gradient altitudinal de température et de précipitation, optimisé pour chaque pays, voir région, mais sans gain de performance significatif sauf exception [Valéry, 2010]. Cette extrapolation est calculée pour cinq bandes d'altitudes, découpage ayant la meilleure performance dans la plupart des cas selon le même auteur. A ce stade, l'évaporation/évapotranspiration (lettre E dans la Figure 42) sera répercutée au niveau du modèle hydrologique utilisé après (GR4J), et n'est pas détaillée.

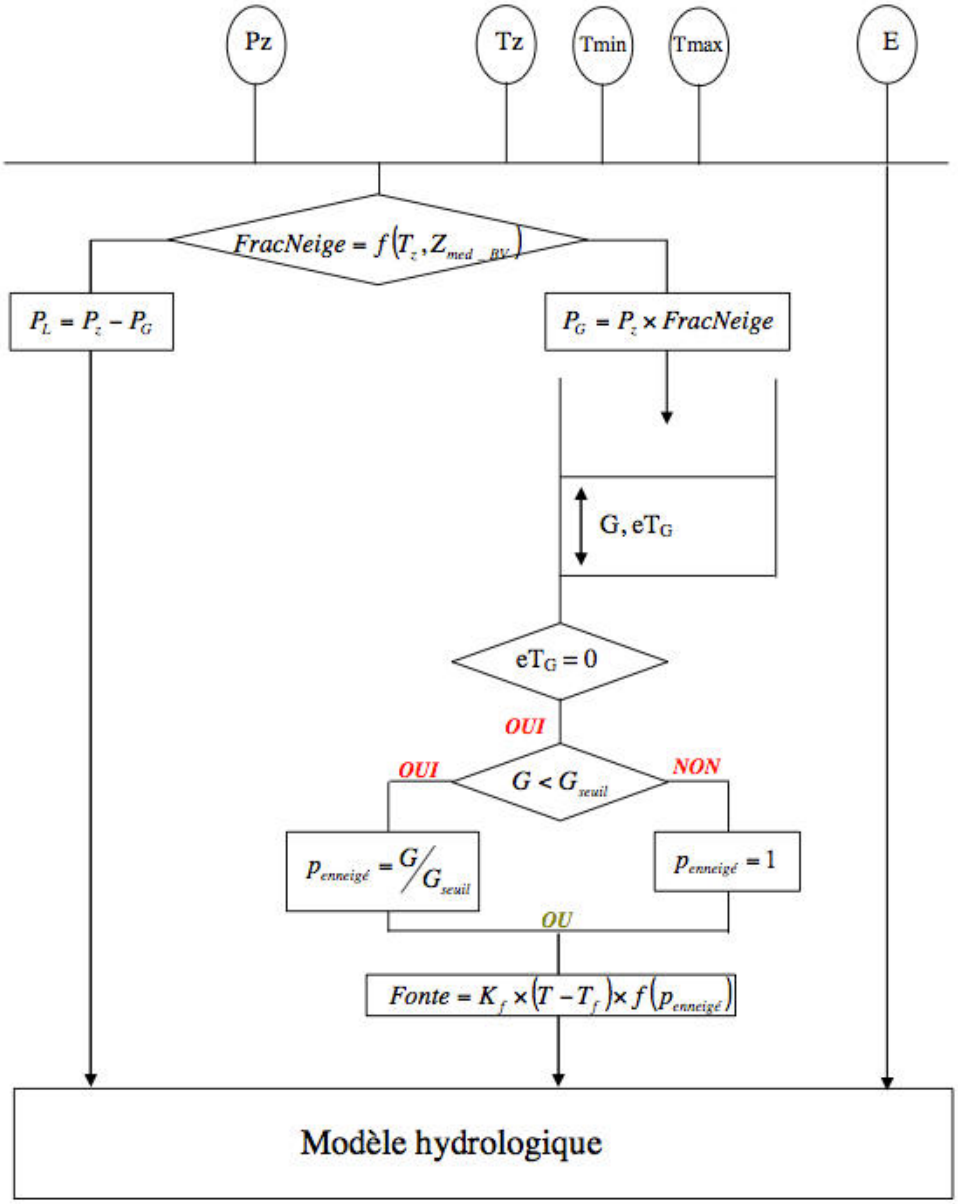


Figure 42 : Algorithme de fonctionnement du module Cemaneige avant la réinjection des résultats dans le modèle GR4J, ou d'autres modèles hydrologiques. *D'après Valéry, 2010.*

Ensuite, le module détermine la part de précipitation solide ou liquide dans chacune des bandes altitudinales. Ce fractionnement est déterminé par l'influence de la température, mais aussi par l'altitude médiane du bassin versant considéré, interférant sur la température seuil permettant une chute de neige jusqu'au sol (et non pas une chute de neige se transformant en pluie près du sol, ceci dépend aussi de la position dans le bassin de la station météorologique qui recueille les données). Les précipitations peuvent donc, à l'issue de cette étape, être liquides ou solides. Si elles sont liquides, il faut retrancher la partie solide éventuellement précipitée sur une bande altitudinale située plus haut, et répéter le calcul jusqu'à la bande la plus basse. Si elles sont solides, alors l'EELN de la fraction de

neige sera multipliée par la précipitation neigeuse extrapolée Pz, qui ira alimenter le réservoir d'accumulation de la neige.

Si l'état thermique du manteau neigeux est mûr et que la température pour une bande altitudinale donnée est supérieure à la température de fonte, alors une fonte potentielle est calculée, dépendant de la température et d'un facteur de fonte à déterminer. Une limite est alors fixée à la fonte, qui ne peut être supérieure à l'accumulation de neige et à la quantité d'eau liquide contenue dans le stock de neige.

On cherche après à savoir quelle surface du bassin versant reste enneigée pour transformer la fonte potentielle, qui est théorique, en fonte effective. Il faut pour cela savoir si le stock de neige est supérieur à une épaisseur de neige seuil, qui détermine une épaisseur minimum de neige où l'ensemble de la surface du bassin est couvert de neige. On passe ici à un raisonnement en « colonne » (utilisant des lames d'eau) alors que le but est de savoir si une surface est enneigée. Un rapide exemple permet de mieux comprendre cette approche : si trois mètres de neige sont potentiellement présents au sol, nul doute n'est laissé sur le fait que l'on peut chausser ses skis sans avoir à déchausser quelques mètres plus loin. L'épaisseur seuil est donc dépassée par l'épaisseur du manteau neigeux et la continuité de l'enneigement est vérifiée et la part d'enneigement est égale à 1. Si cette relation n'est pas observée, alors il faudra calculer un pourcentage de zone enneigée (donc inférieur à 1), dépendant du rapport épaisseur stock de neige divisé par l'épaisseur seuil. Il n'y a, au passage, pas de prise en compte possible de la distribution spatiale de la neige sous forme de congère, comme on pouvait s'y attendre avec un module qui n'est pas réellement distribué (de type réservoir, mais intégrant des enneigements différents selon les bandes d'altitudes du bassin).

Le calcul de la fonte effective dépend alors d'une vitesse de fonte minimale, du pourcentage d'enneigement et de la fonte potentielle théorique. A la suite de cette fonte effective, le réservoir du stock de neige est réactualisé en enlevant la fonte effective du stock neigeux.

La fonte effective est ensuite rajoutée aux précipitations liquides, pour une réinjection dans un modèle hydrologique (GR4J).

III.6.2.2 - Données employées

Plusieurs jeux de données ont été employés dans la modélisation précipitations-débits sur le Lignon.

D'une part, cette relation a été testée avec et sans module neige en deux points géographiques différents :

- sur le Haut Lignon, au seuil Q3 (Cf. Figure 30 pour localisation), sur une chronique limitée dans le temps en raison de l'instrumentation récente (du 14/01/2011 au 04/04/2012), mais méritant d'être testée.

- sur le Lignon à Chalmazel Chevelières Q4 (Cf. Figure 30 pour localisation), sur deux chroniques différentes, une un peu trop courte mais qui obtient les meilleurs résultats (15/06/2010 au 24/01/2012), et une autre sur un plus long terme (01/08/2008 au 04/04/2012).

L'avantage de comparer deux points géographiques, à savoir Q3 en amont de Q4, est de comparer les résultats du modèle avec et sans module neige, pour des exutoires différemment affectés par la présence de neige, puisque le signal nival s'amortit avec la dilution liée à des tributaires de plus basse altitude alimentant Q4. Paradoxalement, se concentrer sur une échelle plus locale donne plus de difficultés à se procurer des données adaptées et représentatives de cette échelle. Par exemple, les données de température à Q3 doivent être extrapolées soit de la station Météofrance de Chalmazel, soit des mesures réalisées à Q1. Dans un souci de cohérence et de validité des mesures, ce sont les données de la station de Chalmazel qui ont été utilisées, à proximité de l'exutoire Q4.

Il est à noter que pour des années où les conditions météorologiques sont régulières, il faut en général utiliser entre deux et trois années de chroniques pour optimiser la modélisation pluie-débit. En effet, une période de calage est nécessaire avant la période test, afin que le modèle s'adapte au mieux à la réponse du bassin versant par rapport aux précipitations. Il faut donc une adéquation entre la durée d'apprentissage du modèle, ou période de calage, la période de test, et la représentativité des années considérées.

Le choix des bassins versants a été particulièrement difficile à déterminer au début de ce travail de thèse, ayant peu d'informations sur la proportion d'eau nivale dans les débits en période de fonte mais aussi sur une année entière. En choisissant un plus large bassin, on s'affranchit de l'influence des accumulations neigeuses, en considérant les têtes du bassin versant du Lignon comme une surface recouverte d'un enneigement d'une épaisseur moyenne. Or, à la vue des premières données de débits, on s'aperçoit que le rôle de la neige n'est pas assez clairement identifiable à cette échelle, en particulier à l'année (régime pluvial pour l'ensemble du bassin). Il faut donc chercher à remonter le cours du Lignon jusqu'à déceler plus nettement la proportion liée à la fonte nivale, du moins en période de fonte. Si on veut maintenant l'identifier sur l'année entière, il faut remonter quasiment jusqu'aux sources afin de ne plus laisser de doutes sur la part d'eau strictement liée à la fonte nivale. Mais à cette échelle, on se heurte à la présence des accumulations neigeuses, qui ne permettent plus cette approche consistant à considérer l'épaisseur du manteau neigeux comme uniforme. Ceci est particulièrement vérifié en période de fonte, où la neige fond de manière très hétérogène selon les épaisseurs accumulées durant l'hiver. Ainsi, la neige a un rôle prépondérant dans les débits de fonte plusieurs semaines après la disparition de la plupart de la couverture neigeuse, en raison des stocks liés

aux congères. Le sol est également gorgé d'eau nivale à cette période et plusieurs semaines seront également nécessaires à son assèchement, puis à la disparition complète de toute trace de neige. Mais la neige a déjà disparu des sommets particulièrement exposés au soleil, contribuant eux aussi à l'augmentation générale des débits et à l'approvisionnement de l'humidité du sol. Le sol se trouve donc, dans la majorité des cas, déjà détrempé alors que le pic de fonte n'est pas encore atteint. Lors d'une montée des températures, la fonte sera donc maximum et non absorbée par un sol déjà saturé.

Cette chronologie peut donc être aussi bien responsable d'un étalement des débits dont l'origine est nivale, mais aussi d'un pic de fonte selon les conditions. Cette complexité, qui englobe les propriétés du sol à restituer l'eau nivale selon son état d'humidité, la fonte de la neige selon la température et l'ensoleillement, est particulièrement difficile à prendre en compte dans son intégralité par un modèle simple, ce qui peut expliquer les différences entre les débits simulés et observés. De plus, des évènements pluvieux viennent perturber cette restitution, à la fois en ajoutant d'autres entrées d'eau dans le bassin versant qui vont ruisseler sur les surfaces non enneigées, mais aussi biaiser un signal que l'on croyait uniquement dû à la fonte de la neige à la base du manteau.

III.7 - Quelques éléments sur la géochimie des eaux de la zone d'étude

Parallèlement aux campagnes de mesures (suivi des épaisseurs de neige, des débits, températures et humidité du sol) réalisées sur le terrain et présentées ci-dessus, trois campagnes de prélèvement (21/03/2011 en hautes eaux en pleine période de fonte, 20/07/2012 et 29/09/2012 en basses eaux) des eaux en différents points du Lignon et de ses affluents ont été réalisées, pour la détermination des paramètres chimiques des eaux. Ces campagnes de prélèvement visaient à apporter une base de réflexion supplémentaire pour l'étude qualitative des contributions des différents cours d'eau et de la fonte nivale au Lignon. Le nombre limité de campagnes de prélèvement et les artefacts analytiques rencontrés n'ont permis d'acquérir qu'un jeu de données partiel limité dans le temps et aux têtes de basin versant (voir chapitre résultats) mais qui a toutefois été exploité au maximum dans la suite de ce manuscrit.

L'objectif de ce chapitre n'est pas de présenter une étude exhaustive de la composition de l'eau dans les Monts du Forez, travail déjà réalisé en partie par F. Gal [Gal, 2005] dans la région de Saint-Etienne (Monts du Pilat, Plaine du Forez, Monts du Forez), mais de présenter quelques généralités sur la géochimie des eaux (éléments majeurs) ainsi que les résultats obtenus et les voies de réflexion qui en ressortent.

III.7.1 - Apport de la géochimie des eaux pour la compréhension de leur origine

III.7.1.1 - Chimie de l'eau régionale

La nature cristalline de la chaine du Forez, peu recouverte de sédiments quaternaires, ou du moins de nature chimique proche du substratum, laisse présager des eaux acides et peu chargées sur l'ensemble du massif. Les formations quaternaires organiques (sols) sont souvent de nature acide ou tourbeuse, renforçant une dominance d'eaux superficielles peu chargées, même si quelques sources thermominérales existent à proximité (exemple de la source de Chorsin, Cf. Annexe I1, mais qui n'est que peu minéralisée). L'ensemble des éléments chimiques majeurs n'y est donc naturellement que peu représenté.

III.7.1.2 - Géochimie des isotopes stables sur l'eau

La molécule d'eau est composée d'atomes d'oxygène et d'hydrogène, mais qui peuvent différer dans leur nombre de neutrons, créant ainsi plusieurs isotopes pour un même élément, mais dont le nombre de protons reste le même. Ces isotopes d'un même élément peuvent être soit stables, soit radioactifs par excès de neutrons ou de protons, créant ainsi différents isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène pour l'eau. En général, les éléments avec des nombres identiques de protons et/ou de neutrons sont plus stables et sont par conséquent plus représentés dans la nature [Rapport IAEA, 2008]. Pour les isotopes stables de l'oxygène, on obtient alors les proportions de 0,1995% de ^{18}O, 0,0375% de ^{17}O et 99,9844% pour ^{16}O. Pour ceux de l'hydrogène, ces proportions sont les suivantes : 0,0156% pour le ^{2}H et 99,9844% pour le ^{1}H.

Pour ces éléments, les masses atomiques sont faibles (éléments légers) et la différence relative entre les masses de leurs isotopes est importante. Ces éléments se trouvent dans différentes espèces chimiques (en plus de l'eau) et sous différentes formes physiques (gaz, solide, liquide) dans la nature. L'ensemble de ces propriétés entraîne des fractionnements isotopiques plus ou moins importants suivant l'élément et les processus physico-chimiques en jeu.

Pour étudier le fractionnement isotopique, on fait donc appel à un rapport entre la teneur de l'isotope rare et la teneur de l'isotope abondant :

$$R = \frac{\text{teneur de l'isotope rare}}{\text{teneur de l'isotope abondant}}$$

soit le rapport isotopique $^{18}O/^{16}O$ pour l'oxygène et le rapport isotopique $^{2}H/^{1}H$ pour l'hydrogène.

Les rapports obtenus sont si petits que l'on utilise une notation plus pratique (la notation δ) qui fait référence au rapport isotopique mesuré dans l'échantillon ($R_{échantillon}$), en comparaison avec le rapport isotopique d'un échantillon standard ($R_{standard}$),:

$$\delta^{18}O = \frac{R_{échantillon} - R_{standard}}{R_{standard}} \cdot 1000 (\text{en ‰}) \qquad \text{Eq. 1}$$

avec $R = ^{18}O/^{16}O$

$$\delta D = \frac{R_{échantillon} - R_{standard}}{R_{standard}} \cdot 1000 \text{ (en ‰)}$$

Eq. 2

avec R=D/H

Le standard utilisé est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) représentant une eau de mer de composition moyenne.

Bien que d'autres rapports standards soient utilisés selon le champ d'application, et que le rapport SMOW définisse le rapport isotopique moyen de l'eau de mer qui est basé lui même sur un échantillon de référence (NSB1, du Bureau National des Standards aux Etats-Unis), un nouveau rapport VSMOW apparaît en 1976 pour fixer clairement le standard [IAEA, 2008]. Par la même occasion, cette définition du VSMOW permet une utilisation de ce standard aussi bien pour le ^{18}O et le deutérium, et qui est proche du rapport SMOW initial. On utilisera donc ce rapport de référence VSMOW par la suite.

Comme évoqué ci-dessus, le fractionnement isotopique par rapport à l'eau de mer a lieu dès qu'un phénomène favorise la présence d'un isotope par rapport à l'autre. En effet, à partir du moment où l'eau s'évapore de l'océan, le rapport isotopique entre l'isotope lourd et l'isotope léger de l'oxygène et de l'hydrogène, évolue, il y a donc un fractionnement. Ce rapport va continuer à évoluer au cours du transport de la vapeur d'eau, du fait d'échanges avec l'atmosphère et sous l'influence des reliefs (Cf. Figure 43).

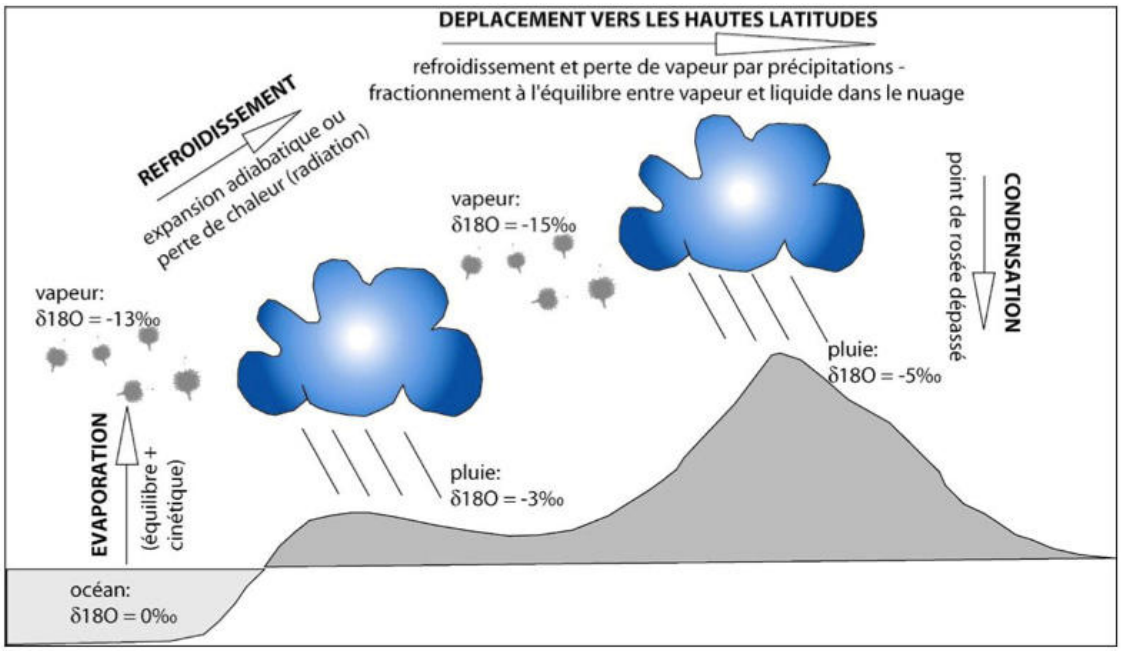


Figure 43 : Schéma représentant les différents fractionnements isotopiques de l'oxygène au cours des processus d'évaporation-transport-condensation dans l'atmosphère, notamment la distillation de Rayleigh, croissante avec la continentalité et les altitudes des reliefs. *D'après [White, 1999], issu de [Gal, 2005]*.

Dès que débute l'évaporation, un fractionnement isotopique se produit entrainant l'appauvrissement en isotopes lourds (^{18}O, ^{2}H) de la vapeur d'eau par rapport à l'eau liquide. Plusieurs phénomènes sont responsables du fractionnement isotopique au cours du transport des molécules d'eau dans l'atmosphère et les interactions avec le relief qui peuvent avoir lieu lors des précipitations (températures, altitudes, continentalité, variations spatiales et temporelles, origine des masses d'air, saisonnalité, latitude, etc.). Ainsi, des températures froides, des altitudes élevées, une continentalité forte (grande distance par rapport à la mer), ou une latitude élevée, entrainent des appauvrissements en isotopes lourds de la vapeur d'eau et donc des $\delta^{18}O$ et δD plus négatifs.

Du fait de ces variations, les eaux météoriques mondiales se répartissent selon une droite d'équation $\delta D = 8\ \delta^{18}O + 10$ [IAEA, 2008] dans un diagramme δD vs $\delta^{18}O$. Cette droite est appelée la droite des eaux météoriques mondiales (DMM). Du fait des variations spatiales (latitude, géographie) et temporelles comme l'origine des masses d'air (Atlantique $\delta D \approx 10‰$ ou Méditerranée $\delta D \approx 14$ à 22‰ selon la longitude) [Gal, 2005], du fait de la saisonnalité (température influençant les compositions isotopiques des pluies), des écarts à la droite des eaux météoriques mondiales sont localement observés, on définit alors des droites des eaux météoriques locales.

De manière générale, l'altitude à laquelle les eaux météoriques atteignent le sol influence les compositions isotopiques : le delta sera d'autant plus négatif que l'altitude sera élevée. Les variations théoriques attendues sont de l'ordre de -0,2‰/100m pour le $\delta^{18}O$ et -1,5 ‰/100m pour le δD [IAEA,

2008]. Cependant, différents processus affectent le rapport isotopique de la molécule d'eau durant son transport, ce qui vient masquer ou rendre plus difficile l'identification de l'origine de l'eau (Cf. Figure 44), sachant que la plupart du temps, plusieurs phénomènes s'ajoutent. De ce fait, et compte-tenu de la topographie de la tête du bassin versant du Lignon (dénivelé d'environ 500 mètres), des variations des compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène des eaux des cours d'eau peuvent être attendues entre les différents points de prélèvement. Ceci pourrait ainsi fournir des informations sur l'altitude principale d'alimentation du Lignon pour les périodes de basses et hautes eaux.

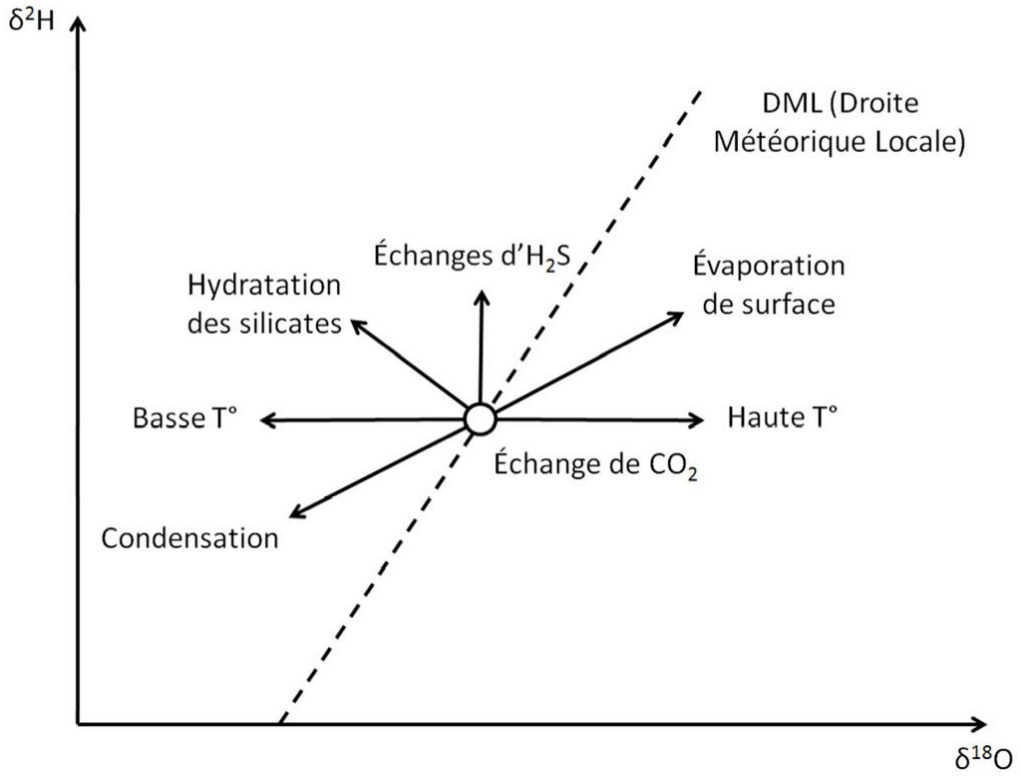


Figure 44 : *Représentation schématique des différents processus pouvant affecter la composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène d'une molécule d'eau durant son transport et ses interactions avec le sol et sous-sol, en comparaison avec la droite météorique locale, d'après [Clark et Fritz, 1997].*

On peut noter par exemple les alternances évaporation-sublimation par beau temps, condensation sur la neige par temps de brouillard, ou bien des pluies sur le manteau neigeux qui vont modifier les rapports isotopiques d'eaux que l'on croit exclusivement nivales. De plus, il faut chercher à déterminer les parts respectives des tributaires du Lignon, ayant des rapports isotopiques différents, dans le mélange des eaux aval.

III.7.2 - Travaux de reconnaissance

Les premières observations de terrain montraient une conductivité électrique légèrement plus faible à Q1 (R1, Cf. Figures 45 et 46) en période de fonte printanière, suggérant une dilution de l'eau d'origine supposée « souterraine » par une eau « superficielle » provenant de la fonte de la neige.

Dès le début de ce travail de thèse, les observations concernant les eaux très peu chargées des sources du Lignon laissaient supposer une alimentation exclusivement superficielle, d'après une conductivité électrique proche de 11 à 14 µS/cm en période « humide » (hiver et printemps). En été, alors que les sources sont basses, l'origine de l'eau étant probablement plus souterraine ou ayant un temps de résidence plus long, les conductivités en période « sèche » auraient dû être plus élevées. Les résultats de plusieurs prélèvements en période d'étiage ont révélé une certaine constance des conductivités, toujours très peu élevées, aux alentours de 20 µS/cm. Une sonde mesurant la conductivité en continu a donc été installée au seuil Q1 (voir Figure 44), afin d'étudier la dilution des eaux en période de fonte par rapport au reste de l'année. Plus en aval, les conductivités électriques ont été mesurées lors des prélèvements d'eau et lors de diverses visites de terrain (Cf. Tableau en annexes M4).

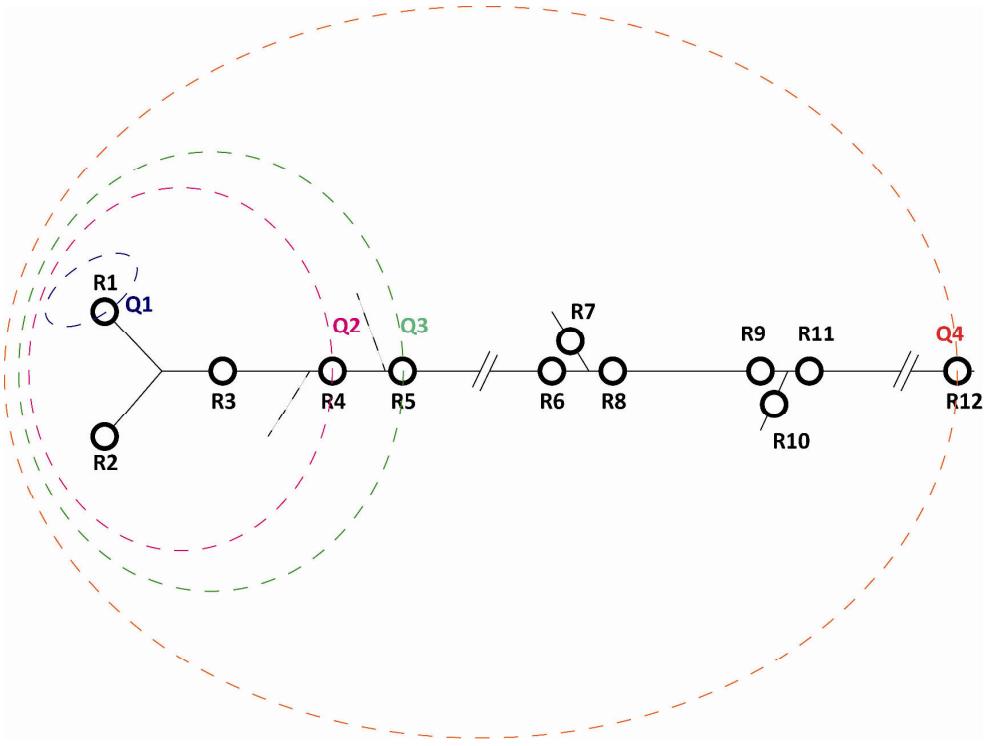


Figure 45 : Schéma de la configuration des cours d'eau échantillonnés et localisation des points de prélèvement. *Les sous-bassins versants du site expérimental ont été représentés avec les lignes tiretées de couleur. Les lignes tiretées en noir illustrent des tributaires temporaires notables lors des hautes eaux. Cette représentation simplifiée n'est pas à l'échelle.*

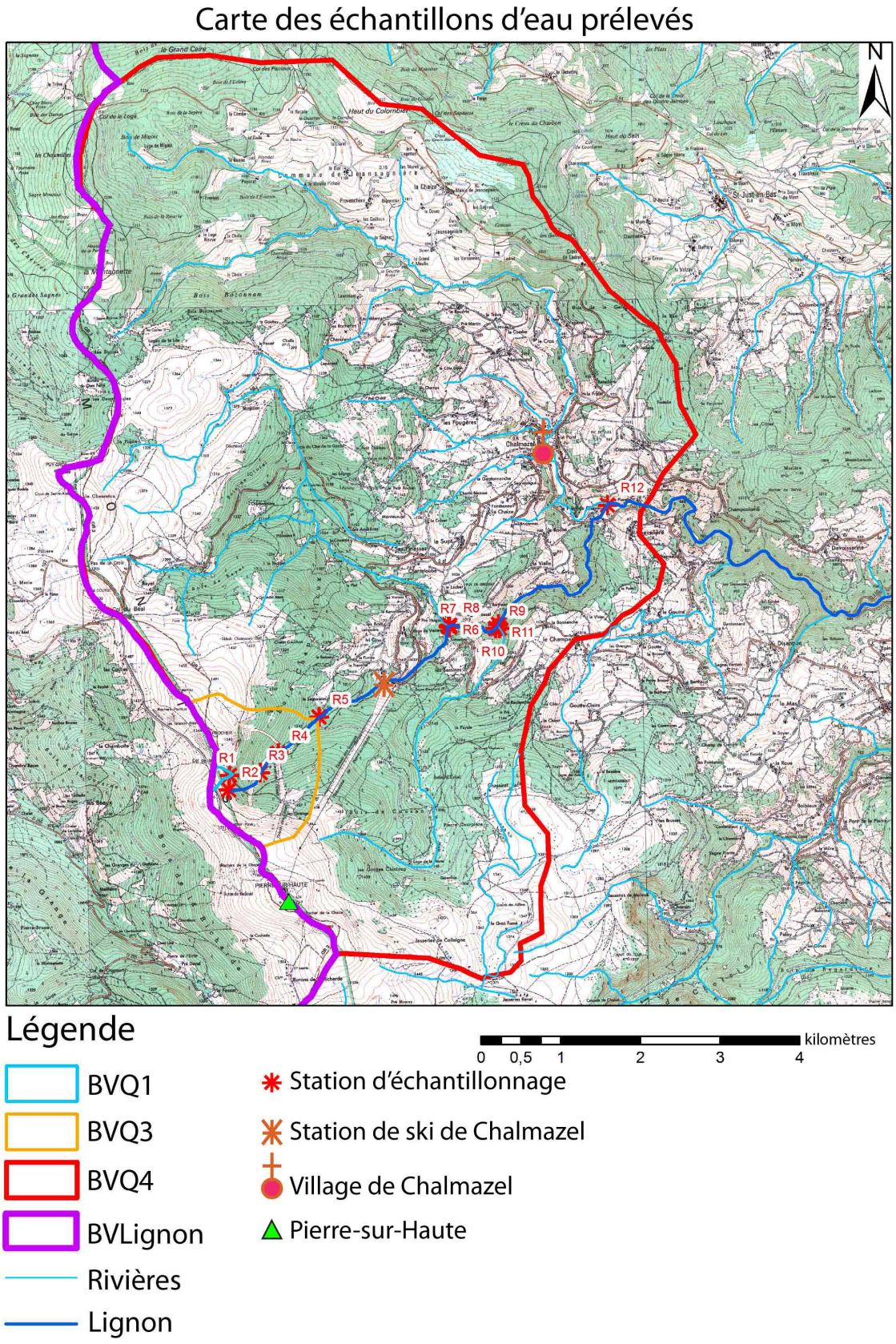


Figure 46 : *Localisation des stations de prélèvement (notées RX) d'eau pour les analyses géochimiques dans le bassin versant du Lignon.*

III.7.3 - Echantillons et techniques analytiques

Les échantillons ont été prélevés dans des flacons en HDPE de 125 et 60mL, filtrés à 0,45µm en laboratoire pour les analyses des éléments majeurs et stockés au réfrigérateur et à l'abri de la lumière. Des mesures de conductivité, de température et de pH ont été réalisées sur le terrain.

Les analyses des cations majeurs ont été réalisées à l'Ecole des Mines de Saint Etienne (laboratoire SPIN-GSE) par ICP-AES (spectrométrie à source plasma). L'analyse des anions majeurs a été réalisée à l'Université Jean Monnet (UMR 6524 Magmas et Volcans) par chromatographie ionique Dionex, les valeurs sont données à +/-5%. Les concentrations en ions hydrogénocarbonates n'ont pu être mesurées mais ont été calculées par équilibrage de la balance ionique. On obtient alors une concentration théorique de ces ions, permettant la projection des données sur le diagramme de Piper à l'aide du logiciel Diagrammes du LHA d'Avignon (téléchargeable à l'adresse http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm). Les teneurs en sels minéraux de nos échantillons, sont en général très faibles, et parfois déjà proches des limites de détection liées à l'analyse. Il en résulte alors des différences entre les échantillons qui peuvent parfois correspondre à l'erreur analytique.

Les analyses des isotopes de l'eau ont été réalisées au Centre de Développement des Géosciences Appliquées de l'Université de Bordeaux, avec un analyseur d'isotopes stables DLT-100 Los Gatos Research, en accord avec les recommandations d'utilisation de l'IAEA [Aggarwal et al., 2009 ; Penna et al., 2010]. Les valeurs sont données à ± 0,1$^{O}/_{OO}$ pour le $\delta^{18}O$ et de ± 1$^{O}/_{OO}$ pour le δD, moyennées sur une succession de six mesures sur le même échantillon.

III.8 - Limites

Ce chapitre a pour visée de présenter les limites liées aux données acquises lors de ce travail de thèse. Comme toute instrumentation de terrain, des paramètres ont dû être négligés en fonction de l'instrumentation réalisable. En effet, il est difficile de mettre en place une instrumentation complète et idéale en raison du coût que cela peut avoir pour obtenir toutes les données nécessaires à l'étude. Dans le cas du site d'expérimentation choisi, il était malheureusement impossible en raison des conditions sur le terrain d'installer une station météorologique mesurant idéalement l'insolation, l'humidité relative, la direction et la vitesse du vent, ainsi que l'épaisseur de chaque nouvelle couche de neige précipitée. L'installation d'appareils de mesure est d'autant plus difficile qu'il n'y a pas de source d'énergie disponible à proximité. Des conditions météorologiques sévères viennent de plus renforcer l'hostilité du terrain envers les installations, comme le froid, diminuant l'autonomie des batteries, ou le givre, parfois ajouté au vent, responsable de la casse de nombreuses perches à neige installées.

En dehors des conditions climatiques assez défavorables, une certaine discrétion du matériel de terrain a été privilégiée, afin de limiter d'éventuelles perturbations liées aux skieurs et promeneurs.

III.8.1 – Equivalent en eau liquide de la neige

Pour l'estimation du volume de neige et l'EELN, une interpolation a été nécessaire pour cartographier l'ensemble de la surface couverte avec le radar géologique. Cette interpolation (outil TopoToRaster d'ArcGis) calcule des hauteurs entre les profils mesurés avec une erreur allant jusqu'à 10cm environ par rapport à la réalité. Ce type d'interpolateur a été préféré devant les résultats obtenus avec le krigeage, grâce à un rendu plus fidèle de la topographie que ce soit pour le sol ou pour la neige. Le krigeage donnait en effet des variations ponctuelles trop difficiles à lisser, alors que par défaut l'outil TopoToRaster nivelle les « pics » et les « trous » de manière plus réaliste. Cet outil est très appréciable pour la fiabilité du modelé de terrain obtenu sans quasiment imposer de contraintes d'interpolation supplémentaires. Plutôt adapté à la création de MNT cohérents d'un point de vue hydrographique (on cherche toujours un modelé drainant avec des pentes qui évitent les dépressions mais favorisent un réseau hydrographique), son emploi se justifie sur la neige par une première utilisation pour le MNT de sol réalisé au cours des nombreuses sorties sur le terrain. On obtient alors deux surfaces (MNT de sol et MNT de neige) interpolées de la même façon et cohérentes. Par la suite, le MNT de sol utilisé, plus précis que celui réalisé sur le terrain, de par son aspect lissé et probablement issu d'un interpolateur proche de celui utilisé, se prêtait plus à une superposition d'un

MNT de neige interpolé par TopoToRaster que par krigeage. Bien que plus réaliste, l'interpolation TopoToRaster n'est utilisée que pour calculer un volume de neige sur la surface couverte par le radar géologique, de façon relative en altitude (différence MNT sol et MNT neige) plutôt qu'en absolu (localisation exacte des surfaces par rapport au niveau de la mer).

Un maillage plus serré des profils aurait minimisé les erreurs d'interpolation, mais augmente le temps de l'acquisition par des conditions de terrain souvent difficiles. D'autre part, il faut garder à l'esprit que l'acquisition des hauteurs de neige doit se faire sur un laps de temps relativement court pour éviter la fonte et une baisse de la hauteur de neige pendant l'acquisition.

Pour le calcul de la densité, les mesures ont été réalisées par intervalles continus sur toute la hauteur de la fosse nivologique et non en quinconce. Ceci mène à quelques imprécisions lors du remplissage du cylindre de référence (volume de référence pour le calcul de la masse volumique), en particulier lors de la présence de niveaux de glace dure. De même, une seule fosse a été creusée pour estimer la densité, alors que plusieurs fosses de part et d'autres du biseau formé par la congère eussent été préférables.

Le volume de neige multiplié par la densité permet d'obtenir l'EELN brut de la neige, supposé être restitué en intégralité dans les débits de la source Q1. Une part de ce volume d'eau n'atteint pas l'exutoire Q1 et ruisselle, pour être recueilli plus bas dans le bassin versant Q3.

Par contre, aucune mesure de l'évaporation et de la sublimation n'a été faite. Bien que ce paramètre puisse représenter une forte perte dans l'EELN total (jusqu'à 30% ?), nous avons choisi de ne pas prendre en compte ce paramètre, particulièrement difficile à évaluer sans instrumentation locale. En effet, seule l'évapotranspiration est mesurée par certaines stations Météofrance. Ce paramètre est ensuite interpolé entre les stations du réseau, ce qui aboutit à certaines imprécisions, en particulier en zone montagneuse, où la neige recouvre la végétation. Il faut donc réussir à déterminer la proportion d'évaporation/sublimation dans les données d'évapotranspiration disponibles. Cette détermination n'est pas facile à évaluer, puisque l'évaporation dépend d'une quantification précise de la vitesse du vent, de la température de l'air, de l'humidité relative et de l'ensoleillement. En période de fonte l'effet de l'évapotranspiration, issue des données Météofrance, à bien plus basse altitude et donc surestimée par rapport au site expérimental encore recouvert de neige, donne une importance secondaire à ce paramètre pour les calculs de pertes sur le stock EELN brut en début de printemps, où la fonte journalière fait diminuer l'épaisseur de neige bien plus rapidement que l'évaporation. Des recherches supplémentaires seraient effectivement intéressantes à ce sujet.

Il est donc difficile de raisonner par bilan entrées-sorties que ce soit à l'échelle de la parcelle expérimentale entièrement enneigée, ou à l'échelle du bassin versant Q4 partiellement recouvert de

neige. Pour l'estimation de l'évapotranspiration du bassin Q4, on se heurte de plus à une couverture neigeuse encore bien présente sur les têtes du bassin, alors que la végétation profite déjà du printemps.

III.8.2 - Humidité et température du sol

La fosse où sont implantées les sondes TDR permet de mesurer l'humidité et la température du sol, jusqu'à une profondeur d'un peu plus d'un mètre, ce qui permet d'accéder au sommet de l'arène granitique. Même s'il semble que ce serait les couches les plus superficielles de sol qui sont mises en jeu lors du ruissellement hypodermique et de l'infiltration qui alimentent la source Nord du Lignon, le domaine d'investigation reste très limité tant en terme de surface couverte (une seule fosse) qu'en terme d'épaisseur de sol étudiée. Cette fosse ne permet pas l'estimation des volumes infiltrés de l'arène au substratum fissuré, ce qui constitue une perte supplémentaire dans le volume de l'EELN censé s'écouler entièrement dans les exutoires.

En raison de la discrétion de l'installation évoquée ci-dessus, il a été choisi de ne pas disposer de sonde en surface ou dans le manteau neigeux. Bien que les sondes soient conçues pour des mesures dans le sol, il est théoriquement possible de réaliser une mesure de l'humidité de la neige avec la méthode TDR [Egli et al., 2009 ; Previati et al., 2011], sous réserve d'un étalonnage spécifique de cette sonde. La mesure de l'humidité et de la température de la couche basale de la neige aurait donné des informations supplémentaires sur le taux d'eau liquide dans le manteau neigeux en période de fonte, ainsi que l'amortissement des températures au sol grâce au pouvoir isolant de la neige, variable selon l'état de transformation de la neige (ou maturité du manteau neigeux, Cf. Chapitre III.6.Modélisation).

Les sondes sont étalonnées en usine permettant, d'après le constructeur, une utilisation dans une large gamme de sols sans ré-étalonnage. Pour un sol tourbeux ou très organique comme l'horizon A que l'on trouve au col de la Chamboite, une vérification aurait été nécessaire afin de pouvoir se servir des données d'humidité volumique recueillies par les sondes en absolu, et non en relatif. Toutefois, devant l'arrivée de l'hiver 2011-2012, il a été préféré d'installer au plus vite les sondes avant la dégradation des conditions météorologiques. Ce choix, même s'il est discutable pour des mesures dans la zone non saturée du sol, n'a pas une grande importance à la vue de l'utilisation en relatif des sondes, où il importe surtout de mesurer des variations temporelles d'humidité (en particulier une éventuelle saturation du sol) liées à la neige et aux pluies.

En ce qui concerne les températures du sol, celles-ci sont mesurées au tiers de degré près. Cette précision permet d'avoir une bonne estimation de l'état de gel du sol, voire même d'observer des flux de chaleur latente (gel/dégel du sol) ou géothermique quand l'épaisseur de neige est suffisamment isolante. La mesure des températures proches de la surface permet d'estimer la présence et l'épaisseur de neige. Idéalement, des thermomètres placés dans le manteau neigeux auraient permis une meilleure estimation des échanges thermiques entre le sol et l'atmosphère, ainsi qu'une meilleure prévision de transformation de la neige au cours de la période froide. Un seul thermomètre placé en surface aurait suffit pour estimer plus précisément les dates d'enneigement/déneigement, ainsi que le rôle isolant de la neige.

En raison des conditions particulièrement rudes auxquelles le matériel allait être soumis durant l'hiver, il a été choisi de fixer le pas de temps à une mesure toutes les six heures. Avec quatre mesures par jour, il reste possible d'estimer l'effet de la fonte nivale sur l'humidité et la température du sol, ou déceler l'humidification liée à une pluie, tout en gardant une autonomie suffisante pour ne pas déterrer le boitier d'acquisition trop souvent. En effet, chaque changement de batterie peut entrainer des pertes ou des problèmes d'acquisition des données, en plus du risque de faire pénétrer l'humidité dans le boitier étanche (neige, vent).

Cependant, on constate que cet intervalle de mesure est un peu faible pour étudier réellement la fonte à une échelle de temps journalière (ce qui n'était pas le but initial). Ceci est particulièrement pénalisant pour observer l'effet des heures chaudes des journées de printemps sur la fonte nivale, donnant lieu à des fluctuations d'apports d'eau qui sont pourtant observables dans les débits de la source.

Une instrumentation idéale aurait de plus comporté deux lysimètres, un permettant de recueillir le volume d'eau issu du manteau neigeux (comme le fait Météofrance/CEN au col de Porte, en Chartreuse) afin de mieux mesurer le volume d'eau produit par la fonte, et un deuxième enterré afin d'étudier la part d'eau nivale infiltrée dans le sol, en fonction de la température.

III.8.3 - Débits

Sur les débits des trois exutoires considérés (Q1, Q3 et Q4), seule la station hydrométrique de la Banque Hydro dispose de données vérifiées et contrôlées. Les seuils Q1 et Q3 sont des seuils installés provisoirement, ne bénéficiant pas d'un bâti en dur permettant de réaliser un canal jaugeur autonettoyant. Ces seuils sont donc soumis à quelques colmatages et remplissages naturels qui peuvent biaiser ou interrompre l'acquisition des données.

III.8.3.1 - Le seuil de la source Nord du Lignon : Q1

Le seuil Q1 doit être nettoyé régulièrement des feuilles mortes qui s'accumulent et viennent altérer la mesure de débit dans l'échancrure du seuil, mais aussi sur la sonde piézométrique. De fines particules viennent aussi boucher progressivement les sondes, peu protégées de ce genre de dépôts malgré un tube et un filtre protecteur, installés par la suite. C'est peut-être pour ces raisons que la sonde de conductivité n'a pas mesuré de valeurs cohérentes et régulières.

On considère également une concentration efficace des eaux issues de la fonte par les sources du Lignon, sans compter un ruissellement généralisé que l'on observe parfois au printemps. Au niveau du seuil Q1, on fera donc l'approximation que tout le volume d'eau issu de la source est capté au niveau du seuil, sans prendre en compte d'éventuelles fuites et infiltrations sur le fond du lit du ruisseau, ainsi qu'un ruissellement ayant lieu autour de la zone de la source.

Cependant, le seuil Q1 bénéficie d'eau relativement chaude par rapport à la température de l'air en hiver, ce qui permet à la source de ne jamais geler durant toute la période froide, même si la glace en surface peut perturber l'écoulement sur le seuil.

III.8.3.2 - Le seuil à proximité de la station de ski : Q3

Le seuil Q3 est lui exposé au remplissage en amont du seuil lié à la charge sédimentaire du ruisseau. Il est donc nécessaire de curer le lit de la rivière pour éviter une dérive des mesures de débits effectuées. Le tube protecteur de la sonde permet une mesure de la lame d'eau passant dans l'échancrure qui semble toutefois fiable sur l'année, en dépit de l'arrivée progressive de galets. Ces galets ont par contre tendance à modifier l'écoulement laminaire dont le seuil profite quand il est bien entretenu. Un entretien annuel est donc nécessaire pour garantir une mesure relativement fiable.

Le seuil et sa sonde sont par contre exposés à des problèmes de gel en hiver, en raison du refroidissement par l'air extérieur de l'eau, progressivement depuis la source Q1. Cela explique quelques lacunes dans les données, en particulier lors d'épisodes de froid intense.

Contrairement au seuil Q1, on rappelle que la position du seuil Q3 permet une meilleure captation des débits du Lignon. En raison de l'encaissement et de la présence d'un chemin barrant complètement le cours d'eau, la quasi-intégralité des débits du Lignon s'écoulent en effet par le seuil.

III.8.3.3 - Le seuil de la Banque Hydro : Q4

Nous ne nous attarderons que peu sur ce seuil « officiel », disposant d'une installation complète irréalisable en amont pour une durée limitée à ce travail de thèse. Ce seuil a l'avantage de présenter des données sur le long terme et fiables. La position un peu trop en aval pour étudier les débits nivaux constitue son seul inconvénient, ajouté peut-être à un pas de temps trop long (journalier), il est vrai peu important et peut-être trop biaisé, pour étudier la fonte journalière. La mauvaise accessibilité des données en ligne constitue également un frein indéniable pour l'étude de chroniques sur le long terme.

III.8.4 - Modélisation

De par l'emploi d'un modèle très simplifié, l'aspect modélisation de ce travail de thèse n'a pas été l'axe principal selon lequel les données ont été traitées, bien que l'instrumentation initiale (débits) avait été pensée dans ce but. Nous nous retrouvons ici dans la situation intermédiaire d'utiliser de simples données de débits récoltées sur le terrain dans un modèle pluie-débit, alors que des informations complémentaires sur d'autres paramètres (humidité et température du sol, nature et épaisseur de la neige) ont été obtenues et pourraient compléter la modélisation. Dans l'idéal, c'est un modèle pluie-débit avec un module neige distribué, mais tenant compte des propriétés du sol (gel, nature, épaisseur) qui aurait dû être utilisé. Mais on revient rapidement sur la continuité d'une chaîne de mesures précises à respecter, en particulier pour les données météorologiques, cassant l'équilibre données disponibles-modèle utilisable.

Le modèle utilisé est donc réputé pour sa simplicité, ce qui convient très bien pour de premières modélisations dans un bassin versant sous-instrumenté. Le modèle, avec ou sans module neige, a bien sûr ses limites. Par exemple, les données d'évapotranspiration servent souvent de paramètre de calage ou « fusible » pour ce modèle. Comme on l'a expliqué auparavant, l'évapotranspiration constitue le paramètre qui est le moins bien estimé et le plus variable selon la topographie (et par conséquent l'état de la végétation). Cependant, ce sont les données d'évapotranspiration de Météofrance qui ont été utilisées, calculées pour le point de grille le plus proche du terrain d'expérimentation, bien que la maille de calcul soit de 12x12km et ne reflète pas l'hétérogénéité du terrain.

Le module neige du modèle ne tient pas compte de la redistribution de la neige par le vent. Comme on l'a vu précédemment, ce modèle non-distribué ne permet pas une bonne prise en compte de l'hétérogénéité du manteau neigeux que l'on observe sur les Hautes Chaumes. Cependant, l'emploi

d'une échelle suffisamment large permet de s'affranchir quelque peu de la variabilité des épaisseurs de neige, proportionnellement moins importante à l'échelle d'un sous-bassin comme Q3 ou Q4. Pour étudier précisément le rôle des accumulations neigeuses sur les débits, il faut néanmoins travailler à une échelle très locale, échelle pour laquelle le modèle n'est pas très bien adapté, en ne tenant compte que d'une distribution en bandes altitudinales des épaisseurs de neige. C'est principalement pour la fonte, qui a lieu de façon hétérogène, que le modèle ne peut pas refléter la fonte différentielle due à l'ensoleillement et aux congères. L'accumulation, avant redistribution par le vent, est par contre plus fidèle à la réalité.

De plus, le choix de la station météorologique de Chalmazel n'est pas sans inconvénients pour une utilisation des données sur les têtes du bassin versant, bien plus élevées et exposées aux vents. Bien qu'appartenant au sous-bassin Q4, cette station est bien plus abritée et ne reflète pas idéalement les conditions observées sur les Hautes Chaumes. Mais la station du Col du Béal, qui elle est située sur les crêtes, ne semble pas plus précise et est même probablement plus sensible aux erreurs de mesures liées au vent et aux reliefs. Les températures sont donc estimées de Chalmazel vers les crêtes par un gradient moyen de -0,55°C/100m (Cf. Chapitre III.2. Traitement des données atmosphériques).

III.8.5 - Isotopes et analyses physico-chimiques

La partie géochimie et isotopes de ce travail de thèse n'est pas la partie principale de ce travail de thèse. Plusieurs raisons font de ce volet une partie plutôt exploratoire, mais qui a finalement donné des résultats intéressants avec des moyens très limités, et dont les résultats peuvent de plus être comparés aux autres méthodes employées pour déterminer l'origine de l'eau des sources du Lignon.

Les prélèvements effectués ont été réalisés dans le but de tester le potentiel de la méthode sur le Haut Lignon, potentiel déjà évoqué par [Gal, 2005] : « il est même envisageable d'essayer de repérer les périodes où le débit des ruisseaux est surtout influencé par le ruissellement de surface, des périodes où les sources soutiennent ce débit ». Le même auteur parle déjà de gradients d'altitude plus élevés à propos des compositions isotopiques de l'eau ($\delta^{18}O$ et δD plus négatifs), peut-être à cause de l'influence plus forte des recharges hivernales. Ces premières conclusions donnaient donc de belles perspectives à une étude géochimique et isotopique du Haut Lignon. Cependant, le faible nombre d'échantillons relevés et surtout le manque d'une étude complète avec plusieurs échantillonnages saisonniers, voire mensuels est contraignant. Un échantillonnage, comprenant également les eaux de pluies et la neige avant évaporation, aurait été très probablement plus productif en termes de résultats. On constate le manque récurrent d'une droite météorique locale pour les isotopes de l'eau, qui ne peut

se déterminer que par de multiples échantillonnages et un matériel adapté (pluviomètres et collecteur d'eau de pluie).

Les très faibles concentrations en éléments majeurs des eaux étudiées, souvent proches de la composition chimique d'une eau de pluie, ne permettent pas non plus des différences très contrastées entre les échantillons de hautes et de basses eaux. Un orage vient de plus perturber les eaux des échantillons du 20 juillet 2011, du moins dans la partie basse du bassin versant (à partir de R7).

Les résultats obtenus laissent cependant de belles perspectives à cette méthode ici sous-employée en termes de couverture spatiale et temporelle des échantillonnages effectués.

Un aperçu synthétique des différentes incertitudes estimées selon les paramètres utilisés est donné dans le Tableau 6 suivant :

***Tableau 6** : Aperçu des incertitudes propres à chacun des paramètres mesurés*

Paramètres	Utilisation	Principal facteur d'incertitude	Incertitude estimée
Epaisseur de neige	EELN	Mesure, interpolation entre profils, maillage	10%
Densité	EELN	Mesure, moyenne sur le profil	12%
Epaisseur de sol	Cartographie horizon organique	Mesure, interpolation entre profils, maillage	15%
Humidité du sol	Infiltration	Mesure non calibrée + pas de temps de 6h	10 à 20%
Température du sol	Infiltration, taux de fonte	Mesure	Environ 3%
Température de l'air	Infiltration/restitution, débits, modélisation,	Mesure	Environ 3%
Débits	Restitution eau nivale, taux de fonte	Mesure	Variable selon point de mesure, entre 5 et 20%
Evapotranspiration	Modélisation, restitution eau nivale	Mesure, interpolation	Environ 30 à 40%, variable
Précipitations	Modélisation, infiltration/restitution, débits	Mesure, interpolation	Environ 20% plus décalage dans le temps
Isotopes	Géochimie	Mesure, échantillonnage	<2 ‰, mais biais lié à l'échantillonnage
Eléments majeurs	Géochimie	Mesure, échantillonnage	<10%, mais biais lié à l'échantillonnage

L'incertitude estimée est cependant absolue, ce qui n'empêche pas de bonnes observations relatives. Des paramètres très incertains comme l'évaporation ou l'évapotranspiration varient également dans l'année par rapport aux données mesurées par Météofrance et le site d'application. Ce paramètre apparaît toutefois minime en début de printemps, par rapport au volume d'eau produit par la fonte journalière.

III.9 - Synthèse de la troisème partie

La méthodologie vise à étudier chaque étape du transfert de l'eau, de sa forme solide jusqu'à sa restitution en différents points du bassin versant, afin d'essayer de quantifier l'impact de la fonte nivale sur les débits du Lignon. L'instrumentation mise en place se concentre donc sur trois points essentiels dans le rôle que peut jouer la neige sur les débits à l'échelle des sous-bassins versants étudiés :

- une estimation du volume de neige capable de fondre et l'EELN qu'il constitue, véritable réservoir d'eau relarguée progressivement dans le bassin ;

- une caractérisation de l'infiltration de l'eau nivale à l'interface neige-sol ;

- l'étude de la restitution de l'EELN dans les débits du Lignon pour trois bassins versants emboités.

L'EELN est estimé grâce à l'emploi conjoint de perches à neige et d'un radar géologique afin de mesurer les épaisseurs de neige selon un quadrillage couvrant la quasi-totalité du sous-bassin Q1. Le volume de neige alors obtenu est transformé en EELN grâce à des mesures de densité. La méthode employée pour cartographier l'EELN donne une estimation d'une précision largement suffisante à la vue des imprécisions venant s'intercaler sur la mesure des paramètres des différents compartiments, formant la continuité hydrologique du bassin versant (précipitations, neige, sol et infiltration, cours d'eau).

L'interface clef que constitue l'interface neige/sol en hiver est particulièrement bien instrumentée afin de caractériser au mieux les échanges qu'il peut y avoir entre les premières couches de sol et le couvert neigeux, du point de vue hygrométrique et thermique. Ces échanges sont étudiés dans le temps par rapport à l'évolution du manteau neigeux (fonte) grâce à une fosse pédologique équipée de sondes TDR placées à diverses profondeurs. On peut donc observer l'infiltration de l'eau issue de la fonte de la neige au cours du temps dans les diverses couches dont est constitué le sol. La température, mesurée conjointement à l'humidité volumique à chaque sonde, donne de précieuses informations sur l'état de gel du sol et les possibles flux de chaleurs entre le sol et la neige.

Les débits du Lignon sont suivis de sa source Nord jusqu'au village de Chalmazel, en trois sous-bassins versants emboités. L'échelonnement des mesures de débits permet d'étudier l'amortissement du volume constitué par la fonte de la neige (EELN) dans les débits du Lignon, de l'amont vers l'aval. Les débits relevés à la source Q1 permettent plus une étude très fine du rôle de la fonte des accumulations neigeuses et l'effet du ruissellement hypodermique sur les débits du ruisseau.

Le travail de modélisation a été mené dans le but de trouver une relation précipitation-débit convenable pour le sous-bassin versant Q4, bien que de nombreuses perspectives puissent être ouvertes à ce sujet. En effet, selon le type de modèle employé, le réservoir que constitue la neige est plus ou moins bien pris en compte. On se rend compte qu'il est très difficile de modéliser l'effet des accumulations neigeuses sur les débits, même en utilisant un modèle distribué. Cela nécessite une résolution très fine sur l'ensemble des paramètres utilisés en entrée, ce qui revient soit à mettre en place une instrumentation très complète et onéreuse, soit à estimer ou interpoler la plupart de ces paramètres.

La partie analyse isotopique et géochimie des eaux du Lignon a été menée dans un but de déterminer l'origine des eaux du Lignon (fonte de la neige, pluies, apport souterrain). Il était initialement prévu de quantifier la part des débits nivaux dans les cours d'eau et la participation relative de chacun des cours d'eau dans le Lignon grâce à la détermination des altitudes de recharge du bassin versant. Les analyses des majeurs, couplées à un suivi de la conductivité de la source, devaient donner des informations sur le parcours emprunté par l'eau pour soutenir les débits selon la saison. Le nombre d'échantillons trop espacés dans le temps ne permet pas une interprétation complète des données isotopiques par rapport à une droite météorique locale qui aurait été tracée avec une population d'échantillons représentant les eaux de pluies. La concentration très faible en éléments chimiques de l'eau, proche d'une eau de pluie, et à la limite de la précision des analyses, permet bien souvent une approche plus qualitative que quantitative.

La méthodologie mise en œuvre pour ce travail de thèse cherche à étudier le transfert de l'eau de la chute de neige jusqu'à son écoulement dans le réseau hydrographique. L'instrumentation installée essaye de remplir ce rôle, tout en tenant compte des particularités du site d'application et des contraintes liées à l'instrumentation en milieu montagneux. Il faut donc chercher un équilibre entre ce qui est envisageable techniquement et financièrement pour étudier la relation entre les accumulations neigeuses et les débits du Lignon. On se rend alors compte que cette étude nécessite un site d'application relativement restreint par rapport au bassin versant du Lignon, ce qui revient à étudier exclusivement les têtes de ce bassin. Tout en réduisant la surface de la zone d'étude, on constate que c'est au tour de l'instrumentation de limiter l'étendue du site d'application. En raison de la variabilité spatiale du site d'étude, on tentera d'identifier des similitudes entre le site d'expérimentation et le reste de la chaine des Monts du Forez, pour extrapoler les résultats observés à l'ensemble des Hautes Chaumes.

IV - Quatrième partie : Résultats et interprétation

IV - Quatrième partie : Résultats et interprétation

Ce chapitre illustre les principaux résultats obtenus pendant ce travail de thèse. Certains résultats seront exposés plus rapidement que d'autres, puisque déjà évoqués dans la partie Description du site d'application. Cette remarque sera valable en particulier pour le chapitre Données atmosphériques, partiellement traité dans la partie Précipitations et climat de la deuxième partie, dans le but d'illustrer la variabilité des paramètres atmosphériques (températures, précipitations, vent) dans le milieu montagnard que constituent les Monts du Forez. L'étude de ces paramètres n'étant pas le but final de ce travail, nous mettrons donc l'accent sur les résultats liés directement au rôle que peuvent jouer les accumulations neigeuses sur les débits du Lignon.

IV.1 - Données atmosphériques

IV.1.2 - Données Météofrance

La tendance des températures de ces quarante dernières années montre deux tendances d'évolution inverses. Un réchauffement semble avoir lieu de façon unanime sur l'ensemble du département de la Loire [Conti, 2000 ; Palandre, 2002] entre les années soixante dix et les années deux mille, sur dix stations du réseau Météofrance sélectionnées et retenues comme fiables. Cependant, après les années particulièrement chaudes du début des années deux mille, on constate à l'échelle régionale, voire plus, une baisse des températures sur les dix dernières années. Cette dernière tendance s'oppose aux données de températures de plusieurs stations des Monts du Forez, qui continuent à augmenter. Devant un tel constat, ainsi que des chroniques de températures trop courtes et tout en gardant à l'esprit que l'évolution climatique n'est pas le sujet principal de ce travail, nous ne pouvons que nous placer en tant qu'observateur critique, en particulier au sujet de la précision et la représentativité des stations sélectionnées (Chalmazel, Col du Béal, Col de la Loge, Saint-Anthème) et face à une variabilité interannuelle avérée.

Les précipitations ne semblent pas suivre la même tendance, avec des tendances dont la pente est quasi-nulle sur le long terme pour Chalmazel, ainsi que des tendances récentes contradictoires entre les stations de Chalmazel (hausse très faible) du Col du Béal (hausse faible), du Col de la Loge (baisse), de Saint-Anthème (baisse) et de Valcivières (hausse) (Cf. Tableau 7).

Pour la station de Chalmazel, sur le long terme (1958-2012), l'évolution quasi-nulle des précipitations est confirmée par celle des débits qui ne semblent pas non plus subir de changements.

***Tableau 7** : Evolution des précipitations sur les stations météorologiques Météofrance des Monts du Forez.*

Station	Années disponibles	Tendance sur période
Chalmazel	2001 - 2012	$y = 6.10^{-5}x + 89,1$ **(+6,6.10^{-4} mm)**
Béal	2005 - 2012	$y = 0,0008x + 71,3$ **(+5,6.10^{-3} mm)**
Loge	1997 - 2012	$y = -0,0019x + 177,7$ **(-0,0285 mm)**
St Anthème	1991 - 2012	$y = -0,002x + 191,4$ **(-0,042 mm)**
Valcivières	1982 - 2012	$y = 0,0016x + 38,3$ **(+0,048 mm)**

En ce qui concerne le vent qui, on l'a vu, influence fortement les précipitations tant liquides que solides, les chroniques à court relativement terme étudiées ne suffisent pas pour déceler une évolution de la circulation de l'air et des perturbations et n'ont pas été d'ailleurs traitées dans ce but. Ce travail vise uniquement à relier une circulation habituelle de l'air au niveau des crêtes du bassin versant, dans le but d'étudier la formation des congères. Pour suivre une évolution climatique globale et assez aléatoire dans le cas des flux atmosphériques, il faut obligatoirement prendre en compte un ensemble de stations fiables sur une période suffisamment longue pour chercher à déceler une telle évolution, tout en retranchant les phénomènes naturels intervenant dans la circulation atmosphérique.

On peut tout de même se poser des questions sur la distribution interannuelle des flux atmosphériques amenant ces précipitations dans les prochaines années, mais il est encore bien tôt pour avancer le moindre élément de réponse.

IV.1.3 - Données terrain

Les données de terrain concernant l'atmosphère consistent en deux thermomètres placés en amont (au niveau de la fosse TDR en amont de la congère de la Chamboite, et en aval au niveau de la source Q1). Les températures relevées montrent un effet d'abri lié à la congère, qui permet d'abriter le thermomètre amont du givre et du vent. Les deux températures évoluent de façon synchrone, mais

avec un écart pouvant atteindre dix degrés grâce à l'abri que procurent la congère (forme de niche) et la forêt. Cette remarque est encore plus parlante quand on constate une température proche de -15°C à Q1 début février 2010 alors que la température ressentie sur les crêtes, liée à l'effet supplémentaire du vent, avoisine les -35°C. Cette clémence relative participe au fait que la source Q1, en plus de la température de l'eau acquise grâce à la chaleur du sol, ne gèle jamais au cours de l'hiver. La source se retrouve d'ailleurs sous plusieurs dizaines de centimètres de neige grâce à la proximité de la congère, ce qui augmente sa protection par rapport au froid. Au niveau du seuil Q1, l'eau commence à refroidir progressivement selon la température de l'air et se couvre difficilement de neige en raison de l'écoulement de l'eau.

Les températures obtenues entre Q1 et celles de la station Météofrance de Chalmazel ont également permis de définir précisément un gradient altitudinal de température le plus réaliste possible. En effet, en soustrayant la différence d'altitude entre les points de mesure et les moyennes de températures observées sur l'ensemble des données utilisées pour la modélisation, on obtient un gradient de 0,55°C/100m, en accord avec les données conseillées pour GR4JCemaneige [Valéry, 2009] de 0,54°C/100m, bien qu'en hiver ce gradient ait chuté jusqu'à 0,44°C/100m.

L'instrumentation mise en place confirme à l'échelle locale une disparité des conditions climatiques et des températures, largement influencées par la configuration du terrain. Ces écarts de température démontrent également une différence claire entre les têtes du bassin et le reste du bassin versant du Lignon ou du sous-bassin Q4. Cette hétérogénéité s'observe aussi entre les crêtes (Col de la Chamboite, Pierre-sur-Haute) et les zones à l'abri de la déflation. On constate donc des conditions plus clémentes (vent, températures) dans les zones d'accumulation de la neige, en particulier sous les corniches et dans la forêt contiguë, par rapport aux zones d'ablation.

Le relief définit des lignes de crêtes, qui en fonction des températures, mais surtout du vent, vont définir ces zones de déflation et d'accumulation. La direction et la puissance du vent après une chute de neige récente vont donner lieu à une ablation et une accumulation plus prononcées. On note donc que c'est principalement la combinaison du relief et du vent qui répartit les épaisseurs du manteau neigeux.

IV.2 – Equivalent en eau liquide de la neige

L'EELN constitue une étape essentielle dans l'étude de l'influence de la fonte de neige dans les débits du Haut Lignon. Les résultats présentés sont concordants avec une influence notable de la fonte à la source du Lignon, en particulier la présence de maxima d'accumulation à l'amont des sources Nord et Sud.

IV.2.1 - Répartition des accumulations neigeuses

Les observations de terrain sur plusieurs années montrent une congère en forme de croissant épousant la niche de nivation à altitude constante à l'Est du Col de la Chamboite. La congère s'étend sur plus de 400 mètres avec des avancées, des épaisseurs et une corniche plus ou moins marquée selon les années (Cf. Figure 47). Les maxima d'épaisseur sont situés en amont de la piste du Couzan (Sud de la source Sud du Lignon avec une corniche très abrupte en raison de la pente du terrain) ainsi qu'au niveau de la source Nord du Lignon. Plusieurs avancées sont observables le long de la corniche, liées aux épisodes de vent circulant sur des variations très locales (décamétriques) de la topographie. Le dôme situé à l'Est de la corniche, bien qu'il intervienne très probablement sur le dessin de l'ensemble de la ligne de la corniche, ne présente pas une forme favorisant les avancées décamétriques observées (Figure 47 haut). Il est à noter aussi que les avancées peuvent changer légèrement de forme selon la direction dominante du vent lors de la redistribution de la neige.

Les avancées de la corniche, même si elles représentent des zones de forte accumulation de neige, ne présentent pas forcément les épaisseurs les plus importantes. En effet, la topographie de la surface enneigée remplit des vides par rapport à une ligne de relief théorique moyen. La forme de la congère dépend de l'effet du vent sur l'accumulation de neige, créant une corniche quand celui reste fort sur une rupture de pente. Les congères (de faibles volumes) peuvent aussi venir combler des dépressions (concavités) dans le relief du sol. Si celui-ci est par contre convexe, la déflation ne permet qu'une couche de neige dont l'épaisseur est limitée par le vent.

Des ruptures de pentes ou des passages de convexe à concave peuvent donner localement un relief enneigé trompeur et différent de celui du sol, puisque le biseau de la congère tend à gommer la dépression. On obtient alors des accumulations volumineuses qui ne sont pas clairement identifiables à première vue sur le terrain (Cf. Annexe E1 pour plus de précisions).

Figure 47 : Localisation des sources du Lignon par rapport aux avancées de la corniche, épaisseurs de la congère de la Chamboite et relation avec le relief environnant. *Photos G. Bouron, prises le 12/03/2010.*

Les résultats de la campagne de terrain avec le radar géologique de fin février 2012 menée à l'Ouest de la source Nord du Lignon révèlent un maximum d'épaisseur supérieur à 2,3 mètres (Cf. Figure 48). Les maxima d'épaisseur ne coïncident pas exactement avec les avancées de la corniche observées en 2010 (2,5m), 2011 (environ 1,5m mais très peu d'enneigement en dehors de la congère) et 2013 (environ 2,2m mais avec une distribution assez différente des autres années liée à un vent NE), en raison de vents dominants d'orientations légèrement différentes lors de la redistribution de la neige.

La niche de nivation que constitue la source Nord du Lignon est particulièrement bien visible sur la carte des épaisseurs de neige. Une autre avancée est également visible entre les deux sources, même

s’il faut garder à l’esprit que l’acquisition radar de fin février 2012 a été effectuée après un épisode de redoux spectaculaire ayant entrainé une fonte avancée de la neige pour la saison.

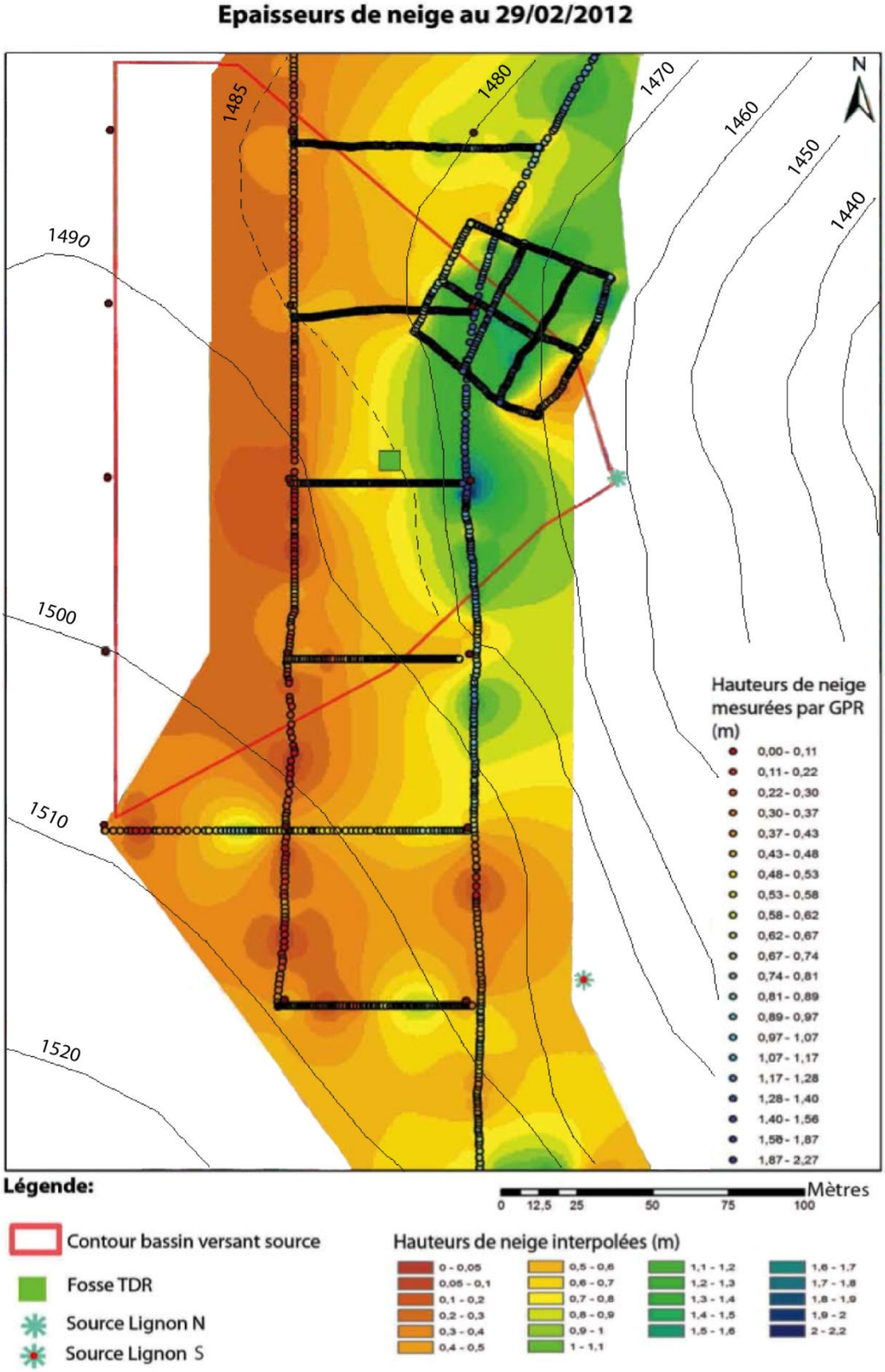


Figure 48 : Carte de la répartition des épaisseurs de neige relevées avec le radar géologique (points de couleur) et hauteurs interpolées au 29/02/2012. *Le manteau neigeux à cette époque n'est plus continu, en particulier à l'Est de la carte, où le sol apparaît par tâches.*

Les épaisseurs obtenues avec le radar géologique montrent, une fois interpolées, une erreur inférieure à 10cm au niveau de la fosse d'étalonnage. Le volume de neige calculé pour une épaisseur moyenne de 0,59m d'épaisseur sur le bassin versant de la source (26970m^2) est de 14835m^3. Pour obtenir l'EELN, ce volume sera ensuite multiplié par la densité obtenue.

IV.2.2 - Densité

La densité est mesurée grâce à la pesée d'un volume fixe de neige. Cette mesure de la masse volumique est réalisée dans la même fosse creusée dans la neige que celle de l'étalonnage du radar géologique.

La densité évolue beaucoup selon la période de l'année, entre la neige fraiche de début d'hiver encore non transformée (bien que déjà tassée par le vent), et la neige de printemps, particulièrement dense (Figure 49).

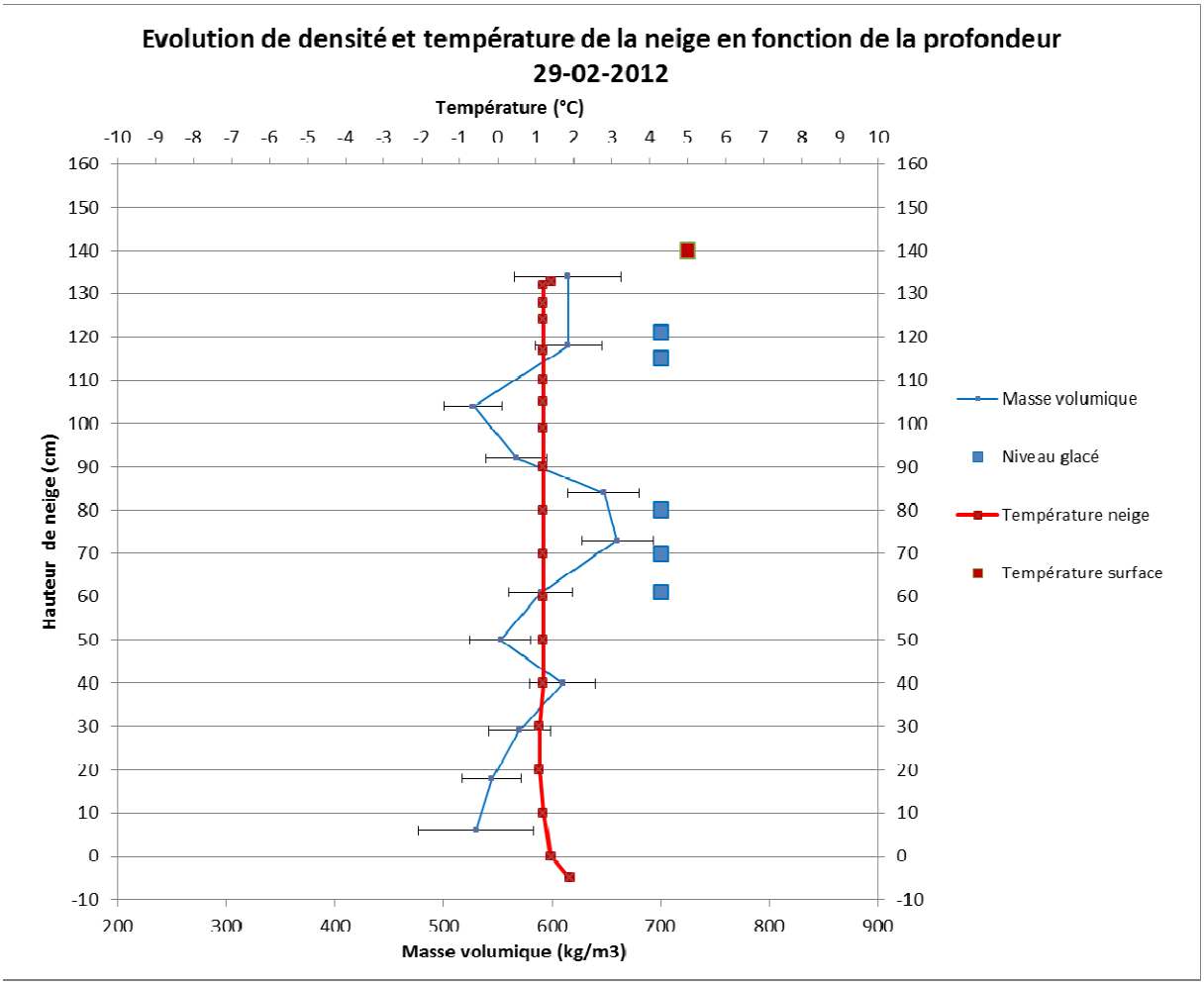


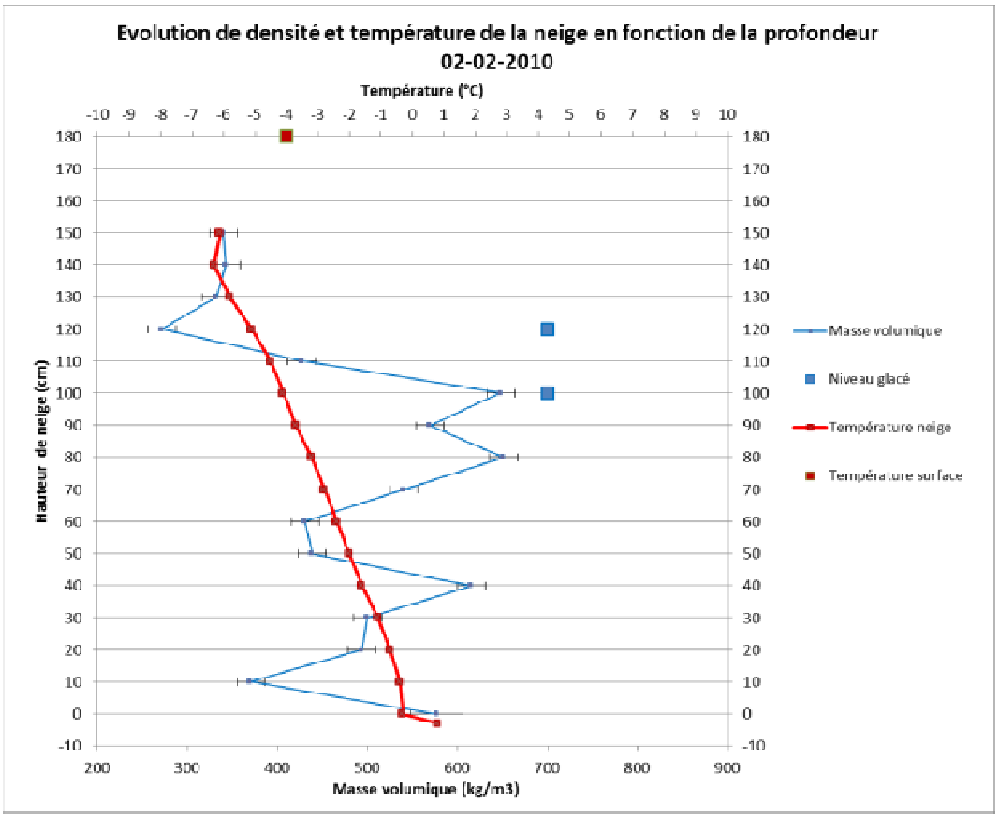
Figure 49 : Profil nivologique représentant la masse volumique et la température en fonction de l'épaisseur de neige en période de fonte. *Le zéro correspond au sol. Une température a été prise dans le couvert racinaire du sol à -5cm, montrant un sol non gelé sous le manteau neigeux à l'endroit où a été creusée la fosse, à proximité de la fosse TDR. Une température de l'air ambiant est indiquée en haut du profil. Les niveaux constitués de glace ou de neige très dure sont indiqués par les carrés bleus. Les erreurs de mesure concernant la densité sont indiquées sur le profil. Pour la précision de la mesure de la température, elle est réalisée avec un thermomètre précis à 0,5°C près. Cependant, la dernière mesure effectuée dans le sol est sans doute moins précise, ce qui est confirmée par la Figure 53, puisque les deux mesures de températures, réalisées à quelques mètres l'une de l'autre le même jour, indiquent des températures différentes. On obtient en effet +1,9°C dans la fosse nivologique alors que près de -1°C sont relevés par les deux thermomètres couplés aux sondes de la fosse TDR à -9 et -22cm, censés être précis au tiers de degré et installés avec grand soin. D'autre part, les températures dans le manteau neigeux devraient être normalement de 0°C, ce qui discrédite la précision annoncée par le fabriquant. Nous considérerons donc que les températures du manteau neigeux sont d'environ 1°C supérieures à la réalité, ce qui ne remet pas en cause leur homogénéité.*

Il n'est pas rare d'observer certains niveaux particulièrement denses dans un profil de densité, dûs à des croutes de regel par temps sec ou du regel d'eau de pluie, voire de brouillard à la surface de la neige. Sur le terrain, ces types de neige se remarquent très bien puisque certaines visites de terrains peuvent se faire à ski dans une neige épaisse et poudreuse alors que d'autres se sont faites

difficilement à pieds sans glisser sur une neige s'apparentant à de la glace (couleur gris-bleuté), quelle que soit l'épaisseur de la neige sous cette croute.

Ces différents états de surface se retrouvent enregistrés dans le profil nivologique, du moins jusqu'au printemps, dont la fonte a tendance à homogénéiser le manteau neigeux (Annexe E3). Il en va de même pour les températures du manteau neigeux, hétérogènes au cours en début du mois de février (Cf. Figure 50), et qui tendent vers une valeur constante en période de fonte, fin février pour l'année 2012 (Cf. Figure 49). On parle alors de manteau neigeux « mûr », qui s'apparente souvent à une neige de printemps ou de névé. L'ensemble des cristaux est alors transformé soit en gobelets à proximité du sol, soit en grains indifférenciés sur l'ensemble du profil, avec une forte densité et cohésion caractérisant des épisodes de gel/dégel successifs. La fonte journalière qui a lieu et la percolation de l'eau alors obtenue homogénéisent l'ensemble du manteau neigeux.

Cette homogénéisation n'est par contre pas visible plus tôt dans la saison (Figure 50), c'est-à-dire au début et au cœur de l'hiver. En effet, grâce aux températures plus fraiches et au pouvoir isolant de la neige, la transformation des cristaux se fait moins rapidement, gardant en « mémoire » les stades d'accumulation de neige distincts sur la congère.



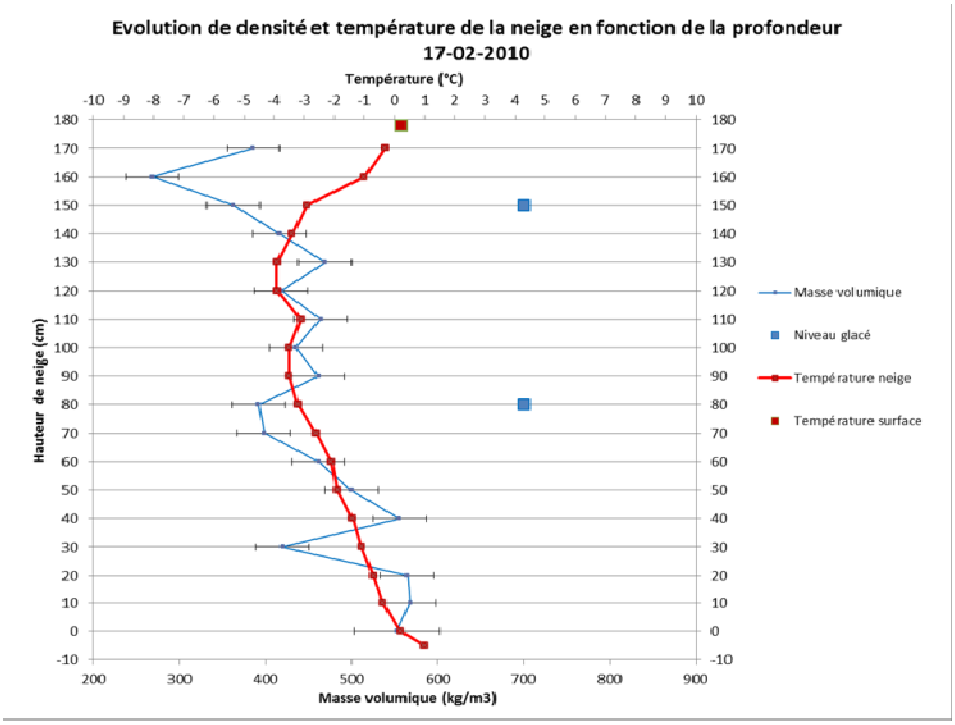


Figure 50: *Profils nivologiques d'un manteau neigeux « non mûr », réalisés à quelques jours d'intervalle à une vingtaine de mètre de distance. Les températures indiquées sont 1°C supérieures à la réalité, compte tenu des remarques faites à la Figure 49, concernant la précision réelle de mesure du thermomètre employé. Les températures de l'air sont mesurées à la main proche de la neige.*

Le profil du haut de la Figure 50 présente des températures décroissantes en allant vers la surface, illustrant une chute de neige contemporaine à des températures ambiantes froides. Le graphique du bas (17/02/2010) montre que la température n'est pas encore équilibrée dans l'ensemble du manteau neigeux encore froid et isolé de la surface. Le haut du manteau neigeux sur les quarante derniers centimètres vient ensuite s'ajuster à la température de l'air ambiant qui s'est réchauffée depuis le 02/02/2010.

A ce stade, il est difficile d'évaluer une température moyenne du manteau neigeux, encore soumis à des dépôts de neige fraîche. Contrairement à une précipitation de neige en zone non ventée qui enregistre clairement les épisodes froids ou chauds, la congère semble accumuler une grande quantité de neige dans un laps de temps court. Cette hypothèse se vérifie sur le graphique de droite avec une densité et une température assez homogènes de 40cm à 130cm où la congère s'est épaissie suite à une chute de neige accompagnée de vent. Une deuxième chute de neige, par des températures plus chaudes, vient ensuite s'accumuler de 130 à 170cm. Cette dernière couche de densité plus faible a provoqué une superposition très instable de neige peu dense sur une neige plus dure, particulièrement instable ce jour-là (déclenchement de coulées).

En ce qui concerne les densités des deux profils, il est bien plus difficile de les comparer que les températures. Les fosses ayant été réalisées à deux endroits proches de quelques mètres mais différents, l'intensité des dépôts n'est pas forcément identique. Par exemple, pour quarante centimètres de précipitations neigeuses, on peut accumuler une quarantaine de centimètre à un endroit et un mètre à un autre, pourtant proche. En effet, le vent n'agit pas de façon homogène sur l'ensemble de la congère à l'échelle décamétrique ou métrique.

Les profils de densité et de température laissent donc supposer une croissance rapide de la congère lors d'épisodes neigeux accompagnés de vent, ce qui est confirmé par des observations visuelles sur le terrain. Une fois la neige transformée en surface ou croûtée, la croissance de la congère semble par contre ralentie, ce qui se traduit par des niveaux gelés et une densité forte.

Un manteau neigeux « non mûr » présente des températures négatives avec des densités variant du simple au double, en raison d'une transformation non achevée de la neige.

Un manteau neigeux « mûr », de neige de printemps ou encore de neige de névé a des températures positives (proches de zéro grâce à la chaleur latente de la neige) et des densités dont l'écart-type est plus faible.

On peut donc faire l'approximation, en période de fonte, que le manteau neigeux a une masse volumique et une température moyennes. On voit que cette approximation n'est pas valable plus tôt dans l'hiver, à cause de l'effet mémoire de la neige sur ses températures et ses densités.

Cette densité moyenne sera ensuite utilisée pour le calcul de l'EELN.

IV.2.3 - Calcul de l'équivalent en eau liquide de la neige

La densité moyenne obtenue avec le profil nivologique permet de calculer l'EELN pour un mètre carré, soit 585 litres pour une épaisseur d'un mètre de neige avec une densité de 585 kg/m^3. Cette valeur de densité moyenne est celle obtenue pour le 20/02/2012, proche de celle observée le 12/03/2010 pour une expérimentation test pour calculer l'EELN avec le radar géologique.

La carte des épaisseurs de neige (Figure 48) et la densité moyenne permettent donc de calculer l'apport d'eau nivale au cours de la fonte en tout point sur la zone couverte par le radar. On obtient alors une carte de l'EELN (Figure 51), qui va illustrer les zones où l'apport d'eau est le plus fort.

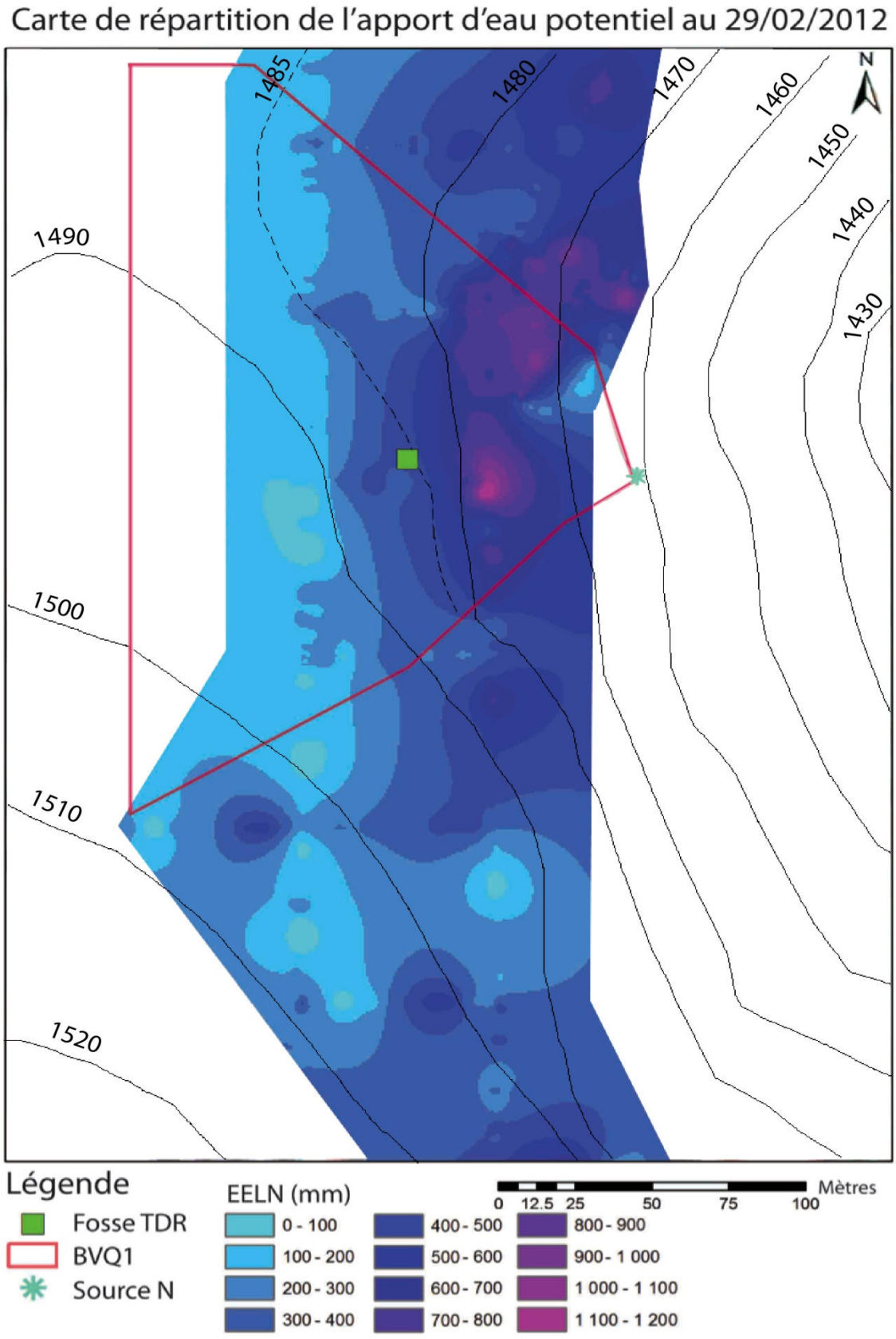


Figure 51 : *Répartition de l'EELN au 29/02/2012, qui représente une carte des apports d'eau potentiels à partir de cette date pour une fonte future qui ne tient pas compte de l'évaporation.*

La répartition de l'EELN dépend naturellement des hauteurs de neige, puisqu'on fait l'approximation que la densité est constante sur l'ensemble du champ investigué par le radar géologique. On obtient donc une carte identique à celle des épaisseurs de neige à la même date, dont les unités sont converties d'une hauteur de neige en millimètres d'eau, couramment désignés dans la littérature par des mm_{SWE}.

On observe un apport d'eau maximum à l'amont immédiat de la source Nord du Lignon, où se trouve le seuil Q1. La source et ses premiers mètres de ruisseau ne peuvent pas capter l'ensemble de l'EELN à cet endroit. En effet, le bassin versant de la source n'est pas assez large par rapport à la répartition des apports maximaux, qui correspondent à la congère. Il en résulte un écoulement hypodermique généralisé au maximum de fonte en périphérie de la source. Une partie de l'EELN extérieur au bassin versant théorique de la source est également drainé par un chemin, qui passe à l'amont immédiat de la source. Ce drainage extérieur au bassin versant de la source ne profite pas au débit du bras Nord du Lignon, puisque le chemin, alors parfois transformé en petit ruisseau, amène ces débits supplémentaires à la source Sud et en contrebas. La source Sud bénéficie également de sa proximité avec la congère et la ligne de corniche (accumulation maximum ou proche du maximum), même si les débits n'ont pas été mesurés quantitativement.

Pour le 29 février 2012, l'apport d'eau nivale « brut » (sans évaporation) atteint donc les 1200mm au niveau de la source Nord et 345mm en moyenne sur la zone couverte par le radar. Ces valeurs sont à comparer avec les précipitations annuelles des Monts du Forez sur le département la Loire (Cf. Figure 15), qui avoisinent les 1300mm, mais pour l'année entière.

Le volume de neige calculé pour une épaisseur moyenne de 0,59m d'épaisseur sur le bassin versant de la source Q1 ($26970m^2$) est d'environ $14835m^3$, ce qui donne un EELN brut proche de $8678m^3$ d'eau.

Ces valeurs constituent un EELN potentiel à une date donnée. Il faut cependant relier sa restitution à des facteurs extérieurs comme l'ensoleillement, les températures et l'évaporation pour mieux étudier sa restitution dans le bassin-versant dans le temps et l'espace.

IV.2.4 - Restitution de l'équivalent en eau liquide de la neige et ensoleillement

L'ensoleillement joue un rôle prépondérant dans la fonte du manteau neigeux, faisant augmenter l'énergie reçue par la neige par rayonnement, mais aussi par la hausse de la température de l'air, deuxième facteur influençant le plus le taux de fonte de la neige.

Croissant à partir du solstice d'hiver, l'ensoleillement devient de plus en plus fort au niveau du bassin versant Q1 et Q3 (Cf. Annexe E3 pour l'évolution et comparaison de l'ensoleillement). Exposant préférentiellement la partie au Nord du bassin versant Q1 car située sur un relief exposé SSW,

l'extrémité Nord de la congère ne se développe pas beaucoup pendant la saison d'accumulation et fond très vite lors de l'arrivée des journées ensoleillées de la fin d'hiver/début printemps (Cf. Figure 52), ce qui est confirmé par les observations réalisées sur le terrain. Par contre, pendant l'automne mais aussi en hiver en raison des mauvaises conditions d'ensoleillement (brouillard, nuages, précipitations), la congère de la Chamboite, en particulier dans sa partie centrale (source Sud du Lignon) et Sud, bénéficie d'un ensoleillement très limité (par comparaison au mois d'avril ou mai par exemple) favorisant la croissance des accumulations neigeuses.

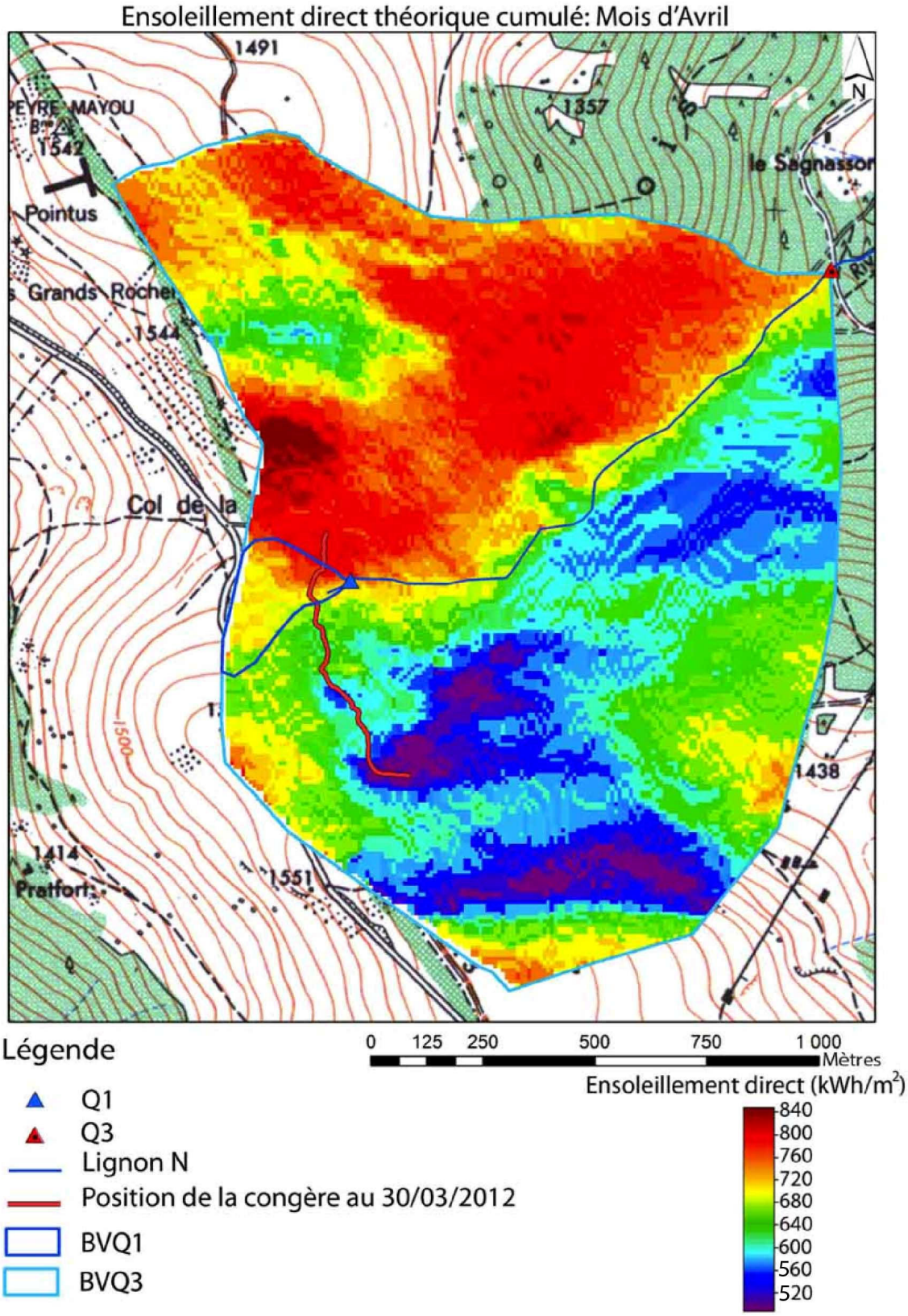


Figure 52 : Répartition de l'ensoleillement direct théorique sur les sous-bassins versants Q1 et Q3 pour le mois d'avril, calculée à partir du MNT avec le logiciel SIG libre SAGA (http://www.saga-gis.org). *La position approximative de la congère de la Chamboite est indiquée par le trait rouge. La disparition de la neige se fait en premier lieu sur le mont situé au Nord du Col de la Chamboite, puis atteint progressivement le Nord de la congère éponyme.*

La fin du mois de février et le mois de mars caractérisent clairement, selon les conditions météorologiques, le début de la fonte de la congère. Cette fonte se poursuit avec un ensoleillement toujours plus présent jusqu'au mois de juin, qui marque, pour la très grande majorité des années, la fin de la présence de neige.

Le mois d'avril est sans doute le mois où la fonte est en général la plus forte, puisque l'on combine à la fois des journées ensoleillées et des températures chaudes, mais aussi un stock encore important de neige à fondre. Les mois de mars, voire février selon les années, disposent des mêmes conditions mais avec des alternances d'épisodes chauds et froids qui ne vont pas unilatéralement dans le sens d'une fonte croissante avec le temps. Il n'est par exemple pas rare d'avoir quelques chutes de neige tardives alors que la fonte a commencé quelques jours auparavant avec un épisode de redoux. Ce genre de phénomène est responsable de pics précoces dans les débits, alors que la période de fonte sensu stricto occupe une période plus longue dans la restitution de l'EELN dans les cours d'eau.

On peut remarquer que pour les mois de février et mars, ce sont les zones où le manteau neigeux n'est pas forcément soumis aux accumulations qui fondent en premier. Les épaisseurs relativement faibles par rapport aux maxima des congères et leur exposition au soleil les font disparaître rapidement, laissant un manteau neigeux discontinu constitué essentiellement de congères pour le mois d'avril. On peut donc, selon les années, qualifier le mois d'avril et celui de mai comme étant les mois de fonte des accumulations neigeuses. Plus tard, même si l'ensoleillement est toujours plus fort, les mois de juin, mais aussi mai dans le cas d'une année peu enneigée, ne disposent plus d'assez de neige pour intervenir suffisamment dans les débits à la source.

La répartition différentielle de l'ensoleillement entraine naturellement une fonte elle aussi différentielle, selon que l'on se situe au fond d'un vallon ou protégé par la forêt, ou sur un mont exposé au Sud. Cette différence d'ensoleillement s'ajoute à un manteau neigeux lui aussi très hétérogène. De plus, certaines années, cet enneigement spatialement irrégulier peut donner des taches de sol gelé, modifiant ainsi l'infiltration pendant la fonte. La congère de la Chamboite fond plus rapidement à son extrémité Nord, en raison de l'ensoleillement plus fort, par rapport à son extrémité Sud. Il est possible que l'ensoleillement plus fort au Nord favorise les débits de la source Nord du Lignon, bien qu'une fonte généralisée liée aux températures de l'air clémentes, ait lieu à cette période. Il serait intéressant de pouvoir comparer les débits des deux sources dans ce but.

On voit donc que les sous-bassins versants Q1 et Q3 sont affectés par une fonte que l'on peut qualifier de fonte différentielle, à la fois d'un point de vue spatial mais aussi temporel. Il faut donc maintenant chercher à obtenir des informations sur le deuxième compartiment clé dans la restitution des débits : l'infiltration de l'EELN dans le sol.

IV.3 - Température et humidité du sol

Le compartiment que constitue le sol, dans le principe de continuité hydrologique entre la précipitation neigeuse et les débits du Lignon, est une interface essentielle dans la relation entre la neige et la source du Lignon. Le sol change en effet de conductivité hydraulique sous l'effet du gel et de sa teneur en eau. Les variations de températures permettent donc de déceler si le sol est gelé ou non, à quelle profondeur, et s'il est encore recouvert de neige. La teneur en eau renseigne sur l'état de saturation du sol, à relier avec la fonte de la neige. On obtient donc une fosse expérimentale pour suivre l'infiltration de l'eau issue de la neige pendant la fonte printanière.

IV.3.1 - Variations de températures du sol

Les températures observées dans le sol sont naturellement liées à l'ensoleillement et à la température extérieure en l'absence de neige (Figure 53). La neige, très isolante à partir d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur, masque l'effet des oscillations diurnes/nocturnes de la température extérieure sur le sol.

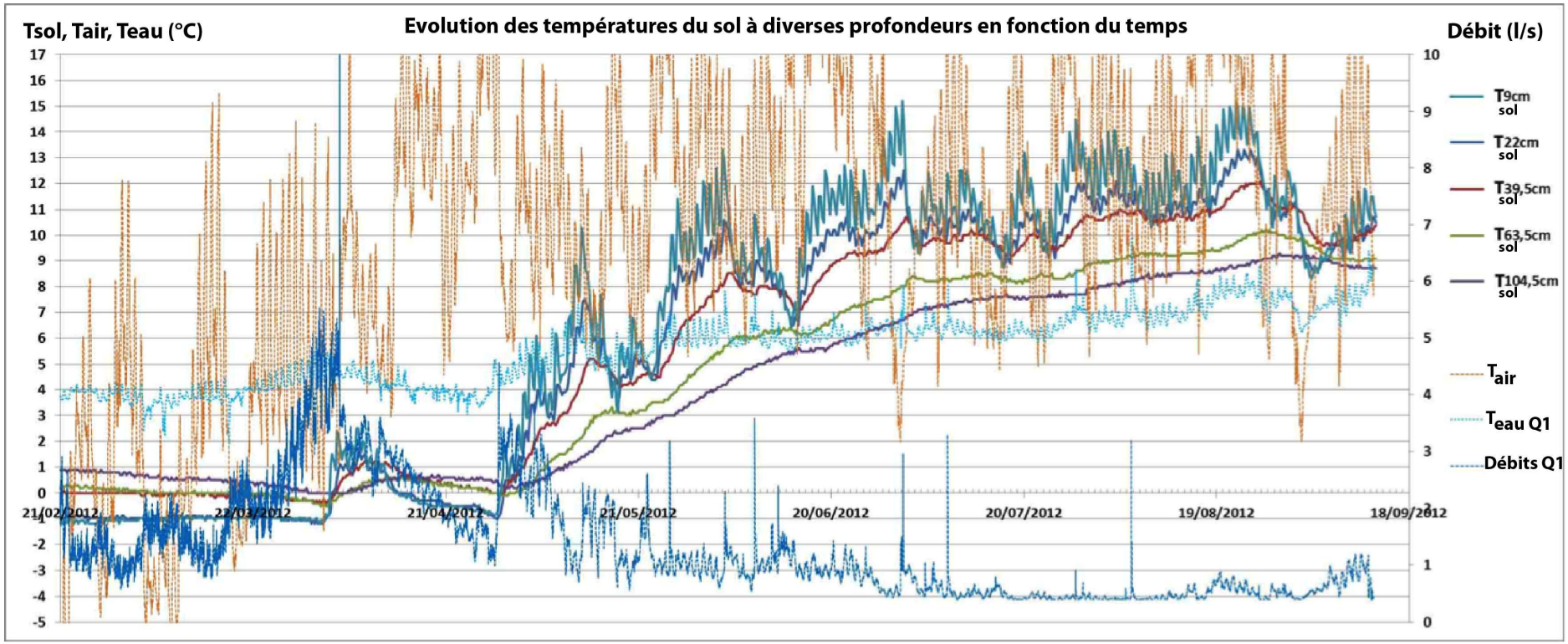


Figure 53 : Représentation graphique de l'évolution des températures du sol à diverses profondeurs pendant la période de fonte. *La température de l'air extérieur (au seuil Q1) a été ajoutée pour faire la corrélation entre les températures du sol et celles de l'air en présence et en l'absence de neige. Les débits à Q1 (pointillés bleu foncé, en bas du graphique) ainsi que la température de l'eau (bleu clair, milieu du graphique) sont indiquées afin d'illustrer la stabilité des températures de l'eau de la source même en période froide ainsi que la relation étroite qui existe entre la température de l'air et les débits à la source. Le pic de Q1 début avril 2012 correspond à un relevé de la sonde.*

On observe en effet sur la Figure 53 que les températures du sol sont stables pendant l'hiver et jusqu'à début avril où la neige recouvre le sol. Peu après le 12/04/2012, il se produit de nouvelles chutes de neige, isolant à nouveau le sol des températures extérieures pourtant clémentes. Il faut attendre le 28/04/2012 pour faire fondre entièrement la nouvelle couche de neige. Après cette date, il n'y a plus de neige au dessus de la fosse TDR et les températures du sol augmentent rapidement avec la hausse des températures extérieures.

Différents comportements thermiques sont visibles selon la profondeur du sol. En effet, on observe qu'en surface, les températures du sol suivent plus facilement les températures extérieures, puisque moins bien isolées de la surface. Ces variations ont tendance à se lisser avec la profondeur, et à 104,5cm, on ne perçoit plus les oscillations journalières de la température extérieure. Seule une augmentation mensuelle et/ou saisonnière est visible.

Par contre, en hiver, ce comportement est modifié par rapport au froid qui affecte surtout les sondes situées en surface, sous la couche de neige. Le manteau neigeux, même s'il est très isolant, maintient un stock de froid sur la surface du sol, ce qui refroidit les premières couches de sol par rapport aux plus profondes en les maintenant à des températures proches de -1°C (ou 0°C, Cf. explication plus bas dans le texte) pour les sondes situées à -9 et -22cm.

Le flux géothermique permet également un maintien des couches les plus profondes, et donc les mieux isolées du froid, à des températures positives. On observe cependant un refroidissement progressif de la couche située à 104,5cm au cours de la fonte (jusqu'au 12/04/2012) alors que les températures de l'air sont en majorité positives. Cette tendance s'inverse lors de la disparition de la neige au 03/04/2012. Elle semble par contre redescendre pendant la fonte de la dernière chute de neige, soit jusqu'au 28/04/2012. Cette dernière tendance, portant sur une variation plus étendue que l'erreur de mesure théorique des thermomètres (0,3°C), soulève une interrogation quant au rôle de l'eau de fonte de la neige, proche de 0°C, sur les températures du sol.

Deux hypothèses, ou plutôt des pistes de réflexion, peuvent être faites à ce sujet, à affiner avec les données d'humidité du sol à cette même date :

- l'eau de fonte vient refroidir les premières couches de sol (-9 et -22cm) à une température proche de 0°C. N'ayant pas d'éléments nous permettant de vérifier si une surfusion à -1°C est possible, et bien que l'eau de fonte soit très peu chargée, ce qui favorise ce phénomène, nous nous contenterons d'imaginer un éventuel refroidissement du sol par l'eau de fonte percolant dans le sol. Les thermomètres plus profonds (63,5cm et 104,5cm) semblent également réagir à ce refroidissement, avec une inertie un peu plus marquée. Cette remarque vient alors soulever la fiabilité absolue des thermomètres situés à -9 et -22cm, alors que celui à -39,5cm qui est pourtant installé dans un sol de composition similaire, ne semble pas descendre en dessous de 0°C.

- le sol gelé en surface au niveau de la fosse TDR jusqu'à -22cm dégèle lentement avec la hausse des températures extérieures, malgré une couche de neige isolante qui, il est vrai, s'amenuise jusqu'au 03/04/2012. Le dégel de la couche de sol gelée apporterait ainsi une chaleur latente de dégel aux couches plus profondes, voire la base du manteau neigeux, si on en croit les mesures de températures effectuées dans la fosse nivologique (Cf. Figure 49). Cependant, un nouvel indice vient infirmer cette hypothèse : le sol dégèle entièrement du 03/04/2012 au 12/04/2012 et ne peut regeler aussi profondément (22cm) avec des températures de l'air restant positives sur cette période.

On ne tiendra donc pas ou peu compte de ces deux hypothèses, en se focalisant plutôt sur la précision réelle des mesures des températures du sol comme source d'erreurs, bien qu'une étude thermique du sol à haute précision et concernant l'ensoleillement à l'endroit exact de la station TDR, pourrait éventuellement donner des éléments de réponses supplémentaires sur la première hypothèse. D'autre part, les variations d'humidité du sol à cette période vont nous permettre de mieux aiguiller nos choix sur cette hypothèse de travail futur.

A plus court terme, les températures de l'air, du sol ainsi que les débits à la source semblent être reliés. Cette relation semble être visible à l'échelle infra-journalière (douzaine d'heures) et à l'échelle d'un jour ou deux, selon l'amplitude du changement de température (Cf. Figure 54).

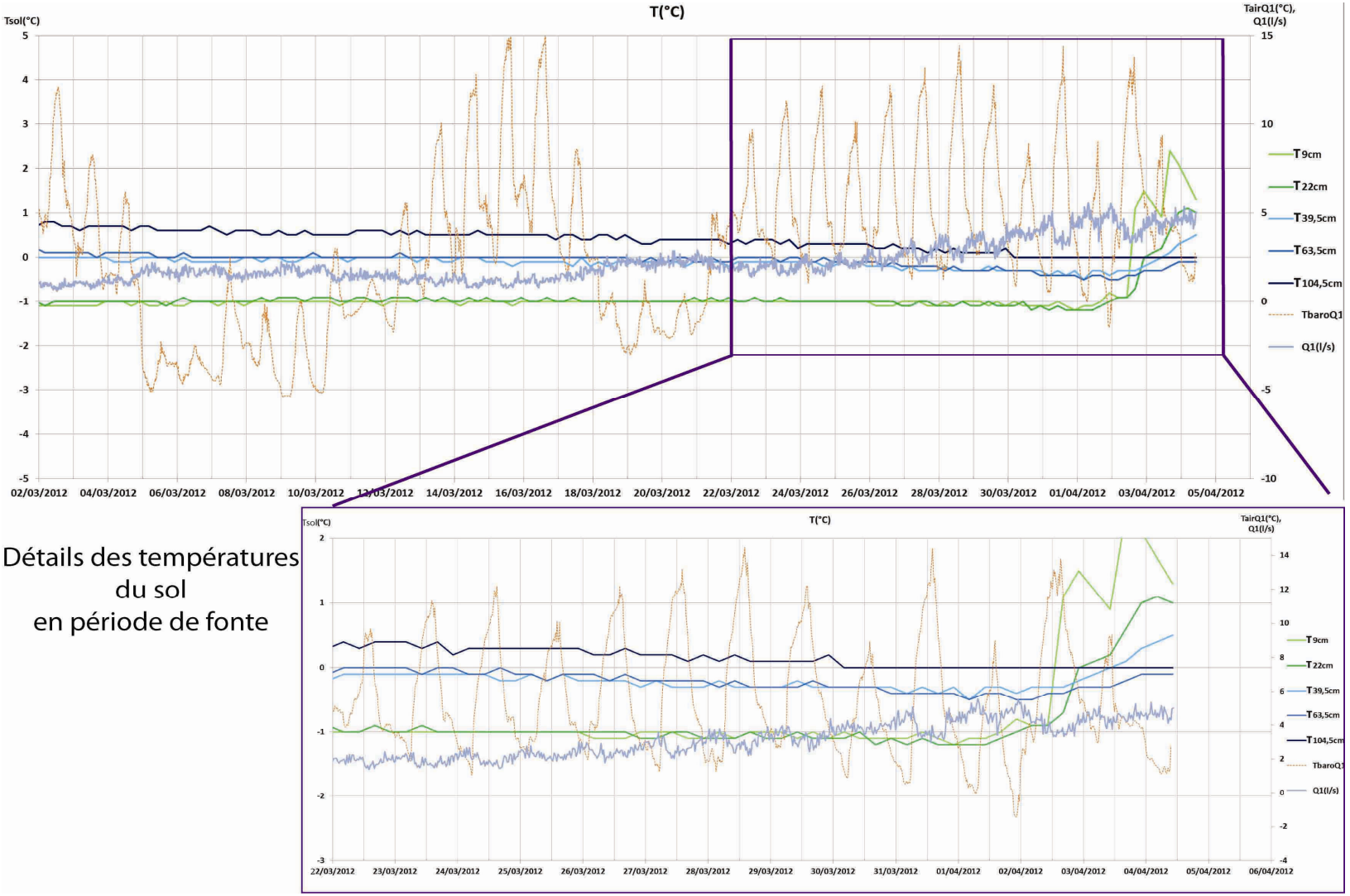


Figure 54 : *Représentation graphique du détail des variations de températures de l'air, du sol à diverses profondeurs et du débit à la source à court terme.*

Bien que le pas de temps des températures du sol soit de six heures, ce qui est un peu trop long pour étudier ces variations, les oscillations des températures extérieures induisent une oscillation des températures du sol. La relation est nette quand le sol n'est plus recouvert de neige (Figure 53 et Figure 54, à droite), mais de petites variations sont perceptibles alors que la neige est encore présente. Au 02/03/2012, le sol est encore recouvert d'une couche de neige comprise entre 60 et 70cm d'épaisseur, ce qui suffit normalement à amortir les oscillations diurnes/nocturnes de températures imposées par l'extérieur. Même si la couche de neige est d'une densité très élevée, diminuant ainsi son pouvoir isolant par rapport à de la neige fraiche peu dense, l'épaisseur devrait être suffisante pour ne percevoir que des variations de température plus importantes que les alternances jour/nuit. La Figure 53 nous rappelle qu'en présence d'un air froid à l'extérieur, avec il est vrai une couche de neige plus épaisse, aucune variation de température n'a été décelée à plus long terme lors d'épisodes de froid intense ou de températures plus clémentes. Seule l'absence de neige permet des variations significatives des températures du sol à cette échelle temporelle (quelques jours).

Il est donc curieux d'observer de petites variations à court terme de l'ordre du tiers de degré sur l'ensemble des sondes. On pourrait avoir un avis très critique sur ces variations dont l'amplitude correspond à la précision théorique des thermomètres. Or, on a vu précédemment que la précision réelle des thermomètres, en particulier ceux situés à -9 et -22cm, était remise en cause. Ceci dit, plus de lumière devrait être amenée sur ces variations de faible amplitude avec un pas de temps de mesure plus court, puisque pour l'instant, le pas de temps de six heures est trop lâche pour l'étude de ce phénomène. En effet, un maximum peut passer inaperçu entre deux mesures de température du sol à une certaine profondeur, alors qu'il sera perçu par les autres sondes, en raison de l'inertie de la propagation de ces oscillations avec la profondeur. On obtient alors des signaux dont les variations mesurées peuvent être synchrones ou non, ou non perçue par une sonde, alors que des sondes plus profondes enregistrent la variation (exemple du 24 au 26/03/2012, où les sondes les plus superficielles ne perçoivent pas les variations de température, alors que c'est le cas pour les thermomètres plus profonds). Il serait donc intéressant de diminuer le pas de temps voire de disposer de thermomètres plus précis pour compléter ces observations, ainsi que de mieux déterminer la conduction thermique de chacune des couches de sol.

Les variations de températures extérieures interfèrent indirectement avec les débits de la source du Lignon, qui est soumise à des variations de débits proches de celles observées sur les températures de l'air. En plus d'observer comment le sol accommode ces variations de température extérieure en présence et en l'absence de neige, nous avons soulevé l'influence de la neige et de sa fonte sur l'état thermique et en partie hydrique du sol (en tenant compte de l'instrumentation incomplète concernant

la zone non saturée du sol et uniquement mesurée avec des sondes TDR), ce qui va être maintenant détaillé avec les mesures d'humidité.

IV.3.2 - Variations d'humidité du sol

L'humidité volumique du sol peut varier significativement selon les différentes couches d'une part, et pour une même couche au cours de l'année d'autre part. Bien que nous ayons des résultats quantitatifs, représentés sous la forme de teneur en eau volumique dans le sol, nous nous limiterons à comparer ces résultats de façon relative, pour les raisons évoquées dans le chapitre Limites au sujet de l'étalonnage des sondes TDR. Il aurait été appréciable de bénéficier de plus amples mesures concernant l'humidité du sol et son potentiel hydrique, particulièrement utile en zone non saturée, à l'aide de bougies poreuses. Cependant, ce type d'appareil n'a pas pu être utilisé sur le terrain, notamment en raison du gel.

Les résultats obtenus par les cinq sondes TDR montrent des différences notables selon la profondeur où elles sont situées (Cf. Figure 55). En effet, comme précédemment évoqué dans le chapitre Limites, les sondes ne sont pas reétalonnées en fonction du type de sol rencontré. Dans des sols variant du couvert racinaire à une arène, en passant par un horizon très organique, il est normal de ne pas mesurer les mêmes teneurs en eau. On note toutefois des valeurs tout à fait cohérentes entre elles pour l'ensemble de la chronique et d'après les observations visuelles réalisées sur le terrain.

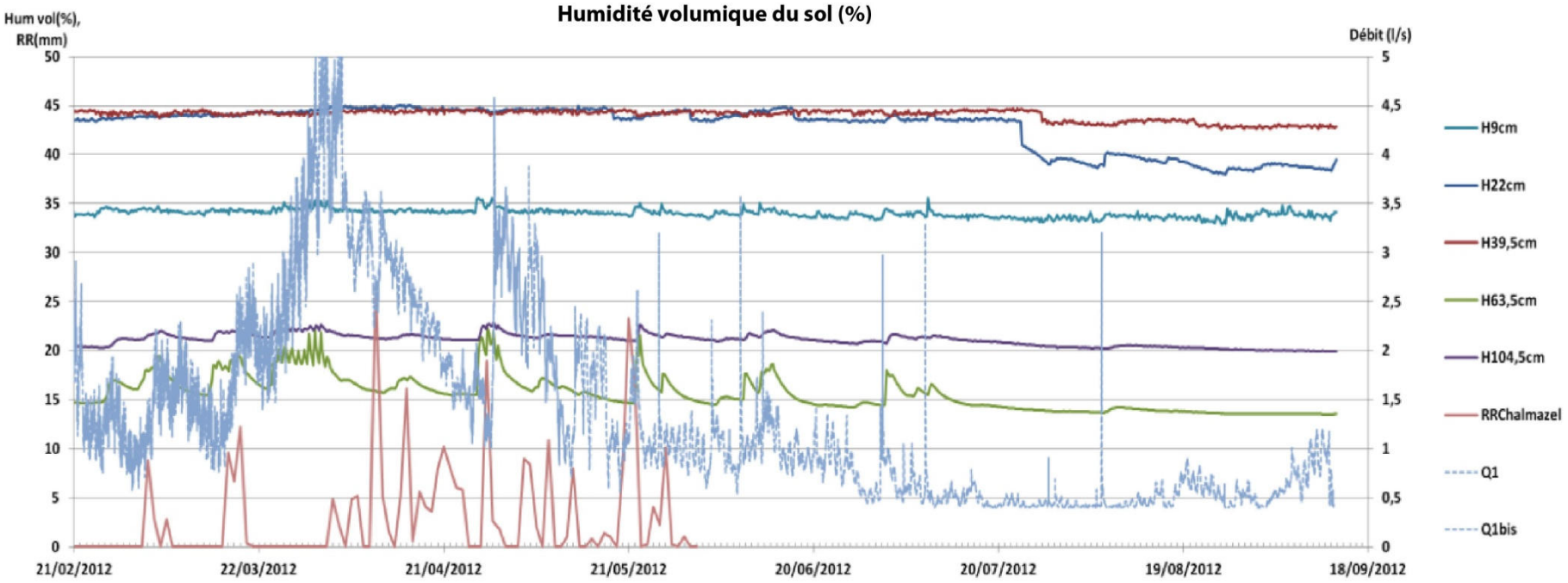


Figure 55 : Représentation graphique des humidités volumiques (H) enregistrées à différentes profondeurs dans la fosse TDR. *Les débits du Lignon à Q1, ainsi que les précipitations brutes à Chalmazel (RR) pendant la période de fonte, sont indiqués pour comparaison. Les deux pics de débits à gauche du graphique correspondent à des relevés des sondes piézométriques. Le détail de la fonte, comprenant aussi le paramètre température est donné plus bas, afin de ne pas surcharger la figure d'ensemble.*

Tout d'abord, la sonde la plus superficielle enregistre des valeurs stables sur l'ensemble de la période considérée. C'est la couche de sol la plus exposée aux conditions extérieures, notamment à l'évaporation et l'évapotranspiration en période de « végétation active ». Nous constatons que ce couvert racinaire n'est pas particulièrement desséché en période estivale et garde au contraire une remarquable stabilité, dans l'ensemble, entre l'été, l'hiver, et la période de fonte de la neige. Cette stabilité globale est sans doute due à la nature assez drainante de l'ensemble herbe/racine qui surmonte une couche qui l'est également (sauf en période de gel, qui n'est pas visible sur le graphique).

Les deux sondes situées en dessous présentent un comportement global assez similaire, à part pendant une période sèche au milieu de l'été 2012. Ces deux sondes sont situées à deux profondeurs différentes dans l'horizon organique et semblent enregistrer des valeurs plus élevées que la sonde la plus superficielle, ainsi que celles situées en profondeur. Il est intéressant de comparer le comportement de ces deux sondes en période sèche, où un décrochement se produit, en particulier pour la sonde située à -22cm. Cette variation brusque, moins visible à -39,5cm, n'est ni observée en surface, ni en profondeur. On pourrait attribuer cette rupture au passage du point de ressuyage à la capacité de rétention du sol. La valeur tente de remonter au niveau pré-estival, probablement à chaque nouvelle précipitation. On note également que cette rupture est légèrement décalée plus en profondeur à la sonde située à -39,5cm, ce qui pourrait aller dans le sens d'une « désaturation » du sol, brusque mais affectant plus tard et moins les couches profondes. Ceci importe peu dans l'étude de l'effet de la fonte sur les premières couches de sol, puisqu'à cette période, celles-ci sont proches de la saturation.

La sonde située à -63,5cm, à l'interface horizon organique/arène est celle qui montre le comportement le plus intéressant. Non seulement, cette sonde enregistre les variations les plus contrastées à long terme mais aussi des oscillations à court terme, détaillées plus bas. Sur l'ensemble de la période mesurée, on voit que cette interface semble présenter des teneurs en eau plus faibles que les couches de sols situées en dessus et au dessous, avec une légère baisse de l'humidité en été. On observe surtout une forte dépendance des évolutions de l'humidité du sol par rapport aux précipitations (eau nivale et pluie) et aux débits à la source, plus visibles à cette profondeur qu'à n'importe quelle autre. Cette sonde semble donc indiquer un cheminement préférentiel de l'eau à l'interface horizon organique/arène. Elle ne permet par contre pas de déterminer si cette eau provient de la verticale immédiate de la sonde ou si l'eau emprunte l'interface depuis l'amont. En effet, cette interface suit l'inflexion générale du sol, ce qui lui donne de la pente vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Etant donné que la neige fond en premier à l'Est ou au Nord-Est de la fosse TDR, ce qui revient à une fonte et un apport d'eau en amont, il est difficile de savoir si l'eau de fonte peut s'écouler de l'amont sur cette surface sans mesures supplémentaires. Il est par contre fort probable que cette eau soit issue de la fonte de la neige à proximité des sondes, qui pourrait d'ailleurs se rajouter à un ruissellement amont.

De plus, le signal avec des pics bien identifiés à court pas de temps laisse présager une alimentation soit proche, soit rapide si cette interface est alimentée par l'amont.

La sonde installée à -104,5cm, dans l'arène granitique, présente des variations d'humidité similaires à celle située à l'interface au dessus, mais avec un signal moins marqué. Les valeurs sont remarquablement stables à part l'augmentation générale au printemps. L'absence d'une baisse en période sèche (mais des pluies ont lieu tout de même) montre que cette couche de sol résiste mieux au dessèchement que les couches supérieures, ce qui pourrait permettre un soutien des débits en période estivale. Les variations qui ont lieu pendant la période de fonte et similaires, localisées à l'interface, laissent suggérer que l'eau nivale et pluviale pénètre plus rapidement jusqu'à l'interface, puis s'infiltre plus lentement dans l'arène jusqu'à atteindre la sonde.

IV.3.3 - Evolution à court pas de temps et relation avec les températures

A plus court terme, on identifie encore plus clairement l'influence de la température extérieure sur l'humidité du sol, en particulier à l'interface horizon organique/arène, sur les débits.

Deux périodes où cette relation entre ces différents paramètres est bien visible ont été identifiées sur la Figure 56, qui correspondent à deux périodes de fonte de la neige. La première période correspond à la fin de l'enneigement continu issu de l'hiver où il ne reste plus de neige au dessus de la fosse TDR, la deuxième représente la chute de neige tardive peu après le 12/04/2012 qui recouvre à nouveau la fosse.

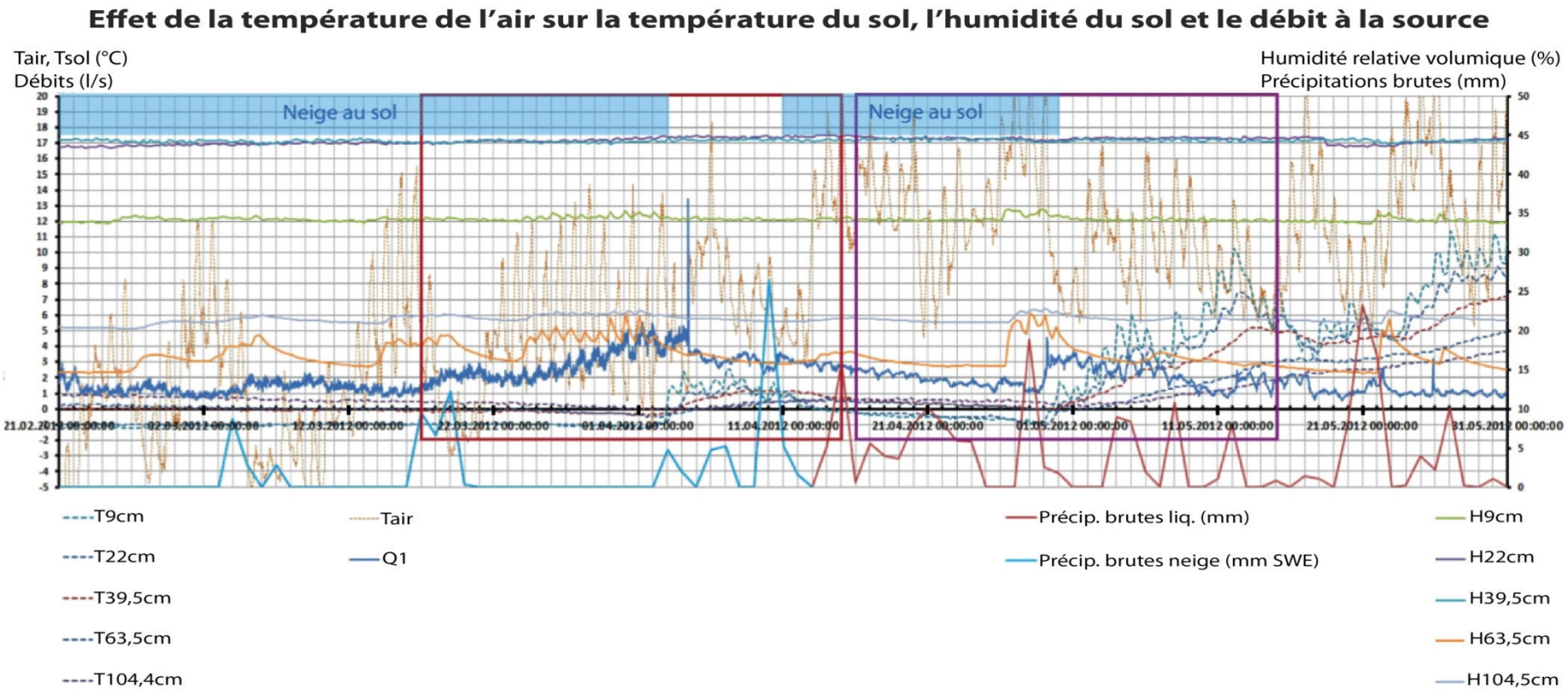


Figure 56: Représentation graphique des paramètres température (T, de l'air et du sol à différentes profondeurs, en pointillés), humidité (H) et débits (Q) mesurés en continu. *Les variations les plus intéressantes sont détaillées dans les deux encarts rouge et violet. Les précipitations brutes liquides (trait continu rouge) sont à opposer avec les précipitations neigeuses (mm SWE, trait continu en bleu clair) et sont transformées à partir des données de précipitations brutes (RR) Météofrance. Ces précipitations sont données à titre indicatif, afin de mieux différencier les oscillations d'humidité liées à la fonte de celles liées aux précipitations. Les périodes où la neige recouvre le sol sont indiquées en haut de la figure. Le pic dans les débits correspond à un relevé de la sonde de débit (04/04/2012). Le pic de Q1 au 04/04/2012 peut être dû au colmatage accidentel et temporaire du seuil.*.

La première période (encart rouge à gauche de la figure) montre la relation étroite entre la température extérieure, l'humidité du sol et le débit lors de journées ensoleillées (grandes oscillations de la température de l'air entre le jour et la nuit) et en l'absence de précipitations. On constate que ces oscillations de la température extérieure semblent induire une oscillation de l'humidité du sol à -9cm, à -63,5cm et à 104,5cm. L'interface à -63,5cm montre les variations les plus importantes. Les débits à Q1 semblent être affectés par ces oscillations de température et/ou d'humidité. On rappelle que c'est à partir du 03/04/2012 que le sol de la fosse TDR se découvre de neige, grâce aux indications fournies par les températures du sol. Or c'est à proximité de cette date que les oscillations de l'humidité du sol cessent, alors que la température de l'air oscille encore un peu avant une période chaude sans oscillation (du 04 au 08/04/2012). Les débits suivent ce changement avec un léger retard par rapport à l'humidité du sol, avant de montrer des oscillations bien moins marquées et une décroissance, malgré une température de l'air élevée.

La deuxième période (encart violet à droite de la figure), après une fonte importante de la neige, montre l'effet sur les débits et l'humidité du sol, d'une deuxième chute de neige d'environ 40cm d'épaisseur sur un manteau neigeux qui n'est plus présent que par taches et restes de congères. De plus, une pluie vient s'intercaler entre la chute de neige et sa fonte, ce qui fait augmenter significativement l'humidité le 28/04/2012, en particulier à -9cm et à -63 ,5cm. On remarquera que l'humidité à -63,5cm et, dans une moindre mesure, à -104,5cm montre quatre oscillations sur l'augmentation contemporaine à la pluie, correspondant aux maxima de température pour les trois premières. Un quatrième et dernier ressaut ne semble pas lié à la température, qui décroit. C'est également à cette période que la neige disparaît du sol au dessus de la fosse TDR (les températures du sol changent à nouveau). La pluie et cet épisode de fonte se répercutent dans les débits avec un retard comparable à la première période, même si cette deuxième période ne présente pas des oscillations aussi nettes des débits. Il faut aussi rappeler que l'EELN de la neige de la première période (forte densité et environ 80cm de neige au 29/02/2012) est bien plus important que pour la deuxième période (densité faible, 40cm d'épaisseur) avec une température de l'air plus élevée. Plus tard, des variations proches d'oscillations sont encore visibles dans les débits jusqu'à la mi-juin 2012, c'est-à-dire jusqu'à la disparition complète de la neige pour cette année.

On remarque donc une corrélation entre la température de l'air, l'humidité du sol en particulier au sommet et dans l'arène granitique, et les débits, que ce soit à l'échelle de la dizaine de jours, et/ou à l'échelle journalière.

Pour la période de fonte, on s'aperçoit que l'interface horizon organique/arène est le plus sensible aux variations d'humidité. La sonde la plus superficielle ne montre que de faibles variations pour les maxima de fonte. La sonde la plus profonde varie selon le même schéma que la sonde située à l'interface, avec moins d'amplitude. Si on représente, en fonction de la profondeur, ces variations pour

différentes dates caractéristiques de la période de fonte jusqu'à la période sèche, on identifie un niveau particulièrement versatile, correspondant à l'interface (Cf. Figure 57). Cette interface varie surtout en période de fonte (30/03/2012 et 31/03/2012 par exemple, et par rapport au 19/05/2012). Elle n'évolue que peu par la suite en période sèche, même si le rôle précis de l'évapotranspiration estivale reste à affiner. C'est par contre l'horizon organique qui est affecté par la sécheresse/évapotranspiration, alors qu'il ne l'est que peu pendant la période de fonte.

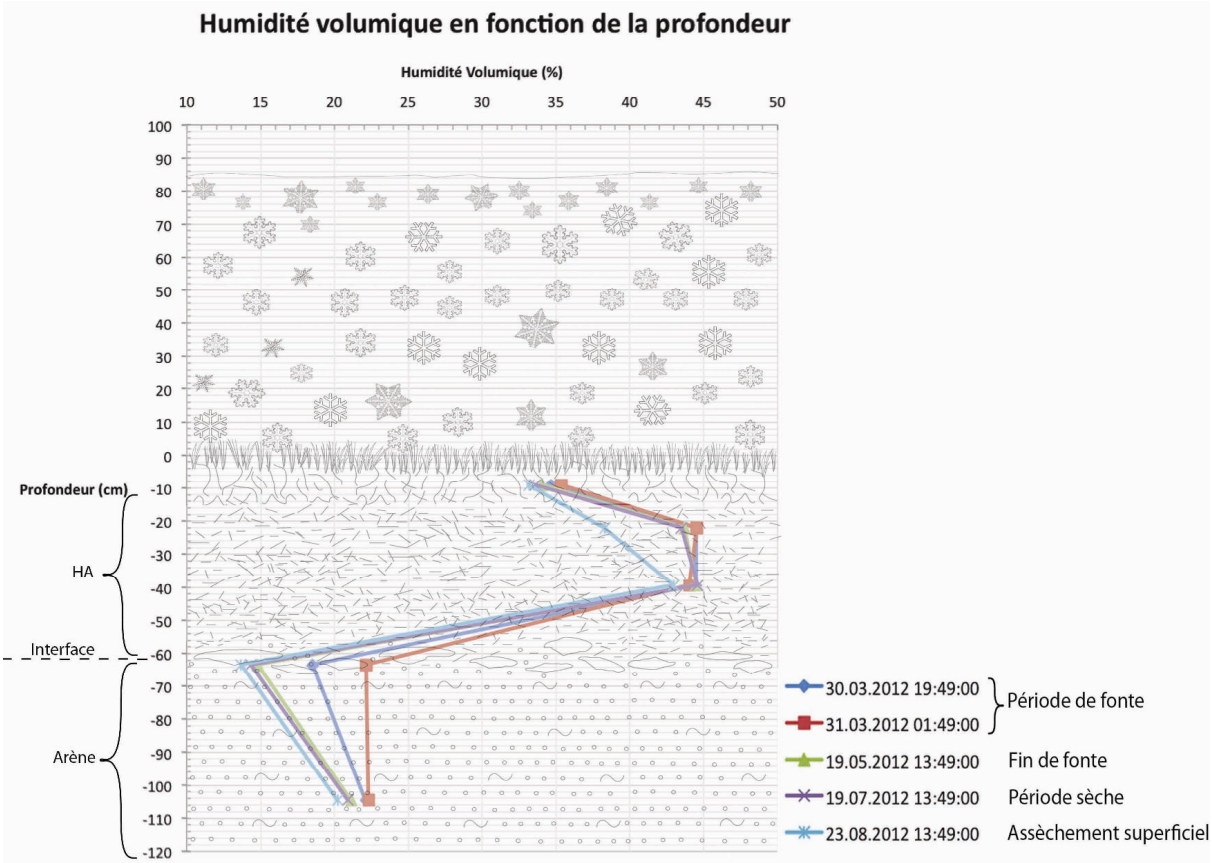


Figure 57 : *Représentation de l'évolution de l'humidité volumique dans la période de fonte (30 et 31/03/2012), en fin de période de fonte (19/05/2012) et en période sèche « normale » (19/07/2012) et avec assèchement superficiel (23/08/2012).*

Nous pouvons donc faire l'hypothèse que l'interface caillouteuse entre l'horizon organique et l'arène sert de surface de ruissellement préférentiel à l'eau issue de la fonte nivale, mais également aux précipitations liquides. Il reste à déterminer si la source est réellement alimentée par cette surface d'écoulement et/ou l'importance du ruissellement qui peut se produire aux alentours immédiats de la source.

IV.3.4 – Interprétation et estimation du volume de neige restant grâce aux thermomètres des sondes Time Domain Reflectometry

L'instrumentation, en particulier la fosse TDR équipée de thermomètres à différentes profondeurs et le radar géologique, permet de déterminer indirectement un taux de fonte. En effet, on a vu que les températures du sol évoluaient différemment quand le sol est couvert de neige ou non.

Grâce au calcul du volume de neige accumulé au 29/02/2012, à partir de l'épaisseur mesurée au niveau de la station TDR (0,8m) à la même date et à partir de la disparition de neige détectée par la reprise des oscillations des températures du sol au niveau de la station (03/04/2012), on peut calculer l'EEL entre les deux périodes. En faisant l'hypothèse que l'ensemble du manteau neigeux va fondre avec une vitesse homogène, (hypothèse qu'il semble raisonnable de faire puisque l'insolation théorique calculée avec le MNT à cette période montre des valeurs homogènes sur la surface du bassin versant et qu'il fait un temps globalement ensoleillé pendant cette période), on peut calculer le volume de neige restant théorique (en ajoutant les quelques précipitations ayant lieu du 04/03/2012 au 07/03/2012 et du 17/03/2012 au 20/03/2012). Suivant cette hypothèse, on peut estimer un déneigement supérieur à 80% en surface du bassin versant de la source et un déneigement complet du sol situé au niveau de la station TDR au 03/04/2012, date où il se produit de nouvelles précipitations.

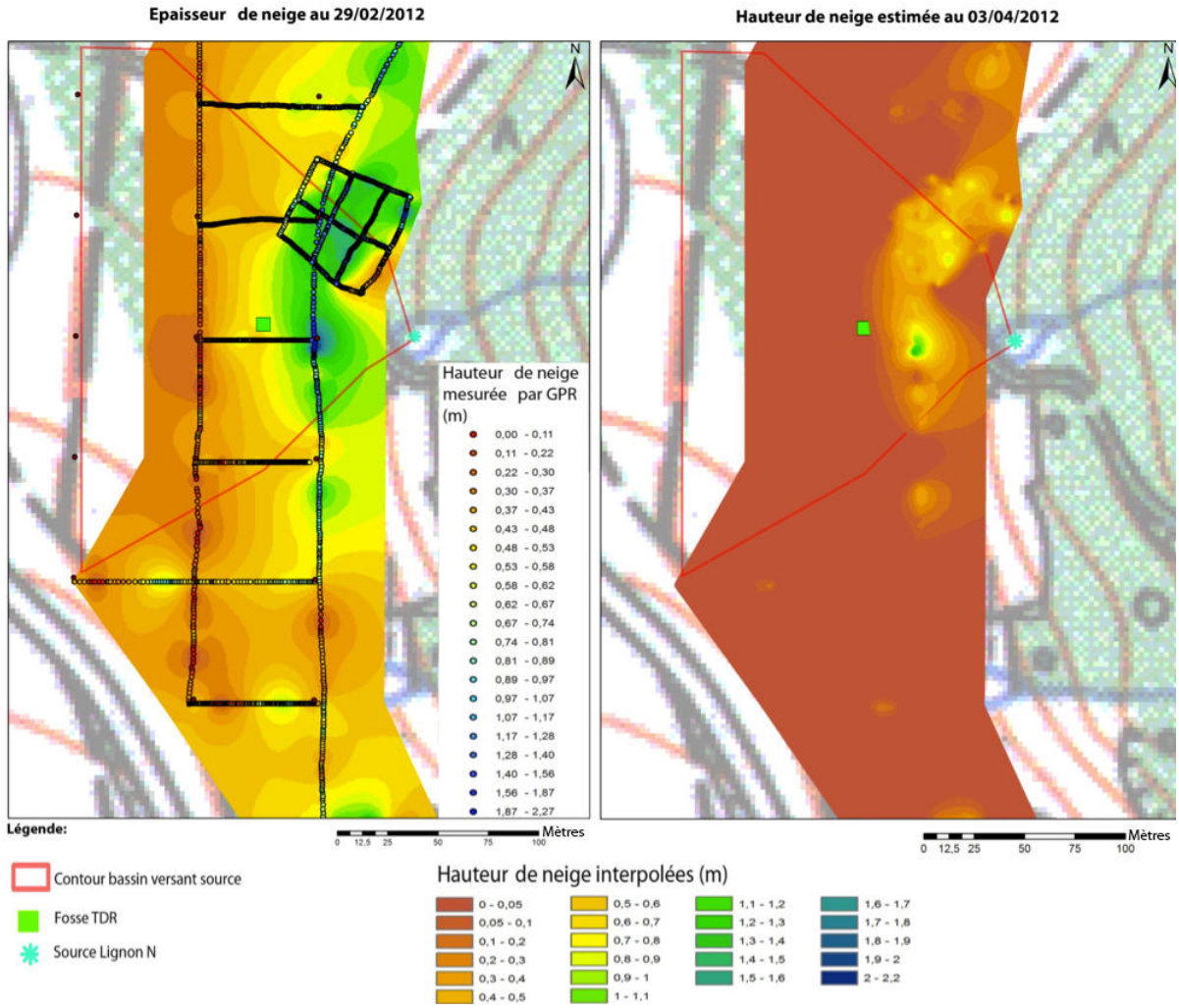


Figure 58 : Résultats de la cartographie de l'épaisseur de neige. *Les épaisseurs ont été obtenues par radar géologique au 29/02/2012 et grâce aux données de température de la station TDR au 03/04/2012. Le quadrillage sur l'image de gauche représente le tracé suivi avec le GPR.*

Ainsi, des 8678m^3 SWE disponibles au 29/02/2012, il ne restera plus que 869m^3 SWE théorique au 03/04/2012, sous forme de restes de congère, soit une fonte de près de 90% de l'EELN disponible au maximum d'enneigement (proche de la période d'acquisition radar). Pour obtenir un volume net, il faut retrancher l'évapotranspiration et ajouter les précipitations de la période du 29/02/2012 au 03/04/2012. En l'absence de meilleures données concernant l'évapotranspiration, ce paramètre est estimée au point de grille le plus proche du site d'expérimentation par Météofrance, et est en moyenne de 1,5mm/j/m^2 sur la période. Cette valeur donne un volume approximatif de 1416m^3 perdu en évaporation sur le bassin versant associé à l'exutoire Q1. Il faut maintenant rajouter les précipitations, ce qui donne un volume de 1168m^3 sur le bassin versant de la source. Ceci donne un volume de 7561m^3 nets fondus en 35 jours, volume que nous appellerons V par la suite et qui comprend le volume EELN, auquel est retranché l'évaporation et sont ajoutées les précipitations brutes de la période du 29/02 au 03/04/2012. Ce volume V de 7561m^3 donne une moyenne de 2,5l/s d'eau sur la

période, en grande partie de fonte (85% en volume). La moyenne des débits réellement écoulés sur ces 35 jours à Q1 est de 2,1l/s pour comparaison, et par rapport au maximum de débit à la source de 5,5 l/s, ce qui est cohérent. On constate également l'effet relativement modéré des précipitations (environ 13% à rajouter) et de l'évaporation (environ 18% à enlever) par rapport au stock de neige.

Le volume V n'est ni restitué immédiatement à la source, ni capté dans son intégralité par la source. Sur le graphique de la Figure 56, on voit que les débits s'étalent dans le temps pour aboutir à une restitution complète du volume EELN initial du 29/02/2012. Au 03/04/2012 par exemple, date où le sol de la station TDR est dégagé, 84% du volume V semble s'être écoulé dans la source. Au 11/04/2012, cette proportion atteint les 114% alors qu'il reste des congères, ce qui montre qu'il existe un débit de base plus ou moins indépendant de la fonte du manteau neigeux à ajouter dans l'hydrogramme de fonte. Ce débit de base est estimé à 0,5l/s en période sèche, ce qui conduit à réévaluer les proportions précédentes du volume V restitué à 64% au 03/04 (au lieu de 84%) et à 89% au 11/04/2012 (au lieu de 114%).

La date où on atteint les 100% de restitution est plus difficile à déterminer en raison d'une nouvelle chute de neige tardive de 40cm le 12/04/2012 et des incertitudes sur l'EELN. La neige tombée lors de ce dernier épisode va fondre majoritairement (80%) du 12/04/2012 au 28/04/2012, d'après l'absence d'oscillations des températures du sol pendant cette période. Il faut attendre le 18/05/2012 pour atteindre un drainage plus complet des eaux d'origine nivale (Figure 56) comprenant le reste des congères et la dernière chute du 12/04/2012. Cependant, la géochimie montrera un drainage complet bien plus lent.

Il faut cependant garder à l'esprit que ces calculs de proportions d'eau nivale dans les débits sont à considérer avec des précautions, car plusieurs erreurs peuvent venir s'ajouter dans ces calculs :

- il est difficile de déterminer si une précipitation à la station Météofrance de Chalmazel aura lieu sous forme liquide ou solide au Col de la Chamboite. A proximité d'une température seuil proche de zéro degrés, une légère variation de la température de l'air fait précipiter soit de la neige soit de la pluie, voire de la neige fondue. Le sol peut aussi être trop chaud et ne pas permettre la tenue de la neige précipitée (ce qui est rarement le cas quand il subsiste de la neige au sol).

- une délimitation incertaine du bassin versant de la source. Le bassin versant a été volontairement restreint en fonction des observations de terrain. Le bord Sud du bassin versant est par exemple réduit car la source Sud du Lignon empiète sur la zone couverte par le radar. Ce bassin versant est aussi légèrement sous-dimensionné à l'Ouest à cause d'un fossé creusé au niveau de la route ; il prend également peu en compte les apports latéraux, probablement souterrains, venant du Nord.

- une partie de l'EEL part en ruissellement, en particulier lors d'une brusque montée des températures. L'eau produite peut emprunter un chemin qui sert de drain et amène l'eau à la source Sud.

- parallèlement, le seuil Q1 ne capte pas l'intégralité des débits de la source à cause de la configuration du terrain. Ceci est surtout vrai en période de maximum de fonte, où tout le terrain est saturé et est drainé progressivement le long du cours d'eau.

- les imprécisions sur les paramètres mesurés, soit 10% pour les hauteurs de neige, 12% sur la densité de la neige et 15% sur les épaisseurs de sol, et non quantifiable sur les précipitations brutes réelles par rapport à celles mesurées à la station de Chalmazel.

- la teneur en eau et l'état de gel de la couche organique, qui semble pouvoir jouer le rôle d'un aquifère sous certaines conditions, ou d'éponge à d'autres.

On note donc qu'il est difficile de déterminer précisément le volume d'eau que constitue potentiellement la neige dans les débits à la source. En faisant l'hypothèse que l'ensemble du manteau neigeux fond avec une certaine vitesse, on réussit tout de même à avoir une bonne idée de la restitution de l'eau nivale dans les débits grâce aux indices fournis par la fosse TDR comme la température du sol. Identifier la part d'eau réellement imputable aux accumulations neigeuses est encore plus difficile puisque l'apport d'eau qu'elles amènent au cours d'eau est très variable spatialement, et qu'une congère épaisse, de par son inertie, résiste probablement mieux qu'une simple couche de neige uniforme, dont la fonte dépend surtout de la température et de la répartition de l'ensoleillement. Une instrumentation qui permettrait un suivi du taux de fonte pour la congère principale serait souhaitable pour mieux percevoir comment le volume d'eau intervient à la source.

Réaliser le même calcul pour le sous-bassin Q3 est cependant presque impossible avec cette méthode, puisque le comportement de la neige à l'extérieur du bassin versant de la source reste très flou. Il faudrait recalculer un EELN pour l'ensemble du bassin versant Q3, dont la végétation, le dénivelé, l'ensoleillement, la densité, la fonte et les épaisseurs de neige sont très différents entre le bas et le haut du bassin et selon l'endroit considéré. De plus, la remobilisation d'eau engendrée par la fabrication, puis la fonte de neige artificielle viennent encore plus perturber la relation neige-débit, qui on le constate, a une forte composante spatiale.

IV.3.5 - Estimation du volume de sol

Les observations de terrain concernant la possible rétention d'eau par la couche de sol organique lorsqu'elle est gelée ont suscité des interrogations sur son rôle hydrologique vis-à-vis de la source et

du ruissellement. On peut en effet se demander si cette couche, lorsqu'elle est sèche en fin d'été par exemple, pourrait absorber une partie des précipitations jusqu'à rétablir sa capacité de rétention. A l'inverse, il a été constaté que cette couche emprisonnait de l'eau par endroit lors du gel superficiel en conditions froides, quand le couvert neigeux n'est pas continu. De l'artésianisme a même été observé lors de l'hiver 2010-2011 lors de la percée de la couche gelée.

La végétation et l'enneigement hétérogène en début de saison ou lorsque les chutes de neige sont faibles (hiver 2010-2011) permettent au sol de ne pas geler uniformément. Le sol gèle en effet lorsque la végétation est rase (lande herbeuse), ce qui n'est pas le cas avec de la bruyère callune, bien plus haute. Il a été observé sur le terrain des taches de gel entourant des congères, probablement liées à la fonte de la congère puis le gel de l'eau nivale alors infiltrée superficiellement dans le couvert racinaire ou le sommet de la couche organique. Il ne s'agit par contre que de petites congères décamétriques, sans commune mesure avec la congère de la Chamboite. On voit donc que la teneur en eau influe significativement sur le possible gel du sol.

La congère de la Chamboite bénéficie de l'abri formé par la rupture de pente du sol (niche de nivation), associé à la présence d'arbustes et de bruyère. Le sol à cet endroit est également parfaitement isolé sous plusieurs mètres de neige. Le climat est donc moins rude en contrebas de la corniche et à la source, qu'en amont.

Sur l'ensemble des observations de terrain, le sol n'était pas gelé à la verticale de la corniche. Il l'a été par contre dans le biseau que forme la congère en amont, sous la neige, au niveau de la fosse TDR. On constate donc que la zone située entre l'amont de la corniche et la source ne semble pas geler. Cela a son importance dans la façon dont est alimentée la source Q1. Le fait qu'elle ne semble pas geler, confirmé par des températures de l'eau en permanence positives, montre que l'eau n'est pas stoppée entre la congère de la Chamboite et la source. L'artésianisme observé au niveau de l'extrémité Nord de la congère de la Chamboite, mais en dehors du bassin versant Q1 et avec une couverture herbeuse, n'est sans doute pas lié à un gel profond qui arrêterait l'écoulement de l'eau dans toute la couche organique. Il est plus vraisemblable que la montée en charge soit liée à la différence d'altitude entre approximativement l'Ouest et l'Est de la zone gelée.

Afin de cartographier l'épaisseur de cette couche organique supposée agir comme un aquifère temporaire, une campagne de mesure avec un radar géologique a été menée, de la même façon que celle menée pour la neige pendant l'hiver 2011-2012.

La résolution obtenue en Z est un peu plus faible que pour la neige en raison du signal radar moins net pour les différents horizons de sol que pour l'interface neige/sol. La dégradation à la digitalisation est donc un peu plus forte, la résolution finale le long des profils est de l'ordre du mètre en X et Y, mais avec une précision similaire en Z pour la neige. Une fosse d'étalonnage a également été réalisée et

indique que les erreurs sont inférieures à 15% en Z (soit 6cm), entre la profondeur réelle du bas de l'horizon A et les mesures réalisées par radar non interpolées.

La cartographie de l'épaisseur de l'horizon A du sol montre des profondeurs comprises entre -13 et -63cm (Cf. Figure 59). Ainsi, une profondeur élevée correspond à un horizon organique épais. Le couvert racinaire d'une dizaine de centimètre d'épaisseur est compris dans l'épaisseur de l'horizon A. Il s'agit en fait de cartographier la profondeur de l'interface située entre l'horizon A et l'arène.

De cette façon, on constate que l'épaisseur de sol organique est moins importante à proximité du Col de la Chamboite, par rapport au mont situé au Sud du col (au Nord de Rocher Pavé, 45°39'53,17''N ; 3°47'40,39''E). On constate également des augmentations ponctuelles de cette épaisseur, en particulier au niveau de la corniche et de la fosse TDR. Il semblerait donc que, si cette couche organique est un aquifère, le stock d'eau est potentiellement plus important dans le Sud du bassin versant de la source Q1 plutôt qu'au Nord.

Sur le terrain, cette remarque pourrait éventuellement se vérifier par l'indice suivant : un chemin apparaît sur la carte au niveau des perches 16, 17, 3, 9 indiquées sur la Figure 59, qui longe la dépression que la corniche domine en hiver, et qui est caillouteux au niveau de la parcelle test radar de 2009-2010 (dont le maillage est plus serré). Ce chemin recoupe l'arène granitique du Nord au Sud en contournant la source Nord du Lignon. On constate au Nord, et jusqu'au niveau de la source, qu'il est composé de blocs décimétriques et d'un sable grossier provenant de l'arène lessivée. A partir de la source et plus au Sud, soit plus bas sur le chemin, on voit apparaître le sommet des blocs plurimétriques de granite, indiquant que l'on atteint le bas de l'arène et que l'on est proche du substratum rocheux. On observe également un ruisseau temporaire qui longe le chemin à partir du Sud de la source Q1. On pourrait donc supposer que la présence d'eau, non seulement à la source Nord du Lignon, mais aussi à la source Sud, ainsi qu'entre les deux au niveau de ce chemin, constitue un écoulement situé entre le substratum et le sommet de l'arène (couche interface). Cet aparté reste cependant une hypothèse logique, mais à confirmer.

Parallèlement à ces épaisseurs, c'est la surface de l'arène granitique que l'on observe, surface ou interface caillouteuse sur ou dans laquelle se produit un écoulement préférentiel au niveau de la fosse TDR. De là, on peut vérifier théoriquement si les écoulements supposés se ferait en direction de la source Nord du Lignon en cas de saturation du sol et alimentent bien celle-ci (Cf. Figure 60), à l'aide de l'outil Flowdir du logiciel SIG ArcGis, qui cherche à déterminer le sens de l'écoulement selon la pente moyenne d'un MNT de maille de 10x10m pour le sol. L'interface est interpolée (outil d'interpolation TopoToRaster) entre les profils réalisés avec le radar géologique, puis redivisée en mailles équivalentes au MNT du sol, afin de pouvoir comparer les directions d'écoulement au centre d'une même dalle.

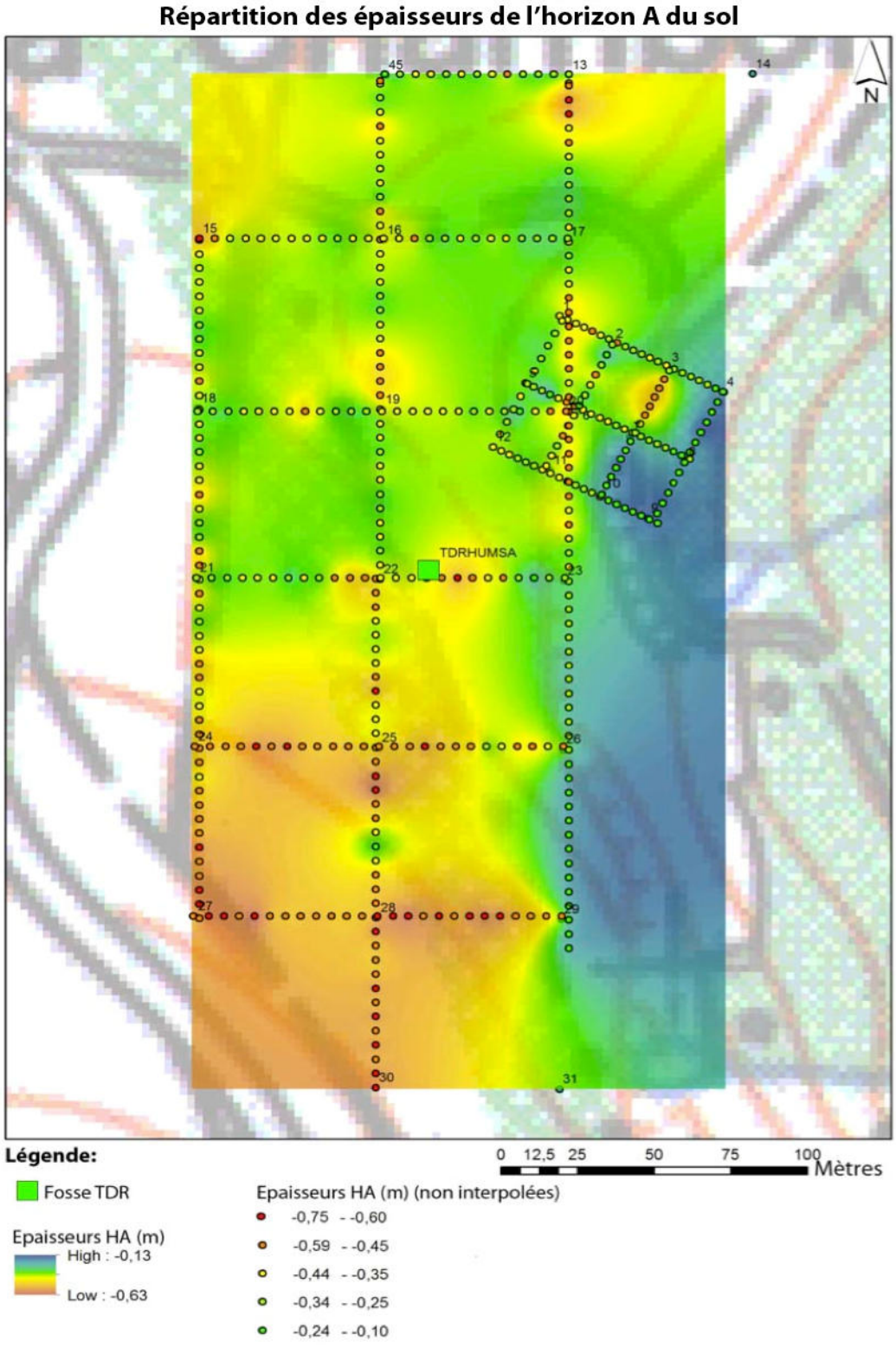


Figure 59 : Répartition des profondeurs de l'interface horizon A/arène granitique. *Les épaisseurs de l'horizon A comprennent la hauteur située entre l'interface et la surface du sol (donc négatives par rapport à la surface du sol, qui correspondent ainsi à une profondeur de l'interface), comprenant ainsi le couvert racinaire. Une interpolation est proposée (TopoToRaster d'ArcGis) pour mieux visualiser la répartition de la couche organique, bien que le bord Est ne doive pas être utilisé, car trop loin des profils radars.*

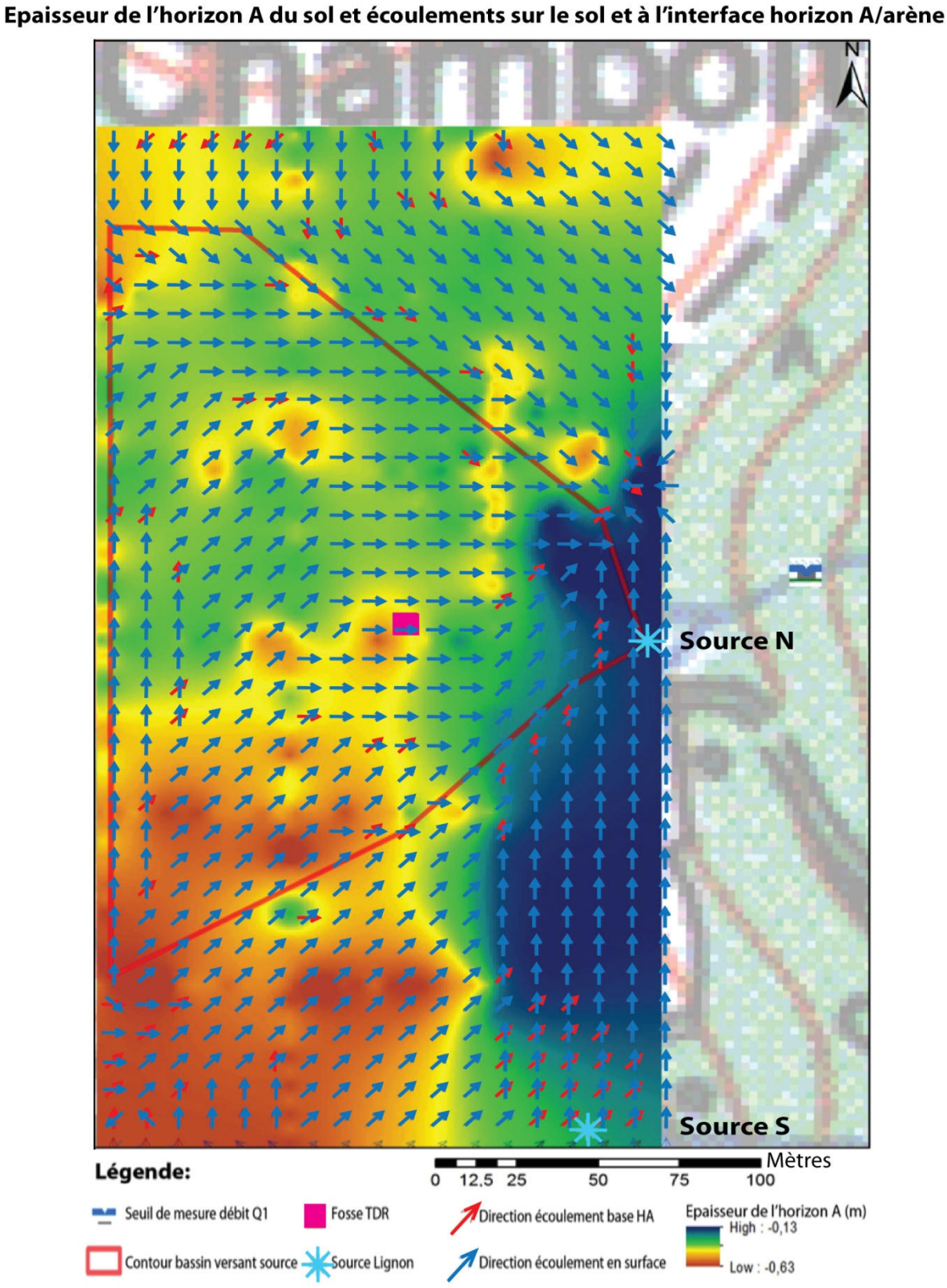


Figure 60 : Représentation théorique des directions d'écoulement à la surface du sol (flèches bleues) et sur la surface constituée par l'interface entre l'horizon A du sol et l'arène granitique (flèches rouges). *Les épaisseurs interpolées de l'horizon A ne sont données qu'à titre informatif. Le bord Est de la carte ne doit pas être utilisé en raison de l'éloignement trop important des profils radars.*

Malgré l'imprécision d'un tel calcul, en particulier pour l'interface dont la résolution initiale est bien plus faible que le MNT du sol, il semble intéressant de présenter cette carte d'écoulement, qui ne serait valable qu'en cas de saturation du sol au niveau de l'interface, notamment en période de fonte. On constate d'ailleurs que ces écoulements probables se font de manière cohérente vers la source Nord du Lignon. On ne distingue pas par contre les écoulements qui ont lieu au niveau du chemin, ce qui est normal à la vue de la largeur du chemin (environ 2m) par rapport à la maille (10m). Les écoulements semblent majoritairement similaires entre les deux surfaces que constituent le sol et l'interface. Au niveau de la fosse TDR, dont les écoulements à l'interface semblent alimenter la source, les directions d'écoulement ne contredisent pas cette hypothèse.

Cette dernière méthode, utilisée à titre expérimental, est à considérer avec précaution. Toutefois, elle ouvre des perspectives sur la circulation de l'eau probable au niveau de l'interface qu'il serait intéressant de développer. La cartographie de l'horizon A reste, elle, de qualité suffisante pour calculer un volume de sol organique. En déterminant la porosité et la teneur en eau volumique potentielle (ce qui n'est pas possible aujourd'hui avec les sondes TDR qui ne sont pas réétalonnées en fonction du type de sol), il serait possible de calculer le volume d'eau nécessaire à la saturation de cette couche de sol, avant que cette eau ne s'écoule sur l'interface et rejoigne probablement la source. Cette dernière information serait particulièrement intéressante en fin d'été par exemple, ou en fonction de l'humidité volumique mesurée par des sondes TDR étalonnées pour chacune des couches de sols. On pourrait ainsi déterminer l'état hydrique du sol et le comparer aux débits à la source. Ceci permettrait finalement de mieux prévoir le comportement de la source face à la fonte nivale et aux précipitations liquides.

L'humidité et la température du sol donnent de précieuses informations sur la manière dont se fait l'infiltration au cours de la période de fonte. Un lien très probable entre la température de l'air et l'humidité du sol a été décelé et laisse présager une même relation entre les températures et les débits à la source. Les résultats actuels permettent de faire deux hypothèses sur le fonctionnement hydrologique de la source Q1 : une partie des débits est lié soit à un écoulement préférentiel à l'interface entre deux couches du sol, soit c'est le ruissellement en surface aux alentours de la source qui permet les variations de débit observées. Ces deux hypothèses ne sont pas forcément opposables, mais c'est la prépondérance de chacune qui est difficile à quantifier.

Il reste donc à étudier si les résultats concernant les écoulements observés au niveau de la fosse TDR sont comparables à la source Q1 et essayer de déterminer comment la restitution de l'eau nivale a lieu plus en aval.

IV.4 - Débits

Bien qu'évoqués lors du chapitre précédent, en particulier à Q1, nous allons revenir sur les débits du Lignon qui ont permis de déceler en premier lieu l'influence de la neige sur les débits. Nous allons donc présenter les résultats antérieurs à l'installation de la fosse TDR, et qui ont d'ailleurs nécessité celle-ci pour une meilleure compréhension de l'infiltration de l'eau nivale et du comportement hydrologique des sources.

Les chroniques à plus long terme, c'est-à-dire sur une année ou plus, seront détaillées dans le chapitre modélisation, dont les calculs ont été réalisés en grande majorité à Q4 pour bénéficier de chroniques suffisamment longues pour le modèle. De plus, le rôle hydrologique des accumulations neigeuses est plus limité à Q4 que pour les sous-bassins amont. Pour Q1 et Q3, les chroniques de débit à long terme ne seront pas présentées en raison de la faible lisibilité des données, souffrant de nombreuses lacunes et déviations.

Nous nous contenterons donc d'apporter quelques détails supplémentaires à la compréhension générale du Haut Lignon, c'est-à-dire en dessus de la station de ski de Chalmazel. Nous nous pencherons en particulier sur l'influence à court terme que peut avoir la température sur les débits de la source et de la diminution de cet effet vers l'aval, déjà évoqué au chapitre précédent.

IV.4.1 - Débits spécifiques

Afin de mieux appréhender la « production » d'eau de différents sous-bassins versant, il est nécessaire d'employer des débits spécifiques qui tiennent compte non seulement du débit à l'exutoire mais aussi de la surface du bassin versant. Dans la plupart des bassins, ce sont les têtes de bassin versant qui sont les plus productives, ce qui est normal puisque ce sont généralement les reliefs qui captent le plus de précipitations. Dans le cas d'un bassin versant montagneux, cet effet est de plus renforcé par les pentes, ce qui donne des débits forts en un temps réduit.

Dans le cas du Lignon, on constate une influence très nette de la fonte nivale sur les débits du haut du bassin versant. En effet, à l'amont du village de Chalmazel, la part imputable à la fonte de la neige augmente clairement de l'aval vers l'amont (Figure 61).

Ainsi, on observe qu'à Q4 le débit spécifique en période hivernale (mois de janvier et février) passe de 2.10^{-8} à plus de 4.10^{-8} $m^3/s/m^2$ en période de fonte maximale (vers le 18 mars 2011, sans tenir compte des pics de débits), soit une multiplication des débits par deux. A Q3, cette augmentation atteint un

facteur quatre entre les deux périodes. A Q1, l'augmentation atteint un facteur proche de quatorze, reflétant l'énorme production d'eau relative des crêtes du bassin. On remarque également l'absence de variations de débits spécifiques durant la période froide de janvier et février, qui peut également avoir perturbé le fonctionnement de la sonde piézométrique à Q1.

Il ressort également de ces débits spécifiques que la production d'eau est bien plus soutenue dans le temps pour les têtes de bassin. En effet, on constate que les débits maximaux atteints à Q4 sont atténués sur un mois environ, alors que les débits spécifiques de Q1 sont maintenus très élevés pendant un mois et s'estompent sur plus de deux mois. Le sous-bassin associé à Q3 montre une situation intermédiaire, reflétant l'importance de la fonte nivale à cette échelle, mais peut-être déjà moins influencée par la fonte des accumulations neigeuses, contrairement à Q1. En effet, on rappelle que les débits spécifiques tiennent compte de la surface du bassin versant considéré. Avec une comparaison de débits, et non pas de débits spécifiques, les débits s'écoulant à Q1 représenteraient une part insignifiante dans les débits de Q3, et infinitésimale à Q4.

Les températures de l'air à Q1 ainsi que les précipitations brutes à Chalmazel sont également indiquées sur le graphique dans le but de montrer que, même en présence de températures élevées depuis mi-mars et qui se poursuivent par la suite, les débits spécifiques diminuent, traduisant la disparition progressive de la neige. Cette remarque permet d'illustrer la fonte rapide d'un manteau neigeux de faible épaisseur et de faible altitude au niveau de Q4. Il vient ensuite la fonte du sous-bassin Q3, ayant plus de neige à faire fondre avant de se tarir. Le sous-bassin Q1, qui, lui, dispose non seulement d'un manteau neigeux épais, mais aussi de congères de grand volume, met bien plus longtemps à restituer sous forme liquide la neige accumulée pendant l'hiver.

La similarité, puis la divergence, des courbes de température de l'air et des débits spécifiques à Q1, pourrait indiquer une fonte progressive de l'épaisseur de neige dans un premier temps (jusqu'au 17/04/2011), puis la diminution des surfaces enneigées. Ceci revient à supposer qu'à partir du 17/04/2011 environ, le maintien des débits spécifiques est uniquement dû aux congères résiduelles et/ou un sol gorgé d'eau nivale.

Ce recouvrement entre les deux paramètres est également visible, moins clairement toutefois, à Q3. Par contre, la divergence se fait immédiatement à Q4. On remarquera par ailleurs le décalage des débits spécifiques entre les trois exutoires après le 18/03/2011, indiquant un effet retard de la fonte. Ce retard aurait pu être lié à la différence de températures entre les trois exutoires, mais on voit que le décalage est plus net entre Q1 et Q3 (d'environ 2-3 jours). Ceci met en évidence des températures probablement encore négatives dans le sous-bassin Q1, alors qu'elles sont positives pour celui de Q3. On peut également évoquer une possible rétention de l'eau fondue dans le sol ou dans la neige elle-même.

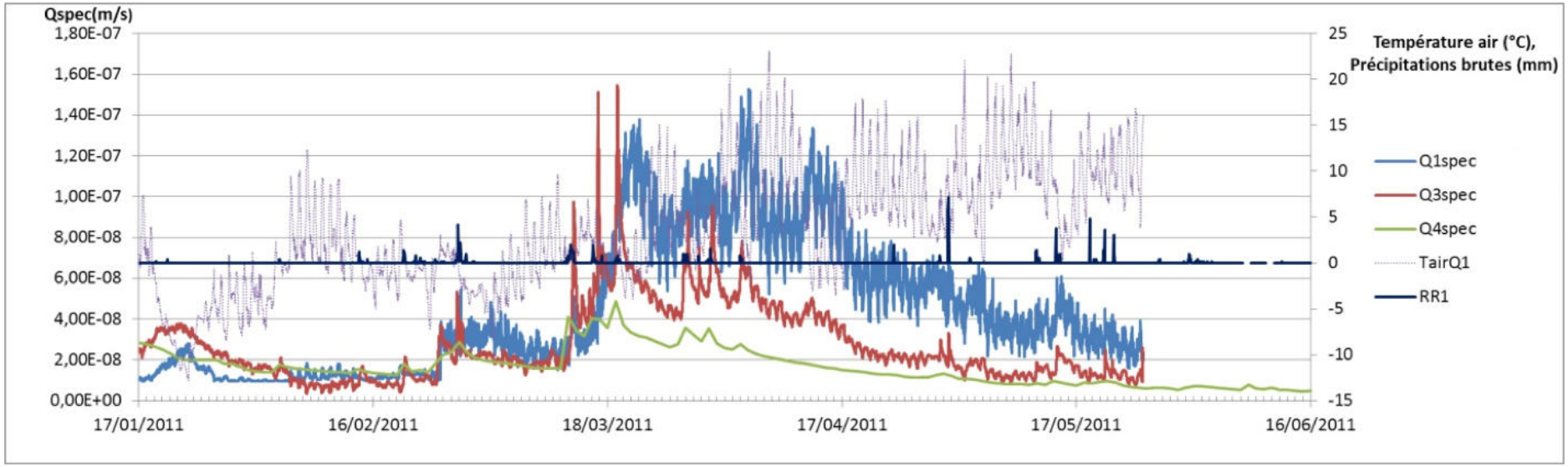


Figure 61 : Représentation graphique des débits spécifiques du Lignon à Q1, Q3 et Q4. *Les précipitations brutes ainsi que la température de l'air à Q1 sont tracées à titre indicatif. L'unité des débits spécifiques est indiquée en m/s, ce qui est homogène à des $m^3/s/m^2$. On rappelle que le pas de temps de Q4 est journalier, ce qui a tendance à lisser la courbe par rapport à Q1 et Q3 dont le pas de temps est plus court.*

IV.4.2 - Une sensibilité évidente des débits face à la température en période de fonte

L'installation des sondes piézométriques a révélé une forte corrélation entre la température de l'air et les débits en période de fonte. En effet, on constate une dépendance des débits face à deux paramètres pilotes en période de fonte : la température et l'humidité du sol. L'humidité du sol ayant été détaillée dans le chapitre précédent grâce aux sondes TDR, un détail de l'influence des températures va être maintenant présenté.

Le comportement des débits face à la température constitue un des indices les plus notables de l'influence de la neige sur les débits. Une représentation des débits et des températures de l'air à la source en période de fonte montre déjà une éventuelle relation entre les deux paramètres (Figure 62).

A première vue, il semble que l'on puisse déceler un maximum de débit quelques jours après un redoux des températures. Ainsi, des températures plus élevées aux alentours du 25/03/2011, 03/04/2011 et du 07/04/2011, donnent respectivement des débits plus forts aux environs du 29/03/2011, 05/04/2011 et le 13/04/2011. On constate donc un effet retard de quelques jours entre un redoux et des débits élevés, compris entre deux et six jours.

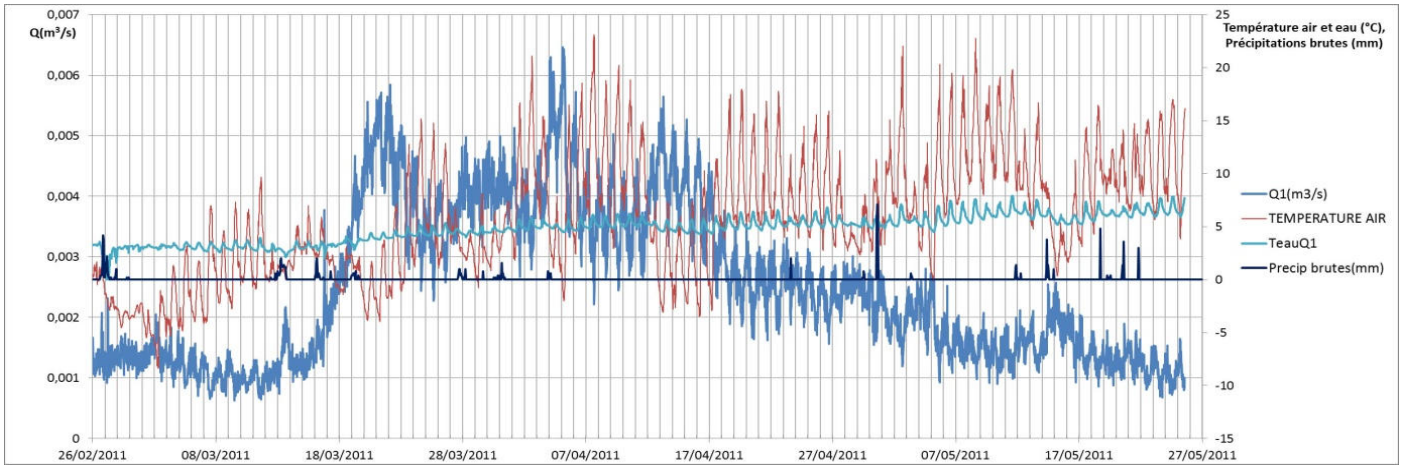


Figure 62 : Représentation graphique des variations de débits observables à Q1 de la sortie de l'hiver jusqu'à la fin de la période de fonte. *Les températures de l'eau et de l'air à Q1 sont indiquées, ainsi que les précipitations brutes à Chalmazel.*

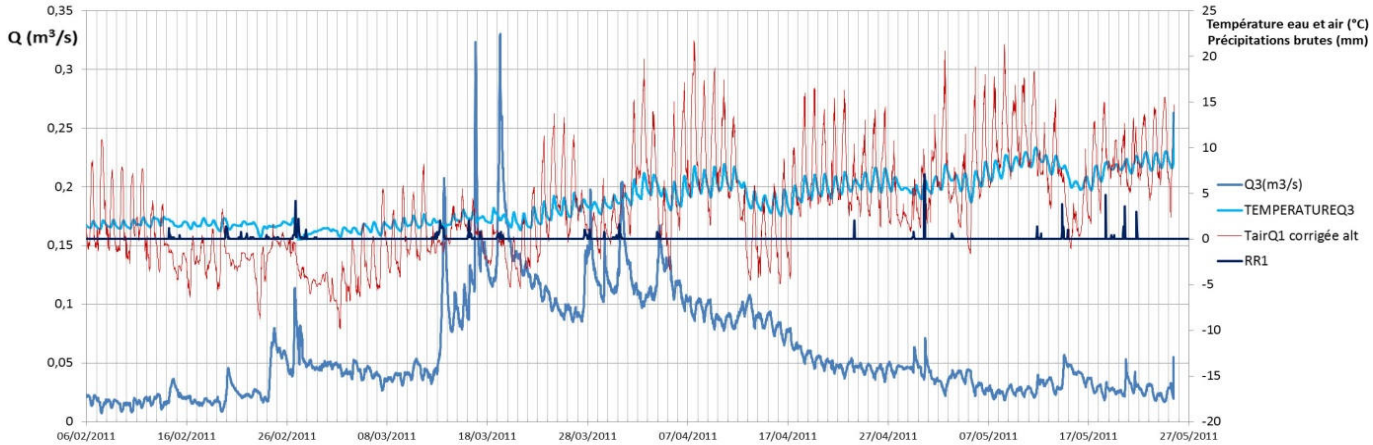


Figure 63 : Représentation graphique des variations de débits à Q3 en période de fonte. *Les températures de l'eau à Q3 et de l'air à Q1 sont indiquées, ainsi que les précipitations brutes à Chalmazel.*

A Q3 (Figure 63), l'effet retard entre les redoux et les maxima de températures semble également légèrement perceptible, tout en restant moins marqué. On remarque aussi la plus forte dépendance du sous-bassin associé à Q3 par rapport aux précipitations. La réponse de Q3 plus sensible aux précipitations, renforce l'idée que les sources sont peut-être moins affectées par le ruissellement superficiel que ne l'est Q1. On rappelle également que la pente du bassin associé à Q3 est la plus forte des sous-bassins étudiés, ce qui favorise ce genre d'observations.

En dehors de ces premières observations concernant un temps de retard de quelques jours entre les températures et les débits, le pas de temps court infrahoraire des mesures montre de plus des variations cycliques des deux paramètres.

La température de l'air oscille entre un maximum et un minimum dans la journée, en raison des variations diurnes/nocturnes ainsi que de l'ensoleillement. Ces cycles sont également répercutés sur la température de l'eau, dans une moindre mesure. Il est par contre intéressant de voir que les débits sont soumis à de telles variations, également pour une journée. Après avoir revu tous les paramètres pouvant provoquer de telles oscillations dans les débits d'après les travaux de J. Callède [Callède, 1977), y compris une éventuelle dilation de l'eau avec la température et des variations barométriques, nous ne pouvons qu'attribuer ces observations à une variation journalière des apports d'eau à la source et son bassin versant associé.

A court terme, la corrélation est encore plus claire avec une oscillation opposée entre les débits et la température (Figure 64).

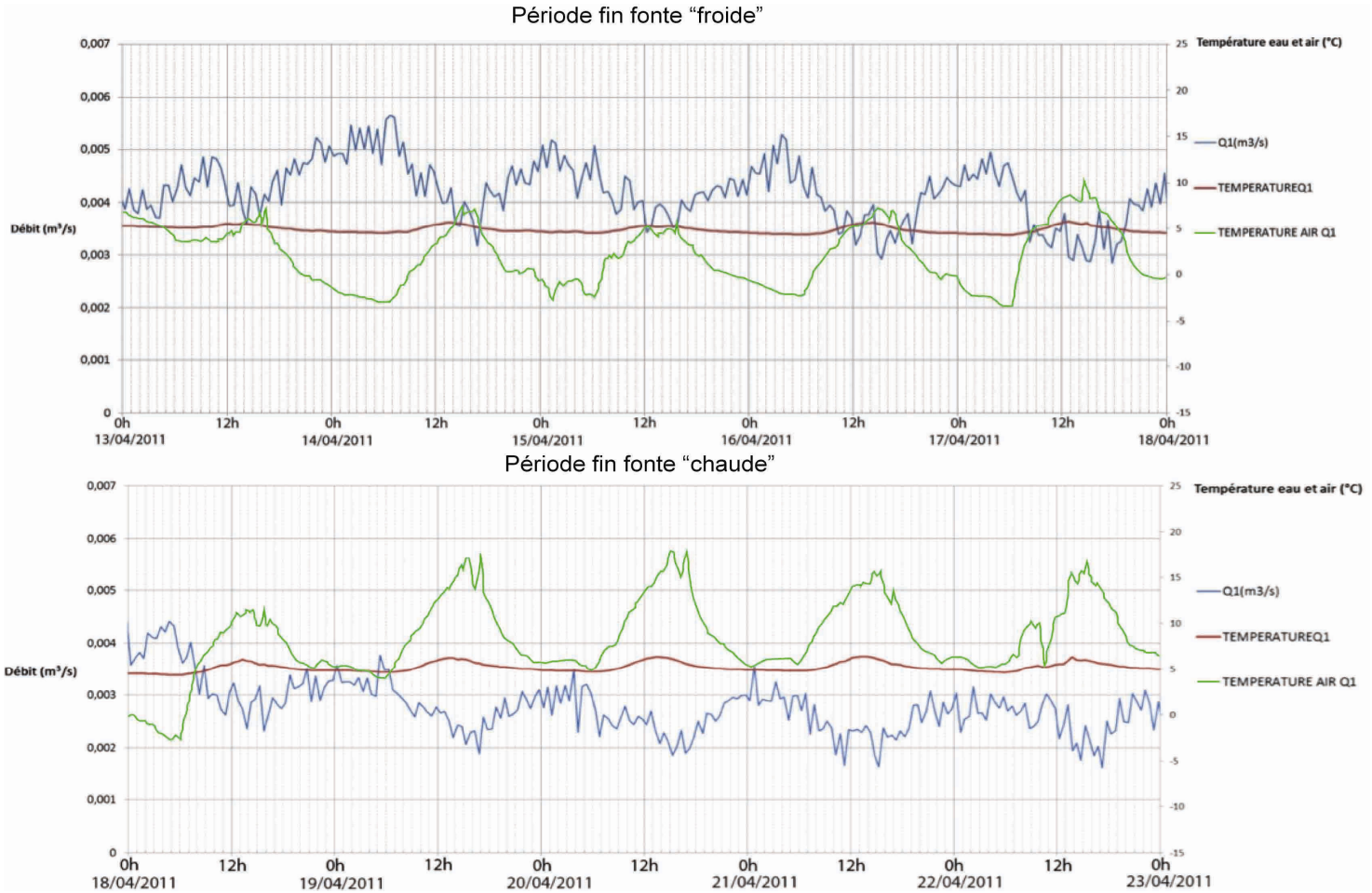


Figure 64 : Représentation graphique détaillée des températures de l’air, de l’eau et des débits à la source Q1, en fin de période de fonte. *La période de fin de fonte « froide » correspond à des températures de l’air proches de 0°C, la période de fin de fonte chaude à des températures positives ainsi qu’à une très nette diminution du stock de neige.*

Il apparaît en effet une opposition de phase entre la température de l'air et les débits, on a ainsi un maximum de débit lors d'un minimum de température, que ce soit lors de températures proches de 0°C (fin de fonte « froide » : températures positives le jour, négatives la nuit), mais aussi lors de températures continuellement positives (fin de fonte « chaude »). Il est donc étonnant de constater que pendant la nuit, alors que les températures sont les plus froides, un maximum de débit apparaît à la source Q1. On en déduit donc qu'il existe un effet retard d'environ douze heures entre un maximum de température et un maximum de débit, lors de la fin de fonte, par des températures négatives mais aussi positives.

La période de fin de fonte « froide » affiche des oscillations de débits plus nettes que la période de fin de fonte « chaude ». Si ces oscillations sont dues à la fonte journalière de la neige, on peut se demander pourquoi l'effet n'est pas plus marqué lors de températures plus élevées. A l'inverse, on voit que la fonte et les débits réagissent bien à des variations de températures proches de 0°C. En l'absence d'autres mesures complémentaires pour ce printemps 2011, on fera l'hypothèse très probable que la baisse d'amplitude des débits par rapport aux températures est due à une diminution du volume de neige à fondre. Cette hypothèse est vérifiée en même temps par une baisse générale des débits, à plus long terme.

On observe donc que deux temps de retards semblent se superposer concernant l'effet des températures sur les débits à la source. Nous allons donc maintenant essayer de déterminer plus précisément ces décalages.

IV.4.3 - Détermination des effets retard entre la température de l'air et les débits à Q1

Pour déterminer la corrélation qui semble exister entre la température de l'air et les débits à Q1, nous allons utiliser la simple corrélation, ou corrélation de Bravais-Pearson, qui permet d'identifier l'importance de la relation linéaire des valeurs successives d'une ou deux chroniques [Box, 1976].

Le principe consiste en deux séries de valeurs X et Y, qui sont corrélées pour connaître, s'il y en a une, la liaison r_p entre ces deux jeux de valeurs X(x_1,…, x_n) et Y(x_1,…, x_n). A chaque valeur x_i on soustrait la valeur moyenne $\bar{x}$ de la série puis on divise par l'écart-type de chacune des séries :

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^{N}(y_i - \bar{y})^2}}$$

Si par exemple r_p est proche de zéro, alors la corrélation est inexistante et les séries X et Y n'ont pas de relations entre elles. Par contre, plus r_p se rapproche de +1 ou -1, plus la corrélation est bonne. Une corrélation de 1 signifie que les deux séries sont identiques à un facteur près et une corrélation de -1 indique une anti-corrélation.

Le temps de retard pour lequel la corrélation est maximale peut être considéré comme le temps de retard qui sépare les séries temporelles x et y. Si Rp est supérieur à zéro, et que le temps de retard est positif, alors la série x (ici la température) est en avance par rapport à la série y (ici le débit), ce qui équivaut à ce que le débit soit en retard par rapport à la température. On notera également que plus le pic de corrélation est étroit, meilleure est l'estimation du temps de retard.

Pour déterminer la corrélation entre les maxima de température de l'air et les valeurs de débits les plus fortes à Q1 en période de fonte, nous allons utiliser la fonction « x corr » cross-correlation ou corrélation croisée sous Matlab. Cet outil nous permettra d'avoir une meilleure estimation des décalages entre la température de l'air et les débits à Q1, sur deux échantillons correspondant à la fin de fonte.

Le premier échantillon de données s'étend du 01/04/2011 au 30/04/2011. Cette période représente la période où l'on a le maximum, puis la diminution, de la fonte de la neige et la glace contenue dans le sol, sans l'influence de nouvelles précipitations.

Le deuxième échantillon recoupe le premier sur cinq jours, puisqu'il s'étend du 25/04/2011 jusqu'au 25/05/2011.

Pour les deux échantillons, les débits sont mesurés avec un pas de temps d'une demi-heure sur la période considérée, et les températures de l'air à un pas de temps d'un quart d'heure. Pour avoir un même pas de temps entre les deux séries, les températures seront dégradées pour ne garder qu'une valeur sur deux.

Après application de la fonction corrélation croisée, on obtient le graphique de la figure 65.

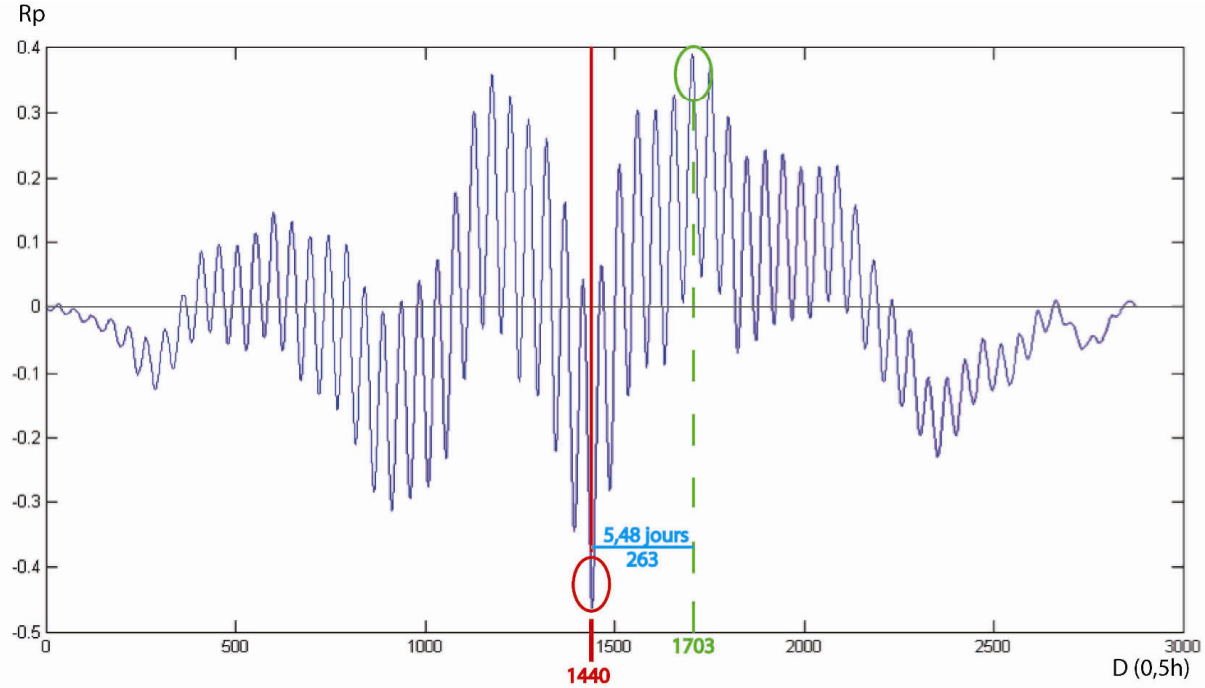


Figure 65 : Corrélation croisée en fonction du décalage du 01/04/2011 au 30/04/2011. *Le coefficient de corrélation est reporté en ordonnées (Rp), et le décalage (nombre de pas de temps) en abscisses (D). Un coefficient de corrélation positif montre une phase entre les deux paramètres corrélés alors qu'une valeur négative montre une opposition de phase. Le pic de corrélation correspond à la valeur 1440 en abscisse. Cette valeur 1440 fixe le décalage nul pour les pas de temps. Si on cherche le temps de retard entre les deux séries, il faut alors lire les valeurs de Rp positives, correspondant à une corrélation en phase et à partir du décalage nul situé à 1440. On cherchera donc la valeur de Rp la plus élevée, c'est-à-dire 1703, ce qui correspond à 263 pas de temps par rapport au décalage nul. Le temps de retard est donc de 263 pas de temps, soit 5,48 jours.*

On voit sur la figure 65 que la différence entre le pic de corrélation de la température sur le débit (à droite de la valeur 1440) et la valeur de coefficient de corrélation Rp maximum est atteinte à la valeur de pas de temps 1703. Le décalage entre la phase et l'opposition de phase est d'environ 263 pas de temps d'une demi-heure, ce qui correspond en moyenne à 5,48 jours. Ce décalage correspond au temps de retard que le maximum de température induit sur le maximum de débit. Ce décalage représente le temps de retard à « long terme » visible à la source, qui était décelable sur la Figure 62.

De plus, un second décalage est visible entre chaque oscillation sur le graphique, d'environ 24 valeurs de pas de temps, soit 12 heures. Ce décalage représente le temps de retard à « court terme » des débits par rapport aux températures, déjà bien visible sur la Figure 64.

Si on décale maintenant une série par rapport à l'autre avec le retard à long terme des 5,48 jours, on s'aperçoit (Figure 66) que les débits et les températures coïncident relativement bien.

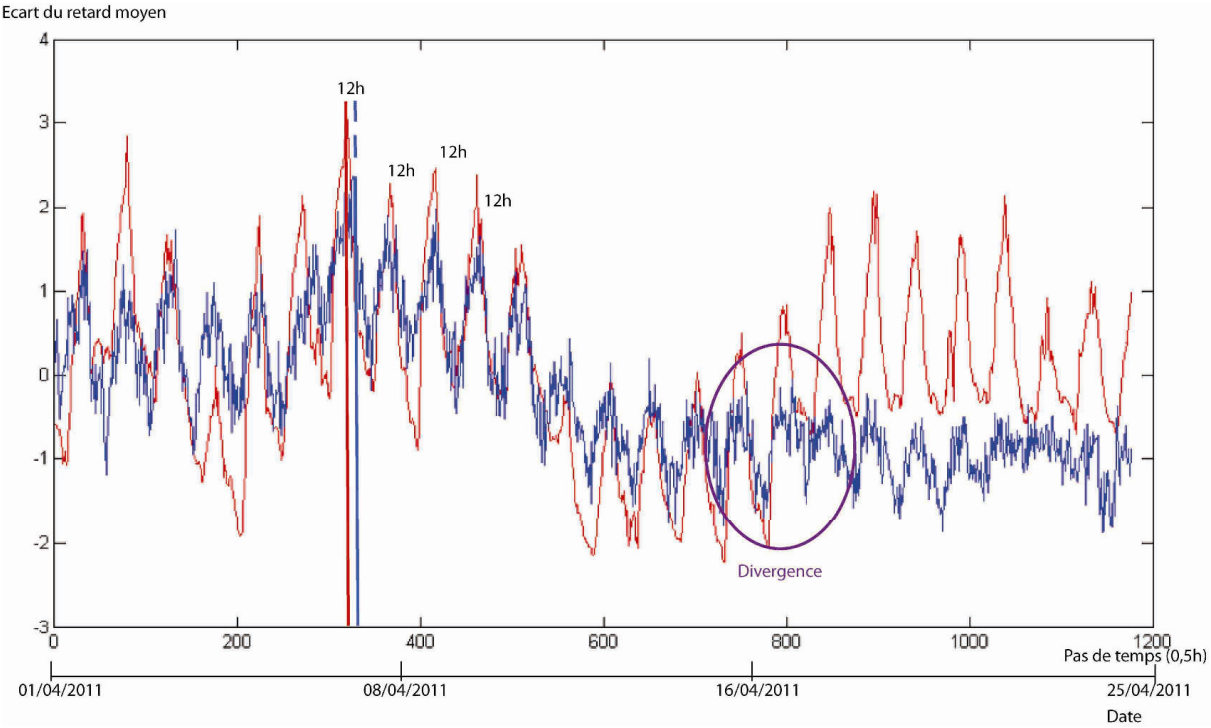


Figure 66 : Représentation du débit (courbe bleue) et de la température (courbe rouge) après corrélation croisée sur le premier échantillon, c'est-à-dire du 01/04/2011 au 30/04/2011. *L'axe des ordonnées représente l'écart par rapport à la valeur de retard moyen (adimensionnel), et les abscisses les pas de temps (de 0,5h) où une correspondance des dates est également indiquée. Pour un meilleur détail des oscillations des débits et des températures à la journée, on préfèrera la figure 64 (même si l'effet retard à long terme n'est pas filtré), qui différencie la période de fin de fonte « froide » et « chaude », dont la limite entre les deux périodes correspond ici à peu près à la divergence.*

On voit alors qu'une fois l'effet retard à long terme enlevé (filtre), on ne retrouve que les oscillations liées aux variations quotidiennes de température, qui ont une influence sur les débits avec un retard de 12 heures. Ces oscillations se superposent bien jusqu'à des pas de temps allant jusqu'à environ 800, après la corrélation se dégrade. La bonne superposition des deux séries indique un décalage du temps de retard proche de zéro, c'est-à-dire un temps de retard calculé juste. Ce temps de retard devient erroné lors de l'éloignement de la valeur de zéro en ordonnées, et lors de la divergence des deux courbes. Cet écart définitif entre les deux courbes indique donc que le temps de retard précédemment estimé n'est plus valable pour environ 800 pas de temps après le zéro. Le zéro correspondant au 01/04/2011, la divergence se fait donc environ 16 jours plus tard, soit le 16/04/2011. On reliera cette dernière information au fait qu'à cette date sur la figure 62, on observe des débits décroissants alors que les températures viennent de remonter, ce qui indique une influence plus faible ou nulle de la température sur les débits (correspondant ici à la divergence).

Le deuxième échantillon de données représente les mêmes paramètres, mais mesurés cette fois-ci un peu plus tard dans la saison, de la fin de la fonte à fin mai (25/04/2011-25/05/2011). Il s'agit de voir si on observe les mêmes décalages alors que la neige a disparu.

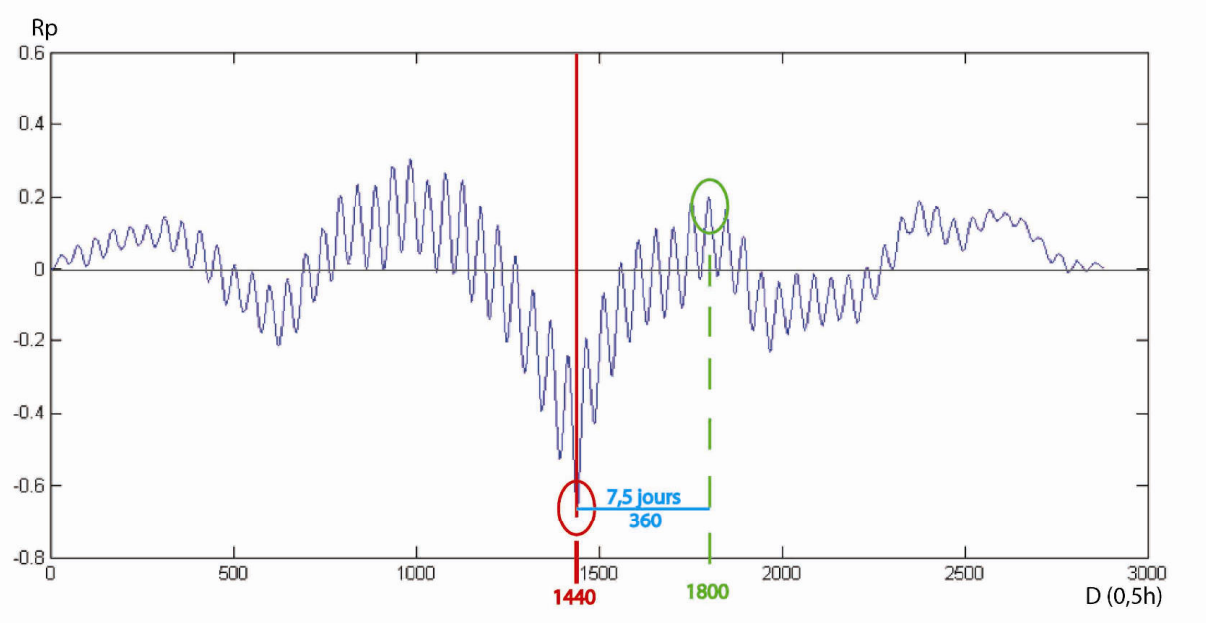


Figure 67 : Corrélation croisée en fonction du décalage du 25/04/2011 au 25/05/2011. *Le coefficient de corrélation (Rp) est reporté en ordonnées et le décalage (nombre de pas de temps) en abscisses (D). Un coefficient de corrélation positif montre une phase entre les deux paramètres corrélés alors qu'une valeur négative montre une opposition de phase. L'opposition de phase la plus forte correspond à la valeur 1440 en abscisse, soit le pic négatif de corrélation. On se contente de regarder les valeurs à droite de cette valeur pour chercher le nombre de pas de temps correspondant à la meilleure phase, c'est-à-dire la valeur la plus élevée en ordonnées (1800).*

Sur le même principe que pour le premier échantillon, on s'aperçoit, mais de façon moins évidente, que l'effet retard à long terme est d'environ 7,5 jours (maximum de corrélation vers le pas de temps 1800, par rapport à la valeur du pic de référence 1440, soit 360 pas de temps d'une demi-heure). Celui à court terme reste de 12 heures.

En décalant les valeurs d'une série par rapport à l'autre de ces 7,5 jours, la superposition n'est cette fois pas bonne. Ce dernier point semble donc montrer que la présence de neige et de glace impose une dépendance certaine du débit à la source Q1 par rapport à la température, avec deux pas de temps différents. Mais une fois la neige disparue, cette dépendance devient aléatoire. Ceci montre que les débits ne sont alors plus dépendants de la température et de la neige, mais uniquement liés aux conditions météorologiques.

Le retard à long terme (5,48 jours) est probablement lié aux variations des conditions météorologiques à l'échelle de la semaine, ce qui le rend moins évident et plus aléatoire, même en période de fonte. Il

n'apparaît plus une fois la neige fondue. On peut toutefois se poser des questions sur le retard qu'impose la neige en tant que milieu poreux sur les écoulements.

A l'issue de ces observations concernant l'effet de la température de l'air sur les débits à la source, les hypothèses suivantes peuvent être discutées:

- la température agissant sur la fonte de la neige, y compris à court terme, il est fort probable que l'eau produite par cette fonte alimente la source Q1. Il reste à savoir si l'eau nivale ruisselle ou s'infiltre, voire les deux, pour arriver à la source.

- le gel nocturne ne permet pas un gel du sol suffisant pour stopper l'infiltration à l'échelle de la journée. Il est très peu vraisemblable qu'un tel gel puisse favoriser le ruissellement pendant la nuit. Le gel du manteau neigeux, d'après les températures relevées, n'est pas suffisamment profond pour stocker l'eau sur une partie, ou sur l'ensemble de la couche neigeuse.

- on ne connaît pas encore l'état d'humidité du sol à cette date, mais le sol pourrait se gorger d'eau progressivement avec la fonte de la neige. Les variations les moins visibles en période de fin de fonte « chaude » seraient alors dues à un sol gorgé d'eau qui ne peut plus accuser les variations journalières (infiltration maximum atteinte). Les variations plus fortes en période de fin de fonte « froide » seraient induites par un ruissellement et/ou une infiltration de l'eau issue de la fonte journalière, sans atteindre la capacité d'infiltration du sol. D'après les observations des sondes TDR et surtout les débits plus faibles en période de fin de fonte « chaude », cette hypothèse ne semble pas vérifiée, même si les phénomènes évoqués peuvent avoir lieu localement.

Il semble donc plus raisonnable d'adopter l'hypothèse que les hausses de températures sont dues à l'ensoleillement, ces deux paramètres agissant tous deux sur la fonte nivale. Chaque maximum de température/ensoleillement induit un maximum de fonte journalière. A plus long terme, le mécanisme se répète avec une amplitude plus longue et moins évidente, puisqu'il s'agit d'une hausse plus globale des températures.

Le retard à court terme serait lié aux oscillations diurnes/nocturnes de la température, particulièrement visibles lors d'une période de beau temps. Elles apparaissent comme liées à la présence de neige et de sa fonte aux abords de la source Q1. Il est par contre plus difficile de déterminer si cette eau nivale rejoint directement la source en tant que ruissellement superficiel, ou si celle-ci s'infiltre jusqu'à l'interface horizon organique/arène et rejoint la source ensuite. A la vue des résultats obtenus avec les sondes de la fosse TDR, qui montrent une réponse rapide entre une hausse d'humidité du sol face à une précipitation et une augmentation des débits, on peut penser que la fonte journalière peut rejoindre rapidement la source sur cette surface d'écoulement préférentiel. Cependant, les estimations de perméabilités du sol ne permettent en aucun cas un écoulement hypodermique aussi rapide entre la

fosse TDR et la source sur cette interface. Il semble donc qu'un ruissellement de surface, à proximité de la source, de l'eau nivale fondue dans la journée, soit plus réaliste. Mais une fonte journalière de neige plus lointaine peut aussi affecter la source en s'infiltrant puis en ruisselant sur l'interface jusqu'à la source. Il est probable qu'à cette occasion les oscillations du signal soient estompées pendant le transfert de l'eau nivale dans le sol jusqu'à la source. Ce lissage du signal serait alors dû à un transfert dans un milieu poreux qui est loin d'être parfaitement homogène, mais aussi au rajout d'apports d'eau nivale successifs les jours suivants. On peut donc avoir une hausse massive des débits grâce à l'action combinée d'un ruissellement hypodermique sur l'interface, rajouté à un ruissellement superficiel plus proche de la source. C'est ce dernier qui induirait le plus les oscillations journalières.

La fin de l'influence des températures sur les débits vers le 16/04/2011, alors que l'on observe encore des oscillations à court terme sur les débits, donne à réfléchir sur le temps que mettra l'horizon organique, ou le ruissellement hypodermique à sa base, à se tarir. On a vu en effet que l'influence à long terme de la température sur les débits semble s'arrêter aux alentours du 16/04/2011. Cependant, des oscillations à court terme semblent continuer au delà de cette date, avec une amplitude moindre. Pourtant, le prélèvement de la couverture végétale ne semble pas encore assez significatif à cette date. L'évaporation pourrait alors jouer dans ce maintien des oscillations.

Le retard à long terme pourrait donc influencer les débits de la source à la fois par ruissellement très superficiel, mais aussi par ruissellement hypodermique sur l'interface horizon organique/arène. Bien que le retard à long terme soit identifié à un laps de temps de 5,5 jours, ce délai est trop court pour permettre à de l'eau infiltrée au niveau des sondes TDR (où ont été faites les mesures de perméabilité) de rejoindre la source. On peut néanmoins considérer dans les variations de débits une alimentation moins superficielle. Il faut en effet théoriquement entre 11 et 15 jours minimum pour infiltrer de l'eau à la fosse TDR et la percevoir dans les débits à Q1 (d'après les mesures de perméabilité de l'horizon organique, l'arène est bien moins rapide, de l'ordre de 190 jours). Même si ces temps de transfert sont plus grands que le temps de retard à long terme, on imagine facilement une infiltration d'eau nivale entre la fosse TDR et la source, où se trouve d'ailleurs la congère de la Chamboite jusqu'à tard dans la période de fonte.

IV.4.4 - Comportement des débits sur l'année

En remontant le Lignon de l'aval vers l'amont, on constate l'importance variable de la contribution nivale dans les débits. Si l'apport que fournit la neige est relativement faible en aval et dans la plaine, cette proportion augmente lorsqu'on se rapproche des têtes du bassin versant.

Si les hautes eaux sont naturellement généralisées sur l'ensemble du cours du Lignon, dues non seulement à la fonte printanière mais aussi aux pluies, il devient possible d'estimer plus précisément le rôle de la neige dans le soutien des débits en fin de printemps, en particulier aux sources. En effet, l'infiltration de l'eau nivale au printemps permet de maintenir les débits jusqu'en milieu de période estivale.

A Q4, déjà proche des têtes du bassin versant du Lignon et situé sur la partie cristalline du bassin qui semble favoriser des débits issus d'eau superficielle, la différence entre hautes et basses eaux est remarquable, mais les maxima ne sont pas forcément en période de fonte.

A Q3, en période de basses eaux, les débits peuvent descendre en dessous de 20l/s (été 2011), alors qu'en pleine période de fonte, ils atteignent et dépassent 100 à 150 l/s et pouvant aller jusqu'à 230l/s. L'influence de la fonte de la neige est évidente pour ce sous-bassin versant, qui accumule de plus plusieurs drains des pistes de ski et des tributaires temporaires. Il en résulte des réponses rapides et un caractère impulsif du Lignon face aux précipitations liquides et solides à cet exutoire. Les maxima sont atteints souvent lors de la superposition d'un épisode pluvieux en période de fonte.

A Q1, même si les débits semblent proportionnellement insignifiants, les variations entre basses et hautes eaux ne sont pas à négliger. Les maxima de débits sont atteints en période de fonte, où des pluies peuvent en plus s'ajouter. L'écoulement en basses eaux à l'été 2011 est descendu en dessous des 0,5l/s, alors qu'en pleine période de fonte, ces débits atteignent 5,5l/s. Le comportement relativement plus calme à Q1 présente pourtant la dépendance la plus forte vis-à-vis de la ressource nivale. Lors d'épisodes peu pluvieux comme le printemps 2011, rajouté à un enneigement assez faible, les débits estivaux ont été par conséquent particulièrement bas. La configuration de la source Nord du Lignon, située sous le col de la Chamboite et entourée par deux monts, laisse présager une alimentation plus profonde que l'horizon organique. Le matériel arénique joue très certainement un rôle dans l'alimentation estivale de la source. Cette ressource peut de plus être complétée par des écoulements sur le socle, provenant des deux monts au Nord et au Sud de la source. Nous estimerons donc cette ressource plus profonde, comprenant les débits liés à l'arène et ceux du haut du socle fissuré à des débits proches de 0,5l/s. On remarquera par ailleurs que la source Nord du Lignon n'est pas figée par le gel, même lors de période de froid intense. Le manque de débit qui en résulte n'est pas

lié au gel de la source elle-même, mais simplement à l'absence de fonte. Cependant, au seuil Q1, alors que la température de l'eau reste toujours positive, il arrive que l'écoulement soit perturbé par la présence de glace en surface.

Pour résumer, on remarque que la fonte de la neige, qui correspond à un apport d'eau lent et continu, constitue un excellent moyen d'infiltrer l'eau dans le sol, quand celui-ci n'est bien sûr pas gelé. Par comparaison, une pluie créera bien plus de ruissellement et une réponse rapide des débits. On constate qu'une pluie a une influence rapide sur l'interface horizon organique/arène, ce qui donne une hausse ponctuelle des débits à la source. La fonte de la neige, également bien identifiable sur cette interface, donne des débits à la source plus étalés dans le temps et dont les maxima sont supérieurs aux pics liés au pluies. Les pluies peuvent d'ailleurs se rajouter à une fonte nivale importante, créant ainsi des pics de débits sur un « débit de base de fonte » déjà élevé.

La durée de la fonte nivale alloue une part significative à la neige dans les débits de la source. Le volume de neige considéré dans le bassin versant de la source devient par contre rapidement négligeable par rapport aux débits annuels en aval. Pour le bassin versant Q3, ce volume n'est pas négligeable, mais il faut reconsidérer l'EELN, qui n'est pas le même que pour le bassin versant Q1. Pour le bassin versant Q4, ce volume devient encore plus faible, et est négligeable à l'exutoire du bassin versant du Lignon. Les débits spécifiques montrent l'inversement de ce phénomène, avec des têtes de bassin bien plus productives en eau.

Malgré le fait que les accumulations neigeuses soient bien plus importantes sur les têtes de bassin versant, correspondant au bassin versant Q1, le volume d'eau qu'elles représentent est bien faible en comparaison des débits aval.

Dans ce chapitre, nous avons constaté l'influence significative de la température sur la fonte de la neige, et conséquemment, sur les débits. Cette influence se fait toutefois avec un certain retard, qui semble réagir à deux échelles temporelles différentes. Deux temps de retard ont donc pu être calculés d'après les observations de températures et de débits. Un temps de retard court semble réagir aux variations journalières de températures. Un deuxième temps de retard plus long semble réagir aux fluctuations de températures plus longues liées aux conditions météorologiques. Cette dépendance des débits face aux températures de l'air donne indirectement des informations sur l'alimentation de la source Nord du Lignon. Deux mécanismes d'alimentation sont envisageables d'après les deux temps de retard constatés. L'un serait dû à la fonte et le ruissellement de l'eau nivale journalière produite à proximité de la source, l'autre serait probablement lié à la fonte de la neige puis son infiltration au niveau de la congère et à des distances supérieures.

Il reste donc à affiner la compréhension du fonctionnement hydrologique de la source. Des incertitudes subsistent en effet sur le temps de résidence de l'eau nivale dans le sol et le soutien des débits à l'étiage estival.

IV.5 - Modélisation

Ce chapitre a pour vocation de présenter de manière critique les résultats des différentes modélisations test réalisées avec le modèle GR4J, avec et sans module neige. De ces deux distinctions, deux scenarii seront envisagés selon l'exutoire Q3, censé recevoir plus d'eau nivale, et Q4 situé plus en aval. La relation précipitation-débit sera modélisée selon une période un peu courte pour Q3, en raison des chroniques discontinues mesurées, et deux périodes à plus long terme pour Q4.

On rappelle que le volet modélisation, commencé au début de ce travail de thèse, est censé donner des perspectives de recherche dont le but est de corroborer les résultats des modélisations obtenues, avec les autres méthodes de l'instrumentation. Au cours de ce travail, le site d'application évoluant du bassin entier vers les têtes de bassin versant, puis enfin des crêtes et jusqu'aux sources du Lignon, la modélisation n'a pas pu suivre ce recentrage nécessité par l'importance de la proportion d'eau nivale dans les débits. Une certaine superficie est nécessaire pour acquérir les données du modèle, qui n'est pas adapté à un bassin versant aussi petit que celui des sources. Le modèle nécessite de plus des données quantitatives fiables et sur de longues périodes, difficiles à obtenir avec le seuil Q1 ou même Q3. La modélisation proposée est donc un test du modèle sur le Haut Lignon afin de quantifier l'importance de la neige dans son comportement hydrologique. Celui-ci se fait peut-être trop en aval pour observer une influence franche de la neige sur les débits annuels (Q4). On rappelle l'importance de remonter très en amont pour observer une telle prépondérance de la neige sur les débits, idéalement à Q1 ou Q3. Mais nous ne disposons pas de chroniques suffisantes, en terme de durée et de fiabilité, pour ces deux exutoires.

IV.5.1 - Données d'entrées

On envisagera tout d'abord plusieurs gradients de température altitudinaux, qui à première vue pourraient sembler être un paramètre d'ajustement fondamental pour le module neige du modèle. Des valeurs de -0,44°C/100m (gradient mensuel moyen de janvier), -0,54°C/100m (valeur moyenne estimée pour la fonte) et -0,65°/100m (gradient troposphérique) ont été utilisées pour tester la sensibilité des résultats face à la température théorique au sommet du bassin par rapport aux données météorologiques de référence. On rappelle que le module neige n'accepte qu'une estimation annuelle du gradient altitudinal, même si le module n'intervient qu'en période de fonte.

Par exemple, le gradient de -0,44°C/100m, correspondant à un gradient mensuel de janvier (Cf. Chapitre Précipitations et climat de la deuxième partie), est trop faible par rapport au gradient de la période de fonte, que l'on estime entre -0,44 et -0,84 (valeurs du mois de mai, d'après Etlicher et al., 1993]. Il correspond également au gradient observé entre Q1 et la station météorologique de Chalmazel entre 01/06/2011 et le 26/04/2012.

Quel que soit le gradient utilisé, il faut noter que le module neige ne prend pas en compte l'évolution du gradient durant la période de fonte, il faut donc un gradient moyen.

C'est pour cette raison que deux autres valeurs ont été testées : -0,54°/100m, qui constitue une valeur « moyenne » et estimée d'après les températures entre Q1 et la station de Chalmazel en période de fonte de 2011, et -0,65°C/100m, qui correspond au gradient troposphérique annuel mondial, et proche des valeurs de gradient hivernal relevées en 2012. On retiendra donc que, selon les données utilisées [Etlicher et al., 1993, plus fiables car réalisées sur de plus grandes périodes et avec des données vérifiées, ou la différence entre la station météorologique de Chalmazel et Q1), les gradients oscillent entre -0,44°C/100m et 0,84°C/100m.

Finalement, même si les gradients employés ne sont donc pas parfaitement adaptés, on se rendra compte d'après les résultats du modèle que cela n'a pas une grande importance sur la qualité de la simulation.

Le taux de fonte est fixé à 0,74cm/°C, correspondant à une valeur de fin de période de fonte et maximale [Martinec, 1960]. Une valeur de début de période de fonte du même auteur a été testée (0,37cm/°C), mais sans différence significative sur les résultats.

Le facteur d'inertie du manteau neigeux a été laissé dans sa valeur par défaut. Des tests de sensibilité effectués sur ce paramètre ne semblent pas apporter des modifications significatives.

Les subdivisions d'altitudes ont été toutes divisées en cinq bandes d'intervalles équivalents. Pour une modélisation simplifiée, ce nombre de subdivisions altitudinale apparaît comme étant l'optimum et le gain n'est pas réellement significatif en les multipliant [Valéry, 2010]. Les poids de chaque bande sont croissants vers les sommets, ce qui traduit la contribution ou l'importance des bandes les plus élevées par rapport aux plus basses. Les bandes les plus élevées correspondent donc à des accumulations neigeuses plus importantes.

Les autres paramètres d'entrées sont les paramètres classiques de GR4J, à savoir les précipitations brutes, l'évapotranspiration/évaporation et les débits observés. L'évapotranspiration n'a pas servi de paramètre de calage du modèle, comme cela se fait souvent avec ce type de modèles. On rappelle que

celle-ci est extrapolée au point de grille de plus proche du site d'application par Météofrance, et n'est que d'une précision relative.

IV.5.2 - Périodes testées

Trois périodes ont été testées sur les deux exutoires, pour essayer de distinguer quels sont les paramètres clés et les périodes sur lesquelles les deux modèles fonctionnent le mieux, tout en correspondant aux données disponibles lors de la modélisation :

A Q3, l'échantillon sélectionné va du 14/01/2011 au 04/04/2012, soit 446 jours, correspondant à environ deux périodes de fonte. L'apprentissage s'étend du 14/01/2011 au 14/01/2012, soit 365 jours, comprenant une période de fonte. La période de test est du 14/01/2012 au 04/04/2012, soit 81 jours, comprenant quasiment une période de fonte complète, mais un peu courte. Les débits de ce sous-bassin sont plus sensibles à la présence de neige.

A Q4, deux échantillons sont utilisés :

- un échantillon de moyenne durée allant du 15/06/2010 au 24/01/2012, soit 585 jours, comprenant une période de fonte. L'apprentissage s'étend du 15/06/2010 au 15/06/2011, soit un an et une période de fonte. La période de test est du 12/06/2011 au 21/01/2012, soit 223 jours, et ne comprend pas de période de fonte, pour évaluer le comportement des deux modèles et le gain/perte amené par le module neige.

- un échantillon de plus longue durée, allant du 01/08/2008 au 04/04/2012, soit 1342 jours et environ quatre périodes de fonte. La période d'apprentissage s'étend du 01/08/2008 au 01/08/2009, soit un an et une période de fonte. La période de test est du 01/08/2009 au 04/04/2012, soit 977 jours, comprenant quasiment trois périodes de fonte complètes, afin d'évaluer le modèle sur une longue durée.

Bien que le modèle puisse fonctionner et donner des résultats satisfaisants sans période de calage, le délai d'un an est préconisé par les auteurs du modèle comme optimal.

IV.5.3 - Evaluation des simulations

L'ensemble des scenarii employés est résumé dans le Tableau 8. Pour évaluer la qualité de la simulation, le critère de Nash-Sutcliffe [Nash et Sutcliffe, 1970] sera employé comme fonction objectif, c'est-à-dire que les paramètres optimisables sont modifiés par un solveur pour satisfaire au mieux ce critère. Plus ce critère est proche de 1, ou de 100 dans notre cas car convertit en pourcents, plus les simulations observées et simulées sont proches. Pour une lecture plus rapide, un ordre de la meilleure à la moins bonne des simulations est également employé dans le tableau, d'après ce critère. On notera qu'il existe d'autres critères d'évaluation que le critère de Nash-Sutcliffe, ainsi que des critères proches de celui de Nash, mais on se contentera de ce critère donné directement à l'issue des simulations.

Le critère de Nash se définit comme l'erreur quadratique du modèle, entre les débits observés et simulés :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{k=1}^{n} \left(Q_{sim} - Q_{obs}\right)^2}{\sum_{k=1}^{n} \left(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}\right)^2}$$

où Qsim et Qobs sont respectivement les débits simulés et observés.

Ainsi, un critère de Nash de 1 (ou de 100 dans notre cas) est une correspondance parfaite entre les débits simulés et observés. Un critère négatif représente des débits estimés moins bons que la moyenne des débits observés.

Le tableau 8 présente une analyse de sensibilité selon l'étendue temporelle de l'échantillon de données utilisées, le modèle et l'exutoire considérés, afin d'essayer de déterminer si le modèle s'adapte facilement au site d'application. L'occurrence de fonte nivale est indiqué. Le bilan représente la différence entre le débit observé et simulé, respectivement. Les graphiques représentant les débits observés et simulés des deux modèles sont donnés à titre d'illustration en annexes L pour des gradients de -0,65°C/100m pour le module neige. Les graphiques des autres gradients n'ont pas été représentés.

***Tableau 8** : Synthèse des résultats des simulations et des données employées.*

Exutoire	Période	Nb de jours	Appren-tissage [j]	Test [j]	Modèle	Gradient [°C/100 m]	Nash Q	Nb fonte pdt période	Nb fonte pdt test	Bilan	Ordre	Remarque
Q3	Du 14/01/11 au 04/04/12	446	365 (du 14/01/11 au 14/01/12)	81 (du 14/01/12 au 04/04/12)	GR4J – CemaNeige	- 0,44	79,9	~ 2	~ 1	100	4	
					GR4J – CemaNeige	- 0,65	79,8	~ 2	~ 1	100	5	
					GR4J		82,2	~ 2	~ 1	100	3	
Q4	Du 15/06/10 au 24/01/12	585	365 (du 15/06/10 au 15/06/11)	223 (du 12/06/11 au 21/01/12)	GR4J – CemaNeige	- 0,44	82,4	1	0	100	2	- Pas de fonte test - Année avec peu de neige et fonte en deux fois au cours de l'hiver. Très peu d'eau au printemps jusqu'au début d'été.
					GR4J – CemaNeige	- 0,65	82,4	1	0	100	2	
					GR4J – CemaNeige	- 0,54	82,4	1	0	100	2	
					GR4J		82,8	1	0	100	1	
Q4	Du 01/08/08 au 04/04/12	1342	365 (du 01/01/08 au 01/08/09)	977 (du 01/08/09 au 04/04/12)	GR4J – CemaNeige	- 0,44	70	~ 4	3	99,5	6	
					GR4J – CemaNeige	- 0,65	70	~ 4	3	99,5	6	
					GR4J		69,8	~ 4	3	99,5	7	

IV.5.4 - Interprétation des résultats

A Q3 :

Les débits modélisés à Q3 se situent en position intermédiaire par rapport à ceux modélisés pour Q4. Ce sous-bassin étant le plus soumis à la fonte de la neige, on s'attend à obtenir une meilleure évaluation avec le module neige que sans. Même si les résultats sont proches, on constate une meilleure simulation avec le modèle sans module neige. Ceci semblerait s'expliquer en partie par une mauvaise évaluation du stock de neige lors des deux hivers 2010-2011 et 2011-2012. Le stock de 2010-2011 est très sous-estimé, même si les précipitations neigeuses sont réellement faibles et que cette période corresponde encore à l'apprentissage du modèle. L'estimation du stock de neige 2011-2012 est incomplète et ne permet pas une restitution efficace en période de fonte, c'est-à-dire pendant avril 2012, où s'arrête la période de test du modèle. Il faudrait donc reprendre cette modélisation avec un jeu de données plus long.

A Q4 :

L'échantillon de durée moyenne (15/06/2010-24/01/2012) présente les meilleurs critères de Nash, très proches avec et sans module neige. Ce résultat est rassurant puisqu'on rappelle qu'il n'y a pas de période de fonte dans la durée de test des deux modèles, qui ont un fonctionnement quasiment similaire en l'absence de neige. Cependant, la légère différence avec et sans module neige montre qu'un biais est amené par le module neige qui considère une chute de neige en début d'hiver 2011-2012. Cette chute de neige est probablement perçue comme un stockage qui n'a pas eu le temps d'être

restitué dans les débits en début d'hiver. L'enneigement faible de 2010-2011 est par contre assez bien calculé, mais fait partie de la période d'apprentissage et n'intervient donc pas dans l'évaluation de la simulation. Il en résulte une simulation « biaisée » par ces stocks de neige, d'où une très légère dégradation de la qualité de la simulation effectuée avec le module neige.

L'échantillon de longue durée (01/08/2008-04/04/2012) montre les résultats les moins bons, avec cette fois-ci un très léger avantage au module neige. Le calcul efficace des épaisseurs de neige stockées pendant les hivers successifs par le module neige montre que la neige est à prendre en compte sur une modélisation précipitation-débit. Cependant, la qualité de la simulation avec le module neige aurait pu éventuellement s'améliorer légèrement avec un jeu de données comprenant l'ensemble de la période de fonte. Il est donc fort probable que la fin de la période de fonte de 2012, manquante, diminue quelque peu le critère de Nash. Cependant, cela est moins sensible que pour l'échantillon précédent, puisque proportionnellement la fin de fonte 2012 ne représente que peu de jours dans la période test du modèle.

Pour l'ensemble des simulations, on constate que le gradient altitudinal n'a pas d'influence sur la qualité des résultats. Il faut chercher à améliorer la simulation, même sans neige, avant de recourir à des paramètres qui semblent finalement minimes.

Les critères de Nash relevés sur les différents scenarii sont en accord avec ceux de [Valéry, 2010] qui considère que les deux modèles utilisés présentent des meilleures performances sur des bassins versants faiblement enneigés. Le même auteur note un gain, dans l'ensemble des bassins versants testés, avec le module Cemaneige. Nous voyons qu'ici, seul l'échantillon le plus long présente un gain avec Cemaneige. Ceci nous amène à penser que les deux autres chroniques étaient trop courtes pour le modèle. Il est important de noter toutefois que la période de test peut être définie afin d'obtenir une correspondance parfaite entre les débits observés et simulés. On peut donc obtenir des critères de Nash très bons sur une courte période de test, alors que la simulation ne l'est pas sur l'ensemble des données. On notera que sur l'ensemble des simulations, le temps d'apprentissage a été privilégié, en gardant systématiquement un an avant le début de la période de test.

Certaines périodes de l'année sont plus faciles à simuler que d'autres. Avec un jeu de données idéal, un bassin versant enneigé est plus difficile à modéliser qu'un bassin pendant la période estivale ou non enneigé, en raison de l'ajout des paramètres supplémentaires liés à l'accumulation puis la fonte de la neige. Les deux modèles, avec et sans module neige, voient ainsi dégrader leur qualité par la présence de neige. C'est pour cette raison que l'utilisation du module neige devient pertinente et qu'il convient de le caler correctement.

Avec les chroniques relativement courtes, nous avons choisi de faire suivre la période de test sans délais après celle de l'apprentissage. Un gain de qualité des simulations serait donc possible en cumulant l'apprentissage sur plusieurs années types, et en évaluant sur une période test également type. Cependant, on a vu que l'année 2010-2011 était une année atypique pour les précipitations, sous forme de pluies au printemps, mais aussi durant l'hiver sous forme de neige. Pour les deux premiers jeux de données à Q3 (courte période) et Q4 (moyenne période), cette année atypique correspond à l'apprentissage. Il est donc normal que les simulations soient dégradées puisque le modèle considère cette année comme typique alors qu'elle ne l'est pas. On note d'ailleurs sur les simulations à Q4 à plus long terme, que même si les critères de Nash sont plus faibles, l'enneigement simulé est bien meilleur (données internes au modèle) que pour les deux autres échantillons de données.

La dégradation du critère est probablement due au fait que la période de test comprend l'année 2010-2011 et la fonte partielle de l'année 2011-2012, stoppée en avril par le jeu de données. Pourtant la période d'apprentissage correspond à une année (2008-2009) que l'on peut qualifier de typique pour l'enneigement. La période de test comprend donc trois fontes printanières dont une est incomplète et l'autre atypique, d'où le résultat plus faible que les jeux de données plus courts. Cependant, on constate qu'en fixant l'apprentissage sur l'année typique 2008-2009 et testant sur 2009-2010 (typique), les critères pour les deux modèles avec et sans module neige s'abaissent à 60,7 et 60,6 respectivement, alors que l'accumulation de neige semble correctement évaluée. Les débits simulés en période de fonte restent par contre supérieurs aux débits observés, mais c'est aussi le cas en début de période de test, c'est-à-dire à l'automne 2010.

On a donc des difficultés à modéliser le comportement hydrologique entre les deux années, qui ne semble pas mettre en cause l'estimation du stock de neige. Pour déterminer quel est l'élément perturbateur pour ces simulations, il faudrait donc disposer de données de terrain pour 2008-2009 supplémentaires et de meilleurs moyens de comparaison.

On voit donc que la simulation des débits du Lignon doit se faire sur des jeux de données plus longs et choisis avec soin. Cependant, des incohérences semblent subsister malgré un choix de données plus soigneux. Les résultats hors fonte, du deuxième jeu de données par rapport aux autres, montrent que la neige est un facteur potentiellement responsable d'une dégradation de la qualité des simulations, en particulier sur un jeu de données court. Le module neige semble apporter un gain de performance uniquement sur des périodes longues. Un plus grand nombre de simulations avec et sans module neige, mais aussi sur des années à enneigement variable, permettrait de réaliser de meilleures statistiques que ces simulations tests.

Pour apprécier quel est le rôle hydrologique de la neige sur plusieurs années, des simulations supplémentaires sont également nécessaires. On constate aussi que les informations relevées sur le terrain sont également importantes pour pouvoir modéliser avec réalisme les débits du Lignon. Ce cours d'eau est en effet soumis à des conditions climatiques fortement variables selon les années, et dont l'influence des précipitations n'est pas la même pendant l'année, en particulier aux sources.

IV.6 - Géochimie et isotopes du Haut Lignon

L'échantillonnage a été réalisé en trois séries correspondant aux hautes eaux pendant la période de fonte (21/03/2011), pendant les basses eaux (20/07/2011 et 29/09/2011). Les échantillons du 20/07/2011 ayant été affectés par un orage à partir de R7, une deuxième série de basses eaux (29/09/2012) a été menée. Quelques biais indépendants de la mesure viennent éventuellement altérer le travail réalisé :

- l'année 2010-2011 n'a disposé que d'un enneigement relativement faible par rapport aux hivers 2009-2010, 2011-2012 et 2012-2013. A la place d'un enneigement croissant et continu pendant tout l'hiver, ce sont deux épisodes neigeux distincts qui se sont produits, avec un déneigement total au mois de janvier 2011. L'échantillonnage de hautes eaux correspond à un manteau neigeux sous forme de taches, constitué en partie par les congères (petites et grandes, sur les crêtes) et l'enneigement artificiel. Le sol est alors détrempé par la fonte de la neige, alimentant ainsi des ruisseaux temporaires venant contribuer au Lignon sur sa partie haute.

- l'été 2011 bénéficie de basses eaux particulièrement marquées, notamment en raison de l'enneigement assez faible décrit ci-dessus, et des précipitations réduites durant tout le printemps. Quelques précipitations sont tout de même à noter pendant le mois de juillet. De plus, un orage est malheureusement venu perturber la fin de l'échantillonnage, et afin de s'affranchir d'une éventuelle modification des signatures chimiques et isotopiques des eaux, une troisième campagne de prélèvements a été réalisée au mois de septembre dans une période sèche mais moins chaude.

On rappelle que l'échantillonnage se fait de l'amont vers l'aval du Lignon, où R1 et R2 représentent respectivement la source Nord et Sud du Lignon. Les échantillons se concentrent sur le Haut Lignon, c'est-à-dire sur la partie du Lignon située au dessus de la station de ski de Chalmazel (appellation que l'on rappelle différente de celle de F. Gal qui considère le Haut Lignon comme la partie du Lignon située au dessus du village de Chalmazel et auquel on fera souvent référence). Quelques échantillons ont également été réalisés un peu plus en aval (Cf. Figure 46). L'ensemble des résultats est présenté sous forme de tableau en annexe M4.

Une sonde de conductivité a été de plus immergée à la source du Lignon, dans le but de suivre les périodes où les concentrations sont diluées par la fonte nivale. La gamme de conductivités mesurées par cette sonde, est entre 10 et 30µS/cm en été, elle est comparable aux gammes de variations des mesures ponctuelles réalisées à basses et hautes eaux. Pour une même date servant de contrôle, la sonde immergée donne une valeur proche de 30µS/cm alors que la mesure ponctuelle réalisée avec les conductimètres est de 8µS/cm. Devant une telle incohérence et devant le fait que la sonde immergée

présentait des variations entrecoupées de pics inexpliqués, nous avons choisi de ne pas apporter d'importance aux mesures réalisées par cette sonde. Nous nous sommes donc contentés de mesures ponctuelles qui, à l'instar des concentrations en majeurs mesurés, vont vers une augmentation de la conductivité de l'amont vers l'aval avec de faibles conductivités jusqu'à R5 (10 à 15µS/cm) puis une augmentation à partir de R6 en été, allant jusqu'à 30µS/cm à R7, avant d'être probablement diluées par des tributaires également de faible conductivité. En période de fonte, on observe le même comportement, à savoir des conductivités faibles en amont (10 à 15µS/cm), qui restent faibles jusqu'à R7 avant de monter jusqu'à 35µS/cm à R8. La montée des concentrations en ions chlorures et sodium (passant de 1,3mg/l à R4 à plus de 4 mg/l en aval de la station de ski pour le sodium, et de 0,78 mg/l à plus de 5mg/l pour les ions chlorures aux mêmes points) dans les échantillons situés en aval de la station laisse penser à des apports de sel de déneigement depuis le réseau routier.

La composition des eaux du Lignon proche d'une eau de pluie présente également des pH proches d'une eau météorique, compris entre 5 et 6 sur toutes les stations de mesure. En période de fonte, l'eau devient progressivement neutre en dessous de R8. Plus en aval, [Gal, 2005] donne des valeurs de pH évoluant de neutre à légèrement basique dans la plaine et des conductivités allant de 100µS/cm à Boën, soit encore à proximité du massif cristallin.

Cependant, malgré une composition très peu minéralisée, les eaux du Haut Lignon présentent des variations saisonnières, concernant certains éléments chimiques majeurs et les rapports isotopiques, qui vont être maintenant présentés et discutés.

IV.6.1 - Analyse des éléments chimiques majeurs

Les eaux du Forez, selon [Gal, 2005], sont composées essentiellement des cations majeurs dans l'ordre décroissant : sodium, magnésium, calcium, et dans une bien moindre mesure potassium et strontium. Les anions dominants sont les ions hydrogénocarbonates. Pour le même auteur, ce type d'eau correspond à un pôle « eau de surface » caractéristique d'eaux de surface en domaine de basse température, qu'il compare aux eaux de la plaine du Forez.

D'après les analyses réalisées sur notre zone d'étude, on s'aperçoit que l'eau du Haut Lignon est une eau bicarbonatée calcique et magnésienne, pouvant s'approcher également d'une eau chlorurée sodique et potassique ou sulfatée sodique (Cf. Figure 68). La faible minéralisation correspond à des eaux s'écoulant majoritairement en surface sur un massif granitique et qui ne dispose pas d'un temps de résidence souterrain suffisamment important pour se charger en éléments minéraux.

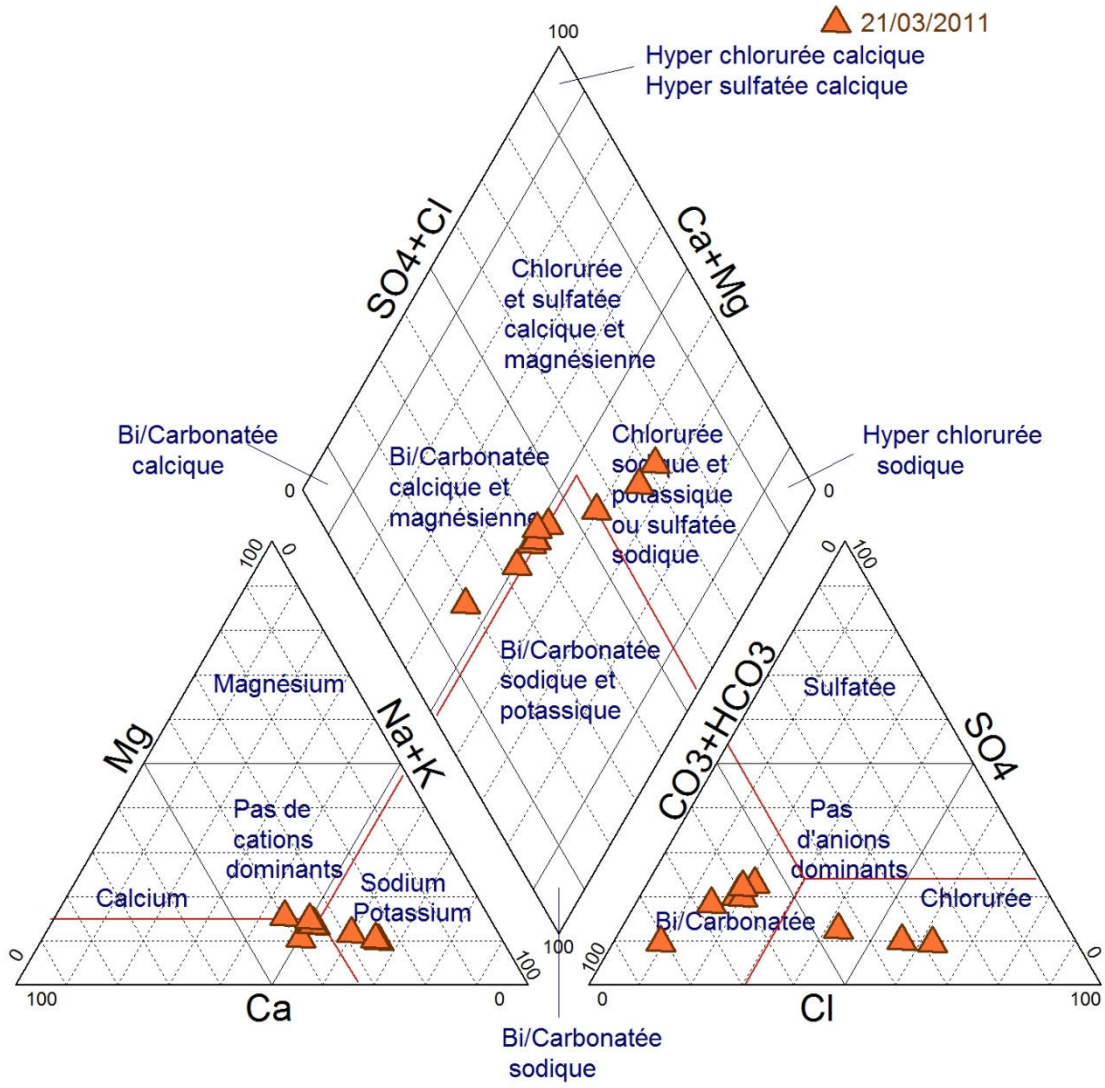


Figure 68 : Diagramme ternaire de Piper de la composition des eaux du Haut Lignon, de R1 à R9 pour la série du 21/03/2011, correspondant aux hautes eaux. *On rappelle que les concentrations en ions hydrogénocarbonates ne sont pas mesurées mais calculées par équilibrage de la balance ionique afin d'être représentées avec le logiciel Diagramme.*

La composition moyenne du socle du Forez (dont les granites de Chalmazel et granodiorite et diorite quartzique de Pierre-sur-Haute), soit 82% de silice, 9% de potassium, 6% de sodium et 2% de magnésium et calcium [Clavaud et Ratsimba, 1972 ; Pitiot, 1984 ; Etlicher, 2005 ; Gal, 2005], va effectivement dans le sens des concentrations en cations majeurs rencontrés dans les eaux du massif du Forez. Gal [2005] mentionne que les concentrations en ions sodium, potassium et calcium sont susceptibles d'évoluer avec les interactions entre l'eau et le sol et le sous-sol, alors que la silice qui atteint rapidement un équilibre avec l'eau, n'a pas de corrélation avec la minéralisation totale.

Soucieux d'avoir une idée du temps de résidence de l'eau dans le Haut Lignon en hautes eaux et en basses eaux, nous serons donc particulièrement attentifs aux variations des concentrations de ces deux éléments au cours de l'année (Figure 69).

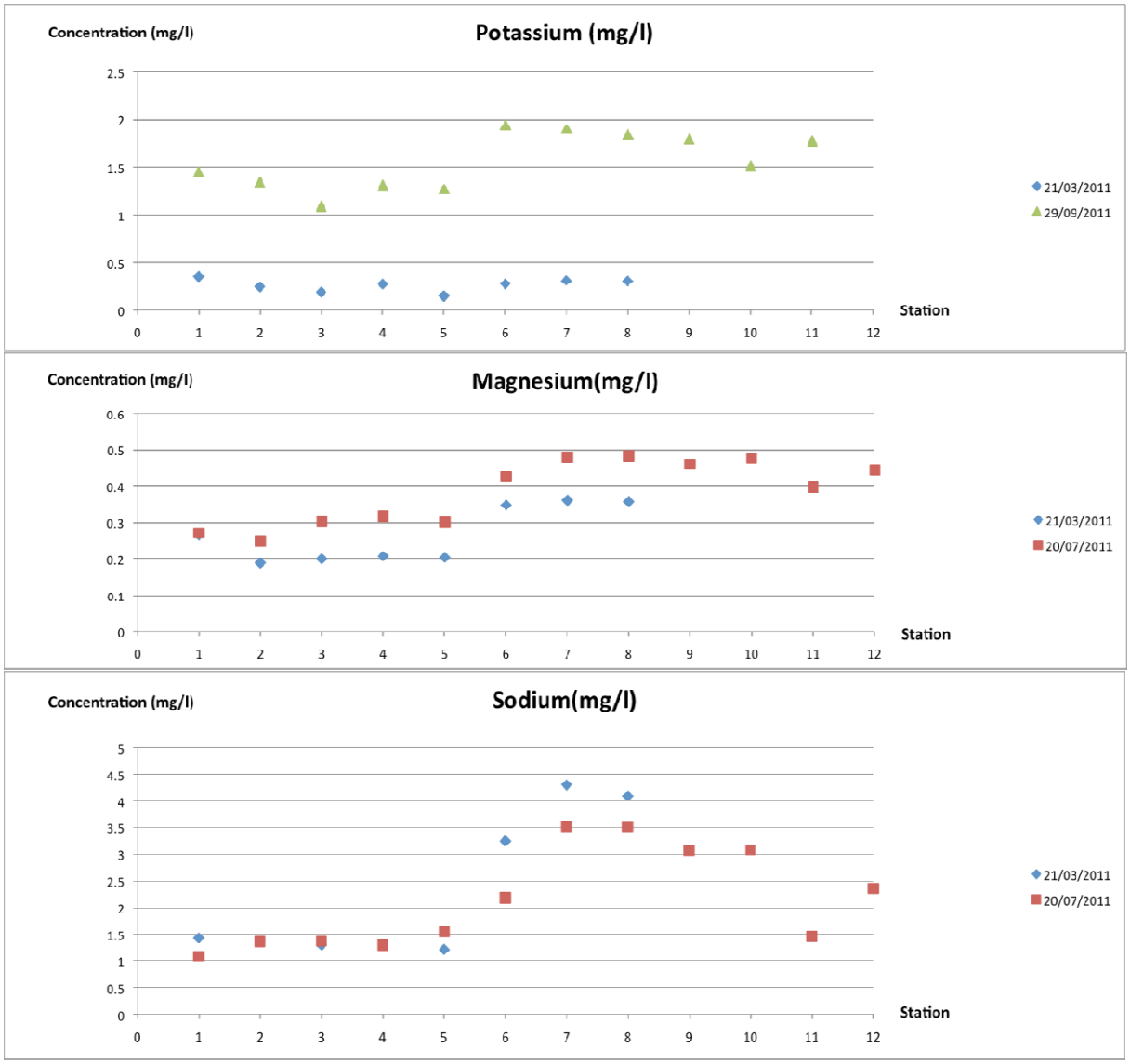


Figure 69 : Représentation graphique des concentrations des éléments majeurs en fonction de la station de prélèvement, de l'amont vers l'aval. *Les échantillons affectés par une erreur analytique trop importante et supérieure à 5% n'ont pas été représentés. On se référera à l'annexe M4 pour disposer des analyses brutes et complètes. Le numéro des stations X, en abscisses correspond aux RX des stations de mesure. Ainsi, la station 1 correspond à l 'échantillon R1, sauf exceptions, qui seront précisées dans le texte.*

Les concentrations en potassium sont très faibles (en dessous de 0,5mg/l en hautes eaux) et montrent de très faibles variations en période de fonte, alors qu'en été, on observe une augmentation de l'amont vers l'aval (de 1,1 à 1,9mg/l), surtout à partir de R5 et R6. Cette remarque est à relier avec la composition moyenne du socle, ne présentant pas ou peu de feldspaths potassiques.

Les concentrations en magnésium (de 0,17 à 0,36mg/l de l'amont vers l'aval en hautes eaux, et de 0,27 à 0,48mg/l en basses eaux, également de l'amont vers l'aval) présentent une tendance à l'augmentation vers l'aval, que ce soit en hautes ou basses eaux, avec des valeurs de basses eaux très légèrement supérieures. Les concentrations sont constantes à la source et sur le Haut Lignon (en amont jusqu'à R5) et augmentent à partir de R6.

Les concentrations en sodium sont stables de la source jusqu'à R5 (environ 1,5mg/l) et évoluent ensuite rapidement aux alentours de la station de ski, située entre R5 et R6, en particulier en hiver avec des concentrations légèrement plus fortes. Les concentrations diminuent ensuite en aval de la station. Cette évolution est à comparer avec les ions chlorures, afin de confirmer l'effet du salage des routes déjà décelé par l'augmentation de conductivité à l'aval de la station de ski. La dilution observée à partir de R9 pourrait suggérer une dilution progressive par des affluents dont l'eau n'a pas été affectée par la proximité de la station de ski.

Les concentrations en calcium (Cf. Annexe M1) ne semblent pas indiquer clairement une concentration plus élevée en été, puisque les hautes eaux du printemps viennent se placer entre les deux séries des basses eaux. On note tout de même une évolution assez brusque entre R5 et R6. Les trois séries évoluent vers l'aval avec les mêmes tendances, tout en gardant des concentrations faibles.

On constate donc que les eaux du Haut Lignon sont très peu chargées et qu'il est difficile de déceler des variations significatives qui pourraient nous renseigner sur le temps de résidence de l'eau dans le sol ou le sous-sol, voire l'origine de l'eau selon les saisons. On ne parvient pas non plus à identifier une éventuelle modification des concentrations lié au changement de composition des granites entre l'amont et l'aval. Les variations saisonnières sont de faible amplitude. Toutefois, les tendances observées ne sont pas aléatoires et montrent en général une augmentation de concentration vers l'aval, en particulier en aval de la station de ski de Chalmazel. Ces premières observations sont confirmées par l'analyse des anions (Figures 70) qui indiquent des variations synchrones.

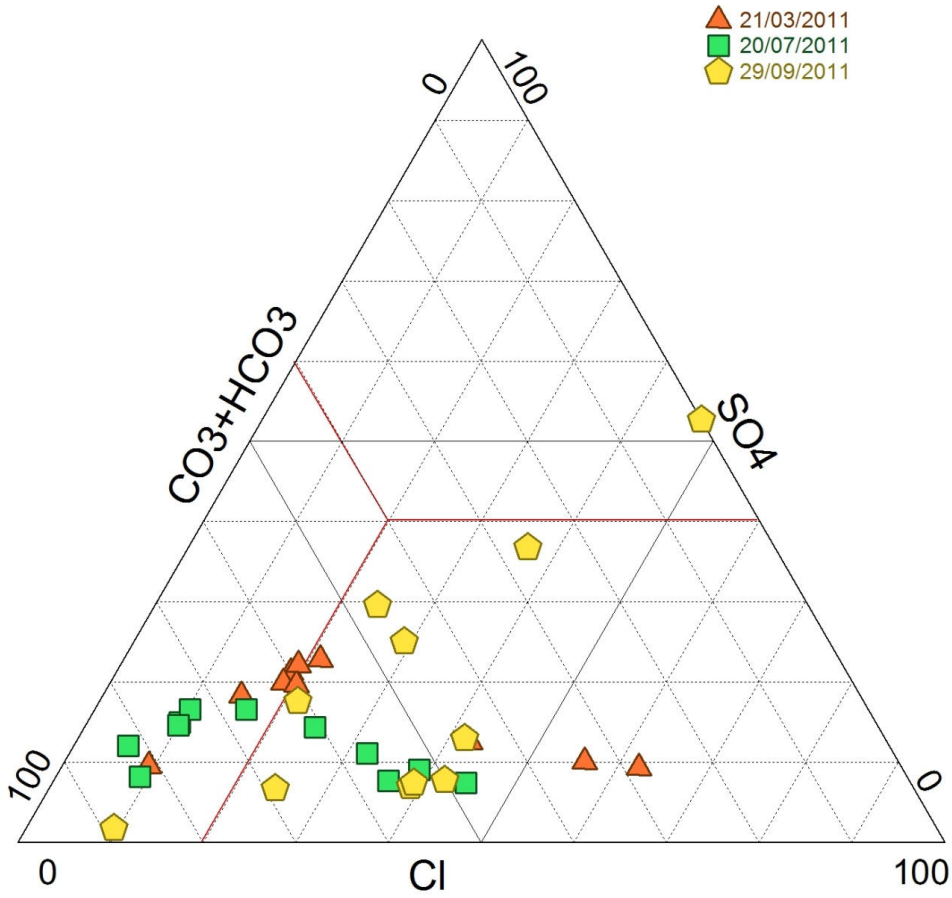


Figure 70 : Représentation graphique ternaire sur un diagramme de Piper des concentrations en anions relevées dans les échantillons en hautes et basses eaux. *Les traits rouges représentent les distinctions entre les différents types d'eau, déjà représentés sur la Figure 68.*

L'ensemble des mesures effectuées montrent un étalement plus important dans les concentrations en anions sulfates et chlorures des basses eaux de septembre 2011. Les basses eaux de juillet semblent plus homogènes, alors que les hautes eaux présentent des concentrations faibles en sulfates mais s'étalant dans les chlorures. Nous allons donc détailler le comportement de chacun des éléments.

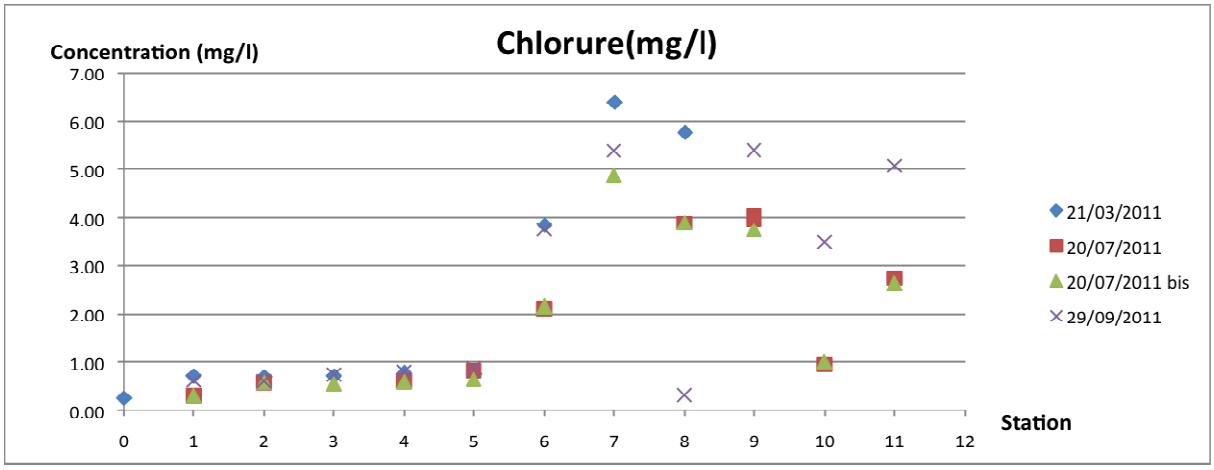


Figure 71 : Représentation graphique des concentrations en chlorures en fonction de la station de prélèvement, de l'amont vers l'aval. *Les échantillons affectés par une erreur analytique trop importante et supérieure à 5% n'ont pas été représentés. On se référera à l'annexe M4 pour disposer des analyses brutes et complètes. La station 0 correspond à un prélèvement dans la neige à Q1.*

Les ions chlorures montrent une évolution similaire jusqu'à R5 quelle que soit la date d'échantillonnage. Les concentrations augmentent rapidement en aval de ce point, situé au dessus de la station de ski. Pour reprendre l'observation faite précédemment concernant l'ion sodium en aval de la station, on voit que l'ion chlorure suit les mêmes variations, c'est-à-dire une stabilité suivie d'une augmentation soudaine à partir de R6. Ceci confirme, avec des concentrations toujours plus importantes en période de fonte, une contamination par le sel routier des eaux du Lignon. Les valeurs restent toutefois relativement faibles avec des concentrations en chlorures et en sodium presque deux fois inférieures à celles d'une eau en bouteille peu chargée (Volvic). On constate que pour les deux éléments impliqués, les concentrations sont plus fortes en période de fonte, ce qui correspond indirectement à la fonte de la neige salée autour des routes. En été, c'est sans doute le lessivage de celles-ci et de leurs abords par les pluies qui maintient ces concentrations.

Les ions sulfates (Cf. Annexe M2) ne présentent pas de différences significatives entre l'été et la période de fonte, mais gardent toutefois des variations communes. La diminution des concentrations en aval de R6 pourrait être liée à la dilution. On constate en effet une diminution (sodium, chlorures, sulfates) ou une stabilité des concentrations (calcium, potassium, magnésium) après un maximum aux environs de R7-R8. Ces maxima pourraient être dus à l'influence de la station de ski et de ses éventuels rejets, ou liés à sa fréquentation ainsi qu'aux routes qui y amènent. A l'inverse, la baisse souvent observée en aval pourrait correspondre à une dilution des eaux par des tributaires très peu chargés comme ceux arrivant à R7 et R10. A noter que l'échantillon R8 du 29/09/2012 n'est pas jugé comme fiable, de par sa valeur excessivement basse.

La série d'échantillons du 21/03/2011 comprend un prélèvement R0, correspondant à de la neige, pour comparaison. Naturellement, on s'aperçoit que cet échantillon présente les concentrations les plus

faibles pour les éléments mesurés (chlorures, sulfates et nitrates). Il n'est toutefois pas nul, mais très proches des limites de détection analytiques, pour les chlorures et sulfates. Comme l'eau de pluie, selon son origine et son parcours, la neige se charge également en éléments. De plus, une fois tombée au sol, elle est susceptible de piéger des éléments atmosphériques portés par le vent en restant perméable à l'air et en agissant comme un filtre, ou provenant d'autres précipitations.

En reportant les données sur un diagramme de Schoëller Berkaloff (Figure 72), on s'aperçoit que deux groupes d'échantillons peuvent être distingués :

- un groupe d'échantillons « amont », représentant le Haut Lignon jusqu'à R5, c'est-à-dire au dessus de la station de ski de Chalmazel. Le Lignon présente alors une composition assez proche de ses sources.

- un groupe d'échantillon « aval », à partir de R5, soit en dessous de la station de ski. Ce deuxième groupe, présentant des concentrations qui restent tout de même proches du premier groupe, se distingue surtout par ses concentrations en sodium et potassium (mais surtout sodium, d'après la Figure 69), et en chlorures, confirmant ainsi l'apport de sel aux alentours de la station de ski.

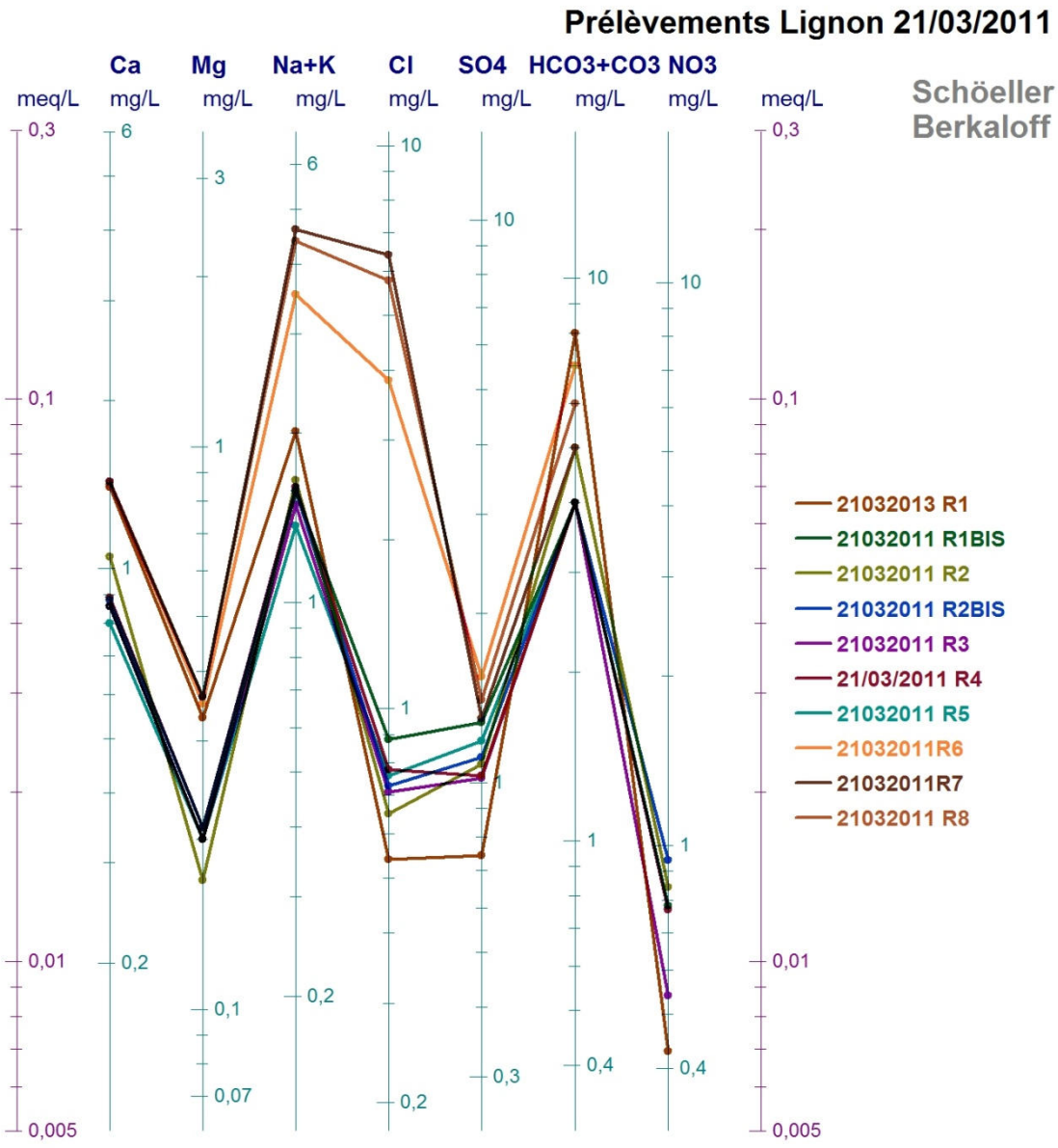


Figure 72 : *Représentation graphique de type diagramme de Schoëller Berkaloff des concentrations en éléments majeurs des échantillons de hautes eaux.*

Il est par contre impossible de déceler une alimentation préférentielle en eau nivale d'une partie du cours du Lignon, si ce n'est les faibles concentrations du Haut Lignon, qui pourraient traduire un apport d'eau peu chargée (eau nivale). Mais, à cette date, l'ensemble du manteau neigeux fond, que ce soit sur les crêtes ou au niveau de la station de ski, avec de plus de la neige artificielle par endroit. L'emploi de neige artificielle revient en effet à remonter en amont une eau de composition chimique et isotopique « aval ». Cette dernière n'influence pas la composition de l'eau à R4 et R5, points de mesures supposés récolter une partie de l'eau issue de neige artificielle. Mais la signature chimique de la neige artificielle, très proche de la composition de R5 (l'eau destinée aux enneigeurs est prélevée à

proximité de R5), ne permet pas la distinction entre l'amont et l'aval de la piste du Couzan (R3 en amont et R4 en aval). De plus, cette dernière piste de faible surface par rapport au reste des sous-bassins associés aux exutoires de R4 ou R5, n'apporte pas un volume d'eau suffisant par rapport au reste de la fonte pour être détecté dans la composition chimique des eaux.

Pour répondre à des interrogations éventuelles sur la composition chimique de la neige artificielle, on peut de plus rajouter que les enneigeurs utilisés à la station de Chalmazel n'emploient pas de noyaux de nucléations d'origine bactérienne, comme on le fait dans certains pays, ou certaines stations françaises dans un but expérimental (procédé Snowmax, de la société York), permettant d'avoir une neige de plus belle qualité et plus sèche à des températures légèrement positives. La station de ski de Chalmazel emploie, elle, des canons à neige bifluides à mélange interne (également de la société York), c'est-à-dire qu'un premier mélange interne eau-air sous pression se fait dans le bec du canon où de l'air comprimé se détend. Il crée alors un aérosol composé de microparticules de glace et d'eau, qui constituent des noyaux de nucléations, toujours dans le bec du canon. L'extrémité du bec fait se mélanger l'aérosol de microparticules de glace avec le reste de l'eau, puis sort du canon. Au contact de l'air froid extérieur, l'eau du mélange va geler sur les microparticules de glace pour faire précipiter des particules de glace plus grosses, qui constitue la neige artificielle, tout en évitant le phénomène de surfusion.

On constate donc que la neige artificielle ne constitue aucune pollution chimique ou bactérienne, si ce n'est de remonter de quelques mètres une part de l'eau du Lignon de R5 à R4.

Nous constatons donc que les analyses géochimiques ne permettent pas, avec l'échantillonnage réalisé, de déterminer l'origine et la part d'eau nivale dans le Lignon. L'origine de certains éléments peut être supposée avec une certaine précision, sans pour autant réaliser des calculs de mélange entre les différents tributaires d'altitudes différentes. Après une approche spatiale qui essaye de révéler comment le Lignon se charge en s'écoulant vers l'aval, les analyses isotopiques vont maintenant fournir des indices sur l'alimentation, mais cette fois-ci avec une composante peut-être plus temporelle, du Haut Lignon.

IV.6.2 - Analyses isotopiques

Parallèlement aux analyses des éléments majeurs, les rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène ont été mesurés sur les eaux du Lignon dans le but de déterminer des périodes ou des zones d'alimentation prédominantes.

Une représentation graphique du δD en fonction du $\delta^{18}O$ (Figure 73) permet de constater que, en l'absence d'une réelle droite météorique locale, les échantillons prélevés se répartissent parallèlement à la droite météorique mondiale (DMM), dont le principe est expliqué en partie III.7. Cette droite définit la relation empirique déterminée sur une multitude d'échantillons dans le monde entier, entre le δD et le $\delta^{18}O$. On peut remarquer que les données s'alignent aussi par rapport à une droite météorique locale, approximative pour notre site, définie par [Gal, 2005] et pour des populations d'échantillons situés à Saint Just-Saint Rambert (38km de Pierre-sur-Haute), Rochetaillée (56km) et Tarentaise (62km). Les valeurs des rapports sont par ailleurs en accord avec la carte de France des estimations des rapports isotopiques des eaux météoriques de [Millot et al., 2010] pour l'Est du Massif Central. L'essentiel est de constater un alignement par rapport à ces droites, définies par des moyennes d'échantillons des eaux météoriques, et qui indique une bonne cohérence de la relation δD = fct ($\delta^{18}O$) des données obtenues. Les valeurs mesurées ne sont pas à rapprocher de celles obtenues par [Gal, 2005], puisque l'on rappelle que cette droite est approximative pour notre site et donnée à titre indicatif.

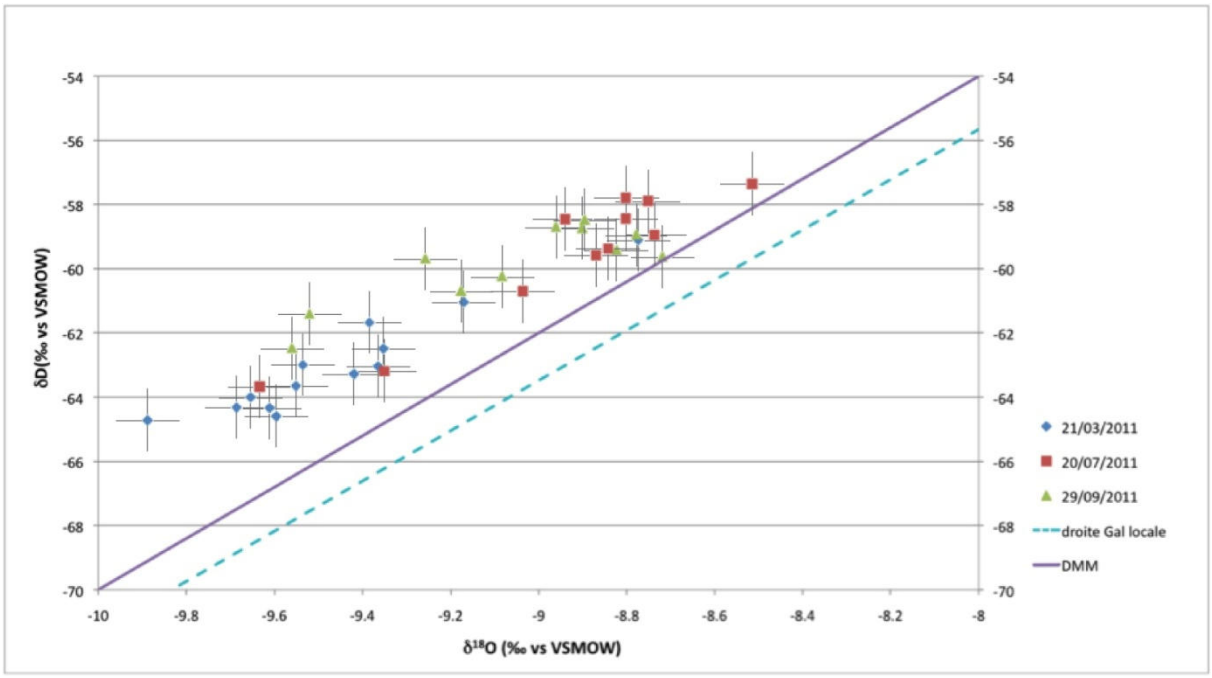


Figure 73 : Graphique représentant les rapports isotopiques des échantillons de hautes et basses eaux en comparaison avec la droite météorique mondiale et une droite météorique locale, définie par [Gal, 2005] et approximative pour notre site expérimental. *Cette dernière droite ayant été déterminée moins précisément que la DMM, elle est donnée à titre de comparaison. On cherchera surtout l'alignement des points le long de la DMM.*

Cette disposition des échantillons, suivant une tendance linéaire parallèle aux deux droites de références, confirme une origine météorique des eaux échantillonnées. Ceci est en accord avec la très

faible minéralisation des eaux discutées ci-dessus, c'est-à-dire qu'il n'y a pas ou peu de contribution souterraine à long temps de résidence. Même si le nombre d'échantillons n'est pas assez important dans le temps, on peut remarquer qu'il constitue une esquisse d'une droite locale pour le Haut Lignon, même si les eaux échantillonnées ne sont pas strictement pluviales (donc une droite proche d'une droite météorique).

Une représentation plus détaillée des rapports isotopiques de ces échantillons (Figure 74) montre une répartition différente selon la saison où les prélèvements ont eu lieu.

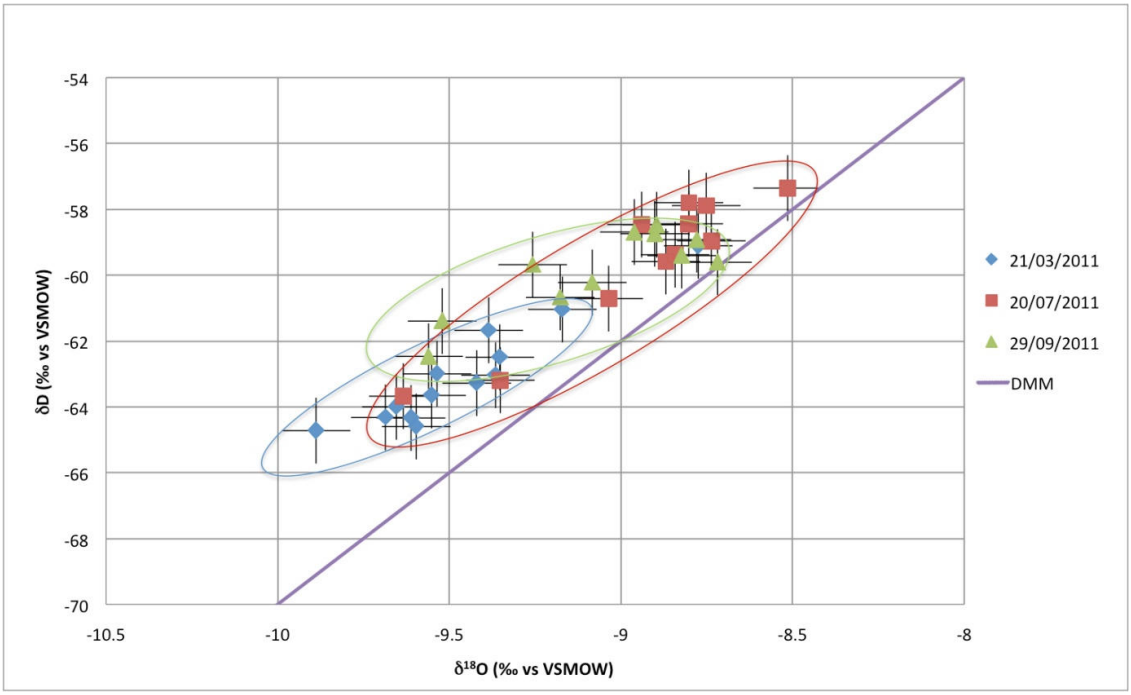


Figure 74 : Représentation graphique du détail des échantillons de hautes et basses eaux en comparaison avec la droite météorique mondiale. *Les incertitudes sont quantifiées par les traits horizontaux et verticaux autour des points. Trois groupes sont proposés pour identifier les trois campagnes de prélèvements.*

De cette façon, on observe des échantillons de hautes eaux cantonnés vers le bas de la droite, c'est-à-dire avec des $\delta^{18}O$ et des δD plus négatifs. Ceci reflète des eaux ayant subi des températures plus faibles. Cette observation est à mettre en relation avec le travail de F. Gal, constatant des valeurs plus négatives sur les reliefs des Monts du Forez et du Pilat par rapport à la plaine du Forez, probablement en raison des températures plus basses et de l'influence plus forte d'une recharge hivernale.

Les échantillons de basses eaux se répartissent par contre bien plus le long des droites de références. La série de juillet 2011, bien que les échantillons soient biaisés par l'orage à partir de R7, correspond aux échantillons les moins négatifs (en haut à droite du graphique). Cette série présente dans l'ensemble des valeurs moins négatives que la série des hautes eaux. Ceci peut s'expliquer par une

température plus élevée en été qu'au printemps, et ainsi révéler l'effet de saisonnalité visible sur ces données. Cette remarque est confirmée par les échantillons de septembre 2011, dont deux points restent bien plus négatifs. Les deux points les plus négatifs de cette série correspondent aux eaux prélevées au niveau des sources. On constate par la même occasion que les points les plus négatifs des basses eaux correspondent aux échantillons des sources. Ceux-ci se rapprochent des rapports observés en hautes eaux, en particulier pour juillet 2011.

On en déduit donc que les eaux de basses eaux de juillet à la source sont proches des hautes eaux.

On remarque également l'effet de saisonnalité/température. Les échantillons les plus négatifs représentent des températures froides ; et les moins négatifs, des températures plus élevées. Sans pouvoir déterminer quel est l'effet qui influence le plus les rapports isotopiques, entre la température, l'évaporation et/ou la saisonnalité, on peut faire à ce stade, les hypothèses suivantes :

- les valeurs les plus négatives correspondent aux périodes les plus froides ou de plus haute altitude;

- les valeurs les plus négatives peuvent alors être issues d'une eau « hivernale », voire d'origine nivale, qui ressortirait potentiellement du sol en été.

IV.6.3 - Des basses eaux finalement plus tardives

Pour mieux observer les variations des compositions isotopiques en fonction du point de prélèvement, un diagramme représentant le $\delta^{18}O$ en fonction de l'altitude (Figure 75) permet d'étudier la répartition des points avec de nouvelles pistes de réflexion, en s'inspirant des hypothèses évoquées précédemment.

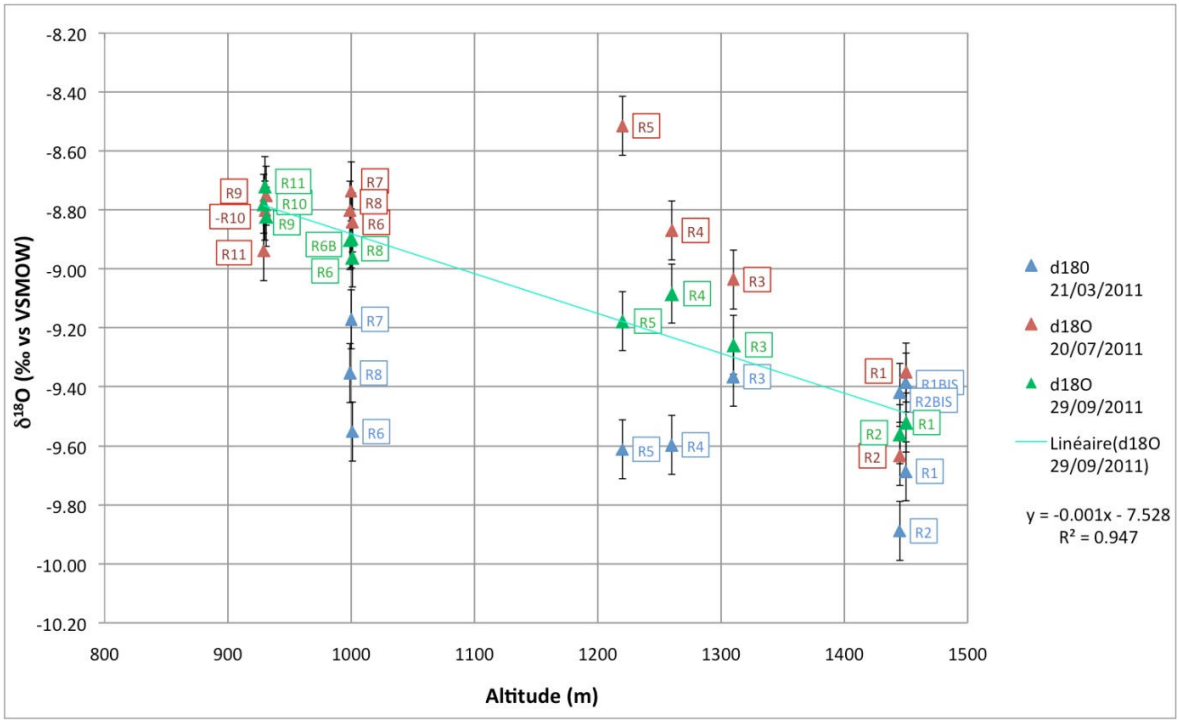


Figure 75 : Représentation des rapports isotopiques de l'oxygène en fonction de l'altitude et comparaison avec une droite de régression représentant le gradient isotopique de l'oxygène des basses eaux en fonction de l'altitude. *La précision analytique est représentée par les barres d'erreurs. Les échantillons supplémentaires R1bis et R2bis sont décrits dans le texte.*

Pour la série du 21/03/2011, on peut distinguer deux groupes d'échantillons grâce aux $\delta^{18}O$, compte tenu de leur précision : l'un est composé des points R1, R2, R4, R5 et R6 ; l'autre des points R1bis, R2bis, R3 et éventuellement R7 et R8. Les points R1bis et R2bis ne sont pas indiqués sur la Figure 46 mais sont des échantillons supplémentaires relevés dans chacun des ruisseaux issus des deux sources Nord (R1) et Sud du Lignon (R2), mais en aval, avant de se rencontrer à R3 qui est le mélange de R1bis et R2bis.

Le premier groupe ne présente pas de variations significatives entre R1, R2, R4, R5 et R6, ne dépassant pas -9,60‰, malgré la différence notable d'altitude entre les points. Cette remarque pourrait laisser penser que le Lignon est alimenté par des eaux provenant exclusivement des crêtes, où subsistent encore des congères en train de fondre à cette date.

Le deuxième groupe suscite cependant des questions sur l'origine de l'eau autour de R3 (R1bis, R2bis et R3) qui reste en dessous de 9,40 ‰. Ces points se rapprochent donc de la composition des basses eaux observées sur la Figure 74. On pourra rappeler qu'à ces points, les conditions observées sont un terrain détrempé mais sans neige, dont l'eau est très probablement issue de la fonte des congères et de la neige sus-jacentes. Ces valeurs moins négatives indiquent également que l'eau est soumise à l'évaporation ainsi qu'à des températures plus chaudes lors de la formation des pluies, par rapport au premier groupe de point. Le point R7 alimenté par un tributaire de plus faible altitude, dont l'origine

de l'eau est mal connue, donne avec R6 (provenant du Lignon), le mélange R8. Il est possible que R7 et par conséquent R8, reçoivent également des eaux ayant subi des températures plus élevées (et donc potentiellement plus d'évaporation).

Pour la série du 20/07/2011, on identifie clairement jusqu'à R5 un gradient entre le $\delta^{18}O$ et l'altitude, dont la pente est forte, et qui donne la contribution des pluies tout au long du Lignon. Le rapport isotopique est fixé, par l'altitude des précipitations avec, on le rappelle, des rapports moins négatifs à basse altitude. Le reste des points de cette journée de prélèvements est affecté par l'orage, qui a tendance à diluer les proportions isotopiques dans un même ensemble.

Pour la série du 29/09/2011, on retrouve une relation évidente entre le $\delta^{18}O$ et l'altitude, qui est indiquée par la droite sur la Figure 75. On en déduit donc que le Lignon est alimenté continuellement le long de son cours par des pluies ayant atteint le sol à des altitudes de plus en plus basses lorsque l'on se déplace de l'amont vers l'aval du bassin versant.

IV.6.4 - Des restitutions légèrement différentes entre les sources Nord et Sud

Il ressort de ces trois dates d'échantillonnage une variation de composition isotopique à la source. En effet, les δD et $\delta^{18}O$ des sources sont plus négatifs en hautes eaux à la sortie de l'hiver qu'en basses eaux. De plus, les deux sources ont la même signature isotopique à basse eaux et une signature différente en hautes eaux suggérant une différence d'alimentation et donc d'origine de l'eau en ces deux points. On note surtout une différence entre la source Nord (R1) et la source Sud (R2) du Lignon : R2 présente un $\delta^{18}O$ plus négatif que R1 et peut-être plus tard dans la saison (les valeurs de R2 restent plus négatives que celles de R1, jusqu'au mois de septembre où l'écart de $\delta^{18}O$ se réduit). On observe donc que pour les hautes eaux, la composition isotopique entre R1 et R2 est bien différenciée, ainsi que pendant les basses eaux de juillet 2011. On remarque au passage que la composition de R1 en hautes eaux est très proche de la composition de R2 en juillet 2011.

Pour les basses eaux de septembre 2011, la différence entre les sources Nord et Sud du Lignon s'estompe pour aboutir à une composition isotopique quasi-identique entre les deux points.

On peut donc faire l'hypothèse que l'échantillonnage de septembre est le plus représentatif des basses eaux, avec une eau « plus souterraine » ou « non nivale » aux deux sources. Les concentrations en potassium vont également dans le sens d'une eau plus chargée pendant l'échantillonnage de septembre 2011 par rapport à mars 2011, même si malheureusement nous ne disposons pas des concentrations de juillet 2011.

En mars 2011, R1 et R2 semblent ne pas fonctionner exactement de la même manière. La source Sud (R2) est systématiquement appauvrie en isotopes lourds (donc des rapports plus négatifs) en comparaison à la source Nord (R1). Etant donné que les deux sources sont situées à une altitude quasiment identique, la différence entre R1 et R2 semble être due à un mélange différent avec les précipitations ou une alimentation légèrement différente. Si on considère la date du 29/09/2011 comme étant la référence basses eaux avec une alimentation « souterraine » ou « non nivale », les échantillons de mars 2011 présentent alors une contribution plus forte d'eaux appauvries en isotopes lourds.

Ceci revient à dire qu'en mars 2011, la proportion d'eau d'origine nivale est plus forte à la source Sud (R2) qu'à la source Nord (R1).

Cette tendance est également observée en juillet 2011 (Cf. Figure 76), où l'on peut envisager un mélange entre l'eau souterraine ($\delta^{18}O$ moins négatifs) et une eau de pluie légèrement appauvrie en isotopes lourds ($\delta^{18}O$ négatifs proches des hautes eaux). On remarque également que l'eau de pluie (mais aussi de ruissellement), serait plus abondante à la source Sud (R2) qu'à la source Nord (R1).

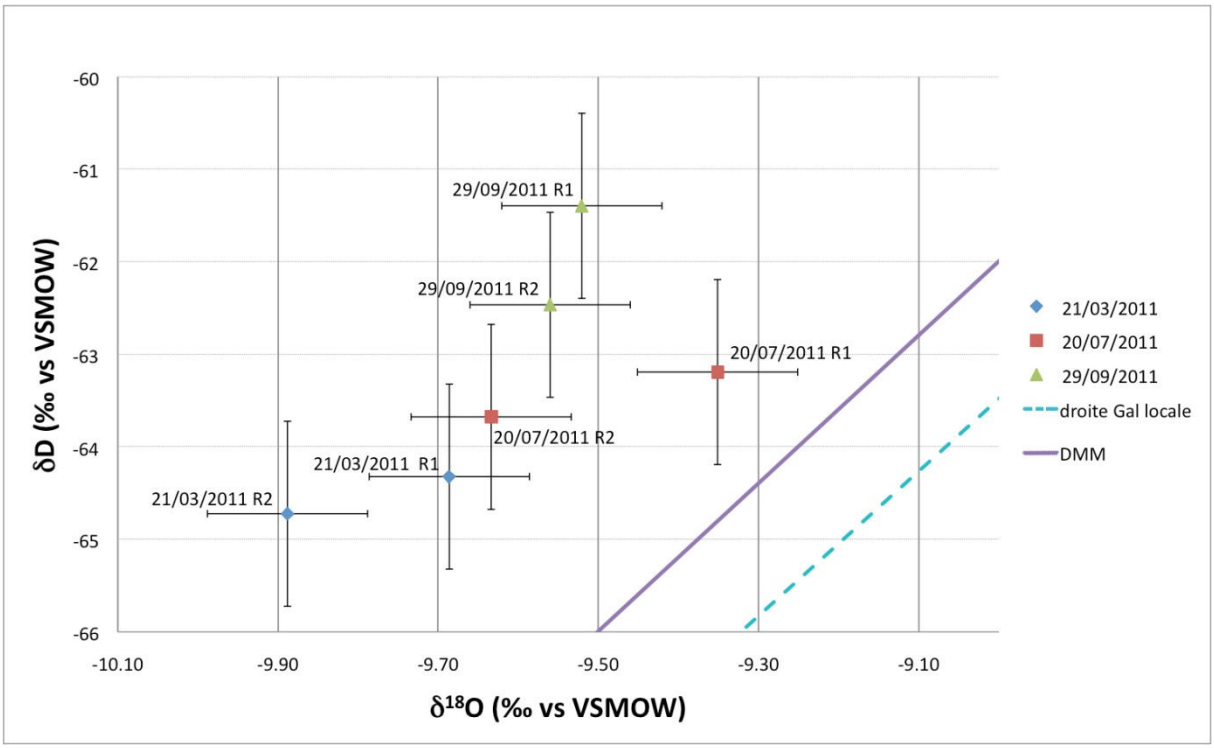


Figure 76 : Représentation graphique du détail des échantillons des sources Nord (R1) et Sud (R2) en hautes et basses eaux en comparaison avec la droite météorique mondiale et la droite météorique locale définie par [Gal, 2005]. *Les incertitudes sont quantifiées par les traits horizontaux et verticaux autour des points.*

On peut aussi émettre l'hypothèse qu'en juillet 2011, des reliquats du volume d'eau nivale infiltrée au printemps sont encore en train de s'écouler aux sources. Cette restitution serait ainsi plus marquée à la source Sud qu'à la source Nord, avec un écoulement plus étalé dans le temps et/ou des volumes d'eau nivale plus importants. L'apport « souterrain » peut également être plus important à la source Nord (R1) qu'à la source Sud (R2). Cette hypothèse sera discutée plus tard et en comparaison avec les autres résultats, en particulier avec la cartographie radar du sol.

On constate donc que l'on s'approche de plus en plus d'une possible détermination des origines de l'eau aux sources et dans le Haut Lignon. A la vue des données disponibles, nous allons donc maintenant proposer une nouvelle piste de réflexion concernant les mélanges des eaux « souterraines » et de surface (pluie, ruissellement, eau nivale) dans le Haut Lignon.

IV.6.5 - Un mélange des eaux issues des précipitations et d'eau plus profonde

Comme évoqué précédemment, les concentrations en potassium sont plus élevées en basses eaux, par rapport aux hautes eaux où elles sont faibles. Cet élément semblerait donner, à la vue de la composition géologique globale, des indices du temps de résidence de l'eau dans le sol, et donner une idée de l'influence d'une eau souterraine. Il est donc normal que les concentrations en potassium soient faibles en hautes eaux, lorsque le sol est détrempé et ruisselle. Or nous avons également vu qu'un $\delta^{18}O$ négatif est la signature d'eaux nivales, pluviales ou de ruissellement. Il devient donc intéressant de comparer ces deux paramètres ensembles afin d'essayer de déterminer le mélange des eaux des différentes origines possibles (Cf. Figure 77). Cela revient à tracer le $\delta^{18}O$ en fonction des concentrations en potassium en hautes et basses eaux.

Pour essayer d'identifier les compositions en hautes et basses eaux, un pôle eau de précipitation hivernale a été établi en considérant :

- la moyenne pondérée des $\delta^{18}O$ des pluies hivernales (novembre à mars) d'une année 2000-2001 considéré comme une année hydrologique normale à Saint Just-Saint Rambert (38km de distance par rapport à Pierre-sur-Haute), selon [Gal, 2005] (Cf. tableaux de données en annexe M5).

- la gamme de variation et la moyenne des concentrations en potassium sont également issues des données de précipitations moyennes régionales [Gal, 2005], et représentées sur le graphique de la figure 77.

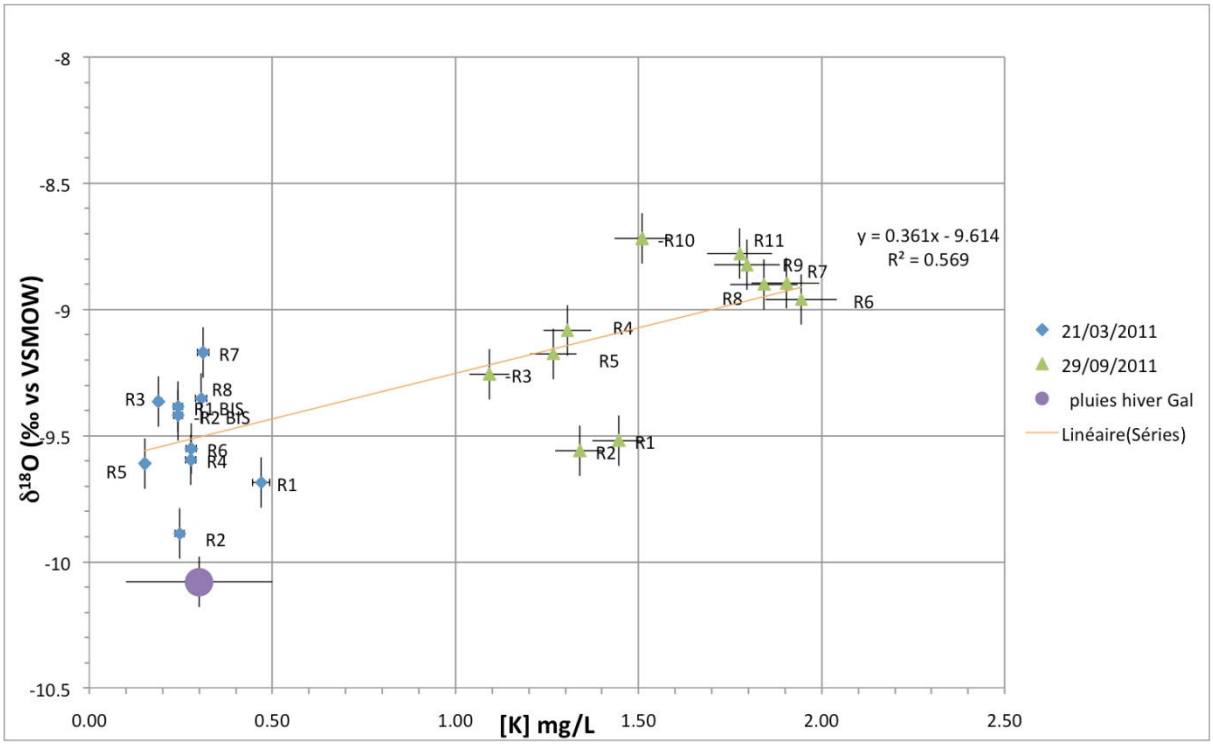


Figure 77 : Diagramme de mélange entre le potassium et le $\delta^{18}O$ pour les hautes eaux de mars 2011 et les basses eaux de septembre 2011. *Un pôle de la composition moyenne des pluies hivernales issue des données de [Gal, 2005] est indiqué, ainsi que son écart-type. Une droite de régression concernant les échantillons est également proposée, pour comparaison avec la figure suivante.*

D'après la répartition des points et le coefficient de la droite de régression, on observe une mauvaise corrélation des deux paramètres considérés, pour les différents échantillons de hautes et de basses eaux. On en déduit que le mélange des eaux ne se fait pas linéairement en hautes et basses eaux, de par l'hétérogénéité des nuages de points pour les deux périodes considérées et qui révèle un mélange d'eau d'origines différentes, difficiles à identifier séparément sans informations supplémentaires.

On identifie par contre très clairement l'influence des précipitations locales sur les échantillons de hautes eaux. Cette influence se retrouve également sur les échantillons de basses eaux de septembre 2011 pour R1 et R2, comme expliqué précédemment. Les échantillons des sources sont les plus proches de la composition du pôle précipitations hivernales. Ceci indique une influence nette des précipitations hivernales sur les sources du Lignon, ce que nous allons essayer de différencier du débit de base des basses eaux de septembre 2011.

Un diagramme de mélange comprenant le pôle précipitations hivernales et les sources en hautes et basses eaux permet de mieux appréhender le comportement de chacune des sources selon la saison (Figure 78).

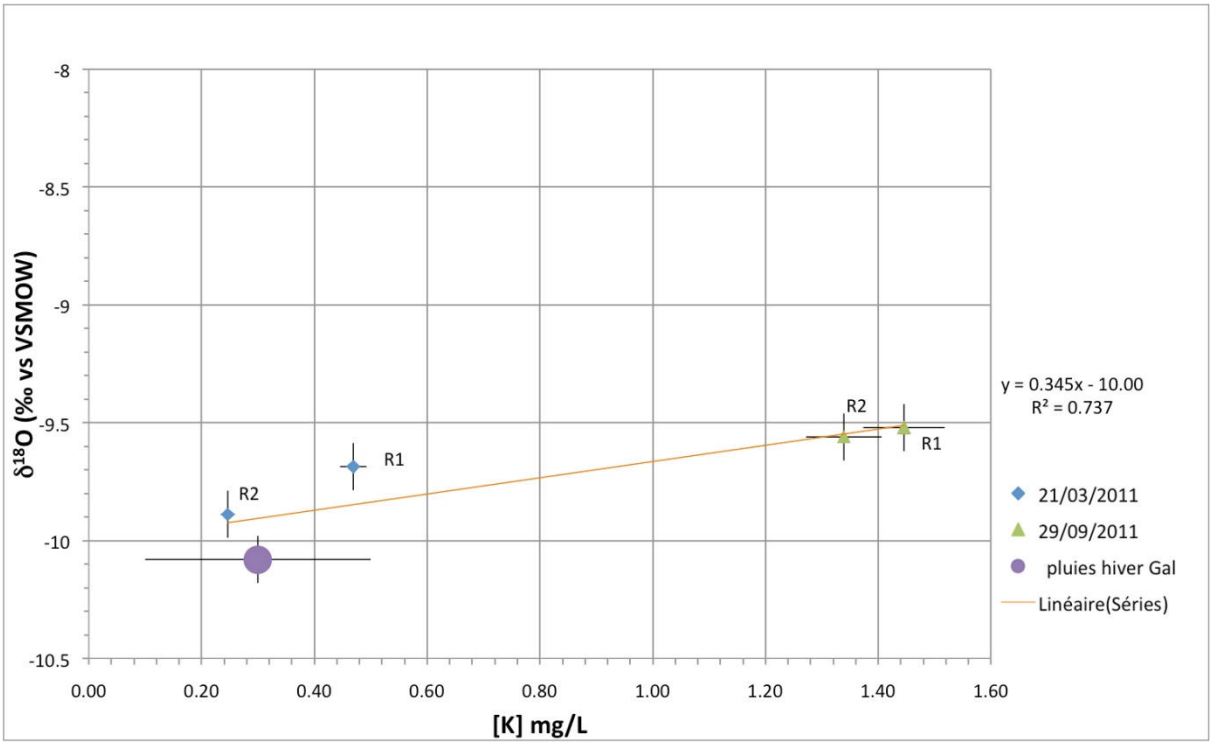


Figure 78 : Diagramme de mélange entre le potassium et le $\delta^{18}O$ pour les hautes eaux de mars 2011 et les basses eaux de septembre 2011 aux sources Nord (R1) et Sud (R2) du Lignon. *Un pôle de la composition moyenne des précipitations hivernales issue des données de [Gal, 2005] est indiqué, ainsi que son écart-type. La droite de régression indique le changement de composition théorique aux sources entre les hautes et les basses eaux.*

On voit que la corrélation indiquée par la droite de régression est meilleure que pour l'ensemble des échantillons, tout en sachant que le pôle précipitations hivernales représente celles de l'année 2000-2001, ce qui aurait pu être amélioré. En effet, un pôle représentant l'année 2010-2011 eût été préférable, surtout que cette année n'a pas eu un comportement hydrologique similaire aux autres années (2009-2010, 2011-2012, 2012-2013).

Deux hypothèses doivent donc être admises pour la suite du raisonnement:

- les points R1 et R2 de septembre 2011 sont représentatifs d'une eau « souterraine »

- l'eau des précipitations hivernales est censée correspondre à une année normale de pluviométrie.

IV.6.6 - Une prédominance de l'eau issue des précipitations (pluies et neige)

Le diagramme de la Figure 78 laisse supposer un mélange des eaux selon deux pôles : un pôle précipitations et un pôle eau « souterraine ». On constate que le point R2 de mars 2011 vient se superposer en partie avec la barre d'erreurs en $\delta^{18}O$, représentant ainsi l'échantillon le plus proche des précipitations. On peut donc considérer que les précipitations aux sources vont se situer dans un pôle compris entre R2 de mars 2011 et l'écart-type du pôle précipitations hivernales de 2000-2001.

Deux calculs vont être proposés selon la position de ce pôle :

- un premier calcul pour un pôle Précipitation confondu avec R2 du 21/03/2011,

- un deuxième calcul pour un pôle précipitation situé sur les valeurs minimales de la barre d'erreur du point issu de la moyenne des précipitations hivernales de [Gal, 2005].

A chaque calcul correspond deux pôles, qui reproduisent le pôle précipitation et le pôle eau « souterraine ».

Les données utilisées figurent dans le tableau 9, où les deux calculs de mélange entre les deux pôles sont proposés.

Tableau 9 : *Données employées pour le calcul des proportions d'eau « souterraine » et d'eau issue des précipitations.*

Les calculs ne portent que sur les concentrations en potassium, pour lesquelles la différenciation entre les deux pôles est la plus significative.

	Calcul 1: Pole R2 21/03/11 = precipitations		**Calcul 2 : Pôle précipitations ≠ de R2 du 21/03/2011**	
	Pole 1 **Précipitation**	**Pole 2** **Eau "souterraine"**	**Pole 1** **Précipitation**	**Pole 2** **Eau "souterraine"**
$\delta^{18}O$(‰)	**-9.88** (valeur pour R2 21/03/2011)	**-9.54** (moyenne R1 et R2 29/09/2011)	**-10.08** (reference Gal hiver 2000-2001)	**-9.54** (moyenne R1 et R2 29/09/2011)
K(mg/l)	**0.24** (valeur pour R2 21/03/2011)	**1.39** (moyenne R1 et R2 29/09/2011)	**0.1** (valeur minimale reportée par F. Gal pour les pluies de Saint Just-Saint Rambert)	**1.39** (moyenne R1 et R2 29/09/2011)
Calcul pour R1 21/03/2011 $\delta^{18}O$ = -9.68‰ K = 0.47mg/l	**80%**	**20%**	**71%**	**29%**
Calcul pour R2 21/03/2011 $\delta^{18}O$ = -9.88‰ K=0,24mg/l	–	–	**89%**	**11%**

On en déduit donc que, d'après les deux calculs testés ci-dessus, on peut penser qu'en période de fonte nivale, la contribution nivale à la source Nord du Lignon est d'environ de 70 à 80%, les 20 à 30% restant étant un apport plus « souterrain ». D'après la Figure 77, qui montre que les points du Haut Lignon sont encore plus appauvris en potassium que les sources, on peut supposer une alimentation comprise grossièrement entre 85 et 100% par la fonte nivale sur l'ensemble du bassin du Haut Lignon en période de fonte, avec ainsi une contribution profonde inférieure à 15%.

On rappelle que les débits maximaux observés à Q1 sont de 5,5l/s en période de fonte, et les minima en basses eaux sont d'environ 0,5l/s. Si on considère à nouveau que les débits des basses eaux sont soutenus par des apports plus profonds, on obtient un résultat finalement proche des estimations précédentes, avec environ 10% d'alimentation « souterraine », supposée constante sur l'année.

Ces proportions sont à considérer avec précautions, puisqu'elles intègrent une somme d'hypothèses et d'incertitudes potentielles. Il s'agit bien d'estimations et non pas de calculs précis. Cependant, on constate des résultats similaires selon les méthodes employées.

IV.7 - Discussion

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser les résultats obtenus dans cette partie. Les résultats principaux seront donc rappelés selon chaque méthode ou outil employé, puis confrontés dans le but d'améliorer la compréhension générale des phénomènes mis en jeu dans l'accumulation, la fonte et la restitution progressive de la neige dans le Haut Lignon.

Une combinaison favorable de plusieurs facteurs

Les données atmosphériques confirment que la congère de la Chamboite bénéficie d'une combinaison favorable du relief, du vent, des températures et de l'ensoleillement, déjà observée par G. Staron et B. Etlicher (Staron, 1990 ; Etlicher, 1993]. La niche de nivation dans laquelle elle croit durant l'hiver, forme une protection par rapport au vent qui permet le dépôt et l'accumulation de la neige. Le vent arrache la neige sur les parties les plus exposées (Nord-Ouest du Col de la Chamboite), pour l'accumuler dans les zones les plus abritées, formant ainsi une congère de grande étendue, perpendiculairement au secteur dominant. Les températures froides des crêtes du bassin autorisent, en plus du vent, l'accumulation durant l'hiver et la persistance pendant le printemps d'un volume de neige bien supérieur au reste du manteau neigeux. En outre, l'ensoleillement plus faible pendant la période d'accumulation est favorable à la croissance rapide de la congère. Ceci résulte en une redistribution et une accumulation d'un manteau neigeux hétérogène.

La fonte du manteau neigeux et de la congère de la Chamboite est principalement régie par l'ensoleillement croissant au printemps, ainsi qu'à l'effet couplé du soleil et de la température de l'air. Les épaisseurs de neige étant spatialement très variables au maximum d'accumulation, l'apport en eau nivale l'est donc tout autant.

Les effets de la température de l'air et de l'ensoleillement sur une couverture neigeuse spatialement variable

La fonte nivale est majoritairement pilotée par la température de l'air et l'ensoleillement. L'effet du soleil est bien visible sur le mont au Nord (45°40'12,40''N ; 3°47'55,34''E, à proximité de Procher), où la neige disparaît en premier en raison des nombreux rochers qui accumulent la chaleur, et d'une épaisseur de neige plus faible. La température de l'air agit elle de façon plus généralisée. La fonte débute généralement entre fin février et mi-mars, pour s'achever à mi-juin au plus tard.

La cartographie des épaisseurs du manteau neigeux réalisée avec le radar géologique, inspirée notamment des travaux de [Harper and Bradford, 2003 ; Galley et al., 2009 ; Heilig et al., 2009 ; Previati et al., 2011], apporte une précision très appréciable pour étudier l'EELN du sous-bassin Q1. La densité a correctement été mesurée et semble homogène à grande échelle. Elle l'est aussi en moyenne sur l'ensemble de la hauteur du profil neigeux. Il existe par contre beaucoup de variations à l'échelle très locale, en particulier dans un manteau neigeux non « mûr ». En effet, avant l'homogénéisation du manteau neigeux par la fonte printanière, la densité peut varier très localement en raison de niveaux durcis par exemple et la succession des épisodes de dépôts. Il en résulte un manteau neigeux stratifié qui ne présente pas des couches uniformes. Il devient donc très difficile d'estimer une densité représentative. Il convient donc de réaliser les mesures une fois que celle-ci s'est homogénéisée dans le profil et de la mesurer avec soin. Par exemple, une erreur de facteur deux sur l'estimation de la densité revient à mesurer une épaisseur de neige deux fois trop grande ou deux fois trop petite, d'où les possibles répercussions sur le calcul de l'EELN. Les masses volumiques de la neige relevées sont étonnamment fortes, mais il ne faut pas oublier que l'on mesure ici une neige proche d'une neige de névé. Ces valeurs et ces résultats restent en accord avec le travail de [Previati et al., 2011], utilisant une méthodologie similaire dans les Alpes italiennes.

On notera également l'importance des visites de terrain pour estimer la « maturité » du manteau neigeux. Pour le calcul de l'EELN, la mesure des épaisseurs de neige doit donc se faire au moment où l'accumulation est maximale, mais également lorsque le manteau neigeux est homogène en termes de densité. Ce fut le cas pour l'année 2009-2010, mais un peu moins pour 2011-2012, où une deuxième chute de neige tardive est venue apporter un volume d'eau supplémentaire dans les débits.

Le rôle de la structure du sol sur l'infiltration

Il a été très enrichissant de suivre l'infiltration de l'eau nivale dans le sol, même si un étalonnage précis aurait été préférable pour déterminer les teneurs en eau volumiques, quantitativement et avec précision. Mis en évidence par les oscillations des débits en période de fonte en 2010-2011, le suivi de l'infiltration dans la fosse TDR laisse penser à une alimentation superficielle de la source Nord. Cette méthode suggère un écoulement préférentiel de l'eau sur l'interface horizon organique/arène, qui pourrait également être lié à un ruissellement probable en surface en amont de la zone de mesure. Il est cependant difficile de déterminer si l'horizon organique constitue réellement un aquifère, d'après des teneurs en eau volumiques mesurées certes élevées, mais non étalonnées précisément pour ce type de sol. On se contentera donc d'imaginer une surface d'écoulement préférentiel entre l'horizon A et l'arène, lors d'une saturation en eau temporaire.

Les variations d'humidité de l'arène font supposer une recharge partielle du stock hydrique par la fonte de la neige, ce qui a son importance pour le soutien des débits de la source Nord à l'étiage, ce qui semble être confirmé par la géochimie.

On constate une réaction rapide de la teneur en eau volumique du sol, et de la fonte du manteau neigeux, face à l'accroissement de la température de l'air et de l'ensoleillement. Ces variations d'humidité sont particulièrement remarquables en surface et en bas de l'horizon organique. Elles sont liées à l'infiltration d'eau issue du manteau neigeux, mais aussi à des épisodes pluvieux. Les variations les plus fortes sont situées entre l'horizon A du sol et l'arène. L'arène réagit également à ces variations, mais avec une amplitude bien moins marquée. Ces oscillations des teneurs en eau semblent être reliées à celles observées dans les débits de la source Nord du Lignon. Cependant, ces oscillations doivent être attribuées plus probablement à un ruissellement superficiel issu de la fonte nivale, plutôt qu'à une propagation de l'onde d'humectation dans le sol, de la fosse TDR jusqu'à la source. Pourtant il est très probable que l'écoulement préférentiel entre les deux couches de sol alimente la source Nord, mais à plus long terme que la journée. L'écoulement dans le sol doit être relié à la perméabilité, qui ne permet en aucun cas une transmission aussi rapide entre la fosse TDR et la source.

Les températures du sol ont, quant à elles, décelé le début d'un enneigement supérieur ou égal à une dizaine de centimètres en automne à l'instar de [Etlicher et al., 1993], et le déneigement total au printemps. Grâce à la cartographie des épaisseurs de neige au 20/02/2012, la disparition de la neige en surface de la fosse TDR a permis de calculer un volume d'eau écoulé entre deux dates, ce qui autorise l'estimation de la restitution d'un EELN de volume connu à la source Nord. L'état thermique du sol en marge de la saison froide a constitué un élément intéressant, avec notamment l'amortissement complet des variations des températures extérieures lors de l'hiver.

La cartographie des horizons superficiels du sol donne une répartition générale d'une possible ressource pour les deux sources Nord et Sud du Lignon. La répartition des profondeurs du bas de l'horizon A pourrait présenter une configuration favorable à la formation d'un aquifère selon l'épaisseur de celui-ci, ou canaliser l'eau infiltrée dans des dépressions locales formées par le toit de l'arène. La source Sud pourrait ainsi bénéficier d'une meilleure alimentation par cet aquifère/dépression supposé. Un écoulement de l'eau semble également se faire de cette ressource jusqu'à la source Nord. En considérant que la fosse TDR est située dans une avancée de cet aquifère/dépression et sur le trajet de cet écoulement comme les débits semblent le montrer, on pourrait expliquer une partie des débits « superficiels » à la source Nord. Les débits d'origine plus « profonde » sembleraient provenir d'un lent drainage de l'arène, alimentant la source Nord en été. Mais celle-ci doit probablement récupérer de l'eau du coté Nord du col de la Chamboite, ce qui complèterait ainsi ces débits « profonds».

L'influence des accumulations neigeuses sur les débits

En ce qui concerne les débits, on constate une influence de la fonte nivale à l'année sur le Haut Lignon, et jusqu'à Q4 en période de fonte. Le rôle précis des accumulations neigeuses n'est par contre visible qu'à l'échelle du bassin versant Q1 en période de fonte, et il est plus difficile de les identifier en aval de Q3. Ceci reflète un apport d'eau nivale spatialement variable selon la répartition de la neige, mais qui varie également selon la distribution des paramètres régissant sa fonte, en accord avec [Anderton et al., 2002]. On obtient ainsi une fonte différentielle selon la localisation dans le bassin versant considéré (altitude, position géographique par rapport aux épaisseurs de neige, pente, pédologie) et les conditions météorologiques. On perçoit donc l'importance de l'échelle de travail adoptée face à des paramètres qui ne sont mesurés que ponctuellement.

Les observations concernant les débits spécifiques montrent une contribution très importante des têtes de bassin par rapport au reste du bassin versant, en particulier en période de fonte. L'étalement des débits spécifiques à Q1 à la fin de la fonte permet de déceler la contribution des accumulations neigeuses. A Q3, le rôle des congères est moins évident et c'est plutôt l'ensemble d'un manteau neigeux plus homogène qui fond, et plus rapidement. Les congères ne représentent alors qu'une faible proportion des débits à Q3.

Les débits sont en lien direct avec la température de l'air et l'humidité du sol. Deux types de retard sont identifiables entre la température et les débits en période de fonte : un effet à court terme d'une douzaine d'heures et un effet à plus long terme de cinq jours et demi. La combinaison de ces deux effets retard laisse supposer au moins deux alimentations différentes de la source Nord du Lignon. L'effet retard à long terme serait vraisemblablement dû aux variations météorologiques des températures et une infiltration de l'eau nivale sur l'interface horizon organique/arène. L'effet à court terme serait probablement lié aux variations diurnes/nocturnes de la température et donc à un ruissellement proche de la source. De plus, ces oscillations sont encore perceptibles à Q3, sous-bassin qui semble être sensible au ruissellement d'après les réponses rapides de ses débits face aux précipitations.

On observe également ce type d'oscillations liées à la température au niveau de la sonde TDR, cependant une station située entre la station TDR et la source serait nécessaire pour étudier la propagation et l'amortissement de ces oscillations dans le sol. Dans le doute, il semble que les oscillations soient perceptibles en début d'infiltration et sembleraient ensuite être lissées avant de rejoindre la source. La source Nord aurait donc au moins deux alimentations superficielles : une liée à la structure du sol (surface d'écoulement préférentiel) avec une influence de quelques jours et une

autre liée au ruissellement ou une alimentation nivale plus proche (congère de la Chamboite ?). Une troisième origine plus « profonde » serait liée à l'arène, rechargée à la fonte, puis drainée jusqu'à l'été.

Les débits de basses eaux à la source montrent un apport d'eau qui nécessite une ressource en eau probablement plus profonde que celle constituée par l'horizon organique du sol/dépressions dans le toit de l'arène. Cette part « profonde » semble avoisiner les 10% du débit en période de fonte, ce qui est confirmé assez précisément par la méthode géochimie/isotopes pour l'année 2011. Il reste à connaître si cette contribution reste la même pendant et selon les différentes années.

Une modélisation difficile du rôle hydrologique de la congère

Des pistes de réflexion se dégagent de la modélisation, sans pour autant apporter des résultats parfaitement en accord avec les observations relevées par les autres méthodes. La précision des simulations est satisfaisante à l'année, proche des performances obtenues par [Valéry, 2010], mais ne permet pas l'étude du rôle hydrologique de la neige en période de fonte. Il est donc difficile d'identifier le rôle précis des accumulations neigeuses en raison de la précision et de l'étendue des données acquises. L'année 2010-2011 induit une baisse de la qualité des simulations. Il est de plus dommage de ne pas disposer de chroniques de débits continues et fiables à Q3, dont le bassin est plus sensible aux accumulations neigeuses que Q4, et d'une manière générale à la neige. En effet, pour l'instant, seule la station de jaugeage Q4 permet d'employer des chroniques plus étendues et fiables, en dépit du fait qu'elle se situe un peu trop en aval pour étudier le rôle hydrologique annuel de la neige. Une analyse statistique de jeux de données supplémentaires devrait être réalisée, mais il faut garder à l'esprit que la modélisation d'un bassin versant comme celui du Haut Lignon requiert de nombreuses observations de terrain pour être réaliste. En effet, la variabilité de l'enneigement sur des années antérieures à ce travail de thèse ne peut être validée sans mesures directes.

La géochimie décèle une contribution nivale plus tardive

Les isotopes et la géochimie devaient être employés en tant qu'outil de vérification des données obtenues par les autres méthodes. On voit qu'avec un échantillonnage restreint, qui souffre de l'absence de prélèvements plus réguliers et d'échantillons de pluies, on parvient à donner des précisions supplémentaires sur les débits du Lignon.

La composition des eaux des sources du Lignon et du Lignon en général est très proche de celle des eaux météoriques. Ceci renforce l'hypothèse d'une ressource en eau superficielle, peu minéralisée en raison d'un temps de résidence court dans le sol/sous-sol. Ceci est de plus conforme aux observations faites sur les accumulations de neige près des sources, de l'infiltration de l'eau dans le sol au niveau de

la fosse TDR, et des débits spécifiques pour le haut du bassin, qui illustrent une réponse rapide du bassin par rapport aux précipitations.

Cependant l'influence de l'eau nivale se fait bien plus tard dans l'année par rapport à ce que les débits et l'infiltration superficielle nous amenaient à penser. On constate en effet une contribution nivale « profonde » (dans l'arène) qui est drainée jusqu'à mi-juillet 2011. Les débits de la source ne laissaient jusqu'alors présager qu'une contribution nivale ne dépassant quasiment pas la fin du mois de mai 2011. Etant donné que l'année 2010-2011 n'a bénéficié que d'un enneigement restreint, on peut imaginer une contribution nivale s'étalant encore plus tardivement dans l'année, peut-être jusqu'à un nouvel apport neigeux à l'automne, répondant en partie aux hypothèses posées par [Gal, 2005] sur le rôle de l'alimentation neigeuse dans la ressource en eau forézienne. Bien que la station de ski de Chalmazel modifie quelque peu la composition des eaux, aucune alimentation souterraine profonde ne peut être décelée dans le cours du Lignon.

Il faut donc se contenter d'étudier l'alimentation des sources qui, elles, montrent une contribution plus « profonde » qui semble être liée à l'imprégnation de l'arène granitique d'eau nivale pendant la période de fonte, puis sa restitution lente jusqu'à l'été. L'essentiel des débits en période de fonte est donc lié à une eau à très court temps de résidence, due au ruissellement superficiel sur la surface du sol, et hypodermique sur l'interface horizon organique/arène. Les proportions annuelles calculées entre l'apport souterrain et l'apport superficiel correspondent assez précisément aux estimations de ces mêmes proportions par les débits.

Malgré ces réponses hydrologiques rapides, les analyses géochimiques révèlent un fonctionnement légèrement différent entre les deux sources. Cette différence, au regard de la cartographie obtenue pour l'horizon organique du sol, pourrait être reliée à un aquifère superficiel mieux drainé par la source Sud que par celle du Nord, ou peut-être une arène plus profonde au niveau de la source Nord du Lignon.

Conclusion

Les résultats obtenus sont intéressants à la vue des données parfois incomplètes obtenues, ce qui sera développé dans les perspectives de la dernière partie. De l'ensemble des résultats, plusieurs observations communes sont à noter sur l'alimentation du Lignon et de ses sources. On en déduit donc finalement que les sources du Lignon dépendent fortement de la présence de neige à l'année, bien qu'un apport plus profond existe, mais qui semble lui aussi bénéficier de l'apport nival. En période de fonte, plusieurs origines d'eau sont décelées à la source Nord du Lignon. Un ruissellement superficiel dont le temps de réponse est très rapide par rapport à la température, qui alimente le sol en eau nivale. Ce ruissellement est perceptible à proximité de la source. Un ruissellement hypodermique alimente

également la source avec une réponse plus lente, et semble dépendre de l'infiltration du premier ruissellement superficiel. Enfin, l'infiltration plus profonde de l'eau issue de la fonte de la neige permet un apport lent et continu de la source au moins jusqu'en été. Les proportions d'eau superficielles et profondes évoluent au cours de l'année, en particulier en période de fonte. La fonte nivale est perceptible dans les débits du Haut Lignon à l'année et en aval du village Chalmazel en période de fonte. La contribution spécifique des accumulations neigeuses se cantonne à la partie du Lignon située proche des sources.

IV.8 - Synthèse de la quatrième partie

La congère de la Chamboite forme une importante accumulation de neige grâce à l'action combinée du vent, des températures, et d'un ensoleillement faible durant la saison d'accumulation. Le volume qu'elle acquiert durant l'hiver lui permet de persister tardivement dans la période de fonte, qui débute vers fin février ou mi-mars et se termine jusqu'à mi-juin selon les années.

La cartographie du manteau neigeux avec le radar géologique montre une accumulation très variable dans l'espace, ce qui conduit à un apport d'eau nivale très hétérogène. Un volume d'eau nivale est calculé à partir de la cartographie des épaisseurs de neige et de la densité. La restitution de ce volume est ensuite étudiée par les mesures d'humidité du sol et de débits dans le ruisseau.

Les mesures d'humidité volumique dans le sol par les sondes TDR semblent indiquer une alimentation par ruissellement hypodermique de la source Nord du Lignon sur une surface d'écoulement préférentiel. En effet, des oscillations journalières de l'humidité et des débits, liées à la température de l'air, nous indiquent que la source bénéficie d'une eau de fonte produite de façon journalière. Ces oscillations sont visibles au niveau de la fosse TDR, mais s'amortissent avant de parvenir à la source. Ce ruissellement hypodermique contribue aux débits de la source à une échelle temporelle plus grande que la journée.

Les mesures de températures réalisées par les sondes TDR permettent de calculer un taux de fonte théorique de la neige entre la cartographie des épaisseurs réalisée avec le radar géologique, et la disparition de la neige au dessus de la fosse TDR. Ce taux de fonte est ensuite comparé aux débits.

Le radar géologique nous renseigne également sur la structure du sol. Une cartographie de l'épaisseur de l'horizon organique du sol/toit de l'arène laisse supposer un possible aquifère qui alimenterait les sources Nord et Sud du Lignon.

Les débits révèlent une contribution bien plus forte des têtes de bassin versant, liée à la fonte de la neige, et des accumulations neigeuses à proximité des sources. Le rôle de la neige est perceptible jusqu'à Q4 en période de fonte mais ne constitue pas un volume significatif dans les débits à l'année. Il faut donc remonter vers l'amont pour identifier clairement la contribution neigeuse dans les débits annuels et printaniers.

Le suivi des débits à la source Nord du Lignon montre une très forte dépendance des débits face à une fonte nivale, liée la température de l'air. Cette relation semble intervenir à deux échelles de temps différentes : un décalage des débits face aux températures de douze heures, et un retard proche de cinq jours et demi. Ces effets retard seraient liés aux oscillations quotidiennes de température de l'air et aux variations météorologiques de température, respectivement.

Ces observations laissent penser à une alimentation très superficielle de la source par une fonte de proximité et une alimentation par ruissellement hypodermique selon un écoulement préférentiel entre les différents horizons du sol.

Le travail de modélisation montre qu'il est difficile d'appréhender le rôle spécifique des accumulations neigeuses sur les débits du Lignon en ne disposant que de données situées trop en aval dans le bassin. Cependant, des relations précipitations-débits satisfaisantes sont obtenues, compte tenu d'une année 2010-2011 hydrologiquement anormale.

Les analyses géochimiques nous donnent de précieuses informations concernant l'alimentation des sources en hautes et basses eaux. Elles révèlent une alimentation très superficielle des sources, dépendant fortement des précipitations et le fonctionnement étagé de plusieurs ressources. En période de fonte nivale, l'essentiel du débit des sources provient de la neige. En basses eaux, l'infiltration de l'eau nivale au printemps jusqu'à l'arène et sa lente restitution permet un soutien des débits jusqu'en fin d'été, indiquant la contribution d'une troisième ressource pour la source Nord du Lignon.

V - Cinquième partie : Conclusions et perspectives

V - Cinquième partie : Conclusions et perspectives

Cette dernière partie va aborder une synthèse des résultats obtenus et une discussion générale concernant la validité de la méthodologie employée par rapport aux hypothèses de départ. Cette partie vise également à amener une dimension critique à ce travail, pour chaque point de la méthodologie employée, puis sur l'ensemble de celle-ci, avec d'éventuelles améliorations à apporter dans le but de perspectives futures.

V.1 - Synthèse

L'influence de la neige, et plus particulièrement des accumulations neigeuses, dans les débits des rivières du Massif Central, impose une échelle de travail locale. Les Monts du Forez et le site de Pierre-sur-Haute, grâce à leurs congères, se démarquent d'autres sites d'application potentiels comme un bon exemple de l'influence spécifique des accumulations neigeuses sur les débits des cours d'eau. Ces accumulations constituent une ressource en eau qui contribue aux débits du Lignon du Forez, du moins en tête du bassin versant.

Ce travail à une échelle réduite et locale nécessite une instrumentation et une méthodologie spécifiques qui tiennent compte des particularités du terrain. Une approche entièrement spatialisée est cependant trop difficile à mener sur le bassin versant complet du Lignon. A l'inverse, l'approche ponctuelle est adaptée à une surface réduite, mais s'extrapole difficilement à un milieu spatialement très variable.

La situation orographique de la chaine contribue à des conditions météorologiques hétérogènes à l'échelle du bassin versant, mais aussi plus localement à l'échelle des têtes de bassin versant, en raison de l'effet du relief local sur le vent. Les accélérations et décélérations locales du vent ainsi que l'origine des masses d'air sont responsables de précipitations liquides et solides significativement variables dans le temps et l'espace.

Les effets du vent sont en particulier remarquables avec la redistribution des précipitations neigeuses et la formation de congères de grande étendue. Le manteau neigeux est donc affecté par une variabilité très locale de son épaisseur, ce qui impose une échelle de travail réduite pour étudier le rôle hydrologique des accumulations neigeuses dans le bassin versant.

Le choix du site d'application a dû alors s'adapter à la fois à des paramètres fluctuant régionalement mais aussi localement. Le site d'application n'étant pas équipé pour l'échelle de travail employée, une méthodologie et une instrumentation adaptées et tenant compte des spécificités locales ont dues être mises en place.

La méthodologie vise donc à étudier chaque étape du transfert de l'eau de sa forme solide jusqu'à sa restitution en différents points du bassin versant, pour essayer d'évaluer au mieux l'impact de la fonte nivale sur les débits du Lignon. L'instrumentation mise en place se concentre donc sur les étapes clés que sont l'EELN, véritable réservoir d'eau relargué progressivement dans le bassin, le suivi l'infiltration à l'interface neige-sol, et l'étude de la restitution de ce volume d'eau nivale dans les débits du Lignon.

Il ressort de ce travail que les données atmosphériques nous confirment que la congère de la Chamboite bénéficie d'une combinaison favorable du relief, du vent, des températures et de l'ensoleillement. La niche de nivation dans laquelle elle croit durant l'hiver, forme une protection par rapport au vent qui permet le dépôt et l'accumulation de la neige. Le vent arrache la neige sur les parties les plus exposées, pour l'accumuler dans les zones les plus abritées, formant ainsi une congère de grande étendue. Les températures froides des crêtes du bassin autorisent, en plus du vent, l'accumulation durant l'hiver et la persistance pendant le printemps d'un volume de neige bien supérieur au reste du manteau neigeux. En outre, l'ensoleillement plus faible pendant la période d'accumulation est favorable à la croissance rapide de la congère. Ceci résulte à une redistribution et une accumulation d'un manteau neigeux hétérogène. La fonte du manteau neigeux et de la congère de la Chamboite est principalement régie au printemps par l'ensoleillement croissant, ainsi qu'à l'effet couplé du soleil et de la température de l'air. Les épaisseurs de neige étant spatialement très variables au maximum d'accumulation, l'apport en eau nivale l'est donc tout autant. Cet apport est donc à la fois variable dans l'espace, mais aussi durant toute la période de fonte, qui débute généralement entre fin février et mi-mars, pour s'achever à mi-juin au plus tard.

Pour étudier le rôle de la neige pendant la fonte, une cartographie des épaisseurs de neige et de l'EELN a été réalisée sur une surface couvrant la quasi-totalité du sous-bassin Q1, à l'aide d'un radar géologique. Le volume de neige alors obtenu a été transformé en EELN grâce à des mesures de densité. Un volume d'eau nivale pouvant potentiellement s'écouler dans le bassin versant a alors été obtenu avec une précision très appréciable. Ce volume d'eau alors généré a donc été ensuite étudié, au cours de son infiltration puis de sa restitution dans le bassin versant.

Le suivi de l'infiltration dans la fosse TDR laisse penser à une alimentation superficielle de la source Nord du Lignon, décelée dans un premier temps par les oscillations des débits en période de fonte face aux températures de l'air. Cette méthode suggère un écoulement préférentiel de l'eau proche de l'interface horizon organique/arène, qui pourrait également être lié à un ruissellement probable en surface. Les variations d'humidité de l'arène font penser à une recharge partielle du stock hydrique par la fonte de la neige, ce qui a son importance pour le soutien des débits de la source Nord à l'étiage. Cette hypothèse est d'ailleurs confirmée par les analyses géochimiques. Les températures du sol, mesurées conjointement aux humidités volumiques à diverses profondeurs, ont donné de précieuses informations sur l'état de gel du sol et la présence d'une couverture neigeuse, permettant ainsi de calculer un taux de fonte qui peut être comparé aux débits à la source et aux proportions issues des analyses isotopiques.

La cartographie des horizons superficiels du sol donne une répartition générale d'une possible ressource commune pour les deux sources Nord et Sud du Lignon. La répartition des profondeurs du bas de l'horizon A pourrait présenter une configuration favorable à la formation d'un aquifère selon l'épaisseur de celui-ci, ou canaliser l'eau infiltrée dans des dépressions locales formées par le toit de l'arène. La source Sud pourrait ainsi bénéficier d'une meilleure alimentation par cet aquifère/dépression supposé, ce que la partie géochimie semble indiquer. Un écoulement de l'eau se ferait donc de cette ressource jusqu'à la source Nord, même si il est encore difficile de déterminer si l'horizon organique constitue réellement un aquifère. La source Nord bénéficierait alors d'une alimentation à la fois superficielle liée à la fonte immédiate de la congère, mais aussi plus profonde entre les couches de sol, même si cette dernière ne peut être qualifiée de souterraine. Une troisième ressource plus profonde est décelée par les analyses géochimiques, liée à l'arène, et qui serait également d'origine nivale.

En ce qui concerne les débits, ils reflètent un apport d'eau nivale spatialement variable selon la répartition de la neige, mais variant également selon la distribution des paramètres régissant la fonte, aboutissant ainsi à une fonte et une restitution différentielle selon la localisation dans le bassin versant. On perçoit par la même occasion l'importance de l'échelle de travail adoptée face à des paramètres qui ne sont mesurés que ponctuellement, et la possibilité de les extrapoler éventuellement dans les différents sous bassins.

Les observations concernant les débits spécifiques montrent une contribution très importante des têtes de bassin par rapport au reste du bassin versant, en particulier en période de fonte. L'étalement des

débits spécifiques à Q1 à la fin de la fonte permet de déceler la contribution des accumulations neigeuses. A Q3 le rôle des congères est moins évident et c'est plutôt l'ensemble d'un manteau neigeux plus homogène qui fond, et plus rapidement. Les congères ne représentent alors qu'une faible proportion des débits normaux à Q3.

On constate donc une influence de la fonte nivale, à l'année sur le Haut Lignon, et visible jusqu'à Q4 en période de fonte. En termes de volumes, le rôle précis des accumulations neigeuses n'est par contre décelable qu'à l'échelle du bassin versant Q1, en période de fonte, et il devient bien plus difficile de les identifier en aval de Q3.

Les débits relevés de l'amont vers l'aval du Lignon ont permis une étude très fine du rôle de la fonte des accumulations neigeuses à la source, et l'effet du ruissellement hypodermique sur les débits du ruisseau. Les débits sont en lien direct avec la température de l'air et l'humidité du sol. Deux types de retard sont identifiables entre la température et les débits en période de fonte : un effet à court terme d'une douzaine d'heures et un effet à plus long terme de cinq jours et demi. La combinaison de ces deux effets retard laisse supposer au moins deux alimentations différentes de la source Nord du Lignon. L'effet retard à long terme serait vraisemblablement dû aux variations météorologiques des températures et une infiltration de l'eau nivale sur l'interface horizon organique/arène. L'effet à court terme serait probablement lié aux variations diurnes/nocturnes de la température et donc à un ruissellement proche de la source. D'après les débits la source Nord aurait donc au moins deux alimentations superficielles : une liée à la structure du sol avec une influence de quelques jours, et une autre liée au ruissellement ou une alimentation nivale plus proche.

La troisième origine plus « profonde » liée à l'arène, rechargée à la fonte, puis drainée jusqu'à l'été, est mise en évidence par la géochimie. Les débits de basses eaux à la source et les analyses géochimiques montrent en effet un apport d'eau plus profond. Cette part d'eau « profonde » semble avoisiner les 10% du débit en période de fonte, ce qui est confirmé assez précisément par la méthode géochimie/isotopes pour l'année 2011. Il reste à connaître si cette contribution reste la même pendant et selon les différentes années.

Le travail de modélisation, mené dans le but de trouver une relation précipitation-débit, donne des résultats convenables pour le sous-bassin versant Q4. En effet, selon le type de modèle employé, le réservoir que constitue la neige est plus ou moins bien pris en compte. On se rend compte qu'il est très difficile de modéliser l'effet particulier des accumulations neigeuses sur les débits. Cela nécessite une résolution très fine sur l'ensemble des paramètres utilisés en entrée, ce qui revient soit à mettre en place une instrumentation très complète et onéreuse, ou à interpoler la plupart de ces paramètres. La

précision des simulations est donc satisfaisante pour l'instant à l'année, mais ne permet pas l'étude du rôle hydrologique de la neige en période de fonte. Il est donc difficile d'identifier le rôle précis des accumulations neigeuses en raison de la précision et de l'étendue des données acquises et de comparer les résultats obtenus avec ceux des autres méthodes utilisées. L'année 2010-2011, de par son enneigement particulier, induit de plus une baisse de la qualité des simulations, et le temps nécessaire à l'acquisition des données par l'instrumentation mise en place, ne permet pas de disposer de chroniques suffisamment fiables et étendues. Une analyse statistique de jeux de données supplémentaires à plus long terme devrait donc être réalisée, tout en gardant à l'esprit que la modélisation d'un bassin versant comme celui du Haut Lignon requiert de nombreuses observations de terrain pour être réaliste.

La partie analyse isotopique et géochimie des eaux du Lignon a été menée dans le but de déterminer l'origine des eaux du Lignon. Les isotopes et la géochimie donnent des résultats satisfaisants avec un échantillonnage restreint, et il devient possible de donner des précisions supplémentaires sur le parcours emprunté et l'origine de l'eau du Lignon selon la saison. Ces résultats recoupent de plus les observations réalisées avec les autres méthodes.

On constate que la composition des eaux des sources du Lignon, et du Lignon en général, est très proche de celle des eaux météoriques. Ceci renforce l'hypothèse d'une ressource en eau superficielle, peu minéralisée en raison d'un temps de résidence court dans le sol/sous-sol. Cette hypothèse est de plus conforme aux observations faites sur les accumulations de neige près des sources, de l'infiltration de l'eau dans le sol au niveau de la fosse TDR, et des débits spécifiques pour le haut du bassin, qui illustrent une réponse rapide du bassin par rapports aux précipitations.

Cependant la géochimie permet d'observer que l'influence de l'eau nivale se fait bien plus tard dans l'année, par rapport à ce que les débits et l'infiltration superficielle nous amenaient à penser. On constate en effet une contribution nivale « profonde » (dans l'arène) qui est drainée jusqu'à mi-juillet 2011, ce qui n'était pas visible d'après les débits de la source. En effet, ceux-ci ne laissaient jusqu'alors penser qu'à une contribution nivale ne dépassant quasiment pas la fin du mois de mai 2011.

Sachant que l'année 2010-2011 n'a bénéficié que d'un enneigement restreint, on peut alors imaginer une contribution nivale s'étalant encore plus tardivement dans l'année, peut-être jusqu'à un nouvel apport neigeux à l'automne.

Le Haut Lignon ne semble pas être alimenté par une ressource en eau plus profonde liée à la fissuration du socle. L'essentiel des débits en période de fonte est donc lié à une eau à très court temps

de résidence, due au ruissellement superficiel sur la surface du sol, et hypodermique à proximité de l'interface horizon organique/arène. Les proportions annuelles calculées entre l'apport souterrain et l'apport superficiel correspondent assez précisément aux estimations de ces mêmes proportions par les débits.

On en déduit donc finalement que les sources du Lignon dépendent fortement de la présence de neige à l'année. Bien qu'un apport un peu plus profond existe, il bénéficie aussi de l'apport nival. En période de fonte, plusieurs origines d'eau sont alors décelées à la source Nord du Lignon.

Un ruissellement superficiel, dont le temps de réponse est très rapide par rapport à la température, qui alimente le sol en eau nivale. Ce ruissellement est perceptible à proximité de la source, mais aussi dans le bassin correspondant au Haut Lignon.

Un ruissellement hypodermique alimente de plus la source avec une réponse plus lente, et semble dépendre de l'infiltration du premier ruissellement superficiel.

Enfin, l'infiltration plus profonde de l'eau issue de la fonte de la neige permet un apport lent et continu de la source au moins jusqu'en été. Ces proportions d'eau superficielles et profondes évoluent au cours de l'année, en particulier en période de fonte.

La fonte nivale est perceptible dans les débits du Haut Lignon à l'année et en aval du village de Chalmazel en période de fonte. La contribution spécifique des accumulations neigeuses se limite, elle, à la partie du Lignon située proche des sources.

L'ensemble des résultats donne un schéma de fonctionnement général et cohérent sur les têtes du bassin versant du Lignon, bien que de nombreuses hypothèses restent à confirmer avec une échantillonnage plus complet.

La spatialisation ou l'extension des observations réalisées permettraient d'améliorer la précision de certains paramètres difficiles à mesurer.

V.2 - Conclusions générales

La méthodologie et l'instrumentation proposées essayent d'étudier les multiples facettes qui ont dû être prises en compte pour l'étude de la contribution neigeuse dans les débits du Lignon. Elles doivent s'accommoder d'échelles de travail très différentes allant de plusieurs kilomètres à quelques centimètres selon les paramètres étudiés. Mais elles doivent également s'adapter à un site d'application dont la variabilité spatiale et temporelle peut être un obstacle sur la durée de ce travail de thèse. De plus, les méthodes et les outils employés l'étaient de façon inédite à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, et leur appropriation a demandé un certain délai avant de les maîtriser, sur un terrain relativement difficile pour l'instrumentation.

Alors que la méthodologie semble dépendre de l'acquisition synchrone de l'ensemble des paramètres, il semble que l'on puisse obtenir des résultats satisfaisants avec des données récoltées de manière éparse. Ceci est valable sur l'étude d'un phénomène répétitif selon les années, compris dans une variabilité raisonnable.

L'année 2010-2011 a ainsi éprouvé les limites de la méthodologie : un enneigement discontinu dans l'hiver et relativement faible, suivi d'épisodes pluvieux très peu intenses pendant le printemps, ont abouti à des débits très bas. Cela a posé problème pour étudier l'EELN, dont l'acquisition avec le radar géologique a été impossible cette année. Les seuils de jaugeage n'étaient pas non plus prévus pour des débits aussi bas, posant des problèmes de mesures de débits. A l'inverse, des conditions climatiques particulièrement froides ont mis à rude épreuve le matériel installé sur le terrain durant l'hiver 2011-2012. Sur deux années donc, on rencontre deux extrêmes, qui ont cependant permis l'acquisition de données permettant de progresser sur la connaissance du fonctionnement hydrologique du Haut Lignon. L'instrumentation paraît donc plus robuste que prévue, ce qui ouvre des perspectives d'utilisation encore plus difficiles ou plus variables, alors que le matériel utilisé n'est pas conçu pour ce genre de mesure.

Ainsi, le fonctionnement hydrologique du Haut Lignon est désormais éclairci, du moins en partie.

L'influence nivale annuelle est clairement identifiée aux sources du Lignon, et dans une moindre proportion en aval. Cette influence est bien plus notable en période de fonte, où elle constitue l'essentiel des débits observés. Le rôle spécifique des accumulations neigeuses est lui bien moins significatif, avec une influence globalement localisée aux sources. Une contribution souterraine profonde dans les débits du Lignon n'a pas été identifiée. Une ressource souterraine, mais bien plus superficielle semble par contre alimenter les sources et leur permettre de couler pendant toute l'année.

La configuration géologique des Monts du Forez semble n'autoriser qu'une faible infiltration d'eau nivale, qui ruisselle en surface en grande majorité. L'hypothèse évoquée lors de ce début de travail de thèse, concernant la possible recharge des nappes de la bordure Ouest de la plaine du Forez n'est donc pas significative, puisque la part d'eau nivale dans les débits du Lignon n'est pas assez importante annuellement à l'aval de Chalmazel, et encore moins en aval. Cependant, les Monts du Forez forment naturellement un socle sur lequel l'eau peut ruisseler jusqu'à la plaine, par l'intermédiaire des cours d'eau.

On voit donc que la méthode générale, développée spécifiquement pour le Haut Lignon, peut également être utilisée sur des sites extérieurs. Sans rivaliser avec des dispositifs aéroportés permettant de couvrir une grande surface, elle trouve sa place dans l'étude spécifique de petits bassins versants de montagne. Ceci ouvre la porte à un emploi à des latitudes ou des altitudes très différentes du Lignon, du moment que l'EELN est bien identifié. L'appareillage ne nécessite en effet que des visites de contrôle espacés, tout en restant discret dans le paysage. Pour des bassins versants de plus grande surface, la méthode employée avoue ses limites, en raison des difficultés à estimer des épaisseurs de neige variables sur des surfaces supérieures à environ 50000m^2 dans un délai suffisamment court en période de fonte.

En dehors de la cartographie d'épaisseurs de neige hétérogène, le principal point faible de la méthodologie est le calcul d'un EELN net. Même si la précision des mesures brutes de l'épaisseur de neige est bonne avec le radar géologique, il est difficile d'obtenir un EELN précis. La densité est la principale source d'erreur, comme souvent évoqué dans la littérature, quelque soit la méthode de mesure des épaisseurs de neige. L'absence de mesure de l'évaporation à proximité ne donne qu'un volume évaporé approximatif, ce qui dégrade d'autant la qualité du calcul de l'EELN net. Cette imprécision se retrouve ensuite dans les débits lors de la restitution de l'eau nivale.

Certains outils de la méthodologie globale peuvent par ailleurs être facilement modifiés ou transposés à des configurations spécifiques. Même si l'objectif global de l'instrumentation est d'étudier les précipitations à l'interface atmosphère/sol, chaque élément peut obtenir indépendamment des données concernant l'influence de la neige, l'état hydrique et thermique du sol, et des débits. En amenant quelques modifications propres à la configuration du terrain, la méthodologie employée pourrait par exemple être utilisée pour suivre le gel saisonnier ou le pergélisol dans des pays froids ou en montagne, mais aussi dans l'étude hydrologique de bassins versant non soumis à l'enneigement, si une mesure des précipitations est disponible à proximité.

V.3 - Perspectives et remarques

Ce dernier chapitre va présenter les améliorations possibles de la méthodologie, notées en fonction des remarques accumulées au cours de ce travail de thèse. Malgré l'aspect critique développé, la qualité des résultats n'est pas remise en cause, et ne doit être considéré que dans la recherche d'une précision toujours meilleure.

Selon l'outil employé et les paramètres mesurés, la représentativité et la précision sont toujours à améliorer pour l'utilisateur qui souhaite assembler pièce par pièce une instrumentation. Comme bien souvent sur le terrain, des appareils censés obtenir des résultats dont la précision est souvent supérieure à celle nécessaire, fournissent à l'inverse des résultats pouvant aller jusqu'à être décevants, de par le manque de polyvalence des appareils, ou d'autres difficultés d'ordre technique. Comme largement évoqué précédemment, la spatialisation de mesures ponctuelles pour de grandes étendues reste un problème récurrent en hydrologie de montagne, particulièrement sensible à la variabilité des paramètres. Nous allons donc aborder les améliorations qui auraient pu ou qui devraient être apportées.

La première remarque concerne le manque de données météorologiques fiables et locales. La fonte du manteau neigeux et de la congère de la Chamboite est principalement régie au printemps par l'ensoleillement croissant, ainsi que par l'effet couplé du soleil et de la température de l'air. Les épaisseurs de neige sont de plus spatialement très variables au maximum d'accumulation, l'apport en eau nivale l'est donc tout autant. On constate donc l'importance de ces deux paramètres pour la fonte de la neige, et qui devraient être mesurés sur place avec plus de soins. De cette façon, une acquisition précise du vent, de la température de l'air, de l'ensoleillement, et des précipitations liquides et solides, améliorerait de façon notable la précision et l'étude de la dynamique du manteau neigeux au Col de la Chamboite. Les données utilisées sont celles de la station Météofrance de Chalmazel, alors que les stations du Col du Béal ou du Col de la Loge auraient pu être utilisées, selon les paramètres. On se rend compte finalement que la station de Saint-Anthème eut été préférable en raison de son implantation moins sensible au vent que la station du Col du Béal par exemple, et plus représentative des altitudes du Col de la Chamboite que celle de Chalmazel. Dans le cas de l'instrumentation mise en place, une microstation météorologique de terrain aurait été idéale. Cette instrumentation supplémentaire revient comme point nécessaire à l'amélioration de la précision de la plupart des outils utilisés.

La cartographie des épaisseurs de neige avec le radar géologique est très satisfaisante, l'adaptation de l'outil et de la surface étudiée est en effet bonne, même si l'on regrette de ne pas pouvoir cartographier des surfaces bien plus importantes. Idéalement, la cartographie des épaisseurs de neige de l'ensemble des Hautes Chaumes rendrait possible l'analyse statistique des débits de l'ensemble des cours d'eau influencés par la fonte nivale, mais ceci n'est pas envisageable avec cette méthode et la méthodologie employée. C'est pour cette raison qu'une perspective de recherche pourrait être avancée avec les images issues du système satellite Sentinelle, qui permettrait de suivre régulièrement la couverture neigeuse des Monts du Forez. A l'aide d'une instrumentation de plusieurs cours d'eau à l'Est et à l'Ouest de la chaine, mais aussi à plus basse altitude pour identifier des comportements hydrologiques différents, une étude d'influence de la neige serait possible. Cependant, on a vu que cette influence était toutefois limitée, alors que le Lignon semble déjà disposer d'un apport remarquable pour les Monts du Forez. L'étude satellite devrait donc se concentrer plus précisément sur une zone comprise entre Pierre-sur-Haute et le col de la Loge.

Plus proche de ce travail, une acquisition avec le radar géologique couvrant les deux bassins versants associés aux sources Nord et Sud du Lignon aurait permis le croisement des données avec les résultats de la méthode isotopique. Ainsi, le fonctionnement d'une source par rapport à l'autre, décelé tardivement par la géochimie, aurait pu être précisé.

On regrettera par ailleurs l'absence d'une mesure quotidienne de l'évaporation, pour estimer un EELN net avec précision. De même, l'infiltration de l'EELN pourrait être améliorée et vérifiée entre la neige et la source par un lysimètre située à coté de la station TDR. Une station météorologique, disposant en plus de sondes permettant de suivre l'humidité et la température dans la couche de neige permettrait un suivi complet de la neige, déjà réalisé par Météofrance au Col de Porte (1326m). Cumulées à une mesure de l'albédo de la neige, cela ouvrirait alors des perspectives de modélisation du manteau neigeux comme le fait le modèle Crocus, en tenant compte à la fois de l'état de la neige mais aussi de son infiltration dans le sol, à l'échelle du bassin versant de la source Nord du Lignon.

Concernant la fosse TDR, un point reste à éclaircir en ce qui concerne les légères dérives de températures lors de la fonte. Il faudrait en effet vérifier, à l'aide de thermomètres très précis, si l'eau de fonte nivale peut refroidir le sol en s'infiltrant. Ceci pourrait déterminer par la même occasion le rôle de la chaleur latente à l'interface couche basale du manteau neigeux/sol.

On notera donc l'importance du suivi de l'état hydrique du sol au niveau de la congère de la Chamboite pour comprendre le fonctionnement de la source Nord du Lignon. Il est cependant regrettable de ne pas pouvoir spatialiser ce type d'observations, plus précisément entre la fosse et la congère en fin de fonte. Seule la tomographie électrique aurait aidé à acquérir cette dimension spatiale

de l'humidité du sol sur l'ensemble du bassin versant de la source. Mais il est difficilement envisageable de laisser un tel dispositif sur le terrain (fréquenté) pour réaliser un suivi sur l'année.

On remarquera que la spatialisation de la fonte différentielle la neige, est un aspect délicat pour l'instrumentation proposée pour des surfaces égales ou supérieures au bassin versant Q3. On doit en effet estimer la distribution théorique de paramètres comme le soleil, les températures, et les hauteurs de neige, entre différentes mesures ponctuelles pour la plupart. Des effets locaux peuvent donc venir perturber ces estimations (ombres et végétation pour l'ensoleillement, inertie de la fonte du manteau neigeux en fonction de l'épaisseur). La fosse TDR donne des informations précises sur l'état thermique et hydrique du sol. Un meilleur suivi des conditions météorologiques très locales, en particulier les précipitations à l'aplomb de la fosse, aurait donné plus d'exactitude aux observations réalisées. Ces mesures des conditions extérieures auraient été très appréciables afin de garder une précision sur l'ensemble de cette instrumentation, de la précipitation à la source.

La modélisation du Haut Lignon a posé plusieurs problèmes inhérents aux modèles testés, au modèle choisi et aux jeux de données utilisés. Idéalement, des jeux de données plus longs, et surtout comprenant des années types, auraient dû être méthodiquement testés, afin de réaliser des classements statistiques, ainsi que des analyses de sensibilités. L'évapotranspiration est une entrée du modèle qui aurait pu être testée en tant que paramètre de calage, comme cela se fait souvent, sachant que celle-ci est estimée avec peu de précision dans les données utilisées. Mais cela revient à considérer une incertitude supplémentaire sur des entrées dont la précision n'apparaît pas comme optimale. Enfin, les qualités des simulations ont été recherchées sur une période étendue, ce qui ne valorise pas forcément la qualité de celles-ci. En effet, des périodes d'évaluation idéalement choisies et à court terme permettent des différences entre les débits observés et simulés quasiment nulles. C'est aussi pour cette raison que ce volet modélisation ne peut constituer qu'une étape test dans l'emploi du modèle pour ce bassin versant, en cherchant à modifier les paramètres d'entrée plutôt que les périodes d'évaluation. Ceci constitue d'ailleurs des perspectives de recherches afin d'essayer d'affiner les simulations en fonction des propriétés hydrologiques des têtes du bassin versant du Lignon. Celles-ci présentent en effet des accumulations neigeuses se comportant différemment d'un manteau neigeux uniforme, encore peu étudiées par les modèles.

En ce qui concerne les analyses géochimiques et isotopiques, une amélioration évidente aurait été de disposer d'analyses pour l'année 2011-2012, ainsi qu'un échantillonnage bien plus étendu. Cela aurait permis l'utilisation simultanée des différents outils employés dans la méthodologie ainsi qu'une meilleure interconnection des résultats.

On peut rajouter notamment qu'un prélèvement automnal avant et/ou après les premières chutes de neige révèlerait probablement des informations intéressantes sur l'étalement de cette contribution neigeuse « profonde ».

De plus, un suivi très poussé de la composition chimique des eaux du Lignon pour les points de prélèvement considérés pourrait constituer une perspective de recherche afin de déterminer l'évolution des altitudes les plus productrices d'eau nivale au cours de la période de fonte. En effet, en réalisant un suivi hebdomadaire pendant la période de fonte, on pourrait éventuellement déceler le moment où l'eau nivale d'une altitude donnée, contaminée par le sel aux alentours de la station, irait alimenter le Lignon. On pourrait ainsi, en se servant du sel routier comme traceur, déterminer si la neige située à la station a déjà été restituée dans les débits, et ainsi mieux isoler les débits nivaux issus de crêtes, plus sensibles aux accumulations.

Pour finir, le fait que l'année 2010-2011 soit atypique rend les calculs des proportions d'eau nivale et souterraine moins représentatifs pour des années plus normales. On ne peut donc que supposer une contribution nivale d'intensité et d'étendue temporelle égale ou supérieure pour les années à enneigement régulier.

Bibliographie

ANDERTON S.P., WHITE S.M., ALVERA B., 2002 - *Micro-scale variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment.* Journal of Hydrology, 268, pp. 158-176.

ANDRE T., 1977 - *La neige et son évolution en moyenne montagne*. Revue de géographie alpine, Tome 65 N°1, p.91-119.

ANDREASSIAN V., PERRIN V., MICHEL C., USART C., SANCHEZ I., LAVABRE J., 2001 - *Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models*. Journal of Hydrology (250), pp.206-223.

ANDREASSIAN V., 2002 - *Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref, 276pp.

AOUAD A., TRAVI Y., BLAVOUX B., JOB J.-O., NAJEM W., 2004 - *Etude isotopique de la pluie et de la neige sur le Mont Liban : premiers résultats*. Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques, 49.

ARNOLD J.G., SRINIVASAN R., MUTTIAH R.S., WILLIAMS J.R., 1998 - *Large area hydrologic modeling and assessment part I : model development.* JAWRA Journal of the American Water Resources Association, Volume 34, Issue 1, pages 73-89.

BAGHDADI N., GAUTHIER Y., BERNIER M., 1997 - *Capability of multitemporal ERS-1 SAR Data for wet-snow mapping,* Remote Sens. Environ., Elsevier.

BARBARIN B., 1983 - *Les Granites carbonifères du Forez septentrional (Massif central français) : typologie et relations entre les différents massifs*. Thèse de Doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 197pp.

BAULIG H., 1928 - *Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne : étude morphologique*. Colin, 590pp.

BEFF L., JAVAUX M., 2009 - *Caractérisation de la distribution spatiale de l'humidité du sol sous un champ de maïs*. 34èmes Journées Scientifiques du GFHN, Aix en Provence, 25-26 Novembre 2009.

BEFF L., GÜNTHER T., VANDOORNE B., COUVREUR V., JAVAUX M., 2013 - *Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using Electrical Resistivity Tomography*. Hydrology and Earth System Sciences n°17, pp. 595-609.

BEGUERIA S., LOPEZ-MORENO J.I., LORENTE A., SEEGER M., GARCIA-RUIZ J.M., 2003 - *Assessing the Effect of Climate Oscillations and Land-use Changes on Streamflow in the Central Spanish Pyrenees*. AMBIO : A journal of the Human Environment, Volume 32, Issue 4, pp. 283-286.

BERGERAT F., 1983 - *Failles et champs de contrainte successifs en bordure de la plaine du Forez*. Géologie de la France (2), I, N°1-2.

BESSENAY C., ETLICHER B., 1993 - *La répartition des congères en Haut Forez : l'outil SIG pour une modélisation*. Notes et C.R. Commission des phénomènes périglaciaires Strasbourg. 8pp.

BESSENAY C., ETLICHER B., 1996 - *Le S.I.G. des Hautes-Chaumes foréziennes : pour une gestion écologique de l'espace / The G.I.S. of the Hautes-Chaumes region of Forez : towards the ecological management of space.* Revue de géographie de Lyon. Vol. 71 n°2. Système d'information géographique et gestion de l'environnement. pp. 111-120.

BOCCHIOLA D., ROSSO R., 2006 - *The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps*. Advances in Water Resources, Elsevier.

BOCCHIOLA D., GROPPELLI B., 2010 - Spatial *estimation of snow water equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy*. Cold Regions Science and Technology, Elsevier.

BOONE A., ETCHEVERS P., 2001 - *An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site*. Journal of Hydrometeorology (2), pp.374-394.

BOUDHAR A., HANICH L., BOULET G., DUCHEMIN B., BERJAMY B., CHEHBOUNI A., 2009 - *Evaluation of the Snowmelt Runoff Model in the Moroccan High Atlas mountains using two snow-cover estimates*. Hydrological Sciences Journal, 54:6, p. 1094-1113.

BOX G.E.P., 1976 - *Science and statistics*. Journal of the American Statistical Association, Volume 71, Issue 356.

BRASSINGTON R., 2007 - *Field Hydrology, The geological field guide series, Third Edition*. Wiley, 264p.

BRIDGE B.J., SABBURG J., HABASH K.O., BALL J.A.R, HANCOCK N.H., 1996 - *The dielectric behavior of clay soils and its application to time domain reflectometry.* Aust. J. Soil Res., vol. 59, pp. 97-102.

BRUN E., MARTIN E., SIMON V., GENDRE C., COLEOU C., 1989 - *An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting*. J. Glaciol., 35(121), pp.333-342.

BRUN E., DAVID P., SUDUL M., BRUNOT G., 1992 - *A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting*. J. Glaciol., 38(128), pp.13-22.

CALLEDE J., 1977 - *Oscillations journalières du débit des rivières en l'absence de précipitations*. Cahier de l'ORSTOM, série Hydrologie, volume XIV, n°3, 1977.

CHAUVE P., MANIA J., MOINDROT D., 1990 - *Modalités de fonte de neige en moyenne montagne et alimentation du karst sous-jacent, Hydrology in Mountainous Regions, Hydrological Measurements ; the Water Cycle*. Lausane Symposia ; IAHS Publications n° 193.

CLARK I., FRITZ P., 1997 - *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press Lewis Publishers, 328 pp.

CLAVAUD B., RATSIMBA G., 1972 - *Versant oriental des monts du Forez : granites et formations associées (Massif Central Franc□ais)*. Thèse 3ème cycle, Université de Clermont Ferrand, 265p.

Collectif, 2008 - *Rapport IAEA Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*. Collection cours de formation n°32/F, AIEA, Vienne, sept. 2008.

Accessible à http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/TCS-32_fr_web.pdf

CONTI R., 2000 - *20 ans de températures dans l'agglomération stéphanoise*. Mem. Mai□trise, inédit 159 p.

CORBANE C., SOMMA J., BERNIER M., FORTIN J-P., DEDIEU J.-P., GAUTHIER Y., 2004 - *Application d'un modèle d'estimation de l'équivalent en eau du couvert nival à partir d'images RSO de RADARSAT-1 en montagne libanaise*. Télédétection vol. 4, n°1, pp.1-18.

CORMARY Y., GUILBOT A., 1973 - *Etude des relations pluie-débit sur trois bassins versants d'investigation*. Proceedings of the IAHS Madrid Symposium, IAHS Publ. 108, 265-279.

CRAIG H., 1961 - *Isotopic variations in meteoric waters*. Science 133, 1702-1703.

DEDIEU J.-P., 1990 - *Contribution de la neige et des glaciers dans le débit des rivières: suivi par télédétection spatiale*. Hydrology in mountainous regions, symp. in Lausane, IAHS Publ. N°193.

DE MUSY, 2005 - *Hydrologie Générale, Chapitre 2 : le bassin versant et son complexe.* Cours EPFL.

http://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre2/main.html consulté le 10/01/2013.

DUCHARNE A. et 23 co-auteurs, 2004 - *Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine*. Tech. rep., Projet GICC-Seine.

DUCLOS P., LORENCHET DE MONTJAMONT M., DHELER R., HERNANDEZ J., PETERLONGO J.M., 1974 – *Carte géologique France (1/50 000), feuille FEURS (696)*. Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DHELLEMMES R., HERNANDEZ J., LORENCHET DE MONTJAMONT M. avec la collaboration de CARROUE J.P., BARAS L., BOUILLER R. (1974), 24p.

DUCLOS P., LORENCHET DE MONTJAMONT M., DHELLEMMES R., 1974 – *Carte géologique France (1/50 000), feuille MONTBRISON (720)*. Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DHELLEMMES R., HERNANDEZ J., LORENCHET DE MONTJAMONT M. avec la collaboration de CARROUE J.P., BARAS L., BOUILLER R., VOGT J. (1974), 24p.

DU ROSELLE B., 1950 - *Les Monts du Forez - Recherches morphologiques*. Annales de Géographie, Volume 59, Numéro 316, pp.241-258.

ECH-CHERIF EL KETTANI D., 1996 - *Géologie du fossé du Forez: Essai de synthèse et comparaisons avec les autres bassins tertiaires du Massif Central français (partie Est).* Mémoire de thèse de doctorat, Université Jean Monet Saint-Etienne, 372p.

EDIJATNO, 1987 - *Amélioration des modèles simples de transformation pluie-débit au pas de temps journalier sur des petits bassins versants*. Mémoire de DEA, Université Louis Pasteur (Strasbourg), Cemagref (Antony).

EDIJATNO, MICHEL C., 1989 - *Un modèle pluie-débit à trois paramètres*. La Houille Blanche, n°2, 113-121.

EDIJATNO, 1991 - *Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier (Elaboration of a simple daily rainfall-runoff model)*. Ph.D. dissertation, Louis Pasteur University (Strasbourg) / Cemagref (Antony), France, 625 p.

EDIJATNO, NASCIMENTO N.O., YANG X., MAKHLOUF Z., MICHEL C., 1999 - *GR3J : a daily watershed model with three free parameters*. Hydrological Sciences Journal, 44(2), 263-278.

EGLI L., JONAS T., MEISTER R., 2009 - *Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent.* Cold Regions Science and Technology n°57, pp.107-115.

ENGESET R., TVEITO O.E., ALFNES E., MENGISTU Z., UDNAES H.-C., ISAKSEN K., FØRLAND E. J., 2004 - *Snow map system for Norway*. XXIII Nordic Hydrological Conference, Tallin, Estonia, NHP Report 48(1), p.112-121.

ETLICHER B., 1986 - *Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais, régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline.* Thèse, Centre d'Etudes Foréziennes, Université Jean Monnet.

ETLICHER B., 1990 - *Le Forez : une montagne ?* Les monts du Forez : le milieu et les hommes. Centre d'Etudes Foréziennes, Université Jean Monnet.

ETLICHER B., BESSENAY C., COUHERT J.P., FAURY O., FRANCEZ A.J., SOURP E., SUCHEL J.B., THEBAUD G., 1993 - *Les Hautes-Chaumes du Forez : Diagnostic écologique pour la gestion d'un espace sensible.* Publications de l'Université de Saint-Etienne.

ETLICHER B., 2005 - *Massif Central, les chirats***.**

Accessible à http://www.futura- sciences.com/comprendre/d/dossier550-1.php, consulté le 15/07/05.

FILY M., DEDIEU J.-P., SURDIK S., 1995 - *A SAR Image study of a snow-covered area in the French Alps*. Remote sens. Environn. 51, pp. 253-262, Elsevier.

FRIEDMAN I., 1953 - *Deuterium content of natural waters and other substances*. GCA, 4, 89-103.

FULADIPANAH M., JORABLOO M., 2012 - *The estimation of snowmelt runoff using SRM Case study (Gharasoo Basin, Iran)*. World Applied Sciences Journal 17 (4), p. 433-438.

GAL F., 2005 – *Etude géochimique et isotopique des eaux superficielles du basin versant du Furan et des eaux minérales du graben du Forez, Est du Massif Central français. Thèse de doctorat.* Université Jean Monnet Saint-Etienne.

GALLEY R.J., TRACHTENBERG M., LANGLOIS A., BARBER D.G., SHAFAI L., 2009 – *Observations of geophysical and dielectric properties and ground penetrating radar signatures for*

discrimination of snow, sea ice and freshwater ice thickness. Cold Regions Science and Technology 57:29-38.

GAUDI L., 2011 - *Transfert par infiltration de l'eau et du soluté dans les sols non saturés. Utilisation de la méthode TDR (Time Domain Reflectometry).* INSA de Lyon.

GAUTHIER Y., BERNIER M., FORTIN J.-P., GAUTHIER R., LELIEVRE M., 1998 - *Importance des mesures de terrain dans l'établissement d'algorithmes de suivi du couvert nival à partir d'images radar*. La réalité de terrain en télédétection : pratiques et méthodes. Ed. AUPELF-UREF, pp. 37-43.

HABETS F., BOONE A., CHAMPEAUX J.L, ETCHEVERS P., FRANCHISTEGUY L., LEBLOIS E., LEDOUX E., LE MOIGNE P, MARTIN E., NOILHAN J., QUINTANA SEGUF P., ROUSSET-REGIMBEAU F., VIENNOT P., 2008 - *The Safran-Isba-Modcou hydrometeorological model applieds over France*. Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol.113, march 2008.

HARLAN R. L., 1973 - *Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil*. *Water Resour. Res.*, 9(5), 1314–1323, doi:10.1029/WR009i005p01314.

HARPERA J. T., BRADFORD J. H., 2003 - *Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools.* Cold Regions Science and Technology 37 289-298.

HAY L.E., CLARK M.P., 2003 - *Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States*. Journal of Hydrology, Volume 282, Issues 1-4, Pages 56-75.

HEILIG A., SCHNEEBELI M., EISEN O., 2009 – *Upward-looking ground-penetrating radar for monitoring snowpack stratigraphy*. Cold Regions Science and Technology 59: 152-162.

HERNANDEZ J., 1971 - *Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la plaine de Montbrison*. Université Paris IV, laboratoire de pétrographie. 2 volumes 129p. et 116p.

HOTTIN A.M., CHEVREMONT P., MARTEAU P., ETLICHER B., 1998 - *Carte géologique France (1/50 000), feuille AMBERT (719).* Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HOTTIN A.M., CHEVREMONT P., MARTEAU P., MENILLET F., MOULIN M., DOMINIQUE P. et coll. (1998), 144 p.

HUTCHINSON M.F., 1988 – *Calculation of hydrologically sound digital elevation models*. Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia.

HUTCHINSON M.F., 1989 – *A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits*. Journal of Hydrology 106: 211-232.

HUTCHINSON M.F., DOWLING T. I., 1991 – *A continental hydrological assessment of a new grid-based digital elevation model of Australia*. Hydrological Processes 5: 45-58.

JOLYS M., 1962 - *La couverture de neige*. La météorologie, vol. 66/4, pp. 167-190.

JOHNSON J.B., SCHAEFER G.L., 2002 - *The influence of thermal, hydrologic, and snow deformation mechanisms on snow water equivalent pressure sensor accuracy*. Hydrological Processes n° 16, 3529–3542.

KAHIMBA F.C., SRI RANJAN R., 2007 - *Soil temperature correction of field TDR readings obtained under near freezing conditions*. Canadian Biosystems Engineering, Vol 49.

KAYASTHA R. B., AGETA Y., FUJITA K., 2006 - *Use of Positive Degree-Day Methods for Calculating Snow and Ice Melting and Discharge in Glacierized Basins in the Langtang Valley, Central Nepal*. Climate and Hydrology in Mountain Areas (eds C. de Jong, D. Collins and R. Ranzi), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/0470858249.ch2

KOREN V., 2006 - *Parameterization of frozen ground effects: sensitivity to soil properties.* Predictions in Ungauged Basins: Promises and Progress Seventh IAHS Scientific Assembly, Symp. at Foz do Igauçu, Brazil, April 2005. IAHS Publ. 303.

LAGACE C., BERNIER M., 2000 - *Développement d'une approche pour faire le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir de l'utilisation conjointe SSM/I et Radarsat*. 57th Eastern Snow Conference, Syracuse, New York, USA.

LAGACE C., BERNIER M., GAUTHIER Y., 2002 - *Cartographie du gel saisonnier du sol en zone de taïga à partir d'images RSO de Radarsat-1 et SSM/I de DMSP F-8*. Télédétection, vol.2, n°3, p. 161-175.

LEE J.H., WANG W., 2009 - *Characterisation of snow cover using ground penetrating radar for vehicle trafficability - Experiments and modeling*. Journal of Terramechanics 46, pp. 189-202, Elsevier.

LE GRIEL A., 1975 - *L'évolution morphologique de la plaine du Forez au Pliocène et au Quaternaire*. Mémoire de thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 268p.

LE GRIEL A., 1984 - *Géologie et reliefs de la plaine du Forez*. Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez. Centre d'Etudes Foréziennes, Saint-Etienne, pp. 139-148.

LE GRIEL A., 1991 - *L'évolution géomorphologique du Massif Central français : essai sur la génèse d'un relief*. Thèse d'Etat, Université de Lyon, 659p.

LEHNING M., VOLKSCH I., GUSTAFSSON D., NGUYEN T.A., STAEHLI M., ZAPPA M., 2006 - *ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology*. Hydrological Processes n° 20, 2111–2128.

LEISTEL J.M., GAGNY C., BARBARIN B., JEAMBRUN M., PELLATON C., DELFOUR J., 1988 - Carte *géologique France (1/50000), feuille NOIRETABLE (695)* - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DIDIER J., BARBARIN B., GAGNY C, LEISTEL J.M, KERRIEN Y. (1989), 72 p.

LOPEZ-MORENO J.I., GARCIA-RUIZ J.M., 2004 - *Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees / Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles*. Hydrological Sciences Journal, Volume 49, Issue 5.

LOPEZ-MORENO J.I., 2005 - *Recent Variations of Snowpack Depth in the Central Spanish Pyrenees*. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado Volume 37, Number 2, pp. 253-260.

LOPEZ-MORENO J.I., NOGUES-BRAVO D., 2005 - *A generalized additive model for the spatial distribution of snowpack in the Spanish Pyrenees*. Hydrological Processes Volume 19, Issue 16, pp. 3167–3176.

LOPEZ-MORENO J.I., NOGUES-BRAVO D., 2006 - *Interpolating local snow depth data: an evaluation of methods*. Hydrological Processes, Volume 20 Issue 10, pp. 2217-2232.

LOPEZ-MORENO J.I., VICENTE-SERRANO S.M., 2007 - *Atmospheric circulation influence on the interannual variability of snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century*. Nordic Hydrology n°38, pp. 33-44.

LOPEZ-MORENO J.I., VICENTE-SERRANO S.M., LANJERI S., 2007 - *Mapping snowpack distribution over large areas using GIS and interpolation techniques.* Climate Research, Volume 33, pp. 257-270.

LOPEZ-MORENO J.I., BENISTON M., GARCIA-RUIZ J.M., 2008 - *Environmental change and water management in the Pyrenees: Facts and future perspectives for Mediterranean mountains*. Global and Planetary Change, Volume 61, Issue 3-4, pp. 300-312.

LOPEZ-MORENO J.I., STÄHLI M., 2008 - Statistical analysis of the snow cover variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions. Journal of Hydrology, Volume 348, Issue 3-4, pp. 379-394.

LOPEZ-MORENO J.I., GOYETTE S., BENISTON M., 2009 - Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients. Volume 374, Issue 3-4, pp.384-396.

LOPEZ-MORENO J.I., FASSNACHT S.R., HEATH J.T., MUSSELMAN K.N., REVUELTO J., LATRON J., MORÁN-TEJEDA E., JONAS T., 2012 (in press) - *Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent*. Advances in Water Resources, Elsevier.

LUO L., ROBOCK A., VINNIKOV K.Y., SCHLOSSER C.A., SLATER A.G., BOONE A., BRADEN H., COX P., DE ROSNAY P., DICKINSON R.E., DAI Y., DUAN Q., ETCHEVERS P., HENDERSON-SELLERS A., GEDNEY N., GUSEV Y.M., HABETS F., KIM J., KOWALCZYK E., MITCHELL K., NASANOVA O.N., NOILHAN J., PITMAN A.J., SCHAACKE J., SHMAKIN A.B., SMIRNOVA T.G., WETZEL P., XUE Y., YANG Z.-L., ZENG Q.-C., 2003 - *Effects of Frozen Soil on Soil Temperature, Spring Infiltration, and Runoff : Results from the PILPS 2(d) Experiment at Valdai, Russia.* Journal of hydrometeorology vol. 4, 2002. American Meteorological Society.

MAKHLOUF Z., 1994 - *Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres*. Thèse de Doctorat. Université de Paris XI Orsay / Cemagref (Antony), 228 pp.

MALIKOV M., 2004 - *The importance of snowmelt runoff modeling for sustainable development and disaster prevention*

http://www.oosa.unvienna.org/pdf/sap/2004/iran/presentations/malikov.pdf consulté en décembre 2012.

MARTIN E., ETCHEVERS P., 2002 - *Impact des variations climatiques sur le manteau neigeux, incidence sur l'hydrologie nivale, les avalanches*. La Houille Blanche, n°8, pp. 84-88.

MARTINEC J., 1960 - *The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting.* IUGG General Assembly of Helsinki, IAHS Commission of Surface Waters, IAHS Publications 51, pp. 468-477.

MARTINEC J., RANGO A., MAJOR E., 1983 - The *Snowmelt Runoff Model (SRM), User's manual*. NASA STIB.

MASSON V., CHAMPEAUX J.-L., CHAUVIN F., MERIGUET C., LACAZE R., 2003 - *A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution*. Meteorological and Climate Models. J. Climate, 16, 1261–1282.

MÄTZLER C., MEISTER R., 1984 - *Comparison of SAR imagery in the partly snow-covered area around Davos*. Proc. SAR-580 Investigators Workshop vol. 2, pp. 265-268.

MILLOT R., PETELET-GIRAUD E., GUERROT C., NEGREL P., 2010 - *Multi-isotopic composition (delta Li-7-delta B-11-delta D-delta O-18) of rainwaters in France: Origin and spatio-temporal characterization*. Applied Geochemistry 25, 10 p.1510-1524

MIYAMOTO T., KOBAYASHI R., ANNAKA T., CHIKUKI J., 2001 - *Applicability of multiple length TDR probes measure water distributions in an andisol under different tillage systems in Japan.* Soil and Tillage Res. Vol. 60, pp. 91-99.

MOINDROT D., 1989 - *Influence de la fusion nivale sur le bilan hydrologique et la qualité des eaux de trois bassins expérimentaux en moyenne montagne (Haut-Doubs).* Thèse, Université de Franche-Comté.

MOLOTCH N.P., MEIXNER T., WILLIAMS M.W., 2008 - *Estimating stream chemistry during the snowmelt pulse using a spatially distributed, coupled snowmelt and hydrochemical modeling approach*. Water Resources Research, Volume 44, Issue 11.

MUSY A., 2005 – *Cours d'Hydrologie Générale*. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. [En ligne] http://echo2.epfl.ch/e-drologie/

NAAIM M., NAAIM-BOUVET F., MICHAUX J-L., 2003 - *Notion sur le transport de la neige par le vent : théorie et modélisation numérique*. Conf. TRACE 2003 à Sestrières.

NASCIMENTO N.O., 1991 - *Adaptation d'un modèle conceptuel journalier (GR3J) aux bassins versants de cours d'eau intermittents*. Mémoire de DEA, ENPC, ENGREF, Université Paris Val de Marne, 89p.

NASCIMENTO N.O., 1995 - *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant*. Thèse de Doctorat, CERGRENE / ENPC, Paris, France, 550 p.

NASH J.E., SUTCLIFFE J.V., 1970 - *River flow forecasting through conceptual models part I.* A discussion of principles, Journal of Hydrology, 10 (3), 282-290.

NICOLLE P., VALERY A., RAMOS M-H., PERRIN C., ANDREASSIAN V., 2012 - *Mieux prévoir les crues nivales: évaluation de prévisions probabilistes de débit sur des bassins versants de montagne français*. La Houille Blanche, n°2, pp. 26-33, 2012.

NYBERG L., STAHLI M., MELLANDER P.E., BISHOP K.H., 2001 - *Soil frost effects on soil water and runoff dynamics along a boreal forest transect: 1. Field investigations*. Hydrological Processes Volume 15, Issue 6, Pages 909-926.

OBLED C., ROSSE B., 1976 - *Modèles de fusion de la neige en un point et leur intégration dans les modèles hydrologiques de bassin versant.* La Houille Blanche N°6/7.

PALANDRE Y., 2002 - *Le réchauffement climatique dans le département de la Loire*. Mem. Mai□trise, inédit, 2 vol. 99 p + 139pp.

PARDE M., 1945 - *Le rôle de la neige dans les débits du Drac au Sautet*. Les Etudes rhodaniennes, Volume 20, n°3-4, pp. 205-216.

PARRIAUD A., NICOUX G., 1993 - *Les formations glaciaires et l'eau souterraine, exemple du contexte nord alpin occidental*. Quaternaire 4, pp.61-67.

PERRIN C., 2000 - *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p.

PERRIN C., 2002 - *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. La Houille Blanche, n°6/7 : pp.84-91.

PERRIN C., MICHEL C., ANDRÉASSIAN V., 2003 - *Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation*. Journal of Hydrology 279(1-4), pp.275-289.

PITIOT P., 1984 - *Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural*. Thèse 3ème cycle, Université Lyon I, 185p.

PRASAD V.H., ROY P.S., 2005 - *Estimation of snowmelt runoff in Beas Basin, India*. Geocarto International, Vol. 20, N°2.

PREVIATI M., GODIO A., FERRARIS S., 2011 - *Validation of spatial variability of snowpack thickness and density obtained with GPR and TDR methods*. Journal of Applied Geophysics n°75, pp. 284-293.

RABATEL A., DEDIEU J.-P., REYNAUD L., 2002 - *Suivi du bilan de masse glaciaire par télédétection : application au Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) entre 1985 et 2000*. Revue de géographie alpine, Tome 90 n°3, pp. 99-109.

RE-BAHUAUD J., 2012 - *Apport d'une approche couplée physique et géochimie des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez.* Mémoire de thèse de doctorat, 364p.

REMENIERAS G., 1986 - *L'hydrologie de l'ingénieur, 2ème édition revue et augmentée. C*oll. Direction des études et recherches d'Electricité de France (EDF), Eyrolles EDF, juin 1986, 462p.

ROCHE M., SLIVITZKY M., 1967 - *Modèle mathématique pour une crue de fonte de neige*. Cah. O.R.S.T.O.M Sér. Hydrol., Vol. 4, N°1, pp. 49.

ROTT H., DOMIK G., 1984 - *The SAR-580 experiment on snow and glaciers at the Austrian test site*. Proc. SAR-580 Investigators Workshop vol. 2, pp. 217-232.

SCHLOSSER C. A., ROBOCK A., VINNIKOV K.Y., SPERANSKAYA N. A., XUE Y., 1997 - *18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia.* Monthly Weather Review, 125, 3279–3296.

SCHLOSSER C. A., SLATER A. G., ROBOCK A., PITMAN A. J., VINNIKOV K.Y., HENDERSON-SELLERS A., SPERANSKAYA N. A., MITCHELL K. and the PILPS 2 contributors, 2000 - *Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2.* Monthly Weather Review, 128, 301–321.

SCHULZ O., DE JONG C., 2004 - *Snowmelt and sublimation: field experiments and modeling in the High Atlas Mountains of Morocco*. Hydrology and Earth System Sciences, 8(6), p. 1076-1089, EGU.

SCHULZ O., 2006 - *Analyse schneehydrologischer Prozesse und Schneekartierung im Einzugsgebiet des Oued M'Goun, Zentraler Hoher Atlas (Marokko).* Thèse, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.

SERRE F., 2001 - *La neige dans le Massif Central une contrainte pour la gestion des territoires ?* Presses Universitaires Blaise Pascal.

SINGH P., BENGTSSON L., 2006 - *Assessment of Snow-Covered Areas Using Air Temperatures During Melt in a Mountainous Basin*. Climate and Hydrology in Mountain Areas (eds C. de Jong, D. Collins and R. Ranzi), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/0470858249.ch5

SOKRUT N., WERNER K., HOLMÉN J., 2007 - *Integrated surface-subsurface water flow modeling of the Laxemar area – Application of the hydrological model ECOFLOW*. Golder Associates AB, SKB Rapport R-07-07.

STÄHLI M., STACHEDER M., GUSTAFSSON D., SCHLAEGER S., SCHNEEBELI M., BRANDELIK A., 2004 - *A new in-situ sensor for large-scale snow cover monitoring*. Annals of Glaciology N°38, 273–278.

STARON G., 1990 - *Pierre-sur-Haute : un site unique pour l'étude des congères in Les monts du Forez, le milieu et les hommes.* Centre d'Etudes Foréziennes, Université Jean Monnet.

STARON G., 1993 - *L'hiver dans le Massif Central français.* Thèse, Centre d'Etudes Foréziennes, Université Jean Monnet.

SUCHEL J.-B., 1984 - *Le milieu climatique.* Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez. Centre d'Etudes Foréziennes, Université Jean Monnet.

SUCHEL J.-B., (a) 1990 - *Le climat des Monts du Forez.* Les monts du Forez, le milieu et les hommes. Centre d'Etudes Foréziennes, Université Jean Monnet.

SUCHEL J.-B., (b) 1990 - *L'imbrication des régimes pluviométriques dans la partie médio-orientale du massif Central.* Revue Géographique de Lyon. Vol. 65 n°2, Le climat de la France, p. 97-105.

SUCHEL J.-B., BLANCHET G., 2003 - *Répartition des précipitations selon les types de régimes perturbés dans une région au relief contrasté : l'Est du Massif Central français.* Publication de l'Association Internationale de Climatologie, Volume 15, pp. 349-358.

TAKALA M., LUOJUS K., PULLIAINEN J., DERKSEN C., LEMMETYINEN J., KÄRNÄ J-P., KOSKINEN J., BOJKOV B., 2011 - *Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements*. Remote Sensing of Environment, Elsevier.

TAPPEINER U., TAPPEINER G., ASCHENWALD J., TASSER E., OSTENDORF B., 2001 - *GIS-based modeling of spatial pattern of snow cover duration in an alpine area*. Ecological Modelling, volume 138, pp. 265-275.

THIREL G., NOTARNICOLA C., KALAS M., ZEBISCH M., SCHELLENBERGER T., TETZLAFF A., DUGUAY M., MÖLG N., BUREK P., DE ROO A., 2012 - *Assessing the quality of a real-time Snow Cover Area product for hydrological applications*. Remote Sensing of Environnement, Elsevier.

TOMAS F., 1971 - *Le relief et les sols de la plaine du Forez*. Centre d'Etudes Foréziennes, 119p.

TOMAS F., 1997 - *Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez*. Centre d'Etudes Foréziennes, 314p.

TOPP G.C., DAVIS J.L., ANNAN A.P., 1980 - *Electronic determination of soil water content : measurements in coaxial transmission lines.* Water Resour. Res., vol. 16, pp. 574-582.

TRIGANON A., DZIKOWSKI M., NOVEL J.-P., DRAY M., ZUPPI G.M. et PARRIAUX A., 2003 - *Échanges nappe-rivière en vallée alpine : quantification et modélisation (Vallée d'Aoste, Italie)*. Rev. Can. Sci. Terre/Can. J. Earth Sci. 40(5) : 775-786.

VALERY A., 2010 - *Modélisation précipitations-débit sous influence nivale, élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants*. Thèse de doctorat, ENGREF, Cemagref, Paris, 405 p.

VALERY A., ANDREASSIAN V., 2011 - *How much complexity is warranted in a snowmelt-snow accumulation routine ? (a hydrological perspective)*. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Symp. 27/01/2011.

VERDHEN A., PRASAD T., 1993 - *Snowmelt runoff simulation Models and their suitability in Himalayan conditions*. Snow and glacier Hydrology, IAHS Publ. N° 218.

VIONNET V., BRUN E., MORIN S., BOONE A., FAROUX S., LE MOIGNE P., MARTIN E., WILLEMET J.-M., 2012 - *The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation*. SURFEX v7.2, Geosci. Model Dev., 5, 773-791.

VIVIAN R., 2001 - *L'eau dans tous ses états (eau, neige, glace). Cent ans de recherches géographiques dans les Alpes françaises*. Revue de géographie alpine, Volume 89 N°4, pp.199-210.

WAHBA G., 1990 - *Spline models for observational data*. Paper presented at CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics. Philadelphia : Soc. Ind. Appl. Maths.

WAHL L.**,** PLANCHON **O.,** DAVID P.-M.**, 2007** - *Névés, corniches et risque d'avalanche dans les Hautes-Vosges*. *Revue Géographique de l'Est* [En ligne], vol. 47 / 4 | 2007, mis en ligne le 16 juillet 2012, consulté le 22 novembre 2012. URL : http://rge.revues.org/1533

WEISS L.L., WILSON W.T., 1958 - *Snow-melt degree-day ratios determined from snow-lab data.* Transactions American Geophysical Union, August 1958, pp. 681-688.

WHITE W.M., 1999 - http://www.imwa.info/Geochemie/Chapters.HTML, consulté le 01/06/2013.

WIESINGER T., 1993 - *Accurate measurement of snowfall — development of two innovative precipitation gages based on the analysis of existing errors.* Dissertation, Universität Wien, Inst. f. Meteorologie und Geophysik, 229 pp.

YUTER S.E., KINGSMILL D.E., NANCE L.B., LOEFFLER-MANG M., 2006 - *Observation of precipitation size and fall speed characteristic within coexisting rain and wetsnow.* Journal of Applied Meteorology and Climatology n°45, 1450–1464.

ZAKHAROVA E.A., KOURAEV A.V, BIANCAMARIA S., KOLMAKOVA M.V., MOGNARD N.M., ZEMTSOV V.A., KIRPOTIN S.N., DECHARME B., 2011 - *Snow cover and spring flood flow in the northern part of Western Siberia (the Poluy, Nadym, Pur and Taz rivers).* Journal of Hydrometeorology.

Bibliographie utilisée mais non citée

AHL R.S., WOODS S., ZUURING H.R., 2006 – *Hydrologic calibration and validation of swat in a snow-dominated rocky mountainous watershed, Montana, USA.* Journal of the American Water Ressources Association, Vol. 44, n°6, pp. 1411-1430.

BAYARD D., 2003 – *The effect of seasonal soil frost on the alpine groundwater recharge including climate change aspects.* Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique de Lausanne.

BODIN X., 2007 – *Géodynamique du pergélisol de montagne: fonctionnement, évolution et distribution récente: l'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes).* Thèse de doctorat, Université Denis Diderot Paris VII.

BOE J., 2007 – *Changement global et cycle hydrologique: une etude de régionalisation sur la France.* Thèse de doctorat, Université Toulouse III Paul Sabatier.

BOLOGNESI R., 2008 – *La neige, connaitre et observer la neige pour mieux prévoir les avalanches.* Nathan.

BOURDELLES B., FILY M., 1993 – *Snow grain size determination from Landsat imagery over Terre-Adélie, Antarctica.* Annals of Glaciology n°17, pp. 86-92.

BOURON G., GRAILLOT D., 2011 – Stockage d'eau de régime nival et restitution en tête de bassin versant. *Colloque CNRS inter-ZA de Rennes sur la gestion quantitative des ressources en eau. Communication orale.*

BOURON G., MIMOUN D., GRAILLOT D., 2012 – *Stockage d'eau d'origine nivale et restitution en tête de bassin versant.* Communication. L'Eau, les Déchets et le Développement Durable (E3D), Agadir, Maroc, 21 au 24 mars 2012.

BOURON G., MIMOUN D., GRAILLOT D., WINIARSKI T., 2012 – *Analysis of mechanisms and effects of snow-melting on the groundwater recharge downstream mountainous watershed in a climate-changing context. Example : the Lignon du Forez watershed, Massif Central, France.* European Geosciences Union General Assembly 2012, held 22-27 April, 2012 in Vienna, Austria, p.2870

BOURON G., MIMOUN D., GRAILLOT D., WINIARSKI T., 2013 – *Apport d'eau lié à la fonte nivale et restitution en tête de bassin versant cristallin à l'échelle locale : exemple du Lignon du Forez, Massif Central, France.* Soumis à la Houille Blanche.

CHAPONNIERE A., 2005 – *Fonctionnement hydrologique d'un basin versant semi-aride: cas du basin versant du Rehraya (Haut Atlas Marocain).* Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon.

DEDIEU J.-P., REYNAUD L., SERGENT C., 1989 – *Apport des données SPOT et Landsat TM pour le suivi de la fusion nivale et des bilans glaciaires dans les Alpes françaises.* Bulletin n°115 de la SFPT, pp. 49-52.

DEDIEU J.-P., 2002 – *Apports et limitations des radars embarqués dans le suivi des surfaces enneigées et glaciaires pour les besoins hydrologiques.* La Houille Blanche, N°1, pp. 55-56.

DRAY M., 1990 – *Image synchrone de la composition isotopique de la couverture neigeuse des Alpes de Suisse occidentale.* IAHS, Publ. n°193, pp. 447-454.

DUCHAUFOUR P., 1961 – *Données nouvelles sur la classification des sols.* Annales de l'Ecole Nationale des Eaux et des Forêts et de la station de recherches et experiences, Tome XVIII, Fascicule 4.

ETLICHER B., 2007 – *Les chirats de la bordure orientale du Massif Central français: paysage de macrogélifraction dans les socles.* Université Jean Monnet, manuscript version 1.

FILY M., DEDIEU J.-P., 1993 – *Interprétation en nivologie de l'imagerie aéroportée en zone de montagne (Les Arcs, Alpes françaises).* Bulletin Société française de photogrammétrie et télédétection n°129, pp. 4-8.

FONTAINE T.A., CRUICKSHANK T.S., ARNOLD G.J., HOTCHKISS R.H., 2002 – *Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil and assessment tool (swat).* Journal of Hydrology, n°262, pp. 209-223.

GASCOIN S., LHERMITTE S., KINNARD C., BORTELS K., LISTON G.E., 2012 – *Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile.* Advances in Water Ressources, in press.

JOBARD S., DZIKOWSKI M., 2006 – *Evolution of glacial flow and drainage during the ablation season.* Journal of Hydrology, n°330, pp. 663-671.

JOBARD S., 2009 – *Neige et glace de montagne: reconstitution, dynamique, pratiques.* Cahiers de géographie, collection Edytem, n°8, année 2009.

KERGUILLEC R., 2010 – *Etagements périglaciaires fonctionnels dans le massif du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale, 62°22'N/61°46'N; 8°5E/10°E): les enseignements du terrain.* Environnements Périglaciaires n°17, pp. 45-65.

MORARD S., DELALOYE R., 2010 – *Répétition de tomographies de résisitivité électrique dans l'éboulis froid ventilé de Dreveneuse d'en Bas (Préalpes du Chablais valaisan, Suisse).* Environnements Périglaciaires n°17, pp. 5-22.

PARAN F., RE-BAHUAUD J., BOURON G., MIMOUN D. & GRAILLOT D. (2013) – *Approche aux interfaces pour la gestion durable des eaux souterraines : exemple des aquifères de la Plaine du Forez (Loire, France).* Les études ligériennes. La gestion durable de l'eau et de l'énergie dans le bassin de la Loire, n°23, mars 2013, pp. 40-43.

PERRIER R., 2010 – *Méthodes de suivi du pergélisol dans les Alpes du Sud.* Environnements Périglaciaires n°17, pp. 23-34.

PIVOT F.C, DUGUAY C.R., KERGOMARD C., 2002 – *Utilisation d'un géoradar pour l'étude du couvert nival à la limite des arbres, Churchill, Manitoba, Canada.* La Houille Blanche, n°617, pp. 92-97.

RAVANEL L., DELINE P., 2010 – *Ecroulements rocheux dans les parois de haute montagne en lien avc la degradation du pergélisol: un état de l'art.* Environnements Périglaciaires n°17, pp. 35-44.

REYNARD E., 1996 – *Glaciers rocheux et limite inférieure du pergélisol discontinu dans le vallon de Tortin (Nendaz-Valais).* Bull. Murithienne n°114, pp. 135-149.

RIBOLINI A., GUGLIELMIN M., FABRE D., BODIN X., MARCHISIO M., SARTINI S, SPAGNOLO M. SCHOENEICH P., 2010 – *The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insight on permafrost and recent glacial evolution in the Central Western Alps (Italy-France).* Quaternary Sciences Reviews, Vol.29, n°3, pp.507-521.

SOULSBY C., HELLIWELL R.C., FERRIER R.C., JENKINS A., HARRIMAN R., 1997 – *Seasonal snowpack influence of the hydrology of a sub-arctic catchment in Scotland.* Journal of Hydrology, N°192, pp. 17-32.

THOMAS A., 1977 – *La neige et son evolution en moyenne montagne.* Revue de géographie alpine, Vol. 65, n°1, pp. 91-119.

ZHANG Y., WANG S. BARR A.G., BLACK T.A., 2008 – *Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a boreal aspen forest.* Cold Regions Sciences and Technology, n°52, pp. 355-370.

ZRYD A., 2001 – *Les glaciers, coll. La nature dans les Alpes.* Pillet.

- Site de l'Association Nationale des Professionnels de la Neige de Culture :

http://www.anpnc.com/recueil/Chapitre%205-p52-56.html, consulté le 27/06/2013.

- Site de l'Agence Nationale pour l'Etude de la Neige et des Avalanches :

http://www.anena.org/savoir/etudiant/metamorphoses_de_la_neige.html, consulté le 11/12/2010.

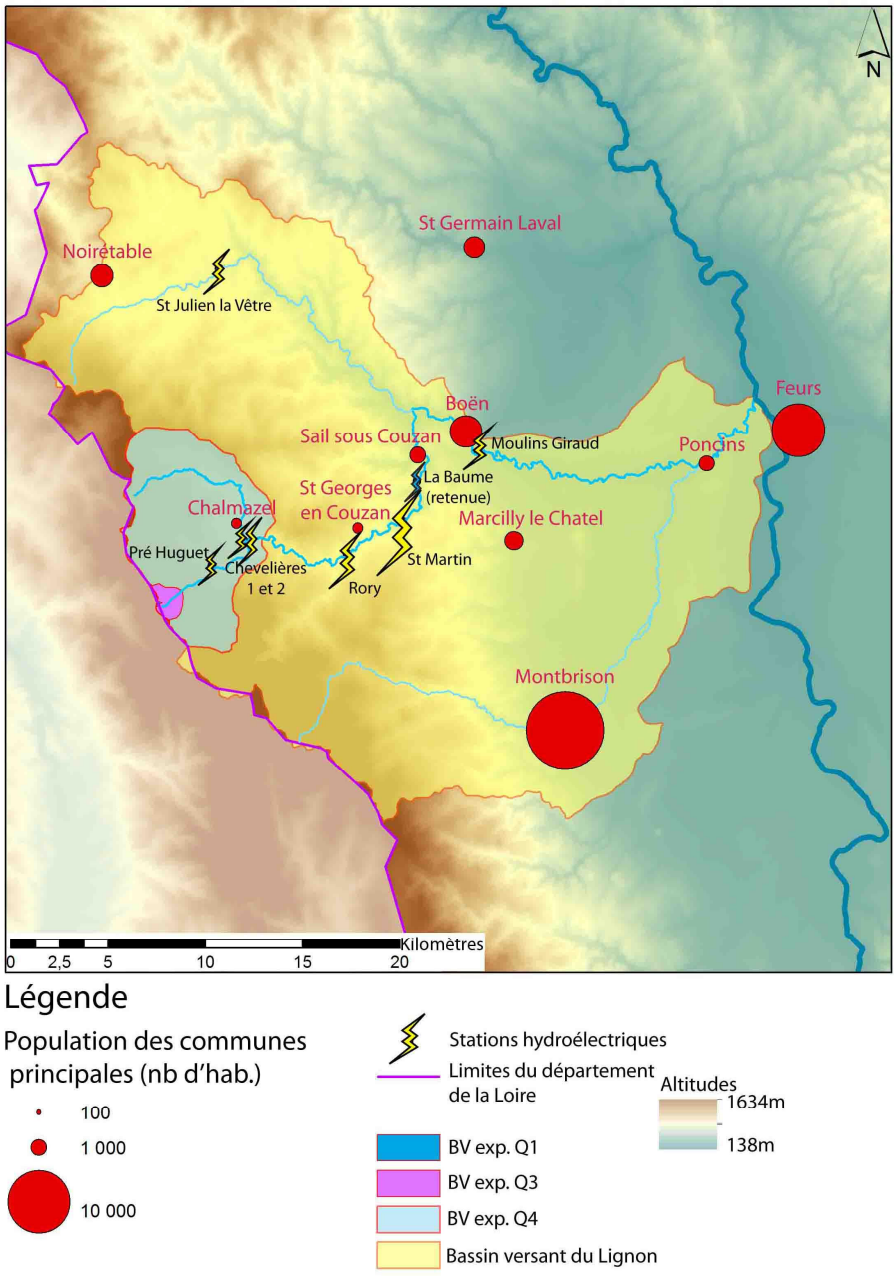
ANNEXES

Annexes de la partie II

Annexes A : Orographie et situation générale

Annexe A1: Démographie et production hydroélectrique du bassin du Lignon

Démographie et production hydroélectrique du bassin versant du Lignon



Répartition des centrales de production hydroélectriques dans le bassin versant du Lignon et principales villes concernées. Sur le cours du Lignon, on peut dénombrer trois ouvrages, dont deux sur le Haut Lignon gérés par le réseau Electricité de France, d'amont en aval :

-La centrale de Rory, sur la commune de Saint Georges en Couzan, d'une puissance maximale de 1800KW, qui utilise les eaux du barrage de Pontabouland.

-La centrale de Saint-Martin, également sur la commune de Saint Georges en Couzan, d'une puissance de 5000KW, utilisant les eaux du barrage de Vaux.

-La retenue de la Baume sur la commune de Saint Georges en Couzan, servant à réguler les débits délivrés par la centrale de Saint-Martin.

En plus de ces trois ouvrages principaux, d'autres microcentrales privées utilisent le Lignon, toujours d'amont en aval :

-Au niveau de Pré Huguet, sous le village de vacances de Chalmazel ;

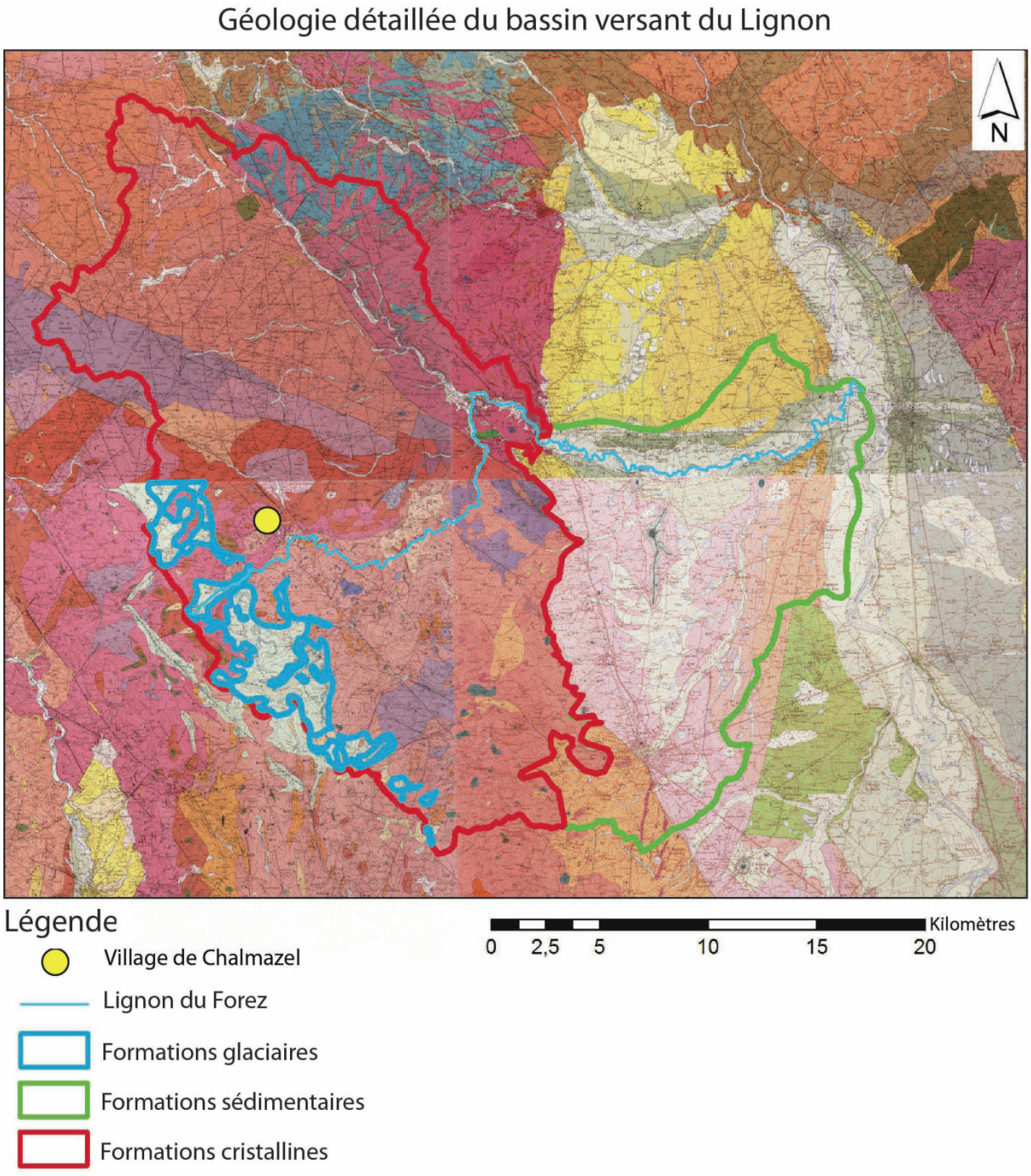
-Le Pont de Chevelières à Chalmazel ;

-Le Moulin Giraud à Boën ;

-Dumas à Montbrison.

Annexes B : Contexte géologique et hydrogéologique

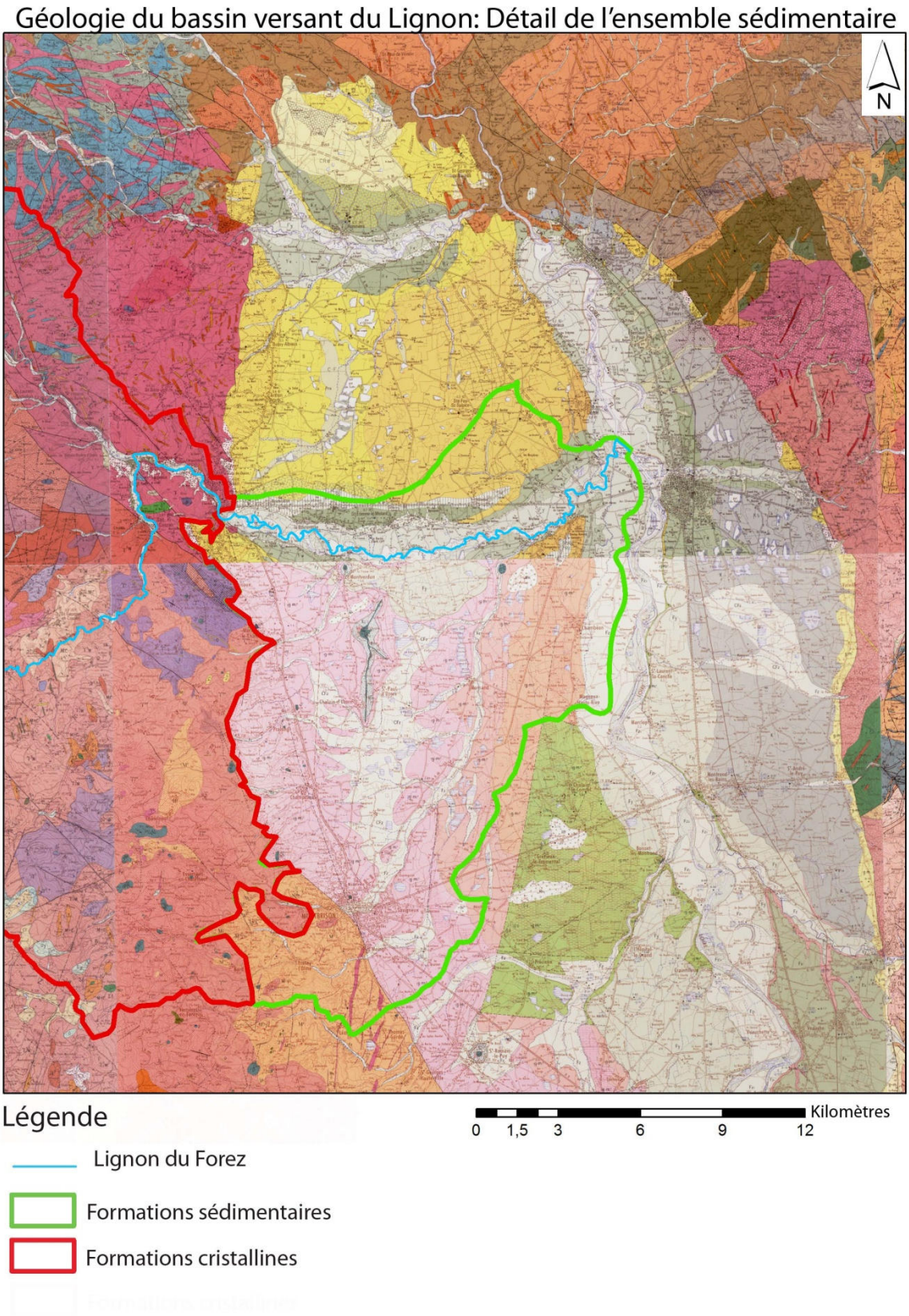
Annexe B1 : Géologie du bassin versant du Lignon



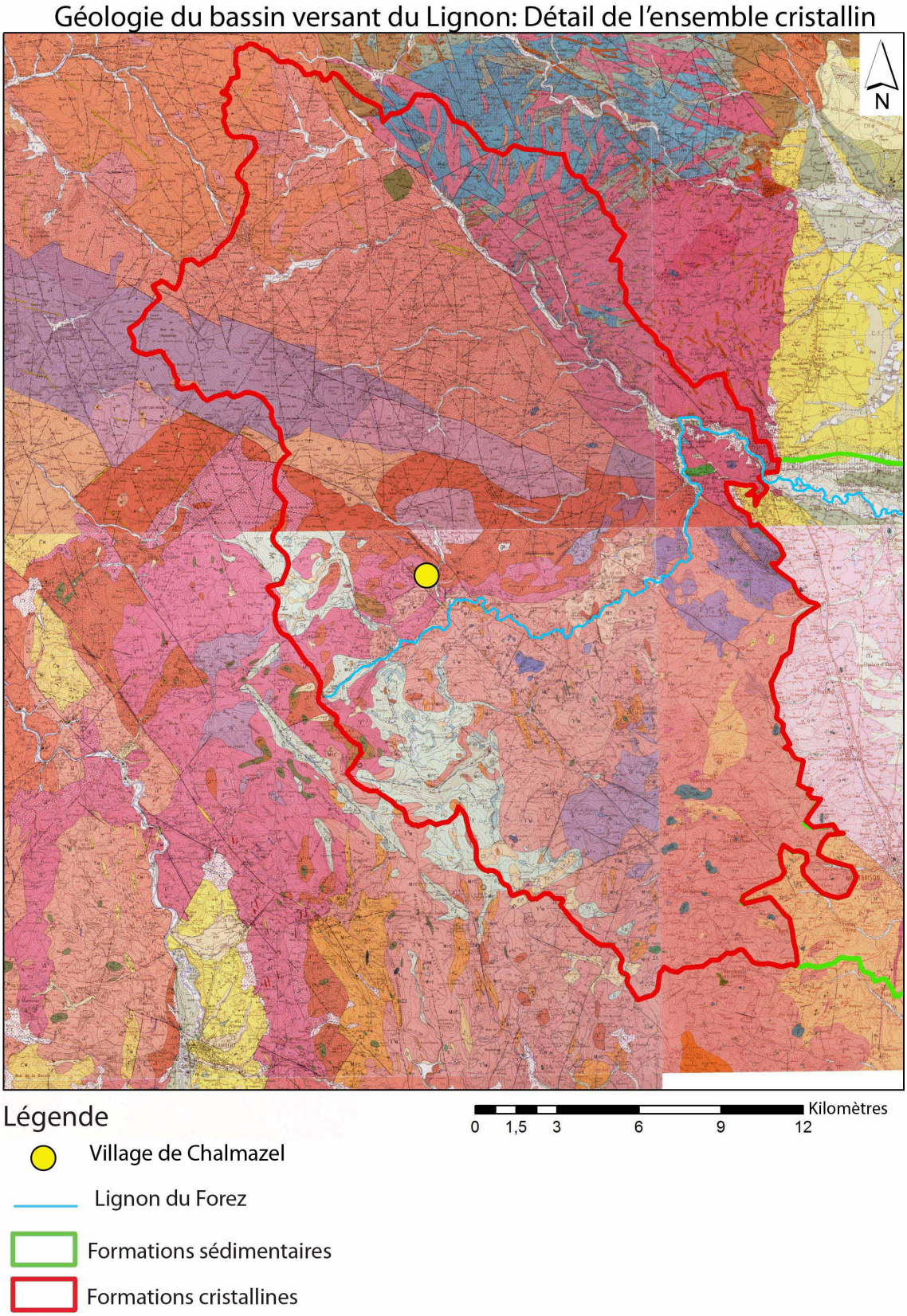
Détail de la géologie du bassin versant du Lignon, d'après BRGM, modifiée. Les sous ensembles géologiques sont détaillés ci-dessous.

Légende géologique détaillée

Légende détaillée

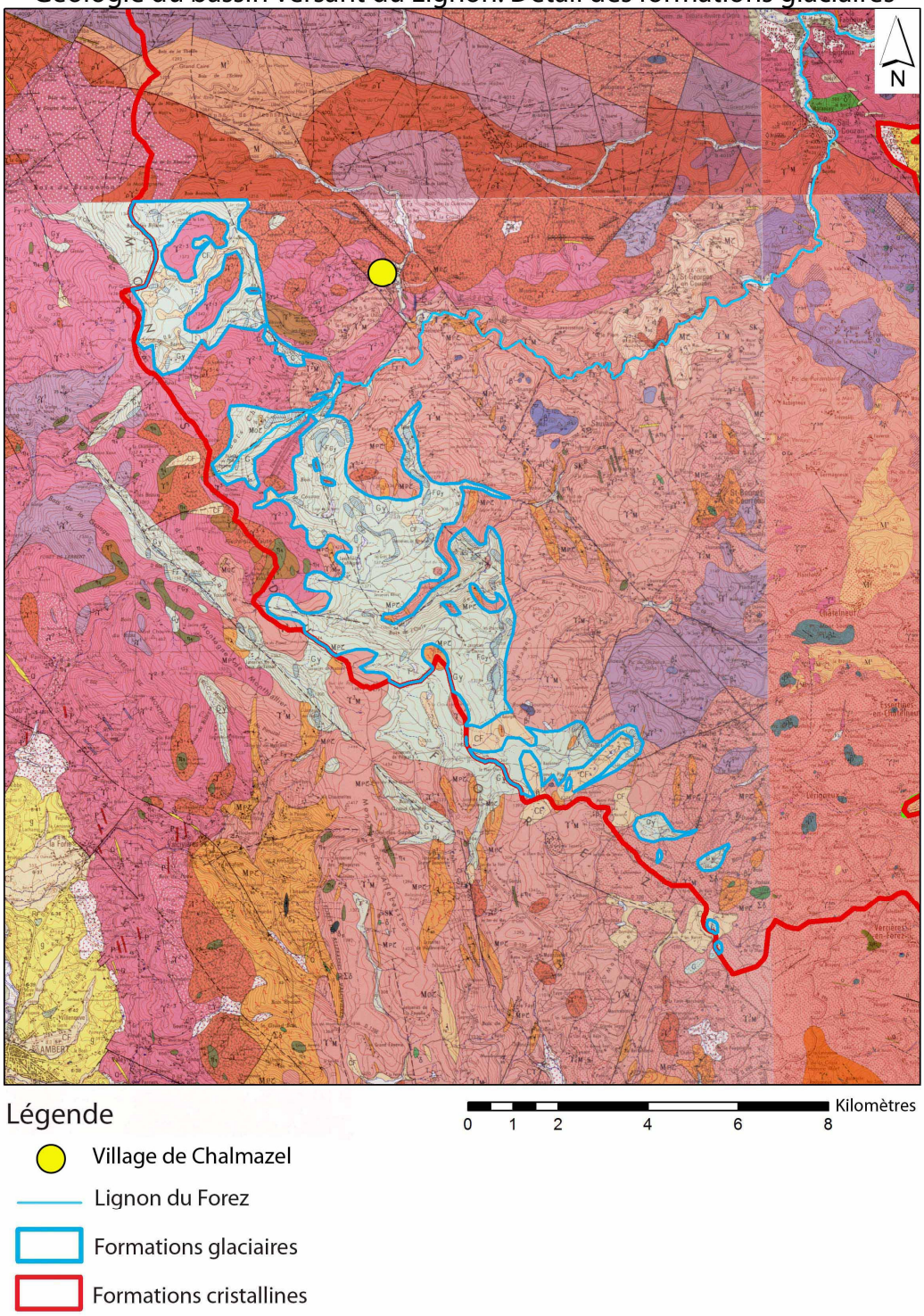


Détail de la géologie de l'ensemble sédimentaire, d'après BRGM, modifiée. On remarquera le volcanisme tardif tertiaire en plaine sous forme de necks (Monts d'Uzore par exemple).



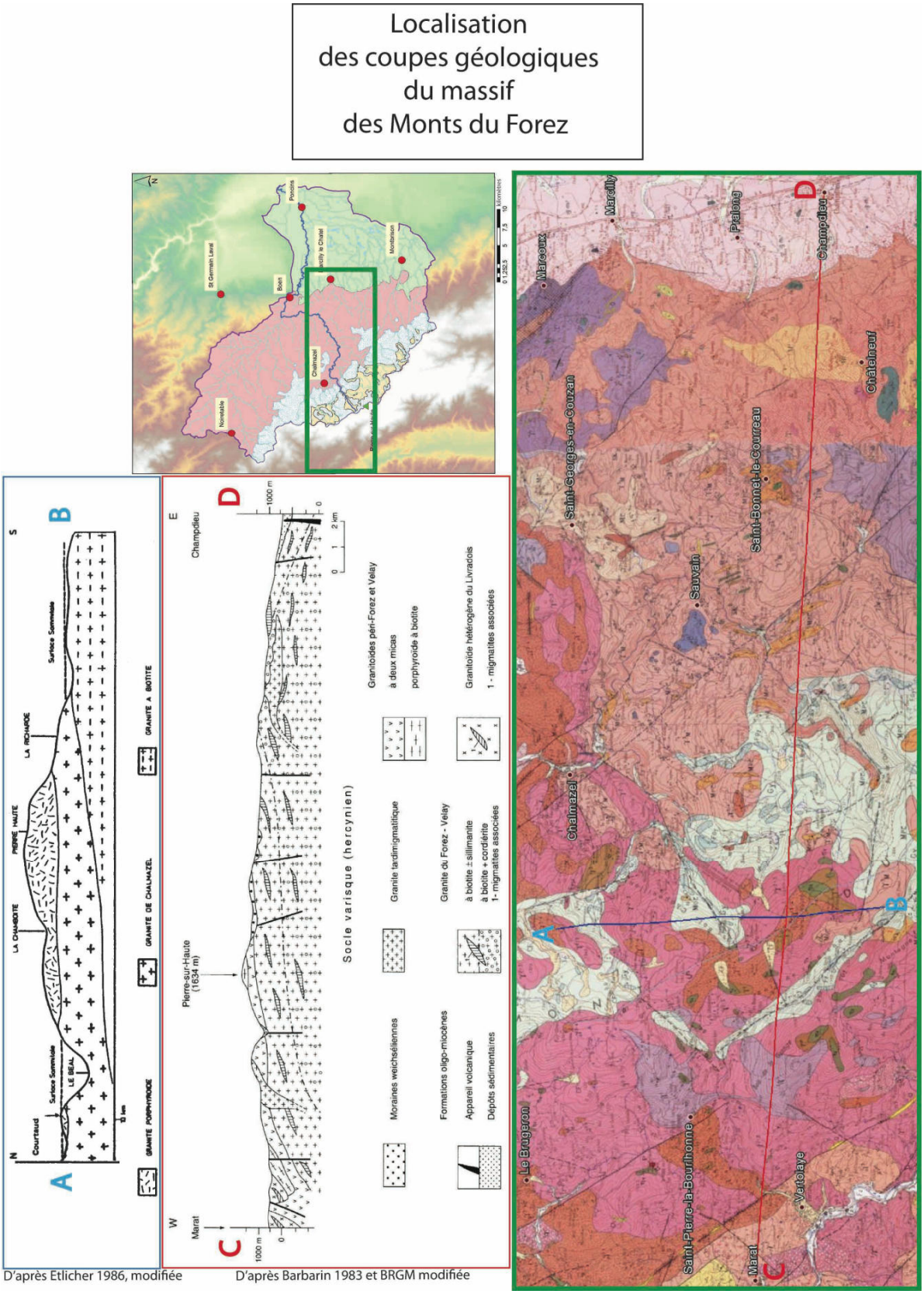
Détail de la géologie de l'ensemble cristallin, d'après BRGM, modifiée.

Géologie du bassin versant du Lignon: Détail des formations glaciaires



Détail de la géologie des formations superficielles d'origine glaciaires, d'après BRGM, modifiée.

Annexe B2 : Coupes géologiques du massif cristallin des Monts du Forez.



Localisation et détail des coupes géologiques

Le schéma représente une proposition de circulation des eaux infiltrées dans le massif cristallin et leur restitution dans le massif et la plaine. Les sources thermales de Chorsin et Sail-sous-Couzan sont positionnées à titre indicatif, bien qu'étant éloignées de quelques kilomètres du trait de coupe.

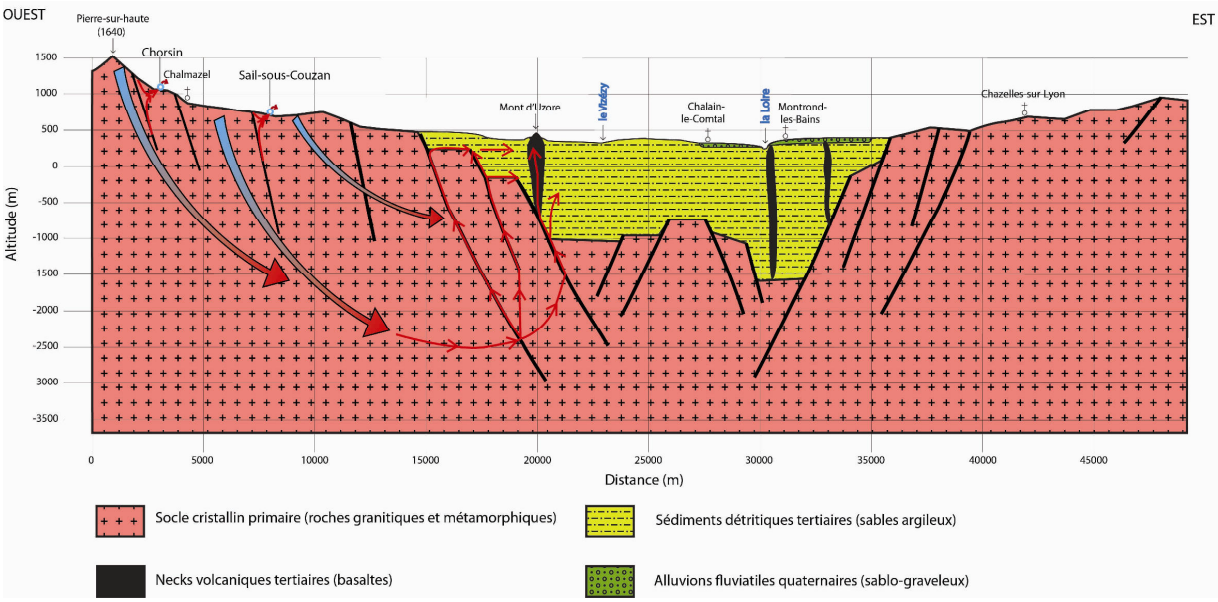


Schéma de circulation hydrogéologique profonde proposée par J. Ré-Bahuaud [Ré-Bahuaud, 2012], modifiée.

Annexe B3: Détails des formations géologiques glaciaires observées sur le terrain.

La photo suivante illustre une superposition de matériel morainique grossier, issu probablement de moraines frontales situées en amont, venu se superposer sur la moraine de fond. Les dépôts gravitaires et ceux du lit du Lignon proviennent du lessivage des moraines et des arènes granitiques amont.

Exemple de moraine de fond à proximité du lit du Lignon.

L'eau du Lignon court sur cette moraine qui semble plus ou moins imperméable. Le changement de couleur que l'on observe sur le bas de la photo n'est dû qu'à la présence d'algues sur la moraine de fond qui apparaît bien plus claire en dehors des zones mouillées.

Un deuxième exemple de superposition de sol/matériel grossier dont on voit quelques blocs (haut et milieu de la photo), sur une moraine de fond qui forme ici le fond du lit du Lignon (bas de la photo).

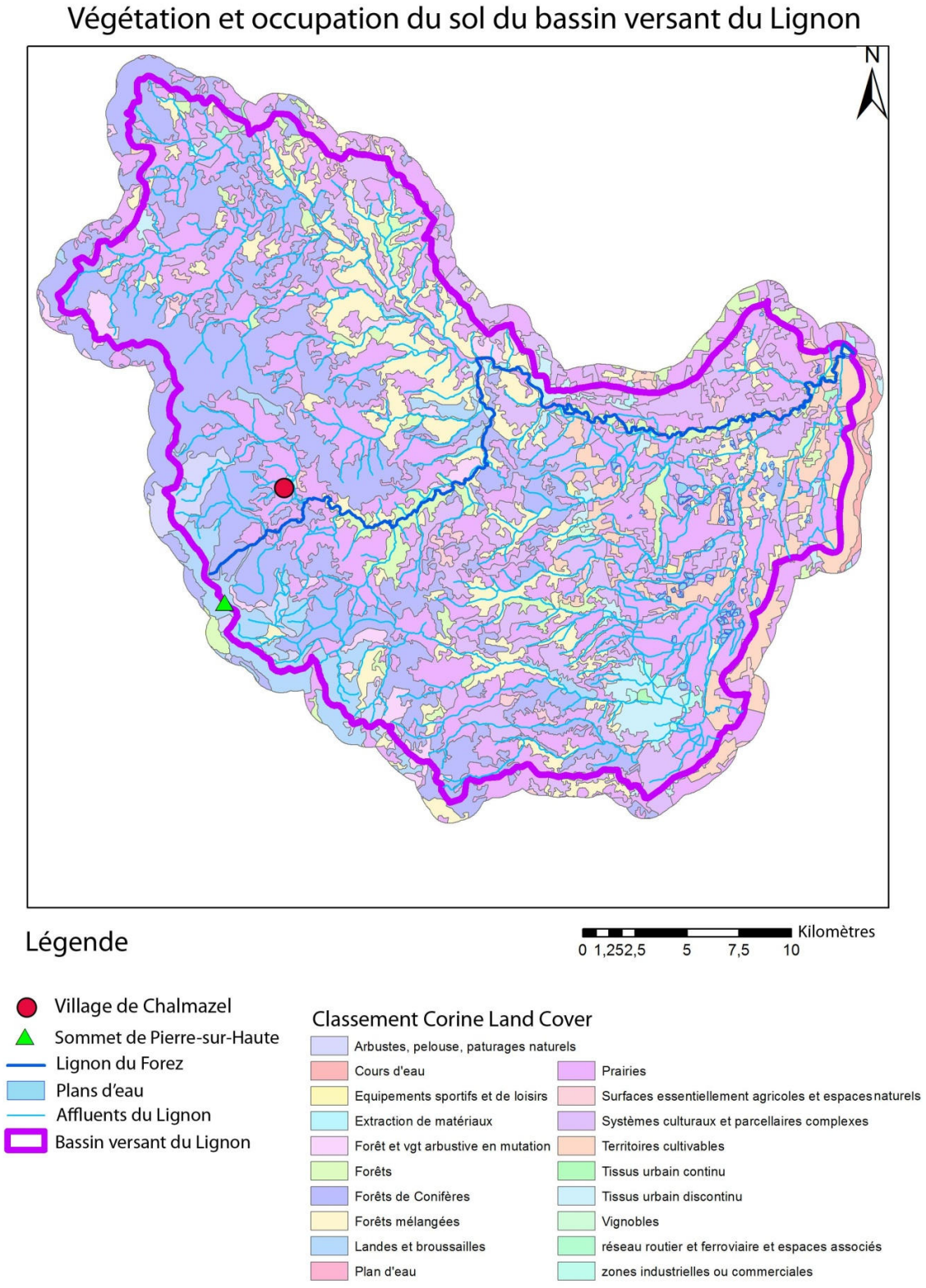
Comme évoqué précédemment, le changement de couleur n'est dû qu'aux algues. On peut remarquer l'aspect lité et compact du dépôt, parfois hétérogène avec des blocs allant jusqu'au décimètre. Le litage se fait selon un pendage proche de la pente.

Détail de la moraine de fond du lit du Lignon.

On remarque la présence de petits éléments (quelques centimètres) dans une matrice compactée et litée.

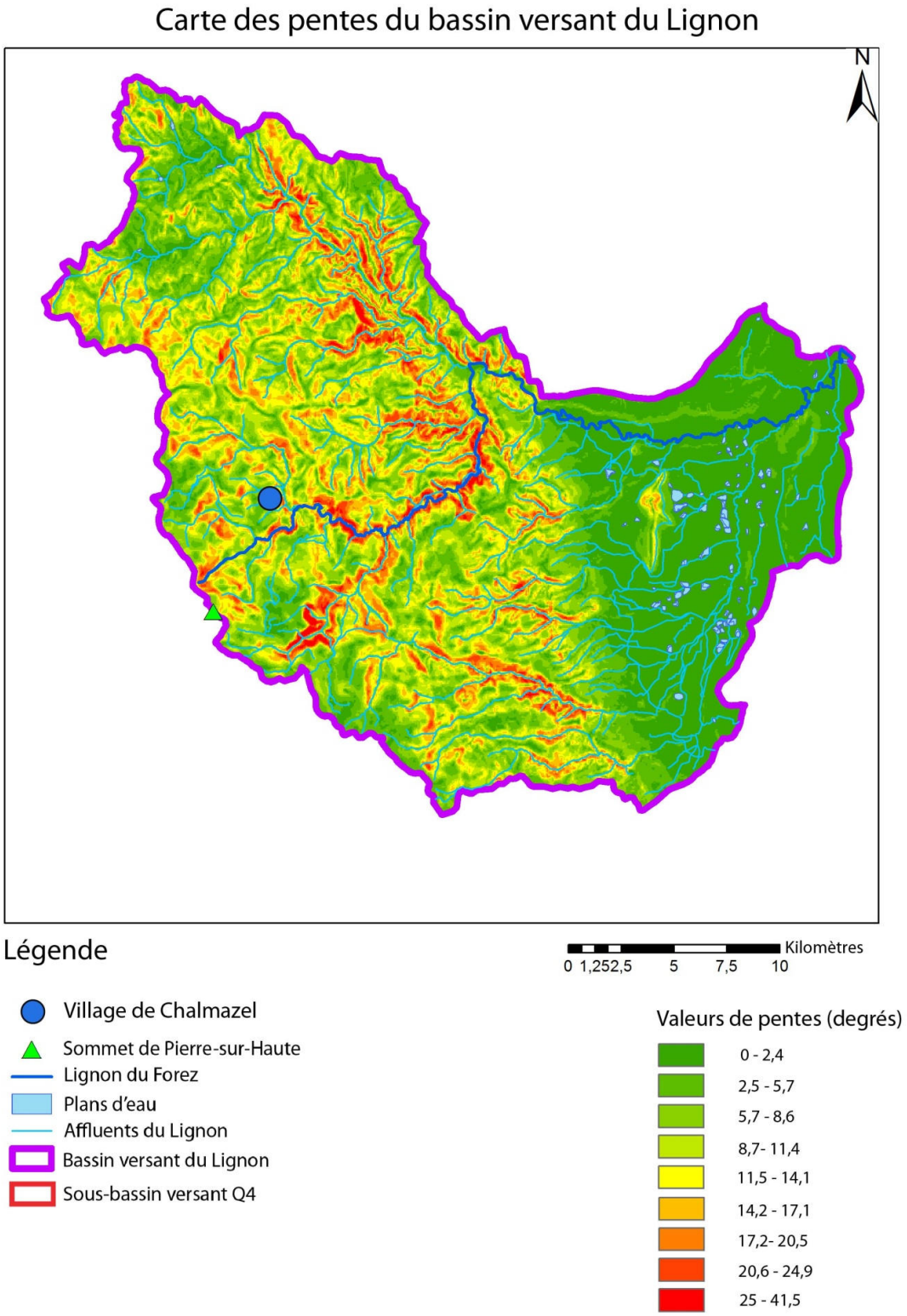
Détail de la moraine de fond.

Annexe B4 : Végétation du bassin versant du Lignon

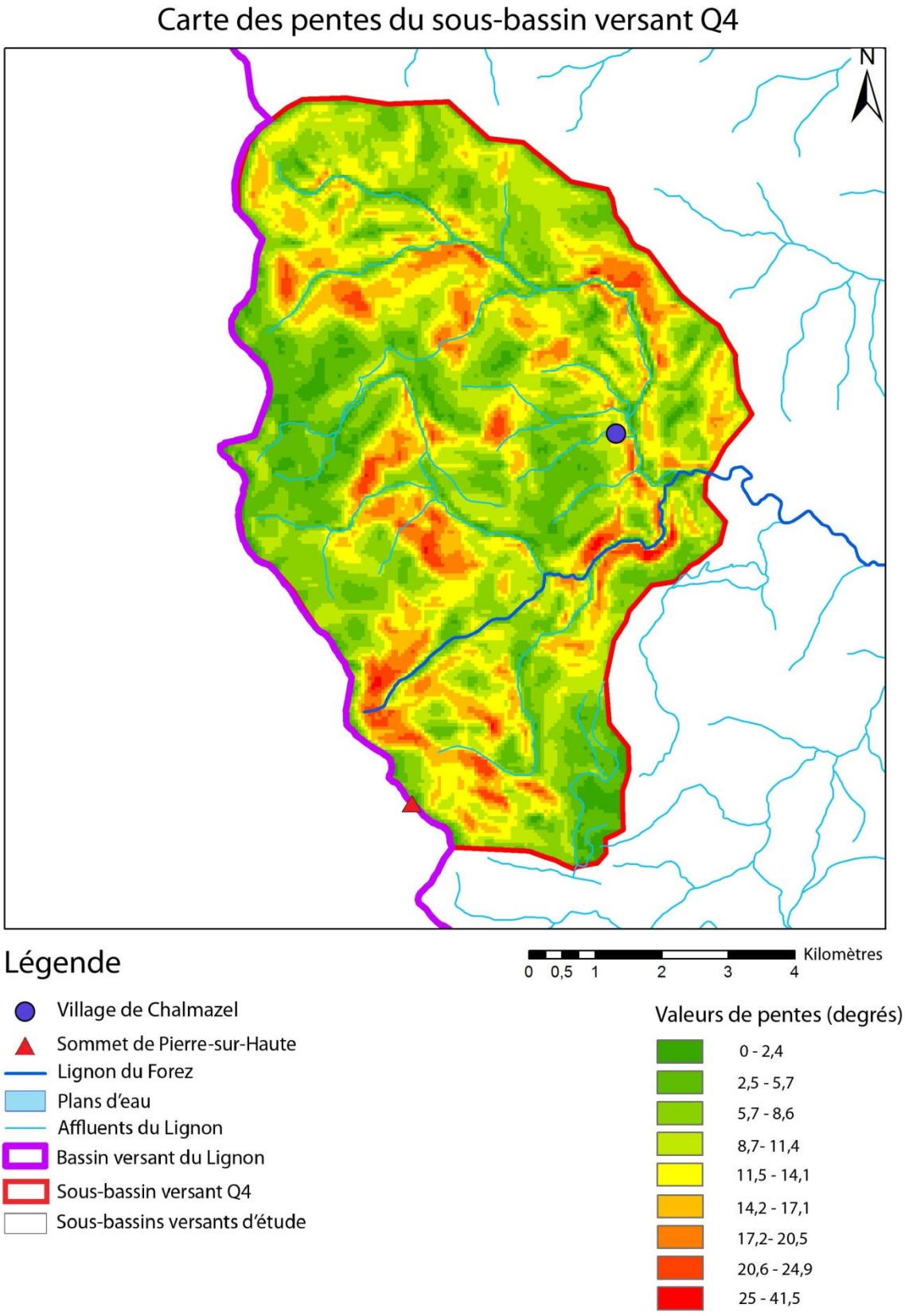


Carte de la végétation du bassin versant du Lignon, d'après les données et le classement Corine Land Cover de 2006.

Annexe B5 : Pentes des terrains étudiés



Aperçu des pentes du bassin versant du Lignon, issues d'un calcul à partir d'un MNT de maille 50m. La pente moyenne du bassin versant du Lignon est de 7,65° avec un écart-type de 6° et celle du sous-bassin versant Q4 est de 9,67° avec un écart-type de 4,73°.



Détail des valeurs de pentes pour le sous-bassin versant Q4.

Annexes B6 : Coefficient de ruissellement du bassin versant

Les cartes suivantes soulèvent un aspect complexe du ruissellement sur le Haut Lignon. Les cartes de coefficient de ruissellement ne tiennent pas compte des valeurs de pente. Cependant, sur le terrain, on observe des zones à forte pente sans ruissellement grâce à une végétation de type forêt ou lande arbustive, alors que des zones à pente plus faible mais dont le terrain est composé de matériel morainique ou de terrain remanié, présentent des traces de ruissellement. On peut citer le cas d'une petite zone au Sud et sous la congère de la Chamboite, qui présente à la fois une forte pente, une végétation très peu dense et un apport d'eau important lié à la fonte de la congère. De plus, cette zone marque le début d'une piste de ski, donc l'eau issue de cette zone peine à s'infiltrer dans le sol avant qu'elle ne rencontre un drain aménagé par la station de ski.

D'autre part, le coefficient de ruissellement étant le rapport entre la lame d'eau ruisselée et la lame d'eau précipitée, on peut calculer un coefficient de ruissellement réel d'après les données de précipitations moyennes de la base de données Aurhély entre 1973 et 2002 et le débit écoulé aux deux exutoires des bassins versants évoqués.

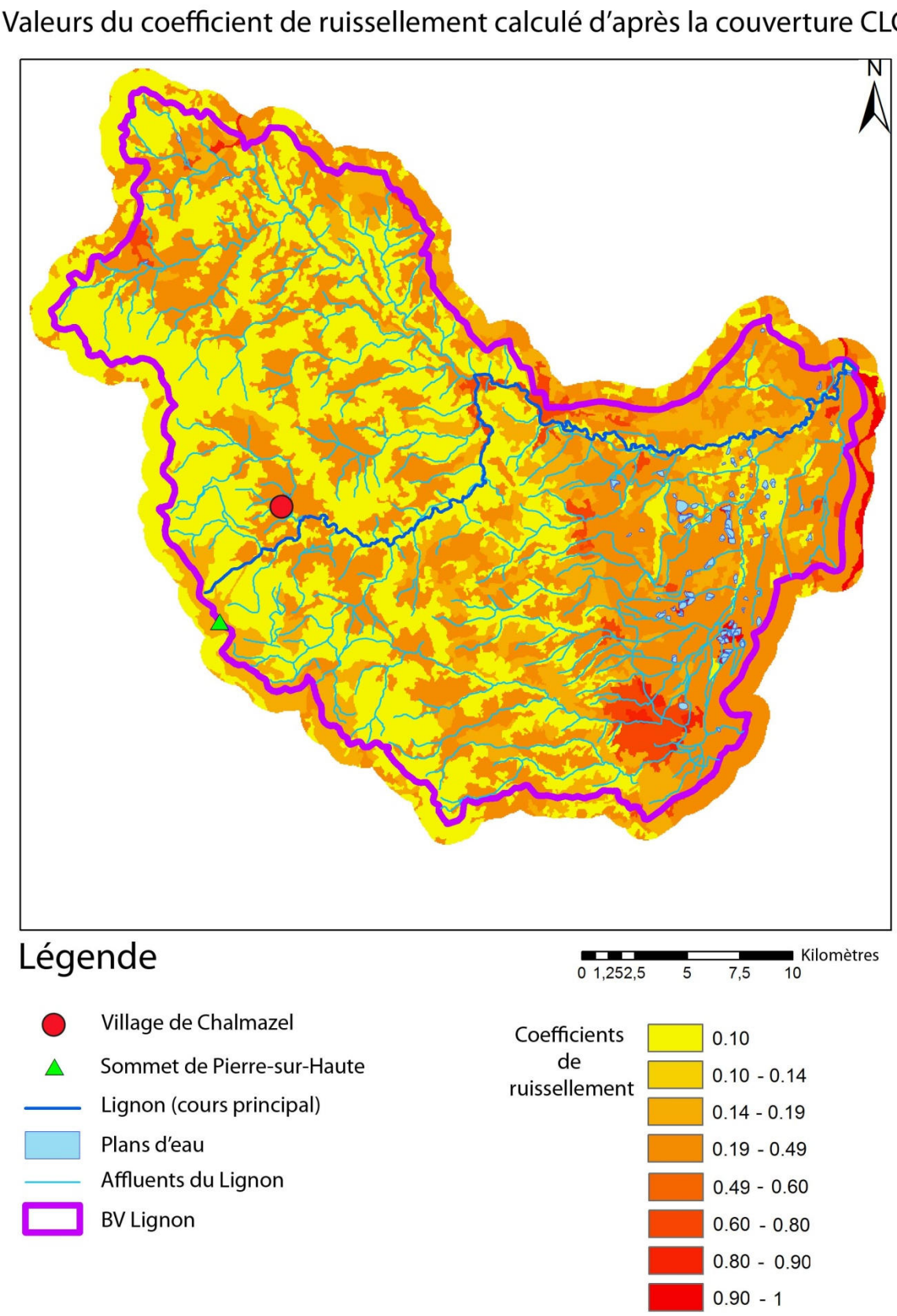
Pour le bassin versant du Lignon, dont l'exutoire a été pris à Poncins, on obtient alors un coefficient de ruissellement d'une valeur de 0,454 pour la période 1973-2002. L'écart entre le coefficient calculé avec la végétation (Cr=0,175, avec un écart-type de 0,139) et le coefficient réel d'après les précipitations et les débits est faible, en raison de la baisse des valeurs de pentes à l'échelle du bassin.

Pour le sous-bassin versant de Chalmazel Chevelière Q4, on obtient de la même façon un coefficient de ruissellement d'une valeur de 0,923 pour la période 1973-2002. L'écart avec le coefficient théorique (Cr=0,133, avec un écart-type de 0,006) s'explique par des pentes bien plus fortes en tête de bassin et une probable sous-estimation des précipitations.

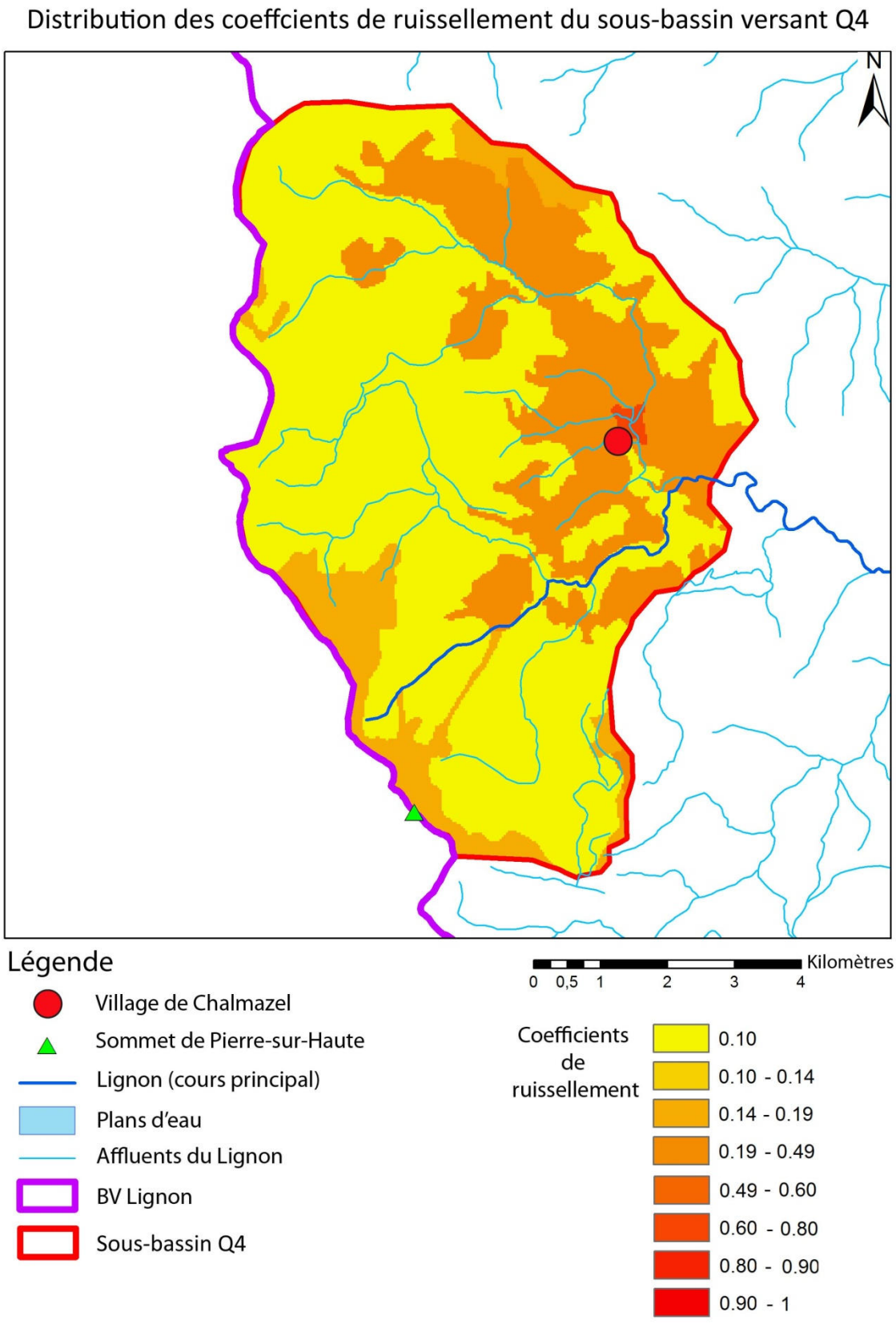
On voit alors la forte disparité de ces valeurs selon où l'on se situe dans le bassin versant. Ceci va dans le sens de débits spécifiques bien plus élevés, des pentes plus fortes et de la nature assez imperméable de la géologie en tête de bassin versant.

Cependant, le calcul du coefficient de ruissellement avec les données de végétation avoue très rapidement ses limites et n'est donné ici qu'à titre d'information. Pour l'améliorer, il faudrait non seulement prendre les pentes en compte, mais aussi son évolution au cours de l'année, en particulier avec la présence de gel en hiver. Selon les années, les valeurs de coefficients de ruissellement évolueraient selon les saisons en raison du gel du sol, mais aussi à l'intérieur même d'une saison grâce au stockage nival capturant une partie des précipitations sous forme de neige. Le manteau neigeux affecte également le coefficient de ruissellement puisque les précipitations liquides doivent traverser la couche de neige au sol avant de s'infiltrer.

Il reste donc difficile d'évaluer correctement un coefficient de ruissellement sur lequel on peut s'appuyer pour des calculs de temps de réponse, de stockage et de bilans hydriques dans le bassin versant, en particulier à l'échelle des têtes de bassin où il présente variabilité spatiale et temporelle alors que les valeurs de ruissellement théoriques obtenues d'après la couverture CorineLandCover ne varient pas dans l'année. De plus, elles sont tout de même approximatives car définies à partir de coefficient de ruissellement par type de végétation. On ne peut donc les employer qu'à titre relatif. Les valeurs suivantes de coefficient de ruissellement ont été utilisées (normes suisses SNV 640 351 in De Musy, 2005] : Bois 0,1 ; Prés champs cultivés 0,2 ; terrains nus et vignes 0,5 ; rochers 0,5 ; Routes 0,9 ; villes toitures 0,9.



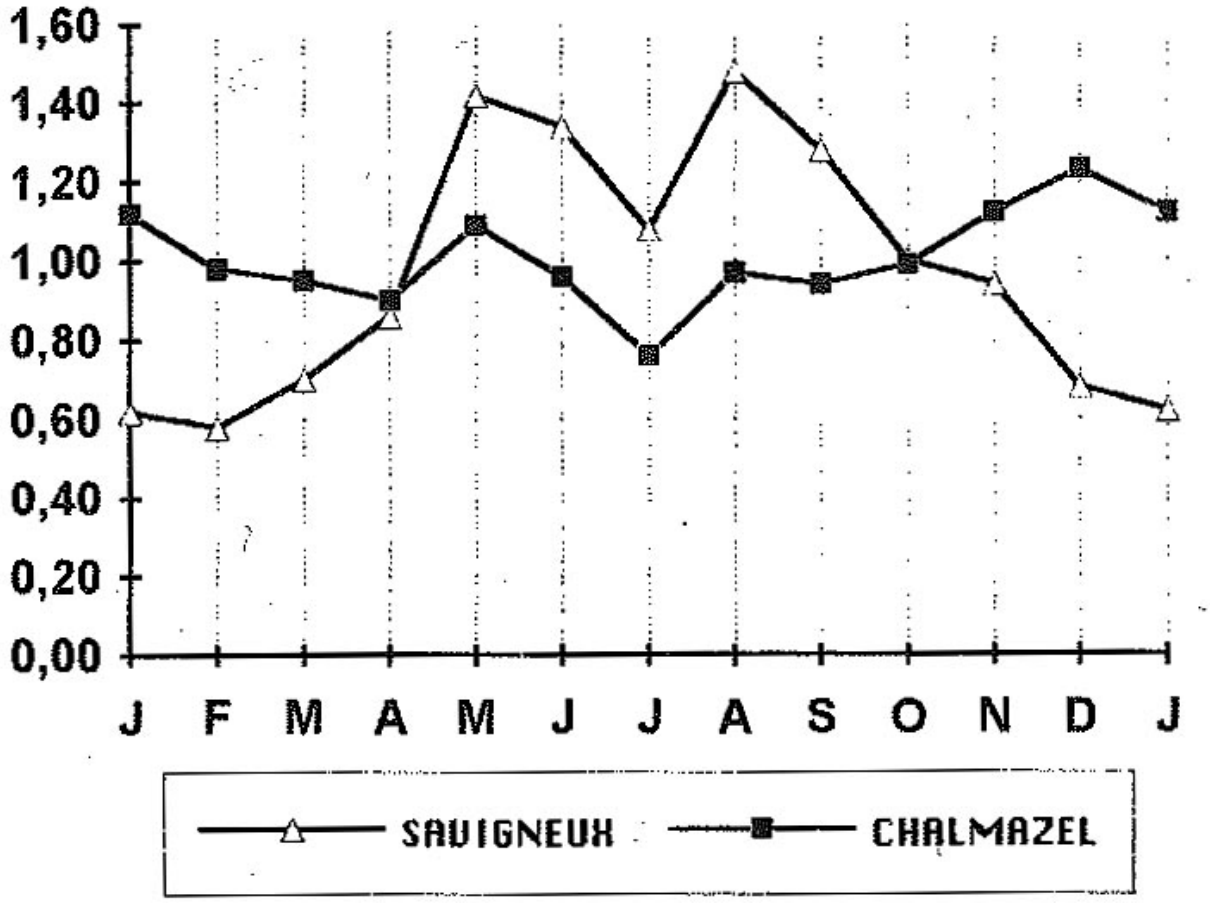
Valeurs du coefficient de ruissellement calculé d'après la couverture végétale.



Détail des valeurs du coefficient de ruissellement calculé d'après la couverture végétale pour le sous-bassin Q4.

Annexes C: Précipitations et climat

Annexe C1 : Répartition des précipitations dans l'année



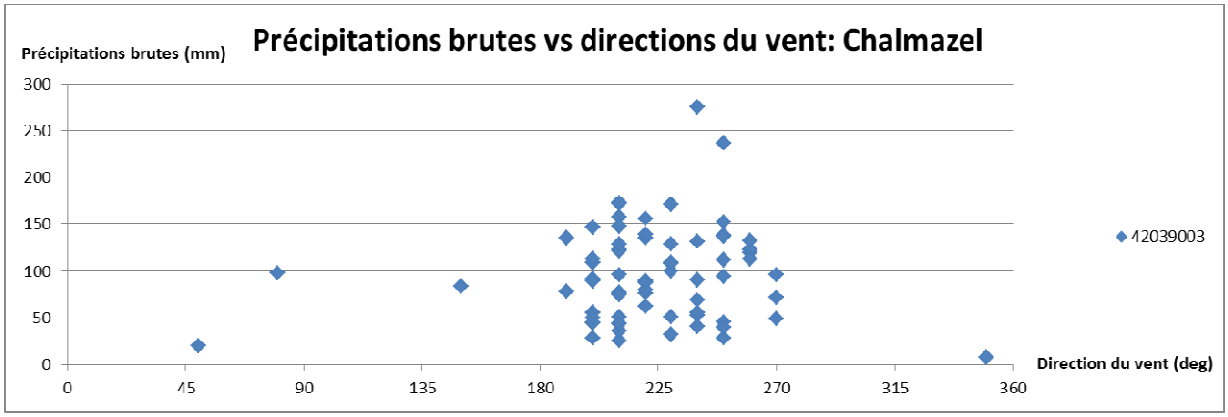
Répartition des précipitations annuelles par mois selon leurs coefficients pluviométriques relatifs, entre Savigneux (à proximité de Montbrison en plaine) et Chalmazel, d'après [Etlicher et al., 1993].

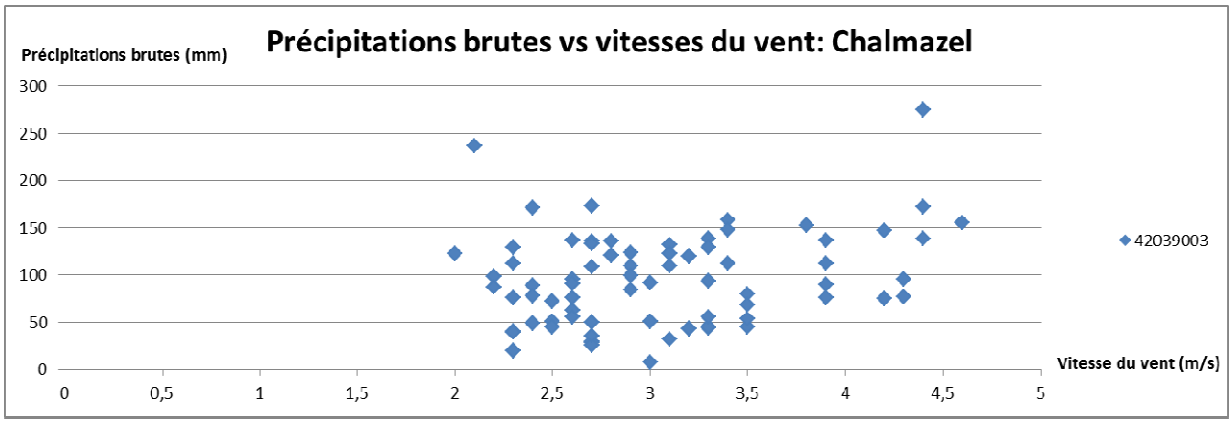
Annexe C2 : Influence du vent sur les précipitations

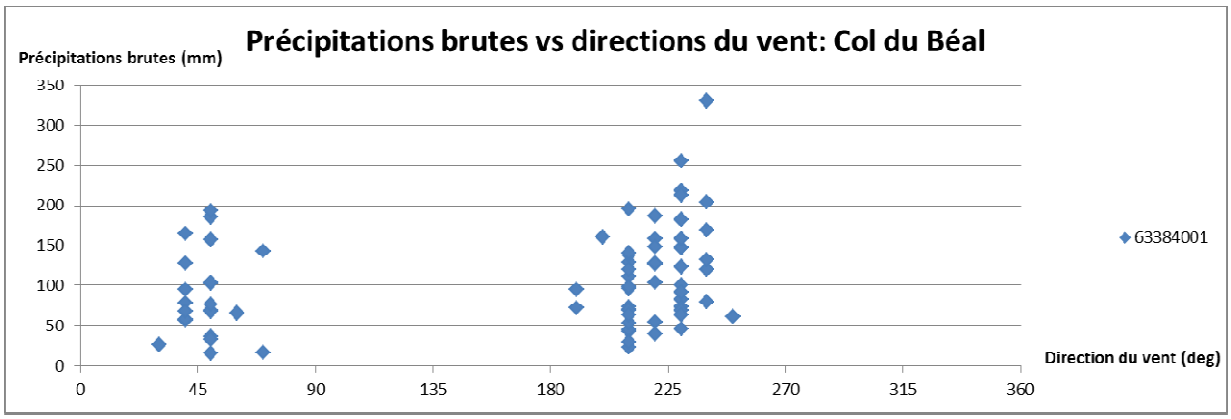
Les graphiques illustrent la répartition des précipitations brutes par rapport à la direction et la vitesse du vent. Les données du Col du Béal indiquent des précipitations du SW un peu plus fortes que pour le NE. Il est fortement probable que toutes les masses d'air provenant initialement de l'Ouest et du Sud soient réorientées pour suivre la direction du couloir SW-NE, et celles d'Est et de Nord dans une direction clairement Nord-Est. Les masses d'air provenant de flux atlantiques étant souvent chargées d'humidité, il est logique que les précipitations observées au Col du Béal, données comme provenant du SW, soient le vecteur des précipitations les plus fortes.

Les données de Chalmazel, issues de vent quasiment unilatéral, ne permettent pas de déceler une direction où les précipitations sont les plus fortes.

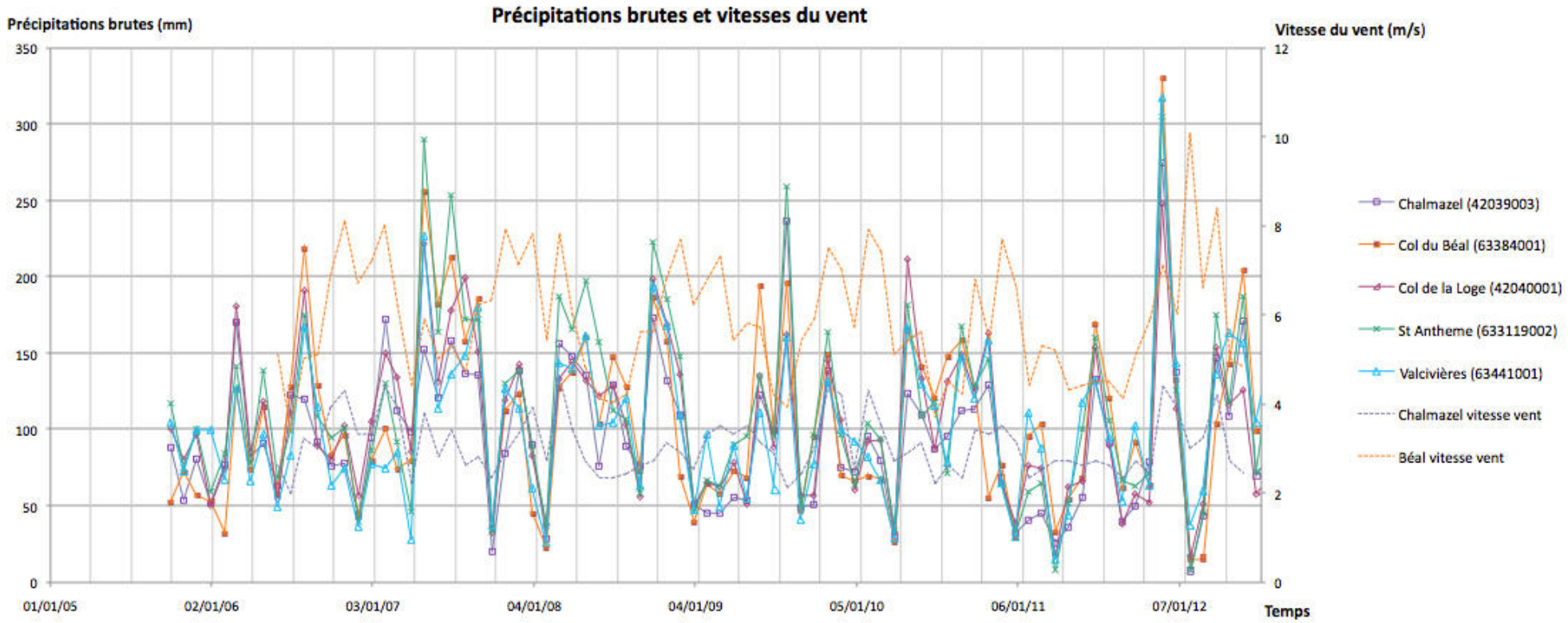
Les données des deux stations concernant les précipitations en fonction des vitesses de vent ne permettent pas de déceler une éventuelle relation, bien que l'effet d'accélération dans un couloir apporte naturellement plus de précipitations que dans une zone abritée, pour des précipitations liquides.



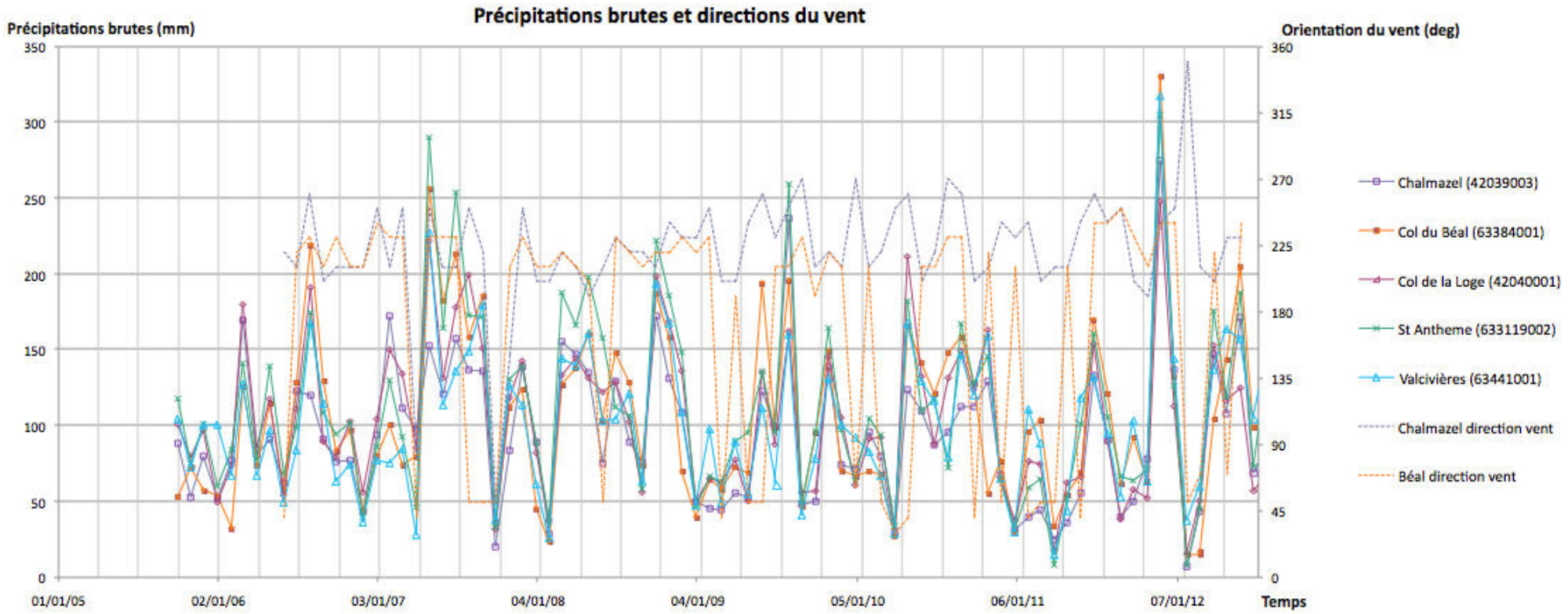




Influence du vent et de la direction des masses d'air sur les précipitations.



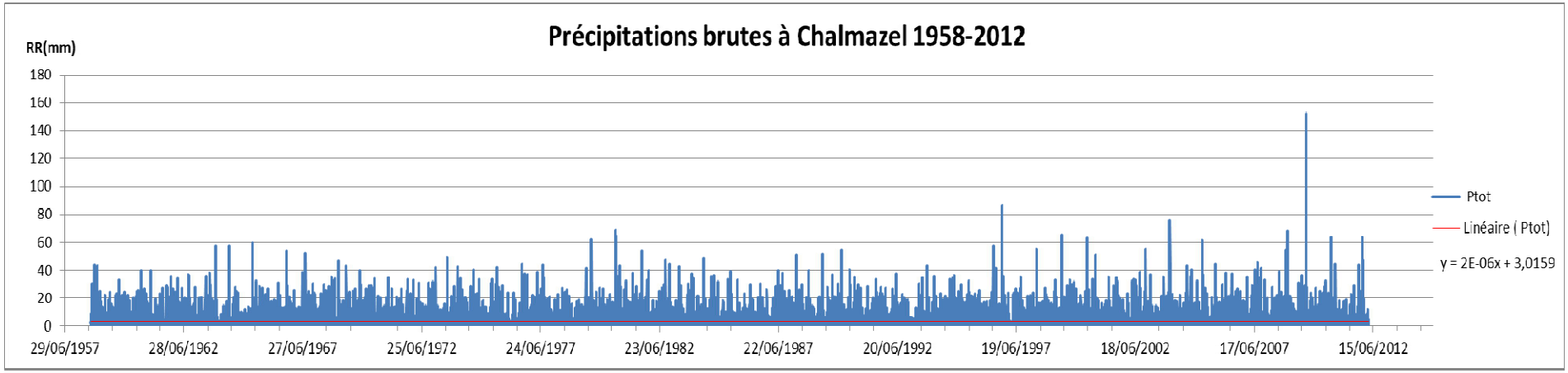
Relations entre les vitesses du vent et les précipitations brutes des stations de Chalmazel, du Col du Béal, du Col de la Loge, de Saint-Anthème et de Valcivières. Seules les stations de Chalmazel et le Col du Béal ont été utilisées pour les données anémométriques.



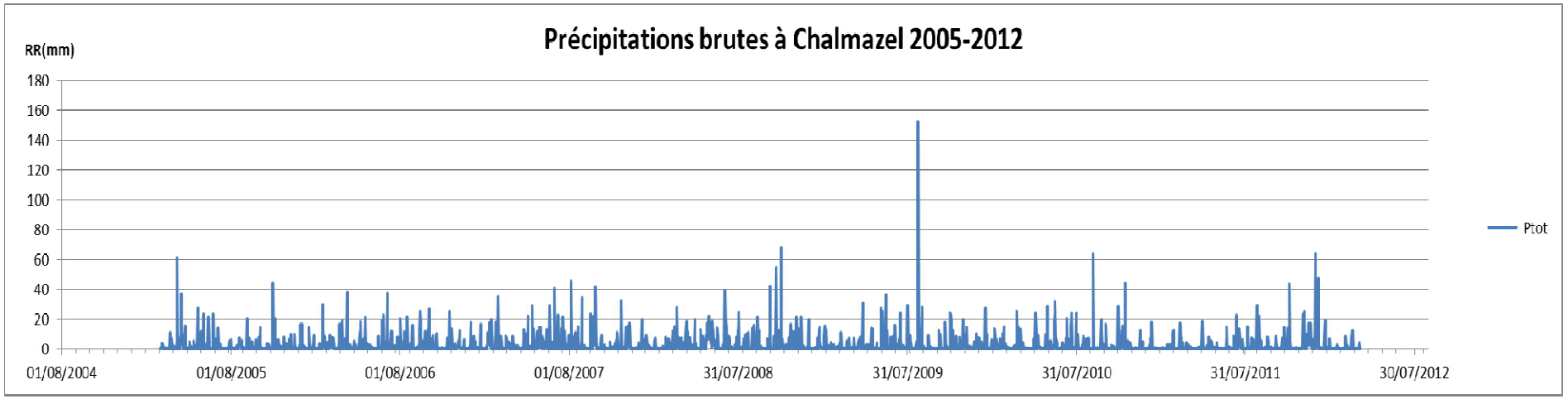
Relations entre les directions du vent et les précipitations brutes des stations de Chalmazel, du Col du Béal, du Col de la Loge, de Saint-Anthème et de Valcivières. Seules les stations de Chalmazel et le Col du Béal ont été utilisées pour les données anémométriques.

Annexe C3 : Evolution des précipitations jusqu'à aujourd'hui : détail pour la station de Chalmazel.

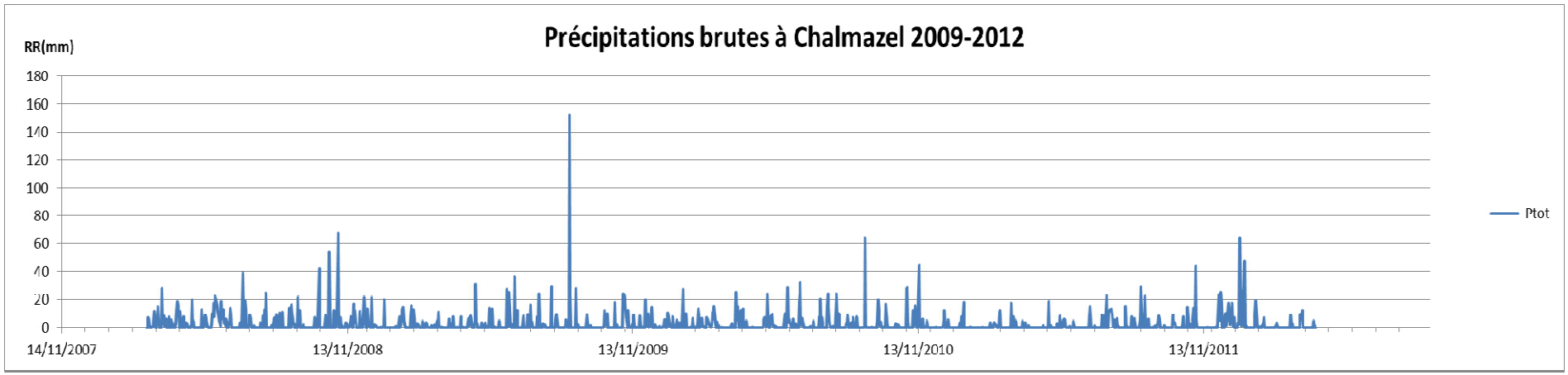
L'évolution des précipitations des autres stations est donnée dans le tableau en fin d'annexe et les graphiques de l'annexe C4. On ne peut pas pour l'instant, que ce soit à moyen terme sur les 54 dernières années, ou sur une période plus récente, déceler une évolution des précipitations brutes globales (liquides et solides), quelque soit la station considérée.



Précipitations brutes à Chalmazel sur la période été 1958-été 2012 au pas de temps journalier. La tendance ne semble pas être à une diminution des précipitations sur l'ensemble de la période considérée mais plutôt à une hausse de l'écart-type.



Précipitations brutes à Chalmazel sur la période printemps 2005-printemps 2012 au pas de temps journalier.

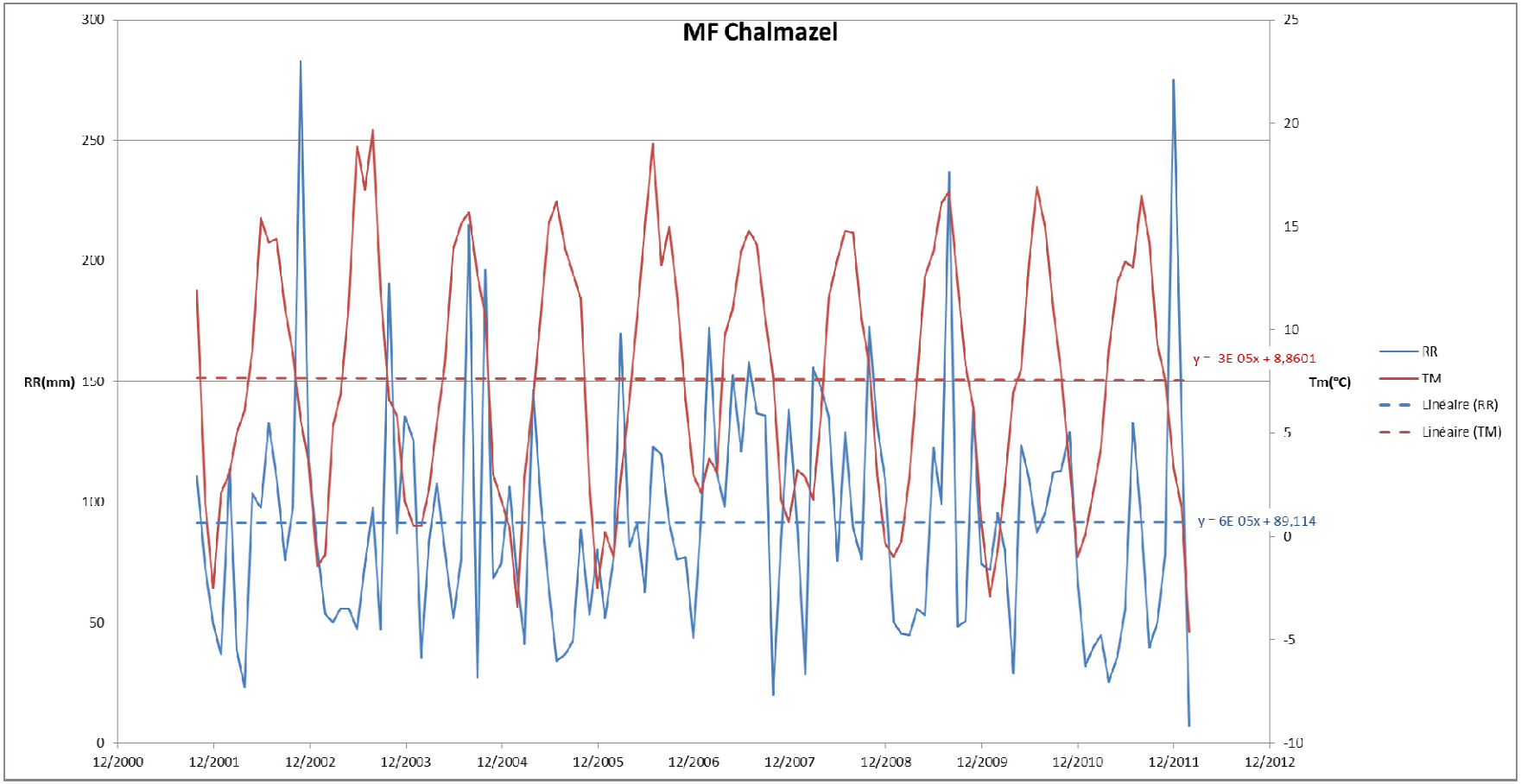


Précipitations brutes à Chalmazel sur la période printemps 2008-printemps 2012 au pas de temps journalier.

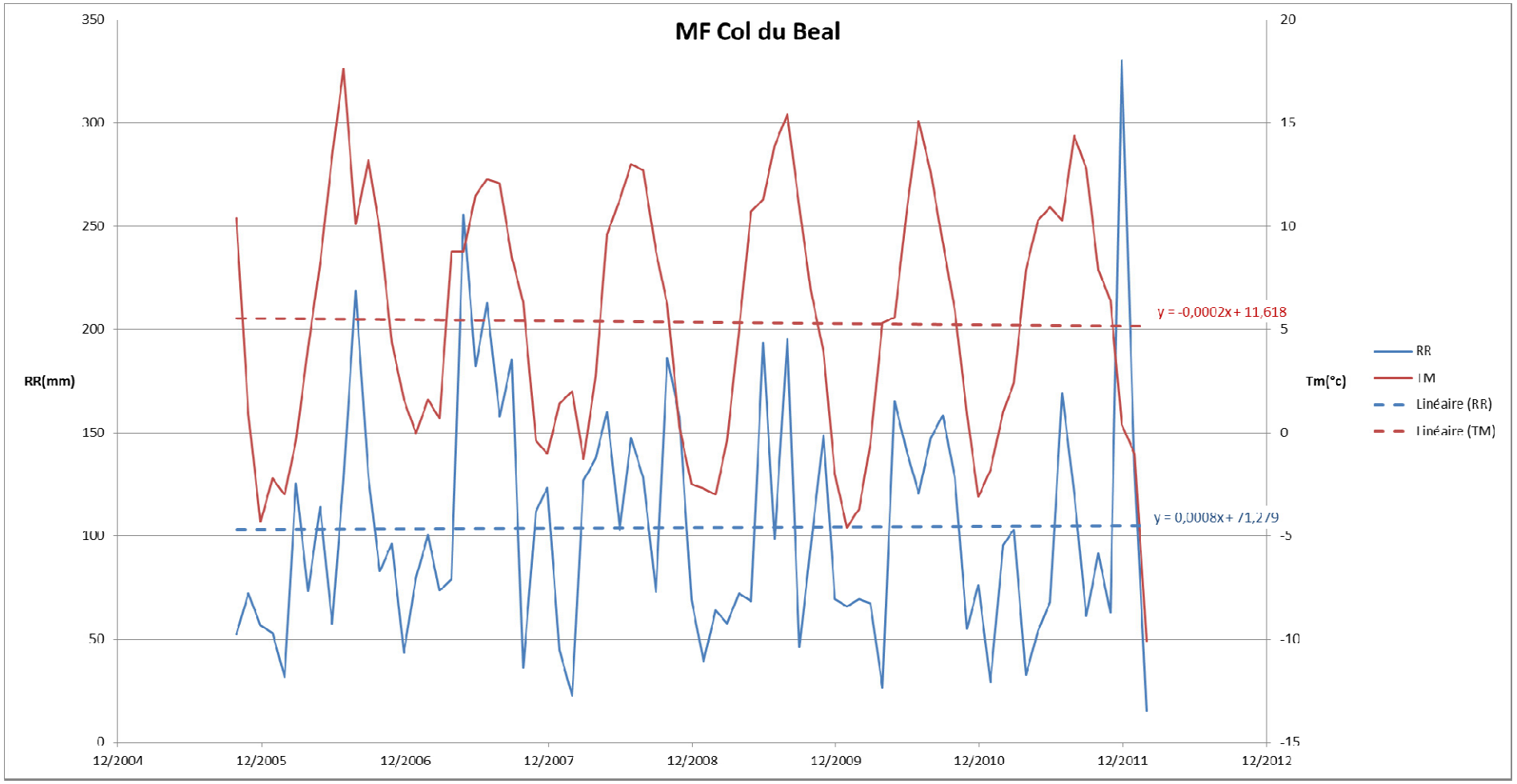
Station	Années disponibles	Tendance sur période
Chalmazel	2001-2012	y = 0,0012x + 45,383
Beal	2005-2012	y =-0,0001x + 111,41
Loge	1997-2012	y = -0,0031x + 224,18
St Antheme	1991-2012	y = -0,0023x + 203,56
Valcivieres	1982-2012	y = 0,0017x + 33,7

Tendances des évolutions des précipitations brutes par station et par plage de données disponibles.

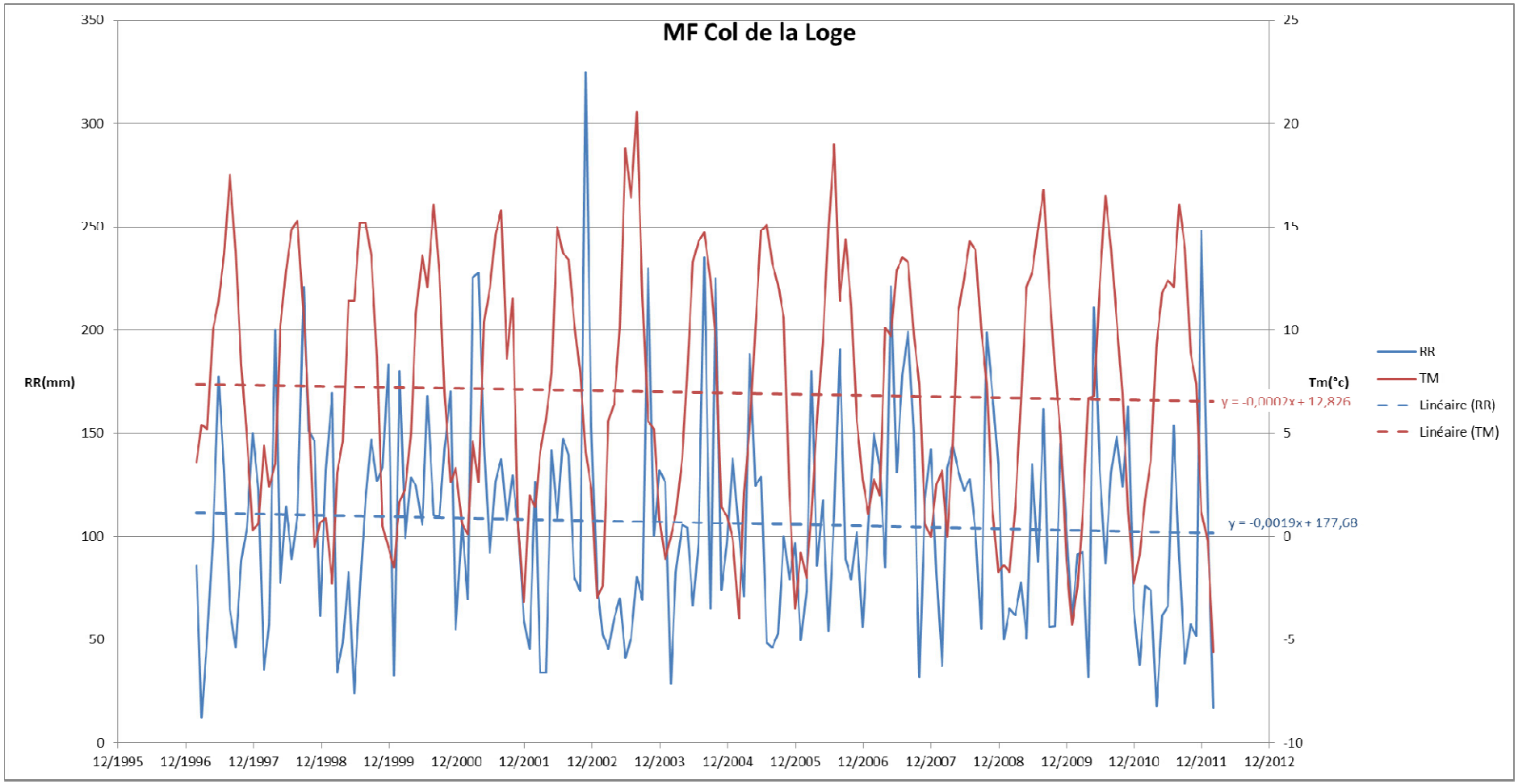
Annexe C4 : Evolution des précipitations et des températures moyennes mensuelles jusqu'à aujourd'hui pour les stations sélectionnées.



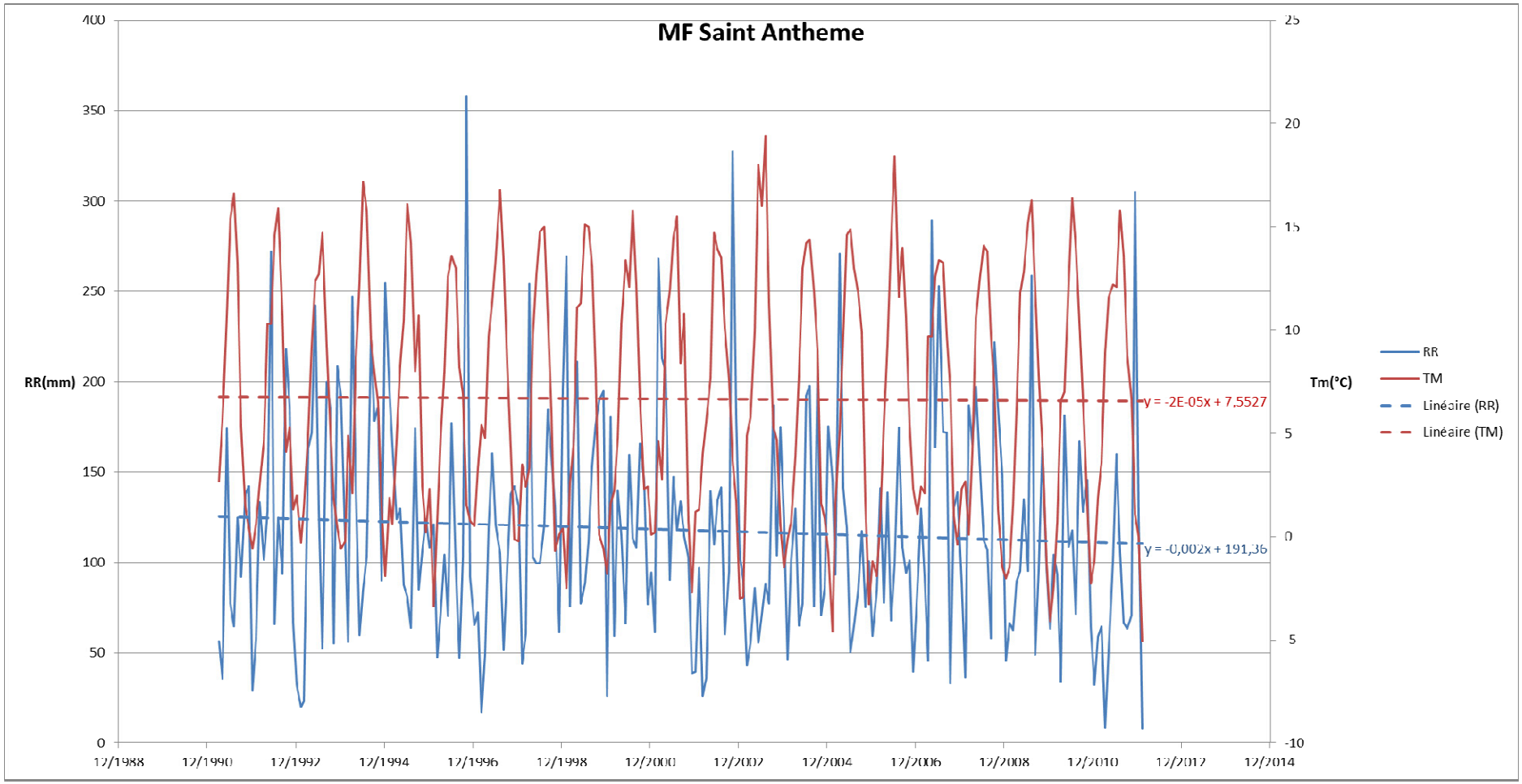
Evolution des précipitations brutes et des températures moyennes mensuelles à Chalmazel sur la période 2001-2012.



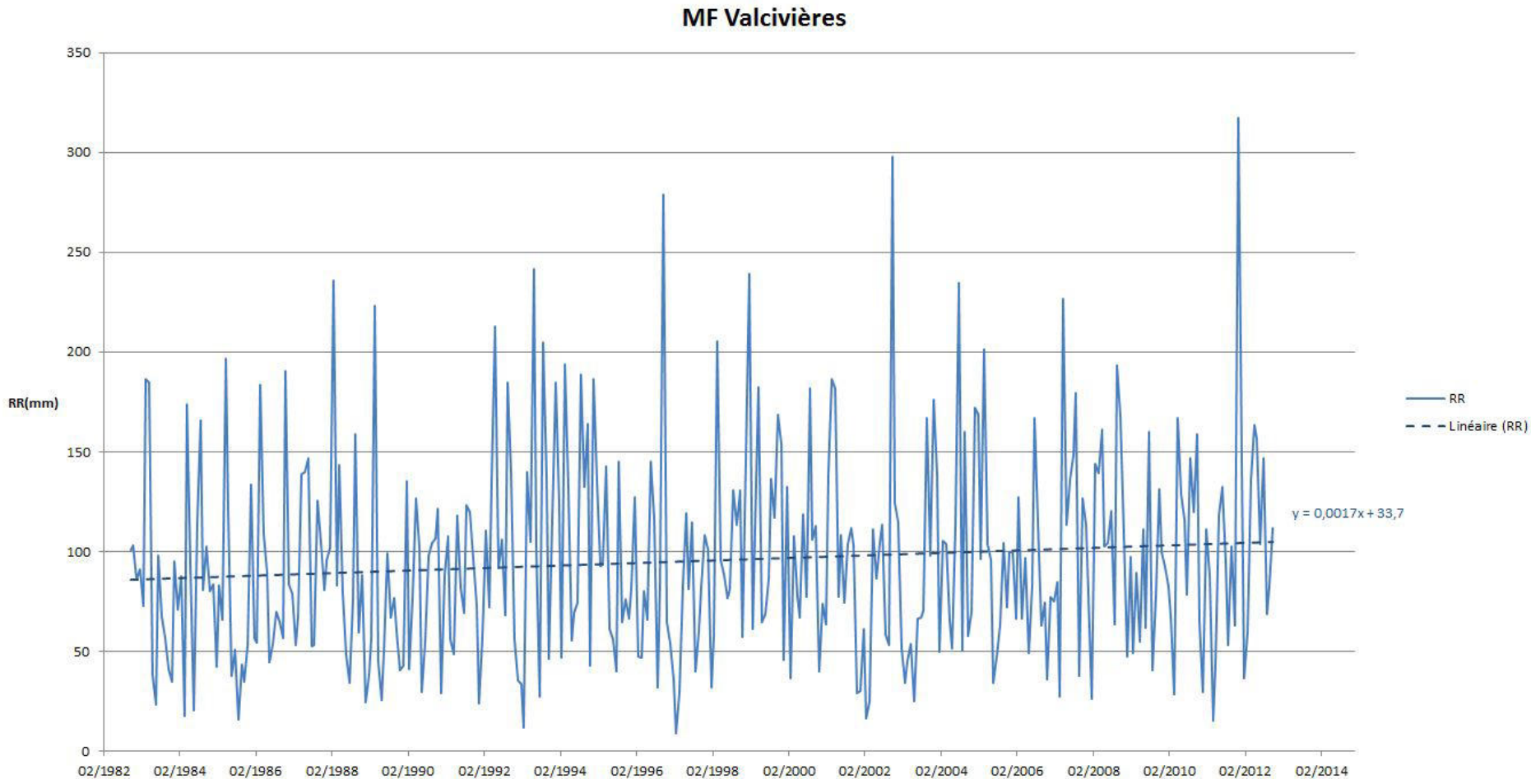
Evolution des précipitations brutes et des températures moyennes mensuelles au Col du Béal sur la période 2005-2012.



Evolution des précipitations brutes et des températures moyennes mensuelles au Col de la Loge sur la période 1997-2012.

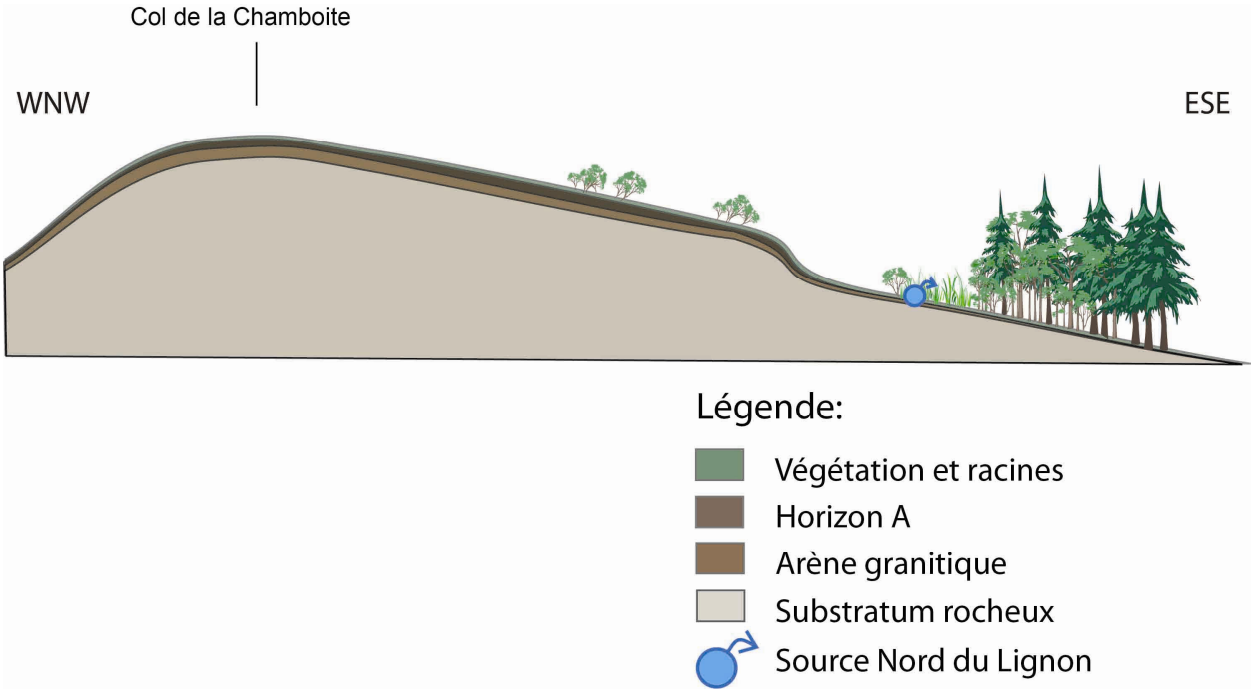


Evolution des précipitations brutes et des températures moyennes mensuelles à Saint-Anthème sur la période 1991-2012.

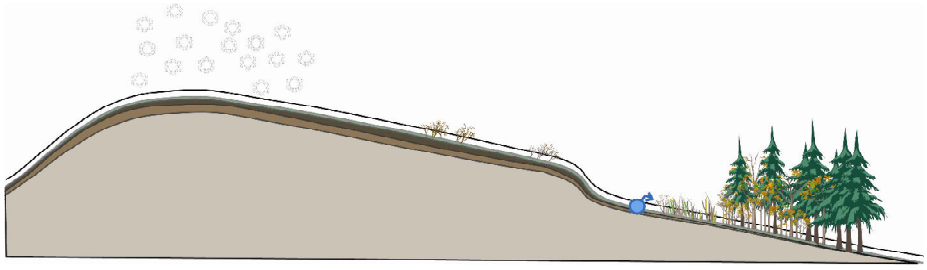


Evolution des précipitations brutes à Valcivières sur la période 1982-2012.

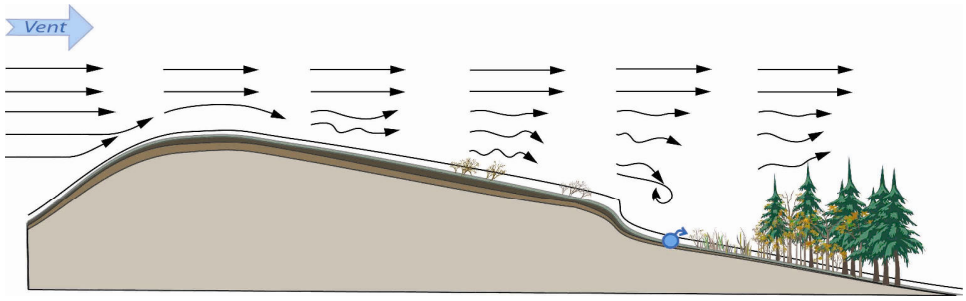
Annexe C5 : Evolution de la morphologie de la congère au cours de l'année



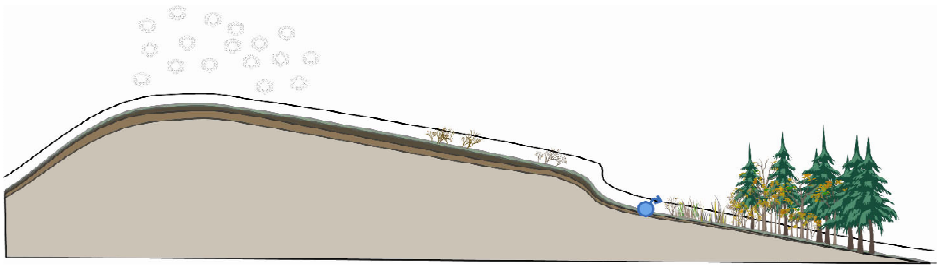
Eté : *Coupe schématique du Col de la Chamboite.*



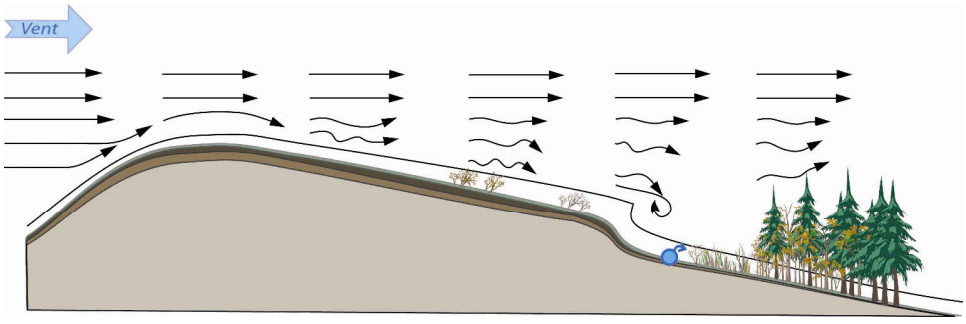
1)Premières neiges : *La répartition du manteau neigeux est encore uniforme.*



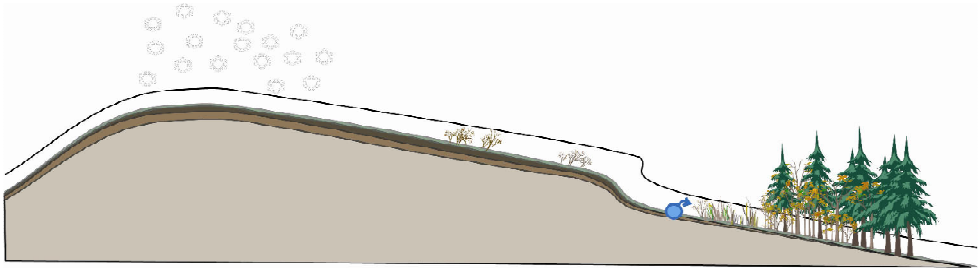
2)Premier épisode de vent : *Le manteau neigeux est remobilisé, soumis à de la déflation dans les zones exposées au vent et à du dépôt/accumulation dans les zones à l'abri du vent.*



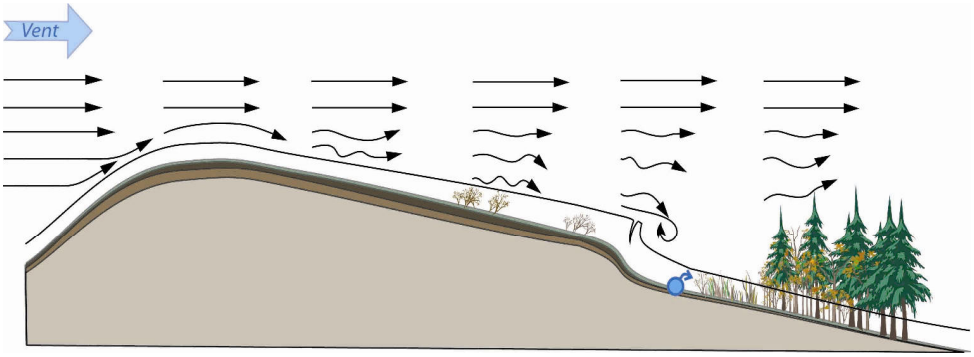
3)Deuxième chute de neige : *Les formes héritées de l'épisode de vent précédent sont légèrement gommées.*



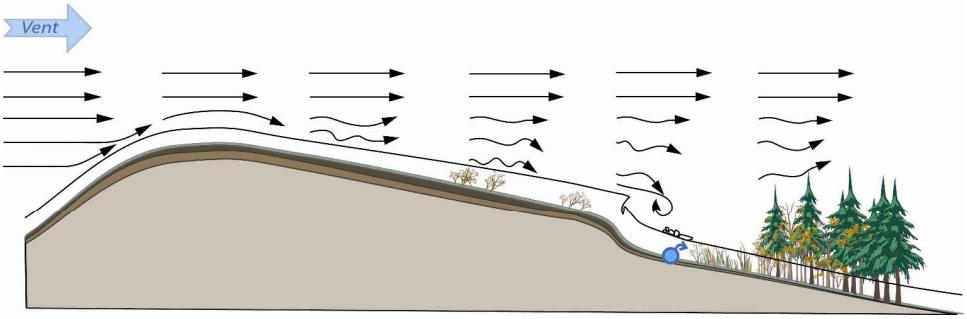
4)Deuxième épisode de vent : *Le vent remobilise la chute de neige précédente, augmentant les accumulations de neige dans les zones abritées du vent. La congère prend du volume et une corniche se forme. Cette période coïncide aussi avec les minima d'ensoleillement.*



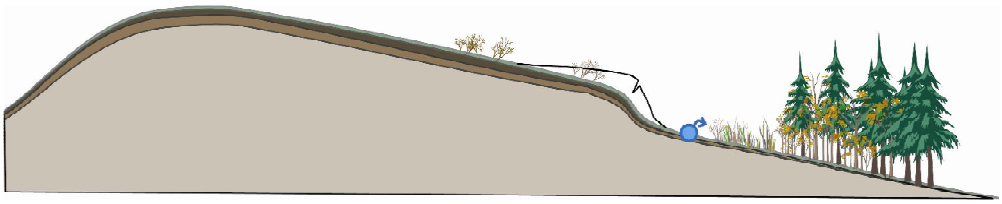
5)Nouvelle chute de neige : *Le manteau neigeux s'épaissit et gomme à nouveau les micro-reliefs générés par l'épisode de vent précédent.*



6)Nouvel épisode de vent : *L'avancée de la congère provoque son basculement progressif dans la pente, ce qui crée des crevasses au niveau de la corniche.*

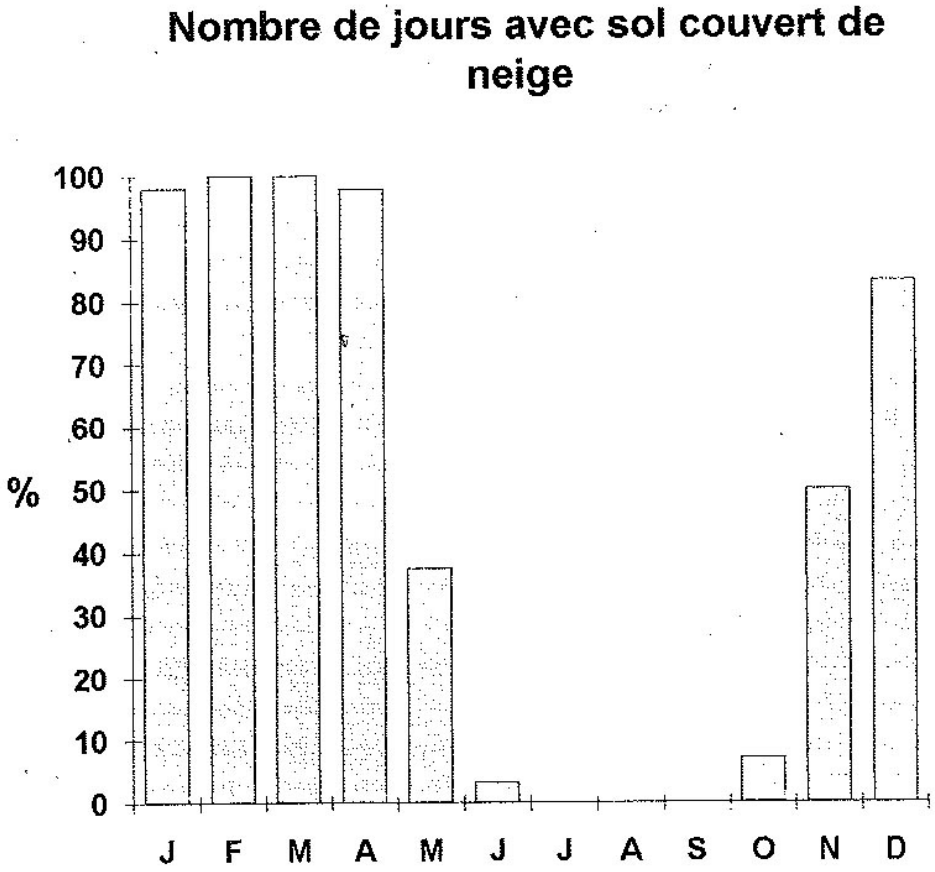


7)Evolution de la congère avec d'autres épisodes de vent et/ou neigeux, ainsi qu'à l'augmentation de l'ensoleillement : *La fragilité de la crevasse et l'augmentation du volume de neige accumulé donnent lieu à des effondrements de la corniche de départ. Une nouvelle corniche est alors formée.*



8)Fonte : *La fonte se fait progressivement, découvrant les terrains les plus exposés aux vents (où le manteau neigeux est plus fin) et les zones les plus ensoleillées. Le manteau neigeux s'homogénéise pendant les premières fontes, donnant des densités de neige élevées persistant tardivement dans le printemps.*

Annexe C6 : Statistiques d'enneigement selon les stations



La neige à Pierre-sur-Haute, d'après Etlicher et al., 1993.

Stations	Altitude	Première neige extrême	Première neige médiane	Dernière neige extrême	Dernière neige médiane
Verrières	830 m	04/11	16/11	09/04	31/03
Chalmazel	867 m	29/10	6/11	17/04	07/04
St Anthême	950 m	29/10	6/11	29/04	18/04
Pierre/Haute	1634 m	29/09	18/10	01/06	25/05

Dates extrêmes de l'enneigement à Pierre-sur-Haute, d'après Etlicher et al., 1993.

Annexe C7 : Formations neigeuses liées au vent rencontrées sur le terrain et évolution de la congère au cours de l'hiver.

Photo 1 : *Congères d'obstacles (ici végétation et rochers), typiques à la suite d'un épisode neigeux suivi d'un vent violent. Le vent a donné plusieurs types de formes d'accumulations neigeuses ce jour-là, en fonction des obstacles rencontrés par le vent (Cf. photos 3 et 4). Photo Gaël Bouron, prise le 17/02/2010.*

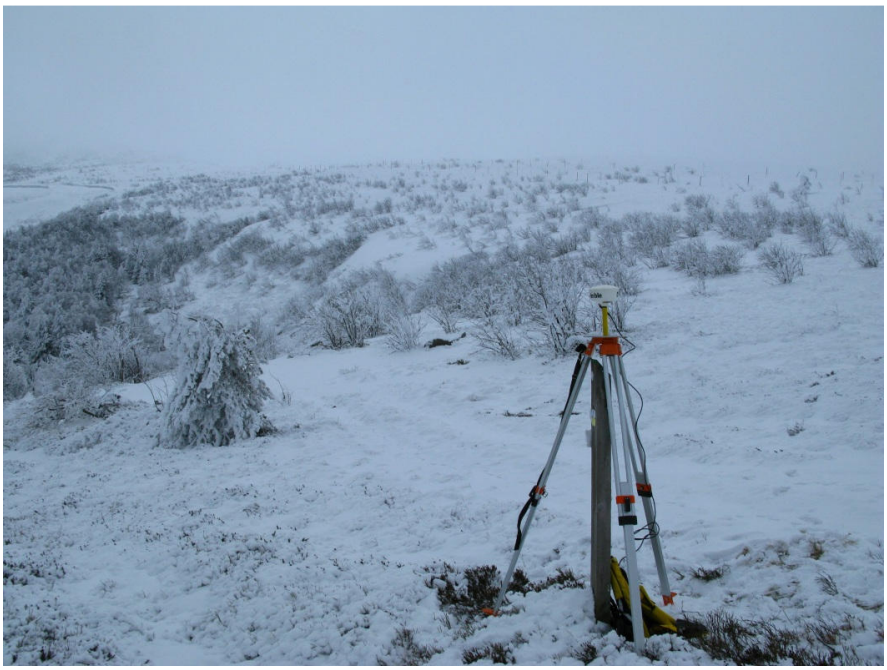


Photo 2 : *Début d'enneigement au col de la Chamboite. Photo Gaël Bouron, prise le 26/01/2011. Bien que la photo ait été prise en plein hiver, période où la congère est plus dessinée les autres années, l'hiver 2011 a présenté un enneigement faible avec deux accumulations neigeuses distinctes et séparées par un déneigement quasi-total. La photo a été prise au début de la deuxième accumulation neigeuse.*

Photo 3 : *Congère formant un début de corniche. On voit ici des sastrugi, formations liés à l'érosion de la neige, sur les côtés de la corniche. Paradoxalement, les sastrugi nécessitent un vent violent pour éroder la neige, alors que la corniche forme une ligne à partir de laquelle la vitesse du vent diminue, permettant l'accumulation de neige. Ces deux formations cohabitent sur une même zone, illustrant l'effet du vent à l'échelle locale ou hectométrique. Cliché pris par Gaël Bouron, le 17/02/2010.*

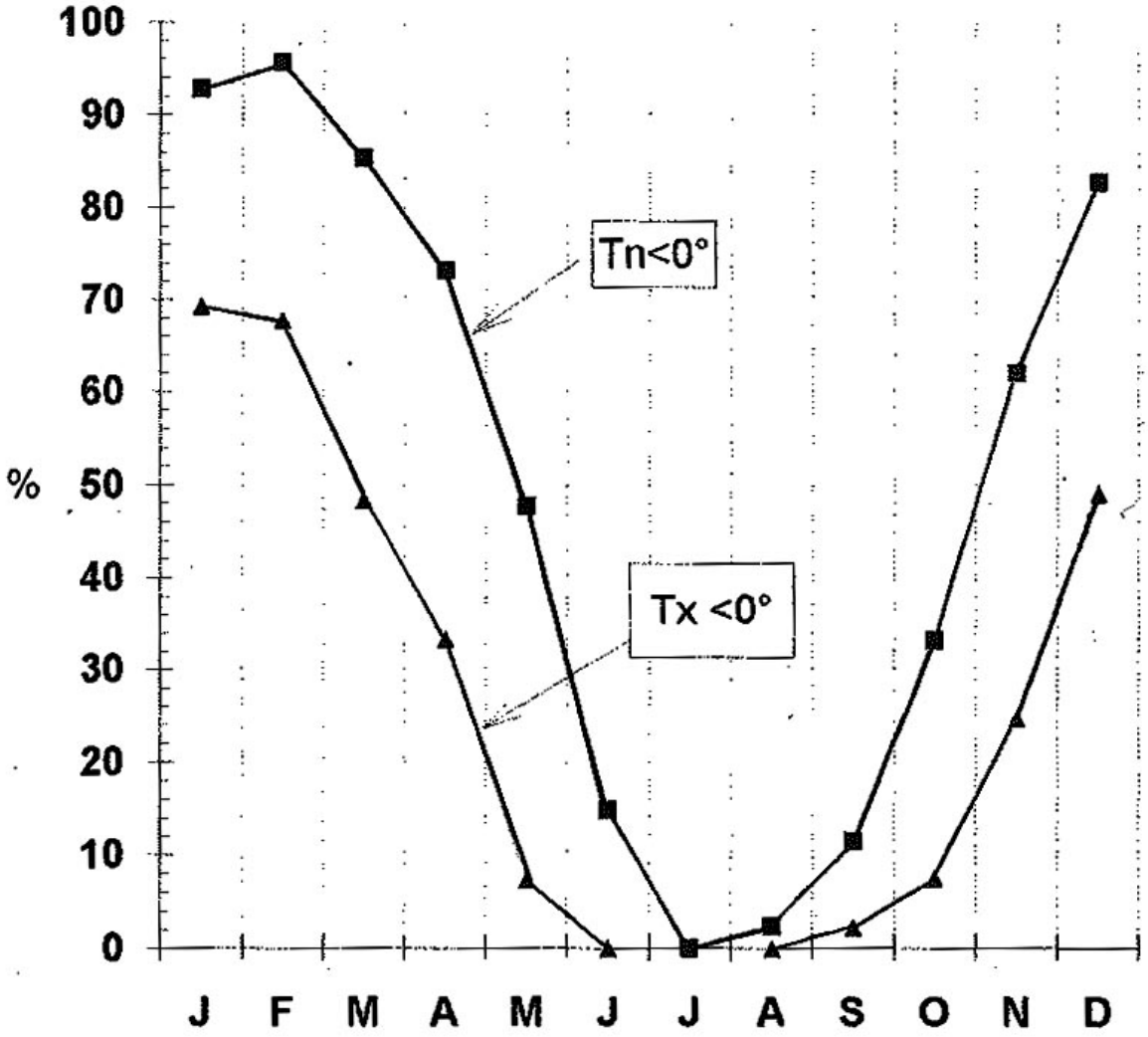
Photos 4 et 5 : *Congère en début de formation. On peut distinguer le début de la formation de la congère, ainsi qu'un plan de glissement de la nouvelle couche déposée sur une couche plus durcie. Le résultat est une couche instable qui a glissé lors d'un simple saut à ski. On peut remarquer les diverses formes d'accumulations que présente le manteau neigeux ce jour-là : sastrugi (Photo 3), corniches (Photo 3) et début de plaque à vent (Photo 4). L'échelle est donnée par la sonde à avalanches qui dépasse de 1,60m. Clichés pris par Gaël Bouron, le 17/02/2010.*

Photo 6 : *Congère de la Chamboite en période d'accumulation pendant une chute de neige (photo prise par Gaël Bouron le 04/03/2010). La corniche est bien visible et on voit sa progression vers l'aval de la pente. Le vent n'est pas encore intervenu suite à cette dernière chute de neige, à comparer avec les Photos 7 & 8.*

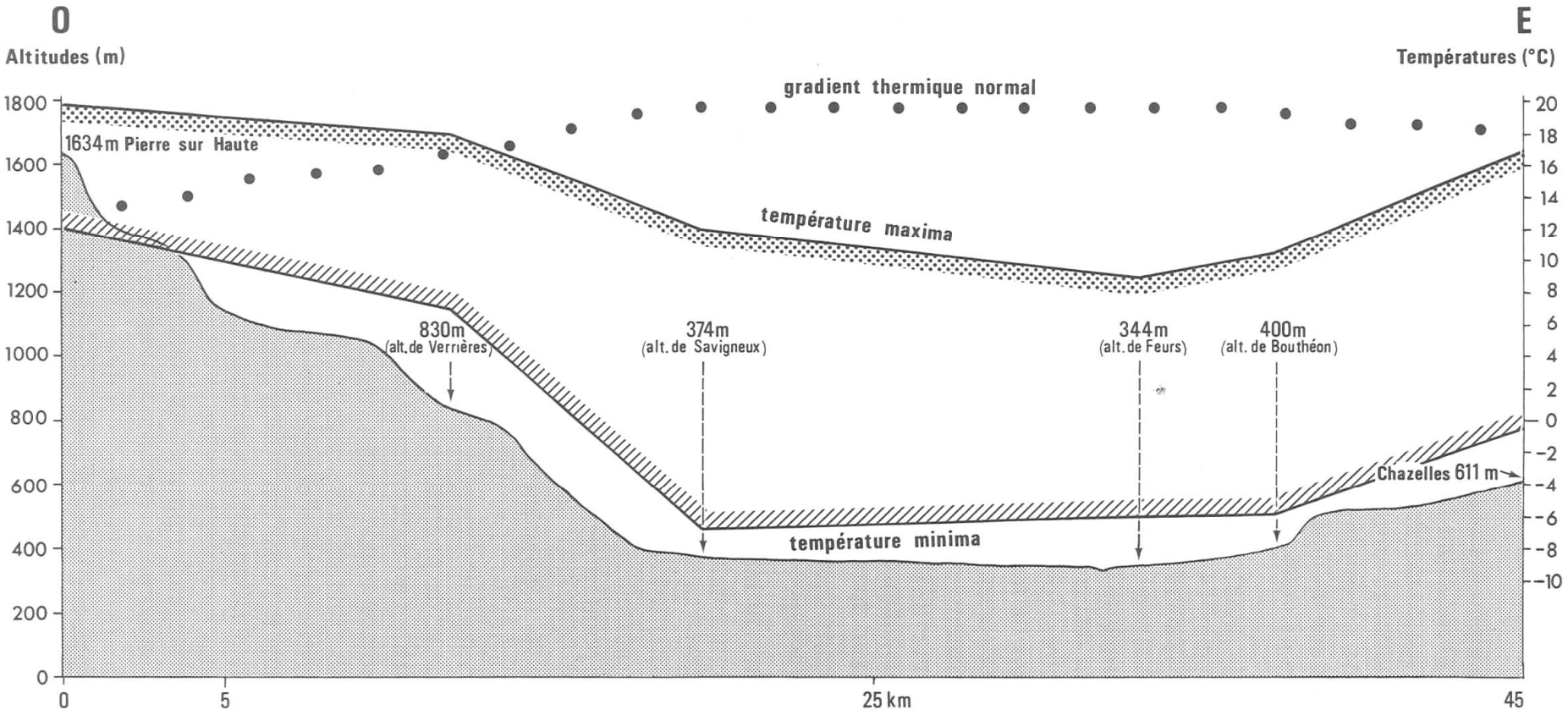
Photos 7 & 8 : *Congère de la Chamboite à la mi-mars 2010 (12/03/11, photos Gaël Bouron), à son apogée. Par rapport à la Photo 6, les formes d'avancée de la congère liées aux effets locaux du vent sont encore plus visibles.*

Photos 9 & 10 : *Congère de la Chamboite en période de fonte. Malgré la diminution de l'épaisseur de neige, la corniche et la crevasse liée au basculement de la congère restent encore visibles. L'accumulation de neige est bien plus importante (supérieure à 2,60m avant la rupture de pente) que quelques mètres en amont (épaisseur nulle). Clichés pris par Gaël Bouron en avril 2010 (14/04/10 pour la photo du haut et 29/04/2010 pour celle du bas).*

Annexe C8 : Variabilité thermique des Monts du Forez

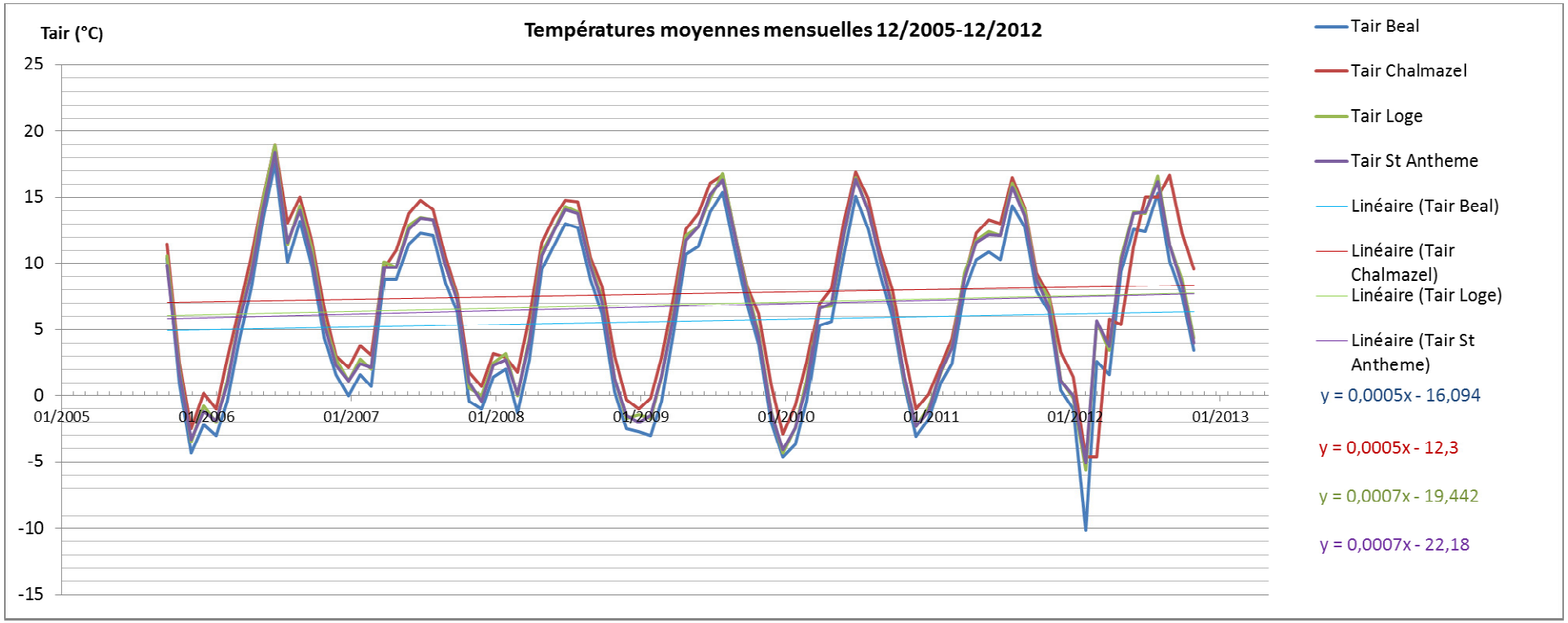


Répartition du nombre de jour de gel à Pierre-sur-Haute. Tn : températures minimales : Tx : températures maximales. D'après Etlicher et al., 1993.

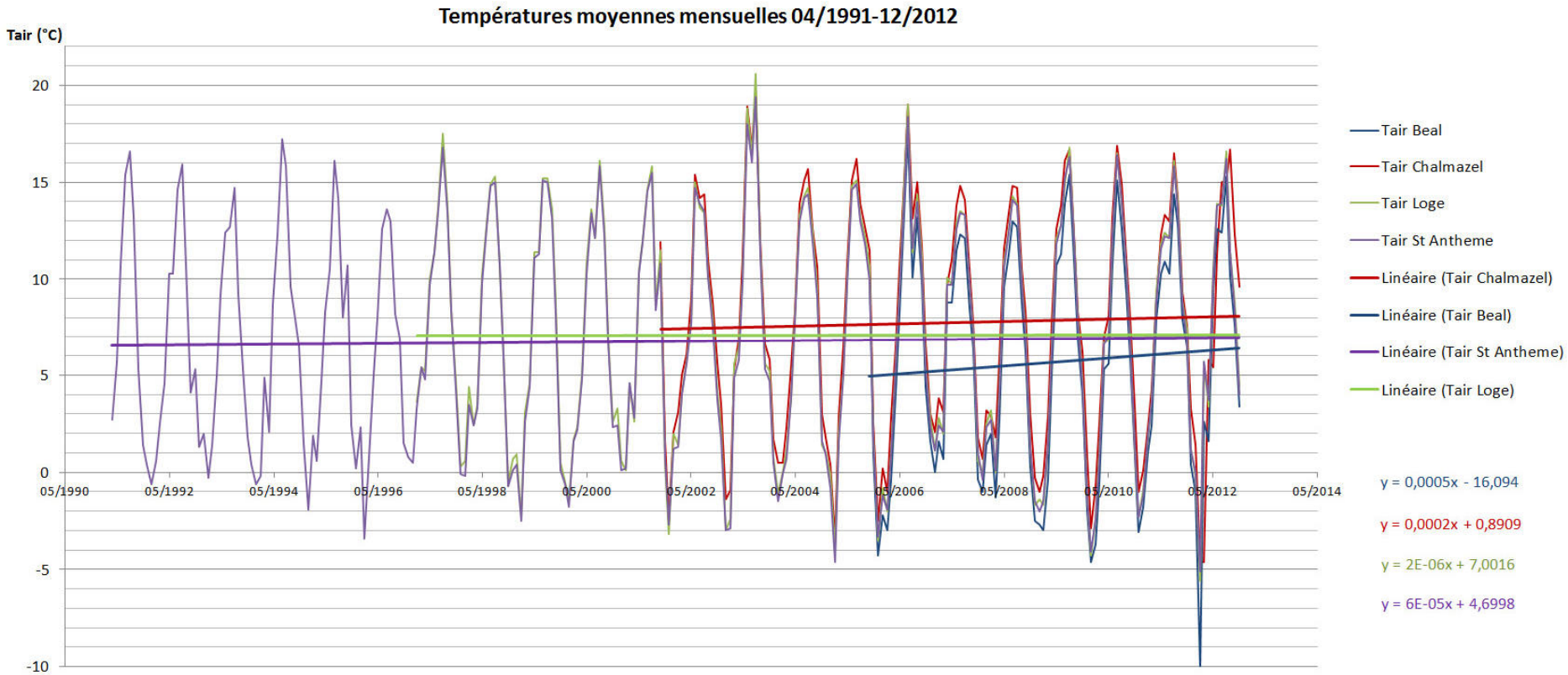


Inversion thermique du 29/11/1979. Coupe topographique de Pierre-sur-Haute à Chazelle-sur-Lyon, d'après Tomas et al., 1984.

Variabilité et évolution des températures

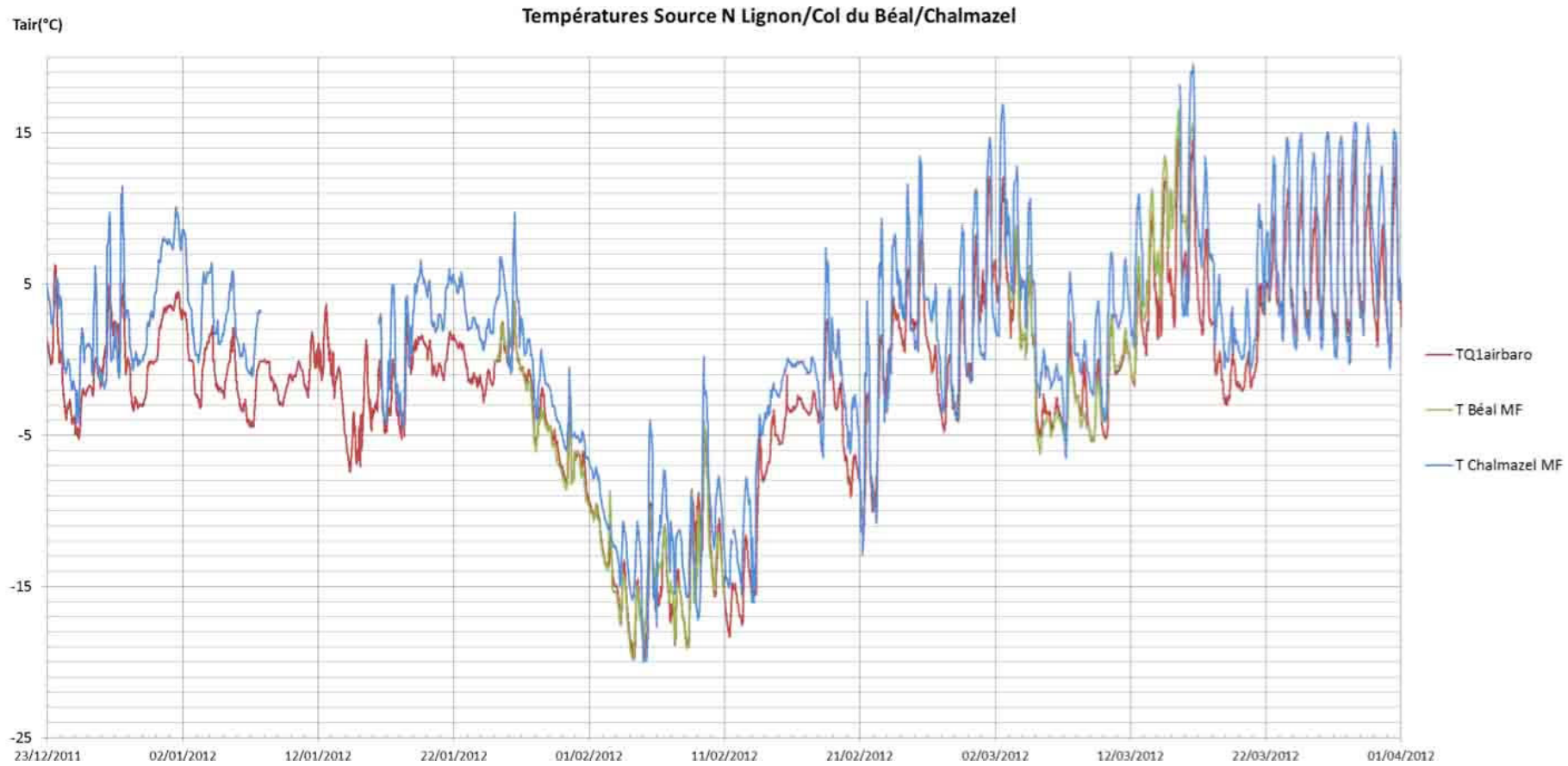


Evolution des températures moyennes mensuelles sur la période 12/2005-12/2012. On constate une hausse des températures supérieure à 1,2°C sur l'ensemble des stations de Chalmazel, Col du Béal, Col de la Loge et Saint-Anthème.

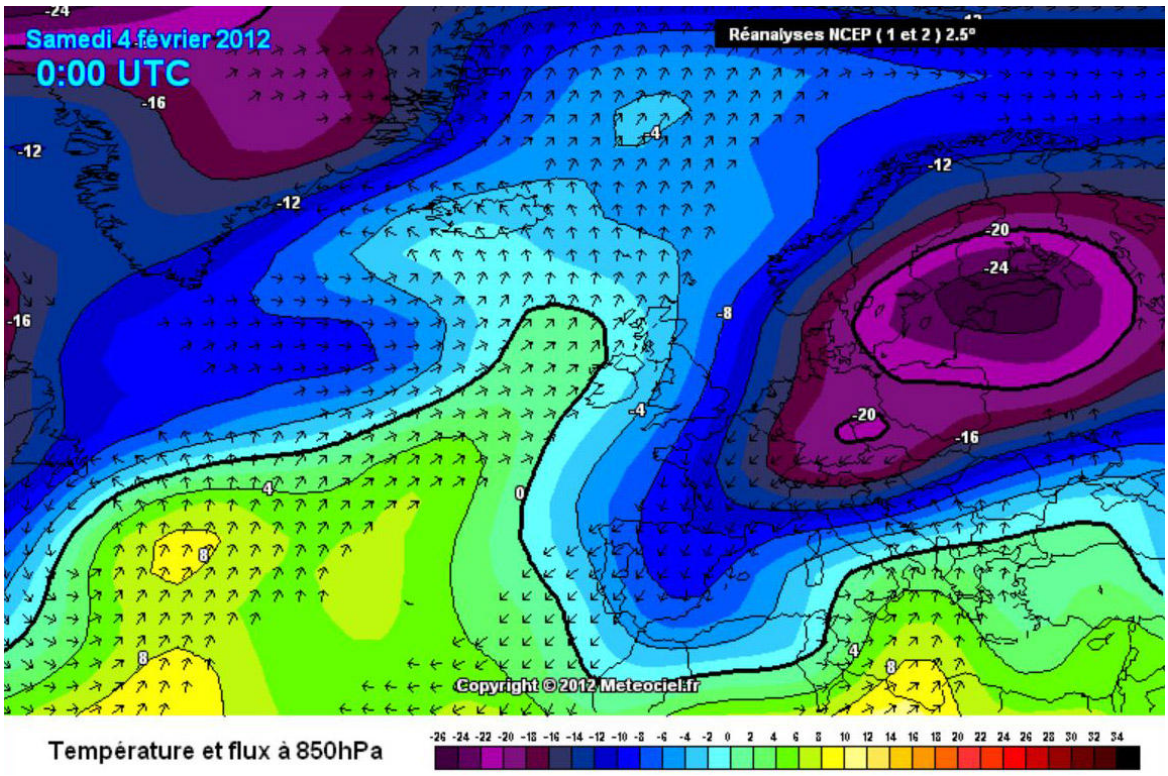


Evolution des températures moyennes mensuelles sur la période 04/1991-12/2012. On remarque l'évolution rapide des températures les plus récentes, à comparer avec le graphique précédent. En effet, sur le graphique précédent, l'évolution des températures se fait de façon uniforme pour les différentes stations considérées, avec des droites de régressions de même pente et donc parallèles. Sur l'ensemble des données disponibles présentées ici, on peut comparer la droite de régression de Saint-Anthème d'une période étendue à celle du Col du Béal de période courte et récente. On voit alors la différence de pente entre les deux droites de régression, ce qui met en évidence un éventuel réchauffement récent des températures.

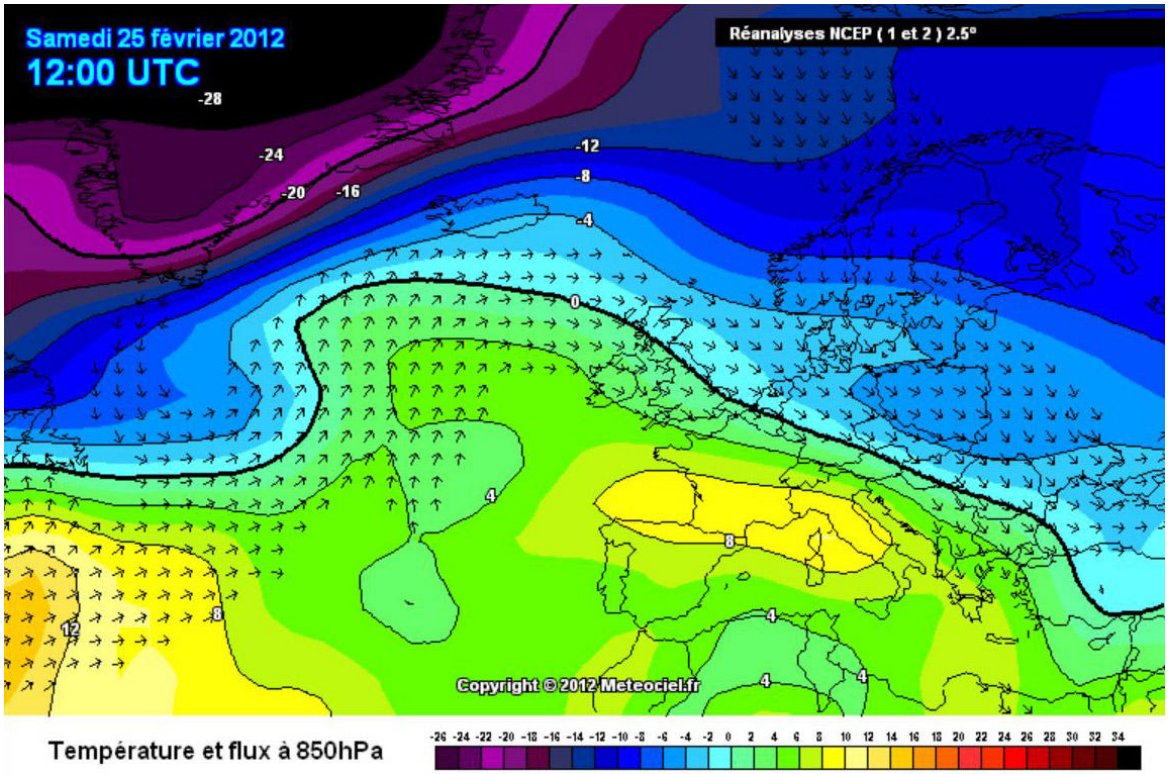
Annexe C9 : Détail de l'épisode de froid de février 2012 suivi du réchauffement de fin février 2012



Variabilité locale des températures mesurées : *Températures de l'air à la source N du Lignon à proximité du col de la Chamboite (TQ1airbaro), au Col du Béal (T Béal MF) et à Chalmazel (T Chalmazel MF) : illustration de la baisse des températures à la suite d'un flux de N-E.*



Carte des températures de l'air et des flux au 4 février 2012. On voit bien la progression d'une poche d'air froid d'origine arctique vers l'Europe de l'Ouest. Source : archives Météo Ciel, 2013.



Carte des températures de l'air et des flux au 25 février 2012. Un anticyclone avec un temps ensoleillé a remplacé l'air froid. Source : archives Météo Ciel, 2013.

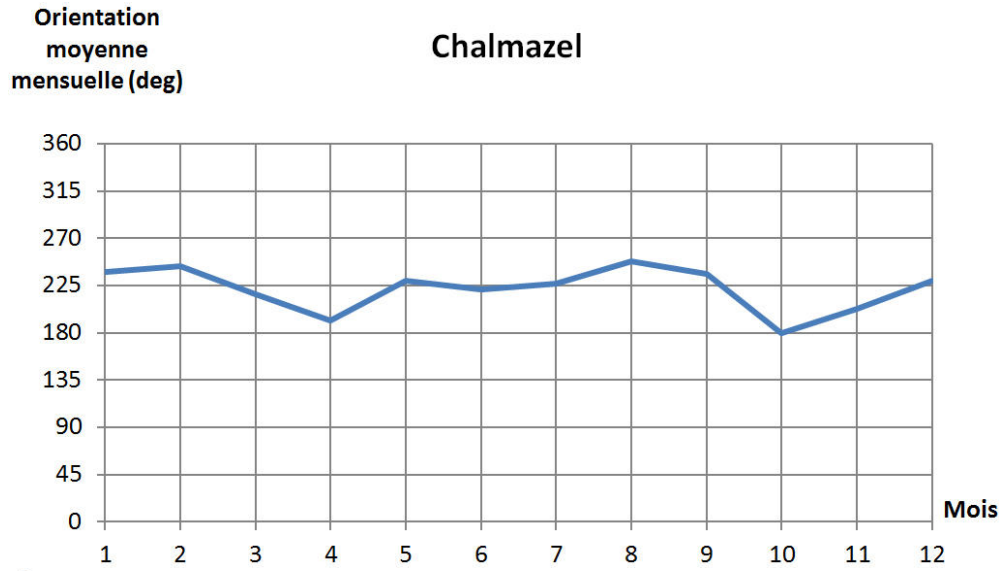
Photos 1 & 2 : *Perche (N°23) au 15/02/2012 (à gauche) puis au 29/02/2012 (à droite). L'épaisseur de la neige atteint 1,95m à la perche au 15/02/2012. La fonte de la congère à l'endroit de la perche sur la photo de droite atteint les 20 centimètres en 14 jours.*

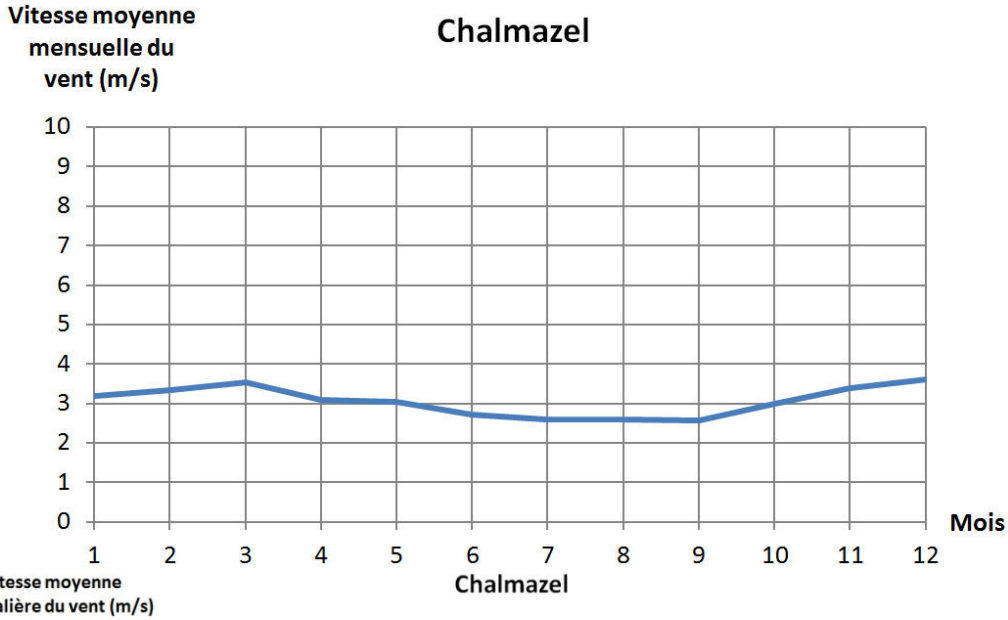
Photo 3 : *Effet de la hausse brutale des températures sur le manteau neigeux : l'eau ruisselle sur la neige. Photo prise par Jordan Ré-Bahuaud le 25/02/2012.*

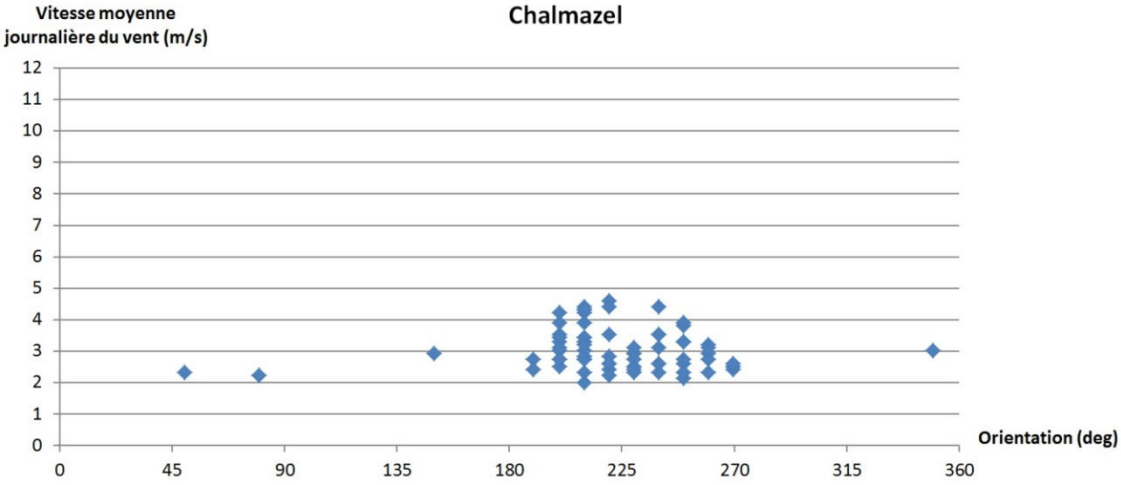
Photo 4 : *Effet du ruissellement lié à la fonte rapide de la neige. Photo prise par Jordan Ré-Bahuaud le 25/02/2012.*

Photo 5 : *Le ruissellement sur la neige est tellement important qu'il crée de petits ruisseaux à la surface de la neige, à la façon de bédières sur un glacier. Photo prise par Jordan Ré-Bahuaud le 25/02/2012.*

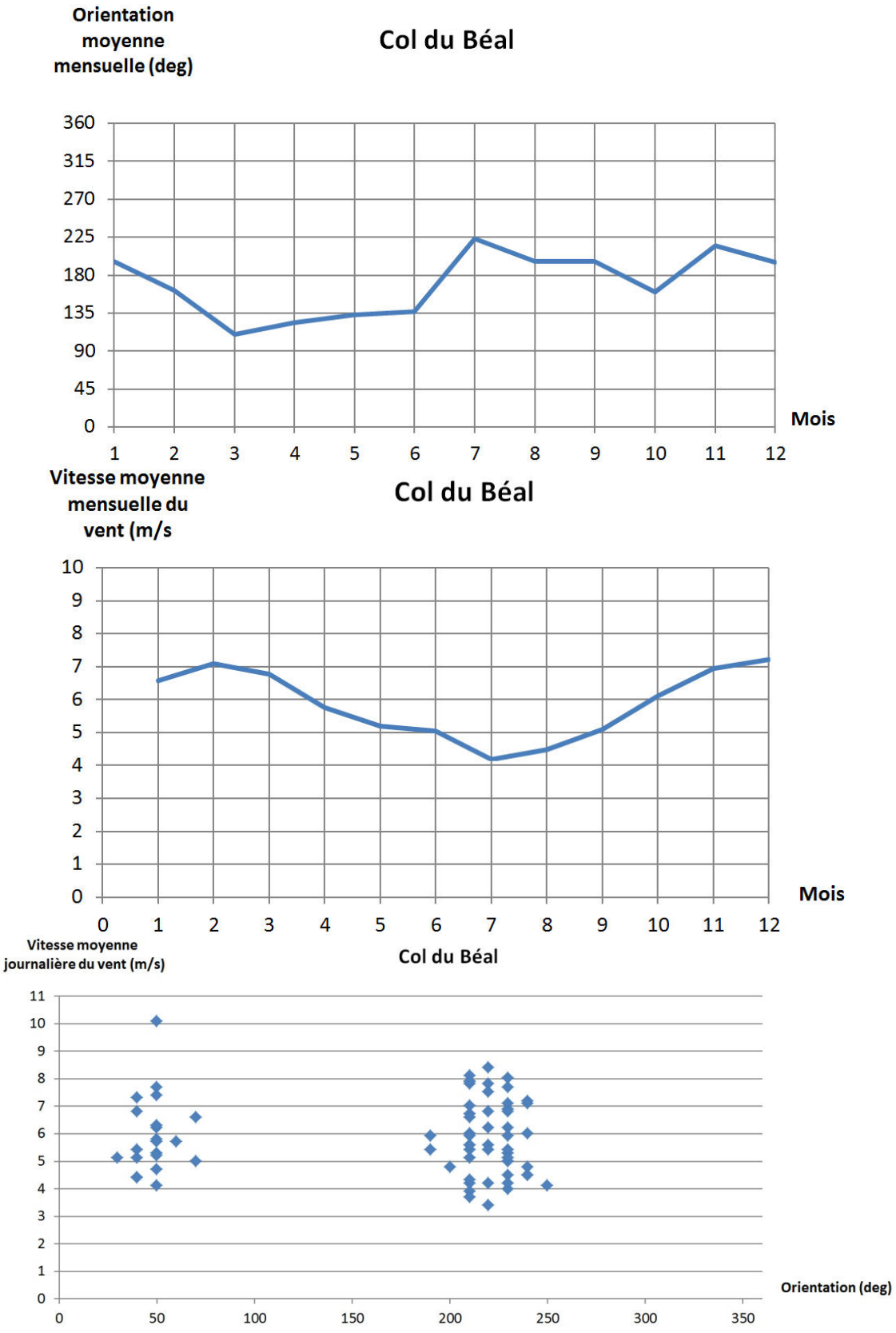
Annexes C10 : Vents







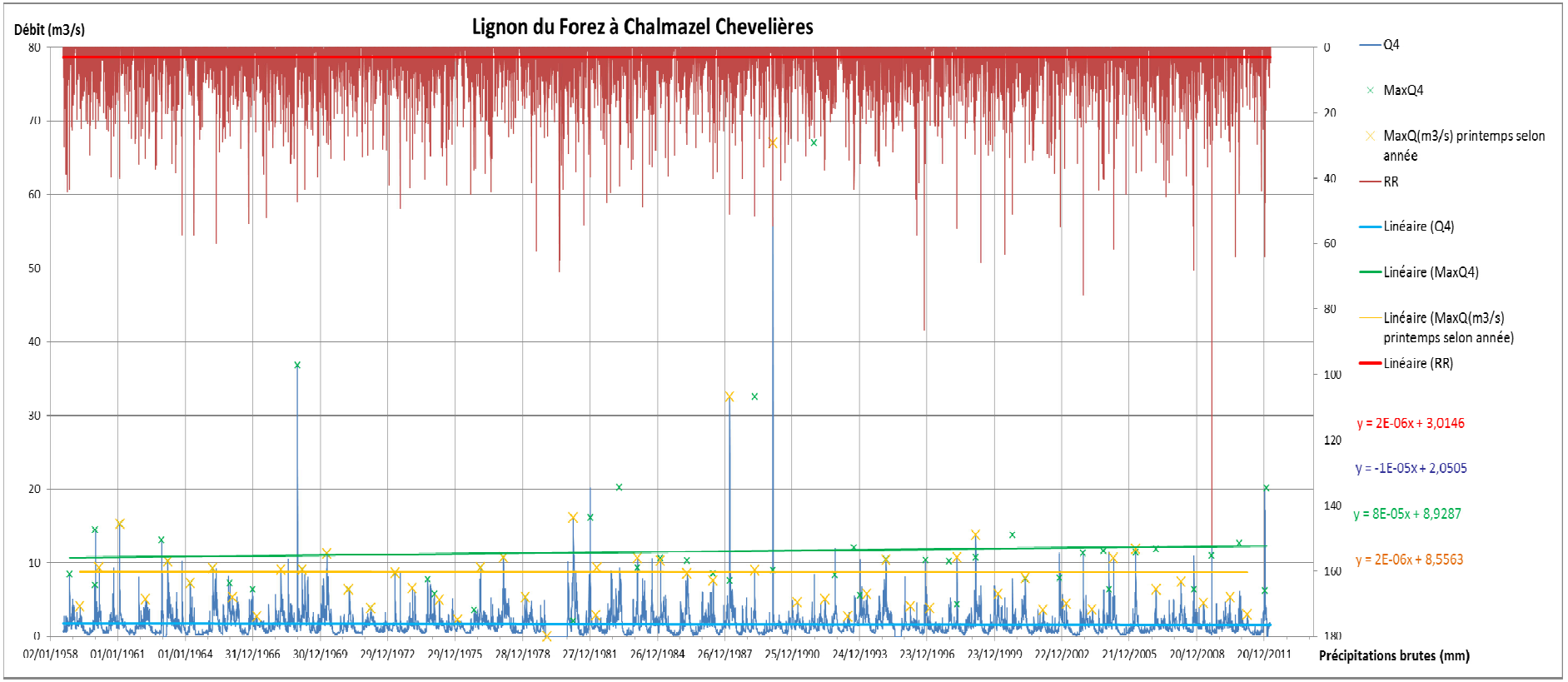
Détail des directions et des vitesses du vent à Chalmazel (MF42039003) sur la période 01/06/2006 au 01/06/2012.



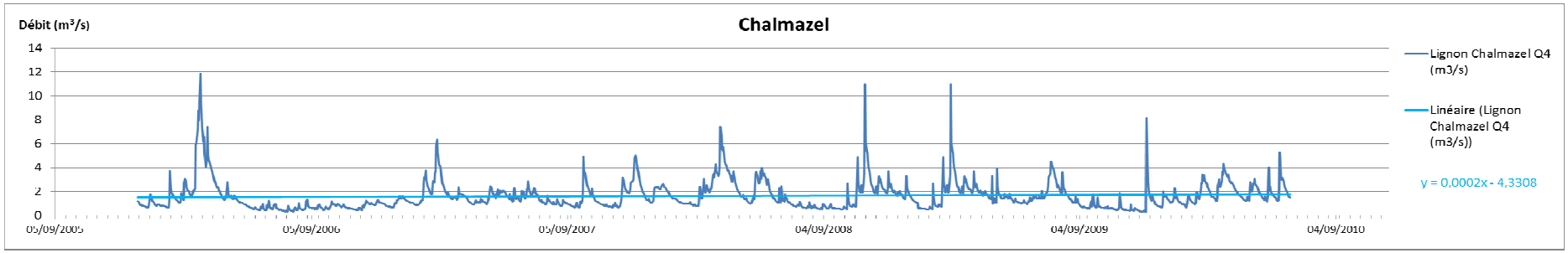
Détail des directions et des vitesses du vent au Col du Béal (MF63384001) sur la période 01/06/2006 au 01/06/2012.

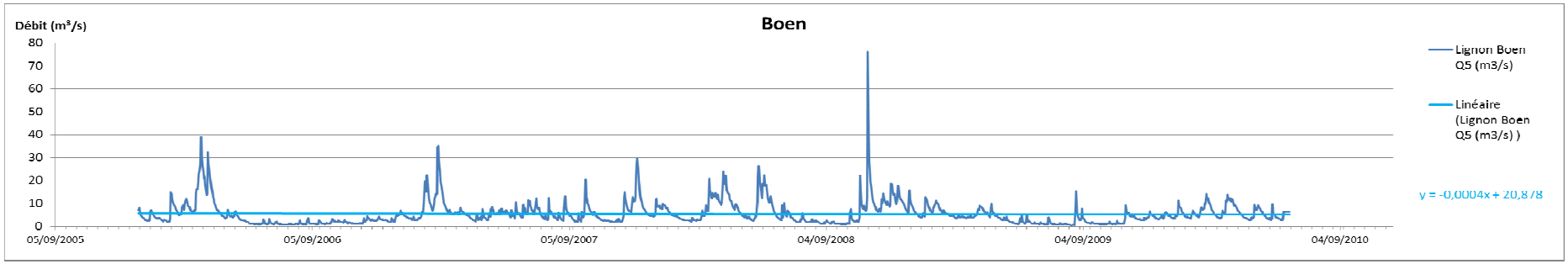
La comparaison entre les deux stations montre une différence d'orientation des vents dominants, unilatérale ou presque pour Chalmazel et grossièrement bi-latérale pour le Col du Béal. Les maxima instantanés n'apparaissent pas sur ces graphiques ainsi que sur les roses des vents puisqu'il s'agit de données moyennes journalières et de moyennes mensuelles. On observe, plus nettement au Col du Béal, des maxima de vitesse en début de saison froide comme l'avait observé J.-B. Suchel [Suchel, 1984] à Andrézieux-Bouthéon. Toutefois, les maxima d'avril qu'il avait observés semblent se faire plus tôt dans la saison froide et sur la période observée. L'orientation moyenne mensuelle ne permet par contre pas d'identifier réellement des secteurs de vents typiques pour une même saison sur la période de six années.

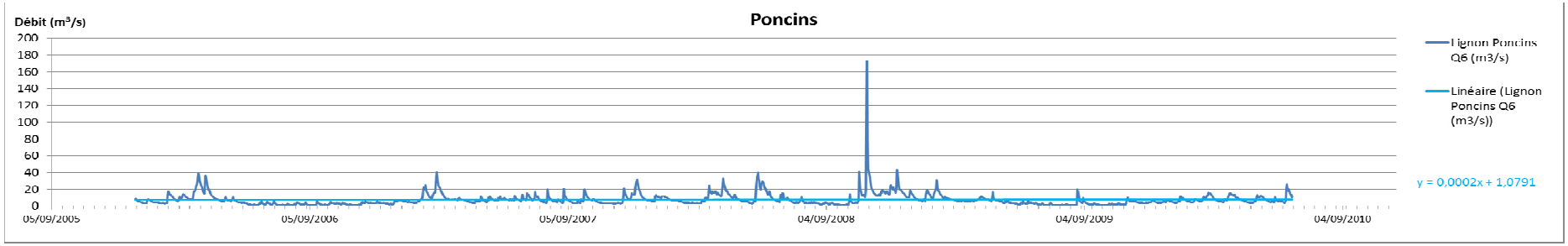
Annexe C11 : Modifications hydrologiques



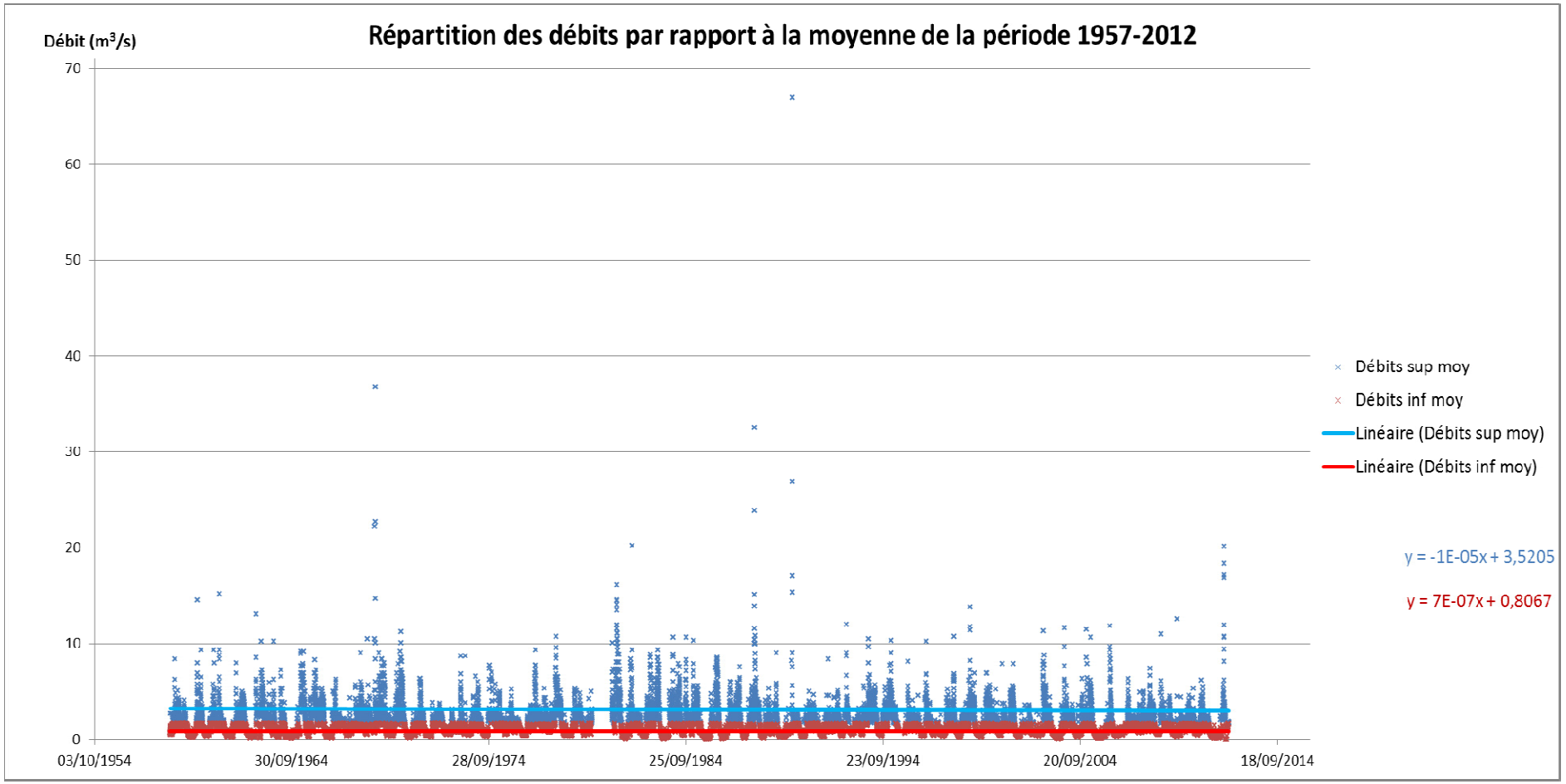
Chronique long terme (1957-2012) des débits (en bleu) et des précipitations brutes moyennes journalières (en rouge) à Chalmazel, ainsi que les maxima de débits (vert) et les maxima de débits printaniers (orange) observés. Les tendances observées sont données par les droites et les équations de droite des couleurs correspondantes. La très légère hausse des précipitations et la très légère baisse des débits sur l'ensemble de la période ne laissent pas suggérer d'assèchement. On remarquera une très légère hausse des maxima de débits annuels (en vert), plus rapide que l'évolution des débits (en bleu, de tendance inverse).



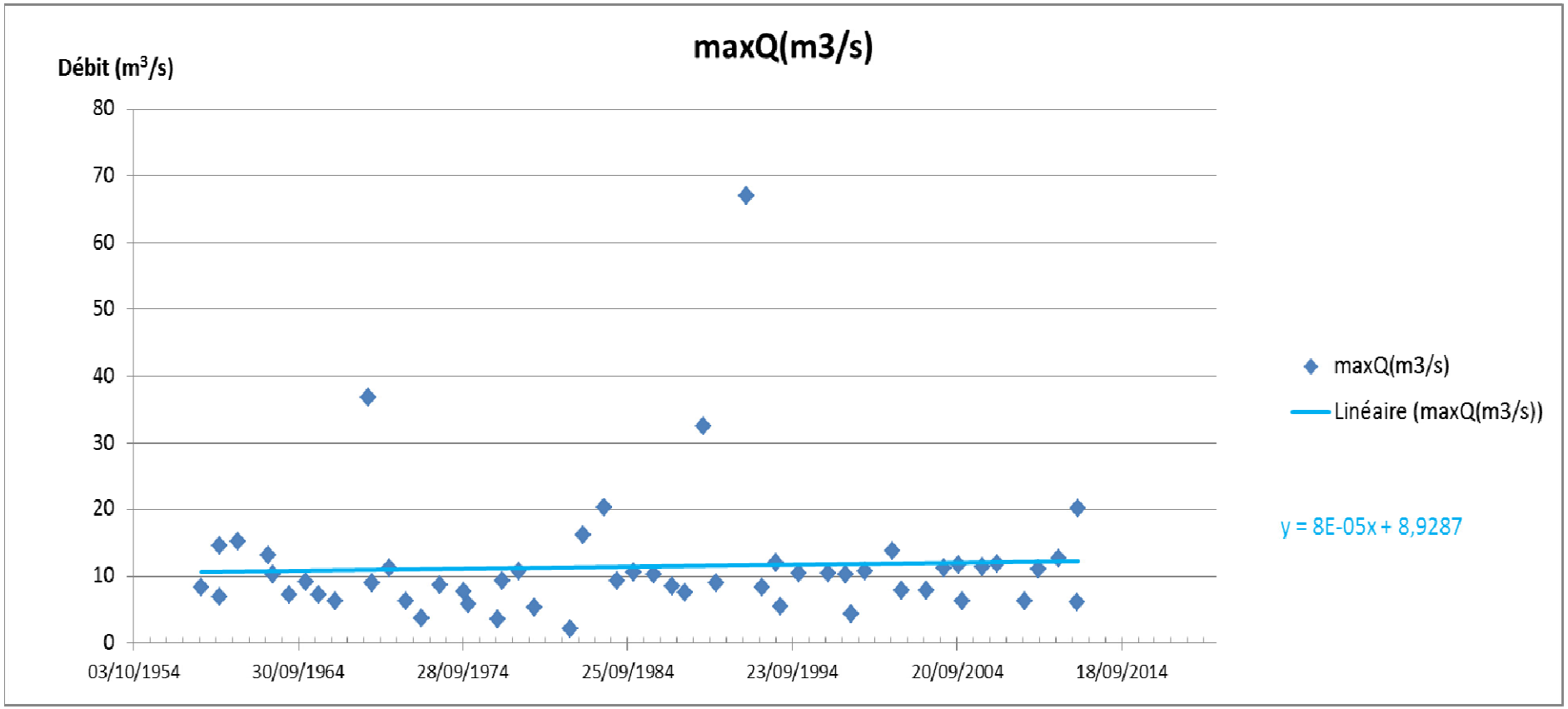




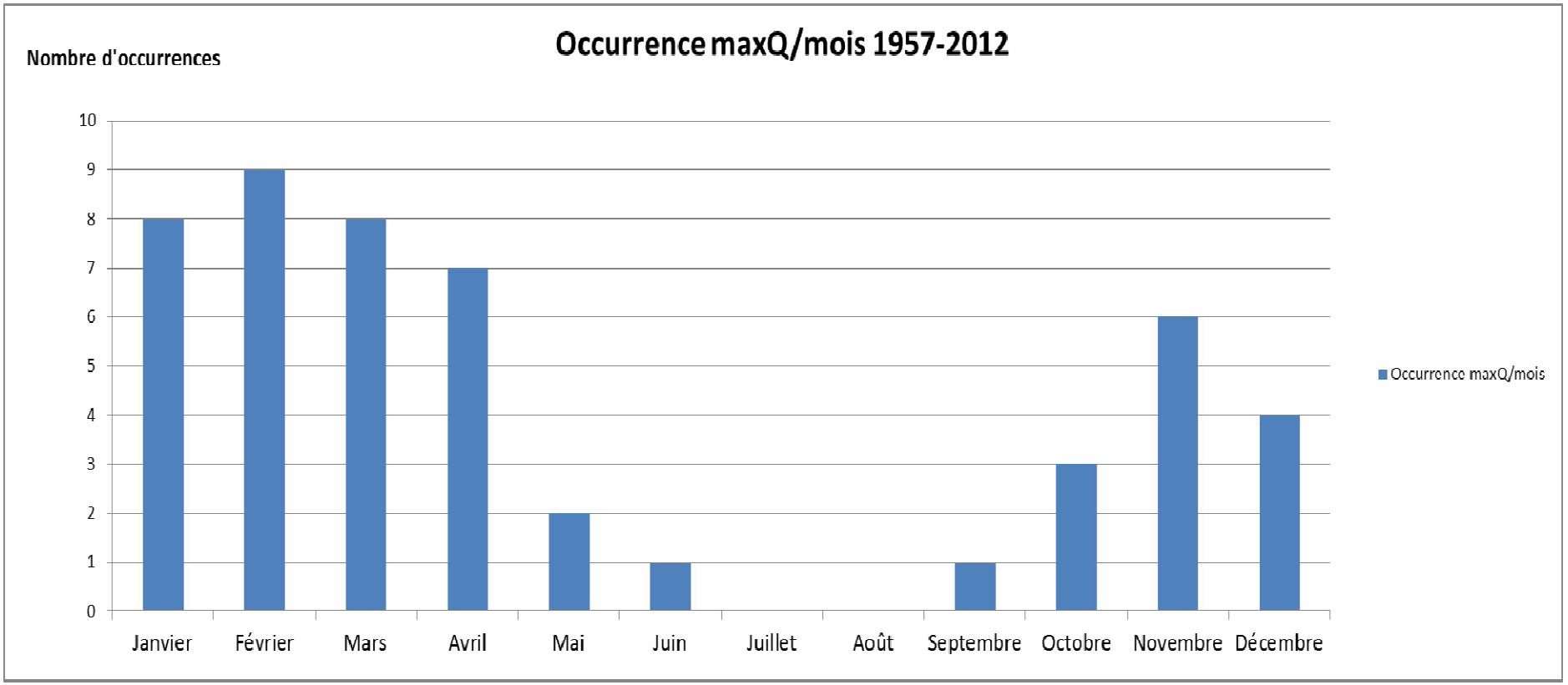
Chronique à court terme (2006-2010) des débits pour différents sous-bassins du Lignon. Les débits de Poncins et dans une moindre mesure de Boen sont plus lissés que ceux de Chalmazel en raison de la présence de barrages sur le cours du Lignon. La station de Boen serait la seule à avoir une très légère baisse de ses débits sur ces dernières années, qui peut tout à fait être imputable à la précision des mesures.



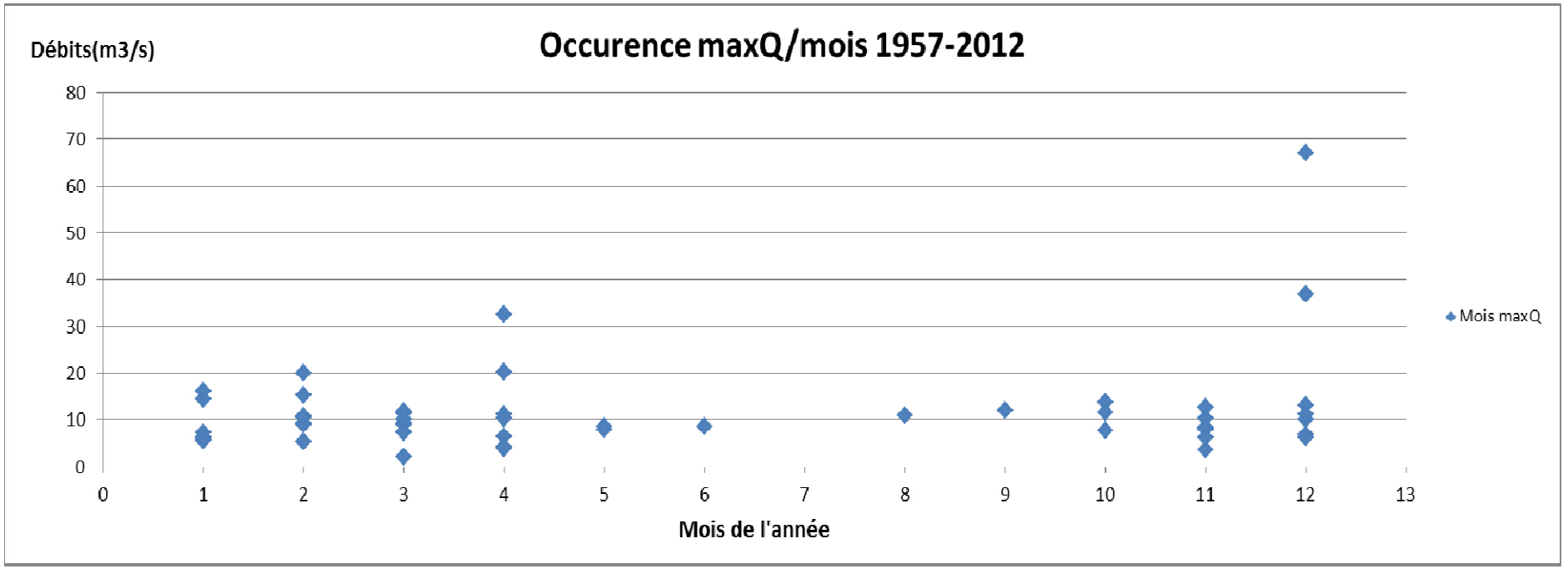
Répartition des débits par rapport à la moyenne sur la période 1957-2012 qui est de 1,66 m^3/s. Les débits supérieurs à cette moyenne (en bleu) semblent diminuer très légèrement, alors que les débits inférieurs à cette moyenne (en rouge) augmenteraient de manière imperceptible.



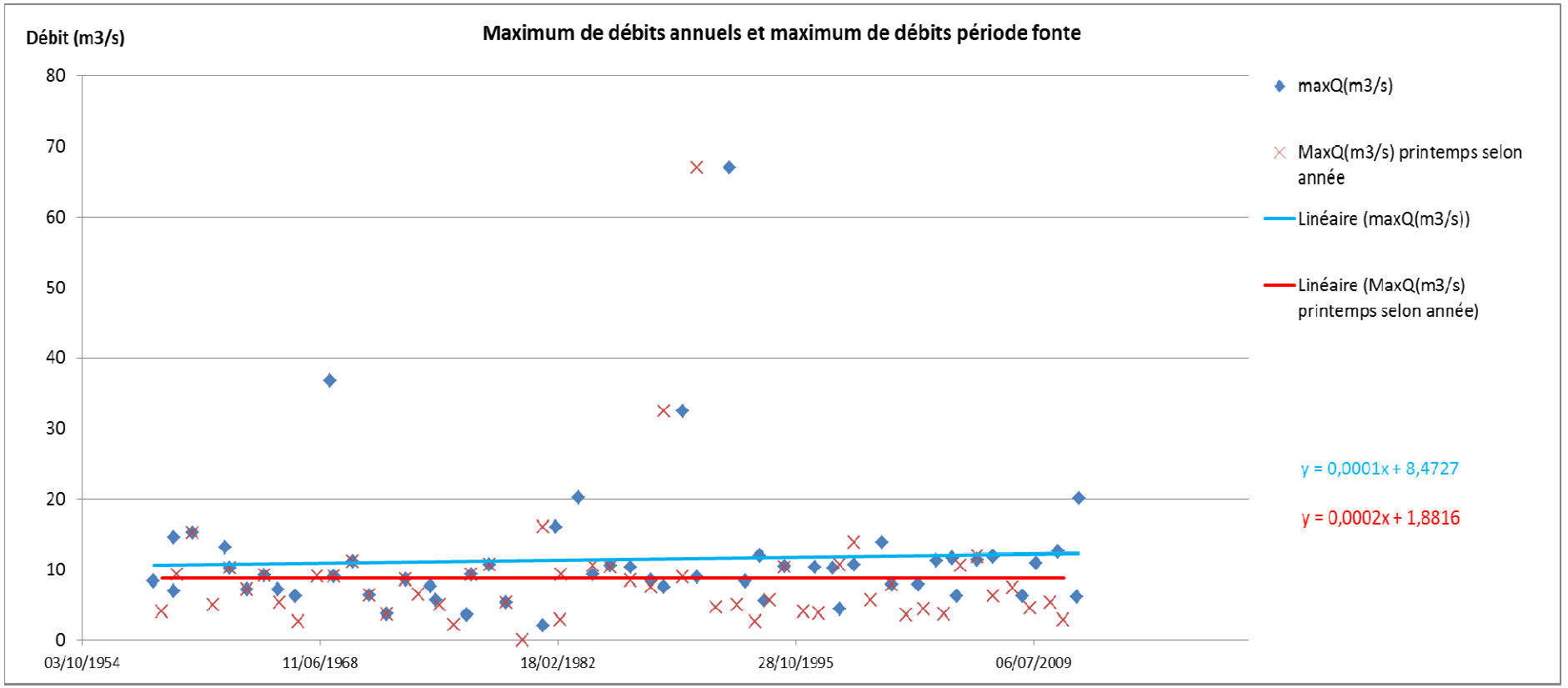
Evolution des maxima de débits sur la période 1957-2012. La tendance est à une très légère augmentation des maxima de débits, pouvant encore relever de l'imprécision de mesure sur le long terme (par exemple, comblement progressif de la station de tarage).



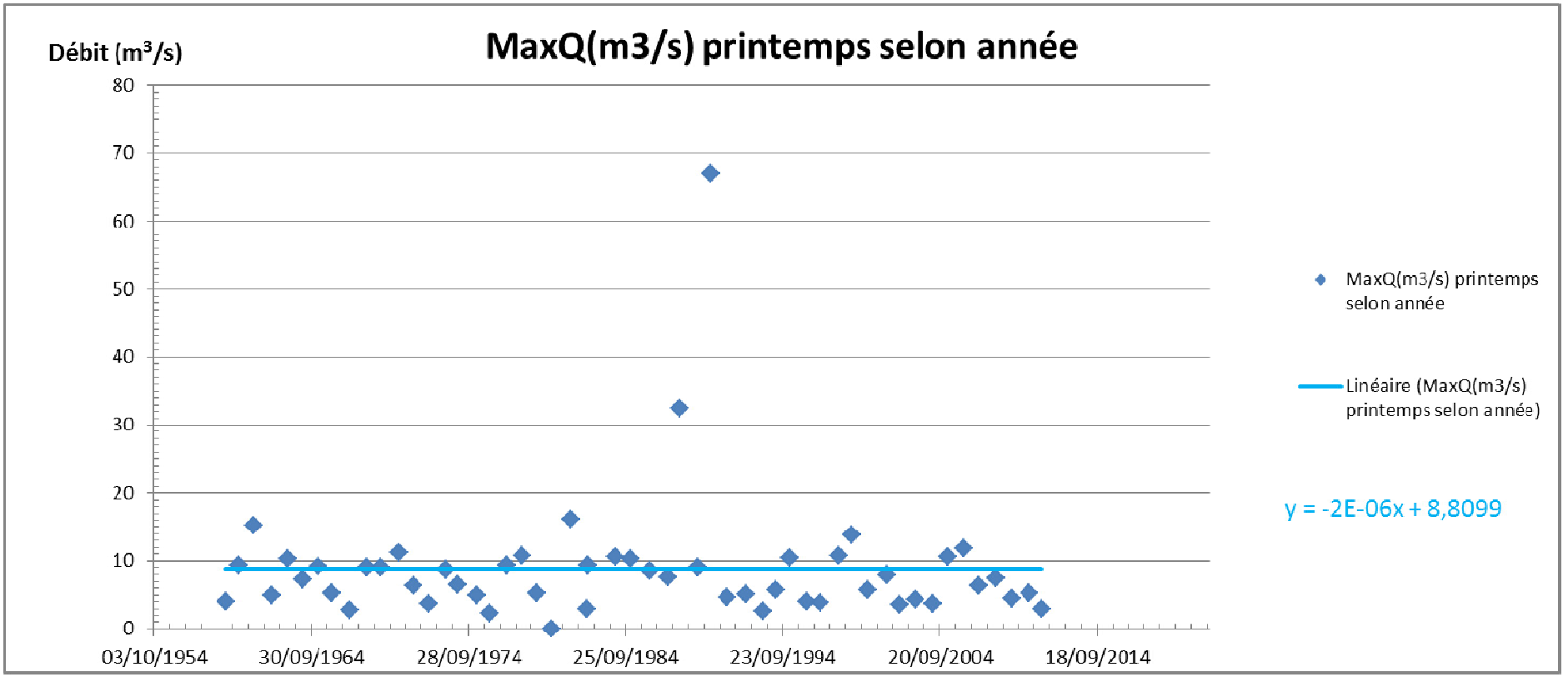
Nombre d'occurrence mensuelle des maxima de débits annuels sur la période 1957-2012. Cette répartition n'est pas à confondre avec la répartition de la puissance des débits selon les mois de l'année. Ce graphique est à relier avec le graphique suivant qui, lui, illustre la distribution des débits maximaux annuels en fonction des mois sur la période 1957-2012. On observe une saison très propice aux maximq annuels : la saison froide, en raison de la fonte de la neige, qui s'ajoute à d'autres précipitations parfois liquides, même si l'hiver n'est pas la saison la plus « pluvieuse », ce qui confirme le rôle de la fonte nivale dans les débits à cette période de l'année. L'automne ressort aussi comme saison susceptible de présenter des maxima de débits annuels selon les années.



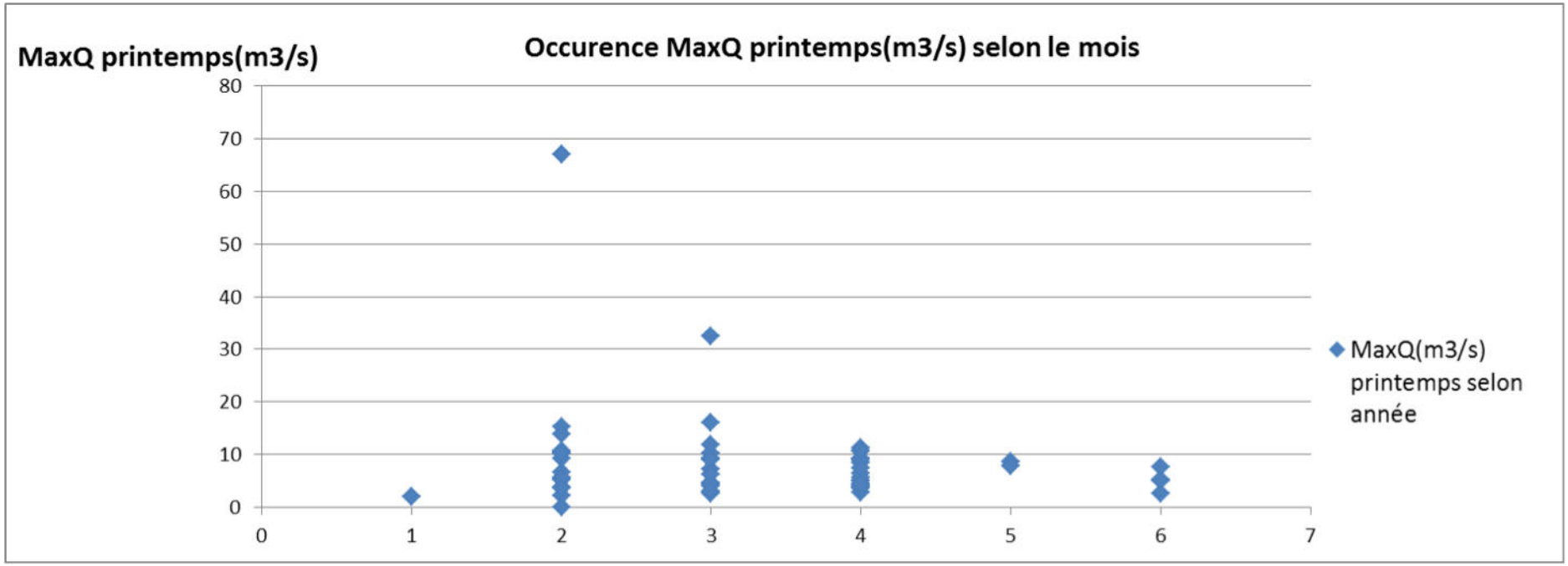
Répartion des débits maxima selon les mois de l'année sur la période 1957-2012. Les débits de saison froide sont assez réguliers, soulevant le rôle tampon de la neige dans la restitution des débits, à la fois en ce qui concerne la fonte elle-même, mais aussi le milieu poreux qu'elle constitue pour les pluies qui la traversent. Le mois de décembre se remarque par la violence de ses débits. Ceci peut s'expliquer par plusieurs paramètres intervenant souvent à cette saison : une faible couche de neige qui peut fondre en début de saison froide, éventuellement rajoutée à de fortes pluies de fin d'automne et même un sol gelé qui augmente le ruissellement.



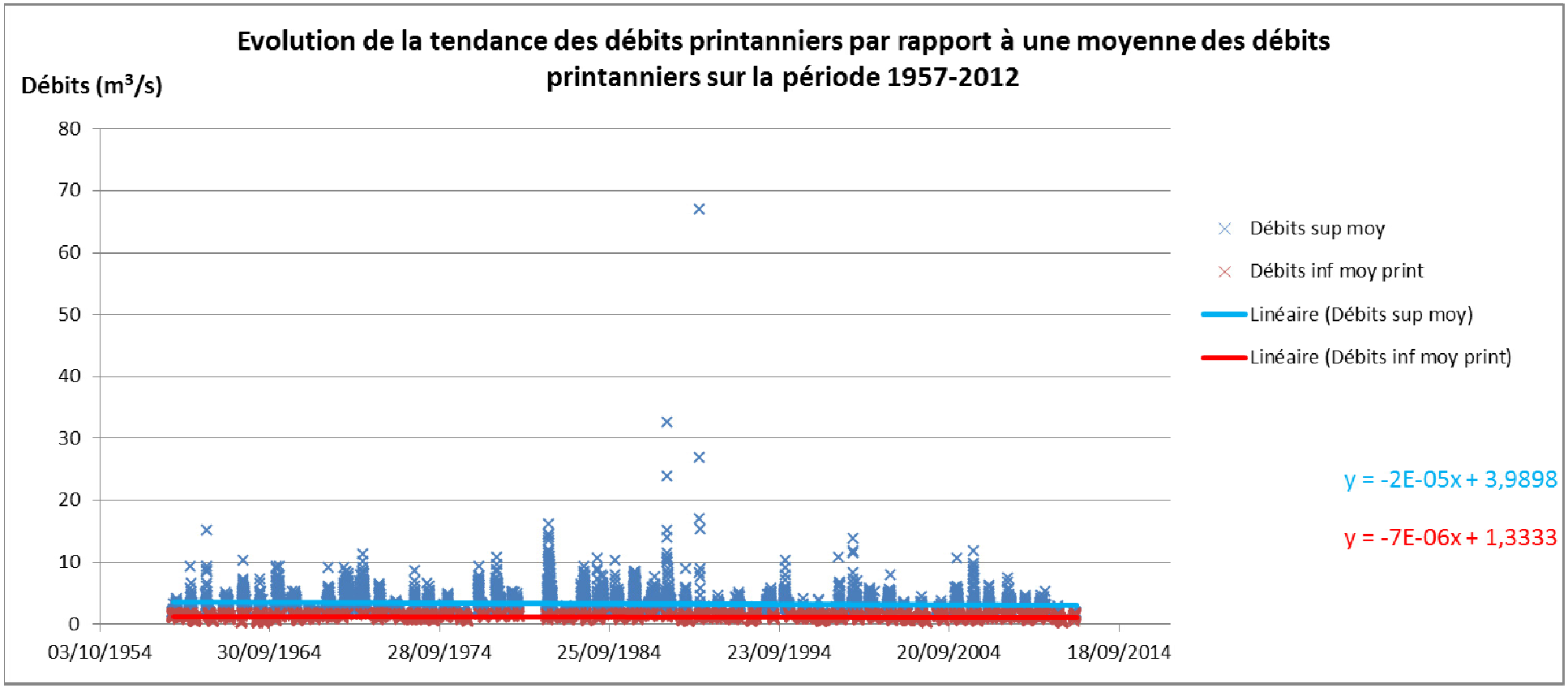
Comparaison entre les maxima de débits annuels et les maxima de débits de période de fonte (et par abus de langage « printanniers »), par an. Les maxima de débits printanniers sembleraient évoluer très légèrement plus vite que les maxima de débits annuels, mais sans résultat significatif.



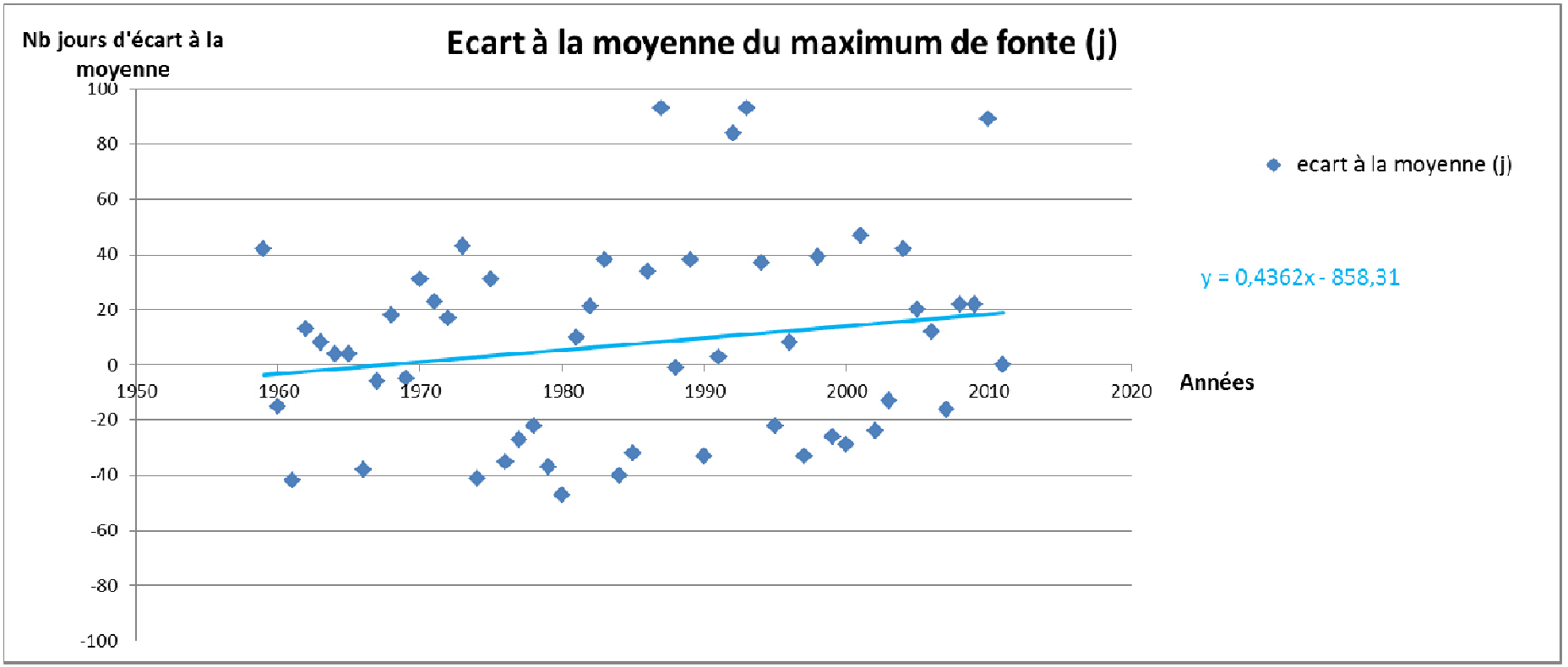
Evolution des maxima de débits en période de fonte sur la période 1957-2011. La tendance est à une très légère baisse non significative.



Débits maximaux en période de fonte et répartition selon les mois de fonte, sur l'ensemble de la période 1957-2011. On remarque que les mois de février, mars et avril sont les mois les plus producteurs d'eau nivale. Sans tenir compte des maxima, le maximum de fonte se situe en mars, le 19 en moyenne.



Evolution des débits de la période de fonte sur la chronique 1957-2011 par rapport à une moyenne de ces débits de fonte. La moyenne des débits de période fonte ou « printaniers » est de 2,19m³/s. Les débits supérieurs à cette moyenne diminuent de manière insignifiante, de la même façon que les débits inférieurs à cette moyenne. D'autres données précises concernant les précipitations solides brutes et l'enneigement observé sur le terrain pendant cette période auraient permis probablement de déceler une possible baisse de l'enneigement au cours des années, à relier avec l'évolution des débits de fonte de ce graphique.



Représentation graphique de l'écart (en jour) de la date des débits maximaux de fonte annuels par rapport à la date du maximum de fonte moyen qui est le 19 mars. Des valeurs positives indiquent un maximum de débit de fonte tardif, alors que des valeurs négatives représentent des pics de fonte précoces, par rapport à la date moyenne des maxima de débits printaniers, sur la période 1957-2012. On remarque la forte variabilité des maxima de débits en période de fonte. La courbe de tendance supposerait une avancée de ces maxima de débits dans la saison de fonte, ce qui semble être l'inverse d'un éventuel effet d'une hausse des températures liées potentiellement au réchauffement climatique.

Les différentes observations relevées sur les graphiques précédents ne semblent pas permettre une quelconque interprétation allant dans le sens d'un réchauffement climatique qui pourrait avoir des conséquences locales. Il n'y a pas pour l'instant de modifications du régime hydrologique du bassin versant du Lignon.

L'analyse des débits du Haut Lignon ne révèle pas une baisse des débits marquante, tant pour les débits annuels que ceux de la période de fonte ou « printaniers ». Contrairement à ce que suggérait Ducharne et al., 2004, le décalage des pics de fonte plus tard dans la saison, conséquence logique d'un réchauffement local, n'est pas encore visible sur le Haut Lignon. On peut aussi se demander si les mesures réalisées sont suffisamment fiables sur l'ensemble de la période considérée, qui comprend par exemple la création de la station de ski de Chalmazel. En effet, cette station utilise une partie du débit du Lignon pour fabriquer de la neige artificielle, qui ne sera pas forcément restituée dans le réseau hydrographique de la même manière que de la neige naturelle. Le dépôt de neige artificielle, très compacte en fin de saison, bien que d'un volume limité, pourrait affecter les débits de la station de Chalmazel Chevelières (Q4) en fondant plus tardivement que la couverture neigeuse naturelle. A l'inverse, le pompage d'eau dans le Lignon au niveau de la station, peut légèrement fausser les mesures de débit aval. Il faudrait donc disposer de données sur une longue période concernant les parties les plus hautes du bassin versant.

Les débits ne semblent pas non plus s'écarter significativement d'une moyenne sur la période 1957-2012. Il en va de même pour les débits de période de fonte, qui n'ont pas sensiblement évolué sur cette chronique. Les maxima annuels ne semblent pas évoluer, ce qui ne va pas vers une évolution torrentielle des débits. Les maxima printaniers diminueraient très légèrement, mais on ne peut pas affirmer que ceci soit lié à un enneigement plus faible ou une fonte plus étalée.

On voit aussi que les tendances observées ne sont pas clairement significatives ou vont même jusqu'à s'opposer dans certains cas.

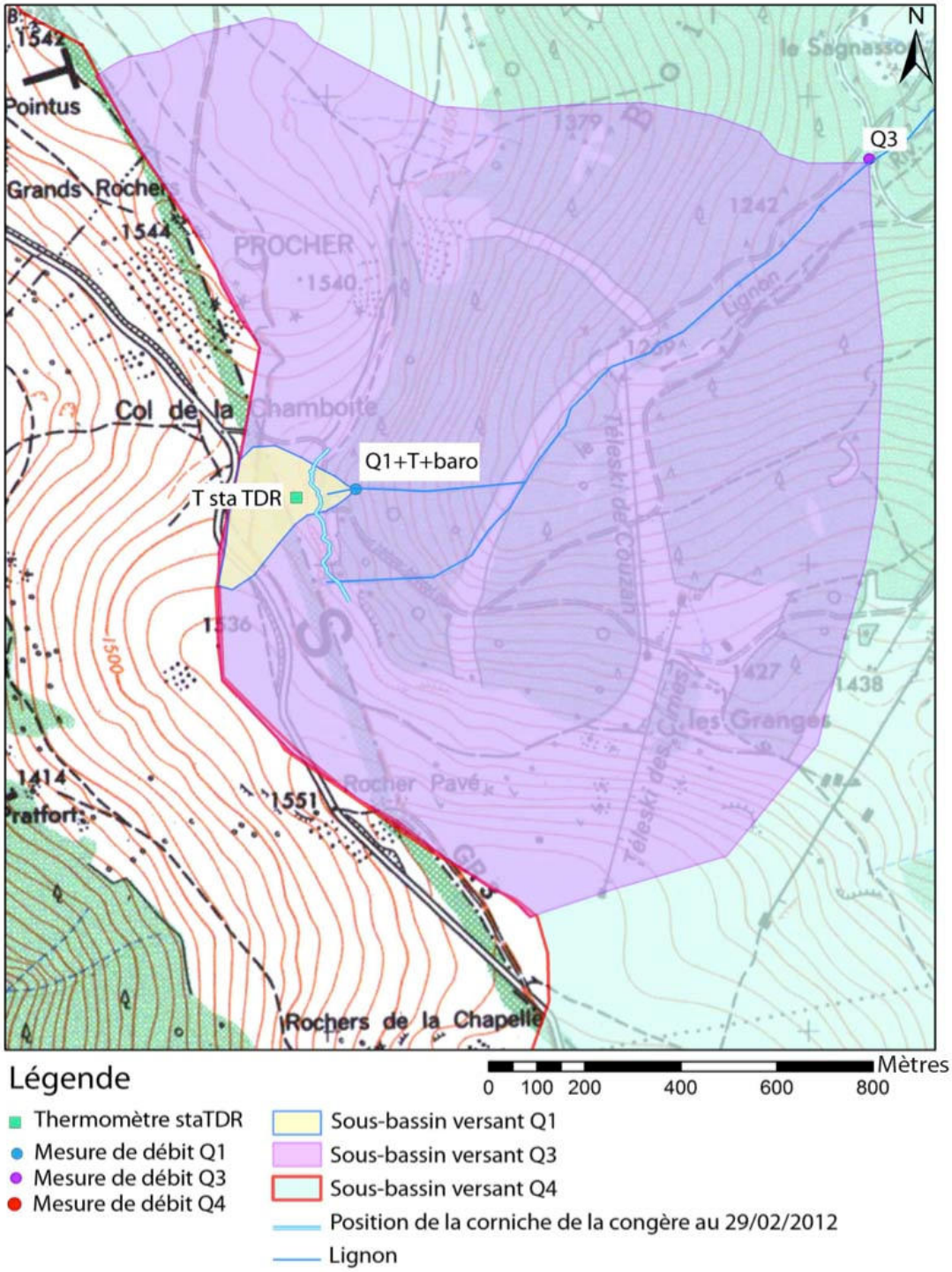
On se contentera donc d'observer et non interpréter les données évoquées ci-dessus, dans le doute d'une précision insuffisante pour déceler des indices de réchauffement climatique, et qui se rapprochent plus de variations interannuelles.

Annexes de la partie III

Annexes D : Traitement des données atmosphériques

Annexe D1 : Détail de localisation des appareils de mesure installés sur le terrain.

Localisation des appareils de mesures des données atmosphériques: détail



Annexes E : Obtention de l'équivalent en eau liquide de la neige

Annexe E1 : Récapitulatif des méthodes automatiques de calcul de l'équivalent en eau liquide de la neige.

- SWOWPILLOW : Méthode utilisant la variation de pression hydrostatique d'une poche de liquide antigel sous l'effet du poids supplémentaire exercé par la neige. Les principaux inconvénients de cette méthode sont de ne pas tenir compte des transformations et processus affectant la neige après son dépôt. Elle nécessite de plus un terrain plat et recouvert de sable pour supporter la poche de liquide de 3x3m. Plus de détails sont donnés dans [Johnson and Schaefer, 2002].

- **SNOWPOWER :** Méthode utilisant les ondes radio (TDR) pour mesurer la transmissivité de la neige à différentes fréquences sur des câbles d'une longueur de 10 mètres. On obtient ainsi plusieurs paramètres de la neige, comme la teneur volumique en eau, en glace, et air, donnant par conséquent la densité de la neige et donc l'EELN. Plus de détails sont donnés dans [Stähli et al., 2004].

- PARSIVEL : Utilise un système optique laser pour différencier le type de précipitation et leur vitesse de chute. Plus de détails sont donnés dans [Yuter et al. 2006].

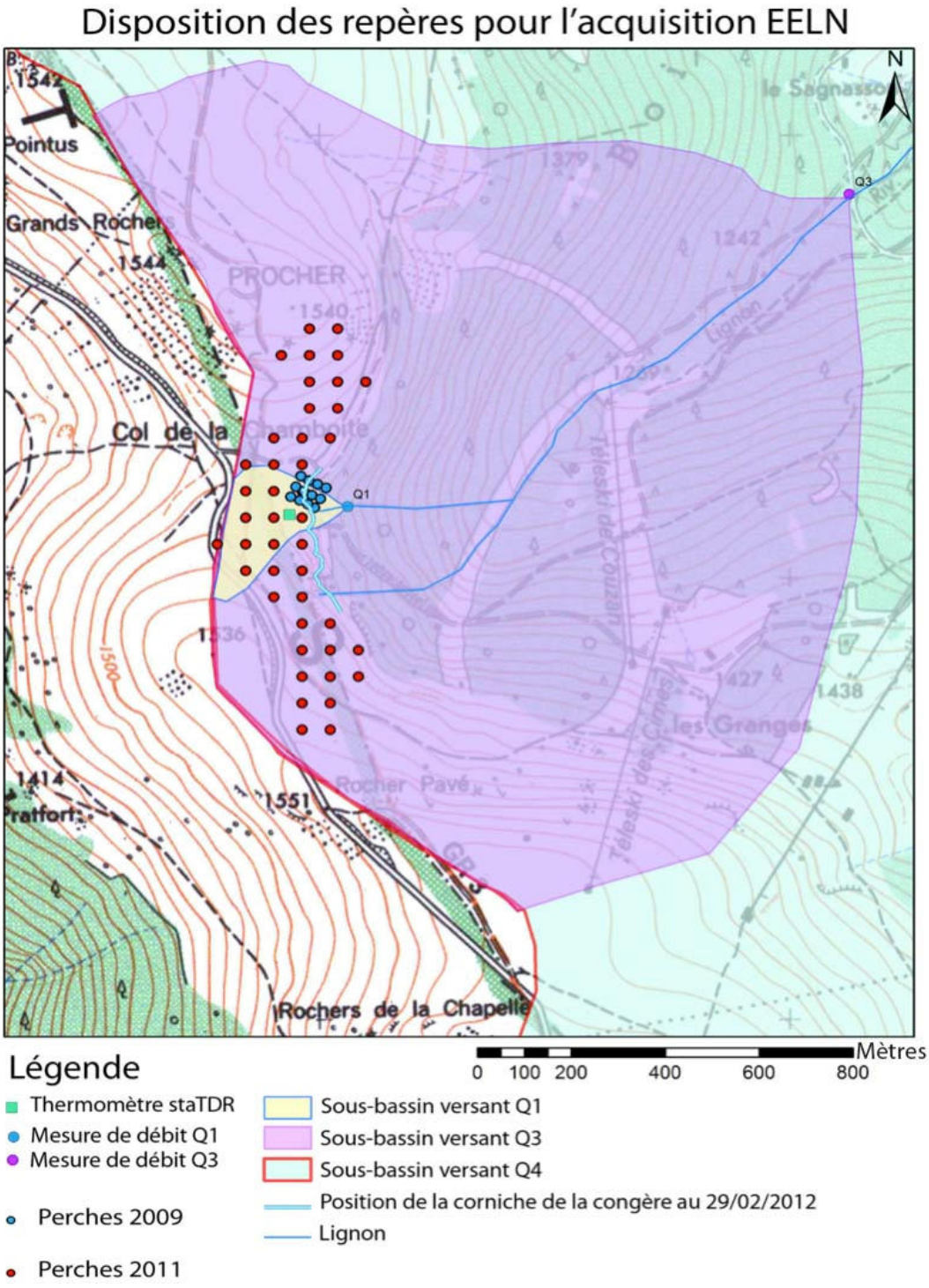
- **GAUGE :** Réseau de pluviomètres chauffants, mais peu représentatifs à cause de leur sensibilité aux vents. Plus de détails sont donnés dans [Wiessinger, 1993].

- **SNOWPACK :** Utilise un modèle de balance masse-énergie d'après des données météorologiques, permettant d'étudier notamment la répartition et le transport de la neige, sa structure et son métamorphisme. Si cette méthode semble particulièrement adaptée à l'hydrologie, elle nécessite cependant beaucoup de paramètres en entrée comme l'épaisseur de neige, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la température de surface de la neige, sa réflexion, et la vitesse du vent. Plus de détails sont donnés dans [Lehning et al., 2006].

- **COSMO-7 :** Modèle hydrologique couplé aux résultats de modèles météorologiques, d'une maille de 7km mais peu ou pas encore testé et calibré pour l'estimation de l'EELN.

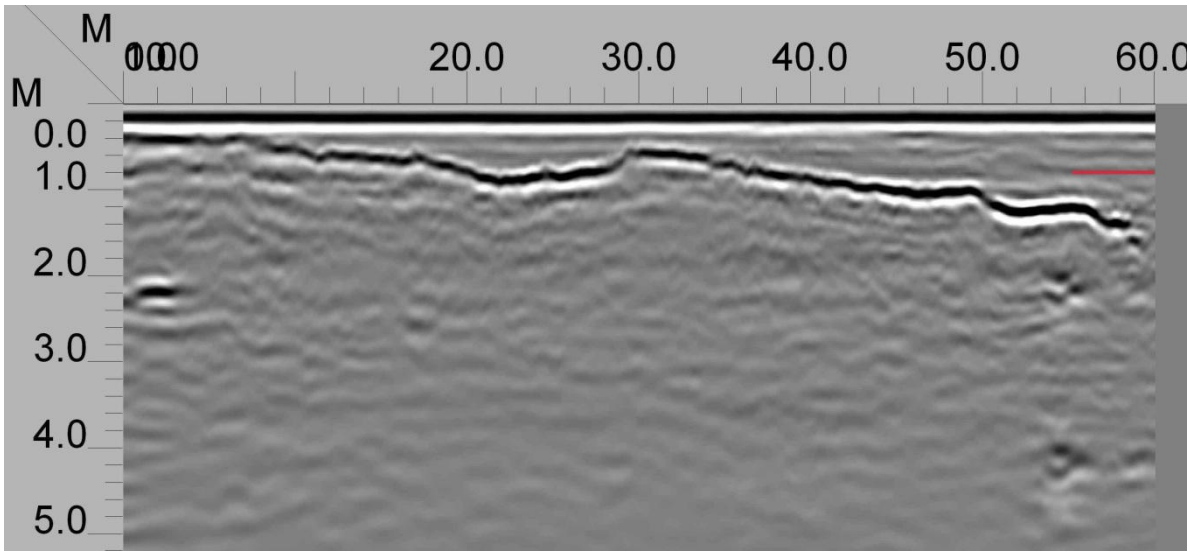
- **Simple SWE et Simple HNW :** Utilisent les hauteurs de neige et l'évolution de densité (Simple Swe) ou des densités issues d'abaques (Simple Hnw).

Annexe E2 : Localisation des perches destinées à calculer l'équivalent en eau liquide de la neige par rapport aux sous-bassins versants Q1 et Q3.



Carte des perches repères qui ont servi pour l'acquisition des profils radar. Même si la zone couverte par le radar géologique est située sur les têtes du sous-bassin Q3, c'est à cet endroit que se fait le maximum d'accumulation de neige sous forme de congères, d'une épaisseur bien plus importante que dans les zones boisées de la carte. Les débits d'origine nivale naturelle sont biaisés à l'exutoire Q3 à cause de la présence de pistes enneigées artificiellement, apparaissant sous forme de saignées dans les bois sur la carte, en plus des téléskis.

Annexe E3 : Détail des paramètres mesurés lors d'un profil nivologique.



Mesure de la densité et de la température dans une fosse nivologique, qui servira également pour l'étalonnage radar afin de déterminer la correspondance temps de retour/vitesses/profondeurs selon le milieu traversé. Sur la photo de gauche en haut, on identifie une couche dure en bas de la photo qui pourra réfléchir les ondes du radar comme on peut en observer plusieurs à droite du profil, où a été creusée la fosse. Un exemple de réflecteur est indiqué par le trait rouge.

Radar géologique en action. Les vitesses de transmission des ondes radar dans la neige sont étalonnées avec la fosse pédologique.

Annexes F : Acquisition des données d'humidité et de température du sol

Annexe F1 : Illustrations de la composition du sol au niveau de la station de mesure de l'humidité et de la température du sol.

Fosse pédologique dans laquelle seront installées les sondes d'humidité et de température. On remarque la nature du sol très différente entre l'horizon A organique de couleur presque noire et l'arène de couleur beige. Entre les deux couches de sol se trouve la couche caillouteuse de couleur rouille, ce qui laisse supposer une bonne pénétration de l'oxygène à travers la couche organique.

Un exemple de bloc pluricentimétrique de granite porphyroïde à deux micas. Sur la photo du haut le quartz (en haut à droite) et le feldspath (en bas à gauche) sont bien visibles avec des cristaux presque centimétriques, le mica blanc est visible au centre de la photo du haut avec un aspect qui rappelle l'aluminium, le mica noir est un peu plus difficilement identifiable que sur la photo du bas. Clichés G. Bouron, été 2010.

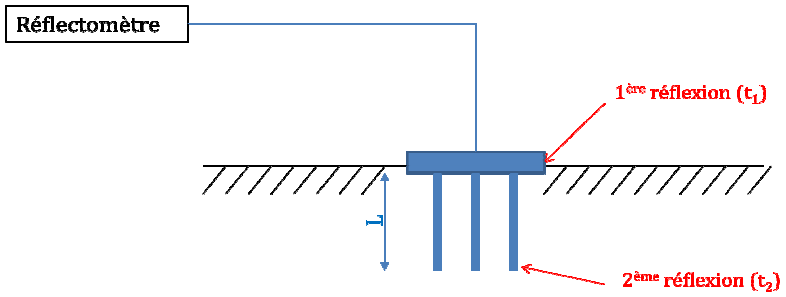
Annexe F2 : TDR rappel fonctionnement

Les sondes TDR (Time Domain Reflectometry ou réflectométrie dans le domaine temporel) permettent de déterminer la teneur en eau d'un sol par le biais de la mesure de la permittivité de ce dernier. En effet, plus un sol contient d'eau, plus sa permittivité est grande.

Principe de la méthode

Un générateur d'impulsion (réflectomètre) est relié à la sonde via un câble coaxial.

La sonde est composée de minimum 2 tiges métalliques parallèles, de longueur L (les sondes employées disposent de 2 tiges). Cette sonde est implantée dans le sol.



Le réflectomètre envoie une impulsion dans le câble coaxial : l'onde électromagnétique va parcourir la sonde, le long des tiges métalliques. Elle va subir une première réflexion au passage dans le sol puis une seconde à l'extrémité des tiges. Ces deux réflexions seront mesurées par le réflectomètre qui détecte alors une variation du potentiel électrique.

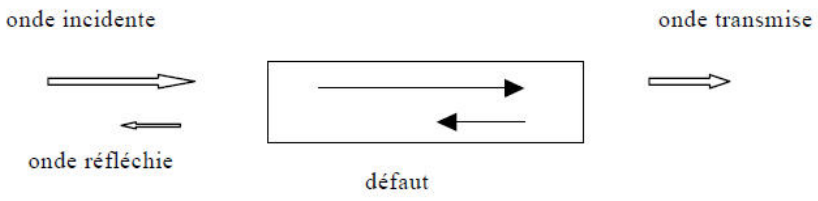


Schéma de la réflexion de l'onde électromagnétique (d'après [Gaudi, 2011]).

Le temps écoulé entre les deux réflexions est noté Δt (soit t_2 - t_1).

La vitesse de l'onde électromagnétique dans le sol peut s'écrire ainsi :

$$v = \frac{2L}{\Delta t}$$

Cette vitesse est liée à la permittivité relative du sol, ε, qui s'exprime de la façon suivante :

$$\varepsilon = \left(\frac{c}{v}\right)^2$$

Où c est la vitesse de la lumière dans le vide (3 x 10^8 $m.s^{-1}$) et v, la vitesse de l'onde dans le sol.

La permittivité du sol, ainsi calculée, est fonction de la permittivité de ses composants. L'eau a une permittivité bien plus importante que celle des autres constituants : la permittivité ε est ainsi très fortement liée à la teneur en eau des sols, notée θ.

Cette relation s'exprime par la formule empirique de Topp [Topp et al., 1980] :

$$\theta = -5{,}3\times10^{-2} + 2{,}92\times10^{-2}\ \varepsilon_r - 5{,}5\times10^{-4}\ \varepsilon_r{}^2 + 4{,}3\times10^{-6}\ \varepsilon_r{}^3$$

Cette méthode présente plusieurs avantages :

- elle n'est pas destructive et permet donc de mesurer les paramètres dans un sol non remanié,

- la précision de mesure est très bonne : l'incertitude est inférieure à ± 2% quand les sondes sont correctement étalonnées en fonction du matériau étudié,

- la mesure reste relativement simple à obtenir,

- les mesures en continu sont possibles,

- elle permet l'investigation de l'intégralité d'un profil vertical de sol.

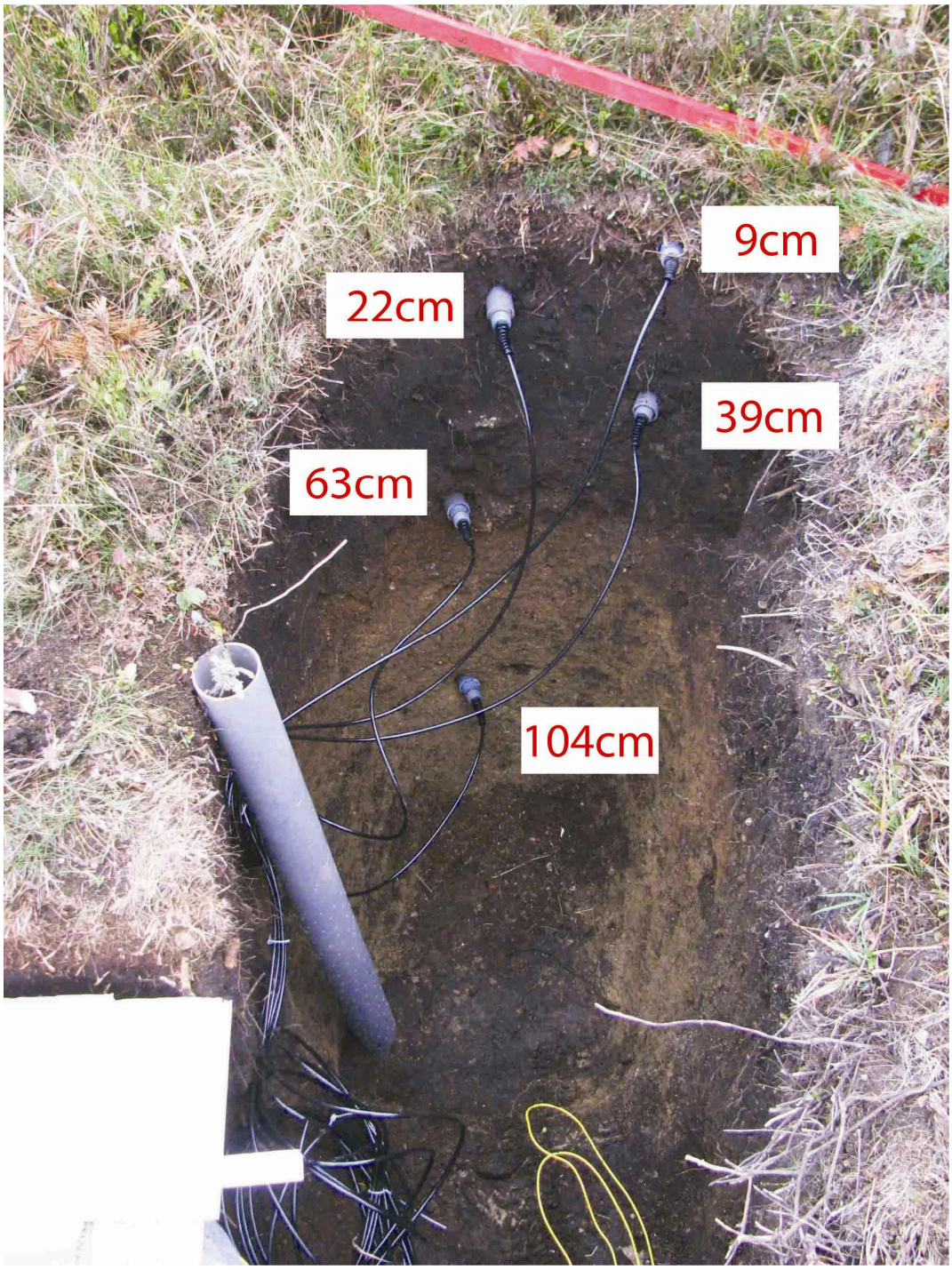
Annexe F3 : Illustrations de la mesure de perméabilité du sol

Dispositifs de mesure de la perméabilité du sol. Le double anneau (photo de gauche) permet d'avoir une bonne estimation des perméabilités de la surface. Le perméamètre de Guelph (photo de droite) permet d'investiguer à de plus grandes profondeurs, tant qu'un trou est réalisable à l'aide d'une tarrière. Photos G. Bouron.

Annexe F4 : Illustrations de l'installation de la fosse TDR

Détail de l'installation d'une sonde TDR dans le sol, ici dans les premiers centimètres de sol, sous les racines de la lande arbustive. Photos G. Bouron.

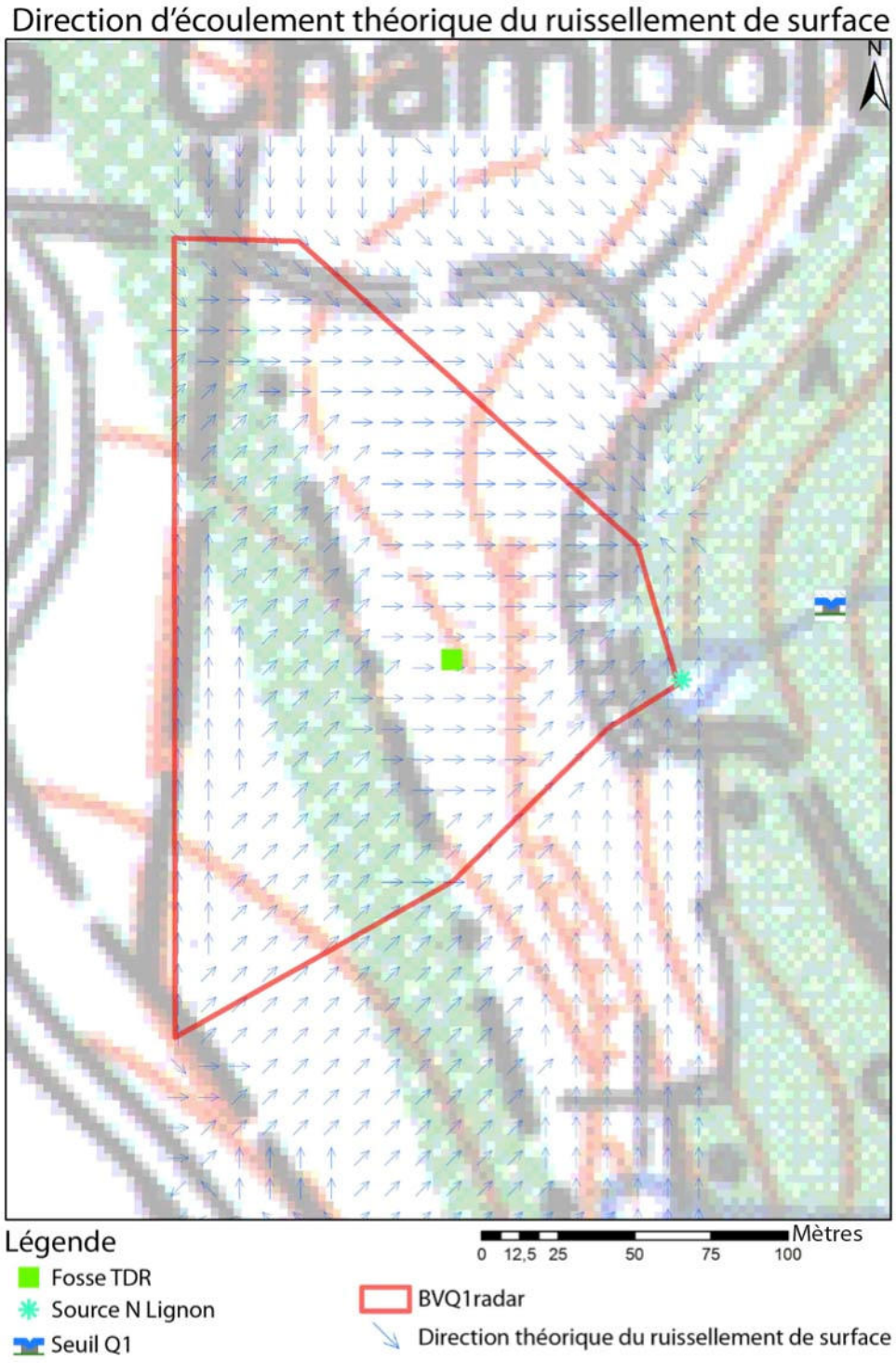
Détail des tubes dans lesquels les sondes vont être insérées, afin de mesurer un volume de sol non remanié et n'étant pas perturbé par la surface de coupe de la fosse, pouvant former un plan de ruissellement préférentiel, même rebouchée. La photo de droite montre la sonde située à l'interface horizon organique/arène, en haut du niveau caillouteux délimitant cette interface. Photos G. Bouron.



Vue de l'installation complète : les sondes sont placées à diverses profondeurs identifiées comme niveaux « clés » pour le suivi de l'infiltration de l'eau dans les couches de sol. Ces sondes sont reliées au boitier d'acquisition contenant également la batterie, situé en bas à gauche de la photo. Le boitier est placé sur un drain et est étanchéifié pour éviter qu'il se remplisse d'eau lors de la saturation du sol. Un tube de PVC crépiné permet de vérifier rapidement si la fosse est saturée d'eau, sans avoir à déterrer le boitier étanche. Une mise à la terre a également été installée. Photo : G. Bouron.

Annexes G : Acquisition des débits

Annexe G1 : Direction et concentration du ruissellement superficiel, calculé à partir d'un MNT.



Carte de direction de ruissellement théorique, obtenue avec l'orientation et les valeurs de pente pour chaque maille du MNT. La source concentre les débits issus du ruissellement superficiel et des écoulements hypodermiques.

Annexe G2 : Illustrations de l'instrumentation mise en place pour le suivi des débits.

Le seuil Q1 en période d'étiage, lors de l'été 2012. Les débits peuvent être particulièrement faibles en été (exemple de l'été 2011), provoquant l'émersion de la sonde piézométrique et une perte de l'enregistrement des débits. Photo G. Bouron.

Le seuil Q1 en hiver, lors d'un relevé des données enregistrées par les sondes. La proximité du seuil par rapport à la source permet d'avoir un écoulement qui n'est quasiment jamais affecté par le gel, ce qui n'est pas le cas à Q3. Cliché J. Villot.

Le seuil Q3 en hiver, lors du gel partiel du seuil et de la sonde piézométrique. L'hiver particulièrement rigoureux de février 2012 a engendré une perte de donnée en raison du gel de la sonde et de son tube de protection. En effet, contrairement au seuil Q1 où l'eau est plus chaude que l'air en hiver, l'eau de la rivière se refroidit le long du cours d'eau, gelant dans les zones où il y a peu de courant. Cliché G. Bouron.

Annexe G3 : Récapitulatif des surfaces et des pentes des sous-bassins versants considérés.

Bassin/ss-bassin versant	Surface (Km^2)	Surface/BVLignon (%)	Pente moyenne (°)
BVQ1	0,04	0,0053	10,8
(BVQ2)	(0,85)	(0,11)	(16,8)
BVQ3	2,13	0,28	14,9
BVQ4 Chevelières	60,7	8	9,7
Z>1250m	52,3	7,4	7,2
Z>1000m	139,6	19,8	9,7
BVLignon	750	100	7,7

Tableau récapitulant les caractéristiques des sous-bassins versants par rapport au bassin versant du Lignon. Le sous-bassin BVQ2 est donné à titre informatif et n'a pas été utilisé dans les résultats. Pour comparaison, les surfaces par rapport à l'ensemble du bassin et la pente moyenne des surfaces situées à des altitudes supérieures à 1250 et 1000m sont indiquées.

On constate que les pentes sont plus élevées en tête de bassin, mais les crêtes font baisser la valeur moyenne en raison de la forme de plateau des Monts du Forez. En effet, si on regarde la chaîne des Monts du Forez, deux ruptures de pente moyennes peuvent être schématisées : l'une est située à la rupture sédimentaire/cristallin et dans les vallées encaissées en bas du massif, l'autre est due à l'érosion glaciaire sur les crêtes, qui a pour effet de surcreuser des cirques et d'aplanir les reliefs les plus hauts.

Annexes H : Annexes du chapitre Modélisation

Annexe H1 : Détails de fonctionnement du modèle GR4J.

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un ***modèle pluie-débit global à réservoirs***.

Le modèle a quatre paramètres optimisables :

X1 : capacité du réservoir de production (mm)

X2 : coefficient d'échanges souterrains (mm)

X3 : capacité à un jour du réservoir de routage (mm)

X4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire *HU*1 (j)

On désigne par ***P* (mm)** la hauteur de pluie et par ***E* (mm)** l'évapotranspiration potentielle (ETP).

P est une estimation de la pluie de bassin et ***E*** peut être issue d'une courbe d'ETP moyenne interannuelle. Les équations suivantes correspondent aux équations intégrées sur un pas de temps.

La première opération est la neutralisation de *P* par *E* pour déterminer une pluie nette *Pn* et une évapotranspiration nette *En* calculée par :

Si $P > E$, alors $Pn = P - E$ et $En = 0$

Si $P < E$, alors $Pn = 0$ et $En = E - P$

Dans le cas où *Pn* est différente de zéro, une partie *Ps* de *Pn* alimente le réservoir de production et est calculée par :

$$Ps = \frac{X1\left(1-\left(\frac{S}{X1}\right)^2\right).\tanh\left(\frac{Pn}{X1}\right)}{1+\frac{S}{X1}.\tanh\left(\frac{Pn}{X1}\right)}$$

où *X*1 (mm) et S sont respectivement la capacité maximum et le niveau du réservoir de production.

Dans le cas contraire, lorsque *En* est différent de zéro, une quantité d'évaporation *Es* est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

$$Es = \frac{S\left(2-\frac{S}{X1}\right).\tanh\left(\frac{En}{X1}\right)}{1+\left(1-\frac{S}{X1}\right).\tanh\left(\frac{En}{X1}\right)}$$

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$S = S - Es + Ps$

Une percolation *Perc* issue du réservoir de production est alors calculée :

$$Perc = S.\left\{1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9}\frac{S}{X1}\right)^4\right]^{-\frac{1}{4}}\right\}$$

Le contenu du réservoir est de nouveau mis à jour par :

S=S-Perc

La quantité d'eau *Pr* qui atteint finalement la partie routage du modèle est :

Pr = Perc+(Pn – Ps)

Pr est divisée en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire *HU*1 et un réservoir de routage et 10 % par un unique hydrogramme unitaire *HU*2.

*HU*1 et *HU*2 dépendent du même paramètre *X*4, temps de base de *HU*1 exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S (cumul de la proportion de la pluie unitaire traitée par l'hydrogramme en fonction du temps) notées respectivement *SH*1 et *SH*2.

***SH*1 est définie en fonction du temps par :**

Pour t = 0

$$SH1(t) = 0$$

Pour 0 < t < X4

$$SH1(t) = \left(\frac{t}{X4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

Pour t > X4

$$SH1(t) = 1$$

***SH*2 est définie en fonction du temps par:**

Pour t = 0

$$SH2(t) = 0$$

Pour 0 < t < X4

$$SH2(t) = \frac{1}{2}\left(\frac{t}{X4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

Pour X4 < t < 2X4

$$SH2(t) = 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{t}{X4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

Pour t > 2X4

$$SH2(t) = 1$$

Les ordonnées de *HU*1 et *HU*2 sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$$

où *j* est un entier.

A chaque pas de temps i, les sorties Q9 et Q1 des deux hydrogrammes sont calculées par :

$$Q9(i) = 0{,}9.\sum_{k=1}^{l} UH1(k).\Pr(i-k+1)$$

$$Q1(i) = 0{,}1.\sum_{k=1}^{m} UH2(k).\Pr(i-k+1)$$

où l = int(X4)+1 et m = int(2.X4)+1, avec int(.) désignant la partie entière.

Un échange souterrain en eau (perte ou gain) est calculé par :

$$F = X2\left(\frac{R}{X3}\right)^{7/2}$$

où *R* est le niveau dans le réservoir, *X3* la capacité à un jour du réservoir et *X2* le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul.

Le niveau dans le réservoir de routage est mis à jour en ajoutant la sortie *Q*9 de l'hydrogramme *HU*1 et *F* :

***R* = max (0 ; *R* + *Q*9 + *F*)**

Il se vidange ensuite en une sortie *Qr* donnée par :

$$Qr = R.\left\{1 - \left[1 + \left(\frac{R}{X3}\right)^4\right]^{-\frac{1}{4}}\right\}$$

Le niveau dans le réservoir devient : ***R* = *R* – *Qr***

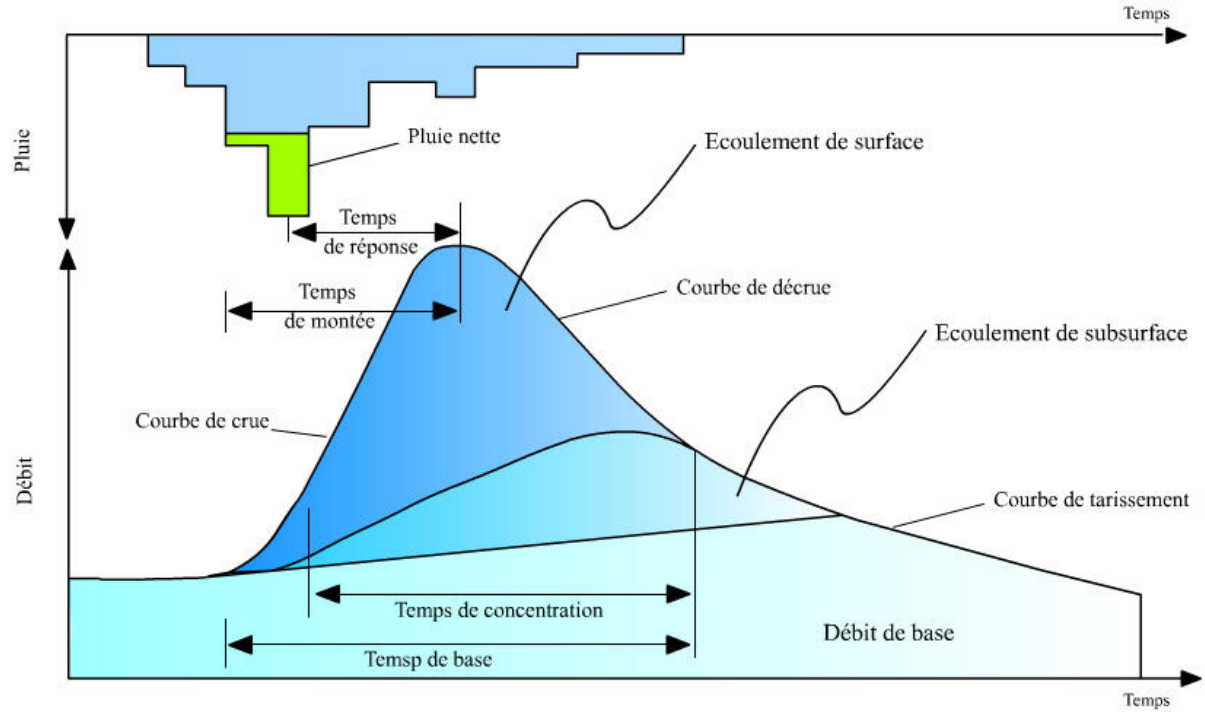
La sortie *Q*1 de l'hydrogramme *HU*2 est soumise aux mêmes échanges pour donner la composante d'écoulement *Qd* :

Qd = max (0 ; Q1+F)

Le débit total *Q* est alors donné par : ***Q* = *Qr* + *Qd***

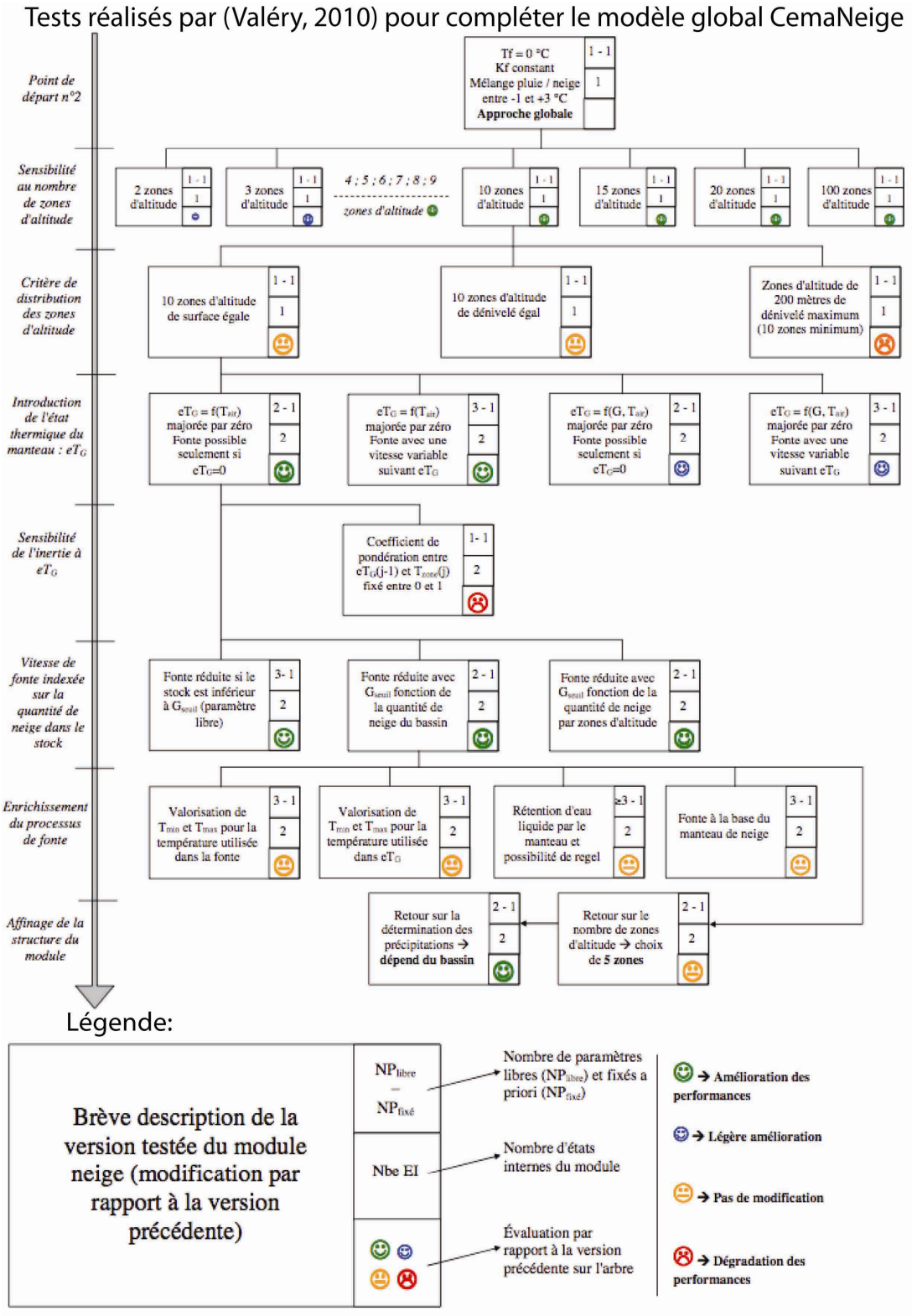
D'après [Edijatno et al., 1999] et [Perrin et al. 2002, 2003].

Annexe H2 : Rappel de la composition d'un hydrogramme



Le hyétogramme (en haut de la figure) donne lieu à une augmentation des débits à l'exutoire du bassin versant (hydrogramme). D'après cours de l'Ecole Polytechnique de Lausane, La réponse hydrologique, André Musy, 2005, modifié.

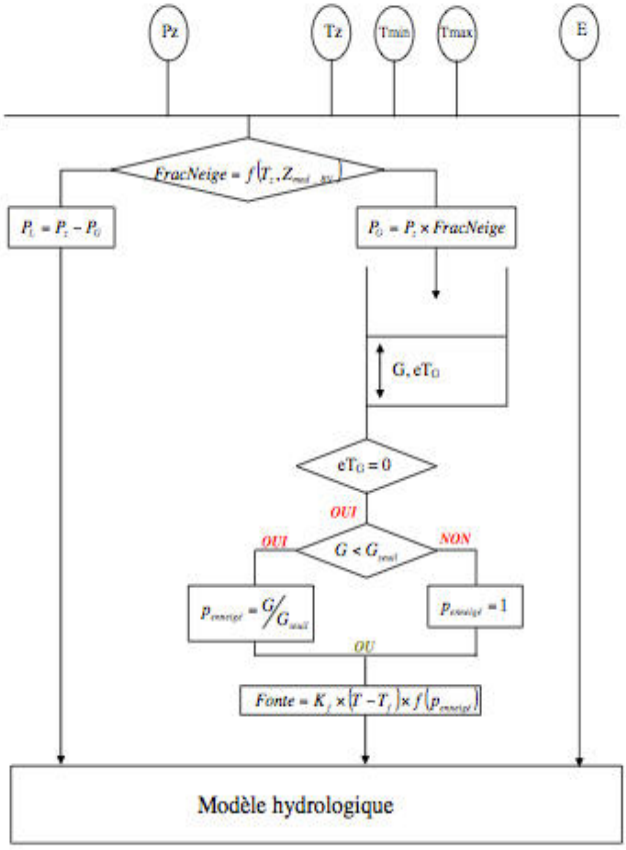
Annexe H3 : Amélioration des performances du module Cemaneige avec la prise en compte de différents paramètres influant sur le manteau neigeux.



L'objectif de ces tests est de partir d'un modèle global simple et d'évaluer les gains de performance à chaque nouvelle prise en compte d'un paramètre intervenant dans le stockage ou la fonte du manteau neigeux, d'après [Valéry, 2010], modifié.

Annexe H4 : Algorithme du module Cemaneige pour une bande d'altitude

On réalise une boucle pour chaque zone d'altitude, notée z.



• Extrapolation des données d'entrée

$$Tz = T + \theta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})$$

$$Pz = P \times \exp\left[\beta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})\right]$$

• Calcul de la fraction solide

Si $Z_{med_BV} < 1500m$,

$$FracNeige = f(T_{min}, T_{max})$$

Si $Z_{med_BV} \geq 1500m$,

$$FracNeige = f([-1;+3°C])$$

$$P_G = Pz \times FracNeige \text{ et } P_L = Pz - P_G$$

• Accumulation

$$G = G + P_G$$

$$eT_G = C_{T_G} \times eT_G + (1 - C_{T_G}) \times Tz$$

•Calcul de la fonte potentielle

Si $eT_G = 0$ et $Tz > T_f$, $F_{pot} = K_f \times (Tz - T_f)$

Si $F_{pot} > G$, $F_{pot} = G$

• Calcul pourcentage de la zone enneigée

Si $G < G_{seuil}$, $p_{enneigé} = G / G_{seuil}$, = 1 sinon

• Calcul de la fonte effective

$$FONTE = \left[(1 - V_{min}) \times p_{enneigé} + V_{min}\right] \times F_{pot}$$

• Actualisation réservoir neige

$$G = G - FONTE$$

• Calcul de la lame d'eau transmise au modèle hydrologique

$$Lame_eau = P_L + FONTE$$

Les paramètres libres ont été entourés en rouge, comme C_{TG} le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau, qui représente la « maturité » thermique du manteau. Un manteau à maturité thermique est un manteau dont la température moyenne est proche de zéro degrés, proche de la fusion. A l'opposé, un manteau qui a conservé sa température de chute ou du moins une de ses couches, est considéré comme « immature ». K_f représente le facteur de fonte, supposé constant pour une bande d'altitude donnée et pour un jour donné. Le détail des abréviations est donné ci-dessous.

Nomenclature	Définition	Unité	Type
α_R	Coefficient de rayonnement	mm / ($W.m^{-2}$)	Paramètre
B	Coefficient de qualité thermique de la neige (compris entre 0.95 et 0.97)	-	Paramètre
$\beta_{altitude}$	Correction altitudinale de précipitation optimisée pour chaque pays (cf. chapitre 6)	m^{-1}	Entrée
C_{T_G}	Coefficient de pondération de l'état thermique du manteau (entre 0 et 1)	-	Paramètre
C_{eau}	Chaleur spécifique de l'eau (4.20 $kJ.kg^{-1}.°C^{-1}$)	$kJ.kg^{-1}.°C^{-1}$	Constante physique
C_G	Coefficient correctif des précipitations solides	-	Paramètre
C_L	Coefficient correctif des précipitations liquides	-	Paramètre
$CoeffG$	Coefficient pondérant l'influence de la quantité de neige dans le calcul de l'état thermique du stock	mm	Paramètre
C_{RE}	Capacité de rétention d'eau liquide dans le manteau (entre 0 et 1)	-	Paramètre
$eT_G(z,j)$	Etat thermique du manteau neigeux	°C	Etat
$ETP(j)$	Evapotranspiration potentielle	mm	Entrée
$ETP_f(j)$	Lame d'eau qu'il aurait été possible d'évaporer avec l'énergie mobilisée pour la fonte	mm	Calculée
$ETR(j)$	Evapotranspiration réelle	mm	Calculée
$FONTE(z,j)$	Lame de fonte	mm	Calculée
$F_{base}(z,j)$	Lame de fonte à la base du manteau	mm	Calculée
$F_{pluie}(z,j)$	Lame de fonte induite par la pluie	mm	Calculée
$F_{pot}(z,j)$	Lame de fonte potentielle, c'est-à-dire maximale	mm	Calculée
$FracNeige(z,j)$	Fraction solide des précipitations (entre 0 et 1)	-	Calculée
$G(z,j)$	Etat du stock de neige	mm	Etat interne
$G_L(z,j)$	Quantité d'eau liquide contenue dans le stock de neige	mm	Etat interne
$G_{\max}(an)$	Stock maximal de neige modélisé par le module neige pour une année *an* donnée	mm	Calculée
G_{seuil}	Quantité de neige au-dessus de laquelle toute la surface d'un bassin donné est recouverte de neige	mm	Paramètre
G_{50}	Médiane des $G_{\max}(an)$ sur le nombre d'années disponibles	mm	Calculée
K_f	Facteur de fonte	$mm.°C^{-1}$	Paramètre
K_{f_base}	Lame d'eau fondue à la base du manteau quand toute la surface est recouverte de neige	mm	Paramètre
K_{regel}	Facteur de regel de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux	mm.°C-1	Paramètre

Nomenclature	Définition	Unité	Type
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau (valeur usuelle de 2501 kJ.kg^{-1} à 0°C)	kJ.kg^{-1}	Constante physique
L_f	Chaleur latente de fusion de la glace (valeur usuelle de 334 kJ.kg^{-1} à 0°C)	kJ.kg^{-1}	Constante physique
$Lame_eau(z,j)$	Quantité d'eau liquide s'écoulant du module neige (somme de la pluie liquide et de la fonte)	mm	Calculée
N_Z	Nombre de bandes d'altitude considérées	-	Paramètre
$p_{enneigé}(z,j)$	Pourcentage de bassin ou de zone enneigé(e)	-	Calculée
$P(z,j)$	Précipitations totales	mm	Entrée
$P_G(z,j)$	Quantité de neige	mm	Calculée
$P_L(z,j)$	Quantité de pluie	mm	Calculée
ρ_G	Densité de la neige (évolue avec l'état du manteau ; 500 kg.m^{-3} pour un manteau neigeux mûr)	kg.m^{-3}	Constante physique
ρ_W	Densité de l'eau (1000 kg.m^{-3})	kg.m^{-3}	Constante physique
$QteN_{BV}$	Cumul annuel moyen de neige pour un bassin BV	mm	Calculée
$Ray(j)$	Radiation extraterrestre (utilisant la latitude et le jour julien)	W.m^{-2}	Calculée
$\mathrm{Regel}(z,j)$	Quantité d'eau liquide qui regèle dans le manteau	mm	Calculée
$\theta_{altitude}$	Gradient altitudinal de température optimisé pour chaque pays (cf. chapitre 5)	°C/100m	Entrée
$T(z,j)$	Température moyenne de l'air	°C	Entrée
$T_{\min}(z,j)$	Température minimale de l'air	°C	Entrée
$T_{\max}(z,j)$	Température maximale de l'air	°C	Entrée
T_f	Température de fonte	°C	Paramètre
T_{Gseuil}	Température seuil contrôlant le déclenchement de la fonte en fonction de l'état thermique du manteau	°C	Paramètre
T_{seuil}	Température seuil de répartition pluie / neige	°C	Paramètre
T_{50}	Température pour laquelle 50% des précipitations tombent sous forme solide.	°C	Paramètre
ΔT_s	Intervalle de température (autour de T_{50}) pour lequel un mélange pluie-neige existe	°C	Paramètre
$V_{\min}$	Vitesse minimale de fonte (quand le stock de neige est très faible)	-	Paramètre
Z_{med_BV}	Altitude médiane d'un bassin donné	m	Entrée
$Z_{\min}$	Altitude minimale d'un bassin donné	m	Entrée
$Z_{\max}$	Altitude maximale d'un bassin donné	m	Entrée
Z_z	Altitude médiane de la zone d'altitude z donnée	m	Entrée

Annexes I : Isotopes

Annexe I1 : Exemple de source thermominérale

La source thermominérale de Chorsin, à proximité de l'ancien cirque glaciaire et sa cascade éponymes. La source à gauche de la photo, riche en fer et tiède (environ 10-15°C), apparaît nettement avec sa couleur rouille, avant de s'écouler dans le ruisseau de Pierre Brune. Cliché G. Bouron.

Annexes de la partie IV

Annexe J: Données atmosphériques

Annexe J1 : Evolution des précipitations sur les stations sélectionnées

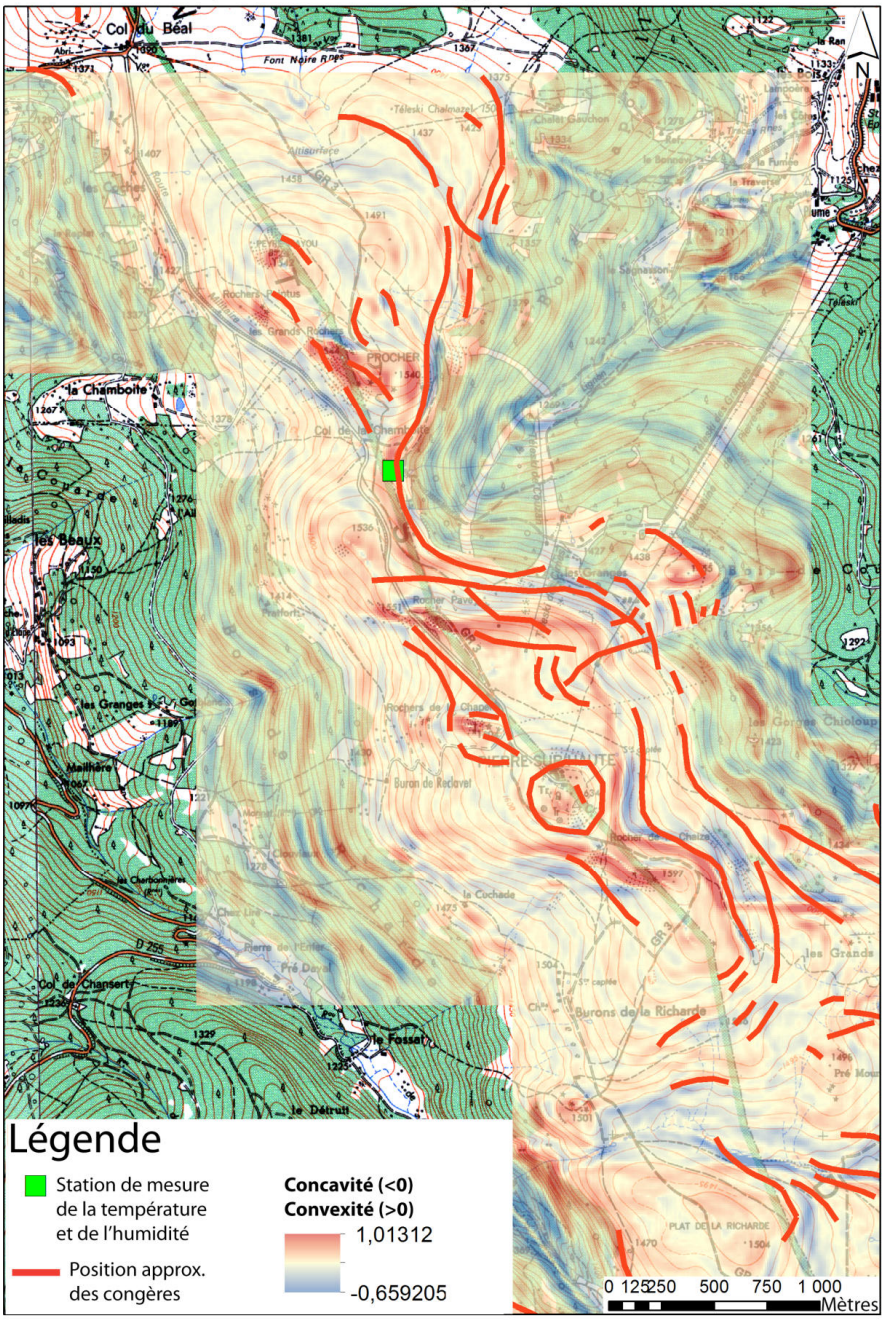
Station	Années disponibles	Tendance sur période
Chalmazel	2001-2012	y = 6E-05x + 89,114
Beal	2005-2012	y = 0,0008x + 71,279
Loge	1997-2012	y = -0,0019x + 177,68
St Antheme	1991-2012	y = -0,002x + 191,36
Valcivieres	1982-2012	y = 0,0016x + 38,27

Evolution des précipitations sur les stations météorologiques Météofrance des Monts du Forez.

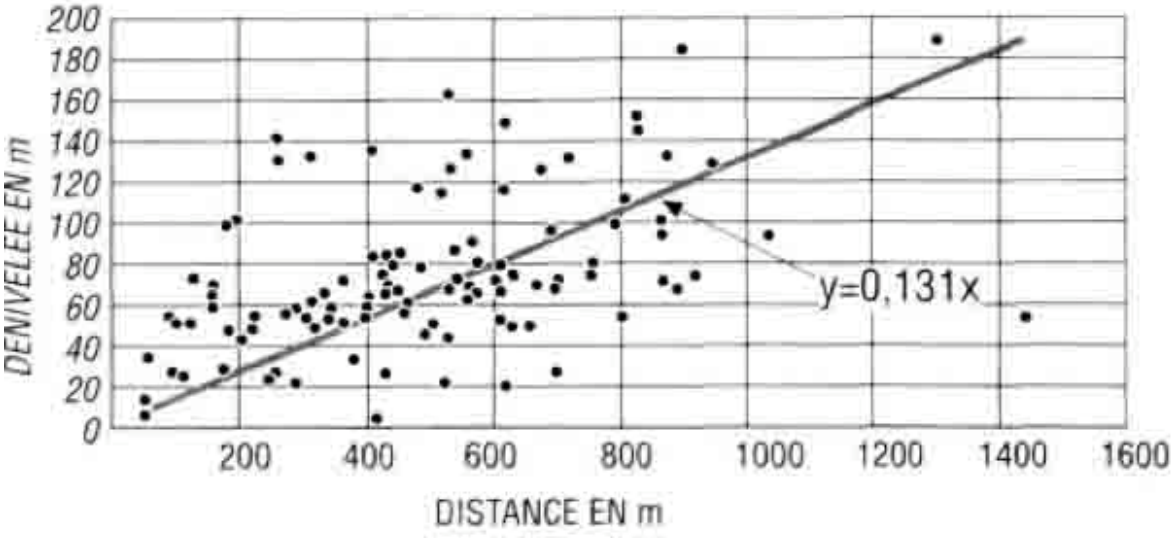
Annexes K : Equivalent en eau liquide de la neige

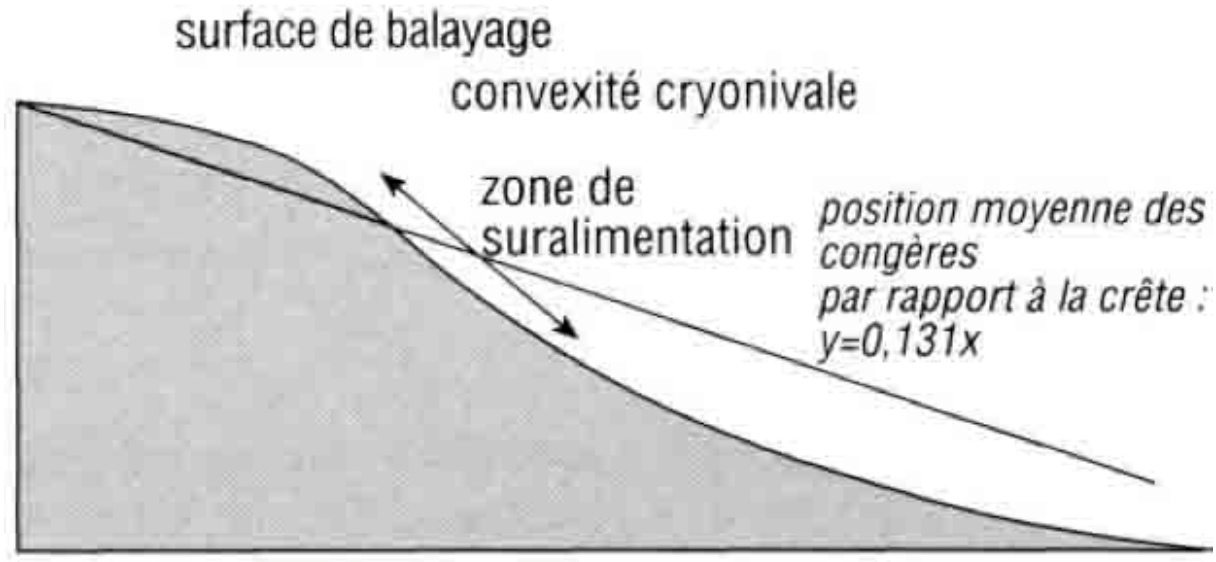
Annexe K1 : Relation entre les profils de concavité/convexité et les zones de congères

Relation entre la position des congères et la concavité/convexité



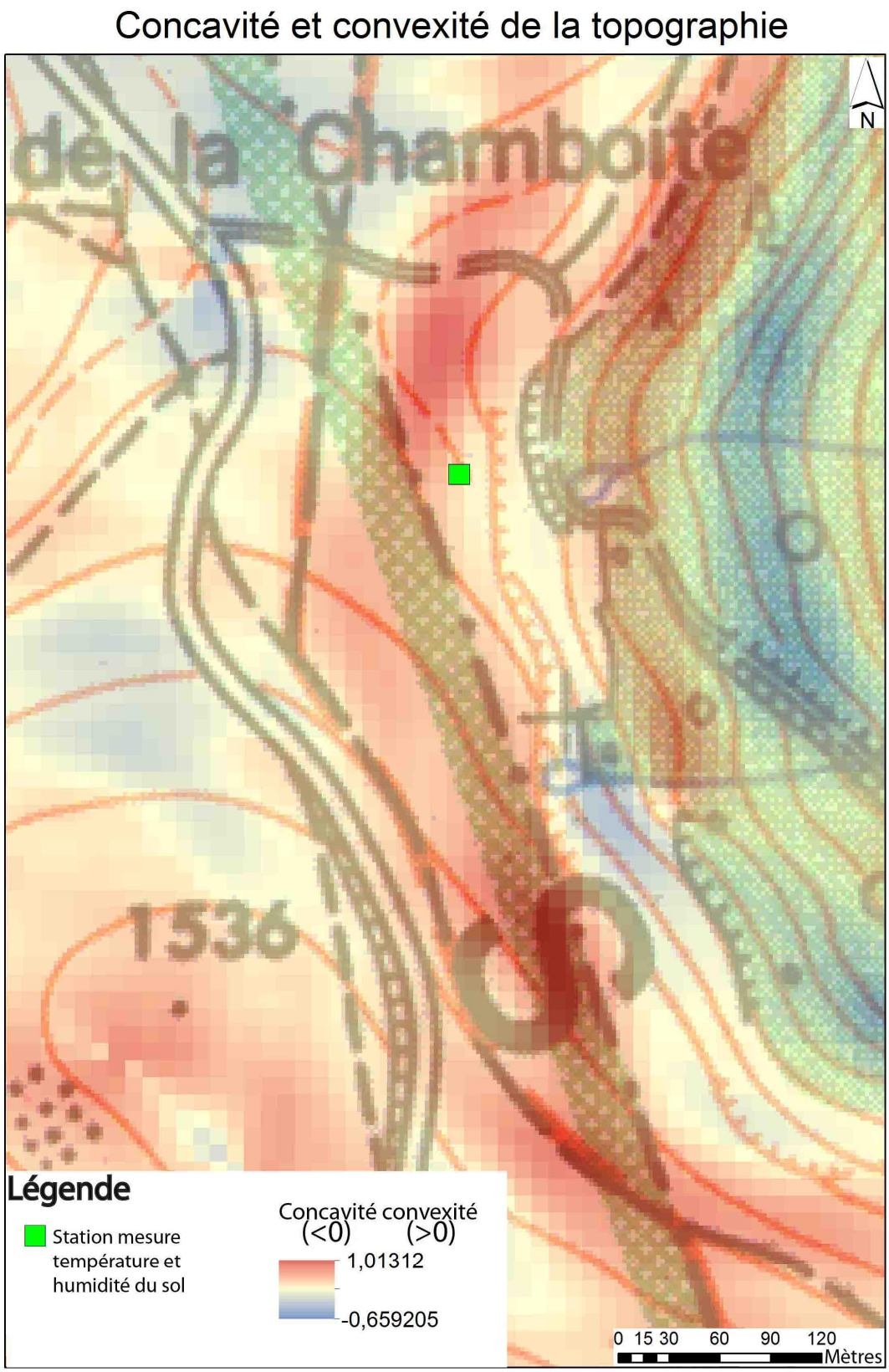
Représentation approximative des corniches et congères principales observées par le Crenam et relation avec le passage d'un profil topographique de convexe à concave : on observe une bonne superposition à l'échelle kilométrique, méthode développée par Bessenay C. et Etlicher B. [Bessenay et Etlicher, 1993 ; 1996] avec en plus une ligne de pente déterminée empiriquement pour définir le passage de convexe à concave. Ce n'est pas le cas ici où le statut de convexe à concave est défini par l'inclinaison relative des mailles du MNT entre elles.



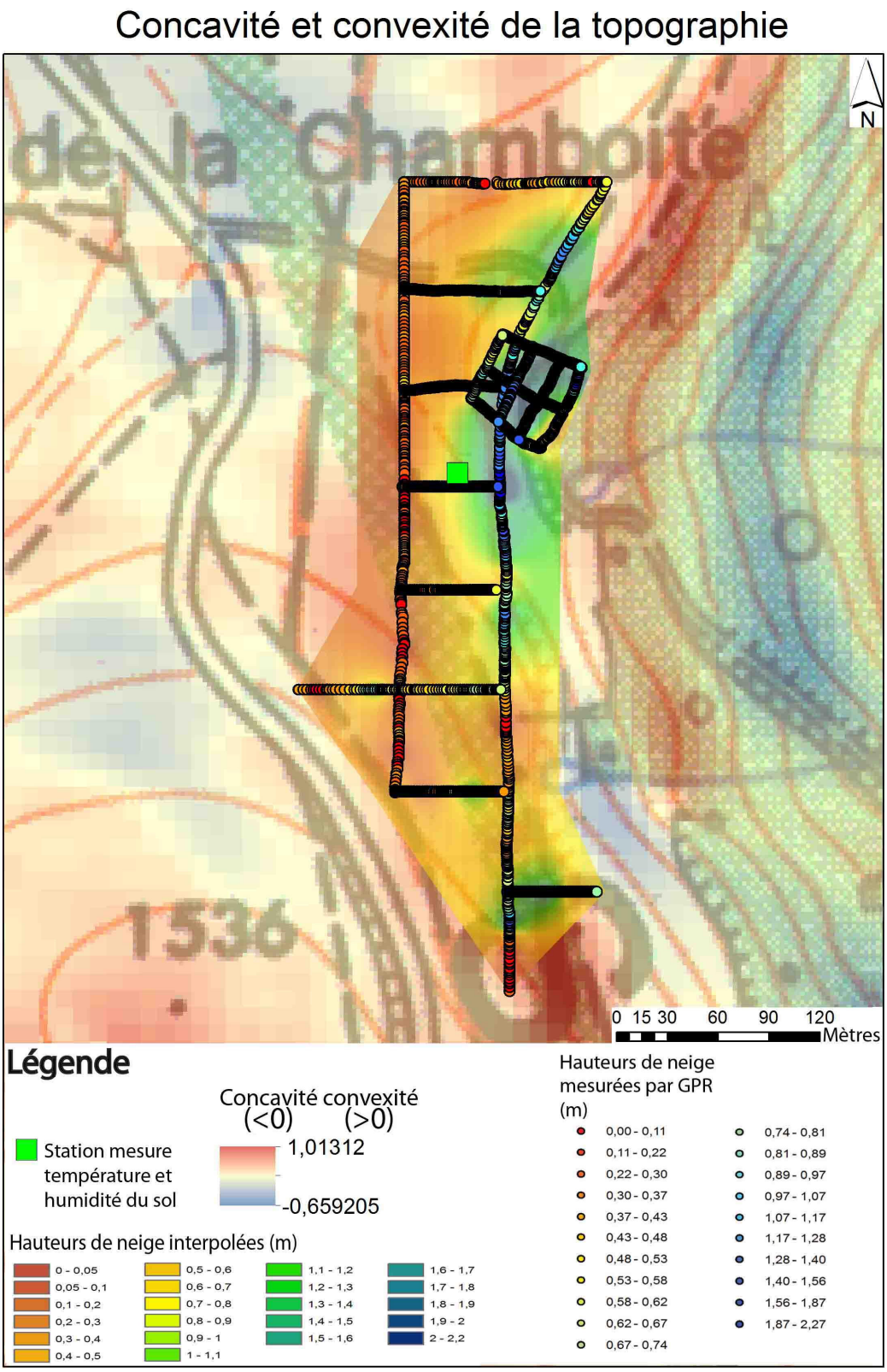


Principe de fonctionnement du modèle de suralimentation nivale développé par [Bessenay et Etlicher, 1993 ; 1996]. A l'échelle kilométrique et à celle de l'ensemble des Monts du Forez, la relation est bonne et les congères apparaissent à l'intersection entre la droite de convexité/concavité cryonivale et la topographie.

A l'échelle locale, la relation est moins précise, bien qu'elle soit évidente avec le biseau de la congère de la Chamboite. Ce type de modèle est une bonne perspective pour étudier la répartition des congères sur les Hautes Chaumes, mais surtout dans notre cas l'épaisseur théorique des congères.

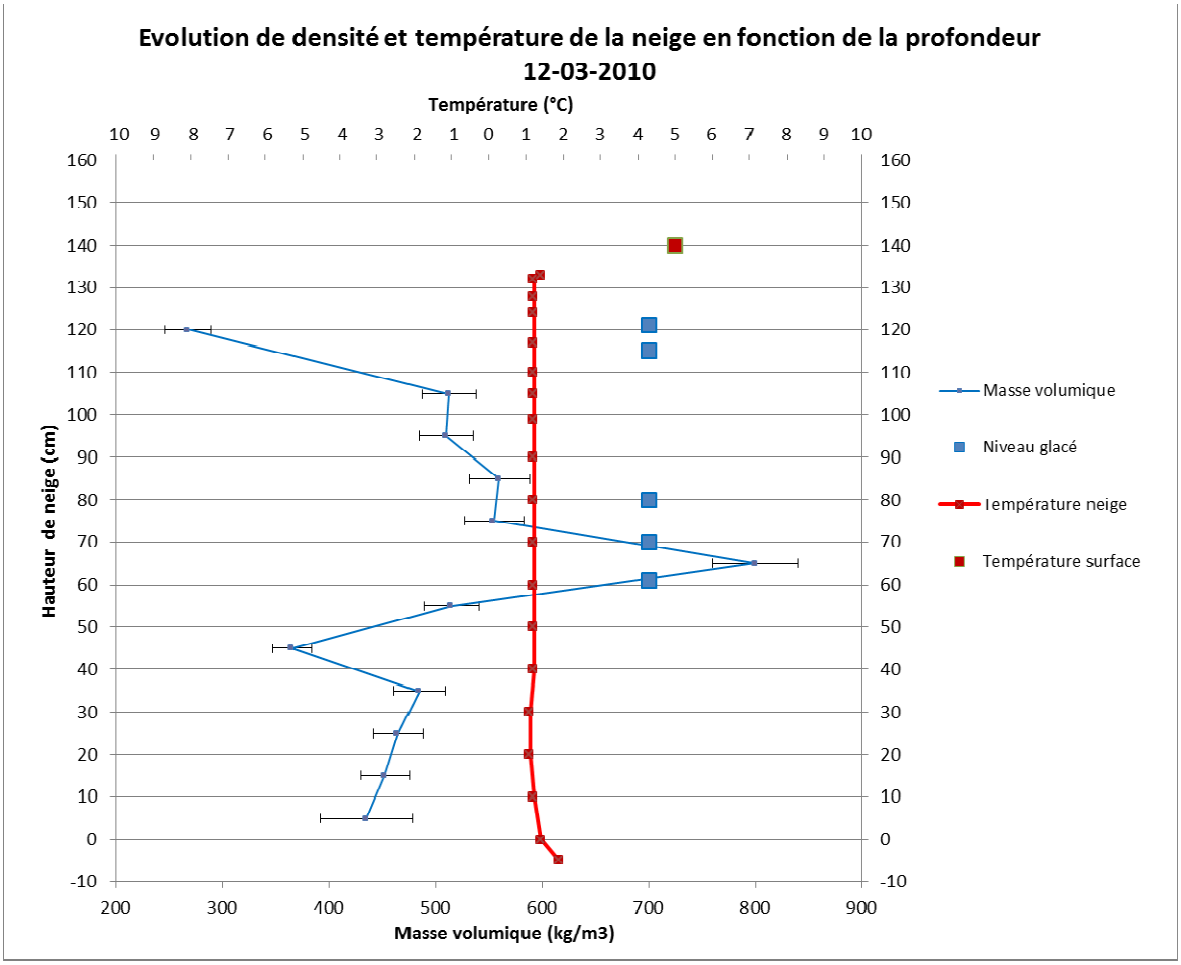


Détail de la topographie au niveau du Col de la Chamboite



Relation entre la concavité/convexité et les épaisseurs de neige au Col de la Chamboite. On voit qu'au passage d'une convexité à une concavité, on a souvent une zone de suralimentation qui épaissit le manteau neigeux. La congère de la Chamboite ne se produit pas forcément dans une concavité hectométrique, mais plutôt sur une « marche d'escalier » entre deux convexités. Ceci est vrai pour le MNT qui dispose d'une maille ne reflétant pas tous les détails du relief. Sur le terrain, on distingue tout de même une légère concavité sous la corniche de la congère, où passe le chemin au dessus de la source Nord du Lignon.

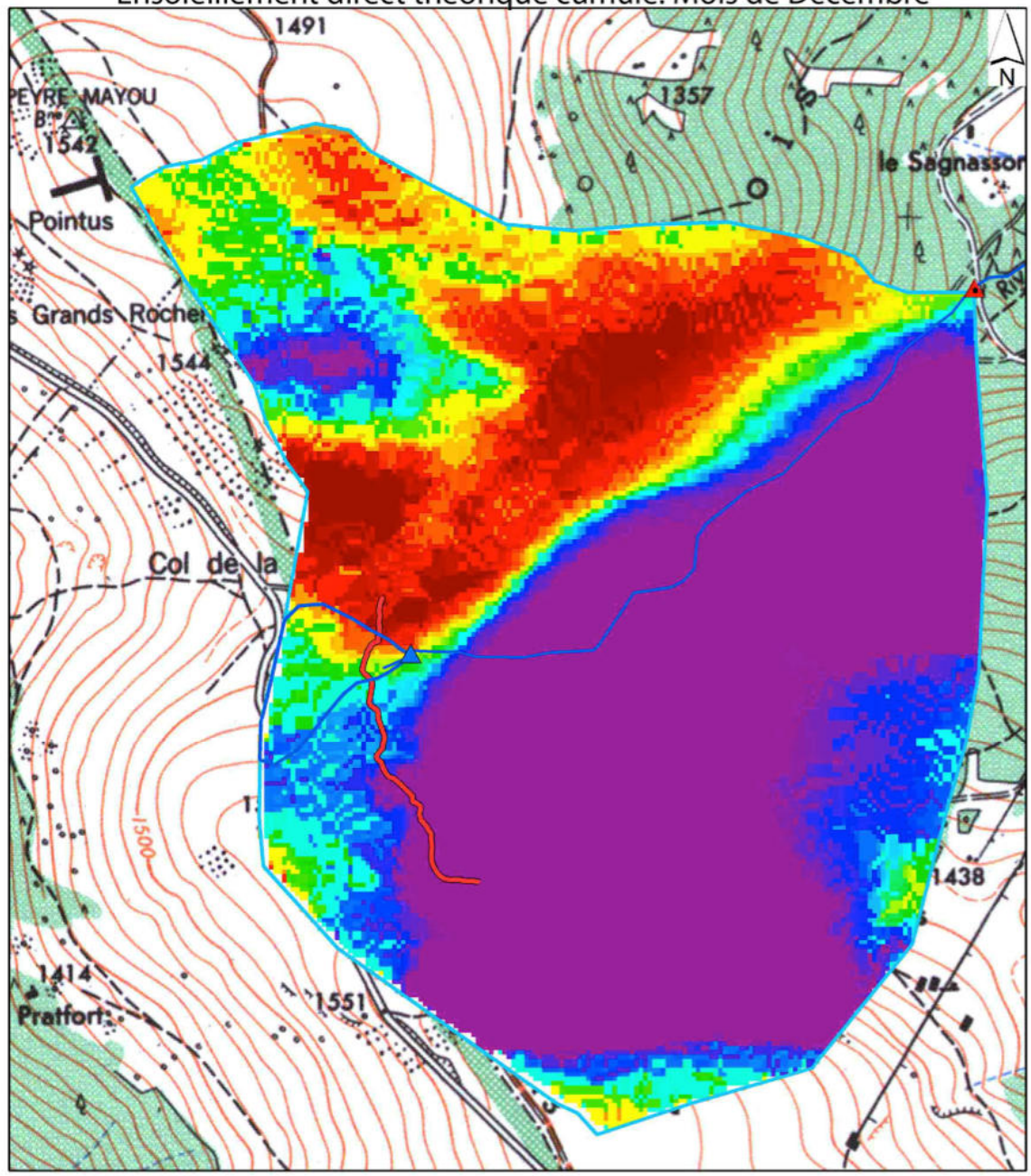
Annexe K2 : Profils de densité et température réalisés



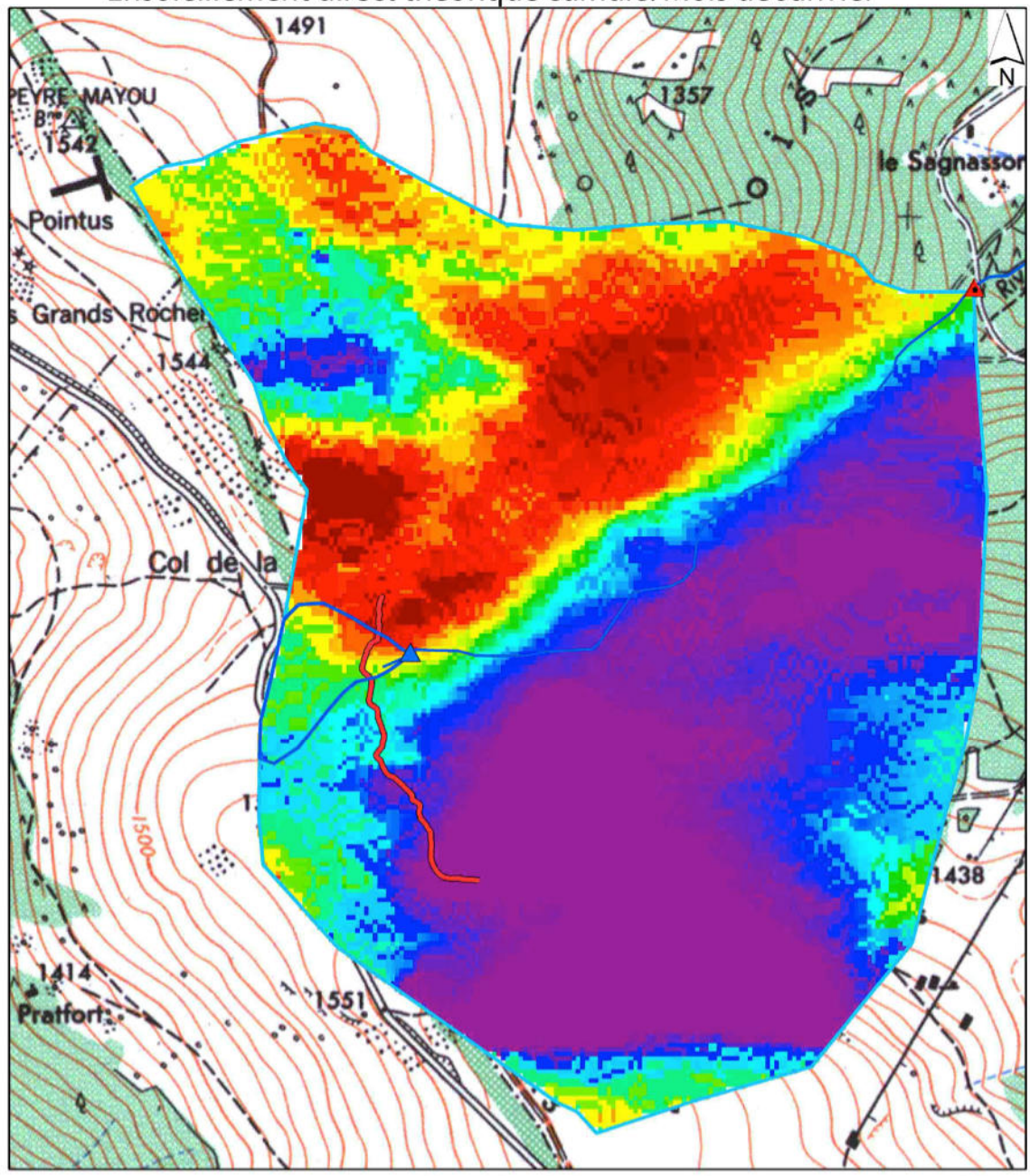
Profil de densité et température réalisé le 12/03/2010. Bien que la densité soit hétérogène et très élevée, le profil de température est caractéristique d'un manteau neigeux « mur » en cours de fonte. Comme expliqué pour la Figure 49, la précision réelle du thermomètre employé indique des températures surestimées d'un degré Celsius par rapport au graphique.

Annexe K3 : Répartition mensuelle chronologique de l'ensoleillement théorique sur les sous-bassins versants Q1 et Q3.

Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois de Décembre



Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois de Janvier



Légende

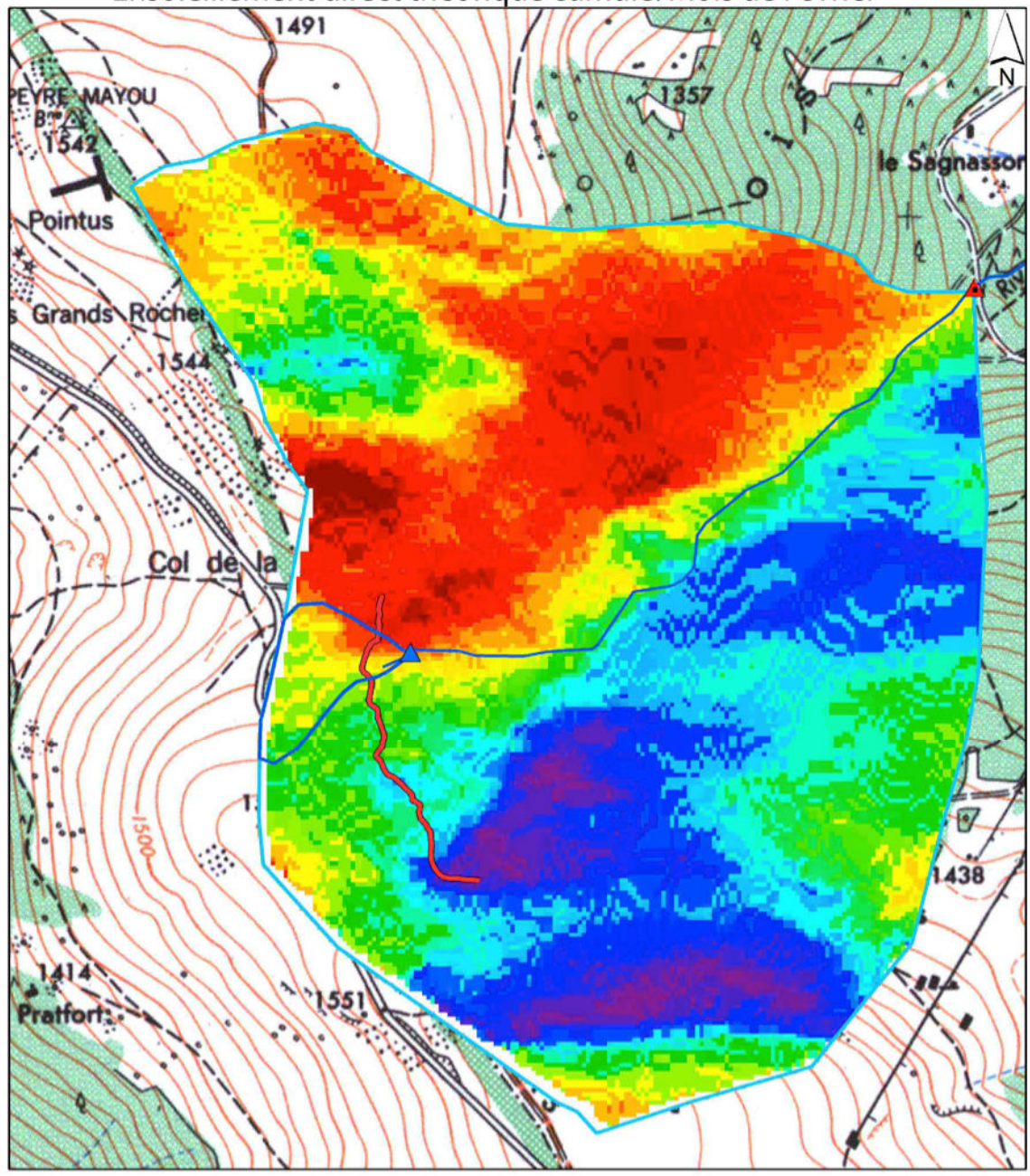
- Q1
- Q3
- Lignon N
- Position de la congère au 30/03/2012
- BVQ1
- BVQ3

0 125 250 500 750 1 000 Mètres

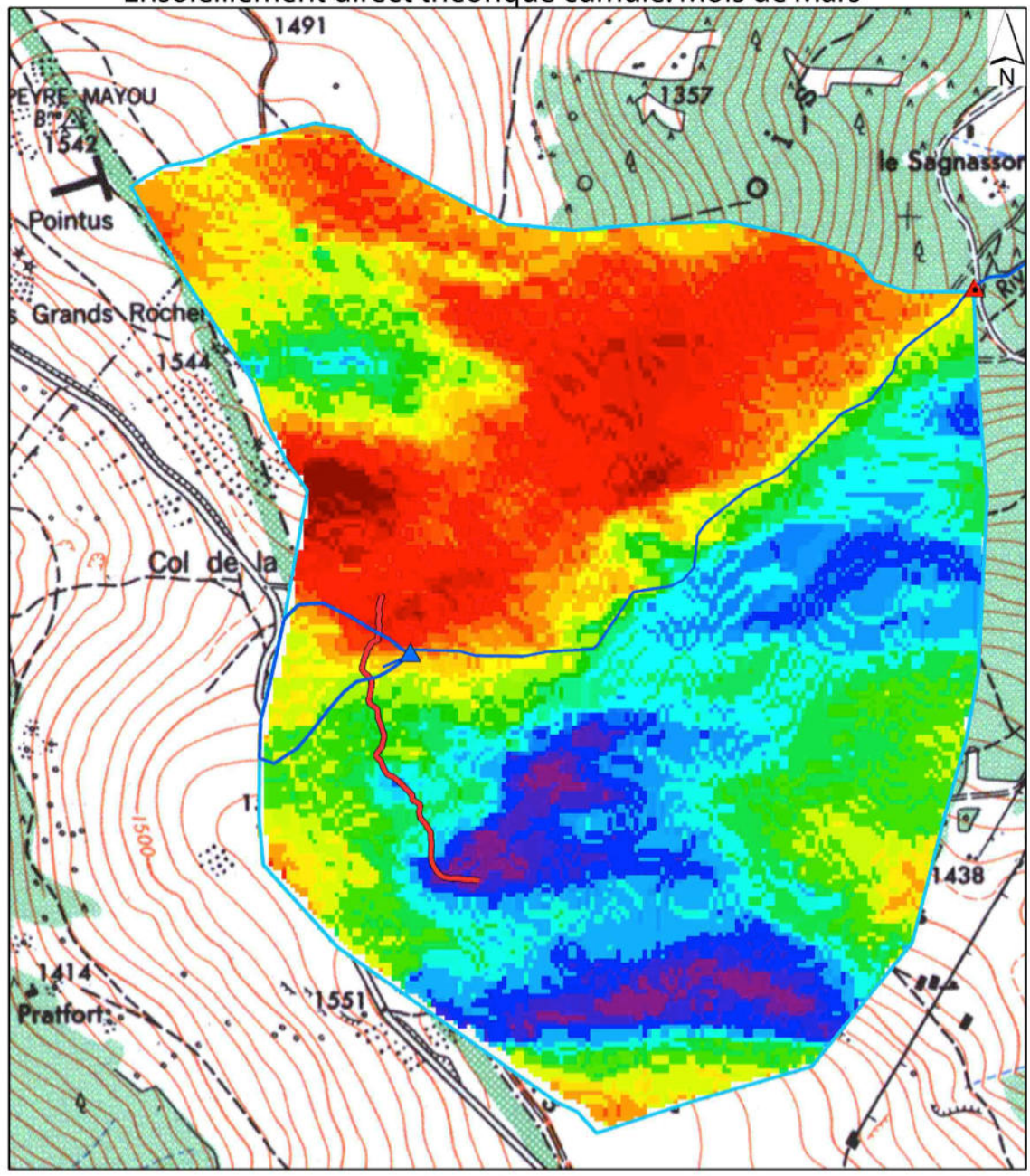
Ensoleillement direct (kWh/m²)

840
800
760
720
680
640
600
560
520

Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois de Février



Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois de Mars



Légende

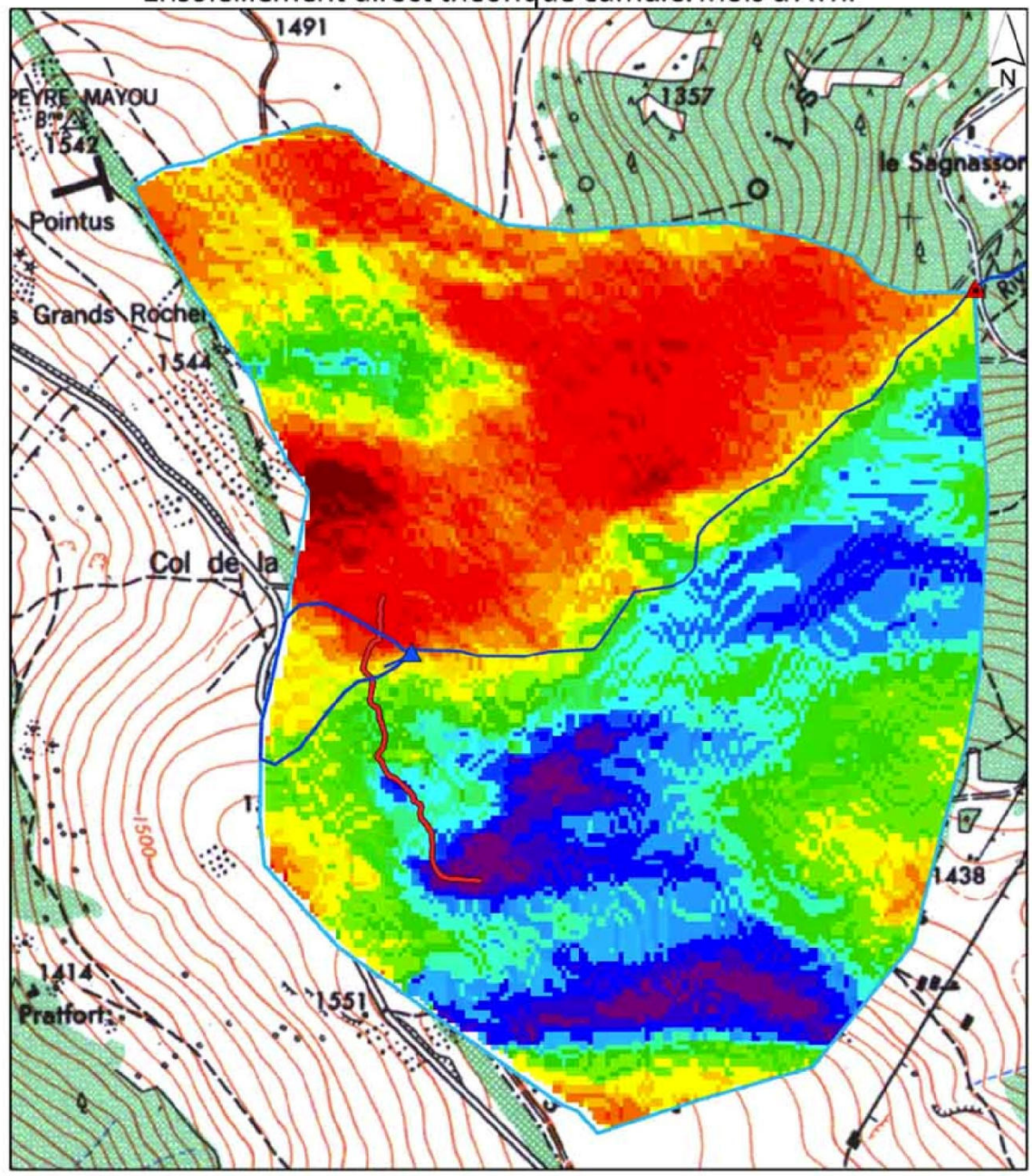
- Q1
- Q3
- Lignon N
- Position de la congère au 30/03/2012
- BVQ1
- BVQ3

0 125 250 500 750 1 000 Mètres

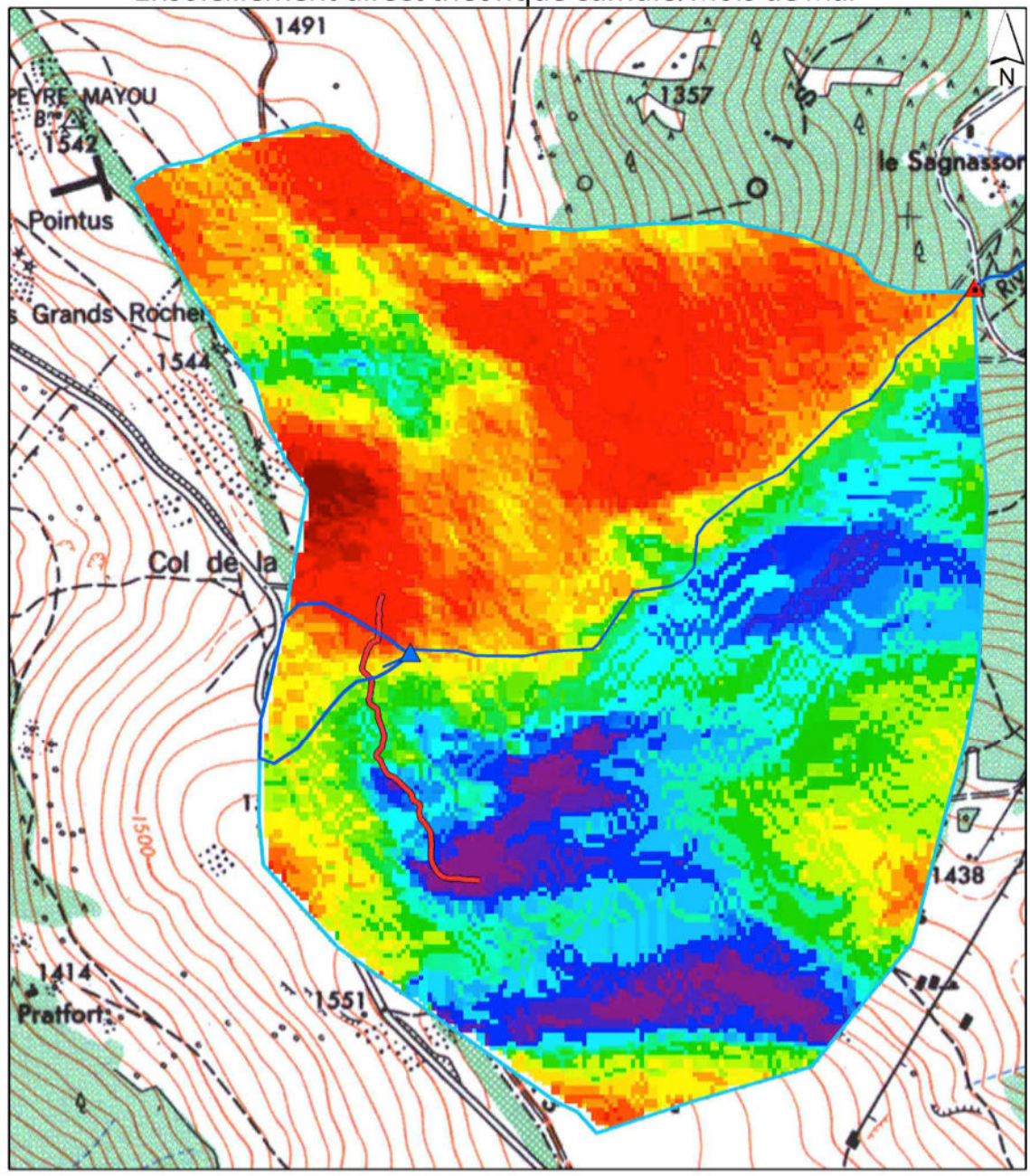
Ensoleillement direct (kWh/m²)

840
800
760
720
680
640
600
560
520

Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois d'Avril



Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois de Mai



Légende

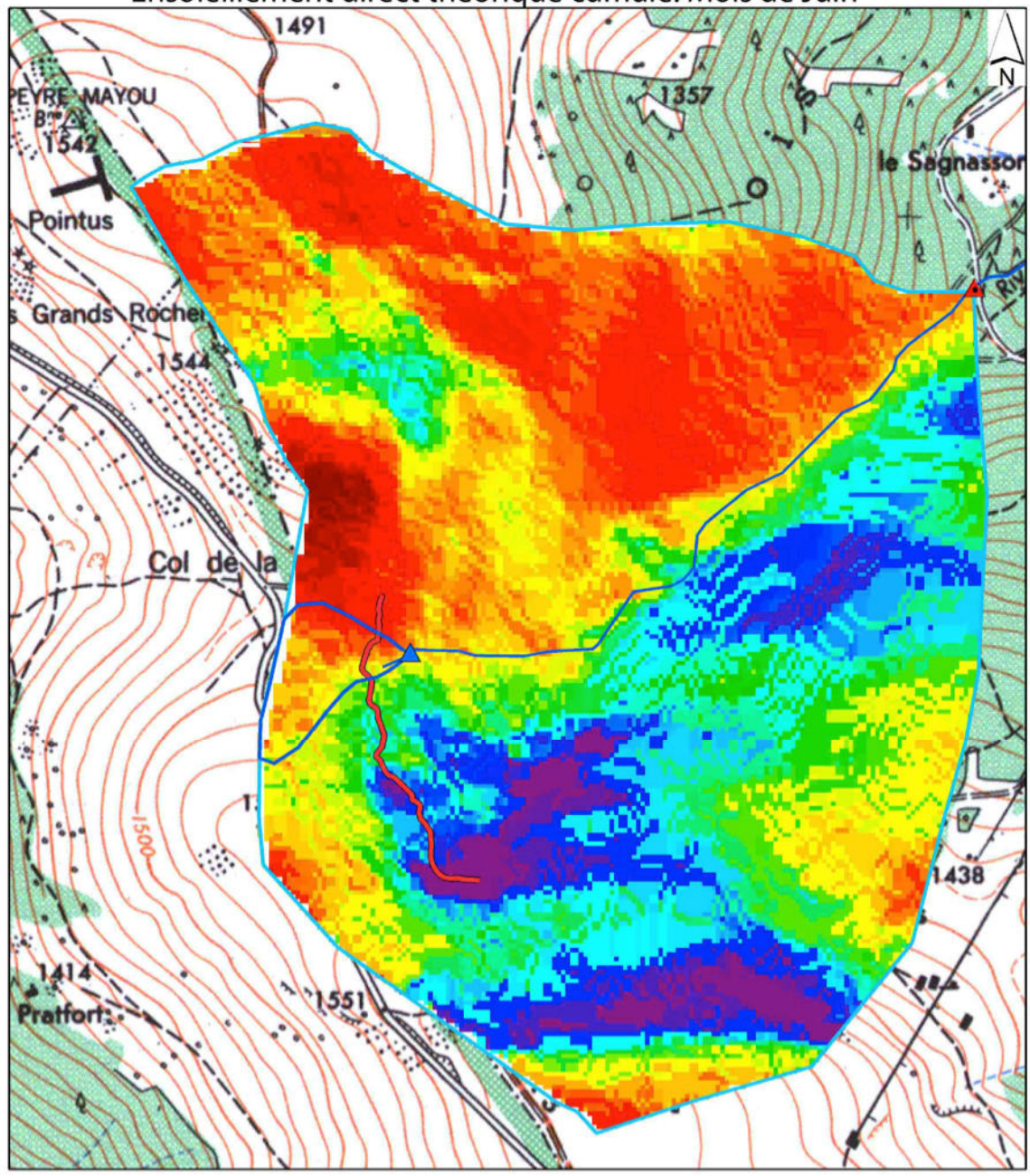
- Q1
- Q3
- Lignon N
- Position de la congère au 30/03/2012
- BVQ1
- BVQ3

0 125 250 500 750 1 000 Mètres

Ensoleillement direct (kWh/m²)

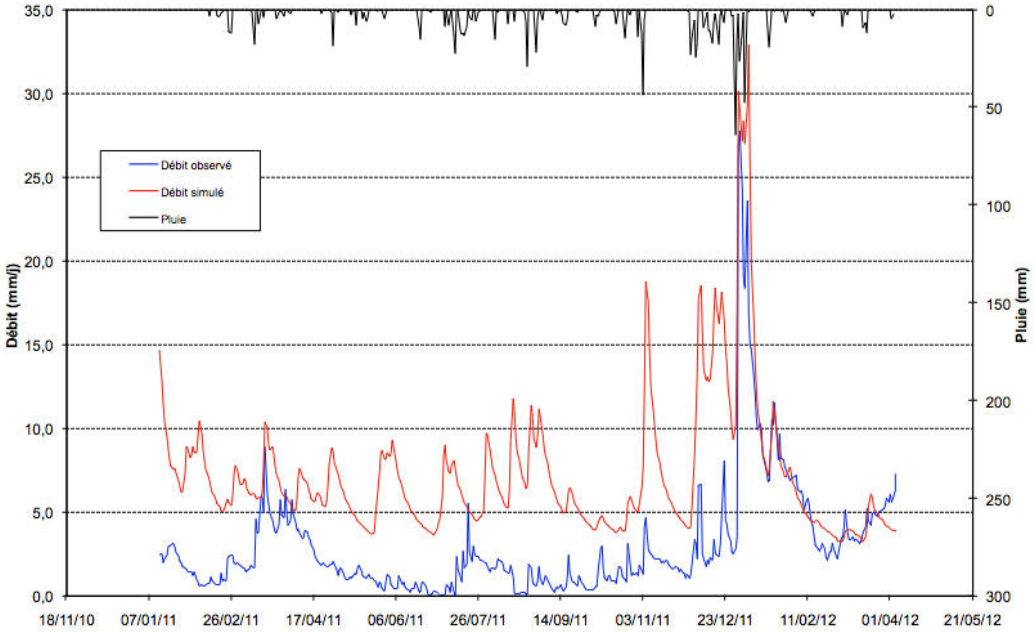
840
800
760
720
680
640
600
560
520

Ensoleillement direct théorique cumulé: Mois de Juin

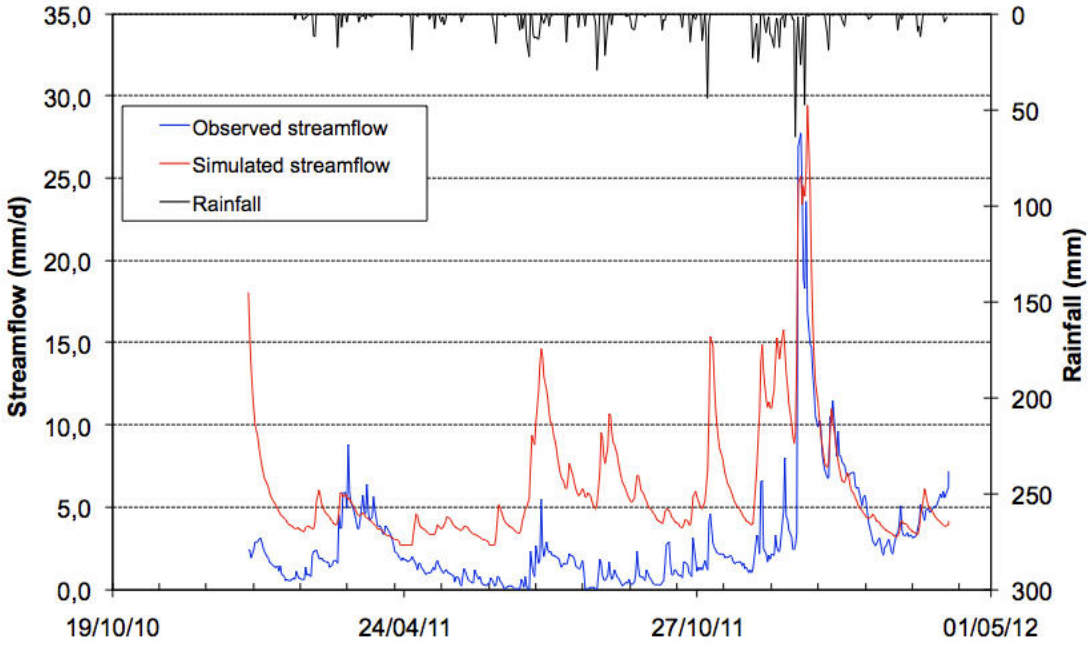


Annexes L : Modélisation et graphiques issus des simulations

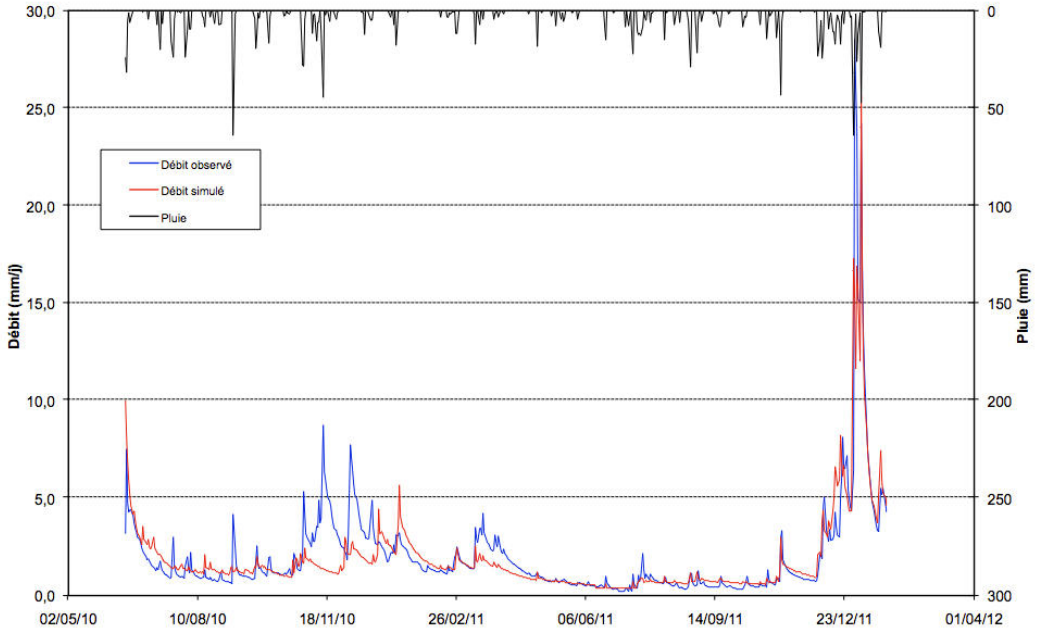
Annexe L1 : GR4J Q3 (14/01/2011 - 04/04/2012)



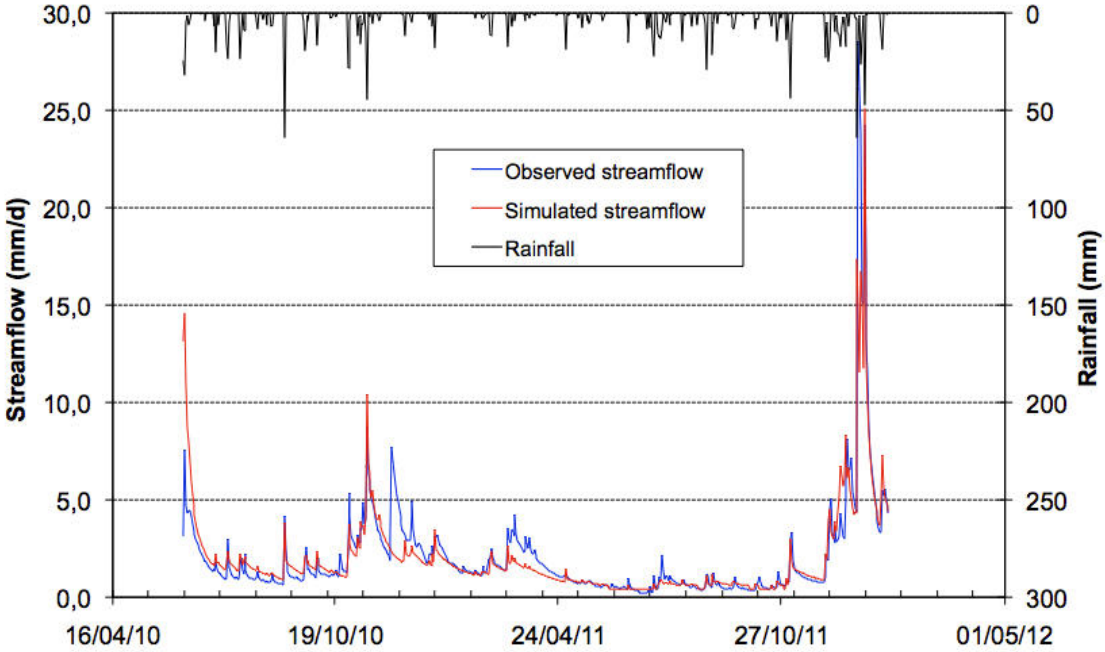
Annexe L2 :GR4J Cemaneige Q3 (14/01/2011 - 04/04/2012)



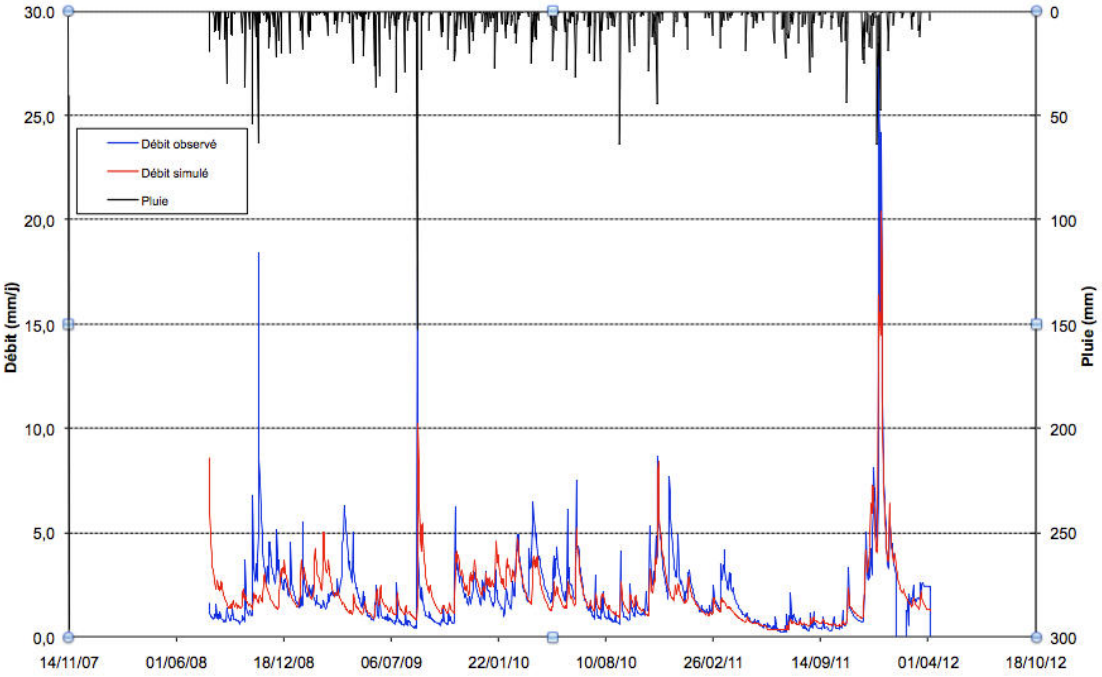
Annexe L3 : GR4J Q4 (15/06/2010-24/01/2012)



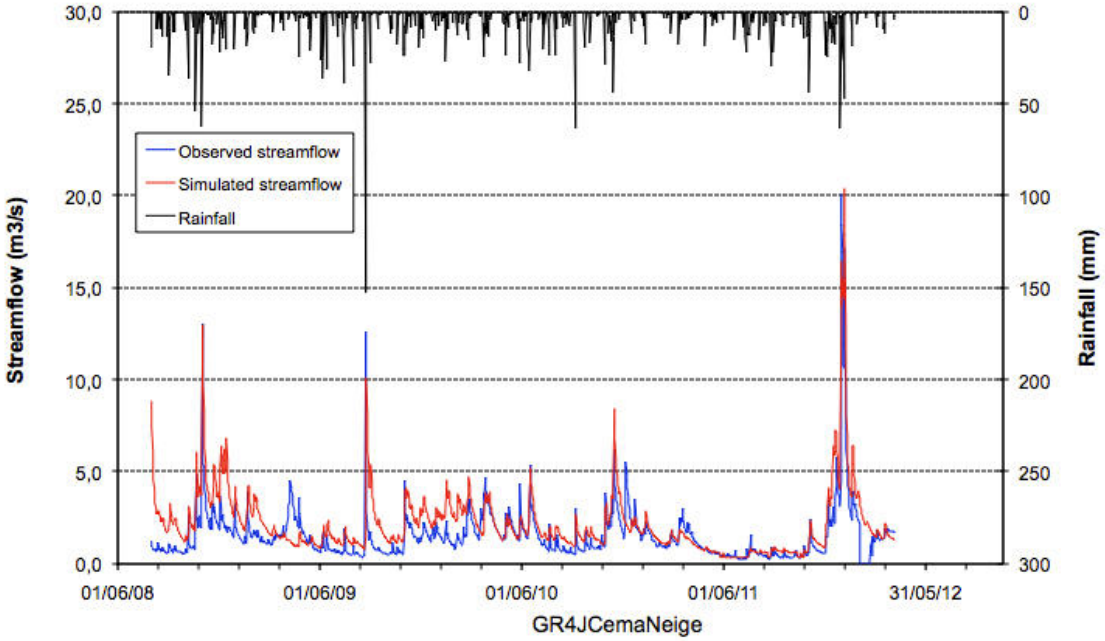
Annexe L4 : GR4J Q4 Cemaneige (15/06/2010-24/01/2012)



Annexe L5 : GR4J Q4 (01/08/2008-04/04/2012)

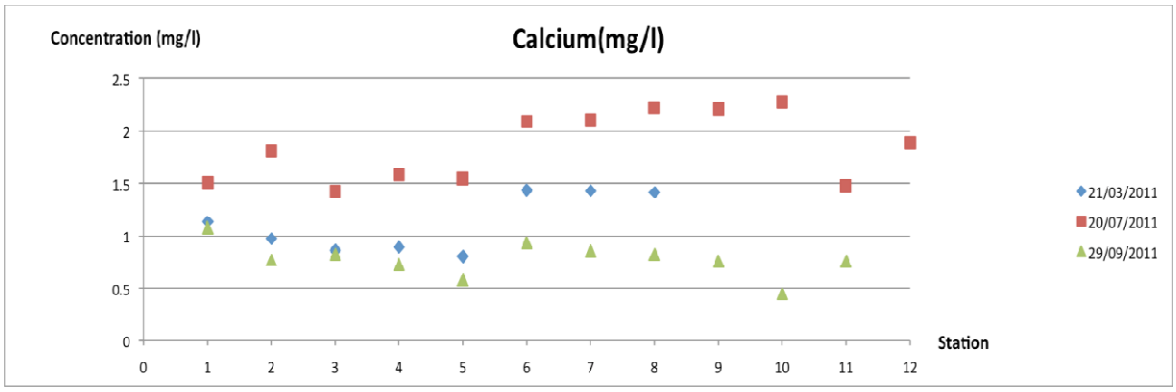


Annexe L6 : GR4J Q4 Cemaneige (01/08/2008-04/04/2012)

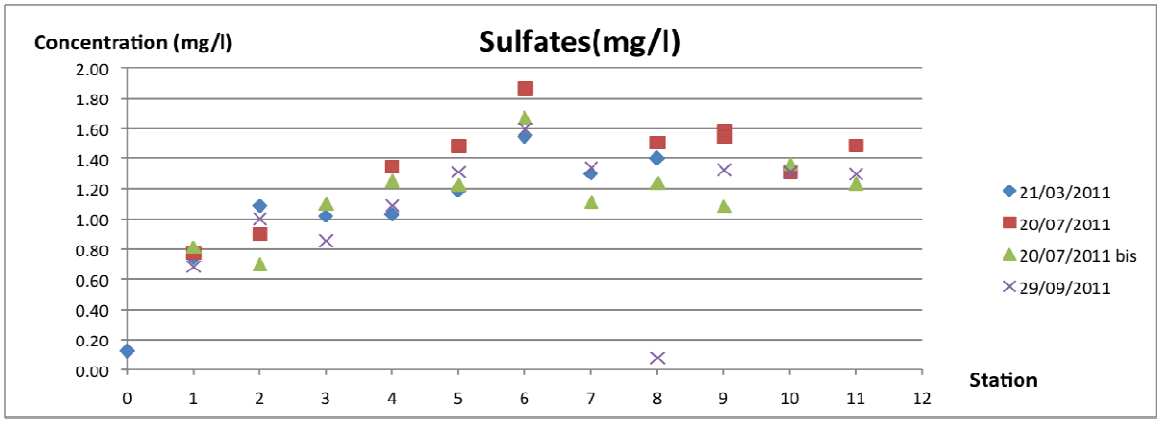


Annexes M : Géochimie et isotopes

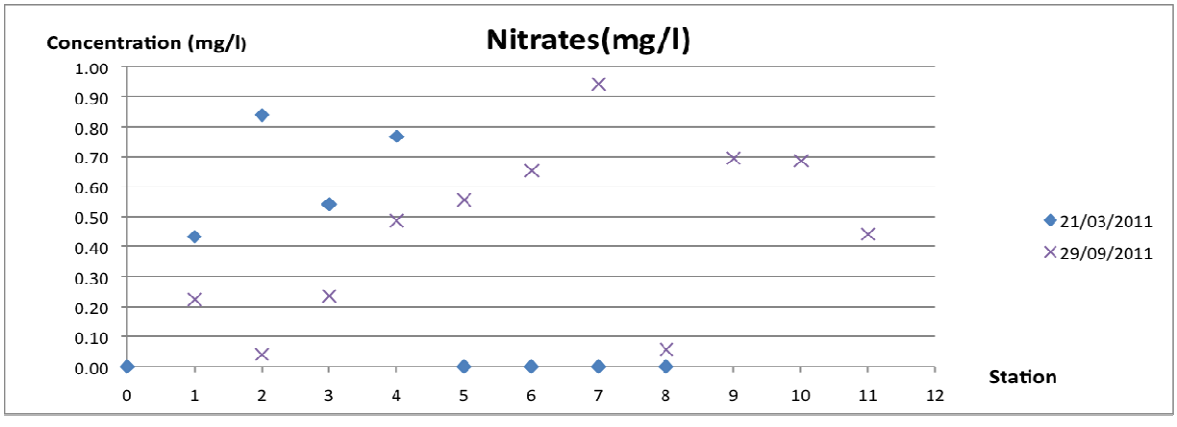
Annexe M1 : Représentation graphique de l'évolution du calcium.



Annexe M2 : Représentation graphique de l'évolution des sulfates.



Annexe M3 : Représentation graphique de l'évolution des nitrates.



Représentation graphique des concentrations des nitrates en fonction de la station de prélèvement, de l'amont vers l'aval. On se référera à l'annexe M4 pour disposer des analyses brutes et complètes. La station 0 correspond à un prélèvement dans la neige à Q1.

Annexe M4 : Tableau des analyses effectuées

Tableau des analyses des éléments chimiques majeurs

Echantillon	Date	Date ICP	Conductivité (µS)	pH	T(°C)	Tbis (°C)	Cl^- (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^+ (mg/l)	Si^{2+} (mg/l)
R1	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	0,29	ILD	0,77	ND	ND	ND	ND	ND
R2	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	0,57	0,05	0,90	ND	ND	ND	ND	ND
R4	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	0,60	ILD	1,34	ND	ND	ND	ND	ND
R5	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	0,81	ILD	1,48	ND	ND	ND	ND	ND
R6	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	2,10	ILD	1,86	ND	ND	ND	ND	ND
R8	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	3,88	ILD	1,51	ND	ND	ND	ND	ND
R9	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	3,97	ILD	1,58	ND	ND	ND	ND	ND
R9b	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	4,03	ILD	1,54	ND	ND	ND	ND	ND
R10	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	0,94	ILD	1,31	ND	ND	ND	ND	ND
R11	20/07/2011		ND	ND	ND	ND	2,74	ILD	1,48	ND	ND	ND	ND	ND
%Var-ICP										5	3	3	4	4
LD										0,01	1	0,002	0,3	0,002
LQ(3 x LD)										*0,03*	*3*	*0,006*	*0,9*	*0,006*
R1	20/07/2011	20/10/2011	9	5,2	7,8	7,9	0,29	ILD	0,81	1,5	<1	0,27	1,1	2,1
R2	20/07/2011	20/10/2011	12	5,6	7,7	7,4	0,57	ILD	0,70	1,8	<1	0,25	1,4	2,7
R3	20/07/2011	20/10/2011	12	5,1	8,4	8,2	0,54	ILD	1,10	1,4	<1	0,30	1,4	3,0
R4	20/07/2011	20/10/2011	13	5,1	8,7	8,5	0,57	ILD	1,25	1,6	<1	0,32	1,3	2,9
R5	20/07/2011	20/10/2011	13	5,2	8,9	8,7	0,62	ILD	1,22	1,5	<1	0,30	1,6	3,3
R6	20/07/2011	20/10/2011	21	5,8	9,7	9,5	2,14	ILD	1,67	2,1	<1	0,43	2,2	3,5
R7	20/07/2011	20/10/2011	29	5,6	9,8	9,6	4,87	ILD	1,11	2,1	<1	0,48	3,5	2,7
R8	20/07/2011	20/10/2011	26	5,6	9,8	9,6	3,89	ILD	1,23	2,2	<1	0,48	3,5	2,7
R9	20/07/2011	20/10/2011	14	5,1	9,9	9,7	3,74	ILD	1,08	2,2	<1	0,46	3,1	2,9
R10	20/07/2011	20/10/2011	14	5,1	9,9	9,7	0,99	ILD	1,36	2,3	<1	0,48	3,1	3,1
R11	20/07/2011	20/10/2011	21	5,5	10	9,7	2,63	ILD	1,23	1,5	<1	0,40	1,5	3,3
R12	20/07/2011	20/10/2011	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	1,9	<1	0,44	2,4	3,1
%Var-ICP										5,00	5,00	3,00	2,00	4,00
LD										0,00	0,01	1,00	0,01	0,05
LQ(3 x LD)										0,00	0,03	3,00	0,03	0,15
R1	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	0,61	0,22	0,68	1,08	1,45	<1	<1	2,139
R2	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	0,60	0,04	1,00	0,77	1,34	<1	<1	3,182
R3	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	0,74	0,24	0,86	0,82	1,09	<1	<1	2,395
R4	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	0,80	0,49	1,09	0,72	1,31	<1	<1	2,859
R5	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	0,87	0,56	1,31	0,58	1,27	<1	<1	3,766
R6	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	3,75	0,65	1,59	0,93	1,94	<1	<1	4,877
R6b	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	5,38	0,94	1,34	0,85	1,90	<1	<1	4,287
R8	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	0,31	0,06	0,08	0,82	1,84	<1	<1	3,737
R9	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	5,40	0,69	1,32	0,75	1,80	<1	<1	4,641
R10	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	3,49	0,69	1,31	0,45	1,51	<1	<1	3,664
R11	29/09/2011	18/04/2012	ND	ND	ND	ND	5,07	0,44	1,30	0,75	1,78	<1	<1	4,802
%Var-ICP										6	6	5	5	7
LD										0,01	0,06	0,01	0,06	0,005
LQ(3 x LD)										*0,03*	*0,18*	*0,03*	*0,18*	*0,015*
Neige	21/03/2011		ND	ND	ND	ND	0,25	ILD	0,12	ND	ND	ND	ND	ND
R1	21/03/2011	20/07/2011	20	6	4,5	ND	0,54	0,43	0,74	1,4	0,47	0,33	1,5	3,9
R1b	21/03/2011	20/07/2011	12,7	ND	ND	ND	0,88	0,78	1,28	0,9	0,24	0,20	1,3	3,4
R2	21/03/2011	20/07/2011	13	6,6	3,2	ND	0,65	0,84	1,08	1,1	0,25	0,17	1,4	3,4
R2b	21/03/2011	20/07/2011	15	ND	ND	ND	0,73	0,94	1,11	0,9	0,24	0,21	1,3	2,7
R3	21/03/2011	20/07/2011	ND	ND	ND	ND	0,71	0,54	1,02	0,9	0,19	0,20	1,3	3,0
R4	21/03/2011	20/07/2011	14,6	6,07	2,7	ND	0,78	0,77	1,03	0,9	0,28	0,21	1,3	2,7
R5	21/03/2011	20/07/2011	11,5	5,89	2,7	ND	0,76	0,00	1,19	0,8	*0,15*	0,20	1,2	2,7
R6	21/03/2011	20/07/2011	27,6	6,68	3,4	ND	3,84	0,00	1,54	1,4	0,28	0,35	3,3	3,1
R7	21/03/2011	20/07/2011	35	7,43	4,1	ND	6,39	0,00	1,30	1,4	0,31	0,36	4,3	3,4
R8	21/03/2011	20/07/2011	33,2	7,7	3,9	ND	5,77	0,00	1,40	1,4	0,31	0,36	4,1	3,3

Tableau des analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène

Echantillon	Date	$\delta^{18}0$	erreur O	$\delta^{2}H$	erreur H
R1	20/07/2011	-9,35	0,1668	-63,1911545	1,08
R2	20/07/2011	-9,63	0,1191	-63,6756858	0,67
R3	20/07/2011	-9,04	0,0892	-60,7097582	0,69
R4	20/07/2011	-8,87	0,1336	-59,5849121	0,71
R5	20/07/2011	-8,51	0,0514	-57,3541836	0,38
R6	20/07/2011	-8,84	0,0688	-59,3774477	0,79
R7	20/07/2011	-8,74	0,1063	-58,9566865	0,70
R8	20/07/2011	-8,80	0,0163	-58,4392753	0,29
R9	20/07/2011	-8,75	0,0476	-57,8859898	0,43
R10	20/07/2011	-8,80	0,0339	-57,7954361	0,51
R11	20/07/2011	-8,94	0,0696	-58,4619444	0,59
R1	29/09/2011	-9,52	0,0506	-61,3939283	0,49
R2	29/09/2011	-9,56	0,0962	-62,4639855	0,41
R3	29/09/2011	-9,26	0,0950	-59,6803211	0,67
R4	29/09/2011	-9,08	0,1262	-60,2221973	0,81
R5	29/09/2011	-9,18	0,1225	-60,6753932	0,75
R6	29/09/2011	-8,96	0,1060	-58,6884257	0,60
R6b	29/09/2011	-8,90	0,0847	-58,4668574	0,74
R8	29/09/2011	-8,90	0,0632	-58,7405757	0,22
R9	29/09/2011	-8,82	0,0727	-59,4049622	0,49
R10	29/09/2011	-8,72	0,0962	-59,6070601	0,34
R11	29/09/2011	-8,78	0,0551	-58,9194909	0,35
Neige	21/03/2011	-8,77	0,1072	-59,1055926	0,33
R1	21/03/2011	-9,69	0,0278	-64,321216	0,23
R1b	21/03/2011	-9,39	0,0923	-61,6743246	0,55
R2	21/03/2011	-9,89	0,0608	-64,7227076	0,52
R2b	21/03/2011	-9,42	0,1974	-63,2791766	0,92
R3	21/03/2011	-9,37	0,0202	-63,0364861	0,53
R4	21/03/2011	-9,60	0,0703	-64,5966498	0,26
R5	21/03/2011	-9,61	0,1277	-64,336807	0,96
R6	21/03/2011	-9,55	0,1206	-63,6519178	0,73
R7	21/03/2011	-9,17	0,2105	-61,0396538	1,39
R8	21/03/2011	-9,35	0,0278	-62,4917967	0,82

Annexe M5 : Analyses issues de [Gal, 2005] (précipitations, isotopes et géochimie)

Date	T (°C)	± (°C)		RR (mm)	RR mois	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O$ pondéré mois	δD	δD pondéré mois	d-excess	d-excess mois
02/10/00	13.0	3.0		8.3		-9.3		-96.0		-21.8	
10/10/00	5.0	6.0		12.4		-10.9		-40.0		47.4	
11/10/00	11.0	1.0		2.1		-8.1		-61.0		4.1	
12/10/00	10.5			6.2		-6.7		-45.0		8.4	
13/10/00	9.0	3.0		33.1		-10.0		-78.0		2.1	
14/10/00	8.5			28.9		-4.1		-22.5		10.0	
14/10/00	10.0	3.0		16.5		-11.3		-73.0		17.6	
15/10/00	10.0	2.0		8.3		-10.6		-103.0		-17.9	
17/10/00	10.5			0.6		-12.4		-105.0		-5.6	
29/10/00	10.0			8.3	**124.6**	-4.4	**-8.3**	-31.0	**-58.6**	4.4	**8.0**
06/11/00	11.0			16.5		-11.3		-90.0		10.0	
12/11/00	4.3	5.4		26.9		-6.6		-44.0		8.7	
14/11/00	9.4			2.3		-9.3		-69.0		5.5	
15/11/00	9.4			2.1							
19/11/00	5.0	4.0		6.2		-7.7		-59.0		2.4	
20/11/00	8.0	4.0		5.2		-6.0		-47.0		0.8	
23/11/00	5.0	1.0		16.5		-15.3		-117.0		5.1	
24/11/00	5.0			7.2		-19.3		-151.0		3.6	
26/11/00	11.0			3.7	**86.6**	-8.1	**-10.2**	-61.0	**-75.3**	4.0	**6.4**
02/12/00						-16.1		-58.0		60.5	
08/12/00	9.5	2.5		9.9		-9.8		-60.0		10.0	
09/12/00	6.7			3.1		-9.7		-70.0		7.3	
25/12/00	6.0	1.4		7.2		-9.2		-121.0		-47.6	
30/12/00	0.8	0.3		7.2	**27.5**	-12.8	**-10.0**	-76.0	**-81.4**	26.2	**-1.2**
05/01/01	4.9	1.8		15.5		-9.9		-80.0		-0.8	
08/01/01	1.8	0.8	N	12.4		-10.6		-78.0		6.8	
10/01/01								-54.0		-54.0	
13/01/01			N			-8.0		-57.0		7.2	
14/01/01	5.2	5.2	N	11.4		-7.1		-53.0		3.6	
16/01/01	4.9	1.8	N	1.5		-8.3		-56.0		10.0	
17/01/01	12.8		N	2.1		-16.3		-120.0		10.2	
17/01/01	2.5	2.3	N	17.6		-16.6		-110.9		21.7	
19/01/01			N			-16.9		-127.0		7.8	
22/01/01	5.2	5.2		4.5		-7.6		-55.0		5.4	
28/01/01	1.5	1.0	N	11.4	**76.3**	-17.9	**-12.3**	-148.0	**-92.0**	-5.1	**6.5**
11/02/01	5.0	3.0		1.0		-10.7		-84.0		1.9	
14/02/01	1.4	0.9		1.0							
16/02/01	0.2	0.8		2.1		-11.4		-79.0		11.9	
24/02/01	5.4	2.0		3.1		-5.1		-31.0		10.0	
27/02/01	0.5	1.0	N		**7.2**	-13.7	**-7.0**	-88.0	**-47.9**	21.6	**8.0**
02/03/01	7.0	1.0	N	2.9		-9.7		-63.7		5.7	
08/03/01	8.9	1.0		19.0		-5.8		-77.9		-31.4	
10/03/01	11.3	0.8		6.2		-2.7		-26.0		-4.4	
11/03/01	11.3	2.0		19.4		-10.7		-32.2		53.4	
12/03/01	11.4	3.2		20.7		-10.5		-67.7		16.2	
16/03/01	9.0	1.5		14.5		-8.0		-51.8		12.2	
21/03/01	12.3	1.3		10.1		-7.7		-57.4		4.0	
29/03/01	10.6	0.1		4.1		-11.7		-93.8		10.0	
30/03/01	6.2	1.2	G	0.8	**97.7**	-9.6	**-8.5**	-84.0	**-57.3**	-7.0	**10.4**
04/04/01	12.5	3.0	G	0.4		-2.6		-44.0		-23.4	
07/04/01	11.5	3.1	G	1.9		-2.2		-24.0		-6.1	
08/04/01	7.3	2.3	G	0.8		-9.4		-61.2		13.9	
12/04/01	7.9	2.1	G	10.3		-5.8		-33.0		11.5	
15/04/01	7.0	2.0		6.4		-5.9		-48.0		-0.5	
19/04/01	6.7	1.9	N	5.2		-6.5		-54.0		-1.8	

Date	T (°C)	± (°C)		RR (mm)	RR mois	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O$ pondéré mois	δD	δD pondéré mois	d-excess	d-excess mois
21/04/01	2.3	0.5	N	5.6		-16.6		-135.0		-2.3	
23/04/01	8.1	4.0		1.0		-11.6		-86.0		6.7	
25/04/01	10.6	1.2		6.6		-5.6		-54.0		-9.4	
26/04/01				3.5		-2.0		-6.2		10.0	
29/04/01	12.0	1.0		2.7	**44.4**	-2.4	**-6.7**	-26.0	**-52.5**	-6.6	**1.1**
01/05/01	11.5	1.5		18.8		-8.2		-55.9		10.0	
02/05/01	8.8	1.9		14.5		-11.2		-79.8		10.0	
04/05/01	10.7	0.5		21.3		-9.7		-76.0		2.0	
05/05/01	9.1	1.3		25.8		-13.0		-10.0		94.1	
06/05/01	7.8	0.2		1.0		-7.7		-45.6		15.7	
09/05/01	14.2	0.5		19.4		-5.5		-25.3		18.5	
14/05/01	14.2	1.8	O	5.2		-5.3		-26.5		15.7	
15/05/01	12.5	1.5		17.6		-4.7		-21.3		16.0	
23/05/01	17.5	0.2	O	2.5	**126.0**	-5.1	**-8.7**	-36.2	**-41.4**	4.7	**28.2**
03/06/01	12.5	0.2		4.8		-5.2		-32.7		8.9	
08/06/01	21.0	1.0	O	3.1		-4.0		-20.3		11.5	
09/06/01	14.1	0.5		19.4		-5.2		-57.3		-15.3	
09/06/01	15.1	0.6		10.1		-8.6		-58.6		10.0	
10/06/01	13.5	0.4		24.0		-10.6		-67.7		16.8	
12/06/01	15.3	3.7		8.9							
13/06/01	21.2	2.0		1.4		-5.0		-33.5		6.7	
18/06/01				29.5		-5.8		-34.3		12.2	
28/06/01	19.1	0.1		1.4	**102.7**	-1.1	**-6.4**	1.0	**-44.8**	10.0	**6.5**
02/07/01	18.5	4.5		19.0		-8.4		-57.3		10.0	
03/07/01	23.5	0.5	O	2.7		-4.6		-39.0		-2.4	
08/07/01						-3.5		-39.0		-10.7	
14/07/01			O			-9.3		-87.0		-12.2	
14/07/01			O			-11.0		-71.0		16.6	
15/07/01						-12.2		-1.0		96.2	
18/07/01	13.0	1.0		9.1		-4.8		-32.6		5.7	
19/07/01	16.5	2.5		19.8		-9.0		-56.8		15.1	
23/07/01	20.0	2.0	O	11.0	**61.4**	-7.3	**-7.7**	-46.0	**-50.7**	12.1	**10.8**
05/08/01	22.7	11.0		12.4		-0.8		-1.1		5.0	
18/08/01	19.3	1.5		36.4		-1.9		-50.0		-35.0	
19/08/01			O	9.5		-3.3		-16.7		10.0	
19/08/01	16.5	1.0	O	0.8		-3.9		-11.3		20.0	
24/08/01				3.3		-3.5		-17.7		10.0	
31/08/01	18.5	6.0		36.8	**99.2**	-6.4	**-3.6**	-32.0	**-32.6**	18.9	**-3.7**
15/09/01	12.5	3.5		13.2		-8.2		-42.5		23.3	
29/09/01	13.5	1.0		22.5	**35.7**	-11.3	**-10.2**	-71.8	**-61.0**	19.0	**20.6**
07/10/01	15.0	1.0		39.5		-11.0		-90.5		-2.2	
14/10/01	14.5	3.6		15.1		-4.4		-55.7		-20.6	
18/10/01	14	2.5		17.6		-6.5		-42.6		9.5	
20/10/01	13	1		64.9		-5.4		-40.2		3.0	
23/10/01	11.9	0.3	O	11.4		-9.2		-59.8		14.1	
28/10/01	13.9	0.3		1.7	**150.0**	-2.1	**-7.2**	-6.4	**-56.4**	10.0	**0.9**
01/11/01	12.5	1.0		5.6		-4.6		-16.6		20.5	
08/11/01	9.0	1.0	N	1.2		-8.9		-53.4		17.7	
10/11/01	0.5	0.5		5.8		-11.6		-58.4		34.6	
13/11/01	4.0	1.5	N	2.9		-9.6		-69.7		7.5	
13/11/01	4.0	1.5	N	6.4		-11.4		-75.4		15.9	
23/11/01	2.5	0.1		1.7		-8.0		-52.6		11.2	
25/11/01	5.0	2.4		9.3		-4.4		-25.1		10.0	
26/11/01	4.4	2.2		4.1		-6.9		-40.7		14.8	
30/11/01	7.2	2.7		4.1		-4.7		-32.3		5.6	

Date	T (°C)	± (°C)		RR (mm)	RR mois	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O$ pondéré mois	δD	δD pondéré mois	d-excess	d-excess mois
30/11/01	3.4	1.1		20.2	**61.2**	-10.1	**-8.3**	-71.6	**-53.0**	9.1	**13.6**
14/01/02	1.3	5.0		4.1		-7.7		-46.4		15.3	
15/01/02			N	1.7		-7.7		-48.6		13.2	
16/01/02	-0.2	3.5	N	10.1		-10.4		-70.9		12.2	
24/01/02	8.5	1.5		3.1	**19.0**	-7.3	**-9.1**	-45.9	**-59.5**	12.2	**13.0**
01/02/02	11.2			0.2		-4.3		-33.5		1.2	
06/02/02	5.9	0.4	N	2.9		-11.1		-77.8		11.1	
14/02/02			N	5.4							
15/02/02				14.3		-11.9		-85.0		10.0	
20/02/02	2.0	2.0		5.4	**28.1**	-12.7	**-9.6**	-97.0	**-68.0**	14.3	**9.0**
01/03/02	5.8	0.7		8.1		-6.9		-45.7		9.7	
15/03/02	8.5	1.0		4.1		-9.4		-66.9		8.5	
24/03/02	3.0			1.2	**13.4**	-5.3	**-7.5**	-29.0	**-50.7**	13.2	**9.6**
09/04/02	13.0	7.0		4.5		-7.2		-43.9		13.7	
10/04/02	7.5	1.5		0.2		-7.6		-32.2		28.3	
13/04/02	7.4	0.2		5.8		-6.9		-35.6		19.7	
26/04/02	13.9	2.0	O	3.5		-0.3				2.4	
30/04/02	13.1	8.0		1.4	**15.5**	-2.4	**-5.1**	-2.8	**-26.9**	16.2	**13.8**
01/05/02	10.7	1.6		35.5		-7.5		-43.5		16.2	
02/05/02	7.0	1.0	N	11.8		-15.0		-112.1		7.5	
08/05/02	13.1	0.9		4.1		-7.3		-55.3		2.7	
10/05/02	10.2	1.5		4.3		-15.7		-108.3		17.3	
18/05/02	13.7	0.7		9.5		-5.0		-27.8		12.3	
23/05/02	11.5	1.7		43.2		-7.1		-41.8		15.0	
25/05/02	12.5	1.0		3.9		-4.3		-28.9		5.4	
27/05/02	13.0	0.5		2.7	**115.1**	-5.5	**-8.0**	-43.8	**-50.9**	0.3	**13.3**
03/06/02	18.2	0.8	O	18.6		-2.8		-11.6		10.7	
04/06/02	15.8	0.8		2.5		-1.6		-11.6		1.0	
05/06/02	14.5	1.0	O	6.8		-2.7		-23.9		-1.9	
05/06/02	14.7	0.2	O	2.9		-9.4		-80.1		-4.7	
06/06/02	12.5	1.0	O	5.6		-5.7		-42.3		3.4	
08/06/02	12.5	1.0		5.6		-9.2		-66.9		6.5	
15/06/02	24.1	0.9		14.5		-4.0		-43.1		-10.7	
24/06/02	19.7	1.3		20.0		-5.4		-30.1		13.1	
24/06/02	18.4	1.0		16.5		-5.3		-33.2		9.5	
25/06/02				3.1		-9.7		-58.9		18.5	
27/06/02	22.5	1.1	O	9.3		-4.5		-25.1		11.1	
28/06/02	19.2	0.5		110.0	**215.4**	-4.4	**-4.6**	-19.3	**-25.8**	15.9	**11.2**
05/07/02	15.5	0.5		4.3		-5.3		-53.2		-10.9	
09/07/02	21.5	2.1	O	7.9		-0.9		-12.9		-5.4	
10/07/02	16.4	1.2	O	4.2		-6.6		-42.0		10.9	
13/07/02	19.5	1.0		17.6		-4.9		-29.8		9.5	
14/07/02	14.0	0.5		7.2		-8.1		-57.7		6.8	
15/07/02	14.9	0.1		27.0		-4.0		-24.9		7.5	
16/07/02	16.0	1.0		15.3		-4.9		-30.4		8.9	
17/07/02	15.7	0.5		4.1		-2.6		-17.1		3.4	
21/07/02	19.2	0.4		2.5		1.0		3.8		-4.4	
06/08/02			O	24.5	**114.6**	-2.6	**-4.0**	-24.7	**-28.4**	-4.2	**3.6**
20/08/02	18.4	0.6		5.2		-4.9		-33.5		6.0	
23/08/02	23.1	1.2	O	4.1		-3.4		-28.2		-1.3	
23/08/02	18.9	1.2	O	13.2		-4.9		-31.7		7.3	
24/08/02	16.3	0.5	O	3.7		-4.6		-20.2		16.3	
24/08/02	19.8	0.8	O	3.3		-4.1		-22.6		10.0	
26/08/02	18.4	0.8	O	40.0		-7.0		-47.8		7.9	

Date	T (°C)	± (°C)		RR (mm)	RR mois	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O$ pondéré mois	δD	δD pondéré mois	d-excess	d-excess mois
29/08/02	18.9	0.9		5.8		-5.9		-41.9		5.5	
31/08/02	20.0	0.3		19.0	**94.3**	-4.7	**-5.7**	-36.4	**-39.3**	0.9	**6.2**
03/09/02	18.6	1.6	O	4.8		-2.8		-21.8		0.8	
04/09/02	16.3	1.3	O	7.9		-4.4		-29.1		5.9	
05/09/02	15.7	0.4		14.3		-8.0		-58.8		5.4	
09/09/02	16.0	2.0		3.9		-7.9		-60.7		2.3	
19/09/02	19.2	1.2	O	16.5		-5.6		-43.2		1.3	
22/09/02	16.8	1.2		16.5		-5.9		-41.6		5.2	
23/09/02	11.0	1.5	G	4.5		-9.9		-64.5		14.4	
24/09/02	9.0	0.5		3.7		-12.1		-86.9		10.0	
27/09/02	10.1	0.5		1.7	**73.7**	-4.7	**-6.5**	-31.4	**-47.1**	6.3	**4.8**
04/10/02	14.2	0.3		6.4		-7.9		-51.3		11.5	
06/10/02	12.1			1.0							
08/10/02	10.2	3.8				-4.2		-36.1		-2.4	
11/10/02	10.6	0.7		8.9		-10.2		-75.9		6.0	
11/10/02	9.0	2.7		1.2		-9.7		-79.0		-1.6	
12/10/02	12.5	0.5		1.2							
15/10/02	11.7	0.2		1.0		-1.1		-19.4		-10.4	
16/10/02	17.2	1.3	O	9.3		-3.7		-24.4		5.2	
17/10/02	12.7	0.9	O	3.7		-8.4		-55.8		11.4	
17/10/02	14.7	0.8	O	3.5		-4.0		-21.7		10.1	
18/10/02			G	1.2		-5.5		-39.5		4.5	
21/10/02	15.4	0.5	O	3.9	**41.5**	-6.0	**-6.4**	-45.2	**-44.7**	3.2	**6.2**
02/11/02	14.7	1.2		9.3		-5.6		-47.1		-2.3	
06/11/02	7.5	1.0	G	21.7		-12.4		-94.6		4.8	
07/11/02	5.5	1.0		2.7		-6.6		-34.9		18.1	
10/11/02	9.0	1.0		6.4		-8.7		-63.8		6.2	
14/11/02	8.3	0.7		10.5		-9.6		-67.0		9.4	
15/11/02	10.0	1.0		6.6		-10.3		-79.3		3.1	
16/11/02	7.8	1.3		24.5		-16.7		-130.2		3.2	
21/11/02	11.3	1.0		2.7		-9.6		-83.8		-7.3	
24/11/02	8.0	0.5		60.0		-9.8		-72.9		5.5	
28/11/02	9.2	0.3		17.4	**161.7**	-8.3	**-10.7**	-59.4	**-80.6**	6.9	**4.9**
01/12/02	8.0	0.1		4.8		-15.9		-123.4		3.7	
03/12/02	8.0	0.5		2.5		-9.3		-73.9		0.6	
05/12/02	3.2	0.3	N	12.4		-10.4		-71.8		11.7	
06/12/02	2.9	0.1	N	12.8		-13.3		-91.8		14.7	
11/12/02	6.3	1.2		7.2		-12.3		-93.6		4.8	
12/12/02	4.9	0.8		13.0		-10.6		-82.6		2.3	
22/12/02	7.2	1.7		12.2		-8.6		-63.1		5.6	
27/12/02	9.3	1.2	O	25.0		-13.5		-106.6		1.7	
28/12/02	8.3	0.3		2.1		-10.8		-84.9		1.6	
31/12/02	7.4	1.1		8.9	**100.8**	-8.0	**-11.5**	-59.9	**-86.6**	3.7	**5.6**
04/01/03	7.5	0.5	N	1.0		-13.3		-103.7		3.0	
08/01/03	-2.7	1.10	N			-15.6		-118.8		6.1	
12/01/03	-6.2	1.4	N			-9.0		-74.0		-2.3	
19/01/03				2.9		-12.3		-102.5		-4.5	
21/01/03				7.0		-9.7		-77.4		-0.1	
23/01/03			N	8.1		-9.2		-65.6		8.0	
26/01/03			N	3.9		-6.9		-43.6		11.6	
29/01/03				4.1		-11.3		-80.4		10.0	
30/01/03			N			-10.1		-68.1		12.9	
31/01/03			N		**27.0**	-18.2	**-9.8**	-134.2	**-73.1**	11.4	**5.2**
03/02/03			N	11.2		-15.5		-122.9		1.1	
05/02/03	-0.6	0.6	N	9.1		-9.7		-55.5		22.3	

Date	T (°C)	± (°C)		RR (mm)	RR mois	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O$ pondéré mois	δD	δD pondéré mois	d-excess	d-excess mois
16/02/03	-3.1	0.7	N	1.9	**22.1**	-13.0	**-12.9**	-97.9	**-92.2**	15.8	**11.0**
06/03/03	10	0.5		8.3		-10.5		-77.0		7.2	
09/03/03	9.3	1.5		1.7	**9.9**	-4.7	**-9.6**	-37.3	**-70.4**	0.7	**6.1**
02/04/03	7.7	0.3	N	3.5		-6.5		-41.2		10.9	
10/04/03	5.8	1	N	9.1		-9.3		-60.1		14.4	
14/04/03	6.2	1.6		8.9		-5.2		-39.8		1.5	
19/04/03	14.6	0.9		0.6		-3.5		-30.5		-2.2	
30/04/03	16.6	1.5		2.7	**24.8**	-4.0	**-6.7**	-22.0	**-45.3**	10.0	**8.4**
13/05/03	14.2	0.9		1.2		-1.9		-9.1		6.1	
17/05/03	13	8		1.1		-2.1		-15.2		1.3	
18/05/03	14	2		0.4		-2.0		-15.4		0.6	
19/05/03	18.5	3.5		1.4		-3.6		-21.9		7.2	
25/05/03	10.6	0.8		33.9		-8.3		-53.6		12.8	
31/05/03	27.4	0.6		0.2		-2.9		15.6		38.5	
31/05/03	18.3	1.3		1.4	**39.8**	-0.3	**-7.4**	**7.4**	**-47.0**	10.0	**12.0**
02/06/03	19.3	0.7	O	3.7		-3.3		-26.0		0.5	
03/06/03	18.3	1.3		1.4		-0.4		-15.4		-12.2	
05/06/03	29	1	O	0.8		-0.7		-4.9		1.1	
14/06/03	25	1.5		4.5		-3.5		-21.5		6.5	
25/06/03	28.8	0.7	O	1.2		-1.1		-18.5		-10.0	
26/06/03	27.5	0.7		0.4	**12.2**	-0.4	**-2.5**	-1.5	**-20.1**	2.0	**0.3**
01/07/03	20	1.5	O	11.4		-3.9		-22.7		8.9	
04/07/03	20.5	1.4		3.9		-3.3		-54.8		-28.4	
12/07/03	15.8	0.8		2.1		-5.6		-37.7		7.3	
16/07/03	25.3	0.8		5.0		-1.9		-10.6		4.9	
20/07/03	30.1	0.5		0.8		-0.5		-23.2		-19.1	
21/07/03			O	18.4		-4.8		-28.2		10.0	
21/07/03	21.8	0.3	O	6.8		-4.1		-25.6		7.0	
24/07/03				6.0		-3.3		-22.5		3.9	
28/07/03				3.3	**57.6**	-4.5	**-4.0**	-32.7	**-27.0**	3.5	**4.8**
19/08/03	31.3			4.1		-3.0		-24.3		-0.4	
28/08/03	20	2.5	O	2.3		-3.2		-27.9		-2.3	
30/08/03	18	1.5		3.9		-5.3		-33.9		8.9	
31/08/03	17.3	0.5		0.6	**11.0**	-4.6	**-4.0**	-28.0	**-28.7**	9.1	**3.1**
05/09/03	18.6	3.2		4.3		-3.4		-21.1		6.3	
07/09/03	18.3	2.5	O	22.3		-6.0		-35.0		13.4	
09/09/03	15.2	0.7		5.4		-7.8		-59.0		3.0	
23/09/03	16.5	1		1.0		-3.9		-24.9		6.2	
28/09/03	14.9	0.4		9.3	**42.4**	-11.2	**-7.1**	-83.9	**-47.1**	5.3	**9.4**
01/10/03	17			7.2		-5.0		-39.3		0.5	
03/10/03	18.8	0.3		1.2		-6.1		-38.5		10.5	
05/10/03	10.6	2.5	N	20.7		-9.6		-63.9		12.8	
08/10/03	7.3	1.0		3.5		-5.6		-32.7		12.1	
13/10/03	15.8	0.5		3.5		-2.7		-15.1		6.2	
19/10/03	12.3	0.5		2.5		-9.7		-71.6		6.2	
24/10/03	5.0	3.0	N	13.4		-13.2		-97.7		17.7	
29/10/03	10.8	2.1		1.9		-12.2		-95.1		2.6	
31/10/03	11.2	2.7	O	16.7	**70.7**	-14.1	**-10.3**	-106.5	**-72.7**	6.1	**10.0**
02/11/03	11.4	1.1		1.7		-12.2		-85.5		12.2	
09/11/03	12.0	1.0		8.1		-5.6		-40.6		4.0	
12/11/03	8.4	1.1		5.0		-6.6		-41.6		11.5	
14/11/03	9.8	0.8		0.6		-9.3		-67.9		6.7	
16/11/03	9.6	1.5		15.5		-10.3		-71.1		11.2	
24/11/03	9.8	1.3		0.8		-8.3		-69.4		-2.8	

27/11/03	8.0	1.5		16.5		-15.3		-113.8		8.6	
Date	**T (°C)**	**± (°C)**		**RR (mm)**	**RR mois**	**$\delta^{18}O$**	**$\delta^{18}O$ pondéré mois**	**δD**	**δD pondéré mois**	**d-excess**	**d-excess mois**
30/11/03	8.5	1.0		9.9	**58.1**	-10.3	**-10.8**	-84.3	**-79.1**	-2.3	**7.0**
02/12/03	9.0	3.0		159.0		-14.5		-102.2		14.0	
07/12/03	1.5	0.3		3.1		-10.4		-67.3		15.5	
12/12/03	7.4	1.1		1.7		-5.5		-42.8		0.9	
31/12/03	5.4	5.4	N	17.0	**180.8**	-9.0	**-13.8**	-59.1	**-97.0**	12.6	**13.7**
02/01/04	0.7	0.7	N	12.0		-17.2		-123.1		14.3	
10/01/04	4.9	0.5		7.0		-9.7		-79.7		-2.3	
13/01/04	5.8	2.8		8.0		-10.3		-83.9		-1.7	
19/01/04	1.0	0.3	N	8.0		-20.1		-150.1		10.7	
20/01/04	6.3	1.0		8.0		-9.0		-72.9		-0.9	
23/01/04	3.0	1.4		6.5		-17.8		-139.5		2.9	
26/01/04	2.1	1.4	N	5.5	**55.0**	-15.5	**-14.4**	-124.0	**-110.5**	0.1	**4.3**
07/02/04	9.3	1.2		2.5		-2.9		-24.6		-1.4	
19/02/04	2.7	2.5	N	2.5		-9.0		-66.9		5.5	
23/02/04	5.0	4.9	N	40.0	**45.0**	-16.6	**-15.4**	-117.1	**-109.2**	15.5	**14.0**
04/03/04	3.7	2.7		2.0		-10.1		-75.1		6.0	
07/03/04	3.3	2.5		15.0		-10.7		-81.7		3.9	
13/03/04	5.8	0.9		33.0		-9.1		-63.7		9.5	
23/03/04	4.6	1.2		7.0		-6.8		-41.7		12.8	
24/03/04	2.2	1.7		5.5	**62.5**	-10.1	**-9.4**	-66.2	**-66.1**	14.9	**8.9**
07/04/04	8.0	1.0		6.0		-6.5		-43.3		8.4	
09/04/04	3.3	1.2		14.5		-11.7		-87.7		6.3	
14/04/04	13.1	0.4		1.0		-4.7		-31.8		5.5	
17/04/04	10.8	1.3		11.5		-12.1		-77.5		19.6	
23/04/04	10.8	0.2		10.5		-7.6		-57.2		3.4	
27/04/04	15.0	3.5	O	9.5		-3.9		-32.3		-1.2	
29/04/04	10.2	1.7		20.5		-8.5		-60.8		7.2	
30/04/04	10.5	2.0		1.5	**75.0**	-8.2	**-8.8**	-57.6	**-62.6**	8.2	**7.4**
02/05/04	9.7	0.7		1.5		-5.1		-40.9		-0.3	
11/05/04	15.9	1.1	O	7.5		-9.1		-71.9		1.3	
20/05/04	20.3	1.4	O	4.5		-1.8		-20.1		-5.9	
22/05/04	16.5	3.0		9.0		-3.6		-17.2		11.5	
27/05/04	18.5	1.0		3.0	**25.5**	-0.5	**-4.6**	1.9	**-32.9**	5.6	**4.0**
01/06/04	16.6	1.8		6.2		-2.9		-22.8		0.8	
11/06/04	23.2	0.8		4.5		-4.3		-32.1		2.4	
20/06/04	16.2	0.7		8.0		-6.2		-39.2		10.8	
22/06/04	16.5	1.5		4.0		-4.1		-33.6		-1.1	
23/06/04	17.9		O	24.5	**47.2**	-7.1	**-5.9**	-50.3	**-41.6**	6.4	**5.4**
moyenne							**-8.2**		**-57.6**		**8.0**

Tab. A.1 : pluviométrie (RR en mm) et composition isotopique (‰VSMOW) journalière et mensuelle pondérée à St-Just-St-Rambert (400m);
les mesures en grisé sont recalculées à partir de la GMWL;
les lettres O, N, G se réfèrent respectivement à des orages, de la neige et du grésil

Lieu	Période	Quantité (mm)	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Na	Mg	K	Al	NH_4	SiO_2	balance
Rochetaillée	02/12/03	229	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.31	n.d.	n.d.	0.39	n.d.	n.a.	n.d.	
Tarentaise	02/12/03	259	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.34	0.38	n.d.	0.40	n.d.	n.a.	n.d.	
St-Just-St-Rambert	07/2002-01/2003	613.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.61	0.41	0.05	0.45	n.d.	n.a.	0.04	
	02/2003-11/2003	348.5	n.a.	1.03	1.53	n.d.	1.81	0.61	0.20	1.22	0.07	n.a.	0.21	46%
	02/12/03	159	n.a.	0.03	0.12	0.39	0.21	n.d.	n.d.	0.19	n.d.	n.a.	n.d.	22,8%
	09-19/10/04	16.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.18	0.32	0.92	0.19	n.a.	0.33	n.a.	
	26/10/04	67	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.06	0.28	0.32	0.09	n.a.	0.37	n.a.	
	03/11/04	20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.02	0.09	0.14	0.03	n.a.	0.16	n.a.	
	04/11/04	23	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.02	0.13	0.13	0.03	n.a.	0.31	n.a.	
	30/11/04	13	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.08	0.33	0.79	0.19	n.a.	0.80	n.a.	
	30/11/04-01/12/04	3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.11	1.63	1.65	0.33	n.a.	0.04	n.a.	
	25-26/12/04	20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.13	0.70	0.83	0.14	n.a.	0.15	n.a.	
Sainte Marguerite [1,*]	03/1995-03/1996		1,2[a]	0,69	2,14	1,55	0,59	0,33	0,08	0,22	0,009			-32%
La Vialasse (Lozère)[2]	08/1998-12/1998		0,42	1,28	2,28	1,41	1,58	0,74	0,11	0,18		0,28		4,8%

[a] : 5 mesures seulement (13 pour les autres données)
[*] : conductivité variant entre 5 et 52µS/cm
[1] : Négrel et Roy, 1998
[2] : Celle, 2000
n.a. : non analysé
n.d. : non détecté

Tab. 9 : mesures (mg/l) de composés dissous et comparaisons avec des références géographiquement proches.

NNT : *2013 EMSE 0713*

Gaël BOURON

Thesis title : Mechanisms and effects of melting of snow accumulations on the hydrological functionning of the Lignon du Forez, Massif Central, France.

Key-words: Snow accumulations, Snow water equivalent, snowdrift, snow melting, runoff, soil moisture and temperature, snow-flows relationship.

The head of the Lignon du Forez catchment receive snowfalls both variable in time and space, giving unpredictable flows. Snowdrifts that are formed on the ridges of the watershed redistribute an additional precipitation contribution difficult to assess. The snow accumulations have a predominant role in the supply of streams and rivers, not only during the spring melt, and also during the summer low water. This snow-flow relationship is changed according to the season with variable exchanges between snow, soil and subsoil. During the winter, the winds favor the accumulation of large amounts of snowdrifts set up in depressions from the glacial history of the Massif du Forez. In place of an ice-cap and glaciers that covered the peaks and valleys of the Lignon during the ice age (Würm contemporary to the Alps), the snow cover, made especially by large snowdrifts, spread on an area of up to 20% of the watershed. The question of the hydrological effect of snow in the flow of the river is useful for the Lignon, a tributary of the Loire in the Forez plain, in which water demand is increasing.

This work proposes a methodology for an instrumentation based on several hydrological, geophysical and geochemical tools, to quantify the contribution of snowmelting proportions in the Lignon. This instrumentation is a monitoring of the different compartments / hydrological interfaces made up by atmosphere, snow, soil and rivers throughout the seasons.

The volume of snow precipitated and accumulated during the winter has been mapped on an experimental site near the sources of the Lignon, using a ground-penetrating radar. Snow, and especially the snow water equivalent, is fundamental to a better hydrological understanding of the sources of the Lignon, located directly downstream of a large snowdrift. This amount of water is stored during the cold season, to be returned during the spring melting. This return is heterogeneous in the top of the Lignon, due to the high spatial and temporal variability of parameters leading the melting.
The infiltration of water therefore produced is a key step in the hydrological behavior of the Lignon during the spring time, which can be potentially more affected by the freezing of the ground, which significantly increases surface runoff.

Soil structure near sources also explains the strong dependence of the sources of the Lignon towards snowfalls and rains. This dependence is especially noticeable at the snow melting, which changes with very short term the flows at the sources, specifically monitored using Time Domain Reflectometry probes.
This snow-rainfall-runoff relationship is further confirmed by a geochemical and isotopic study of the top of the Lignon, which highlights a predominant rain-snow surface supply, in comparison with the deeper water flows, and variable during the year.

This instrumentation method, adapted to the local scale hydrology, allows the corroboration of the results obtained with a good accuracy, while opening new opportunities for application to other altitude watersheds.

École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

NNT : *2013 EMSE 0713*

Gaël BOURON

Titre de la thèse : Mécanismes et effets de la fonte des accumulations neigeuses sur le fonctionnement hydrologique du Lignon du Forez, Massif Central, France.

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Mots clefs : Accumulation neigeuse, équivalent en eau liquide de la neige, congère, fonte nivale, ruissellement, humidité et température du sol, relation neige-débit.

Les têtes de bassin versant du Lignon du Forez bénéficient d'un enneigement à la fois variable dans le temps et dans l'espace, ce qui rend ses débits peu prévisibles. Les congères qui se forment sur les crêtes du bassin versant redistribuent un apport de précipitation supplémentaire difficile à évaluer. Les accumulations neigeuses ont un rôle prédominant dans l'alimentation des cours d'eau, non seulement pendant la fonte printanière, mais surtout pendant la période des basses eaux estivales. Cette relation neige-débit est modifiée selon la saison par un comportement variable des échanges entre la neige, le sol et le sous-sol. Pendant l'hiver, des vents violents favorisent l'accumulation de grandes quantités de neige sous forme de congères dans des dépressions issues du passé glaciaire des crêtes du massif du Forez. En lieu et place d'une calotte et de langues glaciaires qui recouvraient à l'époque glaciaire (contemporain au Würm dans les Alpes) les sommets et les vallées du Haut Lignon. Le manteau neigeux constitué notamment de congères de grande étendue occupe une surface pouvant aller jusqu'à 20% de la surface du bassin versant. La question du rôle hydrologique de la neige dans les débits du cours d'eau est donc plus que légitime pour le Lignon, affluent de la Loire dans la plaine du Forez, dont la demande en eau est croissante.

Ce travail de thèse propose donc une méthodologie d'instrumentation reposant sur plusieurs outils hydrologiques, géophysiques et géochimiques afin de quantifier l'apport nival dans les débits du Lignon. Cette instrumentation consiste en un suivi des échanges aux différents compartiments/interfaces hydrologiques que forment l'atmosphère, la neige, le sol et les cours d'eau au cours des saisons.

Le volume de neige précipité et accumulé durant l'hiver a été cartographié sur un site expérimental aux sources du Lignon à l'aide d'un radar géologique. La neige, et surtout l'équivalent en eau liquide qu'elle représente, est fondamentale pour la compréhension du fonctionnement des sources du Lignon, situées à l'aval direct d'une congère de grand volume. Ce volume d'eau est stocké durant la saison froide pour être restitué lors de la fonte printanière. Cette restitution est loin d'être homogène dans le Haut Lignon, en raison de la forte variabilité spatio-temporelle des paramètres qui la pilotent.

L'infiltration de l'eau alors produite est une étape clef dans le comportement hydrologique du Lignon au printemps, qui peut de plus être potentiellement affecté par un gel du sol, augmentant ainsi considérablement le ruissellement superficiel.

La structure du sol à proximité des sources explique également la forte dépendance des sources du Lignon par rapport aux précipitations neigeuses et/ou sous forme de pluies. Cette dépendance est particulièrement visible lors de la fonte de la neige, qui modifie à très court terme les débits aux sources, ce qui a fait l'objet d'un suivi particulier à l'aide de sondes Time Domain Reflectometry.

Cette relation neige-pluie-débit est de plus confirmée par une étude géochimique et isotopique sur le Haut Lignon, qui met en évidence une alimentation superficielle pluvio-neigeuse prépondérante par rapport aux débits issus d'eau plus profonde, mais variable au cours de l'année.

Cette méthode d'instrumentation, adaptée à l'hydrologie locale employée, permet de corroborer les résultats obtenus avec une précision appréciable, tout en ouvrant de nouvelles perspectives d'application à d'autres bassins versants d'altitude.