



HAL
open science

Rôle des eaux souterraines dans l'hydrologie d'un bassin versant glaciaire sous condition de pergélisol continu au Spitsberg (Austre Lovénbreen, 79°N) : approches hydrodynamiques et géochimiques

Mélanie Quenet

► To cite this version:

Mélanie Quenet. Rôle des eaux souterraines dans l'hydrologie d'un bassin versant glaciaire sous condition de pergélisol continu au Spitsberg (Austre Lovénbreen, 79°N) : approches hydrodynamiques et géochimiques. Hydrologie. Université Paris Sud - Paris XI, 2014. Français. NNT : 2014PA112371 . tel-01127168

HAL Id: tel-01127168

<https://theses.hal.science/tel-01127168>

Submitted on 7 Mar 2015

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

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



UNIVERSITÉ PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE 534 :
MODÉLISATION ET INSTRUMENTATION EN PHYSIQUE, ÉNERGIES,
GÉOSCIENCES ET ENVIRONNEMENT

Laboratoire : Géoscience Paris Sud (GEOPS)

THÈSE DE DOCTORAT SCIENCES DE L'UNIVERS

par

Mélanie QUENET

Rôle des eaux souterraines dans l'hydrologie d'un
bassin versant glaciaire sous condition de pergélisol
continu au Spitsberg (Austre Lovénbreen, 79°N)

Approches hydrodynamiques et géochimiques

Date de soutenance : 08/12/2014

Composition du Jury :

Ian D. Clark	Professeur, Université d'Ottawa	Rapporteur
Jérôme Viers	Professeur, Université Paul Sabatier	Rapporteur
François Costard	DR CNRS, Université Paris Sud	Examineur
Corinne Le Gal La Salle	Professeur, Université de Nîmes	Examineur
Valérie Masson-Delmotte	Ingénieur-chercheur CEA, LSCE	Examineur
Pierre Ribstein	Professeur, Université Pierre et Marie Curie	Examineur
Madeleine Griselin	DR CNRS émérite, Université de Franche-Comté	Examineur
Christelle Marlin	Professeur, Université Paris Sud	Directrice

Résumé

L'hydrologie, la géochimie et la météorologie du petit bassin versant glaciaire à pergélisol continu du glacier Austre Lovén (10 km², Spitsberg occidental, 79°N) ont été étudiées au cours des trois années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 en vue de mieux définir le rôle des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol dans les flux d'eau et de solutés en sortie de bassin.

Le travail de thèse a montré que la période d'écoulement survient en moyenne sur une période de 141 jours ($\sigma = 4,5$ jours) comprise entre les 9-10 mai et 26-27 octobre. La lame d'eau moyenne est de 0,940 m.a⁻¹ ($\sigma = 0,156$ m.a⁻¹) et se répartie à 79 % en eau de fonte (54 % de fonte de neige et de glace sur le glacier, 18 % de neige sur les versants et 7 % de neige dans la zone proglaciaire), 18 % en hauteurs de précipitation efficace et 3 % en décharge sous-glaciaire pérenne. Les incertitudes sur la quantification des composantes de l'écoulement et de la lame d'eau écoulée elle-même ne permettent pas une quantification plus précise des flux en eau de la nappe supra-pergélisol. Cette étude montrerait donc qu'en termes de flux d'eau, la composante d'eau souterraine supra-pergélisol pourrait être négligeable et ne constituer qu'un réservoir de transit de l'eau. En effet, le suivi piézométrique montre que la nappe dégèle et regèle à des profondeurs similaires malgré la présence d'épisodes de recharge. Ces recharges qui surviennent majoritairement au profit d'épisodes pluvieux importants (hauteurs cumulées sur 2 à 8 jours supérieures à 20 mm) se déchargent lentement par une alimentation de la rivière par la nappe. Les suivis thermiques du sous-sol ont enfin permis d'établir que le toit du pergélisol supposé se situe à une profondeur de 2,50 m pour une puissance de nappe pouvant atteindre plus d'1,70 m, soit 70 % de la couche active. Par ailleurs, les données thermiques montrent des températures du sous-sol à moins de 0,5°C de la température de dégel, laissant supposer une dégradation prochaine du pergélisol avec par conséquent un accroissement de l'épaisseur de l'aquifère de la nappe supra-pergélisol (couche active).

Les données de géochimie montrent une augmentation de la minéralisation des eaux de surface du bassin par des contributions d'eau souterraine le long des cours d'eau, preuve que les eaux de la nappe supra-pergélisol impactent les flux de solutés aux exutoires. Les analyses en chimie élémentaire (n = 178) conduites sur les différents composants du système hydrologique montrent que les eaux du bassin possèdent un faciès sulfaté-bicarbonaté calcique à bicarbonaté-sulfaté calcique lié à l'altération des carbonates et des sulfures des moraines récentes et dans l'altération d'aluminosilicates dans les moraines plus anciennes. Les données d'isotopie du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ; n = 8) corroborent un apport du calcium dissous par les aluminosilicates de par leur signature radiogénique. Les teneurs en ¹³C du CID des eaux (n = 30) sont cohérentes aussi bien avec un système ouvert sur le CO₂ du sol (à -20 ‰) et le CO₂ atmosphérique (entre -6,5 et -8 ‰) qu'avec un système fermé sur le CO₂ où la signature de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins (à 0 ‰) peut s'imposer par dissolution. Les données d'isotopie de la molécule d'eau (n = 592) ont permis d'identifier les signatures des différentes familles d'eau composant l'hydrosystème et de proposer un modèle de mélange entre 4 pôles expliquant les signatures des eaux aux exutoires du bassin versant : eaux de fonte, précipitations estivales, eaux sous-glaciaires et eaux de la nappe supra-pergélisol. Le couplage entre les teneurs en ¹⁸O et SO₄²⁻ des eaux aux exutoires confirme ce modèle de mélange, le renforçant même en termes de variations temporelles. La mesure de ³H-³He tendrait vers un temps de séjour court tandis que les premières mesures d'activité ¹⁴C (n = 15) sont faibles, renseignant une minéralisation des eaux par un carbone ancien.

Abstract

The hydrology, geochemistry and meteorology of a small, Arctic glacial watershed under continuous permafrost conditions (Austre Lovén glacier catchment area of 10 km², western Spitsbergen, 79°N) were studied during the three hydrological years 2010, 2011 and 2012 to better define the role of suprapermafrost groundwater on both water and solute fluxes at basin outlet.

The runoff period occurs on average over a 141 days period ($\sigma = 4.5$ days) between May 9-10 and October 26-27. The mean total discharge is 0.940 m a⁻¹ ($\sigma = 0.156$ m a⁻¹) divided into 79 % of meltwater (54 % of snowmelt and icemelt from the glacier, 18 % of snowmelt from the slopes and 7 % of snowmelt from the proglacial area), 18 % of effective summer precipitation and 3% of perennial subglacial discharge. Uncertainties in quantifying the runoff components and the total discharge itself don't allow more precise quantification of water fluxes from the suprapermafrost groundwater by water balance. This study would so show that the suprapermafrost groundwater component would be negligible in the water balance and only constitute a transit tank for water. Indeed, the potentiometric level monitoring shows that the water-table thaws and freezes at similar depths despite recharge events occurring during summer. Those recharge events mainly occur in favor of important rain events (cumulative amounts on 2 to 8 days higher than 20 mm). The water-table discharges towards rivers. The monitoring of ground temperature indicates that the frozen ground (supposed permafrost) top is located at a maximum depth of 2.50 m for a groundwater thickness reaching up to 1.70 m, or 70 % of the active layer. Thermal data show ground temperatures between 0 and - 0.5°C, close to thaw temperature, which let suppose a permafrost degradation between 2.50 and 3.40 m deep is about to occur due to climate warming. Consequently, the suprapermafrost groundwater aquifer (active layer) is expected to thicken.

Geochemical data show an increase of the basin surface water mineralization by groundwater contribution along the rivers, proof of a suprapermafrost groundwater impact on the solutes fluxes at the outlets. Elementary chemical analyses (n = 178) performed on the different components of the hydrological system show that basin waters have a sulfate-bicarbonate calcium to bicarbonate-sulfate calcium type linked to carbonates dissolution and sulfides (pyrite) oxydation in the recent moraines and to aluminosilicates weathering in older moraines. Strontium isotopic data (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr; n = 8) are consistent with a contribution in dissolved calcium from aluminosilicates according to their radiogenic signature. The ¹³C contents of water DIC (n = 30) are consistent just as well with a system open on the soil CO₂ (at - 20 ‰) and the atmospheric CO₂ (between -6.5 et -8 ‰) than with a system closed on the CO₂ where the $\delta^{13}\text{C}$ of marine carbonates (at 0 ‰) control the $\delta^{13}\text{C}$ signature by dissolution. Isotopic data of the water molecule (n = 592) are helpful to separate the signatures of the different water masses of the hydrosystem and to propose a 4 end-members mixing model explaining the river water signature: meltwaters, summer precipitations, subglacial water and suprapermafrost groundwater. The coupling between river water contents in ¹⁸O and SO₄²⁻ confirms this mixing model, even reinforcing it in terms of temporal variations. The unique measurement of ³H-³He tends to a short residence time while the first ¹⁴C activity data (n = 15) are low, giving a water mineralization by an old carbon.

À mon papi Bernard,

À ma mamie Jeanine,

Malheureusement, je vous ai tous les deux perdus au cours de ces trois années de thèse...
Aussi, je vous dédie ce travail, en espérant que d'où vous êtes, vous êtes fiers de moi.

Je vous aime et vous aimerai toujours... Vous me manquez...

Remerciements

Je tiens, en tout premier lieu, à remercier les membres du jury pour avoir bien voulu accepter d'évaluer mon travail de thèse :

- Ian D. Clark, Professeur à l'Université d'Ottawa, pour avoir pris le temps de rapporter sur ma thèse et pour avoir su me faire prendre encore plus de recul sur mes résultats, notamment sur les traceurs de temps de séjour ;
- Jérôme Viers, Professeur à l'Université Paul Sabatier, pour avoir également pris le temps de rapporter sur ma thèse ainsi que pour ses conseils avisés lors de la soutenance, en particulier sur la chimie des eaux ;
- François Costard, Directeur de Recherche CNRS, pour son rôle de Président du Jury ainsi que pour son expertise sur le pergélisol ;
- Corinne Le Gal La Salle, Professeur à l'Université de Nîmes, pour son rôle d'examineur mais également pour sa contribution notamment en termes d'interprétation des analyses isotopiques en strontium et pour m'avoir permis de réaliser ces analyses dans son laboratoire ;
- Valérie Masson-Delmotte, Ingénieur-chercheur CEA, également pour son rôle d'examineur mais aussi pour m'avoir permis de m'interroger sur l'insertion des résultats à une échelle plus large, et ce en apportant son regard de climatologue ;
- Pierre Ribstein, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, pour avoir aussi accepté le rôle d'examineur et pour ses remarques enrichissantes dans le domaine de l'hydrodynamique ;
- Madeleine Griselin, Directeur de Recherche émérite CNRS, là encore pour son rôle d'examineur mais aussi pour ses connaissances du terrain et de son histoire en passant par ses compétences en glaciologie ;
- et enfin Christelle Marlin, pour avoir dirigé mon travail de thèse.

Je souhaiterais sincèrement remercier les organismes qui m'ont permis de réaliser cette thèse dans de très bonnes conditions : pour leurs financements, je remercie l'Agence Nationale de la Recherche (projet blanc Cryo-Sensors 2011-2014), le Groupement de Recherche Mutations Polaires ainsi que l'Institut polaire français Paul Emile Victor (IPEV) ; et pour l'aide logistique sur le terrain, je remercie grandement l'AWIPEV (Alfred-Wegener-Institute for Polar- and Marine Research [AWI] and Institut Polaire Paul Emile Victor [IPEV]) et son personnel pour nous avoir permis de séjourner dans la base Corbel refaite à neuf, nous avoir équipés (radio, matériel de défense, motoneiges, vêtements...), acheminés sur place et apporté du renfort dans nos travaux lorsque nous en avons besoin.

Je tiens ensuite à remercier Christelle Marlin, ma directrice de thèse : vous m'avez accordé votre confiance dès le commencement, quand je vous ai abordé au début de mon Master 1 en vous disant : « Je veux travailler sur l'impact du réchauffement climatique sur les milieux polaires ». C'est ainsi que les premières esquisses de ce travail se sont profilées devant mes yeux, vous, me dessinant le réseau hydrographique du bassin versant du glacier Austre Lovén sur un coin de brouillon... Vous avez renouvelé votre confiance en moi avec un sujet de Master 2, puis en me disant que vous prévoyiez d'encadrer une thèse, cette thèse, et que aimeriez que ce soit moi qui la réalise. C'est ainsi que le 22 septembre 2011 à 14 h, vous m'avez ouvert les portes du Spitsberg ! Ce n'est pas rien quand on y pense ! Tout comme l'expérience, les conseils et les connaissances que vous m'avez transmis. Christelle, vous m'avez rendue plus forte. Pour cela et pour ces cinq années passées à vos côtés à apprendre, je vous remercie.

Vient ensuite mon rayon de soleil comme j'aime à l'appeler : Madeleine Griselin ! Et pour cause, ce surnom est justifié : comment appelleriez-vous quelqu'un qui vous donne automatiquement le sourire, qui vous fait rire à pleins poumons - même par radios interposées - qui est une force de la nature et enthousiaste de naissance ? Quelle femme ! Une femme qui mérite le respect, et qui, pour sûr détient le mien ! Et Mad, tu peux dire ce que tu veux : j'ai réussi à te faire amener une arme sur le terrain ! Bien que ce fût peine perdue, tu n'aurais jamais tiré... Un grand merci à toi ma Mad-Sunshine !

À mes autres camarades, collaborateurs et amis, je dis à tous un grand merci ! Jean-Michel Friedt (Jean-Mi), tu es une perle : ta présence lors des missions était bienfaisante et apaisante ! Comme tu nous rendais la vie plus facile, à prendre soin de nous en toute discrétion : base chauffée quand on se lève le matin avec eau chaude pour le café et baguettes au four, toujours le premier à recharger la bonbonne d'eau, et jamais le dernier pour porter les charges lourdes... Et ne parlons pas de tes connaissances et de ta patience légendaire qui sont toujours utiles lorsque l'on se trouve dans une base au bout du monde... Florian Tolle, merci pour ton coup de « saton » exceptionnel et indispensable à une certaine mission d'avril 2012 face à une colonne de forage-carottage récalcitrante, tes petits plats qui sentaient toujours bons (dixit « c'est parce qu'il y a des oignons ! ») mais surtout pour ta présence à l'EGU de 2013, quand j'en avais le plus besoin... Albane Saintenoy, merci à toi pour ta bonne humeur et ton attention réconfortantes même si je ne t'en ai pas vraiment récompensée en ronflant toutes les nuits, t'empêchant de dormir alors que tu étais malade. Et je me rappelle une douce voix qui s'élevait de l'atelier/bâtiment de vie de la base Corbel un soir d'avril 2012... Et encore un grand merci à tous ceux qui m'ont accompagnée de près ou de loin lors de mes missions : Marc Massault pour ta patience et ton ingénierie dans la conception du protocole de forage notamment ; The Queen of the Lab', alias Aurélie Noret, pour ta bonne humeur permanente, tes gâteaux réconfortants et la quantité incroyable d'analyses réalisées pour cette thèse ; Gaël Monvoisin, pour ta présence et ton écoute, toujours soucieux de mon état (mental et physique) et toujours là pour les analyses en laboratoire recommencées deux, trois fois... ; Marc Pessel, pour ta gentillesse et tes conseils dans la mise en place d'un profil de sondage électrique et le traitement des données associées ; je remercie à nouveau Corinne Le Gal La Salle ainsi que Patrick Verdoux et toute l'équipe du laboratoire GIS pour leur accueil lors de ce très bon séjour passé à Nîmes ; Christophe Grenier et Nicolas Roux, pour votre travail de modélisation et nos nombreuses discussions très enrichissantes qui m'ont permis d'avoir un autre regard sur le système étudié ; Danièle Valdès Lao et Célestine Delbart pour votre aide dans le traitement des données et votre patience (autant dire qu'il en faut pour me confronter à MatLab !!!) ; Rémy Pichon et Serge Miska pour votre aide dans l'identification de la nature minéralogique des MES ; Jérôme Naudin pour ton aide en informatique (plusieurs reformatages au compteur il me semble...) ainsi que pour la réalisation de la visioconférence pour ma soutenance ; et enfin merci à Éric Bernard pour ton aide apportée au vu de tes connaissances du terrain et le bel exemple que tu m'as fourni lors de ta soutenance de thèse alors que je n'étais encore qu'en première année...

Je tiens également à préciser ici qu'en parallèle de cette thèse, j'ai réalisé une mission doctorale de doctorant médiateur conseil que j'ai particulièrement eue à cœur au cours de ces trois années, à savoir m'occuper de la collection de minéraux et de roches du département des Sciences de la Terre de l'Université Paris Sud. Je tiens à particulièrement remercier mon encadrant, Maurice Pagel : ce fut une excellente expérience que je ne suis pas près d'oublier ! Vous m'avez permis d'accroître mes connaissances dans le domaine de la minéralogie et ainsi de rester en contact avec la discipline de la géologie pure et dure à laquelle je suis attachée. Je tiens donc à vous remercier pour m'avoir, une fois de plus, accordé votre confiance et vous dire que je suis très fière de ce qu'on a accompli ensemble en espérant que quelqu'un reprendra le flambeau... Dans le cadre de cette mission je tiens également à remercier Bernard Platevoët et Bernard Bonin pour leur aide ainsi que tous ceux qui ont contribué à la réalisation des deux expositions « La beauté du monde minéral » et « Enquête au cœur des minéraux ». Un grand merci revient notamment à Luce Delabesse qui a eu toute la patience du monde envers moi entre

les séances photos des minéraux et la conception des posters ! Merci pour ta gentillesse et ton écoute... Toujours dans le cadre de cette mission, je tiens finalement à remercier professionnellement mon compagnon et ami, Vincent Bompar, pour l'élaboration du site Internet consacré à la collection.

Je tiens à remercier également les personnes rencontrées au Spitsberg : Christophe pour ta bonne humeur, ton sérieux et ton entrain lors notamment de notre longue journée à traîner la pulka « historique » de Madeleine sur le glacier, Seb et tes chiens de traîneau, Rudolf et tes météos interminables, Alexander, Gulven, et même un certain Pierre, personne peu recommandable mais sans qui, il faut bien l'avouer, on n'aurait jamais pu forer en 2012...

Je souhaite également remercier Michel Rocard, Laurent Mayet, Pascal Lecamp et toutes les personnes de la commission pour la journée inoubliable passée à vos côtés au Spitsberg en juillet 2012 et la soirée qui a suivi à la base Corbel. Ce fut mémorable, notamment la Marseillaise chantée la main sur le cœur sous le soleil de minuit à l'autre bout du monde accompagnée par Madeleine et sa guitare... L'un de mes meilleurs souvenirs ! J'ajoute ici un merci tout particulier à Pascal pour avoir pris le temps d'assister à ma soutenance et pour tous tes mots gentils et tes encouragements !

Il faut également que je dise un grand merci à mes collègues du laboratoire GEOPS, qui me supportent, moi et mes crises névrotiques, pour la plupart depuis plus de trois ans ! Karine Lefebvre ! Aaahh Karine ! Qu'aurais-je fait sans toi ? Tu peux me le dire ? Moi non... C'est difficile d'exprimer ce que tu représentes, ce que notre relation représente pour moi... Tu es ce qu'il y a de plus beau ici pour moi. Tu es celle qui m'a permis malgré tout de m'attacher à cette région, bien éloignée de ma Franche-Comté natale, en devenant mon amie, mon point d'encrage, ma maison dès mon arrivée... Une part de moi sera toujours ici par ton intermédiaire car, même quand je serai rentrée chez moi, je compte bien ne pas te perdre de vue et te garder dans ma vie... Ce qui implique que je reviendrai t'embêter ! Mais je n'ai pas besoin de te dire tout ce que tu sais déjà au fond de toi ! Et qui sait ? Peut-être qu'un jour on repartira pour de nouvelles aventures où on s'échappera d'une combe en étant couronnées par un cheval affamé à travers des barbelés en faisant paratonnerre avec nos marteaux sous un orage... Mais pas tout de suite... Faut que je me repose d'abord ! Je veux également remercier Tony Pons (plus connu sous l'appellation de « pilier du 504 », le pauvre !), toujours prêt à écouter, conseiller, aider... Que ce soit d'ordre professionnel ou personnel, j'ai toujours pu compter sur toi, et ce depuis mon arrivée en L3 ! Je ne te remercierai jamais assez pour ça ! Merci également à Gildas Ratié : Gildas, ce fut un plaisir de partager le bureau avec toi : il fallait le faire pour prendre le relais de Pierre (Lepape), que je remercie au passage, et rester indulgent envers moi alors que les premières paroles que je t'ai adressées n'étaient pas des plus sympathiques ! Pour ma défense : tu as un très mauvais timing ! Merci pour tous ces bons moments de décompression, de confidences et de rires ! Tu resteras mon serial killer perso ! J'ai bossé en face de Dexter quand même ! Dur de se concentrer... Mais apparemment tu n'étais pas le plus menaçant de nous deux... Une spéciale dédicace revient également à Mélanie Carel : une autre Mélanie névrosée et perfectionniste (à croire que le prénom n'y est pas pour rien !). Je garderai avec moi toutes nos pauses/discussions inoubliables ! Je tiens à finalement remercier tous mes autres collègues thésards ou autres, permanents ou de passage, à savoir : les filles du troisième pour toutes nos petites soirées : re-Aurélie, re-Célestine, re-Karine, Léonora Fleurent et Delphine Jouvin ; Élisabeth Gibert-Brunet et Cécile Quantin pour vos conseils toujours avisés et votre écoute attentionnée. Merci également à Florent Barbecot pour son soutien, et ce même depuis son départ pour le Canada ! Un grand merci aussi à Laure Dupeyrat pour ses encouragements sans faille ni jugement : quelle gentillesse ! Des bisous également à tous les intermittents du bureau : Re-Pierre, Marie, Olga, Kate, Jioyang et Erika... Je tiens aussi à remercier tous mes autres collègues de labeur qui sont tombés dans le terrier du pays de la thèse et sont, à l'instar du lapin d'Alice, en retard !!! Bon courage et bonne finalisation à vous (n'oubliez pas de me tenir informée de vos soutenances respectives !) : Ludo, Morgane, Anna, Rémi, Emmanuel, François, Simon, Quentin, Ronan,

Moussa, Clémence... Et pour finir, la bise à celles et ceux qui en ont fini avec tout ça avec succès : Antoine, Aurore, Julia, Jennifer, Lucille et mon collègue franc-comtois Guillaume ! J'aimerais enfin terminer avec de grands mercis à ces grandes dames qui gèrent d'une main de maître tout le côté administratif à GEOPS et nous conseillent dans nos démarches : Chantal Rock, Georgette Raboux, Kim Ho, Catherine Lesage, Mauricette Dufour et Evelyne Crinon. Je tiens ici également à remercier Françoise Gualdi pour sa gestion efficace du projet ANR et du GDR au laboratoire THÉMA de Besançon. Vous êtes des perles, mesdames ! Merci !

D'un point de vue plus personnel, je souhaite remercier ma famille à commencer par la prunelle de mes yeux : ma petite sœur Manon ! Je suis fier de toi ma sœur ! Sache que mon envie de ne pas te décevoir m'a donné des ailes au cours de ces trois années : je ne suis pas partie de la maison pour rien tu vois, ça valait le coup ! Je sais que mon absence n'a pas toujours été facile pour toi (ni pour moi d'ailleurs), je tenais donc à te remercier pour m'avoir toujours soutenue malgré tout. Un grand merci également à mes parents qui, dès que je leur ai annoncé mon intention de poursuivre mes études dans la région parisienne, m'ont toujours soutenue et appuyée en m'aidant et en m'encourageant, bien que paniqués en voyant que mes études semblaient ne jamais vouloir se terminer... Je remercie également ma mamie Brigitte qui a su rester forte malgré toutes les difficultés que nous avons rencontrées au cours de ces dernières années et qui a toujours été là pour m'encourager et m'aider bien qu'elle ne comprenait pas toujours ce que je faisais concrètement... De gros bisous à toi... Et de gros bisous à mes oncles et tantes notamment Luc et Marie-Claude, Alain et Sylvie, Lysianne et Jean-Jacques... Un grand merci également à ma belle-famille qui, à chaque visite, a su me remonter le moral, me rebooster et me redonner le sourire ! Merci donc à ma belle-maman Cécile, mon beau-papa Antar, mes belles-sœurs Kelly et Maéva, mes beaux-frères Nicolas et Renaud, ainsi qu'à mes neveux Loan, Mathis et Kameron... J'ai vraiment trouvé une seconde famille aimante à vos côtés et je vous en remercie ! Et finalement, je fais de gros bisous à tous mes amis francs-comtois qui m'ont permis de décompresser à chaque retour à la maison et ne m'ont pas oubliée au cours de toutes ces années : Éléa, Nicolas, Sylvette et Tim, Lolita et Romain, Sarah et Edouard, Stéphanie et Antoine, Anne-Sophie et Baptiste, Julie et Mickaël et enfin Anne-Lyse.

Je finis par le meilleur en remerciant la personne la plus importante de ma vie, à savoir mon homme, sans qui, je n'aurais clairement jamais atteint le bout de cette thèse, ou en tout cas, pas avec toute ma tête ! Merci pour ta compréhension, pour ta patience, pour tes encouragements et pour ta confiance inconditionnelle en moi et mon travail : tu as su, bien avant moi, que j'étais capable d'accomplir tout ça et tu m'as poussée à me surpasser ! Merci pour tout mon amour... Je t'aime !

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre I L'hydrologie et l'hydrogéologie glaciaire	11
1. Introduction	13
2. Les glaciers et l'hydrologie glaciaire	14
2.1. Les définitions.....	14
2.2. La dynamique des glaciers à l'échelle du globe.....	16
2.3. Les glaciers du Svalbard	18
2.4. Les glaciers du Kongsfjord.....	21
2.5. L'hydrologie arctique.....	23
2.5.1. Les suivis hydrologiques en Arctique	23
2.5.2. Les changements récents dans l'hydrologie arctique	24
2.5.3. L'hydrologie nivale et glaciaire	26
2.5.4. L'hydrologie au Svalbard	28
3. L'hydrologie souterraine dans les régions à pergélisol.....	30
3.1. Le pergélisol et la couche active.....	31
3.1.1. Les définitions	31
• Le pergélisol	31
• La couche active.....	33
3.1.2. Le pergélisol et la couche active à l'échelle mondiale.....	33
• Le pergélisol à l'échelle mondiale	33
• La couche active à l'échelle mondiale	36
3.1.3. Le pergélisol et la couche active au Svalbard	37
• Le pergélisol au Svalbard.....	37
• La couche active au Svalbard	38
3.1.4. Le pergélisol et la couche active de la région du Kongsfjord	39

3.2.	Les familles d'eaux souterraines associées au pergélisol	40
3.2.1.	Les eaux souterraines sub-pergélisol	42
	• Les taliks	42
	• Les processus de recharge et de décharge des eaux souterraines sub-pergélisol	43
	• La variabilité de la décharge en eau souterraines sub-pergélisol.....	43
	• Le suivi des eaux souterraines sub-pergélisol	44
	• Le cas d'étude sur le long terme de la source d'Ester à Ny-Ålesund.....	45
3.2.2.	L'aquifère de la couche active : les eaux souterraines supra-pergélisol	46
	• Les processus de recharge et de décharge des eaux souterraines supra-pergélisol	46
	• Le suivi des eaux souterraines supra-pergélisol au Svalbard.....	47
4.	La chimie des eaux continentales dans l'Arctique.....	48
4.1.	Les généralités.....	48
4.2.	La chimie élémentaire des bassins versants glaciaires à pergélisol.....	50
4.2.1.	Les sources en solutés des bassins versants glaciaires à pergélisol	50
	• Les sources principales en solutés.....	50
	• Les réactions de précipitations : des sources secondaires en solutés	53
4.2.2.	Le faciès géochimique des différentes familles d'eaux d'un bassin versant glaciaire à pergélisol.....	54
	• Les eaux glaciaires	54
	• Les eaux proglaciaires.....	56
4.3.	La composition isotopique des eaux des bassins versants glaciaires à pergélisol	57
4.3.1.	Les isotopes stables.....	57
	• Les isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	57
	• Le $\delta^{13}\text{C}$	62
	• Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	63
4.3.2.	La datation des eaux souterraines	63

• La datation ^3H - ^3He	63
• La datation ^{14}C	64
5. Conclusion.....	65
Chapitre II Le bassin versant du glacier Austre Lovén.....	67
1. Le contexte géographique	69
2. Le contexte géologique	71
3. Le contexte climatique.....	76
3.1. La température de l'air.....	78
3.2. Les hauteurs de précipitation.....	81
3.3. L'évaporation	81
4. Le choix du site d'étude	82
5. Travaux antérieurs.....	84
6. Le contexte hydrologique	88
6.1. Le glacier Austre Lovén.....	88
6.2. Le pergélisol et la couche active.....	93
6.3. L'hydrologie sous-glaciaire et les marges glacées	94
6.4. La zone proglaciaire et son réseau hydrographique	95
6.4.1. Le réseau hydrographique du sous-bassin versant glaciaire de la Goule..	96
6.4.2. Le réseau hydrographique du sous-bassin versant morainique du Diable	97
7. Conclusion.....	98
Chapitre III Matériel et Méthodes.....	101
1. Les différentes approches de terrain.....	103
1.1. Les données météorologiques.....	103
1.1.1. La température de l'air	103
1.1.2. Les précipitations.....	104
1.1.3. L'évaporation.....	105
1.2. Les données glaciologiques et nivologiques	106
1.3. Les données hydrogéologiques	107

1.3.1. Les suivis hydrologiques.....	108
• Les stations hydrologiques	108
- Détails des dispositifs en place à la station hydrologique de la Goule : ..	109
- Détails des dispositifs en place à la station hydrologique du Diable :.....	110
• Les courbes de tarages.....	111
- Etablissement de la courbe de tarage associée à la station hydrologique de la Goule	112
- Etablissement de la courbe de tarage associée à la station hydrologique du Diable	115
• Les caméras automatiques.....	116
1.3.2. Les suivis de l'hydrodynamique souterraine.....	118
• Le réseau de suivi de la nappe supra-pergélisol	118
• La mise en place d'ouvrages	120
- La mise en place d'ouvrages par forage-carottage.....	120
- La mise en place manuelle d'ouvrages.....	121
• La maintenance des ouvrages	122
• Les dispositifs géophysiques.....	123
- La résistivité électrique	124
- Le radar de sol.....	125
1.3.3. Les campagnes de mesures physico-chimiques et d'échantillonnages ...	126
• Les suivis physico-chimiques et échantillonnages réalisés lors des missions estivales (juillet à septembre).....	126
• Les suivis physico-chimiques et échantillonnages réalisés lors des missions d'avril	129
• Les méthodes particulières d'échantillonnage	129
- L'échantillonnage des carottes de sous-sol à des fins d'analyses en isotopes stables de la molécule d'eau de l'eau interstitielle.....	129
- L'échantillonnage des marges glacées à des fins de datation ^3H - ^3He de l'eau sous-glaciaire	130
1.4. Point sur le matériel à disposition pour ce travail de thèse	131

2.	Les analyses en laboratoire.....	132
2.1.	Les mesures de la composition ionique	132
2.1.1.	La détermination des anions majeurs	132
2.1.2.	La détermination des cations	133
2.2.	Les mesures de la composition isotopique.....	133
2.2.1.	Les signatures en isotopes stables	133
	• Les isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	133
	• Le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique total dissous (CID)	134
	• Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	134
2.2.2.	Les datations	134
	• ^3H - ^3He	134
	• L'Activité ^{14}C du CID.....	135
3.	Les traitements sur les chroniques d'enregistrement.....	135
3.1.	Les corrections appliquées aux chroniques d'enregistrement.....	135
3.1.1.	L'application d'un gradient altitudinal aux chroniques de précipitations 135	
3.1.2.	Le nettoyage des chroniques de hauteurs d'eau et la détermination de la lame d'eau totale.....	136
3.1.3.	Les reconstitutions des débits manquants	137
	• Le protocole de reconstitution des débits établi à partir de la caméra automatique A.....	138
	• Le protocole de reconstitution des débits établi à partir de la caméra automatique B.....	139
3.2.	Le traitement statistique de la corrélation croisée	140
Chapitre IV Étude climatique, hydrologique et hydrogéologique du bassin versant du glacier Austre Lovén 143		
1.	La dynamique des écoulements de surface.....	145
1.1.	L'établissement des hydrogrammes.....	145
1.1.1.	Les hydrogrammes de l'exutoire de la Goule (sous-bassin versant glaciaire) 145	

• L'exemple détaillé de l'établissement de l'hydrogramme associé à l'année hydrologique 2011.....	145
- Le traitement des données fournies par les enregistrements de la station hydrologique de la Goule.....	145
- La reconstitution des débits à partir de photographies.....	147
• Les trois années hydrologiques et leurs lames d'eau totales respectives ..	154
1.1.2. L'hydrogramme de l'exutoire du sous-bassin versant morainique du Diable	156
1.2. La relation entre paramètres climatiques et débits aux exutoires	158
1.2.1. La synthèse des données climatiques.....	158
• La température de l'air mesurée sur le bassin versant.....	158
• Les hauteurs de précipitations.....	160
• L'évaporation.....	162
• Les hauteurs de précipitations efficaces propres au sous-bassin versant glaciaire de la Goule.....	163
1.2.2. Les relations hydrogrammes – températures de l'air – hauteurs de précipitations sur le sous-bassin versant glaciaire de la Goule	164
• L'observation de relations directes entre les paramètres météorologiques et le débit à l'exutoire de la Goule.....	164
• L'estimation de l'impact de la température de l'air sur le débit à l'exutoire de la Goule	168
- La relation température de l'air-débit.....	168
- L'estimation de la fonte journalière sur le glacier.....	169
1.2.3. Le cas du sous-bassin versant morainique du Diable	172
2. La dynamique de la nappe supra-pergélisol.....	173
2.1. La période d'activité de la nappe supra-pergélisol	173
2.1.1. Le dégel de la couche active.....	173
• Les périodes de dégel de la couche active.....	173
• Les relations entre les périodes de dégel de la couche active et les conditions météorologiques	177

2.1.2.	La mise en place et le regel de la nappe supra-pergélisol	178
2.2.	Les relations entre la nappe supra-pergélisol et les masses d'eau de surface	186
2.2.1.	Les processus de recharge de la nappe supra-pergélisol	186
2.2.2.	L'alimentation des rivières par la nappe supra-pergélisol	189
2.2.1.	L'apport des mesures radar de sol (GPR)	190
2.3.	Les caractéristiques de l'aquifère de la nappe supra-pergélisol.....	192
3.	La constitution du bilan hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén	198
	Résumé étendu en français :	199
Chapitre V Suivi géochimique des eaux du bassin versant du glacier Austre Lovén...		203
1.	La physico-chimie des eaux du bassin versant du glacier Austre Lovén	205
1.1.	Les données physico-chimiques des eaux de surface.....	211
1.1.1.	La physico-chimie des eaux aux exutoires.....	211
•	La Goule.....	211
•	Le Diable	220
1.1.2.	Le suivi spatial de la minéralisation des principaux affluents.....	222
•	Le cours d'eau B1 (Annexe O)	223
•	Le cours d'eau B2 (Annexe P)	224
•	Le cours d'eau B3 (Annexe Q)	226
•	L'évolution de la minéralisation	227
•	L'évolution du faciès chimique	229
•	L'évolution de la température	231
1.2.	Les données physico-chimiques des autres familles d'eau	232
1.2.1.	Les suivis et mesures physico-chimiques sur les eaux de la nappe supra-pergélisol	232
1.2.2.	Les mesures physico-chimiques ponctuelles des eaux sous-glaciaires...	236
2.	L'origine des solutés du bassin versant du glacier Austre Lovén	238
2.1.	La composition chimique	238

2.2.	Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	245
2.3.	Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$	249
3.	Les isotopes stables de la molécule d'eau et l'identification de l'origine des eaux et des mélanges.....	252
3.1.	L'identification des signatures isotopiques des différentes familles d'eaux. 252	
3.1.1.	Les précipitations.....	252
	• Les données GNIP de Ny-Ålesund	252
	• Les eaux de pluie estivales du bassin versant du glacier Austre Lovén	255
3.1.2.	Les eaux de fonte	256
	• La neige	256
	• La glace du glacier.....	259
	• La glace du sous-sol.....	261
3.1.3.	Les eaux sous-glaciaires	262
3.1.4.	Les eaux souterraines.....	264
3.2.	Les eaux des exutoires.....	265
3.2.1.	Les eaux de la Goule	265
3.2.2.	Les eaux de l'exutoire du Diable	267
3.3.	La relation $\delta^{18}\text{O}-\text{SO}_4^{2-}$	268
4.	Le temps de résidence des eaux.....	271
4.1.	La datation $^3\text{H}-^3\text{He}$	271
4.1.1.	Les concentrations en ^3H	271
4.1.2.	La détermination du temps de résidence des eaux sous-glaciaires.....	272
4.2.	Les activités ^{14}C du CID	274
	Conclusion générale et perspectives	281
	Annexes	291
	Bibliographie.....	317
	Liste des Figures	333
	Liste des Tableaux.....	357

Liste des acronymes

CID : Carbone Inorganique Dissous

Cm : Carbone moderne

COD : Carbone Organique Dissous

CT : Carbone Total

DML : Droite des eaux Météoriques Locales

DMM : Droite des eaux Météoriques Mondiales ou Global Meteorique World Line (GMWL) en anglais

DOY : Day Of Year ou jour de l'année civile

GMWL : Global Meteoric World Line ou Droite des eaux Météoriques Mondiales (DMM) en français

GNIP : Global Network of Isotopes in Precipitation

GPR : Ground Penetrating Radar

GTN-P : Global Terrestrial Network for Permafrost

HSF : projet ANR blanc Hydro-Sensor-FLOWS (Flux Of Water and Sediments ; 2006-2010)

IPA : International Permafrost Association

IPY : International Polar Year ou API : Année Polaire Internationale

MES : Matières En Suspension

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NMI : Norwegian Meteorological Institute

pCm : pourcentage de Carbone moderne

TAMS : Température Annuelle Moyenne du Sous-sol

TSP : Thermal State of Permafrost

UTC : Temps Universel Coordonné

UTC+1 : 1h avant UTC : heure annuelle norvégienne : heure d'hiver française

UTC+2 : 2h avant UTC : heure d'été française

VES : Vertical Electrical Sounding

ZNS : Zone Non Saturée

ZS : Zone Saturée

Introduction générale

Durant le Quaternaire récent, la cryosphère mondiale a subi d'importantes variations et ce sur plusieurs périodes de temps (IPCC, 2007) : des variations à long terme associées aux successions de périodes glaciaires et interglaciaires [la dernière période glaciaire ayant été une période de refroidissement global sur le Pléistocène tardif entre 110 000 à 10 000 ans B.P. avec un maximum glaciaire atteint entre 25 000 et 18 000 ans B.P. (IPCC, 2001)] et des variations à plus court terme associées à des changements climatiques plutôt régionaux tels que le Petit Âge Glaciaire (PAG). Il n'existe pas de consensus quant aux dates qui marquent le début et la fin du PAG mais l'estimation allant d'environ 1350 à 1850 est couramment retenue. Le PAG, caractérisée par des températures généralement plus froides que les températures actuelles dans l'hémisphère nord, et tout particulièrement en Europe, a été marqué par une importante avancée des glaciers dans ces régions du globe (IPCC, 2007). Depuis lors, le réchauffement mondial qui avait débuté à la fin de la dernière période glaciaire (le Weichsélien pour l'Europe du Nord ou le Würm dans les Alpes) a repris et un phénomène de déglaciation important s'est manifesté à l'échelle de la planète bien que de rares glaciers soient à ce jour en phase d'accumulation (Dyurgerov et Meier, 2000 ; WGMS, 2008).

Plus récemment, la température moyenne de surface du globe a augmenté de 0,85°C pour la période 1880-2012 (intervalle de confiance entre 0,65 et 1,06°C ; (IPCC, 2013)). La synthèse de l'IPCC (2013) souligne également que le réchauffement s'est accentué au cours des trois dernières décennies, la première décennie du XXI^e siècle étant la plus chaude jamais enregistrée instrumentalement. L'Arctique est la région du monde la plus impactée par les changements climatiques postérieurs au PAG (SWIPA, 2011). En effet, cette région se réchauffe actuellement 2 à 3 fois plus rapidement que la moyenne du globe : c'est l'amplification arctique avec un réchauffement particulièrement important en hiver (Chylek *et al.*, 2009 ; Figure 0-1).

Le réchauffement arctique s'accompagne d'une augmentation des hauteurs de précipitations : les précipitations pan-arctiques annuelles les plus récentes sont généralement supérieures à la moyenne de celles des années 1950 d'environ 5 %. Les 5 années les plus humides de la période 1991-2009 se retrouvent toutes dans la dernière décennie : 2000, 2002, 2005, 2007 et 2008 (SWIPA, 2011 ; Figure 0-2).

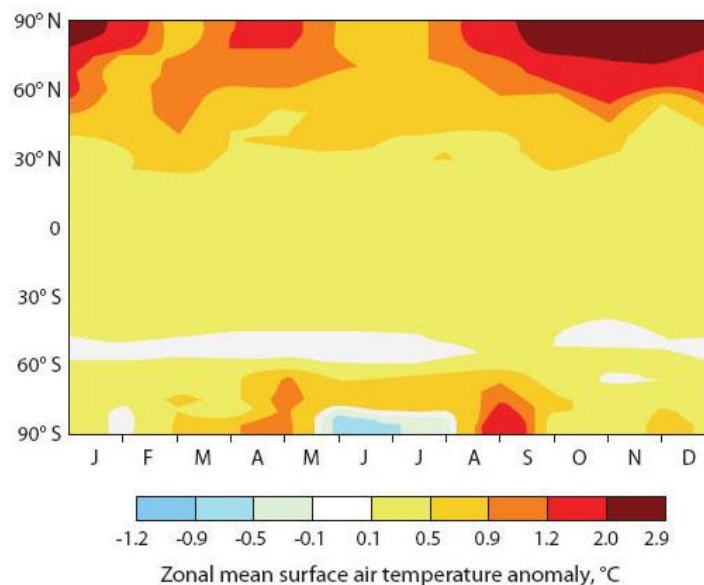


Figure 0-1 : Anomalies mensuelles des températures de l'air de surface présentée comme une fonction de la latitude (Hémisphère nord et sud) sur la période 2001-2009 par rapport à la période de référence 1951-2000. Source : SWIPA, 2011.

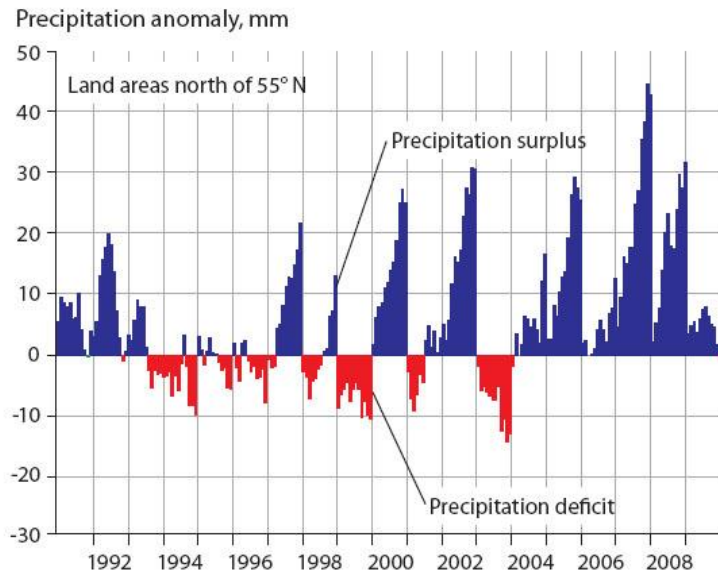


Figure 0-2 : Anomalies mensuelles cumulées des précipitations pour la période 1991-2009 (par rapport aux moyennes mensuelles correspondant à la période 1951-2000) en moyenne sur les terres au nord de 55°N. Source : SWIPA, 2011.

L'eau douce mondiale contenue dans les glaces continentales (les calottes glaciaires et les glaciers) constitue des réservoirs d'eau douce conséquents (environ 69 % des réservoirs d'eau douce mondiaux). L'eau douce contenue dans les autres compartiments de la cryosphère (le pergélisol¹ et la glace du sous-sol) ne représente que 0,86 % de l'eau douce mondiale (Figure 0-3). Toutefois, en terme de surface continentale concernée, le pergélisol et la glace du sous-sol présentent les surfaces les plus importantes de toute la cryosphère mondiale (IPCC, 2007; Tableau 0-1).

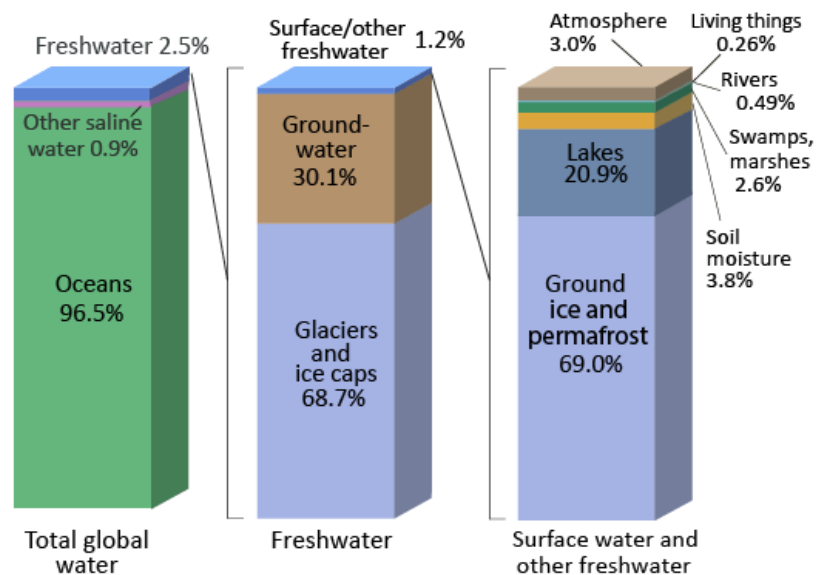


Figure 0-3 : Répartition en pourcentage de l'eau totale, de l'eau douce et de l'eau de surface à l'échelle de la planète. Source : Gleick, 1993.

Ainsi, les plus importants volumes de glace de la cryosphère continentale sont localisés dans les calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland, représentant des équivalents en

¹ Epaisseur de sous-sol gelée sur plusieurs dizaines à centaines de mètres toute l'année sur plus de deux années consécutives (SWIPA, 2012).

augmentation du niveau marin respectifs de 58,3 et 7,36 m contre 66,1 m pour l'ensemble de la cryosphère continentale (IPCC, 2007 ; Tableau 0-1). La petite fraction de glace (calottes glaciaires et glaciers) exclue de ces deux régions du globe présente toutefois des surfaces et des volumes conséquents avec des lames d'eau potentielles de fonte pouvant contribuer de façon significative à l'augmentation du niveau marin (Dyurgerov et Meier, 2005 ; IPCC, 2007 ; IPCC, 2013 ; Tableau 0-1).

Cryosphère continentale	Pourcentage de la surface continentale globale (%) ^(a)	Equivalent en augmentation du niveau marin (m) ^(a)	Surface (Mkm ²) ^(b)	Volume de glace (Mkm ³) ^(b)
Calotte glaciaire antarctique	8,3	58,3	12,3	24,7
Calotte glaciaire groenlandaise	1,2	7,36	1,7	2,9
Glacier	0,5 ⁽³⁾	0,41 (0,15 à 0,37 ⁽⁴⁾)	0,51 à 0,54 ⁽⁴⁾	0,05 à 0,13 ⁽⁴⁾
Pergélisol	9 à 12 (23 à 25 ⁽¹⁾)	0,02 à 0,10 ⁽¹⁾	22,8 ⁽¹⁾	0,011 à 0,037 ⁽¹⁾
Glace du sous-sol gelé saisonnier ⁽¹⁾	33	non applicable (autour de 0 ^(b))	5,9 à 48,1	0,006 à 0,065
Couverture neigeuse saisonnière ⁽¹⁾	1,3 à 30,6	0,001 à 0,01	1,9 à 45,2	0,0005 à 0,005
Eau douce gelée (lacs et rivières) ⁽¹⁾	1,1	non applicable	non estimée	non estimée
Total⁽²⁾	52 à 55	arrondi à 66,1	43 à 85	arrondi à 27,7

⁽¹⁾ Hémisphère nord seulement

⁽²⁾ Hors couverture neigeuse saisonnière

⁽³⁾ Antarctique et Groenland compris

⁽⁴⁾ Glaciers et calottes glaciaires (hors Antarctique et Groenland)

^(a) (IPCC, 2013)

^(b) (IPCC, 2007)

Tableau 0-1 : Répartition globale de la cryosphère continentale et son potentiel de contribution au niveau marin. Sources : IPCC, 2007 et IPCC, 2013.

L'étude des glaciers dans le contexte actuel de réchauffement climatique est pertinente, puisque les glaciers sont reconnus pour être de bons indicateurs des changements climatiques (Six, 2000; Oerlemans, 2005; Francou et Vincent, 2007). Par ailleurs, bien que l'Antarctique et le Groenland présentent les volumes de glace les plus conséquents (respectivement 24,7 Mkm³ et 2,9 Mkm³; Tableau 0-1), leur dynamique glaciaire est plus faible que celle de l'ensemble des glaciers mondiaux (Figure 0-4).

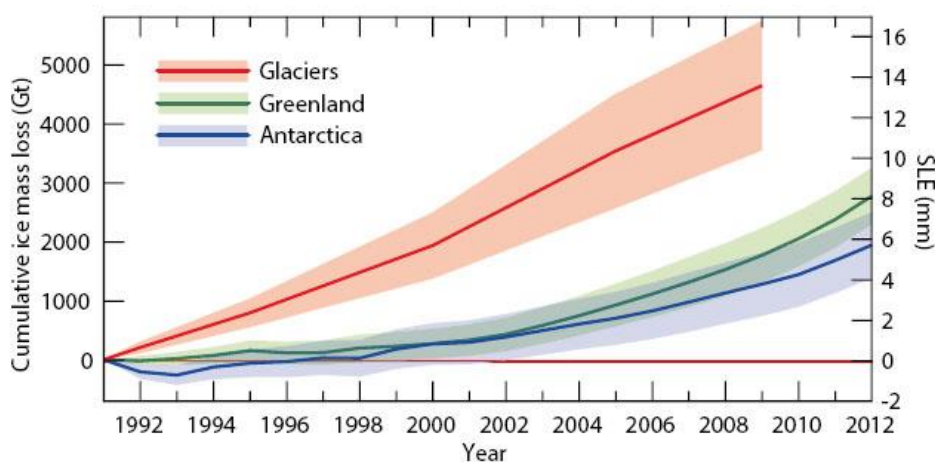


Figure 0-4 : Comparaison de perte en glace cumulée et son équivalent potentiel en contribution à l'élévation du niveau de la mer (SLE : Sea Level Equivalent) entre les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique et la contribution des glaciers mondiaux à l'exclusion des glaciers groenlandais et antarctiques de 1991 à 2012. Source : IPCC, 2013.

Les glaciers mondiaux se concentrent principalement en Arctique (WGMS, 2008). Par conséquent, même si l'Arctique (hors Groenland) rassemble des volumes de glace moins conséquents, les risques de fonte pouvant contribuer significativement à l'augmentation du niveau marin de cette région sont beaucoup plus significatifs (Tableau 0-1 ; Figure 0-4). Les calottes glaciaires et les glaciers arctiques en particulier répondent effectivement plus rapidement aux changements climatiques que l'importante calotte groenlandaise (Dowdeswell *et al.*, 1997).

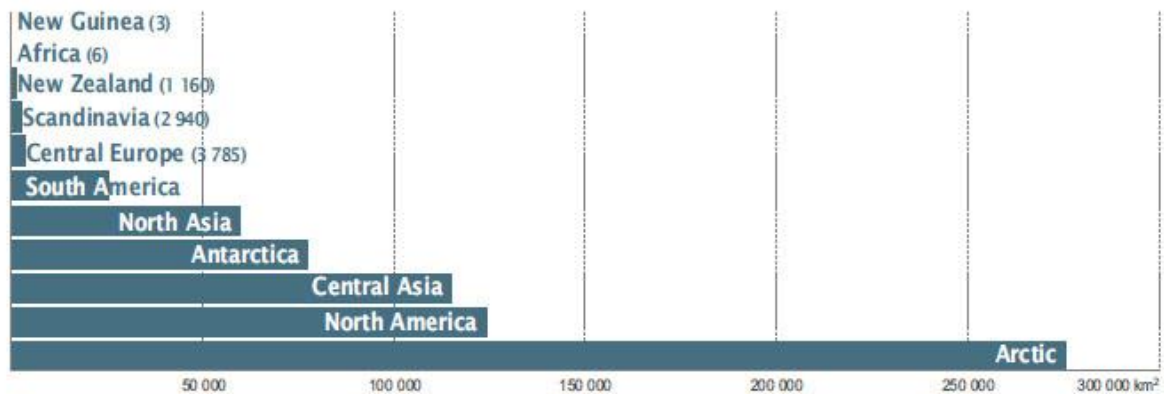


Figure 0-5 : Distribution régionale des glaciers et calottes glaciaires à travers le monde. Source : WGMS, 2008.

L'augmentation des températures de l'air et des hauteurs de précipitations ont un fort impact sur la cryosphère continentale et en particulier sur les glaciers qui sont majoritairement en phase de retrait depuis la fin du PAG (WGMS, 2008 ; IPCC, 2013). Aussi, lorsque l'eau douce stockée dans les glaces des glaciers se retrouve libérée par fonte glaciaire, des impacts à différentes échelles d'espace et de temps peuvent en découler :

- à l'échelle locale, l'hydrologie des rivières se voit affectée par l'augmentation de ses débits notamment (Dyurgerov et Meier, 2005 ; Sund, 2008 ; SWIPA, 2011) ;
- à l'échelle régionale, le changement dans l'apport d'eau aux zones côtières peut notamment modifier l'équilibre des écosystèmes côtiers et la stratification de la colonne d'eau (ACIA, 2004) ;
- à l'échelle mondiale, le niveau global des océans peut augmenter de façon conséquente (WGMS, 2008 ; SWIPA, 2011) et dans les « pires scénarios envisagés » pour reprendre une expression de Hagen *et al.* (2003), la circulation océanique globale peut être impactée ce qui aurait d'importantes répercussions climatiques globales (Peterson *et al.*, 2002 ; McClelland *et al.*, 2006).

Le pergélisol, quant à lui, se rencontre également principalement en Arctique (SWIPA, 2011). Plus largement, le pergélisol mondial est majoritairement lui aussi actuellement en train de se dégrader en réponse à l'évolution climatique actuelle (IPCC, 2013) avec une tendance à l'augmentation de sa température (entre 0,5 et 2°C) depuis les années 1970 dans toutes les régions de l'Arctique (SWIPA, 2012). Le réchauffement du pergélisol conduit à un dégel partiel ou complet, ce qui peut également avoir de forts impacts environnementaux à plus ou moins grandes échelles :

- à l'échelle locale et régionale : la fonte du pergélisol modifie considérablement l'environnement (formation de thermokarsts (French, 2007), déplacements des zones humides et des biodiversités associées, érosions côtières rapides (SWIPA, 2012)). Les évolutions de la qualité des eaux, du sol et du sous-sol et de la géomorphologie générale des régions touchées par la fonte du pergélisol les transforment peu à peu en zones à risques naturels (Zemp et Haeberli, 2007) notamment pour la population (effondrements des infrastructures, accessibilité à la ressource en eau ; Arctic-HYDRA, 2010).

- à l'échelle mondiale : le pergélisol contient de l'eau mais également des gaz tels que des gaz à effet de serre notamment (CO₂, CH₄). Lors du dégel du pergélisol, cette eau et les gaz associés peuvent alors alimenter les réservoirs d'eaux souterraines, les rivières et, à terme, les océans (SWIPA, 2012). Par ailleurs, la libération des gaz à effet de serre a un effet sur le réchauffement du climat (ACIA, 2004).

Les impacts environnementaux liés à la réduction des glaciers et à la dégradation du pergélisol s'additionnent dans les régions présentant ces deux composantes de la cryosphère continentale telles que dans l'Arctique. En effet, les bassins versants glaciaires situés dans des zones à pergélisol se trouvent en pleine évolution : ils doivent s'adapter aux évolutions thermiques respectives des glaciers et du pergélisol enregistrées sur les dernières centaines d'années. Les bassins versants partiellement couverts d'un ou plusieurs glaciers en phase de retrait voient, notamment pour le cas des glaciers à fronts terrestres, la surface des zones proglaciaires augmenter chaque année tandis que les glaciers à fronts marins se retirent progressivement des océans, des fjords et à terme atteignent les surfaces continentales. La libération des zones proglaciaires de la glace des glaciers, combinée aux températures de l'air annuelles toujours négatives bien qu'en augmentation, permettent au pergélisol de se développer d'avantage latéralement et autorisent une reconquête végétale. D'un point de vue hydrologique, le pergélisol agissant comme un aquitard² limite alors la circulation verticale des eaux souterraines. Par conséquent, les processus hydrologiques proglaciaires dominés par les écoulements de surface (ruissellement) voient une contribution plus importante des circulations d'eaux souterraines se mettre en place avec le réchauffement climatique en raison de l'épaississement de la couche active³.

La circulation des eaux proglaciaires limitée schématiquement à des écoulements de surface et de sub-surface peut s'accompagner d'une forte minéralisation des eaux issues de la fonte des glaciers en passant par les sédiments morainiques. En effet, les eaux en interagissant avec les minéraux composant la formation morainique se minéralisent durant leur transit dans l'aquifère ou lors de leur circulation à la surface du sol, puisque les zones proglaciaires sont chimiquement qualifiées comme très réactives (Cooper *et al.*, 2002 ; French, 2007). Initialement peu minéralisée, une partie des eaux en provenance de la fonte de la neige et des systèmes glaciaires se retrouve par conséquent d'avantage chargées en solutés lorsqu'elles atteignent de façon différée l'exutoire. On peut donc s'attendre à ce que la minéralisation des eaux à l'exutoire soit d'autant plus importante du fait d'une participation plus significative de la nappe supra-pergélisol aux écoulements de surface. Les eaux souterraines doivent en effet être minéralisées de façon conséquente du fait de temps d'interaction eaux-minéraux plus importants.

La dégradation de la partie supérieure du pergélisol liée au réchauffement climatique conduit à une augmentation de l'épaisseur de la couche active (Christiansen *et al.*, 2010 ; Romanovsky *et al.*, 2010 ; Smith *et al.*, 2010). Les volumes d'eaux souterraines supra-pergélisol sont donc sujets à croître, ce qui est dû à l'extension combinée des zones proglaciaires et de l'épaisseur de la couche active. Le signal géochimique des eaux aux exutoires des bassins versants glaciaires risque donc d'être de plus en plus significativement impacté. L'augmentation des surfaces proglaciaires procure également d'avantage de matériaux érodés liés à l'altération mécanique engendrée par les phénomènes de gel/dégel (Yershov, 2004 ; French, 2007). Les apports d'eau en sortie des bassins versants glaciaires sont donc également sujets à une augmentation de la teneur en matières en suspension (MES) des eaux d'écoulement, contribuant à l'augmentation de la turbidité des zones côtières si les glaciers sont situés près des côtes.

² Un aquitard (ou unité de confinement) est une unité hydrogéologique constituée d'un matériau imperméable ou à très faible perméabilité, stratigraphiquement adjacent à un ou plusieurs aquifères, qui restreint considérablement l'écoulement de l'eau vers ou depuis le ou les aquifères adjacents (Glossary of Hydrological Terms of USGS).

³ La couche active est une épaisseur de sous-sol dégelant et regelant annuellement directement sous la surface du sol.

La situation de l'Arctique préoccupe bien évidemment la communauté scientifique depuis quelques décennies. L'ensemble des problématiques locales, régionales et mondiales liées au réchauffement de l'Arctique a entraîné la mise en place d'initiatives mondiales avec notamment l'Année Polaire Internationale (IPY - 2007-2009), et plus récemment, une initiative française coordonnée par le CNRS avec le Chantier Arctique Français (2013-2014).

Dans le domaine de l'hydrologie arctique, les scientifiques cherchent notamment à mieux appréhender les mécanismes qui régissent les relations glaciers-pergélisol-hydrosystèmes en lien avec les paramètres du climat et leurs évolutions spatio-temporelles. Pour ce faire, l'accès à des ensembles de données sur le long terme, complètes et fiables sur l'hydrologie, la glaciologie, l'état thermique du pergélisol et la profondeur de la couche active en Arctique est d'une importance cruciale (Vörösmarty *et al.*, 2001). Toutefois, les chroniques hydrologiques (par exemple chroniques de débits) dans l'Arctique sont rares et, qui plus est, en diminution (Arctic-HYDRA, 2010). Bien que le réseau d'observation des bilans de masse glaciologiques soit plus important que celui des bilans hydrologiques dans l'Arctique, la densité des données reste faible (WGMS, 2008 ; Bring et Destouni, 2013).

L'archipel du Svalbard compte parmi les territoires les plus septentrionaux de l'Arctique (Figure 0-6a). Avec plus de 34 000 km² de glaciers et calottes glaciaires (Moholdt *et al.*, 2010), le Svalbard fait partie des zones glaciaires les plus importantes de la région arctique (Hagen *et al.*, 1993). Les glaciers du Svalbard sont globalement en phase de retrait avec des bilans de masse cumulés négatifs depuis la fin des années 1960 et très probablement depuis la fin du XIX^e siècle (Liestøl, 1993). L'origine de ces décrues glaciaires est étroitement liée à l'évolution climatique récente, puisqu'elle est à la fois thermique et pluviométrique (Lefauconnier et Hagen, 1990).

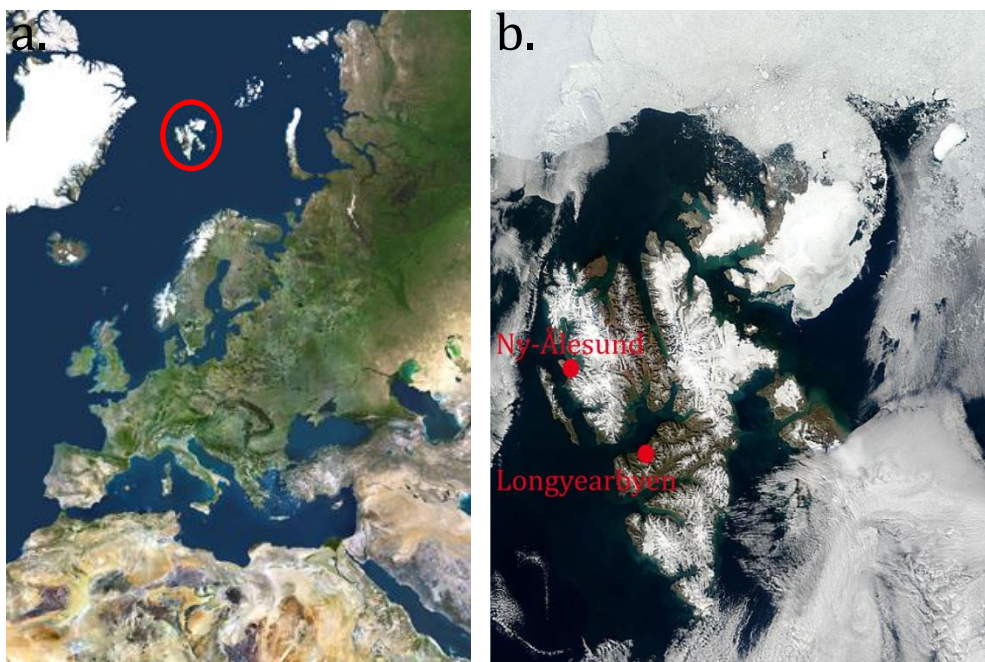


Figure 0-6 : a. Image satellite de l'Europe avec localisation du Svalbard en Europe (cercle rouge). Source : NASA ; b. Image satellite du Svalbard avec localisation de Longyearbyen et de Ny-Ålesund, les principales communautés norvégiennes de l'archipel. Source : Image courtesy of MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC du 27 août 2003.

L'intégralité de l'archipel du Svalbard présente un pergélisol continu d'une épaisseur allant de moins de 100 m près des côtes à plus de 500 m dans les régions montagneuses (Humlum *et al.*, 2003 ; Christiansen *et al.*, 2010 ; SWIPA, 2012). Au centre de l'archipel, le pergélisol a enregistré au cours du XX^e siècle un réchauffement de sa partie supérieure de $1,5 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (Isaksen *et al.*, 2007a) et d'importantes variations interannuelles de l'épaisseur de la

couche active (Christiansen *et al.*, 2010). Dans un tel contexte, le Spitsberg, île principale du Svalbard, est un site d'étude privilégié dans les domaines de recherche qui s'intéressent à l'impact des changements climatiques en Arctique. Des recherches y sont conduites aussi bien dans le secteur de sa capitale Longyearbyen (78°N, 15°E ; Figure 0-6b) qui abrite l'Université du Svalbard (UNIS - The University Centre in Svalbard) que dans la région du Kongsfjord et son village scientifique international de Ny-Ålesund (79°N, 12°E ; Figure 0-6b).

À six kilomètres au sud-est de Ny-Ålesund se situe le bassin versant (10,58 km²) du glacier Austre Lovén actuellement en phase de retrait glaciaire (Figure 0-7). La morphologie particulière de ce bassin versant, et surtout de ses exutoires, constitue un atout très rare dans le domaine de la recherche en hydrologie arctique, puisqu'il présente des exutoires bien définis permettant un suivi hydrologique complet. Les chercheurs français ont compris le potentiel de ce bassin versant dès le début des années 1960 (Corbel, 1966 ; Corbel *et al.*, 1970). Ils y ont débuté des investigations pluridisciplinaires (glaciologiques, hydrologiques, hydrogéologiques, géologiques, géomorphologiques...) et ont construit la base Jean Corbel, seule infrastructure scientifique française en Arctique, aujourd'hui intégrée dans la base franco-allemande AWIPEV (Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research [AWI] and Institut polaire français Paul Emile Victor [IPEV]).

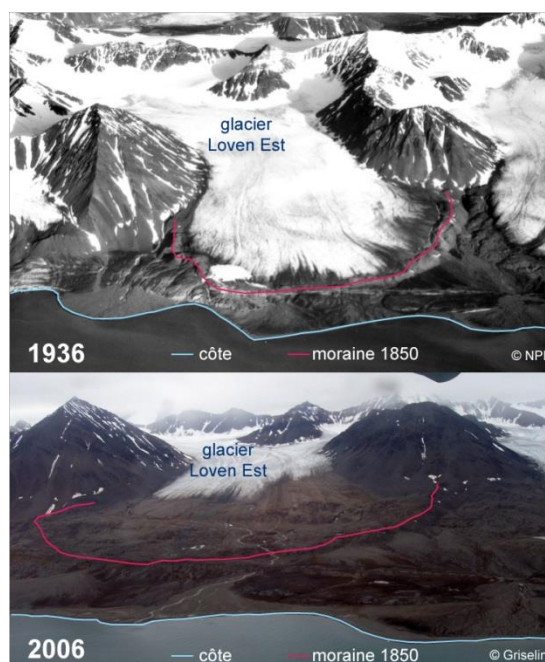


Figure 0-7 : Retrait glaciaire du glacier Austre Lovén : comparaison du positionnement du front en 1936 et 2006 à partir de photos aériennes obliques. Source : Delangle *et al.*, 2010.

Cet héritage scientifique et logistique a par conséquent été déterminant pour les études qui s'en suivirent. En effet, le bassin versant du glacier Austre Lovén dont l'exutoire se situe à moins d'un kilomètre de la base Corbel a fait l'objet de diverses études depuis lors avec un certain nombre de thèses notamment (Geoffroy, 1968 ; Brossard, 1991 ; Joly, 1980 ; Griselin, 1982 ; Lefauconnier, 1987 ; Mercier, 2001 ; Bernard, 2011). L'IPY a conduit à la labellisation d'un projet français (IPY 16) qui s'articule autour du suivi hydro-glaciologique du bassin versant du glacier Austre Lovén. Ce projet a été soutenu par l'Institut polaire français Paul-Emile Victor (IPEV, projet 304). En parallèle, le projet Hydro-Sensor-FLOWS (Flux Of Water and Sediments; 2006-2010 ; ANR blanc) a proposé une approche couplée de l'hydrologie et de la glaciologie sur ce même bassin versant. Ce type d'approche permet d'avoir un point de vue global et assez inédit du système. Il avait pour objectif de quantifier les flux liquides et solides en provenance de cet hydro-système arctique typique, soutenu par un glacier à front terrestre, afin de mieux comprendre la dynamique de ses flux de surface en respect des fluctuations climatiques.

Bernard (2011) notamment s'est intéressé dans le cadre de sa thèse aux dynamiques spatio-temporelles de ce petit hydrosystème arctique par le biais d'une approche nivo-glaciologique sur quatre années (2007-2010). Au terme de ce premier programme, de grandes avancées ont été réalisées concernant plusieurs termes de l'équation du bilan hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén : la lame d'eau de fonte du système glaciaire et la lame d'eau précipitée étaient dès lors bien mieux contraintes. Toutefois, des inconnues subsistaient encore pour vraiment appréhender la réponse de ce type de système face aux variations climatiques dans sa globalité : la lame d'eau apportée par les versants n'avait pas encore été quantifiée alors qu'ils contribuent assurément à alimenter le glacier par le biais d'avalanches et d'éboulements (Bernard, 2011) ; le système de drainage intra- et sous-glaciaire était encore très méconnu, avec notamment une arrivée d'eau pérenne sous-glaciaire au front du glacier qui forme des marges glacées en hiver et alimente l'exutoire en été ; et enfin, les contributions en eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol n'avaient pas pu être qualifiées ni quantifiées. Le projet ANR blanc Cryo-Sensors (2011-2014) a donc été lancé avec pour objectifs de répondre à ces trois problématiques toujours en regard des changements climatiques et toujours avec une approche pluridisciplinaire.

Ce travail de thèse s'inscrit principalement dans la compréhension du rôle de la nappe d'eau souterraine supra-pergélisol (nappe libre) dans l'écoulement à l'exutoire du bassin versant du glacier Austre Lovén. La circulation des eaux souterraines associées à la présence de pergélisol n'a été effectivement que peu étudiée alors que les réservoirs souterrains sont aussi impactés par le réchauffement climatique. Mieux encore, les flux d'eau souterraine en provenance de la zone proglaciaire sont souvent négligés ou considérés comme négligeables dans les études hydro-glaciologiques fournissant des bilans hydrologiques (Hagen *et al.*, 2003 ; Killington *et al.*, 2003 ; Hodgkins *et al.*, 2009). Aussi, afin de discriminer les différentes masses d'eau composant ce système hydrologique, et ainsi, de déterminer la part de contribution de chacune aux exutoires, avec en particulier, la contribution en eau souterraine de la nappe libre, deux approches complémentaires ont été utilisées, et ce sur des données acquises au cours de trois années hydrologiques consécutives (2009-2010, 2010-2011 et 2011-2012) :

(1) une approche hydrodynamique qui s'appuie sur l'analyse des chroniques de débits et piézométriques au regard notamment des chroniques de températures de l'air et de hauteurs de précipitation. Des données thermiques du sous-sol ont également été acquises pour définir la géométrie de la nappe supra-pergélisol. Cette première approche a pour objectifs d'une part (i) de déterminer la réponse hydrologique du système hydro-glaciaire aux variations climatiques au cours de la période estivale ainsi que de déterminer la période d'activité, la géométrie et la dynamique de la nappe supra-pergélisol également au regard des entrées climatiques. Une fois ce réservoir mieux contraint, la finalité sera d'autre part (ii) de définir quels types de relations se mettent en place entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains et ainsi de pouvoir proposer un bilan hydrologique complet pour chacune des années étudiées.

(2) une approche géochimique fondée sur les caractéristiques physico-chimiques des eaux (température, conductivité électrique, pH), sur leur composition chimique (éléments majeurs mais également mineurs [Sr^{2+} et Fe^{2+}]) et isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ et A^{14}C , datation ^3H - ^3He). Cette seconde approche a pour objectif de caractériser géochimiquement les différentes masses d'eau constituant l'hydro-système. Une meilleure compréhension de l'origine de ces masses d'eau et de leur processus de minéralisation pourra alors être proposée. Par ailleurs, l'identification des signatures géochimiques de ces familles d'eaux conduira à l'établissement de modèles de mélanges potentiels. Les variations des apports des différentes masses d'eau en termes de part de contribution à l'écoulement de surface au cours des saisons hydrologiques seront enfin abordées.

Chapitre I

L'hydrologie et l'hydrogéologie glaciaire

Ce premier chapitre replace le travail de thèse dans le contexte plus général de la recherche dans le domaine de l'hydrologie arctique. Il présente une synthèse de l'état actuel des connaissances sur les glaciers, le pergélisol et les eaux souterraines associées à la présence de pergélisol. Cette synthèse sera déclinée selon trois échelles géographiques emboîtées : le monde, le Svalbard et la région du Kongsfjord, où se situe le bassin versant étudié. Les dynamiques d'écoulements et de circulations d'eau liées aux glaciers (hydrologie nivale et glaciaire) et au pergélisol (circulation d'eaux souterraines) seront détaillées. Les interactions entre ces deux entités de la cryosphère seront décrites. Enfin, l'aspect géochimique sera abordé avec une synthèse des différentes signatures chimiques et isotopiques associées aux différentes familles d'eau composant les systèmes hydrologiques glaciaires à pergélisol dans l'Arctique.

1. Introduction

Le cycle de l'eau intègre une série complexe de processus qui régissent les variations de stocks dans les réservoirs et des flux entre réservoirs. Les précipitations et l'évaporation⁴ constituent les liens essentiels entre la partie atmosphérique et la partie terrestre du cycle hydrologique (Vörösmarty *et al.*, 2001).

Constituer le bilan hydrologique d'un bassin versant consiste à déterminer la part d'eau de chaque composante qui participe à l'écoulement en sortie du bassin versant. Dans un bassin versant glaciaire, la lame d'eau totale annuelle Q_t à l'exutoire est constituée de la lame d'eau liée à la fonte de la neige de l'intégralité du bassin versant et de la glace du glacier Q_f , des précipitations efficaces estivales P_{eff} (lame d'eau précipitée à laquelle est retirée la lame d'eau évaporée) et de la lame d'eau souterraine Q_{ssT} (Figure I-1). Le bilan hydrologique annuel s'écrit donc selon l'équation suivante :

$$Q_t = (P_{eff} + Q_f + Q_{ssT}) \pm \Delta S \quad \text{Eq. [1]}$$

avec ΔS = variation de stock en eau (neige, glace, eaux souterraines)

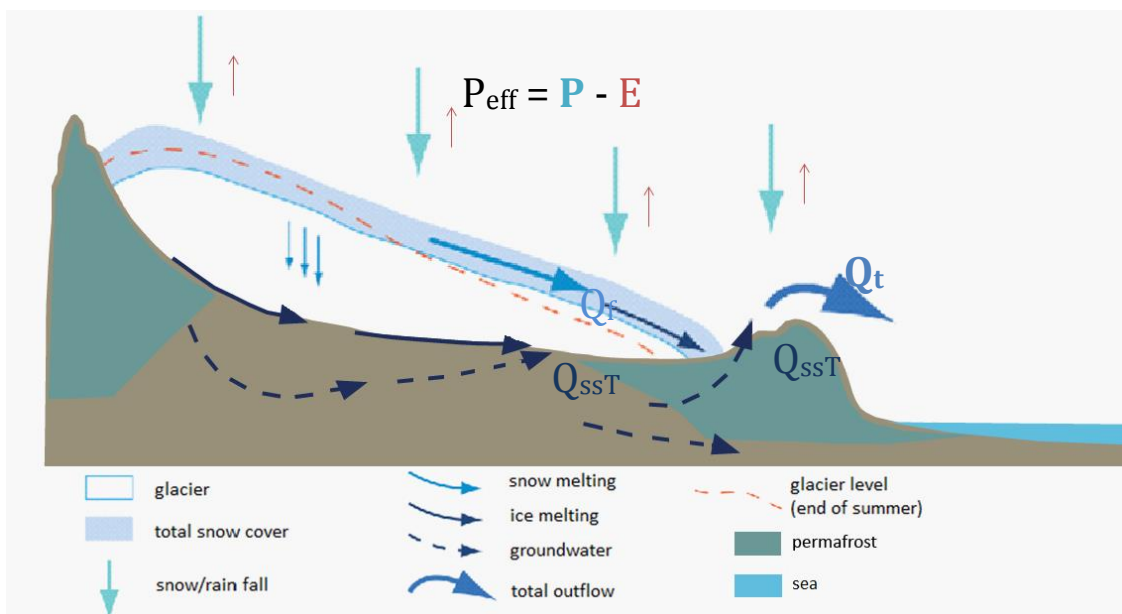


Figure I-1 : Schéma simplifié de la circulation des eaux au sein d'un bassin versant glaciaire à pergélisol.

La saisonnalité des processus de gel/dégel est la caractéristique déterminante des systèmes hydrologiques arctiques (Vörösmarty *et al.*, 2001) : la lame d'eau de fonte estivale – typiquement de juin à septembre – associée aux précipitations estivales génère généralement la majeure partie de la lame d'eau totale écoulée. Dans les zones présentant un pergélisol, le gel et le dégel de la couche active sont déterminants dans les processus de ruissellement, d'infiltration et d'évaporation (Williams, 1970 ; French, 2007).

Contraindre un bilan hydrologique annuel d'un bassin versant glaciaire arctique nécessite donc notamment de connaître précisément la lame d'eau totale écoulée à l'exutoire, les bilans glaciaires (y compris nivologique) des glaciers du bassin versant, l'état thermique de

⁴ L'évaporation d'un bassin versant se produit à partir des surfaces d'eau, de la surface du sol et de la végétation (évapotranspiration). Dans les bassins versants arctiques, il n'y a toutefois que peu de végétation (Killingtveit *et al.*, 2003) rendant l'évapotranspiration négligeable.

l'ensemble couche active – pergélisol pour évaluer son caractère gelé ou dégelé, l'épaisseur et la dynamique de la couche active ainsi que les hauteurs de précipitations pour toutes les unités géographiques du bassin (versants, glaciers, moraine). Pour ce faire, une connaissance des différents sous-systèmes hydrologiques et de leurs interactions potentielles est indispensable.

2. Les glaciers et l'hydrologie glaciaire

2.1. Les définitions

D'après Cogley *et al.*, 2011, le terme « glacier » désigne « une masse de glace pérenne, dans laquelle il est possible d'inclure le névé⁵ et la neige, qui trouve son origine à la surface terrestre par la recristallisation de la neige ou d'autres formes de précipitations solides et qui présente des signes de flux passés ou présents ». Un glacier constitue donc un stock d'eau gelée qui varie en fonction des évolutions climatiques puisqu'il dépend de son taux d'accumulation (apport de neige par les précipitations, le vent et les avalanches qui se transforme ensuite lentement en glace) et de son taux d'ablation (perte de glace et de neige par la fonte, le vêlage⁶, le vent ou encore l'évaporation et la sublimation). À l'échelle annuelle, la différence entre le taux d'accumulation et le taux d'ablation d'un glacier donne son bilan de masse annuel (Six, 2000; Figure I-2).

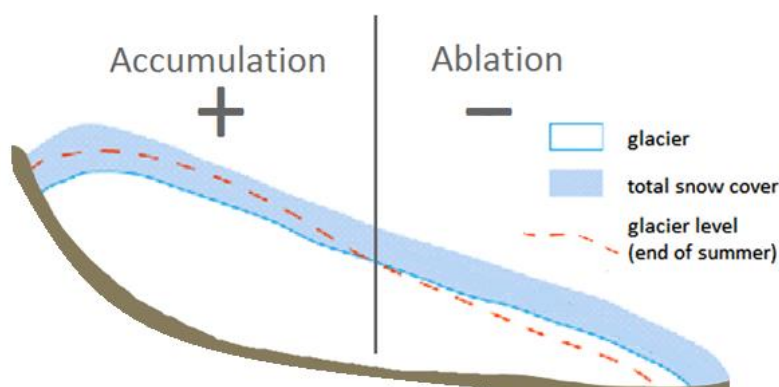


Figure I-2 : Schéma simplifié du bilan de masse annuel d'un glacier avec la différence entre le gain (accumulation) et la perte (ablation) que subit le glacier entre le début (limite pleine bleue) et la fin (limite pointillées rouges) de l'année hydrologique.

Les glaciers peuvent présenter différentes terminologies en fonction de la classification à laquelle il est fait référence (Cogley *et al.*, 2011) :

- une distinction simple se réfère à la terminaison du glacier : on différencie ainsi les glaciers à fronts terrestres des glaciers à fronts marins.
- une classification décrit la dynamique des glaciers (Rau *et al.*, 2005) : on distingue ainsi les glaciers en phase d'équilibre (bilan de masse nul), les glaciers en phase de retrait glaciaire (bilan de masse négatif), les glaciers en phase d'avancée glaciaire (bilan de masse positif), et les glaciers en état de surge glaciaire⁷.

D'après Cogley *et al.*, 2011 :

⁵ Neige qui a résisté à au moins une saison d'ablation, mais n'a pas été transformée en glace de glacier. Structurellement, le névé est le stade métamorphique intermédiaire entre la neige et la glace de glacier, dans lequel l'espace poreux est au moins partiellement connecté permettant ainsi à l'air et à l'eau de circuler.

⁶ Composante de l'ablation associée à la perte généralement dans la mer ou dans un lac de morceaux de glace appartenant au front d'un glacier, ce qui conduit à la formation d'icebergs.

D'après Cogley *et al.*, 2011 :

- une classification se fonde sur la morphologie du glacier (Rau *et al.*, 2005) : on y distingue d'abord, par une classification primaire notamment, les glaciers émissaires (glacier qui draine une calotte glaciaire), les glaciers de vallée (glacier qui s'écoule dans une vallée avec des contours et une langue bien définis) et les glaciers de montagne (glacier situé dans un terrain montagneux ; appelé aussi glaciers alpins). Les glaciers de montagne se distinguent ensuite selon une classification secondaire en glaciers de cirque⁸, glaciers de niche⁹ et glaciers de cratères¹⁰.
- une classification différencie les glaciers à partir de leur régime thermique : on distingue ainsi les glaciers froids (glacier constitué intégralement de glace froide (glace dont la température est négative) à l'exception de la couche de surface (jusqu'à 10-15 m d'épaisseur) qui peut s'élever à la température de fusion saisonnièrement, et ce parfois jusqu'à la base du glacier), les glaciers tempérés (glacier constitué intégralement de glace tempérée (glace dont la température est proche du point de fusion) à l'exception de la couche de surface (de l'ordre de 10-15 m d'épaisseur) qui peut subir un refroidissement saisonnier), et les glaciers polythermaux (glacier contenant de la glace froide et de la glace tempérée). Classiquement, un glacier polythermal a été initialement décrit comme présentant une couche basale de glace tempérée recouverte par une couche de glace froide, au-dessus de laquelle il peut y avoir une couche de surface affectée par les variations climatiques saisonnières (Cogley *et al.*, 2011). Toutefois, la distribution des glaces froides et tempérées au sein des glaciers polythermaux n'est pas toujours aussi simple et différents types de glaciers polythermaux se rencontrent dans différentes régions en fonction du climat et de la géométrie des glaciers (Blatter et Hutter, 1991 ; Pettersson, 2004 ; Cogley *et al.*, 2011 ; Figure I-3). Les cas sont tellement variés qu'Irvine-Fynn (2008) a défini une nouvelle nomenclature pour les différencier en se focalisant sur le régime thermique propre à la glace basale du glacier et en n'attribuant la terminologie « polythermal » seulement aux glaciers présentant une glace basale mixte (glace froide et tempérée) : il distingue ainsi les glaciers polythermaux froids où la glace basale est dominée par de la glace froide (Figure I-3a et b), les glaciers polythermaux chauds où la glace basale est dominée par de la glace tempérée (Figure I-3d et e), les glaciers non tempérés à base froide où la glace basale est intégralement froide (Figure I-3c) et les glaciers non tempérés à base chaude où la glace basale est intégralement tempérée (Figure I-3f).

⁷ Ecoulement anormalement rapide d'un glacier sur une période courte (de quelques jours à plusieurs années), au cours de laquelle la marge du glacier peut avancer rapidement de plusieurs kilomètres en quelques années provoquant un amincissement du glacier alors que classiquement, dans l'Arctique, les glaciers avancent de quelques mètres à quelques dizaines de mètres par an.

⁸ Un cirque est une cavité arrondie aux flancs abrupts formée sur un flanc de montagne par l'érosion glaciaire.

⁹ Petits glaciers qui s'écoulent dans des ravins ou des dépressions.

¹⁰ Glaciers contenus ou débordant d'un cratère volcanique.

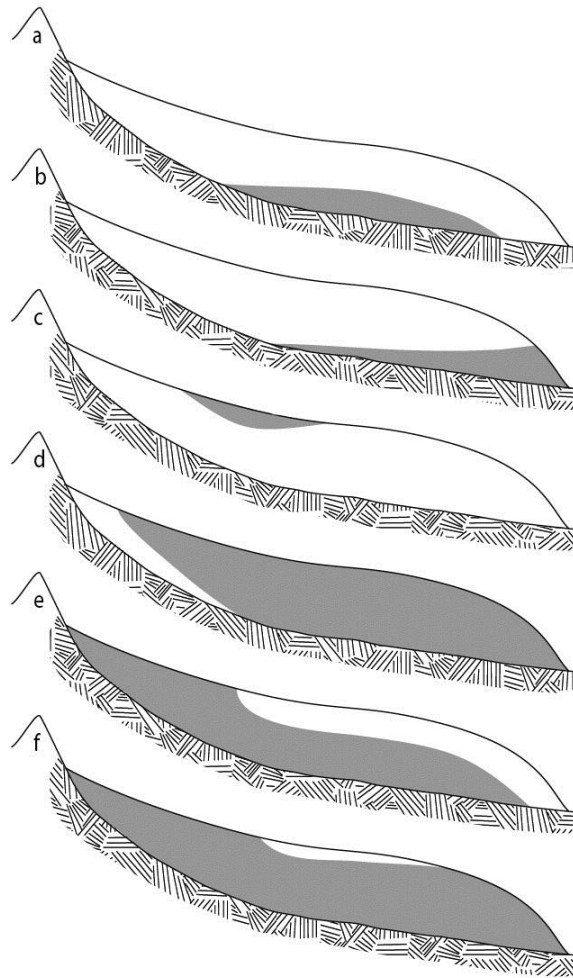


Figure I-3 : Vue schématique de différents types de glaciers polythermaux avec en gris la glace tempérée et en blanc la glace froide. Source : Pettersson, 2004. Selon la classification proposée par Irvine-Fynn (2008) : a. et b. glaciers polythermaux froids ; c. glacier non tempéré à base froide ; d. et e. glaciers polythermaux chauds ; f : glacier non tempéré à base chaude.

2.2. La dynamique des glaciers à l'échelle du globe

À l'échelle du globe, les systèmes glaciaires ne présentent pas tous la même réponse aux variations climatiques (Dyurgerov et Meier, 2005). En effet, bien que la plupart des glaciers soient actuellement en phase de retrait, certains systèmes présentent des bilans de masse cumulés globalement en augmentation, tels qu'en Alaska (Coast Mountains), en Norvège, en Suède (Scandinavie) ou au Tibet (Figure I-4). Ces accumulations glaciaires s'expliquent par le fait que le réchauffement climatique en Arctique s'accompagne également d'une augmentation des hauteurs de précipitations neigeuses et donc potentiellement du taux d'accumulation (Dyurgerov et Meier, 2000). Certains glaciers présentent également des successions de gains et de pertes avec une tendance plus récente à la diminution telle que dans les Montagnes Olympiques (États-Unis) ou dans certains systèmes alpins (Figure I-4).

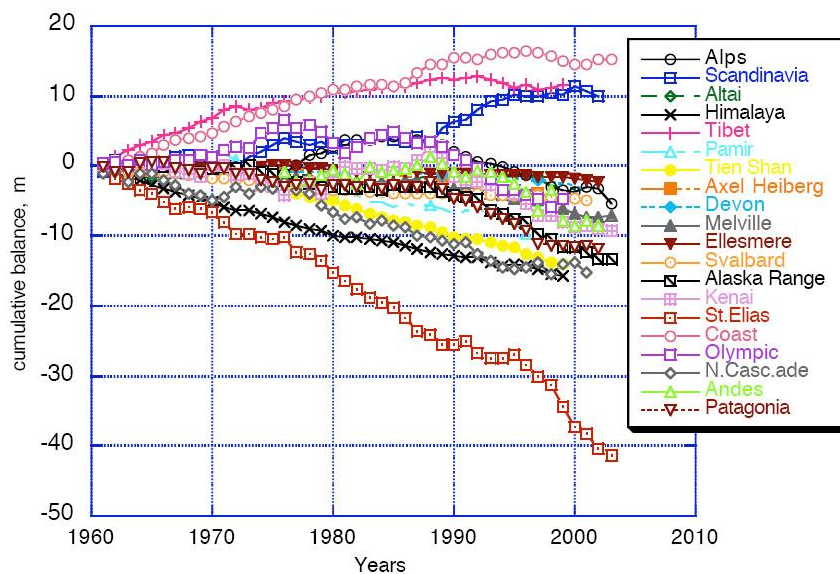


Figure I-4 : Bilans de masse cumulés de systèmes glaciaires sélectionnés et compilés à partir de séries chronologiques individuelles et présentant des variations différentes dans le temps.
Source : Dyurgerov et Meier, 2005.

Toutefois, lorsque ces bilans de masse positifs individuels sont mis en commun pour constituer des bilans de masse régionaux, une tendance générale à la diminution s'observe depuis le début des années 2000 partout à travers le globe (Figure I-5). Les glaciers des Andes et de l'Europe bien qu'ayant présenté ponctuellement des bilans de masse positifs sont dorénavant en phase de réduction. Les autres régions sont globalement en phase de diminution depuis le début des mesures dans les années 1960 avec des pertes en glace plus faibles en Arctique et plus fortes en Patagonie. Cette tendance régionale à la perte de masse glaciaire est plus ou moins continue depuis le milieu XIX^e siècle, c'est-à-dire depuis la fin du PAG (Dyurgerov et Meier, 2000) mais s'amplifie généralement depuis les années 1980 (Figure I-5). L'amplification de la diminution générale des masses glaciaires au cours des trois dernières décennies s'explique par des moyennes de températures de l'air particulièrement hautes (Dyurgerov et Meier, 2005).

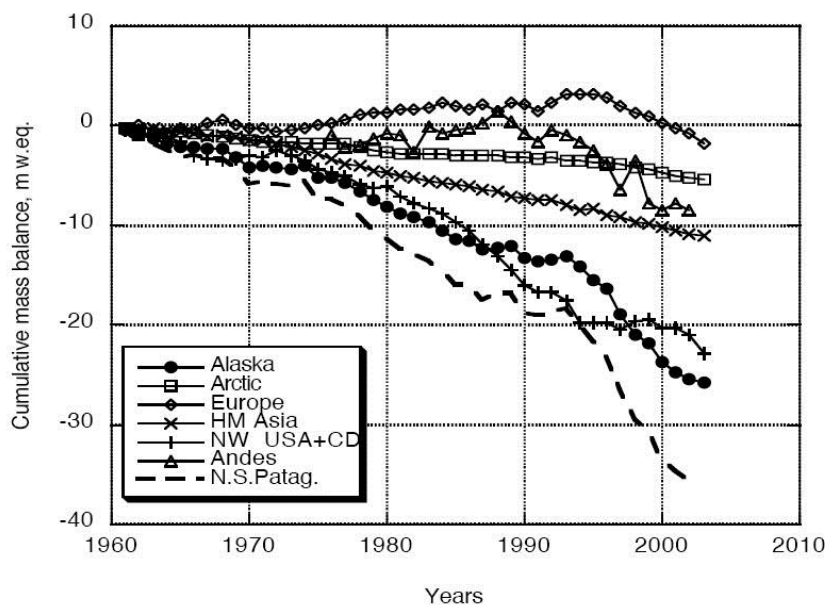


Figure I-5 : Bilans de masse cumulés calculés à l'échelle régionale. *Source : Dyurgerov et Meier, 2005.*

2.3. Les glaciers du Svalbard

Le World Glacier Monitoring Service (WGMS) propose une classification des calottes glaciaires et des glaciers mondiaux en macro-régions géographiques et situe le Svalbard dans celle des « Îles arctiques ». La macro-région des « Îles arctiques » comprend également le Groenland, l'archipel arctique canadien et l'Islande (Figure I-6). Elle présente une surface totale englacée de 275 500 km² et un recensement de suivi des glaciers conséquent puisque 93 suivis de positionnement du front et 34 suivis de bilan de masse sont disponibles (WGMS, 2008). L'Islande et le Svalbard occidental sont ainsi les régions les mieux représentées dans la macro-région des « Îles arctiques » avec le plus grand nombre de glaciers suivis pour le Svalbard.

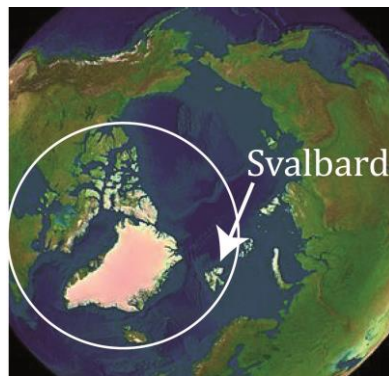


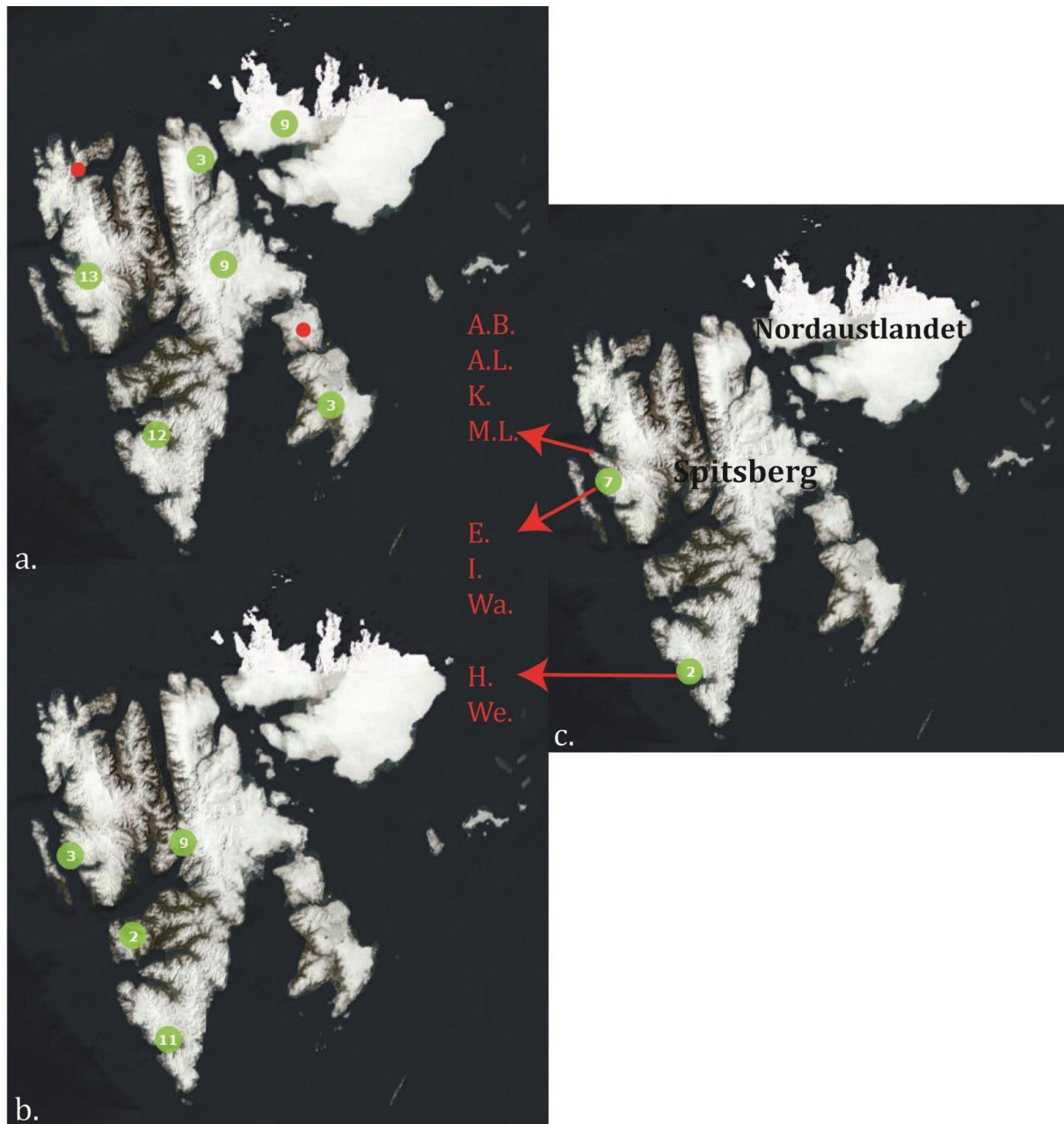
Figure I-6 : Image satellite de la région arctique (Source : NASA World Wind) avec localisation de la macro-région des « Îles arctiques » (cercle blanc) selon la classification du WGMS et de l'archipel du Svalbard.

L'archipel du Svalbard présente une surface de zones englacées totale de 34 560 km². Replacée à l'échelle du globe, en excluant l'Antarctique et le Groenland, la surface englacée du Svalbard correspond à 6 % du recouvrement mondial par les glaciers (Moholdt *et al.*, 2010). Hagen *et al.*, (1993) renseignaient une surface englacée totale d'environ 36 600 km² qui correspondait, au début des années 1990, à un recouvrement des terres de l'archipel par les glaces d'approximativement 60 %. Le Svalbard présente plus de 2 100 glaciers (Liestøl, 1993) pour un volume de glace total d'environ 7 000 km³ (Hagen *et al.*, 1993). Le Svalbard détient ainsi l'une des plus importantes réserves de glace terrestre de l'Arctique après la calotte groenlandaise (Kohler *et al.*, 2007). Par ailleurs, l'archipel du Svalbard et son île principale, le Spitsberg, font partie des zones de l'Arctique les plus touchées par le réchauffement climatique en terme de retrait glaciaire (Hagen 2003).

Les études glaciologiques ont débuté au Svalbard avec l'élaboration de cartes à la fin du XIX^e siècle. Des suivis quantitatifs plus détaillés se sont ensuite multipliés au cours du XX^e siècle (Liestøl, 1993). Le WGMS fournit en effet actuellement divers types de suivis glaciologiques pour l'archipel : 51 suivis de variation d'épaisseur des glaciers à travers l'intégralité de l'archipel, 25 suivis de positionnement du front associés à des glaciers dont la majorité se situent sur les côtes ouest et sud-ouest du Spitsberg et enfin 9 suivis de bilan de masse glaciaire tous localisés sur ces mêmes côtes (respectivement Figure I-7a, Figure I-7b et Figure I-7c) dont 2 ont débuté dans les années 1960.

À l'instar de la plupart des glaciers mondiaux et arctiques, un grand nombre de glaciers du Svalbard est également en phase de retrait très probablement depuis la fin du XIX^e siècle (Liestøl, 1993). Depuis lors, ce retrait a quasiment été continu puisqu'il a seulement été interrompu par de brefs épisodes d'accumulation auxquels a succédé une période d'accentuation des retraits à la fin du XX^e siècle (Nuth *et al.*, 2007). Ainsi, la plupart des glaciers du Svalbard présentent des bilans de masse cumulés négatifs (Tableau I-1 ; Hagen *et al.*, 2003). Les glaciers Austre Brøgger et Midtre Lovén sont les glaciers qui disposent des plus longs suivis

de bilans de masse annuels, qui, plus est, en continu, au Svalbard avec respectivement 46 mesures depuis 1967 et 44 mesures depuis 1968 (Tableau I-1).



**Figure I-7 : Cartes de localisation des différents suivis glaciologiques centralisés par le WGMS (point rouge si un seul glacier est suivi en ce lieu, cercle vert s'ils sont plusieurs avec un chiffre à l'intérieur du cercle qui correspond au nombre de glaciers concernés) : a. variation d'épaisseur ; b. positionnement du front ; c. bilan de masse avec détails des glaciers concernés : A.B. Austre Brøggerbreen, A.L. Austre Lovénbreen, K. Kongsvegen, M.L. Midtre Lovénbreen, E. Elisebreen, I. Irenebreen, Wa. Waldemarbreen, H. Hansbreen, We. Werenskiold (Tableau I-1).
Source : cartes du WGMS.**

Glacier	Annotation	Surface (km ²)	Front	BM moyen (mm w.e.)	Nombre de mesures	Années de mesures
Austre Brøggerbreen	A.B.	6,1 ^(c)	Terrestre	-477 ^(a)	46 ^(a)	1967-2012
Austre Lovénbreen	A.L.	4,5 ^(b)	Terrestre	-309 ^(b)	5 ^(b)	2008-2012
Elisebreen	E.	12,0 ^(d)	Terrestre	-505 ^(a)	4 ^(a)	2006-2009
Hansbreen	H.	56,0 ^(e)	Marin	-348 ^(a)	21 ^(a)	1989-1995 ; 1998-2011
Irenebreen	I.	4,0 ^(f)	Terrestre	-700 ^(a)	10 ^(a)	2002-2011
Kongsvegen	K.	102,0 ^(c)	Marin	-59 ^(a)	26 ^(a)	1987-2012
Midtre Lovénbreen	M.L.	5,0 ^(g)	Terrestre	-380 ^(a)	44 ^(a)	1968-2011
Waldemarbreen	Wa.	2,5 ^(h)	Terrestre	-598 ^(a)	17 ^(a)	1995-2011
Werenskiold	We.	27,5 ⁽ⁱ⁾	Terrestre	-650 ^(a)	1 ^(a)	1980

^(a) d'après WGMS

^(b) d'après Marlin *et al.*, soumis

^(c) d'après Dyurgerov *et Meier*, 2005

^(d) d'après Christoffersen *et al.*, 2005

^(e) d'après Grabiec *et al.*, 2012

^(f) d'après Sobota, 2011

^(g) d'après Irvine-Fynn *et al.*, 2014

^(h) d'après Sobota, 2014

⁽ⁱ⁾ d'après Kabala *et Zapart*, 2009

Tableau I-1 : Moyenne des bilans de masse (BM) des 9 glaciers du Svalbard dont les suivis des BM sont reportés dans la base de données WGMS. Les glaciers sont localisés sur la Figure I-7c. Les moyennes de BM ont été calculées à partir des données disponibles en juin 2014.

Toutefois, bien que généralement en phase de déglaciation, le Svalbard présente des disparités dans l'évolution de sa masse glaciaire en fonction de ses différents secteurs géographiques et de l'altitude (Hagen *et al.*, 2003 ; Kohler *et al.*, 2007). En effet, certaines régions du Svalbard gagnent en masses glaciaires. Au nord et à l'est de l'archipel se trouvent les zones présentant les surfaces de glace les plus importantes. Cela s'explique par la présence d'un climat plus froid et humide, dû à la proximité de la mer de Barents de moins en moins couverte par la banquise (Hagen *et al.*, 2003). Les secteurs nord-est du Spitsberg et la région de la calotte d'Austfonna sur l'île de Nordaustlandet sont en phase d'accumulation (Figure I-7c ; Moholdt *et al.*, 2010). À l'inverse, les taux d'ablation les plus importants se rencontrent à l'ouest et au sud de l'archipel (Spitsberg occidental) du fait de la proximité des courants chauds nord-atlantiques (Figure I-7c). La dynamique des glaciers du Svalbard est donc particulièrement sujette à l'influence océanique qui peut favoriser des températures de l'air relativement élevées malgré la position septentrionale de l'archipel (Moholdt *et al.*, 2010).

Selon la classification fondée sur la morphologie des glaciers, l'une des variétés de glaciers les plus communes au Svalbard est celle des petits glaciers de vallée et de cirque (Liestøl, 1993), en particulier sur la côte ouest du Spitsberg (Hagen *et al.*, 2003). Par ailleurs, selon la classification qui différencie les glaciers à partir de leur régime thermique ce sont les glaciers de type polythermaux qui prédominent au Svalbard bien qu'on y rencontre également des glaciers froids (Liestøl, 1993; Hagen *et al.*, 2003; Bukowska-Jania *et Szafraniec*, 2005). Enfin, si l'on s'intéresse à la dynamique de ces glaciers, 86 glaciers du Svalbard connaissent ou ont connu des épisodes de surge glaciaire depuis la fin du XIX^e siècle (Liestøl, 1993). Ce type de glacier est donc répandu sur l'archipel (Hagen *et al.* 1993; Dyurgerov *et Meier*, 2000 ; Sund *et al.*, 2009), ce qui rend finalement plus difficile l'utilisation des fluctuations frontales des glaciers comme réponses climatiques et témoins de la dynamique glaciaire.

2.4. Les glaciers du Kongsfjord

Le Kongsfjord se situe sur la côte ouest du Spitsberg (Figure I-8). Le bassin d'alimentation du Kongsfjord est de 1 430 km² pour une surface recouverte de glace de 1 100 km² (Hagen *et al.*, 2003).

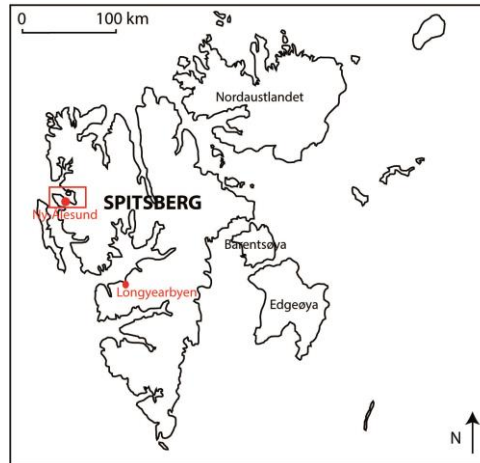


Figure I-8 : Localisation de la région du Kongsfjord (cadre rouge) par rapport au Spitsberg.

Par leur taille, leur altitude, leur latitude, et par l'importance relative des différents facteurs de leur bilan, les petits glaciers de la région du Kongsfjord (Figure I-9) apparaissent comme autant de témoins précieux du climat polaire (Liboutry, 1965). Cette région a en effet vu sa surface glaciaire diminuer de 12 % entre 1936 et 1990 (Nuth *et al.*, 2007).

La région du Kongsfjord présente plusieurs bassins versants glaciaires à front terrestre majoritairement, mais également marin. Ces glaciers se répartissent effectivement de manière assez schématique selon deux types (Vivian R., 1964) : d'une part, dans la partie orientale du fjord et sur sa rive nord, se rencontrent de grands glaciers plats qui vèlent dans la mer, tels que le Kongsvegen et d'autre part, les glaciers de cirque et de vallée, présents principalement au sud du Kongsfjord sur la presqu'île de Brøgger (Figure I-9). Les glaciers de cette presqu'île, majoritairement localisés sur sa face nord, se sont, depuis la dernière époque glaciaire, séparés peu à peu des édifices principaux pour s'isoler progressivement vers les zones de hautes altitudes et devenir des glaciers à fronts terrestres de taille beaucoup plus modeste. Le glacier Austre Lovén est l'un d'entre eux.

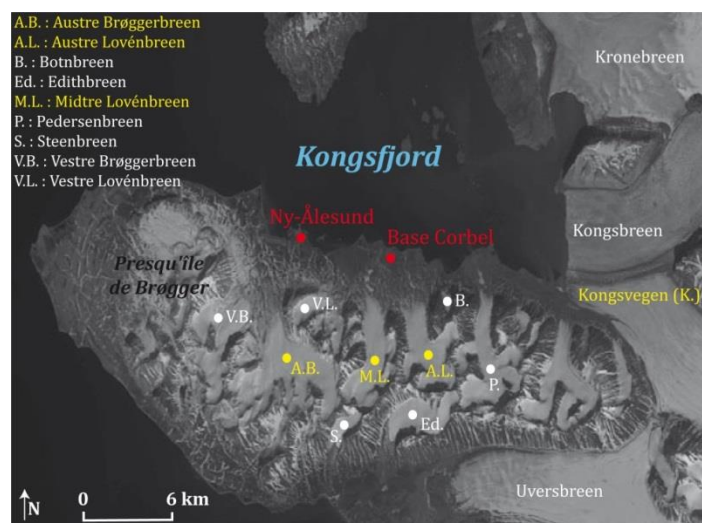


Figure I-9 : Localisation des différents glaciers présents dans la région du Kongsfjord avec en jaune les glaciers dont les suivis glaciologiques sont centralisés par le WGMS.

Sur les 9 glaciers du Svalbard qui figurent actuellement dans la base de données du WGMS comme faisant l'objet d'un suivi annuel continu de bilan de masse, 4 se situent dans la région du Kongsfjord en raison de la proximité du village scientifique de Ny-Ålesund. On y rencontre effectivement le glacier à front marin Kongsvegen (dont le suivi a débuté l'année 1986-1987), et les trois petits glaciers de vallée et de cirque à fronts terrestres situés sur la presqu'île de Brøgger (Figure I-9) : l'Austre Brøggerbreen qui présente le suivi le plus ancien de la base de données du WGMS pour le Svalbard, le Midtre Lovénbreen (deuxième suivi le plus ancien), et, plus récemment, le glacier du bassin versant ici à l'étude, l'Austre Lovénbreen (données fournies au WGMS depuis l'année 2010-2011).

Les deux glaciers voisins Austre Brøgger et Midtre Lovén sont par conséquent particulièrement étudiés depuis les années 1960 (Hagen et Liestøl, 1990 ; Liestøl, 1993 ; WGMS, 2008 ; Barrand *et al.*, 2010) et témoignent d'une réduction glaciaire globalement constante depuis le début de leurs enregistrements respectifs (Dyurgerov et Meier, 2000 ; Figure I-10). A titre d'exemple, le glacier Austre Brøgger s'est aminci de presque 40 m en moyenne entre 1912 et 1990, soit 0,51 m par an, perdant ainsi approximativement 30 % de son volume de 1912 (Lefauconnier et Hagen, 1990). Le glacier Midtre Lovén, quant à lui, a vu son amincissement s'accroître au cours de la dernière décennie (Rippin *et al.*, 2003 ; Kohler *et al.*, 2007) et a la particularité de présenter de la glace tempérée à sa base (Hagen et Sætrang, 1991) en proportion telle qu'il appartient à la catégorie des glaciers polythermaux chauds (Irvine-Fynn, 2008).

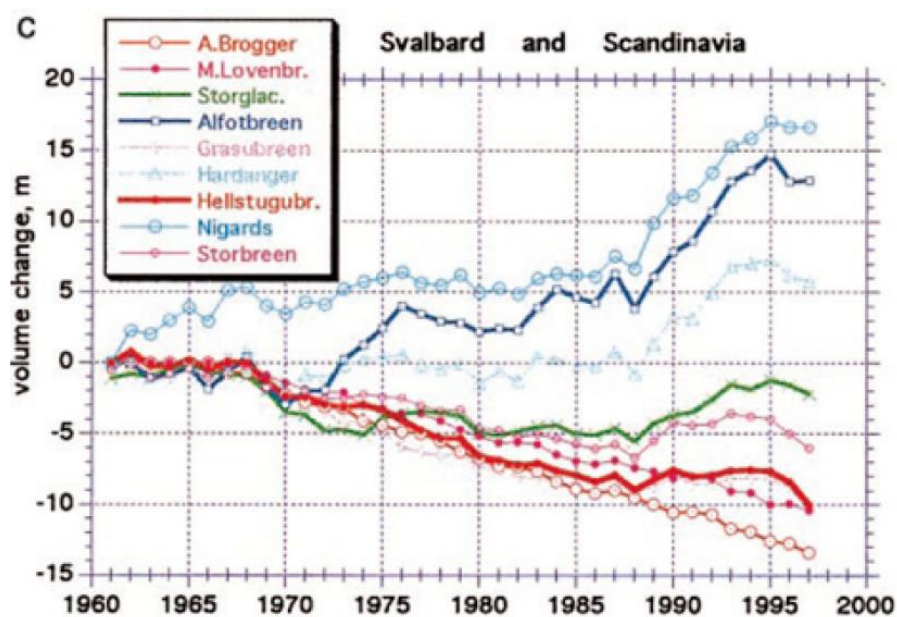


Figure I-10 : Changements de volume de 9 glaciers du Svalbard, de la Norvège et de la Suède à partir de leurs mesures de bilan de masse. Deux glaciers se situent sur la presqu'île de Brøgger au Spitsberg occidental : l'Austre Brøgger et le Midtre Lovén. Source : Dyurgerov et Meier, 2000.

Le glacier Austre Lovén situé directement à l'est du glacier Midtre Lovén est étroitement suivi depuis 2007-2008 par des mesures annuelles de bilan de masse et de positionnement de front qu'effectuent des scientifiques français (Marlin *et al.*, soumis). Des données plus anciennes sont fournies par Brossard et Joly (1986) sur la base d'un réseau de balises installées par Geoffroy (1968) en 1965. Le glacier Austre Lovén est également le site d'étude de glaciologues chinois qui ont estimé que la vitesse moyenne d'écoulement de sa glace de surface était de 2,5 m.a⁻¹ le long de sa ligne centrale de front (Mingxing *et al.*, 2010). Cette valeur est en accord avec celle rapportée par Rees et Arnold (2007) pour le glacier Midtre Lovén, soit 4 m.a⁻¹.

2.5. L'hydrologie arctique

2.5.1. Les suivis hydrologiques en Arctique

L'hydrologie des milieux glaciaires est généralement associée à des régimes hydrologiques de cours d'eau dits « simples » car caractérisés par une seule alternance annuelle de hautes et de basses eaux (voir site web echo.epfl.ch). Cela s'explique du fait de la prépondérance d'un seul mode d'alimentation : la fonte estivale du système glaciaire (manteau neigeux, névé, glacier). De ce fait, le régime hydrologique est dit « glaciaire ». Toutefois, ce caractère « simple » peut en fait cacher la combinaison de plusieurs alimentations en eau. En effet, les précipitations liquides estivales contribuent directement et indirectement par un ou plusieurs réservoirs d'eaux souterraines aux rivières proglaciaires, conférant aux régimes des rivières concernées une simplicité qui n'est qu'apparente, du moins à courte échelle de temps.

L'Arctic Runoff Data Base (ARDB), base de données gérée par le Global Runoff Data Center (GRDC), recense 2 409 stations hydrologiques dont 1 043 disposent de données quotidiennes et 2 188 de données mensuelles à travers l'Arctique (<http://www.bafg.de/GRDC> ; Figure I-11) alors que le bassin de drainage de l'Océan Arctique comprend une surface totale de $22,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Shiklomanov et Shiklomanov, 2003). L'ARDB constitue ainsi l'ensemble de données hydrologiques international le plus complet sur l'Arctique (Arctic-HYDRA, 2010).

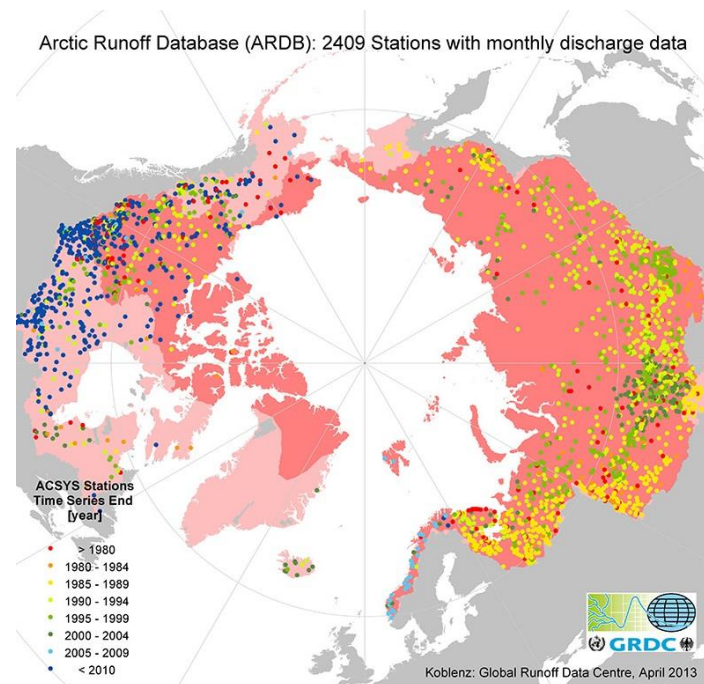


Figure I-11 : Réseau d'observation hydrologique en Arctique. Situation d'avril 2013. Source : The Global Runoff Data Center (GRDC).

Les premiers enregistrements datent de 1877. Les durées des chroniques d'enregistrements hydrologiques sont inégales : entre 1 et 123 ans pour une durée moyenne de 37 ans. Les chroniques d'observations hydrologiques sont en moyenne de 55 à 65 ans en Eurasie mais n'excèdent généralement pas 40 ans en Amérique du Nord avec d'importantes lacunes d'enregistrement, tout spécialement au Canada, marqué par de nombreux suivis entrepris uniquement à la période estivale (Arctic-HYDRA, 2010).

Les dispositifs de suivis hydrologiques dans l'Arctique sont donc relativement rares et épars. Au cours des deux dernières décennies, un sévère déclin dans les réseaux d'observation a été observé dans l'Arctique ce qui a réduit la capacité de la communauté scientifique à détecter

la nature des changements dans le système hydrologique de cette partie du globe (Vörösmarty *et al.*, 2001). Un déclin de 30 % dans la capacité opérationnelle de l'Arctique russe a été observé depuis 1990 pour une réduction du nombre de station hydrologique canadienne de 20 % dont beaucoup sont en Arctique (Vörösmarty *et al.*, 2001). À cela s'ajoute le fait que le réseau de stations hydrologiques opérationnelles dans le bassin de drainage de l'océan Arctique est réparti de façon très inégale et qu'il y a encore un tiers du bassin de drainage, dont de grands secteurs géographiques tels que le Groenland, qui ne disposent d'aucun système de surveillance renseigné dans cette base de données (Arctic-HYDRA, 2010 ; Figure I-11).

Les raisons principales du déclin et du manque de données hydrologique en Arctique sont les manques de subventions pour maintenir ou créer de nouvelles stations hydrologiques (Arctic-HYDRA, 2010), les conditions climatiques extrêmes (peu de dispositifs de mesures tolèrent des températures aussi basses et les processus de gel/dégel associés), les conditions d'accès au terrain d'étude (peu de sites de suivis peuvent bénéficier de maintenance régulière), le caractère instable du tracé du lit des cours d'eau glaciaires (peu de bassins versants glaciaires présentent des rivières dont le lit est invariable dans le temps et adapté au dispositif de suivi : le cas le plus courant est d'avantage du type « chevelu hydrographique » impossible à équiper de manière à enregistrer l'intégralité des flux de manière continue et ce, sur plusieurs années ; Figure I-12).



Figure I-12 : Photo illustrant la complexité du tracé des cours d'eau de type « chevelu hydrographique » en aval de l'exutoire choisi pour le bassin versant du glacier Austre Lovén. Au second plan se situe le Kongsfjord.

2.5.2. Les changements récents dans l'hydrologie arctique

Plus de 10 % de toutes les eaux de ruissellement continentales se jette dans l'Océan Arctique (McClelland *et al.*, 2008). Or, d'importants changements ont été détectés dans l'hydrologie terrestre arctique. La plupart de ces changements hydrologiques auraient débuté ou se seraient accélérés dans le milieu des années 1970. Le système hydrologique arctique serait ainsi entré dans un état qui est à priori sans précédent sur le plan historique tout du moins (Vörösmarty *et al.*, 2001). En effet, les flux d'eau de fonte moyens des glaciers de montagne et des calottes glaciaires (Groenland inclus) ont augmenté de façon significative ces dernières décennies avec un accroissement total de 700 à 800 km³.a⁻¹ (weq) entre 2000 et 2006. L'apport par les eaux d'écoulement à l'Océan Arctique, de l'ordre de 2,4.10³ km³.a⁻¹, reste toutefois nettement supérieur à l'apport généré par la fonte des glaciers de montagne et des calottes glaciaires (Groenland inclus). L'apport par les rivières est lui aussi en augmentation : + 87 km³.a⁻¹ entre les périodes 1961-1992 et 1993-2006 contre + 56 km³.a⁻¹ pour les glaciers. Les augmentations en termes d'apport d'eau à l'Océan Arctique par les eaux d'écoulement et par les eaux de fonte des glaciers sont donc du même ordre de grandeur (Dyurgerov *et al.*, 2010). Toutefois, plusieurs études ont montré que les augmentations dans les apports d'eau vers l'Océan Arctique étaient également principalement liées à l'augmentation des hauteurs de précipitations (Dyurgerov et Carter, 2004 ; McClelland *et al.*, 2006 ; Marlin *et al.*, soumis).

D'un point de vu plus régional, l'apport d'eau par les plus grands fleuves de l'Arctique eurasien a augmenté d'environ 10 % depuis 1935, malgré de grandes variations interannuelles.

Une tendance similaire à l'augmentation est par ailleurs observée dans l'Arctique nord-américain malgré une chronique d'enregistrement plus courte (SWIPA, 2011 ; Figure I-13).

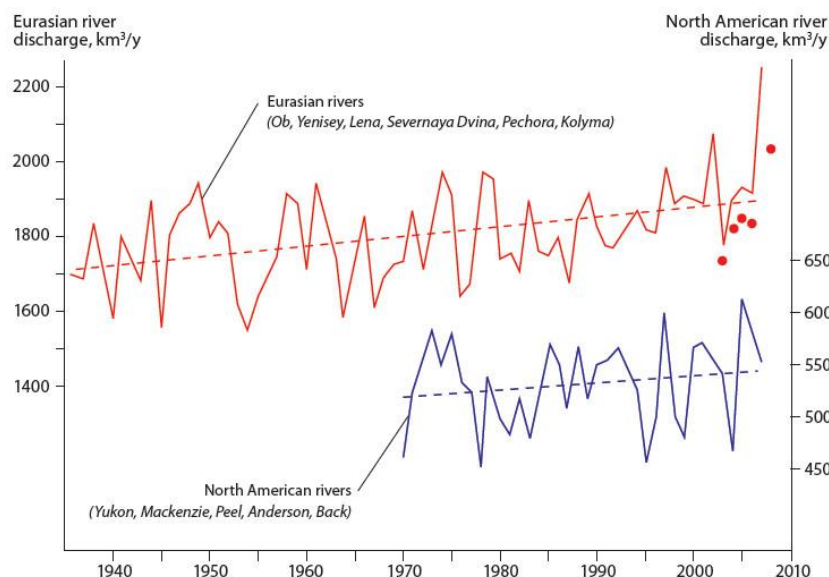


Figure I-13 : Enregistrements (lignes pleines) et tendances (pointillés) des apports annuels total des eaux de ruissellement à l'Océan Arctique à partir des données relatives aux 6 plus importants fleuves de l'Arctique eurasien pour la période 1936-2007 (en rouge) et à 5 importants fleuves pan-arctiques nord-américains pour la période 1973-2006 (en bleu). Source : SWIPA, 2011.

À l'échelle de l'Arctique, le débit maximal d'apport en eau par les fleuves à l'océan survient en juin (Figure I-14) et provient principalement de la fonte de la neige accumulée au cours de la longue période hivernale (de cinq à huit mois ; SWIPA, 2011).

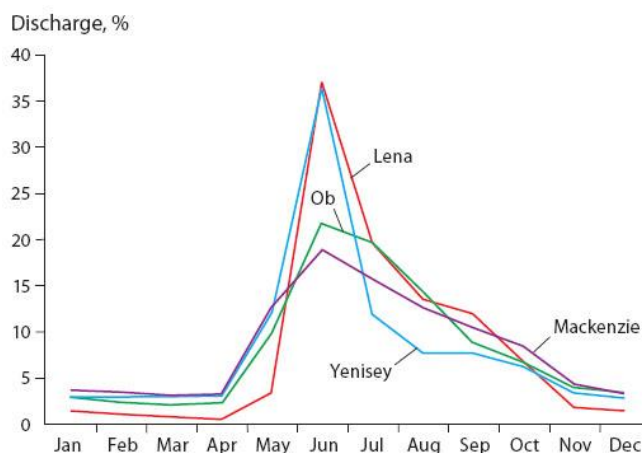


Figure I-14 : Variations saisonnières des apports en eau des 4 principaux fleuves alimentant l'Océan Arctique. Source : SWIPA, 2011.

La réponse des rivières arctiques aux changements de température et de hauteurs de précipitations comprend également un rallongement des périodes d'écoulement estival en comparaison aux conditions de 1845, avec une débâcle qui survient 10 jours plus tôt en moyenne et un regel mettant fin aux écoulements qui se produit en moyenne 9 jours plus tard (Vörösmarty *et al.*, 2001; Figure I-15).

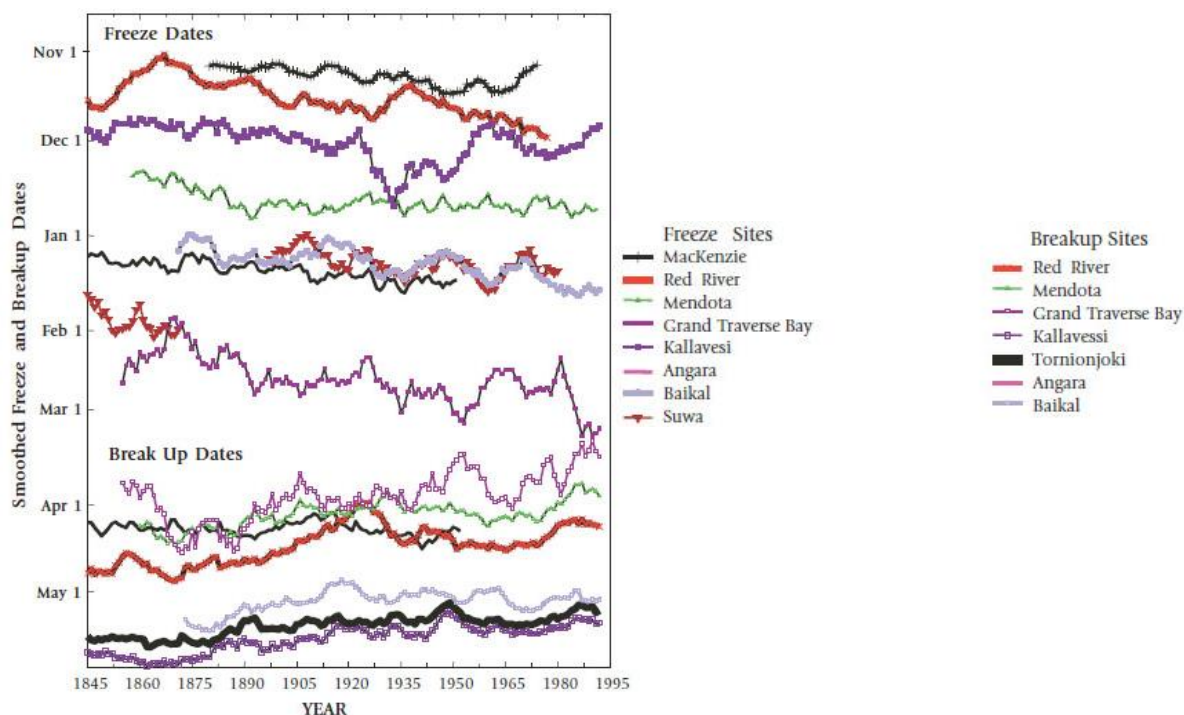


Figure I-15 : Evolutions des dates de débâcle et de regel de 1845 à 1995 dans de nombreux lacs et rivières arctiques. Source : Vörösmarty *et al.*, 2001.

2.5.3. L'hydrologie nivale et glaciaire

L'hydrologie glaciaire est de manière générale régie par la fonte saisonnière de la neige et de la glace : la couverture neigeuse a en effet un impact direct sur le cycle hydrologique avec, dans le bassin de drainage de l'Arctique, un ruissellement lié à sa fonte qui représente jusqu'à 75 % de la lame d'eau totale annuelle dans certaines régions du nord de la Sibérie et de l'Amérique du Nord (SWIPA, 2011). Concernant le Svalbard en particulier, Hagen et Lefauconnier (1995) ont, quant à eux, rapporté que la fonte de la neige et de la glace sur les glaciers est la source dominante en eaux de fonte et qu'elle peut représenter plus des deux tiers de l'écoulement annuel total.

Le système de drainage d'un glacier est défini par trois composantes d'écoulement plus ou moins développées en fonction du régime thermique du glacier (Bingham *et al.*, 2006) :

- la composante supra-glaciaire : ruissellement et écoulement de surface avec formation de chenaux et de bédrières à la surface des glaciers (Figure I-16a), saturation de la neige et du névé en eau (Figure I-16b), formation de lacs supra-glaciaires (Figure I-16d). D'importants épisodes de crues de début de saison peuvent être causés par la vidange de lacs initialement confinés par un barrage de glace ou de neige (Sund, 2008). Par ailleurs, au début de la période estivale, les écoulements d'eau de fonte sont initialement atténués par des stockages temporaires de ces eaux de fonte à la base de la couverture neigeuse. Les couches de neige ainsi saturées en eau agissent alors en effet comme des aquifères non confinés qui sont par le fait capables de stocker des quantités d'eau de fonte significatives (Irvine-Fynn, 2008).

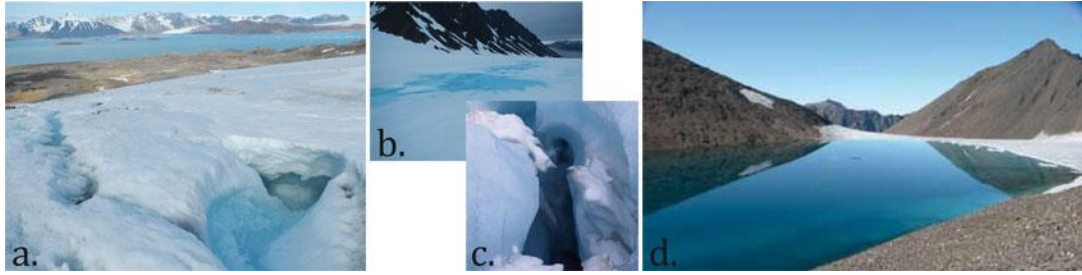


Figure I-16 : Photos prises sur le glacier Austre Lovén et illustrant la composante supra-glaciaire des écoulements avec a. petit chenal à gauche et importante bédrière encore partiellement recouverte de neige à droite (juillet 2012) ; b. saturation en eau de la couverture neigeuse (juillet 2012) ; c. moulin (octobre 2008) et d. lac supra-glaciaire (août 2011).

- la composante intra-glaciaire : des chenaux et des bédrières peuvent se creuser par érosion jusqu'à atteindre des profondeurs importantes et par la suite se ré-englacer en surface créant ainsi un conduit d'écoulement intra-glaciaire. Les formations de crevasses profondes et de moulins (Figure I-16c) permettent également à des écoulements intra-glaciaires de se mettre en place (Griselin *et al.*, 1995 ; Hagen *et al.*, 2003 ; Irvine-Fynn, 2008 ; Figure I-17).

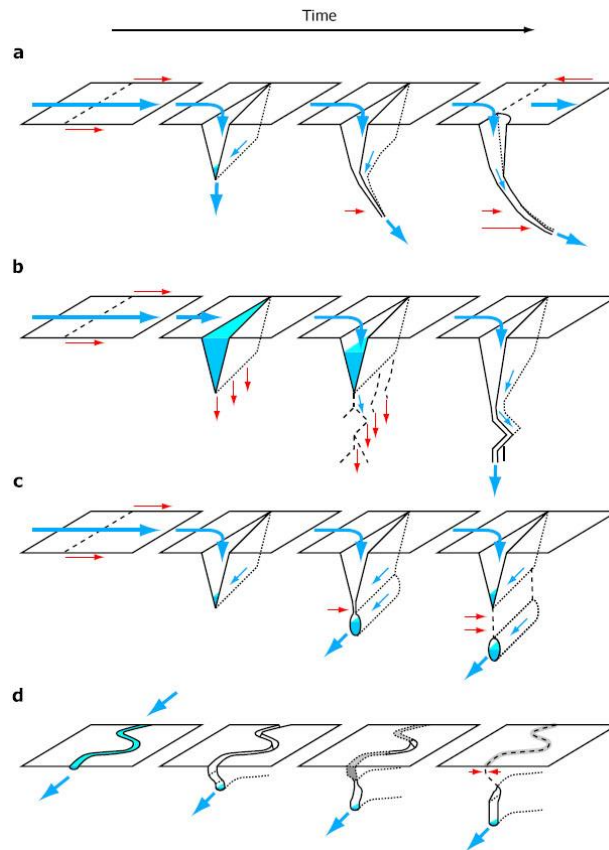


Figure I-17 : Illustration de l'évolution hypothétique de conduits intra-glaciaires formés à partir de crevasses et de ruissellements de surface : a. Formation classique de moulins ; b. Favorisation de l'hydro-fracture d'une crevasse remplie d'eau augmentant ainsi la profondeur de drainage ; c. Cas où la base d'une crevasse s'incise à une plus forte profondeur pour ensuite être isolée de la surface du fait de l'écoulement de la glace et les mouvements du glaciers ; d. Incision d'un flux supra-glaciaire (chenal, bédrière) couplé à un processus de fermeture en surface (en réponse à de l'accumulation de neige, son métamorphisme, à l'écoulement de la glace) qui conduit à la formation d'un conduit intra-glaciaire ; Les écoulements d'eau sont représentés par des flèches bleues et les forces qui agissent sur la glace par des flèches rouges. Source : Irvine-Fynn, 2008.

- la composante sous-glaciaire : écoulements d'eaux à l'interface glacier/socle alimentés soit par des réseaux de drainage sous-glaciaires, soit par la fonte de la glace basale, soit par la fonte dans les versants du bassin.

Le régime thermique d'un glacier est déterminant dans la distribution et la circulation des eaux de fonte en son sein : la glace froide ne contient pas d'eau à l'état liquide alors que la glace tempérée peut en contenir jusqu'à 9 % de son volume (Irvine-Fynn, 2008). L'eau de fonte qui se forme à la surface du glacier au cours de la période estivale n'a donc pas le même comportement en fonction de sa localisation sur le glacier du fait de la présence ou non de neige, de névé, et de la nature de la glace (tempérée ou froide). Dans le cas de la présence de neige, de névé et/ou de glace tempérée, l'eau de fonte peut percoler dans ces différentes couches et y regeler. À l'inverse, en présence de glace froide, l'eau de fonte circule en surface et ne regèle pas. En période de fonte, c'est la composante supra-glaciaire qui est privilégiée et ce même à haute altitude. La prédominance des écoulements de surface est particulièrement importante au voisinage du front des glaciers. Les composantes intra- et sous-glaciaires ne sont quant à elles que secondaires bien qu'existantes et non négligeables. Des glaciers polythermaux tels que le glacier Midtre Lovén et l'Austre Lovén montrent que les eaux de fonte supra-glaciaires peuvent pénétrer le glacier jusqu'à atteindre son système de drainage sous-glaciaire (Griselin *et al.*, 1995 ; Rippin *et al.*, 2003).

L'aspect polythermal d'un glacier peut par conséquent être particulièrement déterminant du point de vue de la composante sous-glaciaire, puisque la glace tempérée conserve son état tout au long de l'année (Hagen *et al.*, 2003). Le caractère polythermal conduit donc au maintien du système de drainage sous-glaciaire, et ce, même au cours de l'hiver. Dans le cas d'un glacier à front terrestre, cette décharge d'eau hivernale regèle lorsqu'elle rencontre une surface proglaciaire gelée formant ainsi de large accumulation de glace au niveau des résurgences. La présence de ces marges glacées, généralement localisées au niveau du front du glacier est largement reconnue au Spitsberg et est révélatrice de la condition polythermale des glaciers (Liestøl, 1976 ; Griselin, 1982, 1985a). Toutefois, les systèmes de drainage sous-glaciaires des glaciers polythermaux du Svalbard ne sont pas encore compris dans leur intégralité (Bukowska-Jania et Szafraniec, 2005). Il est en effet difficile d'envisager qu'une eau provenant d'une partie à base tempérée du glacier parvienne ensuite à s'écouler à travers une partie à base froide pour potentiellement atteindre le front. Il est toutefois reconnu qu'un système de drainage restreint peut se mettre en place au sein de la zone froide : de l'eau liquide peut en effet toujours être présente à une interface glace-roche qui présente des températures inférieures à 0°C, à condition que le débit d'eau soit supérieur à la vitesse de gel (Tranter *et al.*, 1996).

2.5.4. L'hydrologie au Svalbard

Le suivi régulier de l'hydrologie n'a débuté qu'en 1989 au Svalbard sur la rivière de la Bayelva (rivière alimentée par la fonte des glaciers Austre Brøgger et Vestre Brøgger), proche de Ny-Ålesund (Sund, 2008). Le département d'hydrologie du Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE) compte seulement 8 stations de suivi hydrologique en continu au Svalbard (en incluant celui de la Bayelva) regroupées sur 5 zones de la côte ouest du Spitsberg (Figure I-18).

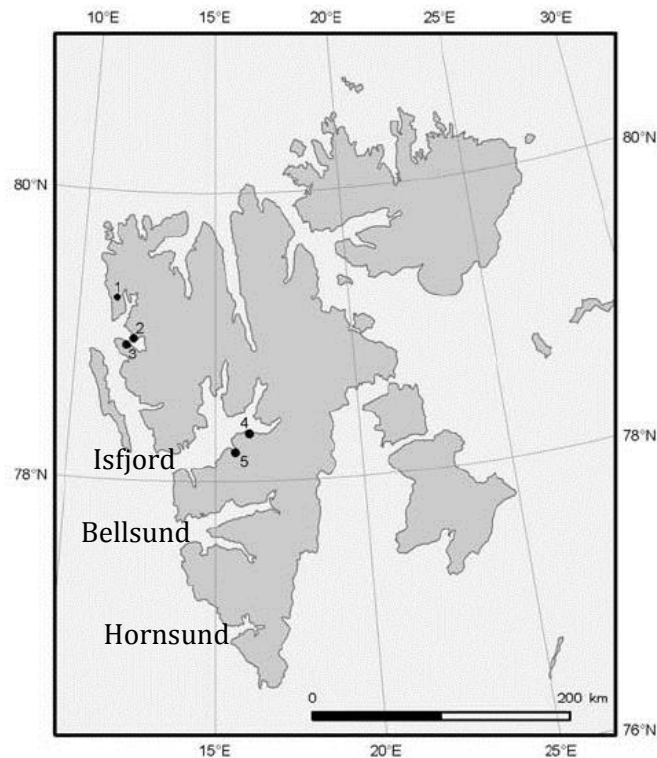


Figure I-18 : Localisation des stations de suivis hydrologiques du NVE avec les rivières 1. Diesetelva, 2. Londonelva, 3. la Bayelva et Tvillingvatn, 4. De Geerdalen, 5. Isdammen, Steintippdalen et Endalselva. Localisation des fjords Isfjord, Bellsund et Hornsund. Source : Sund, 2008.

En plus des stations du NVE, de nombreuses autres stations hydrologiques, norvégiennes ou étrangères, ont été exploitées au Svalbard. Toutefois, la plupart d'entre elles n'ont été fonctionnelles que quelques années tout au plus et/ou ne présentaient des observations que partielles des saisons hydrologiques (Sund, 2008 ; Hodgkins *et al.*, 2009). D'une manière générale, les suivis hydrologiques au Svalbard se rencontrent principalement sur la côte ouest du Spitsberg : dans les régions de l'Isfjord (Yde *et al.*, 2008) et du Kongsfjord (Killingtveit *et al.*, 2003 ; Killingtveit, 2004) avec en particulier la rivière de la Bayelva (Hodson *et al.*, 1998, 2002 ; Nowak et Hodson, 2013), l'exutoire du glacier Midtre Lovénbreen (Irvine-Fynn *et al.*, 2014) et l'exutoire du glacier Austre Lovén (Vivian H., 1964 ; Geoffray, 1966 ; Griselin, 1982 ; Eraso *et al.*, 1995 ; Domínguez et Eraso, 2004) mais aussi dans les secteurs de Bellsund (Wadham *et al.*, 1998, 2000 ; Hodgkins *et al.*, 2009) et de Hornsund (Pulina *et al.*, 1984; Figure I-18).

Au Svalbard, la saison hydrologique s'étend principalement de juin à septembre avec un maximum d'écoulement au mois de juillet, soit un mois plus tard que la moyenne arctique (Killingtveit *et al.*, 2003 ; Figure I-19). Le début de saison hydrologique le plus tôt enregistré date de la fin du mois de mai à De Geerdalen (Figure I-18) et les fins de saison les plus tardives datent de la mi-octobre (Sund, 2008).

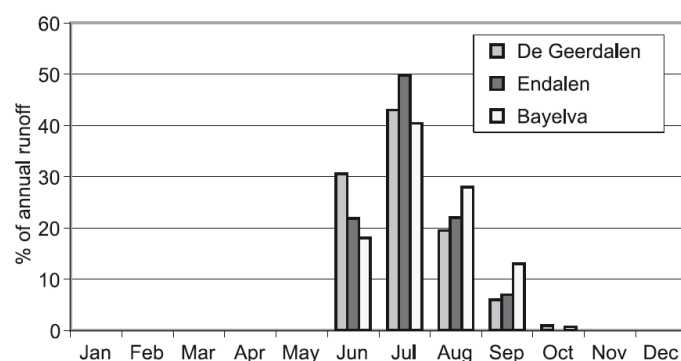


Figure I-19 : Moyennes mensuelles des écoulements de surface mesurés au cours de la période 1990-2001 pour le bassin versant de la Bayelva et ceux d'Endalen et De Geerdalen (tous deux situés dans l'Isfjord). Source : Killingtveit et al., 2003.

La fonte de la neige en Arctique est importante, générant une grande partie des eaux de ruissellement en début de saison de fonte (juin-juillet). Le manteau neigeux a par conséquent généralement en grande partie fondu en juillet (Sund, 2008). Plus tardivement, en août-septembre, les écoulements sont principalement dues à des événements pluvieux et à la fonte de la glace (Killingtveit *et al.*, 2003). Dès que le sol gèle en surface en fin d'été, de fortes crues peuvent être enregistrées à la faveur de fortes pluies. La saison hydrologique se termine généralement progressivement en septembre-octobre lorsque la température descend en dessous de zéro (Sund, 2008). En dehors de ces périodes (fin mai jusqu'à mi-octobre), les rivières sont gelées, à l'exception de quelques cours d'eau alimentés par des sources pérennes (Haldorsen *et al.*, 2011).

Les résultats de mesures hydrologiques et glaciologiques indiquent que la lame d'eau moyenne annuelle au Spitsberg se situe entre 300-350 mm.a⁻¹ dans les zones de faible altitude aux alentours de l'Isfjord, et jusqu'à 1200-1500 mm.a⁻¹ en aval de nombreux glaciers (Sund 2008). Hagen *et al.* (2003) rendent compte d'une lame d'eau écoulée issue des glaciers du Svalbard de 680 ± 140 mm.a⁻¹ et d'environ 800 mm.a⁻¹ si l'apport par les icebergs dû au vêlage des glaciers marins est inclus, ce qui entre dans la gamme de valeur précédemment citée. Cet écoulement total revient à une moyenne de l'ordre de 950 mm.a⁻¹ pour la région du Kongsfjord spécifiquement, en incluant les apports par vêlage (Hagen *et al.*, 2003). La lame d'eau en provenance des bassins versants glaciaire dépend de l'état du bilan de masse des glaciers, et n'est pas nécessairement représentatif des précipitations de la zone. Dans les petits bassins versants glaciaires (surface totale inférieure à 10 km²), la lame d'eau supplémentaire produite du fait du bilan de masse négatif du ou des glaciers dépend de la proportion de la couverture glaciaire et peut atteindre un rendement de 20 % supplémentaire en comparaison à ce que son ou ses glaciers produiraient s'ils étaient en état d'équilibre avec le climat (Hagen *et al.*, 2003). A titre d'exemple, le bassin versant de la Bayelva produit une lame d'eau supplémentaire du fait des bilans de masse négatif des glaciers Brøgger calculée comme étant d'environ 200 mm.a⁻¹ (Hagen et Lefauconnier, 1995) pour une moyenne de lame d'eau annuelle sur la période 1990-2001 de 1091 mm.a⁻¹ (Killingtveit *et al.*, 2003).

3. L'hydrologie souterraine dans les régions à pergélisol

Le pergélisol, comme les glaciers, est un très bon indicateur des changements climatiques. En effet, le pergélisol est lui aussi actuellement en train de se dégrader en réponse au réchauffement climatique ayant succédé au PAG (Osterkamp et Jorgenson, 2009). La gamme de températures du pergélisol s'étend en fonction de sa localisation dans l'Arctique et de sa nature entre -15°C à juste en dessous de 0°C (Romanovsky *et al.*, 2010) alors qu'il peut atteindre les -23,6°C en Antarctique (IPCC, 2013). Ces températures ont globalement augmenté depuis les

années 1970 et ce, jusqu'à 2°C supplémentaires. Dans l'hémisphère nord, le pergélisol a donc commencé à fondre et sa limite sud migre progressivement vers le nord avec un retrait ayant atteint les 130 km pendant le dernier demi-siècle au Québec (SWIPA, 2012). La profondeur de la couche active (zone dégélée annuellement au-dessus du pergélisol) a par conséquent elle aussi augmenté dans la plupart des régions du globe concernées au cours des 20 dernières années avec en moyenne 20 cm d'épaisseur supplémentaire dans l'Arctique européen et en Sibérie (SWIPA, 2011, 2012).

3.1. Le pergélisol et la couche active

3.1.1. Les définitions

- Le pergélisol

Le pergélisol correspond au terme anglais « permafrost » qui a été nommé ainsi en 1943 par le Professeur de Géologie S. W. Muller de l'Université de Stanford pour faire référence de manière abrégée à du « permanently-frozen ground », autrement dit « sol gelé en permanence ». Le pergélisol est en effet défini comme étant une épaisseur de sous-sol (sols, sédiments, roches, ou tout autre matériel géologique) dont la température est inférieure ou égale à 0°C et ce depuis plus de deux années successives (French, 2007), ou qui reste gelée pendant plus de deux années consécutives (SWIPA, 2012). La subtilité entre ces deux définitions n'est pas négligeable. En effet, au sein du pergélisol peut se trouver de l'eau gelée qui joue le rôle de ciment et lie ainsi les composants du matériel géologique. Or, la température à laquelle gèlent les formations est, entre autres, fonction de sa teneur en eau : plus son contenu en eau est important, plus l'ensemble aura tendance à geler autour de la température de gel de l'eau, à savoir 0°C. À l'inverse, plus la teneur en eau est faible, plus la température de gel de la formation dépendra de la nature du matériel géologique et pourra donc avoir tendance à présenter une température plus négative (Roth et Boike, 2001). La température de gel d'un assemblage triphasique (présence d'air et d'eau dans la porosité du matériau) est donc également fonction du type de matériel géologique puisque cela détermine la porosité du milieu et donc sa teneur en eau potentielle. Enfin, il faut aussi considérer le fait que la température de gel de l'eau est 0°C lorsque celle-ci est pure. Si l'eau est minéralisée cette température sera négative. À titre d'exemple, l'eau de mer gèle à -1,9°C.

C'est toutefois la température de 0°C qui est majoritairement retenue pour déterminer la présence ou non de pergélisol. Il est en effet très compliqué de définir la nature exacte du matériel géologique, sa teneur en eau ainsi que l'état de minéralisation de cette eau, d'autant plus que ces paramètres sont susceptibles de varier le long du profil de sol. Il est donc admis que tant que le matériel géologique présente une température inférieure à 0°C, la formation est classée comme étant du pergélisol, qu'il contienne ou non de l'eau à l'état liquide et/ou solide (SWIPA, 2011). Au vue de cette définition qui se réfère à une température limite de 0°C, le pergélisol peut aussi bien être entièrement gelé, partiellement gelé ou dégélé (French, 2007).

La distribution spatiale du pergélisol, son épaisseur et son état thermique sont déterminés par de nombreux facteurs : facteurs climatologiques principalement (la température de l'air ou l'épaisseur de la couverture neigeuse par exemple) mais aussi d'autres facteurs plus locaux comme le matériel géologique et sa structure (conductivité et diffusivité thermique du matériel, inclinaison et orientation des pentes), les couvertures végétale et neigeuse, l'hydrologie et les objets hydrologiques (notamment la présence de glaciers), l'activité géothermique, et dans une certaine mesure, les activités humaines (Åkerman, 1980; French, 2007). La combinaison de ces facteurs est déterminante de l'état d'équilibre énergétique de la surface du pergélisol, mais également de sa base et de ses marges (Osterkamp et Jorgenson, 2009). Si cet équilibre énergétique entre le pergélisol et son environnement de surface est

modifié, le pergélisol réagit en vue de retrouver un état stable. Des zones de sous-sol dégelé peuvent ainsi se rencontrer au sein de régions à pergélisol, notamment sous d'imposantes masses d'eau : ce sont les taliks (French, 2007).

Les suivis de température du pergélisol nécessitent la réalisation de forages importants (de quelques mètres à plus de 100 m) afin de mener les mesures thermiques à des profondeurs où les variations saisonnières ne se ressentent pas (la profondeur d'amplitude annuelle nulle atteinte en général dans les 20 premiers mètres ; Figure I-20). Ce type d'enregistrement est centralisé notamment dans la base de données TSP (Thermal State of Permafrost), composante du Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) créé en 1999 à l'initiative de l'IPA (International Permafrost Association) afin d'obtenir un réseau d'observatoires du pergélisol à l'échelle globale et ainsi être capable de détecter, enregistrer et prédire les changements climatiques.

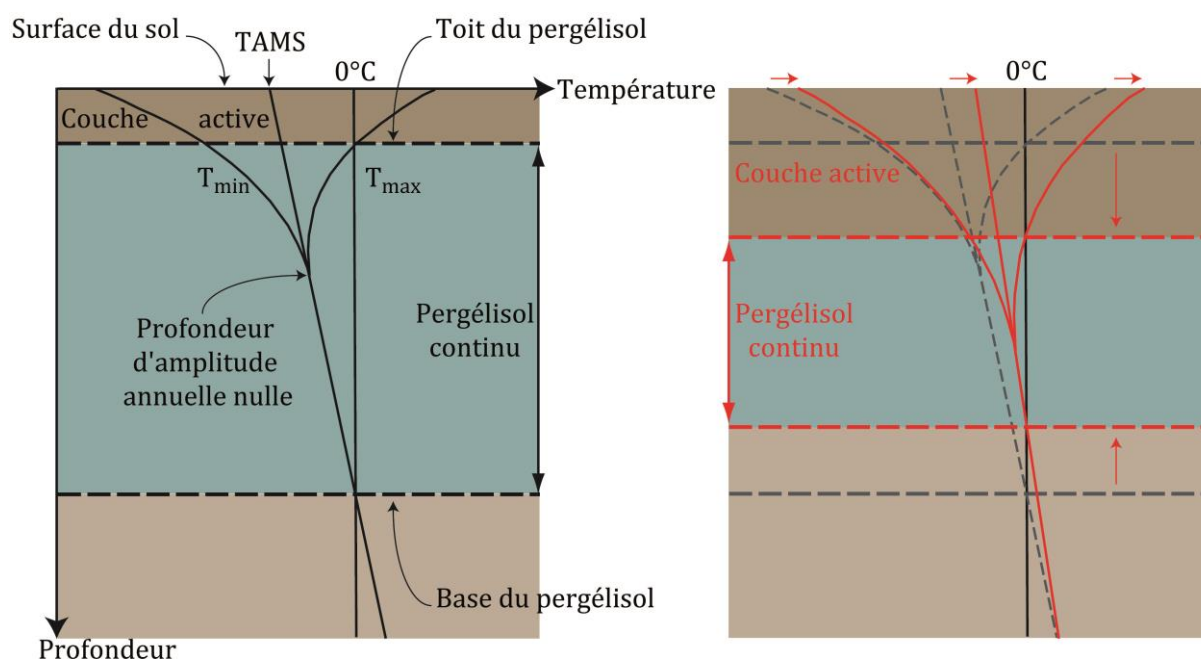


Figure I-20 : Principe de base du régime thermique d'un profil de sol présentant du pergélisol continu (en noir) et de l'impact d'un réchauffement de surface sur ce même régime thermique (en rouge). TAMS = température annuelle moyenne du sous-sol.

La température annuelle moyenne du sous-sol (TAMS) est d'importance étant donné qu'il s'agit de la condition limite qui détermine les états thermiques futurs du pergélisol. En effet, si la TAMS augmente et se maintient ainsi pendant une longue période, le toit du pergélisol va se dégrader et la chaleur va pénétrer lentement la formation en profondeur jusqu'à ce qu'il atteigne la base du pergélisol où le dégel débutera également (Figure I-20). Au vu du réchauffement climatique actuel, on considère arbitrairement qu'une TAMS inférieure à -3°C confère au pergélisol une marge suffisante pour qu'il ne soit pas en danger de fonte immédiate. À l'inverse, ceux dont la TAMS est supérieure ou égale à -2°C pourraient bientôt commencer à fondre puisque le pergélisol n'est alors qu'à un ou deux degrés du dégel ce qui rend sa situation plus critique en contexte de réchauffement (Osterkamp et Jorgenson, 2009).

En fonction de sa répartition spatiale, le pergélisol se distingue en différentes catégories (Figure I-21) : le pergélisol continu (où il occupe la grande majorité de la région considérée à l'exception des zones situées sous d'imposantes masses d'eau (liquide ou solide) avec une étendue allant de 90 à 100 % de la région), le pergélisol discontinu (avec une étendue allant de 50 à 90 % de la région), les régions à pergélisol sporadique (où les étendues non gelées deviennent plus importantes que les zones gelées dont l'étendue va de 10 à 50 % de la région) et enfin le pergélisol isolé (où il n'est plus constitué que de noyaux isolés de sous-sol gelé avec une

étendue allant de 0 à 10 % de la région). Il n'y a toutefois pas de définition standard quant à la limite d'étendue entre pergélisol discontinu et sporadique : la limite à 50 % d'occupation de la surface est ici proposée par SWIPA (2012) alors qu'ACIA (2004) propose une limite à 30 % d'occupation.

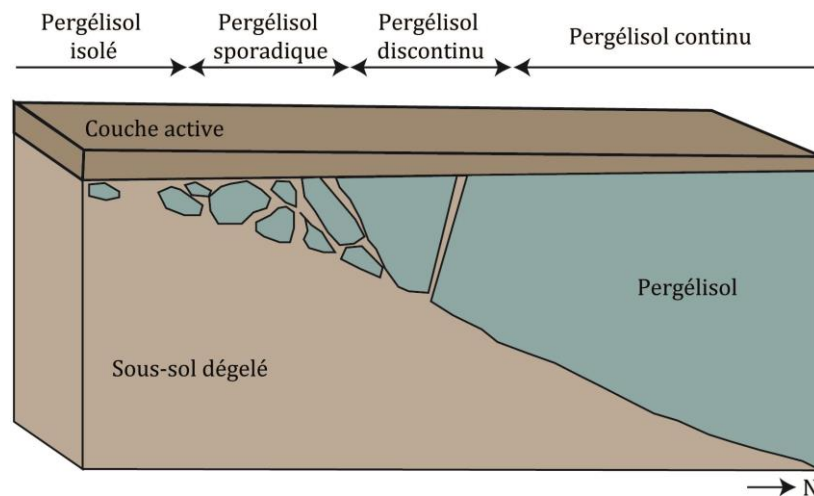


Figure I-21 : Schéma en coupe latitudinale illustrant les changements de catégorie du pergélisol (continu, discontinu, sporadique et isolé).

- La couche active

Bien que suffisamment froides pour maintenir la présence d'une épaisseur de sous-sol gelé sur plusieurs dizaines à centaines de mètres en permanence, les conditions climatiques des régions présentant du pergélisol permettent à la couche de sous-sol surmontant le pergélisol de dégeler et regeler saisonnièrement et ce sur quelques dizaines de centimètres à quelques mètres. L'épaisseur de sous-sol concernée par ces fortes variations thermiques se nomme la couche active. Ces phases de dégels surviennent généralement lors de la période estivale.

Le dégel de la couche active et son épaisseur dépendent du transfert de chaleur qui se produit à travers les couches sus-jacentes (neige, végétation, couverture pédologique). En effet, les variations annuelles de la température de l'air sont atténuées par ces couches présentant une conductivité thermique faible. Les variations en chaleur latente associées aux processus d'évaporation, d'évapotranspiration, de gel et de dégel de l'eau compliquent la thermodynamique de la couche active (ACIA, 2004).

3.1.2. Le pergélisol et la couche active à l'échelle mondiale

- Le pergélisol à l'échelle mondiale

Le pergélisol se rencontre majoritairement dans les régions polaires Arctique et Antarctique. C'est dans l'hémisphère nord qu'il se concentre principalement (SWIPA, 2011) : il s'étend de la zone arctique jusqu'au sud de la Mongolie et est même présent à des latitudes encore plus basses dans les régions alpines (Figure I-22). Le permafrost continu domine les terres les plus au nord alors que sa distribution devient discontinu dans les régions sub-Arctiques (SWIPA, 2011). La Russie présente la plus importante étendue de pergélisol, suivie en seconde position par le Canada et en troisième position par la Chine (French, 2007).

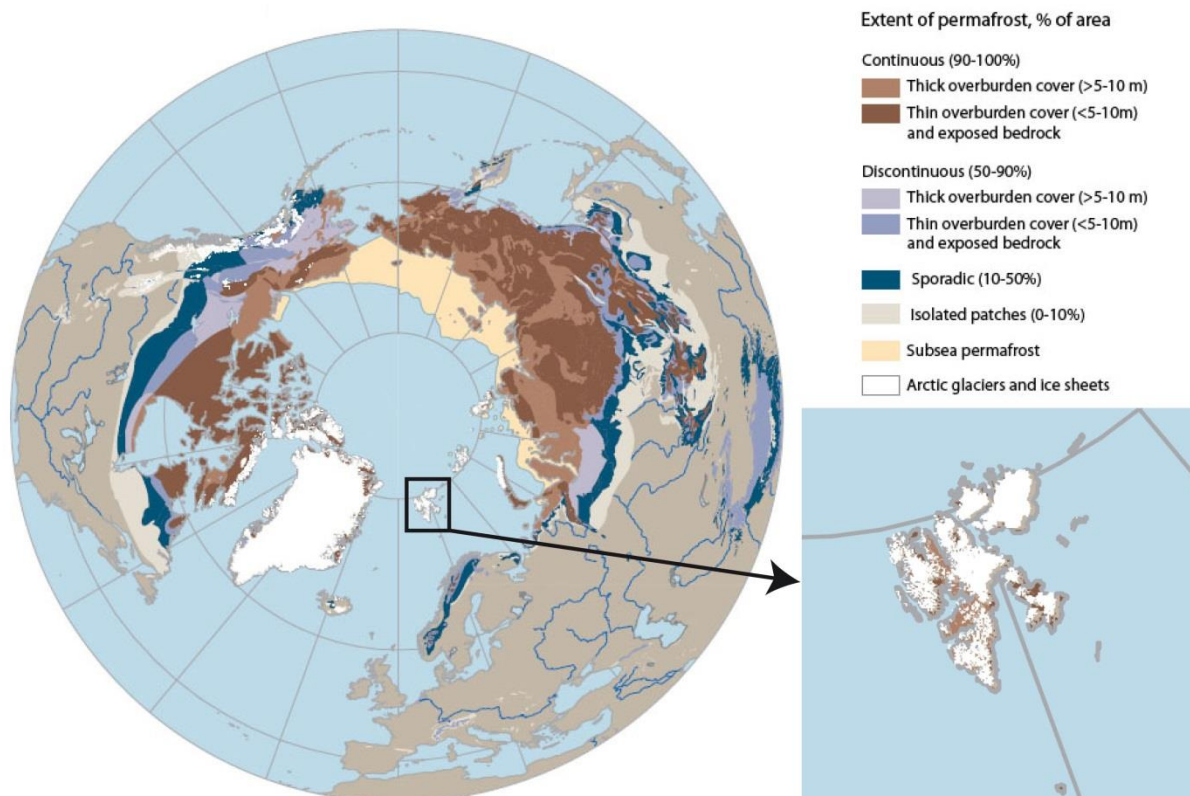


Figure 1-22 : Répartition du pergélisol en fonction de sa catégorie (continu, discontinu, sporadique et isolé) à l'échelle mondiale et à celle du Svalbard. Source : SWIPA, 2012.

Les premières mesures de températures du pergélisol datent du début des années 1930 en Russie, de la fin des années 1940 en Amérique du Nord et du début des années 1960 en Chine. Les mesures systématiques ne remontent toutefois qu'à la fin des années 1970-début des années 1980, et ce un peu partout dans l'hémisphère nord (IPCC, 2013). Toutefois, 300 nouveaux observatoires du pergélisol ont été créés au cours de l'IPY à travers l'Arctique (SWIPA, 2012) et d'autres depuis afin d'améliorer le réseau d'observation et d'établir une base de référence à partir de laquelle les modifications à venir du pergélisol pourront être quantifiés. Ces dispositifs de suivi restent rares dans l'hémisphère sud.

La centralisation de données sur le pergélisol a permis de réaliser des analyses détaillées de l'état du pergélisol à travers l'hémisphère nord avec notamment des aperçus assez complets de sa situations dans trois régions bien définies : l'Amérique du Nord (Smith *et al.*, 2010), la Russie (Romanovsky *et al.*, 2010), et la région nordique (Christiansen *et al.*, 2010). Ces trois aperçus se fondent sur les suivis d'environ 575 forages anciens et récents répartis de façon inégale à travers ces trois régions (environ respectivement 350, 180 et 45 forages).

L'épaisseur du pergélisol terrestre s'étend de quelques dizaines de centimètres à sa limite d'extension sud à 1 500 m d'épaisseur dans certaines régions de Sibérie. L'importante épaisseur de pergélisol rencontrée en Sibérie s'explique par le fait que ces régions n'ont pas été recouvertes de glaciers depuis des périodes considérables. En comparaison, l'épaisseur moyenne du pergélisol est généralement de moins de 400 m dans les zones recouvertes de glaciers durant la dernière glaciation, tel qu'en Amérique du Nord (French, 2007 ; SWIPA, 2012).

Des distinctions sont ainsi faites entre le pergélisol froid (TAMS $\leq -2^{\circ}\text{C}$) et épais (entre 400 et 1 500 m d'épaisseur) et le pergélisol chaud (TAMS $\geq -2^{\circ}\text{C}$) et mince (moins de quelques mètres d'épaisseur ; ACIA, 2004). Le pergélisol froid se rencontre principalement dans les régions à pergélisol continu et ponctuellement dans les régions à pergélisol discontinu où se concentre toutefois majoritairement le pergélisol chaud (IPCC, 2013). En effet, dans les régions à

pergélisol discontinu, le pergélisol présente une gamme de valeur de TAMS étroite puisque généralement supérieure à -2°C dans la plupart des sites. Dans les régions à pergélisol continu, la gamme de valeur des TAMS est beaucoup plus large puisque pouvant atteindre les -15°C (Romanovsky *et al.*, 2010).

Une diminution générale de la température du pergélisol avec la latitude est donc globalement observée bien que cette relation varie selon les régions (SWIPA, 2011 ; Figure I-23). En effet, des régions du Haut-Arctique situées à des latitudes semblables peuvent présenter des températures du pergélisol très différentes : le pergélisol du nord-ouest de la Russie et du nord de la Norvège par exemple, présente des températures beaucoup plus élevées que le pergélisol au nord de l'Alaska à la même latitude (Figure I-23). Ces différences s'expliquent par l'influence des courants océaniques chauds sur le climat de l'Europe du nord (SWIPA, 2011). De la même manière, le Svalbard présente des TAMS plus élevées que des régions situées à des latitudes inférieures.

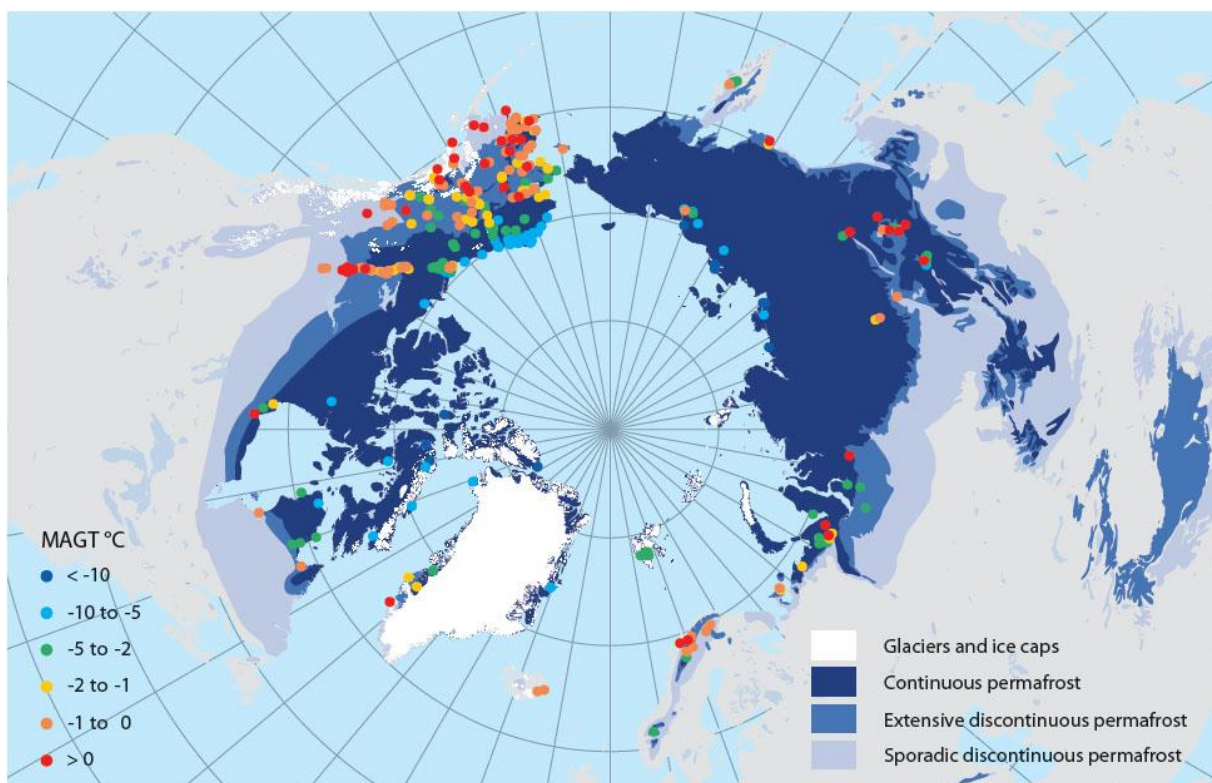


Figure I-23 : Températures annuelles moyennes du sous-sol (TAMS) déterminée à la profondeur d'amplitude annuelle nulle, ou à la profondeur du point de mesure le plus proche de celle-ci au cours de l'IPY. Source : SWIPA, 2011.

Les analyses thermiques du pergélisol à travers l'hémisphère nord réalisées au cours de l'IPY montrent une tendance à l'augmentation de sa température (entre $0,5$ et 2°C) depuis les années 1970 dans toutes les régions de l'Arctique (Figure I-24). Cela conduit à une réduction de sa gamme de température générale d'environ 1°C (Romanovsky *et al.*, 2010) et au dégel de certaines zones (SWIPA, 2012). Il faut toutefois noter que cette évolution de la température du pergélisol n'est pas homogène avec des augmentations plus significatives dans le pergélisol froid (avec l'augmentation moyenne maximale de 2°C depuis les années 1970) que dans le pergélisol chaud qui, lui aussi s'est réchauffé mais en général de moins de 1°C (Romanovsky *et al.*, 2010). Un tel réchauffement du pergélisol s'explique principalement par l'augmentation actuelle de la température de l'air et par la réduction de la couverture neigeuse (IPCC, 2013).

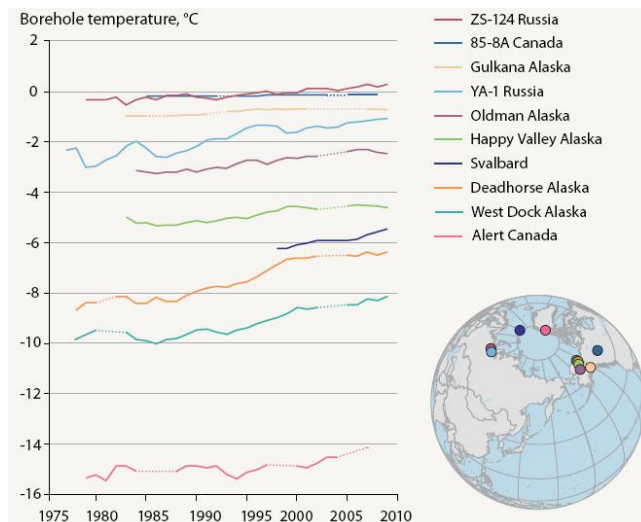


Figure I-24 : Illustration de la tendance au réchauffement du pergélisol avec la centralisation de 10 suivis de température de pergélisols profonds à travers l'Arctique dont le plus récent est celui du Svalbard. Source : SWIPA, 2012.

- La couche active à l'échelle mondiale

Le suivi de l'épaisseur de la couche active comme indicateur des changements climatiques est plus récent. L'un des dispositifs les plus complets dans le suivi de la couche active est le réseau CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring), dorénavant composante du GTN-P, qui propose des observations sur le long-terme (multidécennal) du système Climat-Couche Active-Pergélisol (CALM Site). Le programme CALM débuté en 1991, compte à présent plus de 200 sites répartis à travers les deux hémisphères, la plupart étant tout de même concentrée dans les plaines arctiques et sub-arctiques (Figure I-25). Ces sites sont majoritairement équipés de dispositifs adaptés au suivi de l'épaisseur de la couche active sur des surfaces allant de 0,01 à 1 km² et de la température du pergélisol de surface.



Figure I-25 : Distribution dans l'hémisphère nord des sites de suivis de la couche active du réseau Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) en orange et les sites références en rouge avec leur nomenclature CALM. Source : SWIPA, 2011.

L'épaisseur de la couche active peut varier de moins de 0,5 m dans les terrains végétaux et organiques à plus de 10 m dans les zones où le socle affleure, puisque la profondeur de la couche active dépend, bien entendu elle aussi, des conditions climatiques et des facteurs locaux tels que la couverture végétale et pédologique (SWIPA, 2012). Les observations apportées par le réseau CALM montrent d'importantes fluctuations interannuelles de l'épaisseur de la couche active sur les sites de hautes latitudes principalement dues à des variations estivales de la température de l'air (SWIPA, 2011; Figure I-26). Une tendance à l'augmentation de la couche active dans la plupart des sites est toutefois observée bien que des tendances à la stagnation (nord de l'Alaska et nord-ouest de l'Arctique canadien) et à la diminution (ouest de la Sibérie) soient également enregistrées. Les plus fortes hausses sont enregistrées sur les sites de plus hautes latitudes notamment là où la couverture végétale et/ou organique est rare voire inexistante.

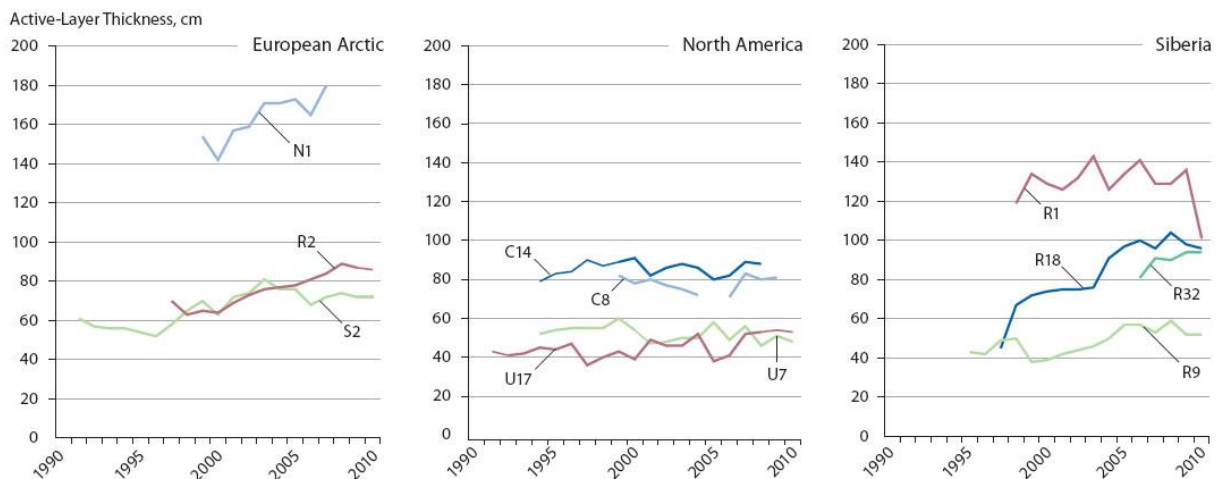


Figure I-26 : Enregistrements des variations d'épaisseur de la couche active sur 11 sites références du réseau CALM (Figure I-25) répartis sur trois secteurs géographiques : l'Arctique européen avec la couche la plus épaisse enregistrée au Svalbard (N1), l'Amérique du Nord et la Sibérie. Source : SWIPA, 2011.

3.1.3. Le pergélisol et la couche active au Svalbard

- Le pergélisol au Svalbard

L'intégralité de l'archipel du Svalbard présente du pergélisol continu en dehors des secteurs couverts de glaciers et des fjords (Figure I-22 ; Christiansen *et al.*, 2010 ; SWIPA, 2012). Les conditions climatiques de cette région sont en effet propices (températures moyennes annuelles bien en-dessous de 0°C) au développement du pergélisol (Liestøl, 1976), à l'exception faite de certaines zones situées sous les glaciers et les lacs qui constituent des taliks (Orvin, 1944) ou les fjords. Le pergélisol peut atteindre des profondeurs très variables en fonction de sa localité sur l'archipel : Liestøl (1980) indiquait que le pergélisol s'étendait entre 200 et 450 m de profondeur à l'intérieur des terres, tandis que plus récemment, Humlum *et al.* (2003) détaillait des épaisseurs de pergélisol plus faibles près des côtes (moins de 100 m) et plus importantes dans les régions montagneuses (plus de 500 m). Ces auteurs différencient par ailleurs de manière générale le pergélisol de montagne du pergélisol côtier et de vallée par leur âge : respectivement le Weichsélien et le PAG.

La première IPY s'est tenue entre 1882 et 1883 et a permis de faire un premier suivi fragmentaire de la température du sous-sol au Svalbard à Kap Thordsen, au centre de l'archipel (Christiansen *et al.*, 2010). Depuis, plusieurs dispositifs de suivis ont été installés avec 29 suivis centralisés dans la base de données GTN-P (Figure I-27) dont 12 nouveaux forages peu profonds (jusqu'à 40 m) mis en place au printemps 2008 au centre et à l'ouest du Svalbard à l'initiative de l'IPY 2007-2009.

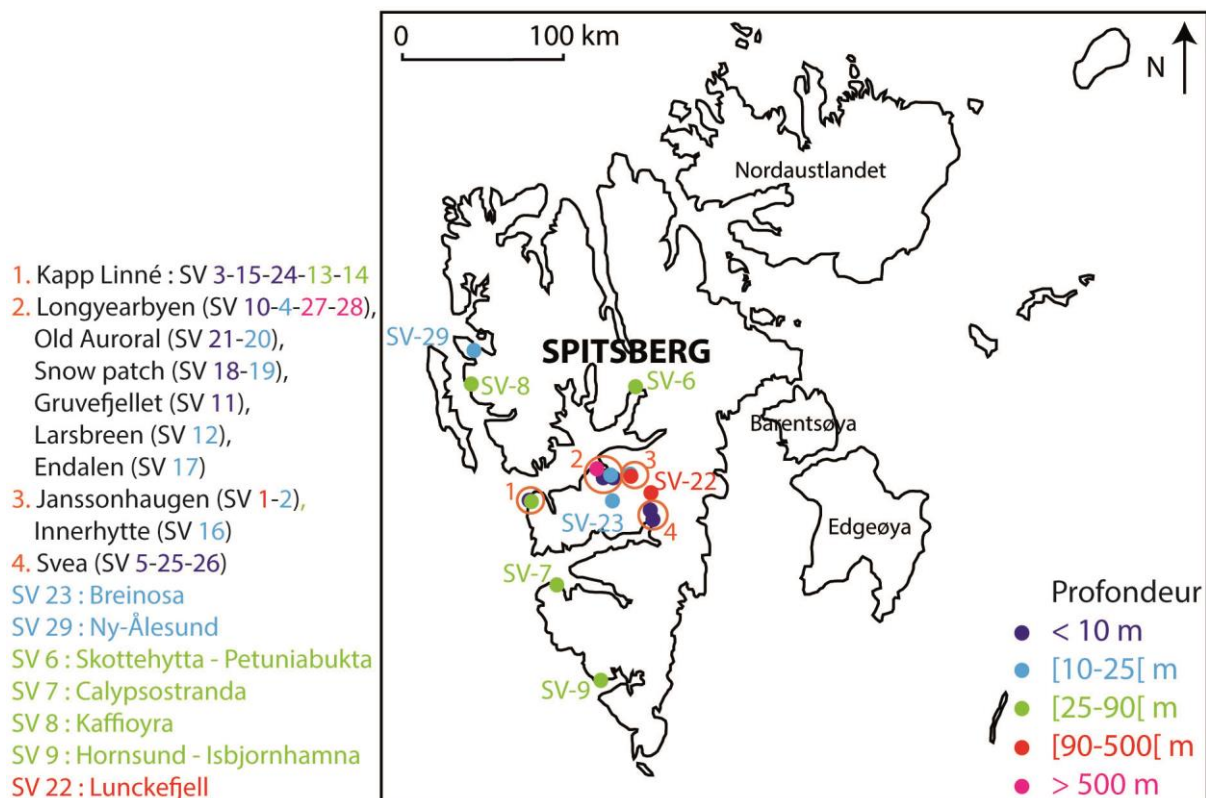


Figure I-27 : Localisation des 29 dispositifs de suivis thermiques du sous-sol centralisés dans la base de données GTN-P avec des indications de leurs profondeurs respectives et leur nomenclature respectives dans la base de données. Certains observatoires disposent de plusieurs profils.

L'observatoire de Janssonhaugen (SV 1 et 2 d'après la nomenclature du GTN-P ; Figure I-27), à l'est de la région de Longyearbyen, dispose de l'un des forages les plus profonds de l'archipel (102 m). Ce forage profond (SV 1) fournit des enregistrements de la température du sous-sol en continu depuis 1998. Des forages d'une profondeur si importante sont précieux, puisqu'ils permettent de calculer des gradients thermiques moyens en profondeur. Le gradient géothermique du Svalbard central a été estimé entre 2 et 2,5°C pour 100 m par le biais de mesures dans les mines de charbon par Liestøl (1976) alors que van der Ploeg *et al.* (2012) renseignent un gradient géothermique de 3,5°C pour 100 m dans la région de Hornsund. L'obtention de gradients géothermiques permet d'estimer la profondeur totale du pergélisol par extrapolation : Isaksen *et al.*, (2001) l'estiment ainsi à environ 220 m au niveau de Janssonhaugen. Ces mêmes auteurs renseignent pour cette localité un réchauffement de la partie supérieure du sous-sol de $1,5 \pm 0,5^\circ\text{C}$ au cours du XX^e siècle. Ces résultats attestent ainsi de réponses évidentes du sous-sol aux anomalies extrêmes de températures de l'air (Isaksen *et al.*, 2007a). Ils renseignent en effet un coefficient de détermination de 0,98 entre la température mensuelle du sous-sol à 0,2 m de profondeur et la température mensuelle de l'air (Isaksen *et al.*, 2007b). La réponse du pergélisol aux changements de température de la surface du sol est fortement dépendante des processus thermiques propres à la couche active et de sa teneur en eau puisque les changements de phase de l'eau entraînent des échanges de chaleurs latentes (Isaksen *et al.*, 2007a).

- La couche active au Svalbard

Les premières observations de l'épaisseur de la couche active au Svalbard datent de 1913 (Humlum *et al.*, 2003), suivies plus tard par celles d'Orvin (1941). La base de données CALM compte 5 observatoires de la couche active à travers le Svalbard. Le suivi le plus ancien date de 1972 et provient du profil S1 de l'observatoire Kapp Linné d'après la nomenclature

CALM (Observatoire 1. de la Figure I-27). L'observatoire de Kapp Linné, rattaché à la recherche suédoise est composé de 10 sites de suivis. Le suivi de la couche active de Kapp Linné est le plus long jamais enregistré (Humlum *et al.*, 2003) et est d'autant plus intéressant d'un point de vue comparatif puisque ces 10 sites présentent différentes altitudes, distances à la mer, couvertures végétales, formations de substrat et donc des processus périglaciaires différents. De ce fait, l'épaisseur moyenne de la couche active pour la période 1972-2002 y varie entre 0,43 et 1,13 m, avec un minimum de 0,3 m au niveau des couvertures végétales organiques mal drainées et un maximum de 2,2 m au niveau des crêtes de plage bien drainées avec une végétation clairsemée (Åkerman, 2005). Cette valeur minimale d'épaisseur de la couche active a augmenté au cours de la période 2007-2009, avec 0,8 m toujours au niveau des couvertures organiques. L'épaisseur maximale se rencontre cette fois au niveau du suivi dans le socle avec 2,5 m puisqu'il présente des amplitudes de température plus importantes du fait de diffusivités thermiques plus élevées (Christiansen *et al.*, 2010). L'épaisseur de la couche active au niveau des crêtes de plage aurait en effet diminuée avec seulement 1,8 m. A cette localisation, une bonne corrélation s'inscrit entre l'épaisseur de la couche active et les températures de l'air.

Les chercheurs polonais ont par la suite implanté à leur tour 2 observatoires : P1 Calypsostranda localisé dans la région de Bellsund et P2 Kaffiøyra situé au sud de la région du Kongsfjord (localité SV 7 et 8 de la Figure I-27) respectivement en 1986 et 1996 où P2 est composé de 3 suivis. Les mesures réalisées entre 1986 et 2002 à l'observatoire de Calypsostranda ne montrent pas d'évolution significative de l'épaisseur de la couche active avec une moyenne à $1,18 \pm 0,14$ m. Par la suite, une augmentation rapide de l'épaisseur de la couche active de 51 cm a été enregistrée pendant la période 2002-2006, soit environ $0,13 \text{ m.a}^{-1}$. Cette augmentation est directement suivie par une diminution de l'épaisseur de la couche active en 2008 et 2009. L'épaisseur moyenne atteint alors 1,64 m pour la période 2005-2009. La profondeur maximale de couche active enregistrée sur ce site est de 1,74 m en 2006 (Marsz *et al.*, 2013).

La Norvège a finalement développé 2 autres observatoires dans la région de Longyearbyen : N1 Janssonhaugen 1 depuis 1998 et N3 UNISCALM en 2000. L'observatoire N1 a enregistré des variations interannuelles atteignant les 0,30 m sur une période de 8 ans (Christiansen *et al.*, 2010 ; Figure I-26). A titre d'exemple, au début de l'enregistrement, Isaksen *et al.* (2001) ont enregistré une diminution de l'épaisseur de la couche active de 0,14 m entre 1998 et 1999 (épaisseur de respectivement 1,54 m contre 1,42 m). En 2006, le toit du pergélisol se rencontrait à 2,0 m de profondeur (Isaksen *et al.*, 2007a) puis la profondeur de la couche active s'est réduite à 1,7 m pendant l'IPY (Christiansen *et al.*, 2010).

Ces différents suivis montrent que des épaisseurs de couche active très variables peuvent se rencontrer à travers le Svalbard (de 0,3 à 2,5 m) et que cette épaisseur est, en plus des conditions climatiques, très étroitement dépendante de la nature du sous-sol et de sa teneur en eau. D'après Dolnicki *et al.* (2013), des tendances générales apparaissent toutefois au sein de l'archipel avec une épaisseur de couche active qui a tendance généralement à diminuer du sud au nord et des régions côtières ouvertes sur la mer aux parties centrales des îles et ce, du fait des variations climatiques entre ces différents secteurs géographiques avec notamment des variations d'épaisseur de couverture neigeuse (Humlum *et al.*, 2003). Enfin, ces suivis ont montré que la couche active du Svalbard subissait directement les changements climatiques contemporains (Humlum *et al.*, 2003).

3.1.4. Le pergélisol et la couche active de la région du Kongsfjord

La présence de mines à charbon à Ny-Ålesund a permis à Orvin (1944) de réaliser des mesures de la températures du sol à des profondeurs importantes. Il en a déduit que le permafrost atteignait des profondeurs entre 130 et 140 m au pied des reliefs alors que l'isotherme 0°C n'avait pas été atteint à 150 m de profondeur au niveau de la plaine. Un site de

suivi de la température du sous-sol jusqu'à 10 m de profondeur a été mis en place en 2008 dans le cadre de l'IPY. Cet observatoire de Ny-Ålesund, le plus au nord-ouest du réseau, est également l'un des plus chauds avec l'observatoire de Kapp Linné, tous deux situés sur la côte ouest au climat maritime : les températures vont de -2,3 à -3,4°C à la profondeur d'amplitude annuelle nulle. Ce site de suivi est référencé dans la base de données GTN-P (SV 29 ; Figure I-27) mais n'appartient pas au réseau CALM. Pourtant, des suivis de couche active y sont également réalisés : Christiansen *et al.*, (2010) y renseignent une épaisseur de couche active pendant l'IPY de 1,80 m, plaçant ce site dans la moyenne des épaisseurs de couche active rencontrées au Svalbard.

Ce n'est toutefois pas le site de suivi de la température du sous-sol le plus ancien de la région. En effet, un enregistrement de la température du sol dans la couche active est conduit depuis 1998 sur le bassin versant de la rivière Bayelva, à environ 3 km à l'ouest de Ny-Ålesund. Des études sur la dynamique de l'état thermique dans la couche active y ont été menées en s'intéressant particulièrement à la conduction des flux de chaleur, à la production de chaleur par les changements de phase, et à la migration de la vapeur d'eau (Roth et Boike, 2001 ; Boike *et al.*, 2003, 2008 ; Weismueller *et al.*, 2011). Par ailleurs, une étude couplant des mesures radar à des mesures thermiques du sol, avec notamment l'installation en 2008 d'un nouveau profil de température d'1,5 m de profondeur, a permis d'enregistrer l'une des plus épaisses couches actives jamais enregistrées au Svalbard dans des sédiments soit entre 1,6 et 2,0 m de profondeur (Westermann *et al.*, 2010). Pour la période 1998-2000, Roth et Boike (2001) y faisait état d'une épaisseur de la couche active de l'ordre de 1,0 m. L'épaisseur de la couche active a donc augmenté de plus d'un demi-mètre en moins d'une décennie, ce qui est en accord avec l'augmentation de la température du pergélisol et de l'épaisseur de la couche active renseignées dans d'autres régions du Svalbard (Isaksen *et al.*, 2007b). Westermann *et al.* (2010) confirment par ailleurs eux aussi à partir de leurs mesures thermiques sur la Bayelva que le pergélisol y est relativement chaud avec des températures moyennes annuelles à la base de la couche active autour de -2 et -3°C.

3.2. Les familles d'eaux souterraines associées au pergélisol

Les dynamiques de recharge, de décharge et de circulation des eaux souterraines en milieux froids sont plus complexes qu'en milieux tempérés. En effet, même si elles sont soumises aux mêmes contraintes géologiques et répondent aux mêmes principes hydrodynamiques que dans les milieux tempérés, la présence de pergélisol, de sous-sols gelés saisonniers, et de par le fait, de températures très négatives limite ces dynamiques (Williams, 1970). Le pergélisol (à l'instar des sous-sols gelés saisonniers) est une couche imperméable. Il agit donc comme une barrière à la percolation de l'eau limitant principalement la recharge à des aquifères de surface tels que la couche active et limitant la recharge d'aquifères profonds pour lesquels il tient le rôle de couche de confinement. Par ailleurs, la présence de pergélisol limite également le volume des espaces de stockage de l'eau liquide. Toutefois, des zones dégelées, autres que la couche active qui ne dégèle que saisonnièrement, peuvent exister sous d'importantes masses d'eau (liquide ou solide : les rivières, les bancs de neige, les lacs, les glaciers ; Haldorsen *et al.*, 2011) et au niveau de pentes exposées au sud (French, 2007). Ces taliks permettent l'infiltration d'eau dans le substratum rocheux et la recharge des aquifères, mêmes profonds. Des formations d'eaux souterraines peuvent donc se rencontrer au-dessus, en-dessous, et localement dans le pergélisol. Elles sont respectivement appelées eaux souterraines supra-pergélisol, sub-pergélisol et intra-pergélisol. La circulation de ces eaux souterraines est essentiellement limitée aux mouvements latéraux, bien que des taliks associés à la nature et à la structure des formations géologiques locales peuvent connecter les réservoirs d'eaux souterraines supra-pergélisol et sub-pergélisol entre eux par le biais des eaux souterraines intra-pergélisol (French, 2007). Les eaux intra-pergélisol ne sont donc que des eaux intermédiaires et ne seront pas d'avantage développées par la suite. De plus, la température du sous-sol aux abords du pergélisol étant faible, les

températures des eaux souterraines sont elles aussi très basses ce qui augmente leur viscosité et ralentit leur déplacements, la vitesse étant inversement proportionnelle à la viscosité.

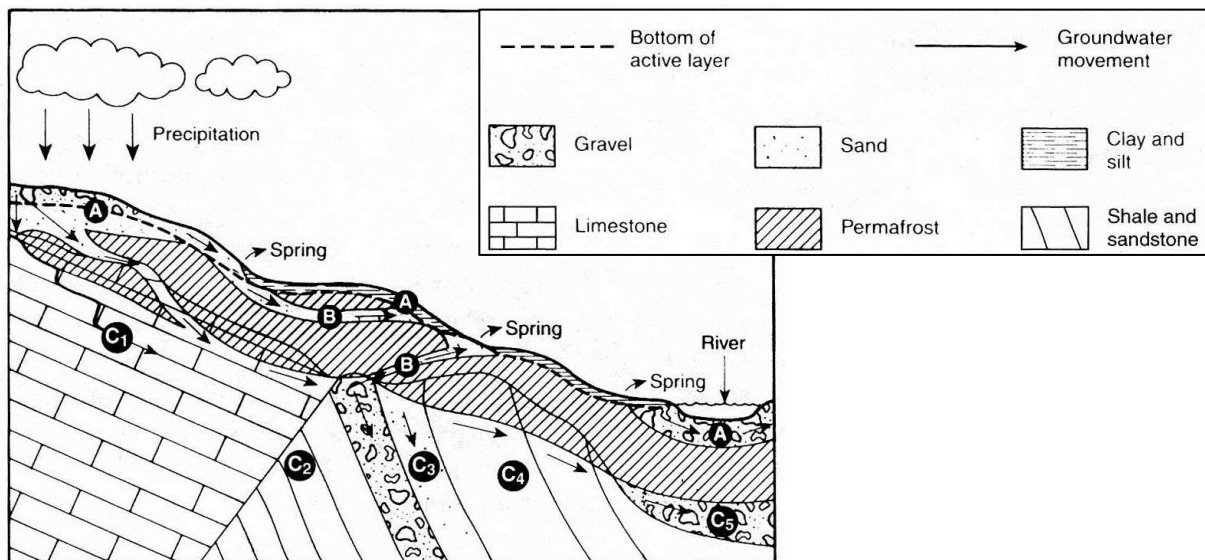


Figure I-28 : Présence de différents réservoirs d'eaux souterraines dans les régions présentant du pergélisol avec en A. les eaux souterraines supra-pergélisol ; en B. les eaux souterraines intra-pergélisol ; et en C. les eaux souterraines sub-pergélisol qui peuvent se présenter dans différents types de formations : C1. au niveau des formations karstiques ; C2. au niveau des failles ; C3. au niveau de formations poreuses (ex : sables) ; C4. au niveau des inter-stratifications du substratum rocheux ; C5. au niveau des formation alluviales. Source : French, 2007.

La présence de pergélisol induit donc sur les bassins versants arctiques une part de ruissellement de surface plus importante et un potentiel de stockage d'eau souterraine plus faible qu'en milieux tempérés. Le drainage des eaux souterraines par le biais de taliks peut toutefois représenter une composante non négligeable aux écoulements de surface et donc impacter les hydrogrammes des bassins versants de l'Arctique (Clark *et al.*, 2001). En effet, la décharge naturelle des eaux souterraines dans les régions à pergélisol a lieu, comme dans les régions tempérées, aux zones d'affleurement de nappe pour les eaux supra-pergélisol et à travers des taliks pour les eaux sub-pergélisol (Haldorsen *et al.*, 2011). En hiver, les sites de décharges d'eaux souterraines sont facilement identifiés par la présence de marges glacées qui peuvent être plus ou moins persistantes en fonction de la pérennité des apports d'eaux souterraines (Clark et Lauriol, 1997). Les apports d'eaux souterraines sub-pergélisol sont généralement pérennes, alors que ceux associés à la nappe supra-pergélisol sont intermittents. Les marges glacées qui se forment ainsi pendant l'hiver s'additionnent par leur fonte aux contributions de surface au cours de la période estivale (Clark et Lauriol, 1997). La répartition saisonnière des décharges en eaux souterraines est, par conséquent, un élément essentiel de l'hydrologie périglaciaire où l'étendue du pergélisol et des sous-sols gelés saisonniers au sein des bassins versants est probablement l'un des facteurs les plus importants pour déterminer les débits de base des cours d'eau et si ceux-ci sont de nature pérenne ou intermittente (Williams, 1970 ; Clark *et al.*, 2001). Les eaux souterraines font ainsi partie intégrante du régime hydrologique d'un bassin versant glaciaire, puisqu'elles interagissent avec les eaux de surface (Williams, 1970 ; Ford et Bedford, 1987 ; Haldorsen *et al.*, 2002 ; Prowse *et al.*, 2006).

D'une manière générale, il n'y a pas ou très peu d'informations sur les eaux souterraines associées au pergélisol en Arctique. Les informations issues des rares études réalisées restent très limitées, et par conséquent il y a très peu de connaissances accumulées sur les changements qui peuvent survenir dans de tels systèmes d'eaux souterraines lors de réchauffement climatiques. L'impact de ces réservoirs d'eaux souterraines sur l'hydrologie totale reste donc inconnu (Haldorsen *et al.*, 2011). Des changements dans les débits de base des cours d'eau

arctiques ont toutefois été observés au cours des dernières décennies avec notamment des augmentations de ces débits de base, soit par exemple au niveau du fleuve sibérien de l'énisseï (Figure I-29). Ces augmentations dans le débit de base des cours d'eau arctiques sont interprétés comme étant le reflet d'un accroissement de la part d'eau souterraine aux écoulements de surface du fait de la dégradation du pergélisol qui induit une plus forte recharge en eaux souterraines (Vörösmarty *et al.*, 2001).

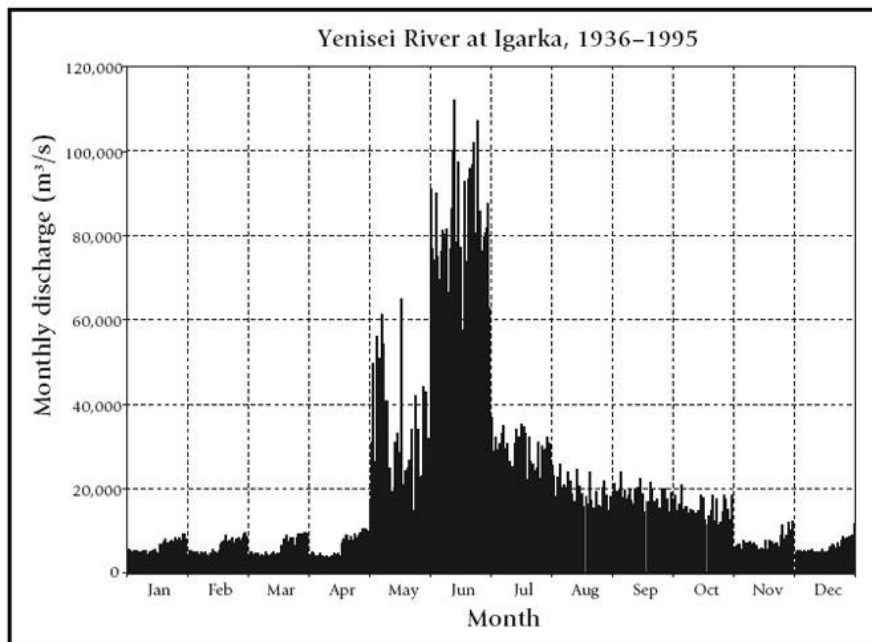


Figure I-29 : Evolution mensuelle des débits du fleuve Yeniseï au cours de la période 1936-1995 au niveau de la ville d'Igarka en Russie. Pour chaque mois de l'année, le graphique montre les conditions moyennes de chaque année de l'enregistrement. Source : Vörösmarty *et al.*, 2001.

Une étude menée par Muskett et Romanovsky (2009) en Amérique du Nord occidentale et en Eurasie orientale a également montré qu'au cours de la période 1990-2009, la quantité d'eaux souterraines a augmenté dans les bassins versants de la Léna et de l'énisseï (Sibérie orientale), n'a pas changé dans le bassin versant de l'Ob (Sibérie occidentale), et a diminué dans le bassin versant du Mackenzie (Canada). Ces études montrent que les changements dans les stocks d'eaux souterraines sont difficilement prévisibles sans des connaissances bien spécifiques sur l'état thermique du pergélisol des différents bassins versants.

Il est toutefois à noter qu'un autre type de réservoir d'eaux souterraines se rencontre également dans les régions à pergélisol : des décharges d'eaux souterraines peuvent en effet survenir dans des zones qui présentent un gradient géothermique élevé et ce, même si le pergélisol est continu et épais, produisant ainsi des sources thermales (Banks *et al.*, 1998). Ce type d'écoulement d'eaux souterraines a été étudié en utilisant des méthodes de traçages biochimiques, géochimiques et isotopiques (Lauritzen et Bottrell, 1994 ; Banks *et al.*, 1998 ; Banks *et al.*, 1999 ; Pollard, 2005 ; Yoshikawa *et al.*, 2007 ; Stotler *et al.*, 2009).

3.2.1. Les eaux souterraines sub-pergélisol

- Les taliks

Les taliks se distinguent par les mécanismes responsables de leur état dégelé (French, 2007) :

- les taliks peuvent présenter des températures inférieures à 0°C tout en restant dégelé du fait par exemple d'une forte minéralisation des eaux souterraines qui le traverse ;
- il existe des taliks dont les températures se maintiennent au-dessus des 0°C du fait de la chaleur fournie soit par le passage d'eaux souterraines relativement chaudes en leur sein soit par le passage d'une eau de surface qui lui est sus-jacente.

Dans les régions à pergélisol épais et/ou continu, telles que les régions polaires de hautes latitudes, les taliks sont peu répandus. Dans les régions à pergélisol mince, discontinu, sporadique et/ou isolé, la présence de taliks est toutefois beaucoup plus répandue et les processus de recharge et de décharge des eaux souterraines sub-pergélisol s'en trouvent considérablement facilités. Les trois différents types d'eaux souterraines associées au pergélisol peuvent plus facilement se rencontrer et interagir créant ainsi un modèle d'écoulement complexe (Haldorsen *et al.*, 2011).

- Les processus de recharge et de décharge des eaux souterraines sub-pergélisol

Les eaux souterraines sub-pergélisol sont partiellement ou entièrement confinées par le pergélisol. La recharge et la décharge de cet aquifère nécessitent donc la présence de taliks (Williams, 1970 ; Haldorsen *et al.*, 2011). Une fois établis, ces conduits dégélés sont maintenus ouverts par le flux perpétuel de l'eau où la décharge spatialement restreinte exige que l'écoulement soit assez important et la température suffisamment élevée pour éviter le gel lorsque l'eau passe à travers les taliks. À l'échelle mondiale, les systèmes d'eaux souterraines sub-pergélisol sont caractérisés par une faible recharge en comparaison avec les systèmes d'eaux souterraines des milieux tempérés (van der Ploeg *et al.*, 2012).

Les bassins versants arctiques présentant un glacier sont sujets au développement de taliks sous-glaciaires. La taille, l'épaisseur et la condition thermique du glacier vont être déterminantes dans ce développement. Les glaciers présentant un régime thermique polythermal par exemple ne voient le pergélisol se développer qu'au niveau de leur marges externes (Humlum *et al.*, 2003), et ce, même si ils sont de petites tailles. Sous la base à glace tempérée de ces glaciers se forment donc des taliks sous-glaciaires (Hagen *et al.*, 2003). Ainsi, l'eau de fonte sous-glaciaire percole dans le socle non gelé, pour migrer par pression hydrostatique sous le pergélisol sous-jacent aux marges du glacier, alimentant ainsi le réservoir d'eaux souterraines sub-pergélisol (Haldorsen et Lauritzen, 1993). Cet apport d'eaux sous-glaciaires constitue probablement la plus importante source de recharge des eaux souterraines sub-pergélisol dans les bassins versants glaciaires à pergélisol continu (Sund, 2008). Des pressions artésiennes peuvent par conséquent se développer dans les réservoirs d'eaux souterraines sub-pergélisol (Williams, 1970 ; Haldorsen *et al.*, 1996) et ce, même au-delà des marges du glacier, favorisant ainsi la remontée de ces eaux souterraines aux endroits où le pergélisol est fragilisé.

- La variabilité de la décharge en eau souterraines sub-pergélisol

Malgré les restrictions spatiales liées aux taliks, des preuves de décharge en eaux souterraines sub-pergélisol sont rencontrées notamment sous forme de sources artésiennes bien définies à faibles débits (les pingos en système ouvert¹¹ ; (Liestøl, 1976, 1996 ; Ross *et al.*, 2005), mais aussi à fort débits pouvant engendrer des volumes d'eau conséquents (Haldorsen et

¹¹ D'après Ross *et al.* (2005), les pingos sont de grandes collines à noyaux de glace, pouvant aller jusqu'à 50 m de hauteur et 600 m de diamètre, qui se trouvent dans la zone à pergélisol. Deux types sont reconnus : les pingos en système fermé (ou hydrostatiques) et en système ouvert (ou hydrauliques). Le noyau de glace d'un pingo en système fermé se développe en réponse à l'aggradation du pergélisol en taliks saturés en eau. En revanche, le noyau de glace d'un pingo en système ouvert se forme par le gel d'un apport d'eaux souterraines sub-pergélisol ou de remontées d'eaux souterraines plus profondes.

Heim, 1999 ; Heldmann *et al.*, 2005 ; Pollard, 2005), notamment dans le cas de systèmes liées à des formations karstiques (Clark et Lauriol, 1997 ; Lauritzen et Bottrell, 1994 ; Haldorsen *et al.*, 2011). En effet, la présence de marges glacées annuelles et d'eau libre toute l'année indique un approvisionnement pérenne en eau souterraine (Clark *et al.*, 2001) souvent considérée comme appartenant au réservoir sub-pergélisol (French, 2007). Certaines des plus grandes marges glacées de Sibérie et d'Amérique du Nord sont ainsi reconnues comme étant alimentées par des sources pérennes d'eaux souterraines sub-pergélisol (Williams, 1970) telles que la marge glacée de la Firth River, qui est la plus grande marge glacée du Canada et l'une des plus volumineuse des régions polaires (Clark et Lauriol, 1997). La présence de marges glacées peut avoir un fort impact géomorphologique sur le lit des rivières avec notamment le développement de chenaux anastomosés sous la couche de glace et une érosion latérale renforcée le long des berges ce qui forme de vastes terrasses (Clark et Lauriol, 1997).

L'apport en eaux souterraines sub-pergélisol peut donc être conséquent au point que certains peuples arctiques vivant dans des zones à pergélisol mince et/ou discontinu parviennent même à utiliser cette ressource comme eau potable (Haldorsen *et al.*, 2011) tel est le cas en Alaska (Williams, 1970 ; Ford et Bedford, 1987) et au nord-est de la Chine (Wang, 1990).

- Le suivi des eaux souterraines sub-pergélisol

À l'heure actuelle, un manque important de données relatives aux réservoirs d'eaux souterraines sub-pergélisol existe du fait de la difficulté d'accès de ces aquifères profonds, les plaçant ainsi parmi les réservoirs d'eaux souterraines les moins étudiés au monde en particulier ceux situés sous du pergélisol continu et épais (Haldorsen *et al.*, 2011 ; van der Ploeg *et al.*, 2012). L'étude des aquifères profonds dans les zones à pergélisol est principalement liée au développement des activités minières et aux études de stockages potentiels des déchets nucléaires dans les couches géologiques profondes (Stotler *et al.*, 2009 ; Lacelle et Vasil'chuk, 2013). En effet, quelques-uns des systèmes profonds d'eaux souterraines sub-pergélisol les mieux décrits sont associés aux exploitations minières avec des écoulements d'eaux souterraines identifiés dans la mine de charbon d'Ester à Ny-Ålesund (Orvin, 1944 ; Haldorsen et Lauritzen, 1993 ; Haldorsen *et al.*, 1996 ; Haldorsen et Heim, 1999), le champ pétrolier sur le versant nord de l'Alaska (Deming *et al.*, 1992 ; Nunn *et al.*, 2005) et les accumulations de gaz du nord-ouest de la Sibérie (Cramer *et al.*, 1999). De fait, dans les régions arctiques présentant des activités minières, des taliks artificiels peuvent se créer et conduire à la fuite d'eau souterraine sub-pergélisol et ainsi à la création de nouvelles sources (Haldorsen et Heim, 1999 ; Melvold *et al.*, 2003).

Bien que ce soit dans les régions à pergélisol continu que la recharge des eaux souterraines sub-pergélisol est la plus limitée, des remontées importantes d'eaux souterraines ont été largement observées dans ces régions, notamment à travers tout le Spitsberg : au centre de l'île, dans la zone de Reindalen, (Liestøl, 1976, 1996), à l'ouest, dans la région de Ny-Ålesund, au nord, aux alentours du Bockfjord (Haldorsen *et al.*, 2010) et au sud, au niveau de Hornsund (Olichwer *et al.*, 2013 ; Figure I-30). Des sources chaudes (jusqu'à 20-30°C) avaient déjà été observées notamment dans le Bockfjord il y a 150 ans (Banks *et al.*, 1998 ; Banks *et al.*, 1999 ; Haldorsen *et al.*, 2011) et le sont encore aujourd'hui également dans la région de Hornsund (Olichwer *et al.*, 2013). La plupart des remontées d'eaux souterraines du Svalbard, dont beaucoup sont liées à des formations karstiques (Lauritzen et Bottrell, 1994), sont donc concentrées au Spitsberg occidental où le gradient géothermique est le plus élevé (Liestøl, 1976 ; Haldorsen *et al.*, 2010). Ces localisations restreintes d'observation de décharges d'eaux souterraines sont par ailleurs logiques puisqu'elles se concentrent dans des zones libérées des glaces à savoir le long des côtes (Haldorsen *et al.*, 2011).

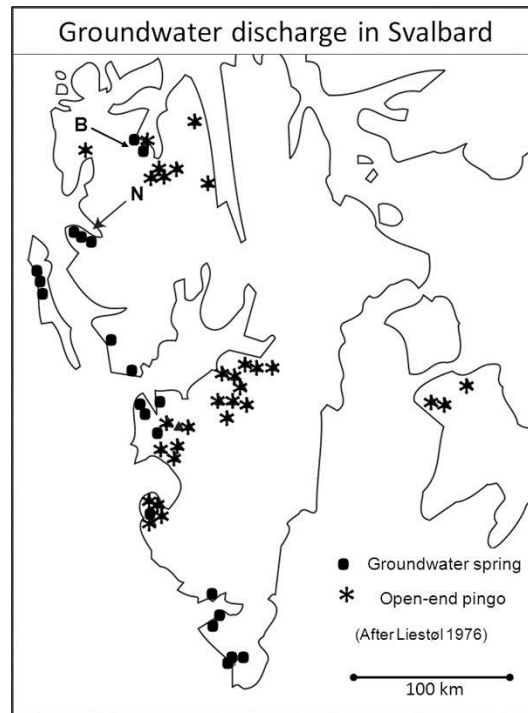


Figure I-30 : Localisation des décharges d'eaux souterraines recensées au Svalbard dissociant les sources (cercles) des pingos en systèmes ouverts (étoiles). Précisions de localisation : B pour le Bockfjord et N pour Ny-Ålesund. Source : Haldorsen et al., 2011.

En raison de la nature relativement inaccessible de ces systèmes, la modélisation est considérée comme une stratégie viable actuellement pour obtenir d'avantage de connaissance sur les écoulements d'eau et les transports de chaleur sub-pergélisol de manière à mieux comprendre l'impact du réchauffement climatique sur les systèmes d'eaux souterraines arctiques profonds (van der Ploeg *et al.*, 2012).

- Le cas d'étude sur le long terme de la source d'Ester à Ny-Ålesund

La recharge et la décharge des eaux souterraines sub-pergélisol sont supposées très sensibles aux changements climatiques (van der Ploeg *et al.*, 2012). En effet, puisque ces deux processus se produisent par le biais de taliks qui se développent au sein du pergélisol dont le développement est lui-même contrôlé par le climat, ces systèmes d'eaux souterraines sont probablement encore plus vulnérables aux changements climatiques que la plupart des autres familles d'eaux souterraines (Haldorsen *et al.*, 2011).

Des décharges d'eaux souterraines ont été observées au niveau du système d'Ester près de Ny-Ålesund disséminées sur un laps de temps de 80 ans (Orvin, 1934, 1944 ; Booij *et al.*, 1998 ; Haldorsen et Heim, 1999) mais ne le sont plus à l'heure actuelle (van der Ploeg *et al.*, 2012). La source d'Ester était associée au petit glacier polythermal Vestre Lovén (Orvin, 1944 ; Liestøl, 1976 ; Haldorsen *et al.*, 1996). Aucun autre point de décharge d'eaux souterraines n'a été identifiés au cours des études approfondies sur le terrain que ce soit sur les terres ou le long de la côte (Haldorsen et Heim, 1999). La taille du glacier Vestre Lovén se réduit du fait du réchauffement climatique tout comme sa zone d'accumulation (Lefauconnier *et al.*, 1999). Les écoulements préférentiels des eaux de fonte glaciaires changent également : la composante intra-glaciaire qui était importante en 1920 d'après Orvin (1944) a disparu au profit d'écoulement supra-glaciaire (Haldorsen *et al.*, 2010). Il a été par conséquent conclu que le réservoir d'eaux souterraines qui alimentait la source d'Ester se rechargeait par le biais d'un talik sous-glaciaire localisé sous la base à glace tempérée du glacier Vestre Lovén (Figure I-31) et que cette recharge du système d'eaux souterraines a pris fin lorsque ce dernier est devenu un

glacier à base intégralement froide. L'arrêt de la décharge de la source d'Ester en serait une conséquence directe (Haldorsen *et al.*, 2010 ; van der Ploeg *et al.*, 2012).

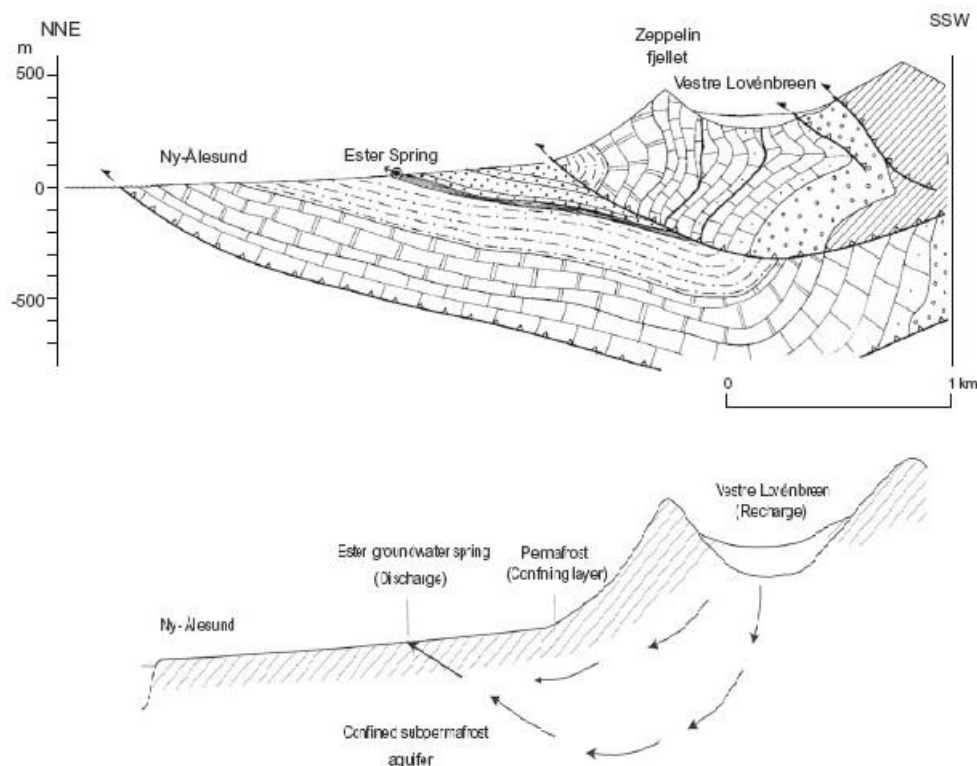


Figure I-31 : Coupe géologique NNE-SSW de la presqu'île de Brøgger près de Ny-Ålesund et coupe schématique du système de circulation des eaux souterraines sub-pergélisol (source d'Ester). Source : van der Ploeg *et al.*, 2012.

La décharge de la source d'Ester a été estimée à environ $0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la période 1920-1960 et serait tombée à $0,012 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ d'après des mesures en 1993 et 1994 (Haldorsen *et al.*, 1996 ; Haldorsen et Heim, 1999). Au cours de deux brèves périodes d'observation sur le terrain au début de septembre 2001 et mai 2002, il y avait encore une décharge importante d'eau à la source d'Ester. Or, en Juillet 2007, il n'y avait plus du tout de décharge d'eaux souterraines.

3.2.2. L'aquifère de la couche active : les eaux souterraines supra-pergélisol

- Les processus de recharge et de décharge des eaux souterraines supra-pergélisol

La nappe libre supra-pergélisol se met en place dans la couche active lorsque celle-ci dégèle au cours de la période estivale, permettant ainsi l'infiltration d'eau de fonte, d'eau de pluie et/ou de masses d'eau de surface (Haldorsen *et al.*, 2011 ; Figure I-32). L'eau s'infiltré et percole jusqu'au toit du pergélisol constituant ainsi la base de la nappe d'eau supra-pergélisol (Williams, 1970 ; Haldorsen *et al.*, 2011). Le pergélisol lui-même, de par la dégradation de son toit, peut contribuer à l'alimentation en eau de la nappe supra-pergélisol. Enfin, une alimentation potentielle de la nappe supra-pergélisol par des décharges d'eaux sous-glaciaires n'est toutefois pas à exclure dans les bassins versants englacés (Olichwer *et al.*, 2013). Le pergélisol, lorsqu'il est proche de la surface du sol, joue également un rôle majeur dans les systèmes hydrologiques, puisqu'il limite les capacités de stockage de l'eau en sub-surface privilégiant le ruissellement. En effet, un pergélisol à toit proche de la surface du sol peut conduire à la saturation complète de la couche active et à la formation de zones humides avec le maintien notamment de lacs et de mares (Rouse *et al.*, 1997).

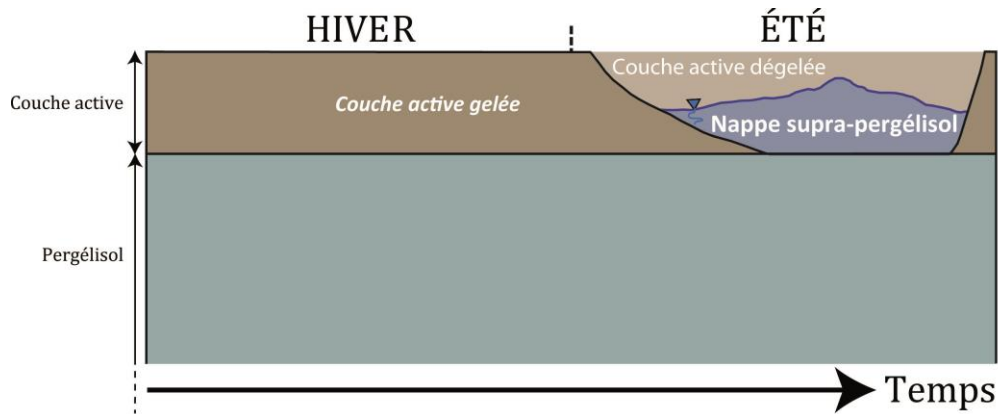


Figure I-32 : Schéma illustratif de la dynamique annuelle de la couche active avec son dégel estival accompagné de la mise en place de la nappe d'eau superficielle supra-pergélisol.

Les eaux de la nappe supra-pergélisol migrent latéralement dans la couche active le long du toit du pergélisol jusqu'à ce qu'elles atteignent naturellement une zone d'affleurement de nappe (au niveau des ruptures de pentes par exemple) alimentant ainsi les écoulements de surface, ou jusqu'à ce qu'elles atteignent un talik alimentant potentiellement ainsi des réservoirs d'eau plus profonds tels que les eaux de la nappe sub-pergélisol. En effet, si l'eau de la nappe supra-pergélisol atteint un talik à un niveau supérieur de celui du niveau piézométrique de la nappe sub-pergélisol, l'eau de la nappe supra-pergélisol se déplace alors vers le bas en tant qu'eaux intra-pergélisol, et ce, jusqu'à ce qu'elle atteigne le niveau de la nappe sub-pergélisol (Williams, 1970). Des taliks supra-pergélisol peuvent exister immédiatement au-dessus du toit du pergélisol, tout en étant en dessous de la base de la couche active. Ce type de taliks est rare dans les régions à pergélisol continu, mais est plus commun dans les zones à pergélisol discontinu où le front de gel saisonnier échoue souvent à atteindre le toit du pergélisol conduisant ainsi à des taliks qui peuvent atteindre plusieurs mètres ou plus d'épaisseur (French, 2007). Ces taliks impliquent donc de potentielles circulations d'eaux souterraines supra-pergélisol pérennes. L'infiltration d'eau et les écoulements de sub-surface sont ainsi limités à l'épaisseur de la couche active et aux taliks supra-pergélisol (French, 2007).

La décharge en surface des eaux souterraines supra-pergélisol se produit généralement par l'intermédiaire de sources qui communément ne sont actives que pendant la période estivale (Williams, 1970). Cet apport en surface d'eaux souterraines supra-pergélisol cesse effectivement généralement d'être opérationnel soit parce que la source en eau gèle avec la couche active, soit, si elle ne gèle pas, parce que son stock d'eau est épuisé du fait d'un arrêt de la recharge, ou parce que le gel agit comme une barrière qui isole ou détourne le flux d'eau de la surface. Ces sources peuvent toutefois rester active au début de l'hiver, mais ces écoulements d'eaux regèlent en surface soit tout de suite au niveau de la source soit en son aval pour former là aussi des marges glacées.

- Le suivi des eaux souterraines supra-pergélisol au Svalbard

À l'heure actuelle, les suivis de la nappe supra-pergélisol sont peu nombreux (Sund, 2008). En effet, déterminer la période d'activité, la géométrie et la dynamique de la nappe supra-pergélisol n'est pas chose aisée puisque, à la différence des suivis de nappe en milieu tempéré standards, il faut ici suivre étroitement deux interfaces : le niveau piézométrique qui constitue le toit de la nappe et la profondeur de l'interface sous-sol dégelé/sous-sol gelé qui constitue la base de la nappe. Lorsque la couche active est intégralement dégelée, c'est le toit du pergélisol qui fait office de substratum de la nappe. Les variations piézométriques ne sont donc pas forcément révélatrices de battements de la nappe mais parfois seulement d'une variation de la profondeur de l'interface entre sous-sol dégelé et gelé.

De telles données sont pourtant nécessaires afin d'accroître les connaissances sur les processus d'écoulements d'eaux souterraines et d'érosion propres à la couche active puisque leurs variations sont des indicateurs précieux des changements climatiques. Le Svalbard présente toutefois quelques suivis sur sa côte ouest qui donne une idée générale du comportement de ce réservoir d'eaux souterraines en ce lieu, avec il semblerait, une augmentation de l'épaisseur de cette nappe du sud vers le nord de l'archipel.

En effet, au sud du Svalbard, dans la région de Hornsund, une nappe supra-pergélisol de 0,3 à 0,5 m d'épaisseur se rencontre (Olichwer *et al.*, 2013). Sa décharge en surface s'opère généralement sous la forme de sources périodiques, au cours de l'été, qui sont nombreuses à la base des flancs de montagne (rupture de pente).

Un peu plus au nord, une étude des eaux souterraines de la couche active a été menée dans la zone proglaciaire du bassin versant du glacier Finsterwalderbreen situé en rive sud du fjord de Bellsund (Cooper *et al.*, 2002). Le suivi piézométrique réalisé durant cette étude renseigne une épaisseur de nappe supra-pergélisol plus conséquente que dans la région de Hornsund puisqu'elle varie entre 0,7 et 1,2 m environ avec une dynamique beaucoup plus marquée à proximité des cours d'eau. En effet, cette étude a également permis d'établir que d'une manière générale, les eaux souterraines supra-pergélisol alimentait les écoulements de surface avec des débits de décharge allant jusqu'à $0,003 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bien que ce schéma de relations nappe-rivière puisse être inversé lors de forts épisode de crue : les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol peuvent alors être alimentées par les eaux de rivières. Ces auteurs estiment ainsi que le temps de séjour moyen de ce réservoir d'eaux souterraines supra-pergélisol est d'approximativement 459 jours, soit un peu plus d'un an.

Au nord-ouest de l'archipel, une nappe d'eau supra-pergélisol beaucoup plus conséquente a été observée dans la région du Kongsfjord dans le bassin versant de la Bayelva : Westermann *et al.* (2010) indiquent en effet une saturation en eau du sous-sol sur 1 à 1,50 m depuis le toit du pergélisol. La nappe supra-pergélisol occupe ainsi 50 et 75 % de l'épaisseur maximale de la couche active qui oscille entre 1,6 et 2,0 m de profondeur. Selon ces mêmes auteurs, cette épaisseur maximale de 2 m de la couche active autorise potentiellement la formation de taliks malgré la situation très septentrionale de la zone d'étude (79°N). Le contenu volumique moyen en eau du sous-sol de la couche active varie entre 0,18 et 0,27 le long des différents profils étudiés par Westermann *et al.* (2010). Alors que les mesures ne montrent pas de changements importants dans la teneur en eau du sol au cours des quatre premières semaines de l'étude, de fortes précipitations ont provoqué une augmentation de la teneur moyenne en eau du sol jusqu'à 0,04 au cours de la dernière semaine confirmant l'efficacité de la recharge de la nappe supra-pergélisol par les pluies. Ces auteurs indiquent par ailleurs que la teneur moyenne en eau du sous-sol de la couche active n'est pas directement corrélée à l'épaisseur de cette dernière.

4. La chimie des eaux continentales dans l'Arctique

4.1. Les généralités

Les changements dans la dynamique du pergélisol et de la couche active couplés aux changements dans la dynamique des glaciers et leur production en eau de fonte ont un fort impact sur les conditions physico-chimiques de ces eaux douces et à terme sur celles des eaux des mers nordiques et de l'océan Arctique (SWIPA, 2012). En effet, la géochimie des eaux continentales se jetant dans l'océan Arctique est une caractéristique déterminante dans la structure de sa colonne d'eau et pour sa circulation (McClelland *et al.*, 2008). Pourtant, la compréhension des caractéristiques chimiques des eaux d'écoulement en provenance du bassin

versant pan-Arctique est limitée puisque les données précises de chimie de ces eaux de surface sont encore plus fragmentaires que celles associées à la quantification des flux hydriques (Vörösmarty *et al.*, 2001 ; Holmes *et al.*, 2000 ; Holmes *et al.*, 2012a).

À partir du milieu des années 1990, les premiers efforts du projet Arctic Great Rivers Observatory - Arctic-GRO - dans la constitution d'une synthèse de données biogéochimiques avaient effectivement été entravés par la disponibilité faible des données ainsi que par des problèmes liés à leur fiabilité. Afin de remédier à ce déficit, le projet international PARTNERS (Pan Arctic River Transport of Nutrients, Organic Matter, and Suspended Sediments) a été lancé en 2002, pour recueillir et analyser une série chronologique d'échantillons biogéochimiques sur les six plus grands fleuves arctiques, en procédant à des échantillonnages représentatifs des variations saisonnières avec des protocoles analytiques identiques. Avec un bassin de drainage total de 10 340 000 km² réparti entre la Sibérie (l'Ob, l'Enisseï, la Léna et la Kolyma) et l'Amérique du Nord (le Yukon et le Mackenzie ; Figure I-33), ces six fleuves arctiques fournissent la majorité de l'eau douce continentale à l'océan Arctique. Cette initiative a conduit à la synthèse d'un ensemble de données conséquentes au cours des dernières années (McClelland *et al.*, 2008).



Figure I-33 : Bassins versants des six plus grands fleuves arctiques intégrés au projet original PARTNERS (2003-2007) et dorénavant inclus dans Arctic-GRO avec la localisation des sites d'échantillonnages et de suivis (cercles rouges). Source : Arctic-GRO.

En plus des paramètres qui apparaissent dans l'acronyme PARTNERS, le projet a également conduit à de nombreuses autres mesures géochimiques (environ 50 paramètres) telles que les ions majeurs, les éléments traces et des analyses isotopiques. L'ensemble des données PARTNERS fournit ainsi une base essentielle pour détecter des changements dans le bassin pan-Arctique. En effet, des variations dans la chimie des fleuves suivis indiqueraient des changements importants dans les processus se produisant dans chacun des bassins versants tels la dynamique du pergélisol, l'altération des sols et l'activité microbienne (McClelland *et al.*, 2008). Par exemple, une augmentation de l'âge du carbone organique dissous dans les écoulements de surface peut effectivement indiquer une mobilisation de matière organique ancienne issue de la dégradation du pergélisol.

Les données PARTNERS contraignent l'incertitude des estimations des valeurs de traçage pour chaque cours d'eau en capturant la dynamique saisonnière et en facilitant le calcul des moyennes de flux pondérés qui représentent mieux les entrées à l'échelle annuelle. À titre d'exemple, 24 des paramètres suivis par le projet PARTNERS sont présentés dans la Figure I-34, où les valeurs relatives aux périodes de hauts débits (de la fin-mai à la mi-juin) pour chaque rivière sont exprimées par rapport à la moyenne de toutes les rivières. Cette représentation des données met en évidence de grandes différences entre la chimie des fleuves d'Amérique du Nord

et celle des fleuves d'Eurasie : les concentrations d'uranium, de baryum, de calcium, de sulfates, et l'alcalinité totale sont beaucoup plus élevées dans les rivières d'Amérique du Nord. Des différences importantes dans la chimie des rivières d'un même groupe régional sont aussi rencontrées. D'importantes similarités dans le comportement saisonnier de la chimie des 6 rivières sont en revanche observées avec des paramètres individuels montrant toujours des corrélations positives ou négatives avec le débit : les concentrations en constituants organiques augmentent avec le débit, alors que les concentrations en constituants inorganiques diminuent (McClelland *et al.*, 2008 ; Holmes *et al.*, 2012a, b ; Figure I-34).

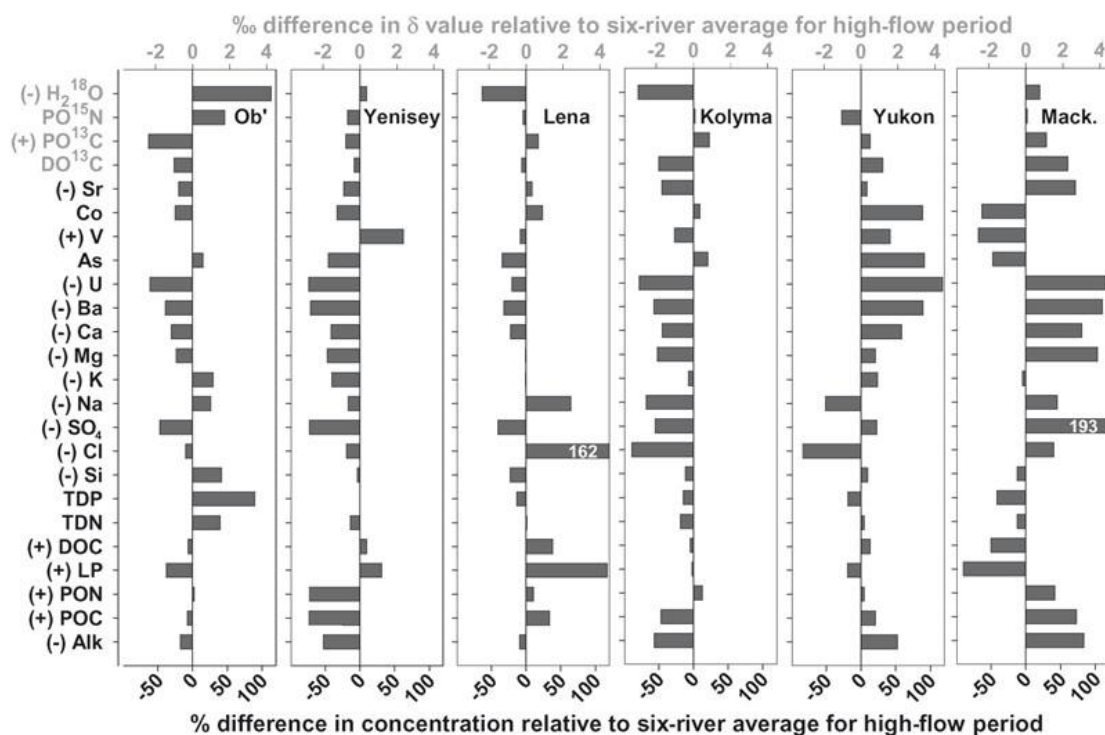


Figure I-34 : Différences de chimie élémentaire (%) et isotopique (‰) entre les 6 fleuves PARTNERS. Les signes (+) et (-) devant les étiquettes des paramètres indiquent respectivement leurs augmentations et diminutions des faibles débits vers les hauts débits, et ce pour toutes les rivières. Source : McClelland *et al.*, 2008.

La compréhension des signatures géochimiques des eaux en provenance des bassins versants arctiques et de leurs évolutions requiert une bonne connaissance des processus qui conduisent à l'acquisition de ces signatures élémentaires et isotopiques. Nous nous intéresserons ici aux processus associés aux bassins versants glaciaires à pergélisol en tâchant de mettre en évidence les traceurs qui peuvent constituer des outils pertinents et fiables dans l'étude de l'origine et de l'évolution des masses d'eau et des flux de solutés.

4.2. La chimie élémentaire des bassins versants glaciaires à pergélisol

4.2.1. Les sources en solutés des bassins versants glaciaires à pergélisol

- Les sources principales en solutés

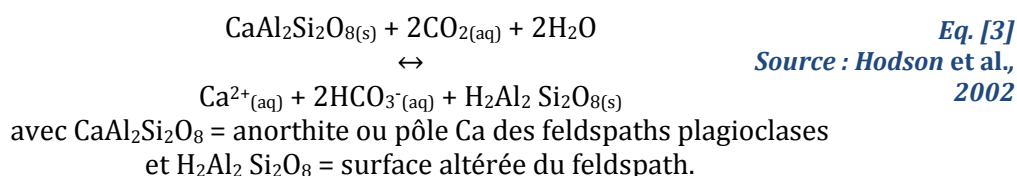
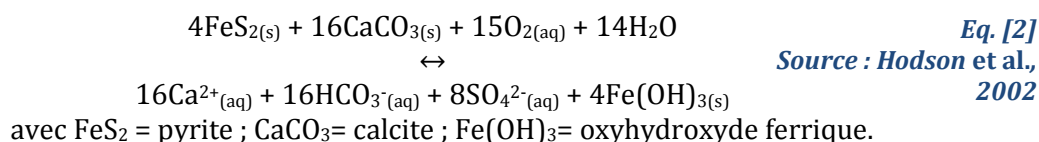
Deux sources principales en solutés sont à l'origine des signatures géochimiques des eaux à l'exutoire des bassins versants glaciaires : les dépôts atmosphériques d'une part, et l'altération géochimique des roches, des matériaux du sous-sol, du complexe morainique mais également des composés solides du manteau neigeux (poussières et débris) d'autre part (Tranter *et al.*, 1996). Les dépôts atmosphériques fournissent des sels marins (Na⁺ et Cl⁻) et des

aérosols (SO_4^{2-} et NO_3^-) qui sont temporairement stockés dans le manteau neigeux et la glace, mais fournissent aussi des gaz dissous tels que le CO_2 et l' O_2 . L'altération chimique apporte les cations basiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+), ainsi que les anions HCO_3^- et SO_4^{2-} (Tranter *et al.*, 1993).

En milieu glaciaire, l'altération mécanique et ses effets importants sur le socle concentrent habituellement l'attention. Par conséquent, une tendance à la sous-estimation du rôle de l'altération chimique dans les environnements périglaciaires est à déplorer. Il n'y a en effet que peu de données systématiques sur les taux absolus et relatifs des processus d'altération chimique dans les latitudes polaires froides (French, 2007). Pourtant, les rares données suggèrent que les processus d'altération chimique dans les climats froids sont tout aussi efficaces que dans les environnements non-glaciaires (Anderson *et al.*, 1997 ; Brown, 2002). En effet, bien que les taux soient diminués par des températures plus basses, plusieurs facteurs contribuent à une accentuation de l'altération chimique (Cooper *et al.*, 2002 ; French, 2007). Parmi ces facteurs améliorant la réactivité des débris glaciaires par rapport à d'autres types de régolithe, ceux qui sont principalement cités sont la solubilité accrue du CO_2 à basse température augmentant les solubilités de minéraux tels que la calcite, la dolomite, et le gypse (French, 2007), associée à une forte abondance de débris glaciaires fraîchement broyés (moraine) et souvent partiellement recouverts de microparticules (farine glaciaire) qui exposent ces phases minérales géochimiquement réactives mais aussi des sulfures à l'altération (Raiswell, 1984 ; Tranter *et al.*, 1993 ; Anderson *et al.*, 1997).

La minéralisation par altération chimique des eaux des bassins versants glaciaires est maintenant largement admise comme étant principalement due à des réaction d'hydrolyses acides et dépend donc principalement de quatre variables (Raiswell, 1984 ; Tranter *et al.*, 1993, 1996 ; Hodson *et al.*, 2002) : la présence de minéraux géochimiquement réactifs dans l'assemblage minéralogique, la taille de la surface réactive du/des minéraux en contact avec l'eau, la durée du temps de contact eau-roche, ainsi que la disponibilité des autres espèces impliquées dans les réactions d'altérations chimiques (protons H^+ , CO_2 et O_2). L'hydrologie glaciaire a une influence importante sur ces facteurs :

- la présence de minéraux géochimiquement réactifs est fonction des formations géologiques en présence sur le bassin versant (Tranter *et al.*, 1996). Elle peut être modifiée soit par un tri au cours de leur transport, soit par un épuisement de certaines phases minéralogiques du fait des processus d'altérations chimiques : à titre d'exemple, la réaction d'hydrolyse acide de l'oxydation des sulfures couplée à la dissolution des carbonates, telle que l'oxydation de la pyrite couplée à la dissolution de la calcite de l'Eq. [2], est souvent une réaction dominante dans les moraines récemment libérée de la glace du glacier alors que la carbonatation des silicates (par exemple celle de l'anorthite de l'Eq. [3]) devient de plus en plus dominante dans les anciennes moraines où ces réactifs sont épuisés (Anderson *et al.*, 2000 ; Cooper *et al.*, 2002).



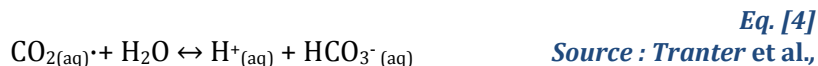
La réaction d'hydrolyse acide de l'Eq. [2] a été établie comme étant opérante à travers un large éventail d'environnements glaciaires avec une multitude de formations rocheuses (Raiswell, 1984 ; Tranter *et al.*, 1996 ; Hodgkins *et al.*, 1997 ; Wadham *et al.*, 1998 ; Hodson *et al.*, 2002). Les phases minérales réactives n'ont effectivement pas besoin d'être présentes en grande quantité à travers le bassin versant pour contrôler la chimie des eaux glaciaires (Tranter *et al.*,

1996). En effet, les minéraux réactifs, par ordre décroissant de réactivité, incluent les évaporites (par exemple halite et gypse), les carbonates (calcite et dolomie), les sulfures (pyrite) et les aluminosilicates (feldspaths, micas). Il est en effet fréquent de constater que les évaporites, les carbonates et les sulfures ont un contrôle dominant sur la chimie de l'eau, bien que présents à l'état de traces au sein de la formation rocheuse.

- la surface réactive du/des minéraux en contact avec l'eau dépend, dans les eaux de surface, de la concentration en matières en suspension (MES) et en débris des cours d'eau, elle-même fonction du courant qui définit la distribution par taille des particules (Tranter *et al.*, 1996). Du point de vue des eaux souterraines, la taille des surfaces réactives du/des minéraux en contact avec l'eau dépend de la nature de la formation géologique constituant l'aquifère (porosité, perméabilité) et de sa saturation en eau. Des variations spatiales dans les processus d'altération chimique liés à la couche active peuvent effectivement se rencontrer au sein de la zone proglaciaire en fonction de la distance aux cours d'eau de surface. En effet, des secteurs de la couche active restent saturés en eau pour une grande partie de la saison d'ablation : près des cours d'eau, où il y a des échanges d'eau sur des échelles de temps variables, et dans les zones préférentielles d'écoulement (Cooper *et al.*, 2002). Ainsi, les surfaces réactives de roche en contact avec l'eau sont importantes, tout comme les temps de contact eau-roche, maximisant l'étendue de l'altération chimique (Tranter, 2003). L'augmentation de la surface réactive accroît la quantité de soluté mis en solution par unité de temps (Tranter *et al.*, 1996). Or, l'augmentation de l'épaisseur de la couche active du fait du changement climatique entraîne la libération de nouvelles surfaces minérales (Keller *et al.*, 2007).

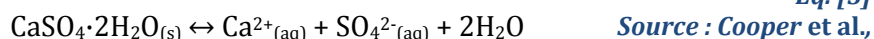
- l'augmentation du temps de contact eau-roche entraîne un accroissement de la minéralisation des eaux (Tranter *et al.*, 1996). La durée du contact eau-roche varie en fonction du temps de résidence de l'eau dans le réservoir concerné. Pour les écoulements d'eau de surface, la durée du contact eau-lit de la rivière et eau-MES va surtout être fonction de la distance à parcourir pour que ces eaux atteignent l'exutoire du bassin versant alors qu'il a été démontré dans les paragraphes précédents (2. et 3.) qu'en ce qui concerne les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines, leur circulation pouvaient être beaucoup plus complexes et donc engendrer des temps de résidence beaucoup plus conséquents (de plusieurs mois à plusieurs années).

- la disponibilité des espèces limitantes dépend de facteurs tels que la proximité d'une source de gaz (atmosphère, bulles dans la glace) et de la turbulence des cours d'eau. En effet, les protons H^+ nécessaires aux réactions d'hydrolyse acide proviennent notamment de l'association de l'eau avec du CO_2 dissous, dérivé par diffusion, soit directement de l'atmosphère soit indirectement à partir de bulles de gaz au sein de la glace en phase de fonte (Eq. [4]). Les réactions de dissolution congruente, comme la dissolution d'évaporites (tel que le gypse ; Eq. [5]), n'implique pas de consommation d'autres espèces dissoutes (Tranter *et al.*, 1996). Cependant, l'altération de la moraine et de la farine glaciaire, notamment, implique en général des réactions d'échanges ioniques de surface, de carbonatation et d'oxydation qui consomment des protons H^+ , du CO_2 dissous et de l' O_2 dissous respectivement (Tranter *et al.*, 1993 ; Eq. [2] et Eq. [3]). En effet, dans les systèmes glaciaires, la dissolution des carbonates par le CO_2 est limitée par la rareté relative des sources biogéniques en CO_2 , et l'accès restreint du CO_2 atmosphérique au système de drainage sous-glaciaire (Tye et Heaton, 2007). La disponibilité de ces espèces peut donc limiter l'altération chimique et ainsi contrôler l'ampleur de l'acquisition de solutés par les eaux des bassins versants glaciaires.



Eq. [4]

Source : Tranter et al.,
1993



Eq. [5]

Source : Cooper et al.,
2002

avec $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ = gypse.

À l'inverse, certaines réactions d'altération chimique peuvent produire des espèces limitantes, telles que les dissolutions d'aérosols et l'oxydation de la pyrite qui produisent des ions H^+ par exemple, et ainsi améliorer les conditions d'altération notamment de la calcite (Tranter *et al.*, 1993 ; Fairchild *et al.*, 1999 ; French, 2007 ; Wadham *et al.*, 2007).

- Les réactions de précipitations : des sources secondaires en solutés

Les ions provenant de ces sources primaires peuvent par la suite précipiter et ainsi former des sources secondaires en solutés. En effet, différents types de précipitations secondaires ont été observées dans les bassins versants glaciaires à travers l'Arctique. Les précipitations secondaires les plus observées sont liées aux processus associés aux dynamiques de gel/dégel et d'évaporation dans la couche active (Marlin et Dever, 1998 ; Cooper *et al.*, 2002 ; Tranter, 2003 ; Wadham *et al.*, 2007), aux processus liés à la formation de marges glacées (Clark et Lauriol, 1997 ; Pollard, 2005 ; Bukowska-Jania, 2007), aux englacements des conduits sous-glaciaires (Tranter *et al.*, 1996 ; Yde *et al.*, 2008) et aux couches qui regèlent localement dans le névé et la glace du glacier (Killawee *et al.*, 1998). Des précipitations secondaires ont également été observées en association avec des sources thermales et des sources acides (Hammer *et al.*, 2005 ; Borin *et al.*, 2010).

La formation des marges glacées et l'englacement des conduits sous-glaciaires se produisent par le gel d'eau en couches successives. Lors du gel des différentes couches de glace, des précipitations minérales secondaires cryogéniques peuvent se former par expulsion des solutés de l'eau résiduelle. La base de chaque couche successive peut effectivement contenir de la poudre cryogénique blanche à jaune pâle qui s'accumule par la suite à la surface des formations de glace telles que les marges glacées lors de leur fonte. Des précipités cryogéniques de calcite ont été observés notamment au niveau de marges glacées canadiennes associées à des terrains carbonatés (Clark et Lauriol, 1997) et de la même manière Lacelle *et al.*, (2009) observent des poudres de calcite cryogénique lors de la formation de glace saisonnière au Québec. Des dépôts secondaires relativement plus conséquents que des poudres peuvent se rencontrer au niveau notamment des sources pérennes associées à ces formations de glace dans le Haut Arctique canadien puisqu'ils vont jusqu'à former des travertins mais aussi des tufs de halite hydratée notamment (Pollard, 2005).

Dans la couche active, les précipitations secondaires peuvent être très répandues à travers la surface de la zone proglaciaire, puisqu'elles peuvent soit se former au cours de l'été à la surface de la couche active par évaporation des eaux souterraines conduisant à leur sursaturation (Cooper *et al.*, 2002 ; Wadham *et al.*, 2007), soit au cours de la période froide, plus en profondeur dans la couche active, par sursaturation de ces mêmes eaux souterraines par effet de gel (précipitations secondaires cryogéniques ; Cooper *et al.*, 2002). La dissolution de ces précipitations secondaires peut donc se produire plus tard dans la même période estivale lors d'épisodes de crue importants liés à la fonte ou à de forts événements pluvieux qui s'infiltrent dans la couche active. Elle peut également se produire au début de la période estivale de l'année suivante par infiltration des eaux de fonte du manteau neigeux notamment lorsque la couche active est mince et lorsque le ruissellement de surface domine.

Au Svalbard, les précipitations secondaires dans la couche active se produisent principalement sous forme de carbonates et de sulfates. Le processus conduisant à la

précipitation de carbonates secondaires cryogéniques au sein de la couche active a en effet été étudié, au cours de la période estivale jusqu'à la reprise en gel du sol dans différents sites du Kongsfjord (Courty *et al.*, 1994 ; Marlin et Dever, 1998). Cooper *et al.* (2002) ont par ailleurs démontré que les réactions d'altérations chimiques dans la région de Bellsund impliquent la dissolution de précipitations secondaires de gypse dans la couche active. Ces auteurs rapportent en effet qu'une conséquente source supplémentaire en SO_4^{2-} dans les eaux souterraines supra-pergélisol est liée à la dissolution de sels secondaires au début de l'été. La dissolution de ces sels secondaires conduit également à la sursaturation de ces eaux souterraines vis-à-vis de la calcite qui précipite. Ces précipitations secondaires de calcite vont, elles aussi, être une source secondaire en soluté au cours de la période de fonte dans cette région. Rutter *et al.*, (2011) ont également rapporté des preuves de dissolution de sels secondaires (anhydrite et/ou gypse) dans la région de l'Isfjord par les eaux souterraines de la couche active. La formation de précipitations secondaires dans la couche active est donc très répandue à travers l'archipel. Les précipitations secondaires associées aux marges glacées et autres formations de glaces sont également connues au Svalbard avec des précipitations secondaires de calcite cryogénique qui ont été observées à la surface de marges glacées au sud et au nord-ouest du Spitsberg (Griselin, 1982 ; Wadham *et al.*, 2000 ; Bukowska-Jania, 2007). Des dépôts secondaires conséquents sont également observés au sein de l'archipel avec des systèmes de travertins en terrasses au niveau des sources hydrothermales du Bockfjord (Hammer *et al.*, 2005).

4.2.2. *Le faciès géochimique des différentes familles d'eaux d'un bassin versant glaciaire à pergélisol*

- Les eaux glaciaires

Dans sa synthèse sur la qualité hydrochimique des eaux de fonte glaciaires, Brown (2002) regroupe 22 ensembles de données disponibles à l'époque sur l'hydrochimie des eaux de fonte en provenance de glaciers de vallée pour la plupart, répartis à travers l'intégralité du globe : de l'Arctique (Alaska, Canada, Islande, et Svalbard) à l'Antarctique en passant par l'Europe (France, Suisse et Norvège) et l'Himalaya. Cet ensemble de données renseigne que l'ion Ca^{2+} est le cation dominant suivi, en quantités moindres, par les ions Mg^{2+} , Na^+ et K^+ alors que les anions dominants sont HCO_3^- et SO_4^{2-} dans des proportions variables (Raiswell, 1984 ; Tranter *et al.*, 1993 ; Tranter *et al.*, 1996). La composition cationique de base des eaux de fontes glaciaires est en effet relativement homogène avec l'ion Ca^{2+} en cation prédominant quel que soit la nature géologique (même sur une formation ignée acide et/ou métamorphique) du substratum sous-glaciaire, puisque les cinétiques de dissolution des ions Ca^{2+} à partir des minéraux carbonatés en traces, qui sont omniprésents dans la plupart des substratums, et à partir des aluminosilicates sont plus rapides que les cinétiques de dissolution des ions monovalents (Raiswell, 1984). Cela explique pourquoi, même à partir d'un substratum sous-glaciaire relativement pauvre en Ca^{2+} , cet ion devienne le cation de base dominant en solution dans les eaux de fonte glaciaires (Tranter, 2003).

Cette signature chimique se retrouve dans les études sur la chimie des eaux glaciaires du Svalbard (Hodgkins *et al.*, 1997 ; Hodson *et al.*, 2000 ; Cooper *et al.*, 2002). Les eaux de fonte glaciaires, à l'origine diluées, peuvent toutefois considérablement se minéraliser en éléments majeurs, mineurs et traces, sur de relativement courtes distances, notamment lors de leur transit dans le système de drainage sous-glaciaire, en particulier lors des phases de décrues (Brown, 2002).

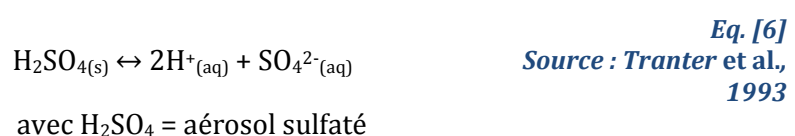
La composition ionique d'une couverture neigeuse et ses variations spatiales sont étroitement liées aux conditions climatiques locales et aux caractéristiques environnementales de la région : ces différents facteurs vont en effet déterminer la température des masses d'air, la réponse météorologique spécifique et la force des vents. Dans le cas de vents forts, l'érosion éolienne remobilise d'avantages d'aérosols minéraux qui peuvent soit être déposés à sec sur le complexe

glaciaire, soit entrer dans la composition des prochaines précipitations (Li *et al.*, 2006). La composition en éléments dissous d'un manteau neigeux est par conséquent indicatrice de la géologie régionale. Les variations saisonnières dans l'apport d'impuretés par l'atmosphère dépendent des variations dans la disponibilité en aérosols minéraux de la région : la teneur en sels marins (Na⁺ et Cl⁻) est maximisée au cours des précipitations de la fin d'automne et d'hiver alors que la teneur en aérosols minéraux (SO₄²⁻, NO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺ et K⁺) atteint son maximum à la fin du printemps et en été, du fait de la libération et du dégel du substratum (Yalcin *et al.*, 2006).

Toutefois, les processus post-dépôts qui transforment la neige en névé et/ou en glace du glacier peuvent altérer la signature hydrochimique de la couverture neigeuse. En effet, la neige se transforme en glace par des processus de fonte, d'infiltration et de regel de cette eau de fonte généralement à la base du manteau neigeux. Or, lors de l'infiltration des eaux de fonte dans la couverture de neige, des processus d'éluvion vont se mettre en place : tandis que l'eau de fonte percole verticalement dans la colonne de neige, les composés ioniques adsorbés à la surface des cristaux de neige se mettent en solution, utilisant l'eau de fonte comme éluant. Les espèces chimiques sont alors redistribuées par transport différentiel jusqu'à la base de la couverture neigeuse. A ce stade, si les conditions de température le permettent, ces espèces peuvent séquentiellement être incorporées au névé et/ou à la glace pour former une couche relativement concentrée en éléments dissous alors que la partie supérieure du profil de neige s'en trouve appauvrie (Pohjola *et al.*, 2002). À l'inverse, si le regel de l'eau de fonte ainsi minéralisée est impossible à la base du manteau neigeux, le phénomène de percolation se poursuit et les espèces dissoutes sont lessivées soit par diffusion soit par écoulement (Li *et al.*, 2006) ce qui est susceptible d'entraîner de hautes concentrations en ions majeurs dans les eaux glaciaires au début de la saison de fonte (Kang *et al.*, 2008).

Li *et al.* (2006) ont proposé une séquence d'éluvion préférentielle qui est de manière générale en accord avec les précédentes études de ce type (Tranter *et al.*, 1992) : SO₄²⁻ > Ca²⁺ > Na⁺ > NO₃⁻ > Cl⁻ > K⁺ > Mg²⁺ > NH₄⁺. La préférence à l'éluvion varie selon des caractères spécifiques aux espèces chimiques considérées : leurs concentrations initiales dans le manteau neigeux, leurs capacités à former ou non des composés volatils et leurs taux de solubilité. En l'occurrence, les concentrations en SO₄²⁻ le long des profils de neige sont considérablement modifiées par la fonte au cours de la saison d'ablation par processus d'éluvion (Li *et al.*, 2006 ; Yalcin *et al.*, 2006). L'étude hydrochimique d'Hodson *et al.* (2002) sur les eaux de la rivière proglaciaire de la Bayelva confirme par l'analyse d'une série de profils de neige l'éluvion préférentielle des SO₄²⁻ dans le manteau neigeux de ce secteur géographique. Ces auteurs précisent en effet que ce processus d'éluvion préférentielle des SO₄²⁻ est susceptible d'être très répandu à travers le bassin versant, contribuant ainsi très probablement aux teneurs en SO₄²⁻ des eaux de ruissellement directement en aval du glacier mais également à l'exutoire du bassin versant durant les premiers stades de la période de fonte.

Du point de vue de leurs conditions physico-chimiques, les eaux de fonte glaciaires présentent une gamme de valeur pH allant généralement de pH 7 à 10. La dissolution des aérosols présents dans le manteau neigeux conduit à la production d'H⁺ (Eq. [6]). Cela est particulièrement le cas au début de la saison de fonte, ce qui a pour conséquence que les eaux liées à la fonte des neiges y sont généralement plus acides (Tranter *et al.*, 1993).



La quantité de CO₂ aqueux (CO₂)_{aq} des eaux de ruissellement glaciaire est rarement en équilibre avec l'atmosphère (Tranter *et al.*, 1993), soit rarement à 10^{-4,62} mol.l⁻¹ (Eq. [7]). En effet, les eaux diluées au maximum de débit journalier sont considérées comme ayant une (CO₂)_{aq} d'un ordre de grandeur inférieur à celle d'une eau en équilibre avec l'atmosphère alors

qu'à l'inverse, celles correspondantes au minimum de débit journalier seront plus proches de l'état d'équilibre.

$$(CO_2)_{aq} = P_{CO_2} K_H$$

Eq. [7]
Source : Tranter et al.,
1993

avec P_{CO_2} de l'atmosphère soit $10^{-3,5}$ atm
et K_H , constante de la loi d'Henry pour $T = 0^\circ C$, soit $10^{-1,12}$ mol atm l⁻¹

- Les eaux proglaciaires

Bien que des études récentes montrent que les mécanismes d'altération chimique dans la zone proglaciaire sont semblables aux mécanismes qui opèrent au niveau des environnements sous-glaciaires (Anderson *et al.*, 2000 ; Cooper *et al.*, 2002 ; French, 2007), la minéralisation des masses d'eau de la zone proglaciaire est généralement plus importante que celle des eaux de ruissellement glaciaire. Les marges des glaciers et les environnements proglaciaires sont en effet les zones d'acquisition de solutés les plus importantes pour les eaux de fonte, provoquant un enrichissement conséquent en ions majeurs notamment, et ce, sur une courte distance vis-à-vis de la marge contemporaine du glacier (Hodson *et al.*, 2002). Le taux d'altération chimique de la zone proglaciaire est en effet de 3 à 4 fois celui de la zone glaciaire, avec un flux de solutés à la sortie de la zone proglaciaire jusqu'à 30 % supérieur à celui en marge du glacier (Tranter, 2003).

Nous avons vu dans la partie précédente (partie 3.) que les eaux de fonte et les précipitations estivales sont majoritairement à l'origine de la recharge des eaux souterraines associées au pergélisol. L'augmentation de la minéralisation de ces eaux de fonte glaciaires est donc principalement liée à la présence de pergélisol qui, nous l'avons vu, impose généralement une circulation restreinte et lente aux eaux souterraines (French, 2007). À cela s'ajoute, pour les eaux souterraines supra-pergélisol, le fait que le matériel morainique de la couche active est chimiquement hautement réactif (Cooper *et al.*, 2002). En effet, l'altération des produits d'érosion glaciaire dans les environnements proglaciaires mérite une attention particulière, puisqu'elle peut figurer en bonne place dans les cycles chimiques globaux (Anderson *et al.*, 1997). En comparaison, l'altération chimique du lit des cours d'eau et des MES dans les rivières proglaciaires par les eaux de fonte en provenance des glaciers est faible (Cooper *et al.*, 2002). Des études récentes qui ont examiné la distribution des éléments dissous dans l'eau des couches actives de divers environnements à pergélisol dans l'Arctique ont notamment renseigné un enrichissement en solutés à la base de la couche active en particulier (Kokelj et Burn, 2005 ; Keller *et al.*, 2007 ; Lacelle *et al.*, 2007, 2008). Par ailleurs, les systèmes d'eaux souterraines sub-pergélisol étant caractérisés par une faible recharge et de longs temps de séjour, l'eau y est souvent assez fortement minéralisée (Haldorsen *et al.*, 2011). En revanche, en présence de terrains karstiques ou de roches fracturées non solubles, les eaux souterraines sub-pergélisol peuvent aussi être faiblement minéralisées du fait d'une circulation rapide. La minéralisation des eaux souterraines sub-pergélisol peut donc généralement aller d'eaux douces à des eaux saumures (French, 2007).

La composition géochimique des différents réservoirs d'eau souterraines va donc dépendre très majoritairement de leur temps de résidence dans l'aquifère mais aussi de la composition minéralogique du dit aquifère. Les eaux souterraines dans les zones proglaciaires peuvent donc chimiquement se décliner de façon plus ou moins concentrées, autour des ions Ca^{2+} , HCO_3^- et SO_4^{2-} , en accord avec les réactions d'altération chimique des Eq. [2], Eq. [3] et Eq. [5]. Les ions Mg^{2+} , Na^+ et K^+ incorporent les solutions en quantités moindres avec des teneurs respectives plus ou moins importantes en fonction de la disponibilité des phases minérales, telle que la dolomite pour l'ion Mg^{2+} . Ces signatures géochimiques élémentaires se retrouvent à travers tout l'Arctique, que ce soit au Canada (Clark *et al.*, 2001 ; Utting, 2012), au Groenland (Jessen *et al.*, 2014), ou encore au Svalbard (Marlin *et al.*, 1993 ; Cooper *et al.*, 2002 ; Hodson *et al.*, 2002 ; Tranter, 2003 ; Dragon et Marciniak, 2010 ; Olichwer *et al.*, 2013).

Il existe toutefois à travers l'Arctique des cas d'eaux souterraines aux propriétés physico-chimiques particulières. Au Canada notamment, des sources exceptionnellement acides (avec des valeurs de pH aussi basses que 2,8), chaudes (9°C) et fortement minéralisées (TDS atteignant les 1 080 mg.l⁻¹) présentent des signatures riches en fer et en soufre alors qu'elles sont associées dans le même secteur à des sources importantes d'eaux douces moins chaudes et moins minéralisées (4°C et TDS atteignant les 362 mg.l⁻¹; (French, 2007)). Par ailleurs, des sources acides sont observées en association à des précipitations secondaires de ferrihydrite au Canada (Lacelle *et al.*, 2007) et à des précipitations secondaires de jarosite et d'oxy-hydroxyde fer au Svalbard au niveau de la zone proglaciaire du glacier Midtre Lovén (Borin *et al.*, 2010). De telles données illustrent l'importance des conditions géologiques locales sur l'hydrochimie et la qualité des eaux souterraines associées à du pergélisol. Les activités humaines telles que l'activité minière, par exemple, doit également être prise en compte, puisqu'elles peuvent considérablement altérer le signal hydrochimique des eaux souterraines notamment (Brown, 2002 ; Stotler *et al.*, 2009).

4.3. La composition isotopique des eaux des bassins versants glaciaires à pergélisol

Les isotopes présents dans l'eau et dans les solutés à l'état naturel, ou les isotopes de l'environnement selon Clark et Fritz (1997), sont des outils de traçage efficaces en hydrogéologie. Cela est particulièrement le cas des isotopes des éléments trouvés en abondance dans l'environnement, à savoir l'hydrogène H, l'oxygène O, le carbone C, l'azote N et le soufre S principalement. Ces isotopes de l'environnement rentrent en effet dans la constitution primaire des principaux systèmes hydrologiques, géologiques et biologiques, leur conférant ainsi une importance capitale dans l'étude des grands cycles biogéochimiques entre sol, eau et atmosphère. Les études isotopiques permettent donc, dans la plupart des environnements de mieux appréhender l'origine et les processus de recharge, de circulation, et de minéralisation des eaux souterraines, notamment dans le cas d'isotopes stables et de temps de séjour dans le cas d'isotopes radioactifs.

4.3.1. Les isotopes stables

Parmi les isotopes stables associables aux études hydrogéologiques, les plus couramment utilisés pour le traçage des masses d'eau, même en milieu glaciaire, sont ceux de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Clark et Fritz, 1997 ; Gibson *et al.*, 2005 ; Risi, 2009), et ce, particulièrement dans l'étude des systèmes d'eaux souterraines (Tranter, 2003 ; Utting, 2012). Des mesures en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur l'ion Sr^{2+} peuvent être complémentaires aux analyses en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, puisqu'ils fournissent des informations par le traçage des flux de solutés (Clark et Fritz, 1997 ; Gibson *et al.*, 2005 ; Tranter, 2003 ; Keller *et al.*, 2010).

- Les isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^2\text{H}$ des précipitations montrent d'une manière générale une distribution avec une composition de plus en plus appauvrie à mesure qu'elles s'approchent des pôles (effet de latitude), mais également lorsqu'elles vont vers l'est sur le continent eurasiatique (effet de continentalité ; Figure I-35).

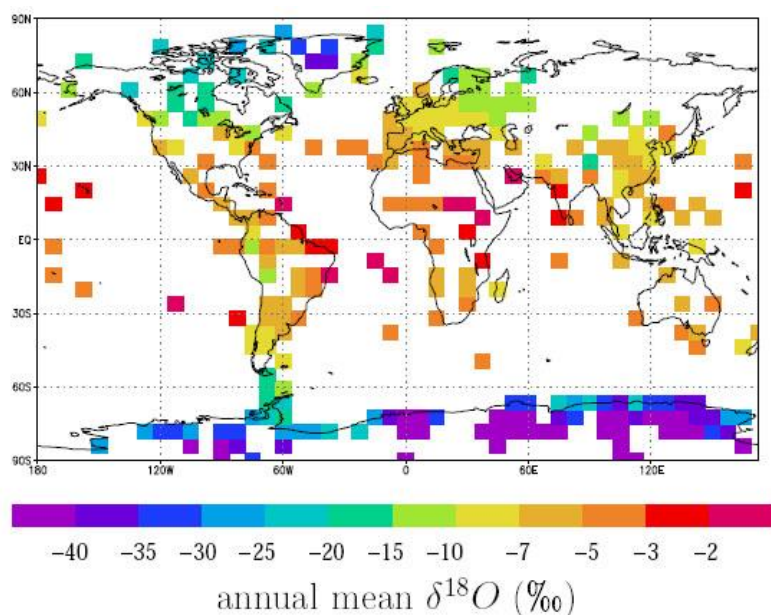


Figure I-35 : Distribution mondiale des moyennes annuelles du $\delta^{18}O$ des précipitations collectées pour chaque station de la base de données GNIP sur toutes les années disponibles et du $\delta^{18}O$ des neiges de surface compilées pour l'Antarctique (Masson-Delmotte et al., 2008) et pour le Groenland (Masson-Delmotte et al., 2005). Source : Risi, 2009.

La composition $\delta^{18}O$ - δ^2H des précipitations peut être très variable localement au point qu'elles s'écartent souvent de celle de la Droite des eaux Météoriques Mondiales DMM (ou Global Meteoric World Line (GMWL) en anglais ; Craig, 1961 ; Clark et Fritz, 1997). Une compilation des données de 30 sites de suivis GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) à travers l'Arctique a permis de déterminer une droite des précipitations circumpolaires de pente à 7,26 et -5,98 d'ordonnée à l'origine (valeurs beaucoup plus faibles que pour la DMM) avec un $\delta^{18}O$ moyen entre -30,8 et -8,0 ‰ suivant les stations et un d moyen annuel entre -3,4 à 14,9 ‰ (Lacelle, 2011). L'établissement individuel de droites des eaux météoriques locales (DML) montrent des pentes entre 5,86 et 8,02 avec les pentes les plus faibles à l'intérieur des terres au nord du Canada et en Sibérie, où le régime climatique est continental, et les pentes les plus fortes le long des côtes, où le régime climatique est maritime.

La composition isotopique initiale d'une couverture neigeuse est étroitement liée aux caractéristiques climatiques et environnementales de la région étudiée (variations d'altitude, distance à la mer). Les modèles de reconstruction climatique sont fondés sur le fait que les compositions isotopiques en $\delta^{18}O$ mesurées dans les précipitations solides sont interprétées comme étant représentatives des variations climatiques et sur l'hypothèse que la sublimation notamment ne cause pas de fractionnement isotopique (Dansgaard *et al.*, 1973). De ce fait, le contenu isotopique des neiges n'est représentatif que de la température locale au moment de l'épisode de dépôt. Pohjola *et al.* (2002) et Van der Wel *et al.* (2011) ont notamment montré que la plupart du signal de $\delta^{18}O$ est conservé dans la couche annuelle de glace malgré la percolation et le regel dans les carottes de glaces étudiées au Spitsberg.

Mais les fractionnements issus de possibles phénomènes de changements de phase doivent être pris en compte lorsque l'on s'intéresse aux variations intra-saisonniers du signal de $\delta^{18}O$ de l'eau de fonte. Des processus post-dépôts peuvent en effet affecter le signal isotopique initial de la couverture neigeuse. En effet, pendant les phases d'accumulation et d'ablation, deux principaux processus modifient la répartition des isotopes stables dans le manteau neigeux. Le premier est la sublimation et l'échange de vapeur dans le manteau neigeux qui provoque un enrichissement de la surface sublimée (Clark et Fritz, 1997). Des études récentes sur les changements de composition isotopique de la neige et de la glace confirment que la vapeur d'eau

relâchée par sublimation présente une signature isotopique plus appauvrie que celle de l'eau résiduelle rendant la composition isotopique de la neige et/ou de la glace exposée à cet échange notablement plus enrichie (Stichler *et al.*, 2001 ; Neumann *et al.*, 2008 ; Sokratov et Golubev, 2009). Dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, le positionnement de la neige/glace sublimée vis-à-vis de la DMM se fait selon une droite qui correspond à une droite d'évaporation (Sokratov et Golubev, 2009). Le second processus qui modifie la répartition des isotopes stables dans le manteau neigeux est l'échange entre la neige et l'eau de fonte lorsque cette dernière s'infiltré jusqu'à la base du manteau neigeux depuis sa surface en fusion (Clark et Fritz, 1997). Ce processus va également entraîner un enrichissement de la neige de surface avec une première eau de fonte qui sort du manteau neigeux très appauvrie et qui se positionne au-dessus de la DMM dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (Clark et Fritz, 1997 ; Figure I-36a). La fraction restante du manteau neigeux en phase de fonte se positionne vis-à-vis de la DMM selon une pente similaire à celle d'une droite de sublimation dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$.

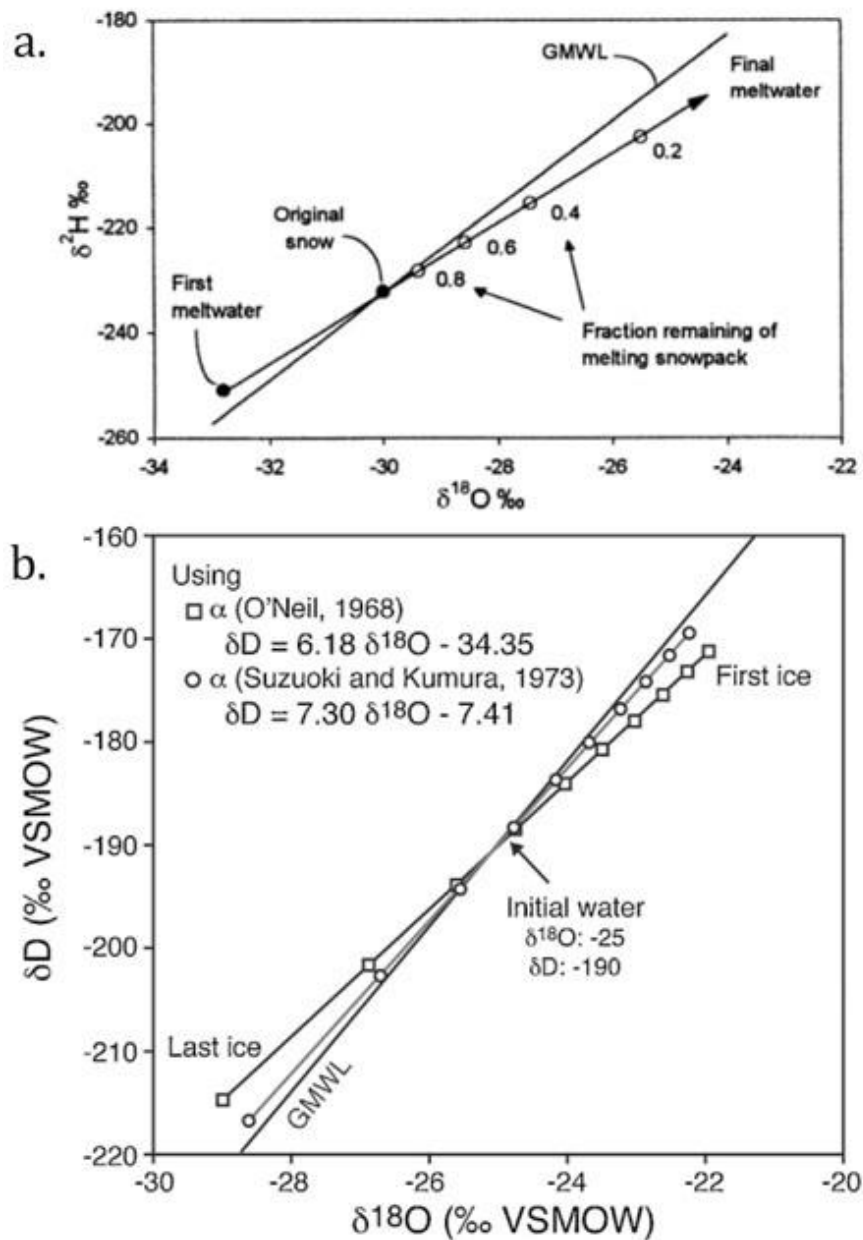


Figure I-36 : Evolution théorique des isotopes stables de la molécule d'eau par rapport à la DMM (GMWL) dans a. l'eau de fonte lors de la fonte d'un manteau neigeux, sur la base d'un équilibre complet entre l'eau de fonte et le manteau neigeux (Source : Clark et Fritz, 1997) ; b. la glace lors du gel d'une eau à l'équilibre (Source : Lacelle, 2011).

Enfin, le processus de métamorphisme de la glace implique également le regel d'eau de fonte. Or, au début de la phase de gel, la première formation de glace sera enrichie en ^{18}O se positionnant en dessous de la DMM. Puis, l'eau résiduelle étant par conséquent appauvrie en ^{18}O , au fur et à mesure que la fraction de glace augmente, cette dernière s'appauvrit pour finir avec la dernière fraction de glace formée qui se positionne au-dessus de la DMM (Lacelle, 2011 ; Figure I-36b). La droite de régression associée au processus de gel présente ainsi une pente traditionnellement inférieure à 6 mais qui peut atteindre des valeurs inférieures à 7,3 en conditions d'équilibre ce qui la place dans la gamme de valeur de pente de nombreuses DML arctiques (Lacelle, 2011).

Le signal global du manteau neigeux est donc susceptible de s'enrichir au cours de la période de fonte ce qui conduirait à un enrichissement des eaux de fontes. Toutefois, lorsque la glace du glacier commence elle aussi à être affectée par la fonte, la tendance du signal est susceptible de s'inverser, puisque la glace qui est préférentiellement mobilisée est la glace frontale et basale. Or cette glace est la plus ancienne du glacier et est par conséquent susceptible d'être plus appauvrie, puisque correspondant à des températures de l'air plus basses. En effet, les glaces de l'Arctique et de l'Antarctique peuvent présenter des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ aussi faibles que -50 ‰ (Mook, 2000). Au Svalbard, les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ sur deux carottes de glaces montrent des valeurs moyennes autour de -14 ‰ à l'ouest du Spitsberg et -16 ‰ au centre de l'île pour la période 1700-2000 (Beaudon *et al.*, 2013 ; Figure I-37).

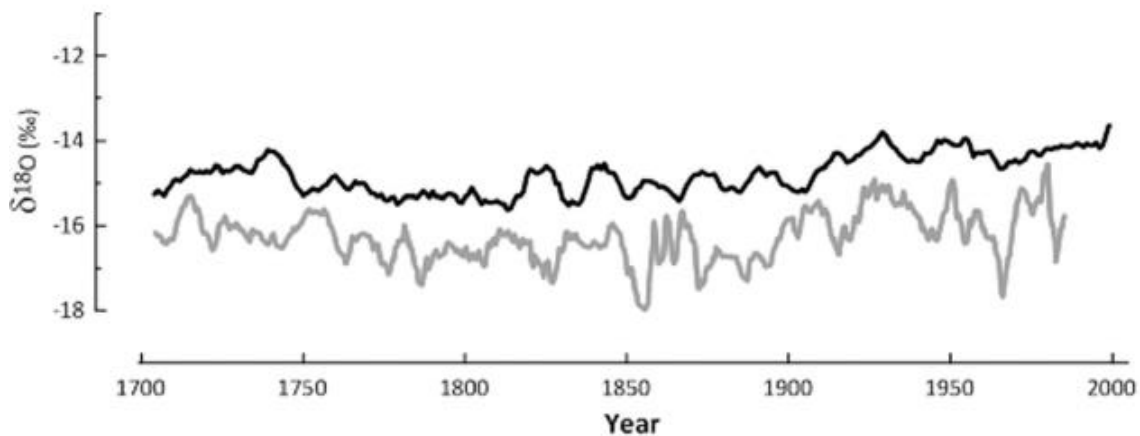


Figure I-37 : Enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glace de Lomonosovfonna (gris) et Holtedahlfonna (noir). Source : Beaudon *et al.*, 2013.

Les valeurs mensuelles des données GNIP de Ny-Ålesund pour la période janvier 1990-décembre 1997 indique une DML de pente de 7,18 et +0,176 ‰ d'ordonnée à l'origine avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ majoritairement entre -18 et -5 ‰ sans toutefois fournir d'informations sur la variation altitudinale de la composition isotopique des précipitations sur le glacier du fait d'une collection d'échantillon au niveau de la mer (Glasser et Hambrey, 2002 ; Figure I-38). Toutefois, le prélèvement d'échantillons de neige de surface depuis le niveau de la mer jusqu'à 534 m et d'échantillons de glace de surface depuis le front du glacier jusqu'à 440 m d'altitude le long de la ligne médiane du glacier Midtre Lovén respectivement en avril et août 1999, ainsi que des échantillons de glace basale montrent des pentes et ordonnées à l'origine respectivement différents de celles de la DML (Figure I-38) : plus faibles pour les données de neiges, intermédiaires mais proches de DML pour les données de glace de surface avec une gamme de valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ plus appauvrie pour la neige (entre -18,6 et -6,8 ‰ et de -12,81 ‰ de moyenne) et moins dispersée et globalement plus enrichie pour la glace du glacier (entre -12,8 et -10,1 ‰ et de -11,94 ‰ de moyenne). La proximité entre les pentes de la DML et des glaces de surface du Midtre Lovénbreen suggère que la glace de surface du glacier n'a pas subi de modification isotopique significative au cours de son métamorphisme mais s'est homogénéisée et que les données GNIP de Ny-Ålesund peuvent être utilisées comme première approximation de la

signature isotopique de la neige non modifiée et de la glace de surface de glacier pour la région (Glasser et Hambrey, 2002). Par ailleurs, aucune tendance à l'appauvrissement isotopique des neiges avec l'altitude n'a toutefois été établie bien que des variations soient rencontrées. Ceci est peut-être dû à une homogénéisation du signal par le vent, à des phénomènes de percolation ou à l'échantillonnage d'événements finalement distincts (Glasser et Hambrey, 2002). Les échantillons de glace basale se positionnent quant à eux selon une pente et une ordonnée à l'origine plus importantes que celle de la DML (Figure I-38) avec une gamme de valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ légèrement plus appauvrie que celle de la glace de surface du glacier (entre -13,1 et -10,4 ‰ et de -11,95 ‰ de moyenne). Enfin, Igarashi *et al.* (2001) montrent que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations à Ny-Ålesund ne présentent pas de variations saisonnières claires pour l'année hydrologique 1994-1993.

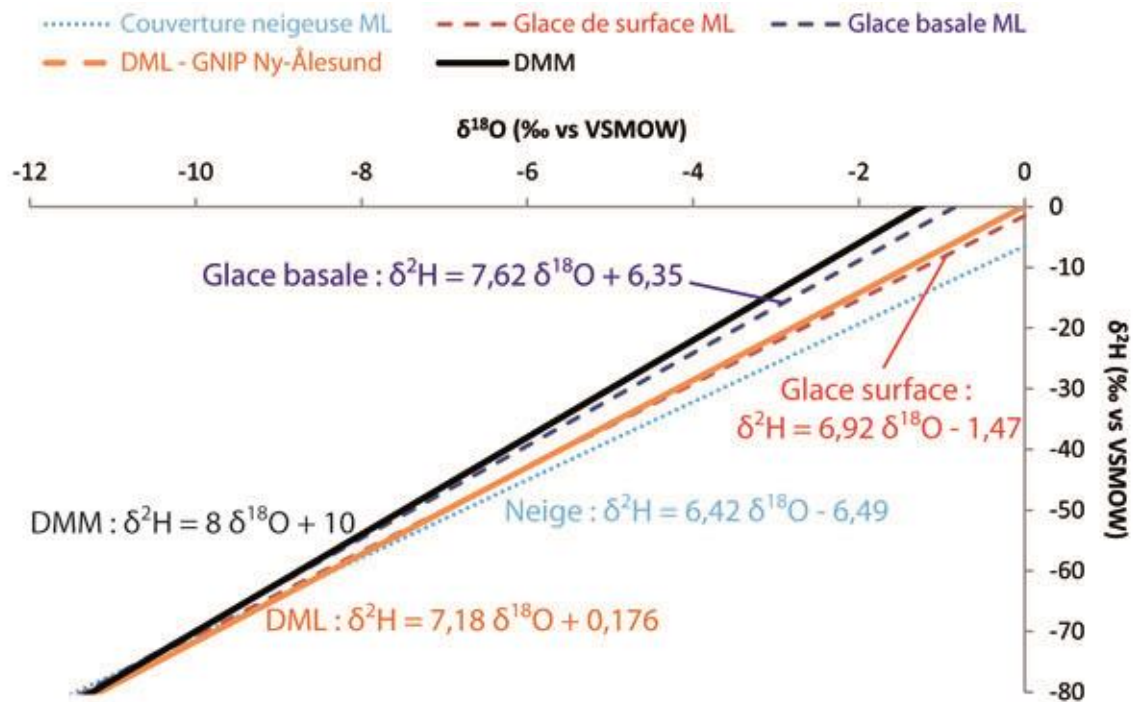


Figure I-38 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ positionnant les droites de régression linéaire associées aux mesures de Glasser et Hambrey (2002) sur des échantillons de neige de surface, de glace de surface et de glace basale prélevés sur le bassin versant du glacier Midtre Lovén comparé à la DMM et à la DML de Ny-Ålesund.

Mieux connaître le signal des précipitations et des eaux de fonte est crucial dans l'étude des eaux souterraines d'un bassin versant glaciaire, puisque la comparaison de leurs signatures respectives en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ peut donner des indications sur la recharge. En effet, dans le cas où les eaux souterraines présentent une signature isotopique similaire à celle de la moyenne des précipitations annuelles, c'est indicateur d'une alimentation des eaux souterraines par un mélange entre les eaux de fonte des neiges et les précipitations estivales (Utting *et al.*, 2012). Par ailleurs, dans le cas où les eaux souterraines présentent des signatures isotopiques plus appauvries que la valeur des précipitations moyennes annuelles, cela suggère alors une recharge à des altitudes plus élevées (Utting *et al.*, 2013). Cela n'est particulièrement vrai que pour les eaux sub-pergélisol. En effet, les eaux souterraines supra-pergélisol sont susceptibles de subir divers fractionnement isotopiques qui peuvent altérer leur signal initial du fait des successions de phases de gel/dégel. A titre d'exemple, durant le regel de la couche active située près de Ny-Ålesund, les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du sol enregistrent un appauvrissement en isotopes lourds par effet de bilan de masse isotopique, la fraction de glace s'enrichissant en ^{18}O (Marlin et Dever, 1998). Par ailleurs, plus la couche active est mince, plus le toit du pergélisol est peu profond, plus les eaux souterraines de la nappe libre supra-pergélisol sont proches de la surface, et plus

les phénomènes d'évaporation sont accentués pendant la période estivale (Williams, 1970). Enfin, il a été vu qu'à cause du réchauffement climatique, la couche active était susceptible de voir son épaisseur augmenter du fait de la dégradation du toit du pergélisol. Or, l'eau présente sous forme de glace dans le pergélisol peut avoir des signatures très variées en fonction de son origine. En effet, depuis le milieu des années 1970, l'origine de la glace de sol a été étudiée à travers l'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau : si la glace du sol provient d'une glace de surface qui a été enfouie puis conservée dans le pergélisol, elle se positionnera le long de la DML. En revanche, si la glace s'est développée *in situ* par le gel lent de l'eau interstitielle dans le sédiment, elle se positionnera le long d'une droite de régression associée au processus de gel (Lacelle, 2011 ; Lacelle et Vasil'chuk, 2013). Le couplage entre des analyses en isotopes stables de la molécule d'eau et en éléments dissous de la glace notamment, peut permettre de renforcer ces conclusions : une glace de sol originaire d'une glace de surface sera très faiblement minéralisée, alors qu'une glace issue du gel d'une eau souterraine ou d'une eau à influence marine devrait présenter des concentrations en éléments dissous respectivement plus importantes ou une composition avec des rapports élémentaire proches de ceux de l'eau de mer (Fritz *et al.*, 2011).

- Le $\delta^{13}\text{C}$

Dans un système d'altération ouvert vis-à-vis du CO_2 du sol, la signature en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux souterraines se situe entre -15 et -18 ‰ (Mook, 2000; Utting, 2012). À l'inverse, dans un système d'altération ouvert vis-à-vis du CO_2 atmosphérique, la signature en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux souterraines peut s'enrichir jusqu'autour de +1,5-2 ‰ (Mook, 2000 ; Appelo et Postma, 2005). Cette gamme de valeur en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux souterraines se retrouve également dans les eaux de surface et est associée à un facteur de fractionnement $^{13}\epsilon_{\text{b/g}}$ de +9,02 ‰ (b : bicarbonate dissous ; g : CO_2 gaz) propre aux milieux tempérés (Mook, 2000). Or, à 0°C, condition plus proche des milieux glaciaires, le facteur de fractionnement $^{13}\epsilon_{\text{b/g}}$ vaut +10,83 ‰ (Mook, 2000), ce qui enrichirait la gamme de valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux souterraines de 1,81 ‰.

Les études hydrogéologiques qui s'intéressent aux variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux des bassins versants arctiques présentent des valeurs concordantes avec les gammes standards précédemment présentées et permettent de mieux appréhender la dynamique des eaux souterraines notamment dans des zones présentant du pergélisol. En effet, avec des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ entre -3,3 et -12,8 ‰, des eaux souterraines dans la région à pergélisol continu du Nord du Canada sont indicatrices d'une recharge à travers des sols organiques dégelés (avec un CO_2 du sol de $\delta^{13}\text{C}$ à -27 ‰) couplée à une altération des calcaires d'origine marine (soit $\delta^{13}\text{C}$ à 0 ‰) de l'aquifère, ce qui suggère que la recharge se produit principalement pendant l'été lorsque l'activité biologique est élevée (Utting *et al.*, 2012 ; Utting *et al.*, 2013).

Au Svalbard, par ailleurs, des mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux du sol de la couche active et de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol ont été réalisées à environ 2 km à l'est de Ny-Ålesund durant l'été 1989 (Marlin *et al.*, 1993). Il a été prouvé qu'avec des valeurs entre -9 et -10 ‰, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ de l'eau interstitielle du sol obtient sa signature en s'équilibrant avec le CO_2 du sol qui présente, quant à lui, une signature de $\delta^{13}\text{C}$ biogénique mesurée entre -20 et -21 ‰ correspondant à un couvert végétal de plantes en C3 (Marlin *et al.*, 1993; Marlin et Dever, 1998). Marlin *et al.* (1993) y décrit en effet un cryosol à couvert végétal discontinu constitué de mousses, de lichens ou de quelques graminées et dont l'humus est de faible épaisseur (0-5 cm). Or, des mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux d'une rivière située à approximativement 2 km à l'ouest de Ny-Ålesund montrent des valeurs plus enrichies, allant d'environ -9 ‰ en début de saison hydrologique à -2 ‰ en fin de saison avec des variations intra-saisonnières, reflétant un système ouvert dans lequel le CO_2 provient autant du sol que de l'atmosphère (Tye et Heaton, 2007).

- Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Le traceur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a déjà été utilisé dans des bassins versants glaciaires (Tranter, 2003), puisque les boucliers continentaux notamment (socles anciens composés de roches magmatiques et métamorphiques datant du Précambrien avec par conséquent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés) peuvent être très largement altérés chimiquement en raison du broyage glaciaire, et ainsi produire des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ importants dans les environnements sous-glaciaires en particulier (Sharp *et al.*, 2002). L'altération préférentielle de la biotite notamment peut conduire à des eaux de ruissellement glaciaire présentant à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé que celui issu des compositions de roche totale (Anderson *et al.*, 1997). Anderson *et al.* (2000) ont notamment pu tracer la minéralisation des eaux glaciaires à travers la zone proglaciaire du glacier Bench en Alaska, puisque le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est plus important dans les eaux à la marge du glacier que dans les eaux proglaciaires du fait d'une altération de biotite plus importante en marge du glacier. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux glaciaires diminuent donc à mesure que la distance au front augmente.

Une étude a également couplé le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au rapport élémentaire $\text{Ca}^{2+}/\text{Sr}^{2+}$ et a ainsi pu différencier les sources de minéralisation carbonatées des sources silicatées d'un imposant bassin versant glaciaire de la chaîne himalayenne au nord du Pakistan (Blum *et al.*, 1998).

Le traceur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peut également être utilisé dans l'étude de la dynamique du pergélisol et de la couche active, puisque l'évolution de la signature des eaux de rivières au cours du temps peut constituer un bon indicateur des changements d'épaisseur de la couche active (Keller *et al.*, 2010).

4.3.2. La datation des eaux souterraines

Dater une eau souterraine revient à déterminer le temps de résidence moyen d'un ensemble de masses d'eau issues d'une succession d'épisode de recharge spatialisée et de mélanges par processus de diffusion et de dispersion hydrodynamique au sein de l'aquifère. Les masses d'eaux qui constituent une eau souterraine ont des âges différents qui correspondent au temps écoulé entre leurs entrées respectives dans la zone saturée (ZS) et leur échantillonnage commun. L'âge déterminé à l'aide des traceurs n'est donc qu'apparent et correspond à la distribution de fréquence d'âges (Clark et Fritz, 1997).

Parmi les isotopes radioactifs utilisés en hydrogéologie glaciaire se distinguent le tritium ^3H pour dater des eaux modernes, soit de 0,5 à 40 ans (Clark et Fritz, 1997 ; Gibson *et al.*, 2005 ; Suckow *et al.*, 2013) et le ^{14}C pour les eaux d'âges intermédiaires (jusqu'à environ 40 000 ans ; Suckow *et al.*, 2013).

- La datation ^3H - ^3He

Les essais thermonucléaires du début des années 1960 ont temporairement augmenté la teneur en ^3H des précipitations d'un facteur 1 000 dans l'hémisphère nord. Depuis 1963, la teneur en ^3H a généralement diminué jusqu'à des valeurs naturelles en hiver (le ^3H étant naturellement présent dans les précipitations avec une concentration d'environ 5 UT (Mook, 2000), ce qui constitue sa fonction entrée dans le cycle de l'eau) et encore environ deux fois les teneurs naturelles en été du fait des cycles atmosphériques (Mook, 2000). Les dépôts neigeux du centre du Groenland présentent des gammes de concentrations en ^3H entre 10 et 40 UT pour la période 1980-1990 et indiquent que les retombées de ^3H en Arctique sont le résultat de l'injection dominante printanière de l'air stratosphérique des latitudes moyennes (Fourré *et al.*, 2006).

Les teneurs largement quantifiables de ^3H en Arctique rendent l'utilisation de ce traceur pertinente dans les bassins versants glaciaires de cette région du globe. La méthode de datation ^3H - ^3He a en effet déjà été utilisée au Canada mais également au Svalbard dans l'étude de la circulation des eaux souterraines dans des régions présentant du pergélisol. Des sources pérennes d'eaux souterraines localisées à travers 6 bassins versants de la région à pergélisol continu du nord du territoire fédéral du Yukon au Nord du Canada ont ainsi pu être datées. Ces sources sont modernes à sub-modernes avec des âges allant entre 0 et 31 ans pour les eaux souterraines non thermales et antérieurs aux années 1950 pour les eaux souterraines thermales indiquant que ces systèmes d'eaux souterraines sont actifs avec d'importantes voies d'écoulement et des zones de stockages significatives (Utting *et al.*, 2012 ; Utting *et al.*, 2013). Au Svalbard, Booij *et al.* (1998) ont également pu déterminer que la fameuse source d'origine sub-pergélisol d'Ester près de Ny-Ålesund présentait un temps de résidence au moins supérieur à 30 ans, puisque l'eau n'y contenait pas de ^3H détectable ce qui constitue la seule détermination de l'âge de cet ensemble d'eaux souterraines (van der Ploeg *et al.*, 2012).

- La datation ^{14}C

Identifier les processus pertinents qui prennent place au sein d'un aquifère afin de distinguer la décroissance radioactive du ^{14}C des dilutions du ^{14}C est indispensable dans l'établissement d'un âge représentatif des eaux souterraines (Clark et Fritz, 1997). De nombreux modèles hydrochimiques, fondés sur le développement du CID et ses valeurs associées en $\delta^{13}\text{C}$ et A^{14}C , ont été développés à partir des valeurs mesurées en $\delta^{13}\text{C}$ du CID notamment, dans le but de déterminer l' A_0^{14}C , nécessaire pour calibrer l'échelle de temps ^{14}C pour les eaux souterraines (Mook, 2000). Les données de température, pH, pression partielle de CO_2 , et de chimie élémentaire (l'alcalinité notamment) des eaux souterraines sont également utilisées dans des modèles étant donné que ces paramètres sont déterminants pour les réactions qui s'opèrent au sein de systèmes carbonatés. Toutefois, quel que soit le modèle utilisé la correction des âges ^{14}C à partir du $\delta^{13}\text{C}$ du CID introduit de fortes incertitudes (Mook, 2000) en particulier sur les eaux récentes (Gillon, 2008).

Les modèles les plus simples reposent sur la détermination des parts de contribution de chaque pôle en considérant un mélange entre le CO_2 du sol et les carbonates de l'aquifère. Toutefois, ces modèles simples ne prennent pas en compte les échanges isotopiques qui peuvent prendre place dans la zone non saturée (ZNS), puisqu'ils ne distinguent pas la ZNS de la ZS (Fontes, 1992). Afin de déterminer la part de chacun de deux pôles CO_2 du sol et carbonates de l'aquifère au mélange, le modèle de Tamers (1967) repose sur la distribution des espèces carbonées dissoutes dans l'eau échantillonnée, à savoir HCO_3^- et H_2CO_3 , et le modèle de Ingerson et Pearson (1964) sur la signature du $\delta^{13}\text{C}$ de son CID. Des modèles plus complexes avec des appréciations différentes des échanges entre le CID et le CO_2 du sol et les carbonates de l'aquifère se fondent sur ce même principe de mélange entre le CO_2 du sol et les carbonates de l'aquifère, tout en intégrant également les échanges isotopiques propres à la fois à la ZS et à la ZNS (Mook, 1976 ; Evans *et al.*, 1979 ; Fontes et Garnier, 1979 ; Salem *et al.*, 1980 (modèle IAEA) ; Eichinger *et al.*, 1983). Une bonne caractérisation du site d'étude est indispensable pour déterminer quel modèle aura la simulation la plus représentative (Fontes, 1992). Il faut notamment déterminer, de prime abord, si le cas d'étude est en système fermé ou ouvert vis-à-vis du CO_2 du sol. Pour ce faire, il faut calculer le $\delta^{13}\text{C}$ théorique du CO_2 qui aurait minéralisé l'eau, ou $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ pour équilibrant, à partir de la mesure du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, de l'alcalinité, du pH et de la température des eaux souterraines. Si le $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ obtenu est proche de la signature du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol, alors le système est ouvert. À l'inverse, si $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ obtenu est enrichi par rapport à la signature du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol, le système est fermé.

5. Conclusion

Ce chapitre a mis en évidence les difficultés associées à l'établissement d'un bilan hydrologique complet pour un bassin versant glaciaire présentant du pergélisol. L'intégralité des composantes à l'écoulement est en effet difficile à contraindre, puisque le flux d'eau de fonte en provenance du glacier reste difficile à quantifier et que de nombreuses interrogations restent de mises notamment vis-à-vis de l'interaction des eaux souterraines avec les écoulements glaciaires et proglaciaires. L'état thermique du ou des glaciers et de l'ensemble couche active-pergélisol sont des acteurs clés dans le système hydrologique est dans la circulation des eaux souterraines au sein du bassin versant. Il faut donc également être capable de les contraindre.

La lame d'eau totale annuelle d'un bassin versant glaciaire à pergélisol est essentiellement la lame de fonte. Dans le cas d'un glacier à front terrestre, la lame de fonte liée à la couverture neigeuse de la zone proglaciaire est à inclure dans le bilan hydrologique annuel d'un bassin versant glaciaire. Ne pas la considérer entraîne une sous-estimation de cette composante à l'écoulement dans le bilan.

Une autre source d'erreur associée à la lame de fonte est en lien avec les résurgences sous-glaciaires pérennes qui peuvent être présentes dans le cas d'un glacier polythermal associé à du pergélisol continu. En effet, l'origine de ces eaux sous-glaciaires reste imprécise. Ces écoulements seraient potentiellement liés à la présence de glace basale tempérée qui, étant au point de fusion toute l'année, pourrait alimenter en continu l'écoulement sous-glaciaire (Hagen *et al.*, 2003). Or, la fonte basale n'est pas prise en compte dans les bilans de masse annuels. Par ailleurs, la présence de cette glace basale tempérée peut également conduire à la formation d'un talik sous-glaciaire. Or, cette rupture dans la continuité du pergélisol pourrait entraîner la recharge d'une nappe d'eau souterraine sub-pergélisol (Haldorsen et Lauritzen, 1993). Cette recharge peut se constituer par la fusion de la glace basale tempérée mais aussi par la fonte estivale sous-glaciaire et même supra-glaciaire si le réseau d'écoulement intra-glaciaire est bien développé.

De ces faits découlent des interrogations :

- dans le cas de la présence d'un talik sous-glaciaire, une part de la lame d'eau de fonte fournie par le bilan de masse annuel n'est-elle pas déjà potentiellement perdue par l'intermédiaire d'une recharge d'eaux souterraines sub-pergélisol ?
- sachant que des pressions artésiennes peuvent se développer dans les réservoirs d'eaux souterraines sub-pergélisol (Haldorsen *et al.*, 1996), la résurgence sous-glaciaire pérenne est-elle liée à la fusion de la glace tempérée ou à des remontées d'eaux souterraines sub-pergélisol ou encore à une association de ces deux processus entraînant ainsi un mélange ? dans ces deux derniers cas de figure, quelle est la part des contributions en eaux souterraines à la lame d'eau totale annuelle de la nappe sub-pergélisol ?

Les interrogations associées à la présence d'une nappe d'eau sub-pergélisol ne sont pas les seules inconnues liées à l'hydrologie souterraine associée à du pergélisol. En effet, la dynamique du pergélisol aura un impact sur la profondeur de la couche active et sur la présence ou non de taliks ainsi que sur leur degré d'extension à travers le bassin versant. Or, plus la couche active sera importante et plus les possibilités de stockage dans le réservoir de la nappe d'eaux souterraines supra-pergélisol seront conséquentes. Par ailleurs, plus les taliks seront répandus plus il y aura des possibilités d'interactions entre les eaux supra- et sub-pergélisol par le biais d'écoulements intra-pergélisol. Les systèmes d'eaux souterraines propres aux bassins versants glaciaires à pergélisol soulèvent donc des questionnements quant à l'ampleur de potentielles interactions entre écoulements de surface et écoulements souterrains tout comme sur leur impact effectif sur le bilan hydrologique annuel :

- quel(s) ensemble(s) d'eau constitue(nt) la recharge des eaux souterraines supra-pergélisol ? Les rivières proglaciaires alimentent-elles la nappe supra-pergélisol ou

est-ce l'inverse ? Dans le cas d'une alimentation des eaux de surface par la nappe libre, quelle est l'ampleur de sa contribution à la lame d'eau totale annuelle ?

- quelle est la dynamique de l'épaisseur de la couche active ? si cette dernière est en augmentation, quel est l'impact de la fonte du pergélisol sur les eaux de la nappe supra-pergélisol ?
- des taliks se sont-ils développés au sein de la zone proglaciaire et si oui, sont-ils suffisamment conséquents pour permettre des échanges entre les différents compartiments d'eaux souterraines ?
- existe-t-il des sources associées à la nappe sub-pergélisol au sein de la zone proglaciaire et si oui, quelle est la part de contribution de cette nappe aux écoulements de surface ?

Nous avons vu au cours de ce chapitre que répondre à ces différentes problématiques n'est pas chose aisée du fait de l'accessibilité difficile de certains environnements tels que les domaines sous-glaciaire et sub-pergélisol. Nous avons également constaté que différentes approches géochimiques peuvent toutefois être développées de manière à avoir notamment une meilleure approximation de l'origine et du transit de l'eau, mais également en vue de déterminer les éventuelles parts de contribution de chaque famille d'eau dans la lame d'eau totale annuelle. Pour ce faire, il faut réussir à identifier les signatures chimiques et isotopiques propres à chaque composante à l'écoulement et ainsi déterminer les mélanges d'eau opérant au sein du bassin versant.

Des méthodes de suivis hydrodynamiques et géochimiques peuvent également être développées vis-à-vis du réservoir d'eaux souterraines supra-pergélisol du fait de sa plus grande accessibilité : suivis de température du sol, suivis piézométriques, suivis physico-chimiques et échantillonnages. Des cartographies de la minéralisation des cours d'eau peuvent également constituer un excellent outil en vue de caractériser les relations nappe-rivière.

Chapitre II

Le bassin versant du glacier Austre Lovén

Le second chapitre constitue une présentation du bassin versant du glacier Austre Lovén (*Austre Lovénbreen* en norvégien) en mettant l'accent sur ce qui fait de ce dernier un site d'étude idéal pour l'hydrologie arctique. Ainsi, après avoir replacé le bassin versant dans son contexte géographique, géologique et climatique, nous présenterons les principaux résultats des études antérieures, depuis les années 1960 jusqu'au début du XXI^e siècle. Enfin, le système hydrologique propre au bassin versant du glacier Austre Lovén sera abordé : les connaissances actuelles sur les différentes composantes du système seront détaillées (glacier, cours d'eau, pergélisol et eaux souterraines). Cette présentation complète du bassin versant mènera aux principales problématiques abordées dans le travail de thèse et aux différentes hypothèses qui seront étudiées concernant l'hydrologie et l'hydrogéologie du bassin versant glaciaire choisi.

1. Le contexte géographique

Le Svalbard (« terres froides » en norvégien)¹² présente une topographie relativement plane dans sa partie orientale alors qu'un relief très montagneux se rencontre dans sa partie occidentale, particulièrement sur la côte ouest du Spitsberg (Hagen *et al.*, 2003), d'où le nom de cette île qui signifie « montagnes pointues ». La façade nord-ouest du Spitsberg est par ailleurs fortement indentée par une succession de fjords, parmi lesquels figure le Kongfjord (79°N), limité au sud par la presqu'île de Brøgger (Figure II-1). Ce fjord présente une morphologie variable du fait des retraits glaciaires actifs avec une longueur d'un peu plus de 20 km et une largeur qui évolue entre 4 et 10 km.

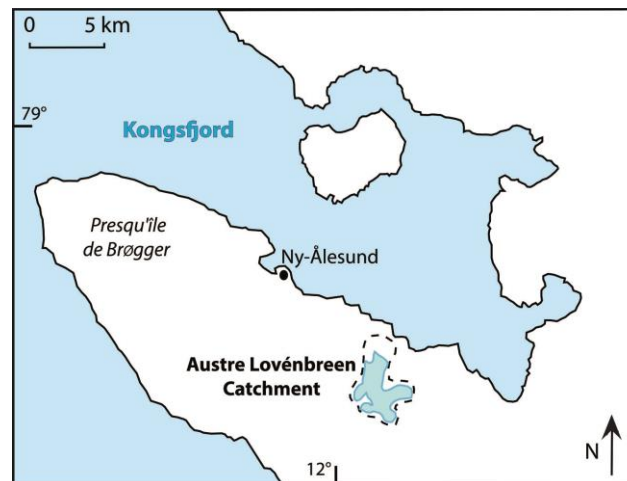


Figure II-1 : Localisation du bassin versant du glacier Austre Lovén et de la communauté scientifique de Ny-Ålesund sur la rive sud du Kongfjord et nord de la presqu'île de Brøgger.

Le bassin versant du glacier Austre Lovén se subdivise en deux sous-bassins versants : la Goule et le Diable (Figure II-2a). La limite entre ces deux sous-bassins versants est définie par une ligne de crête topographique qui isole pour les trois années de suivi associées à la thèse (2010, 2011 et 2012) complètement le sous-bassin versant du Diable des flux en provenance du glacier¹³. Le bassin versant du glacier Austre Lovén présente une surface totale de 10,577 km² ¹⁴ et est constitué à 95 % du sous-bassin versant de la Goule avec trois domaines bien distincts : le glacier, les versants et la moraine (Tableau II-1). L'altitude du bassin versant du glacier Austre Lovén varie entre 17 m dans sa partie aval et 879 m d'altitude à son point culminant, le sommet du Nobile (Figure II-2b). La gamme d'altitudes est la même entre le bassin versant dans sa totalité et le sous-bassin versant de la Goule qui est constitué à 45 % du glacier Austre Lovén, 37 % de versants et 18 % de moraine.

¹² Le Svalbard présente une surface totale de 62 248 km² principalement constituée de 4 îles : la plus importante est le Spitsberg (39 044 km²). Du nord au sud, se trouvent Nordaustlandet (d'approximativement 14 600 km²), Barentsøya (1 300 km²) et Edgeøya (5 000 km²). Le Spitsberg se situe entre 76 et 80°N de latitude et entre 10 et 24°E de longitude sur à peu près 280 kilomètres de longueur du nord au sud pour 40 à 225 kilomètres de largeur d'est en ouest.

¹³ Certaines années, la rivière du Diable peut être reliée au glacier durant tout ou partie de l'été, divisant ainsi les flux glaciaires entre les deux exutoires, comme ce fut observé par Vivian H. (1964), Vincent et Geoffroy (1970), Griselin (1982) et enfin, par l'équipe du programme ANR blanc Cryo-Sensors en 2013.

¹⁴ D'après le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de référence réalisé en 2009 (programme HSF).

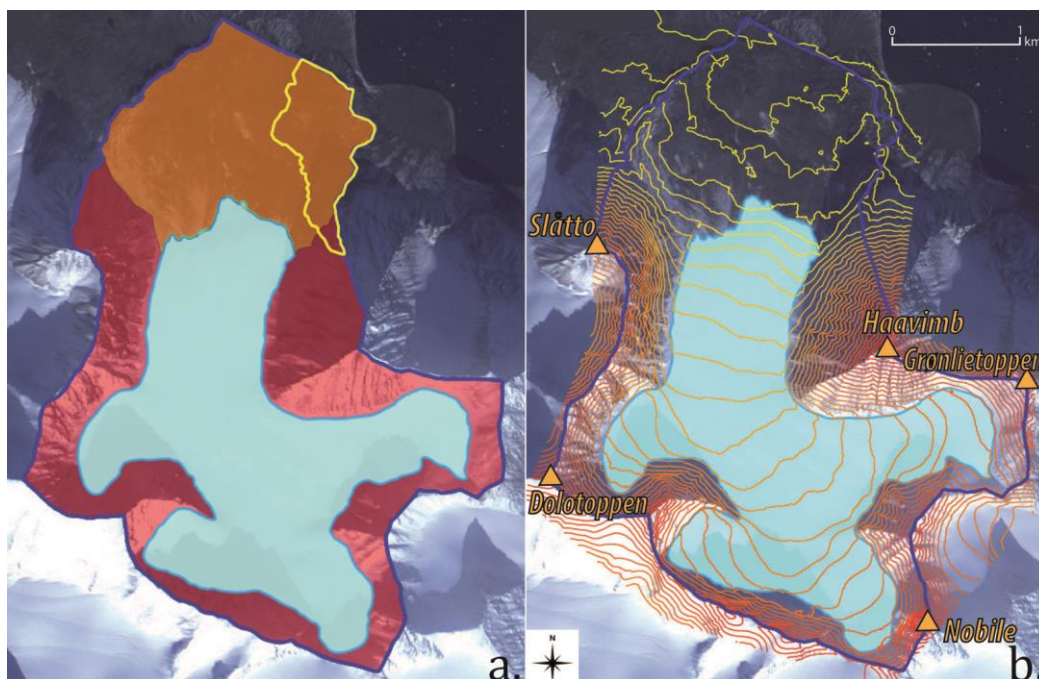


Figure II-2 : a. Répartition des surfaces correspondant aux grands domaines du bassin versant du glacier Austre Lovén (contour bleu foncé) d'après le MNT de 2009 avec : le sous-bassin versant du Diable (contour jaune), les domaines du glacier (surface bleu clair), des versants (surface rouge) et de la moraine (surface orange) ; b. Courbes topographiques avec une équidistance de 25 m du bassin versant (contour bleu foncé) du glacier Austre Lovén (surface bleu clair) et localisation des principaux sommets.

	Variation d'altitude (m)	Surfaces (km ²)		
		Bassin versant total	Sous-bassin versant de la Goule	Sous-bassin versant du Diable
Bassin versant total	17-879	10,577 (100 %)	-	-
Sous-bassin versant de la Goule	17-879	10,083 (95 %)	-	-
Sous-bassin versant du Diable	32-169	0,494 (5 %)	-	-
Glacier	90-556	4,530 (43 %)	4,530 (45 %)	-
Moraine	17-201	2,340 (22 %)	1,845 (18 %)	0,494 (100 %)
Versant	135-879	3,707 (35 %)	3,707 (37 %)	-

Tableau II-1 : Synthèse des variations d'altitudes et des surfaces correspondant aux grands domaines présentés dans la Figure II-2 d'après le MNT de 2009, avec les pourcentages respectifs de chacun de ces domaines par rapport au bassin versant total et aux sous-bassins versants de la Goule et du Diable.

Le bassin versant total peut se décomposer en deux parties avec une partie amont composée du glacier Austre Lovén et de ses versants (8,237 km² ; Figure II-2a ; Tableau II-1). Elle présente de fortes variations d'altitude (entre 90 et 879 m d'altitude) avec un contraste entre la partie englacée (4,530 km²), qui est majoritaire et présente un dénivelé relativement faible (avec son altitude maximale à 556 m), et les fortes pentes des versants qui entourent le glacier constituant ainsi une crête de montagnes escarpées dont la surface totale est de 3,707 km² (Figure II-2b ; Tableau II-1). La partie aval du bassin versant composée par la moraine, d'une surface totale de 2,340 km², est totalement libérée des glaces et présente une topographie relativement plane en comparaison à la partie amont (avec une altitude qui varie entre 17 et 201 m ; Figure II-2b ; Tableau II-1) : c'est la zone dite proglaciaire.

Des trois grands domaines qui constituent le bassin versant du glacier Austre Lovén (versants, glacier, moraine), les versants présentent la surface qui évolue le moins en terme de superficie contrairement au domaine glacio-morainique qui subit d'importants changements en

fonction du temps, du fait de la dynamique glaciaire gagnant par conséquent de l'espace l'un sur l'autre en fonction des oscillations climatiques (Bernard, 2011). Du fait du recul actuel du glacier Austre Lovén, c'est actuellement le domaine morainique qui gagne du terrain sur le domaine glaciaire.

2. Le contexte géologique

L'archipel du Svalbard présente un socle métamorphique qui s'est formé au cours de l'orogénèse calédonienne, recouvert d'une importante couche sédimentaire en discordance. Le Svalbard a effectivement été en dessous du niveau de la mer pendant la plus grande partie de son histoire géologique, du Dévonien au Tertiaire (Figure II-3). Il possède des colonnes stratigraphiques relativement complètes avec la présence de roches de toutes les divisions de l'échelle des temps géologiques concernées, ainsi que beaucoup de fossiles bien conservés de faune et de flore de ces différentes époques (Hjelle, 1993). L'étude de ces formations géologiques pourrait être avantagée par la faible épaisseur de couverture pédologique et par l'absence de cultures et de forêts. Elle reste pourtant compliquée du fait des six dixièmes du territoire qui sont recouverts par les glaces et de l'importante couverture de matériel morainique quaternaire associée aux glaciers.

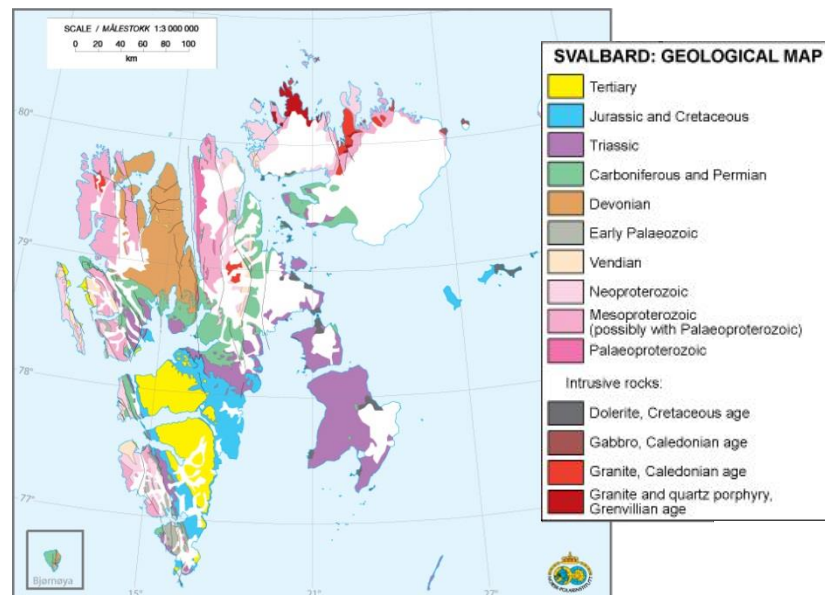


Figure II-3 : Carte géologique simplifiée de l'archipel du Svalbard. Source : Norsk Polarinstitutt.

L'archipel, et particulièrement ses régions occidentales, a par ailleurs subi le mouvement oblique des plaques tectoniques, initié entre le Crétacé et le Tertiaire, qui sépara le Svalbard de ce qui est maintenant le Groenland (Hjelle, 1993). La région du Kongsfjord se situe dans la partie du Spitsberg qui a été la plus affectée par ces jeux tectoniques successifs (Saalmann et Thiedig, 2001). En témoigne la présence sur l'ensemble de la presqu'île de Brøgger de plissements de la couverture sédimentaire, de nappes de charriage à vergence globale NE-NNE recoupées par des systèmes de failles de direction globalement N-S (Figure II-4). Enfin, ce sont les successions entre des périodes de glaciations étendues et prolongées et des périodes interglaciaires qui, plus récemment, au cours du Quaternaire, ont finalisé le modelage de la topographie de l'archipel et en particulier celui de l'aspect montagneux de la côte ouest du Spitsberg du fait des processus périglaciaires associés. Par ailleurs, il est observé que les petits glaciers de cirque et de vallée de la région du Kongsfjord se sont logés préférentiellement au niveau de ces lignes de faiblesses naturelles que constituent les failles (Griselin, 1982).

La colonne stratigraphique type de la presqu'île de Brøgger est constituée par un socle de roches métamorphiques datant du Calédonien-pré-Dévonien prédominé par des unités de schistes et de marbres d'âge précambrien (moitié sud-est de la presqu'île). Ces formations de socle sont recouvertes par une couverture de formations sédimentaires en discordance (moitié nord-ouest) qui, de la plus ancienne à la plus récente, peuvent être divisée de la façon suivante (Hjelle, 1993) :

- (1) les dépôts silicoclastiques du Carbonifère inférieur à supérieur.
- (2) les dépôts où prédominent des sédiments de plateformes calcaires. Ceux-ci sont les unités post-calédoniennes les plus répandues sur la presqu'île de Brøgger. Elles présentent d'importants horizons de détachement et datent du Carbonifère supérieur et du Permien.
- (3) la formation silicoclastique tertiaire qui repose localement sur de minces reliques de shales du Trias inférieur. Cette formation tertiaire est bien préservée dans la zone de Ny-Ålesund avec ses mines de charbons.

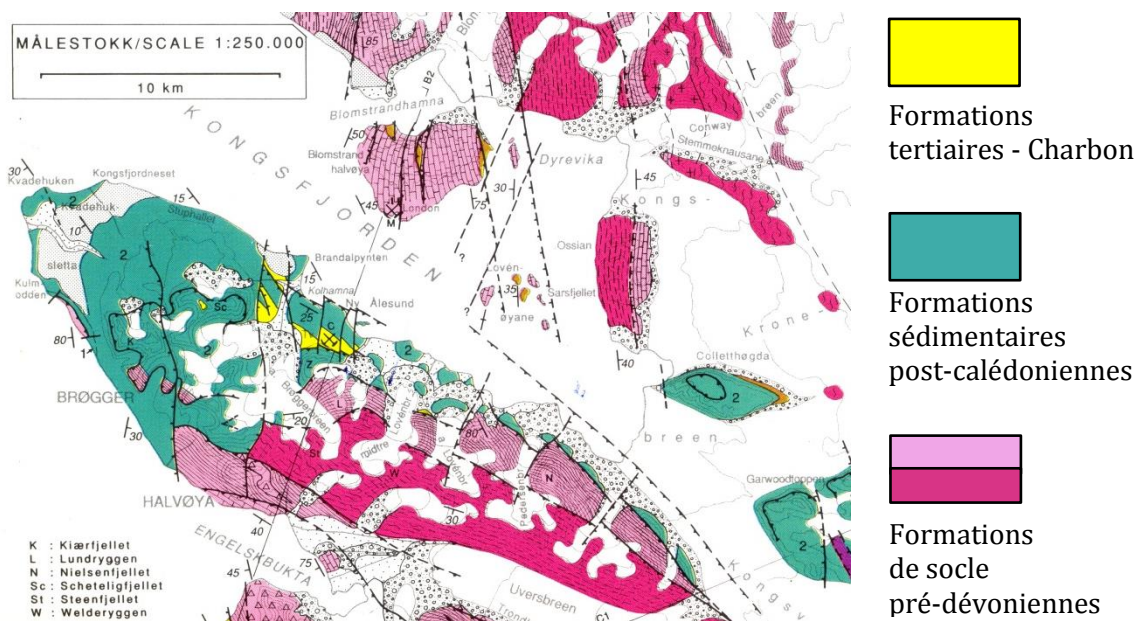


Figure II-4 : Carte géologique de la région du Kongsfjord. Source : Hjelle, 1993.

D'un point de vue minéralogique, Barbaroux (1970) fournit des détails sur le domaine métamorphique de la presqu'île de Brøgger, où il distingue 4 groupes : le groupe des quartzites et micaschistes du Slåtto, le groupe des dolomies de Steen (marbres dolomitiques), le groupe des micaschistes de Boggeg et le groupe des marbres et quartzites de Forland. Ces groupes présentent un faciès métamorphique de type schiste vert et des subfaciès de zones à biotite et à chlorite et constituent les formations métamorphiques de l'Hécla Hoek d'âge Précambrien à Ordovicien. Dans le détail, les paragenèses minérales associées présentent des phases communes aux 4 groupes (quartz et muscovite), des phases communes à 3 groupes mais pas forcément les mêmes (biotite, albite, calcite et dolomite), et de la même manière à 2 groupes (microcline et chlorite) et à 1 groupe seulement (spessartine, oligoclase, et biotite chloritisée). Barbaroux (1970) précise également que dans la région orientale de la presqu'île de Brøgger (associée pour l'auteur en particulier au bassin versant du glacier Midtre Lovén, mais qui est également celle de l'Austre Lovénbreen ; Figure II-5), le domaine sédimentaire rassemble les séries permo-carbonifères de Kiaerfjellet (calcaire dolomitique), de Klotten (calcaire dolomitique - détritique), qui constitue les imposantes barres calcaires en aval du bassin versant du glacier Austre Lovén, et la série dite du Midreløvenbre (formation à tendance majoritairement détritique avec des calcaires et des calcaires dolomitiques) et sans charbon.

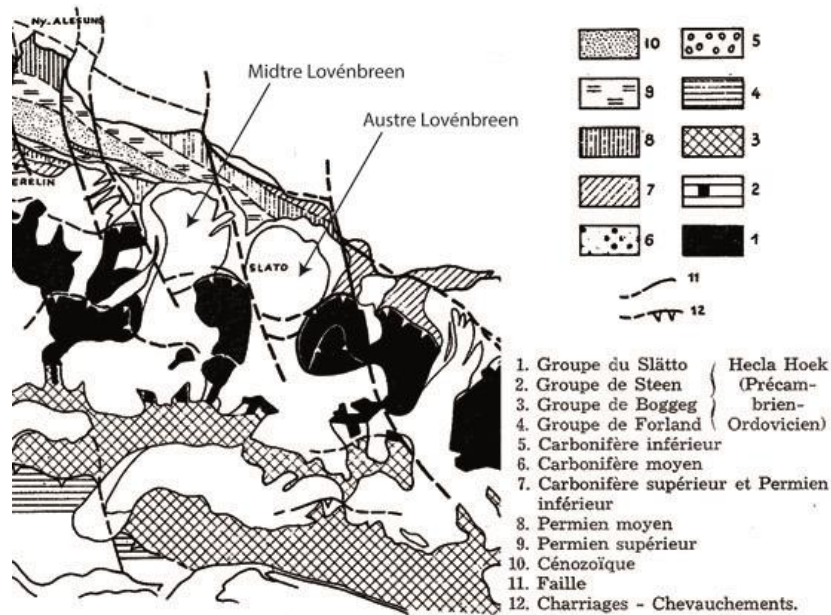


Figure II-5 : Carte géologique qui rend compte des similarités géologiques des bassins versants du glacier Midtre Lovén et de l'Austre Lovén. Source : Barbaroux, 1970.

Le bassin versant du glacier Austre Lovén présente donc dans sa partie amont les formations de socle pré-dévonienne et dans sa zone aval une bonne partie des formations calcaires permo-carbonifères en discordance à l'exception de celles du Carbonifère inférieur et des formations de charbon (bien qu'elles soient très proches ; Figure II-4). Les formations sédimentaires, tout comme les formations métamorphiques, ne sont en revanche que peu à l'affleurement à l'échelle du bassin versant. Toutefois, le déglacement de la moraine proglaciaire et l'érosion ont permis une mise au jour toujours plus importante du substratum géologique. Les quelques affleurements rencontrés sous les dépôts de la moraine proglaciaire permettent d'observer une orientation NW-SE des formations sédimentaires et un pendage qui plonge globalement vers le sud ainsi que la présence d'organismes fossiles dans la partie aval de la zone proglaciaire (Figure II-6).

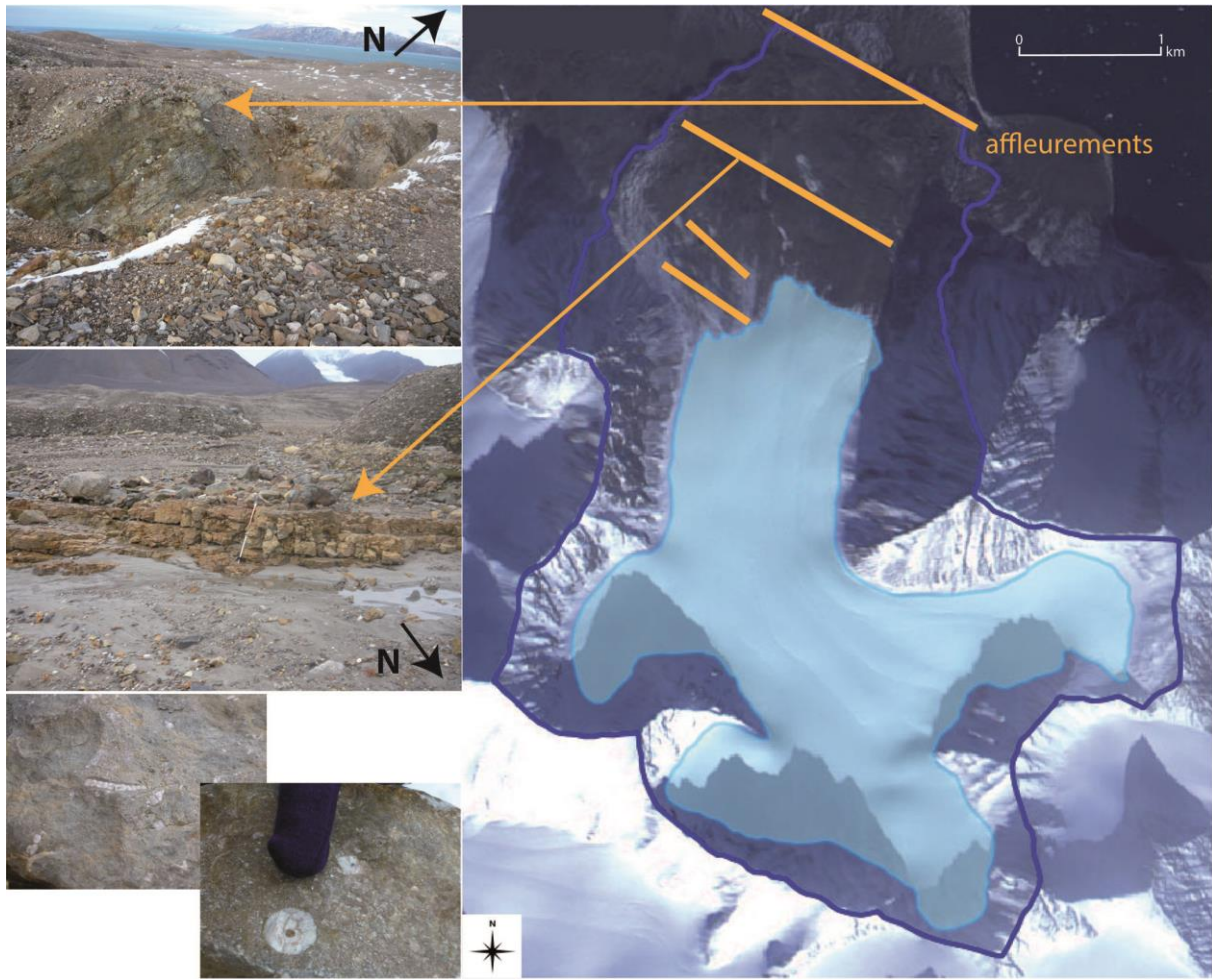


Figure II-6 : Localisation et aspect des affleurements carbonatés majeurs du bassin versant.

D'un point de vue tectonique, les auteurs sont en effet globalement d'accord pour dire que le bassin versant du glacier Austre Lovén est traversé par des nappes de charriage de vergence NE-NNE, et par une faille décrochante d'orientation globale NE-SW (Figure II-7), à l'exception de Barbaroux (1970) qui décrit une faille d'orientation NW-SE (Figure II-5). Il y a par ailleurs des divergences quant au nombre et donc à la localisation des nappes de charriage - 2 pour Hjelle (1993) contre 3 pour Saalman et Thiedig (2002) - ainsi qu'au sujet du positionnement et de l'extension de la faille qui serait plus ou moins proche de la rive droite du glacier et plus ou moins étendue dans sa partie amont en fonction des auteurs (Figure II-8). Les travaux effectués par Saintenoy *et al.* (2011) en collaboration avec le programme HSF à partir de mesures GPR et DPGS tendent à montrer qu'une « rupture » serait effectivement présente dans la partie aval du lit rocheux du glacier et qu'elle serait d'avantage située sous l'axe central du glacier, ce qui tendrait à appuyer la proposition de Saalman et Thiedig (2002).

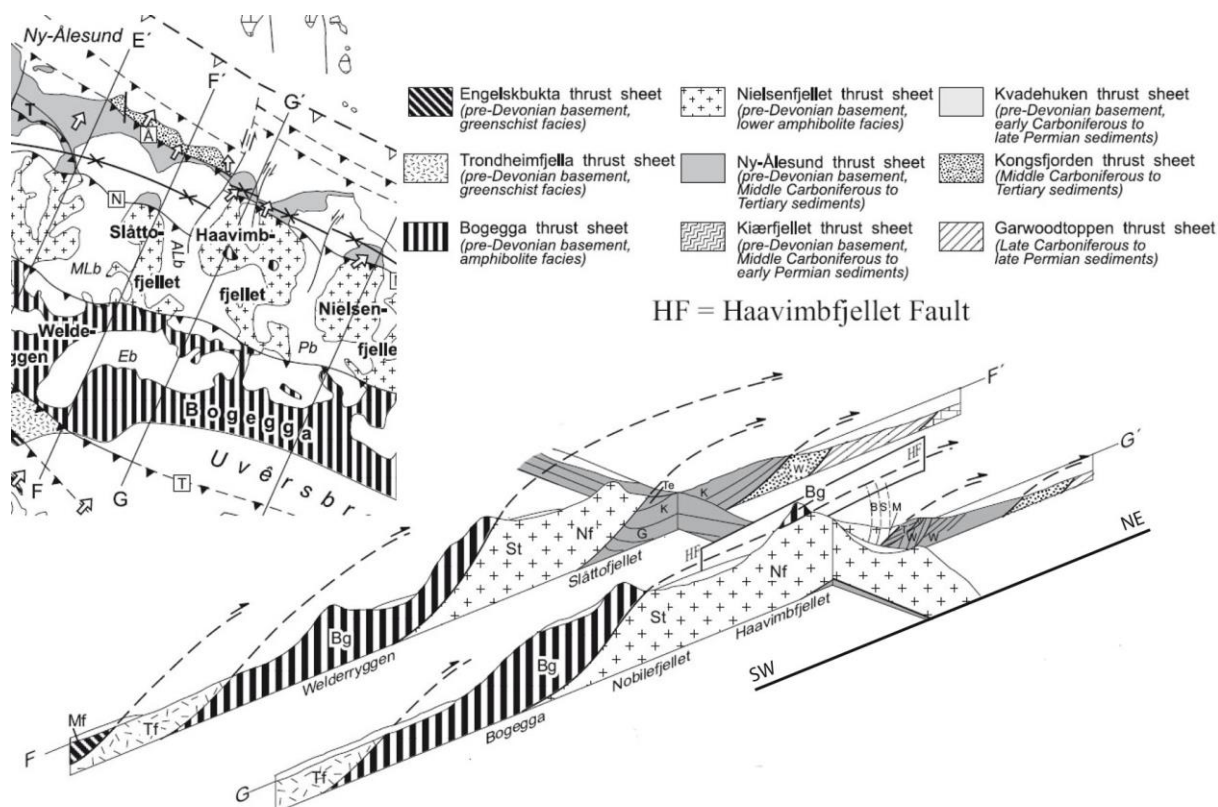


Figure II-7 : Coupes géologiques FF' et GG' traversant le bassin versant du glacier Austre Lovén selon une orientation SW-NE. Source : Saalmann et Thiedig (2002).

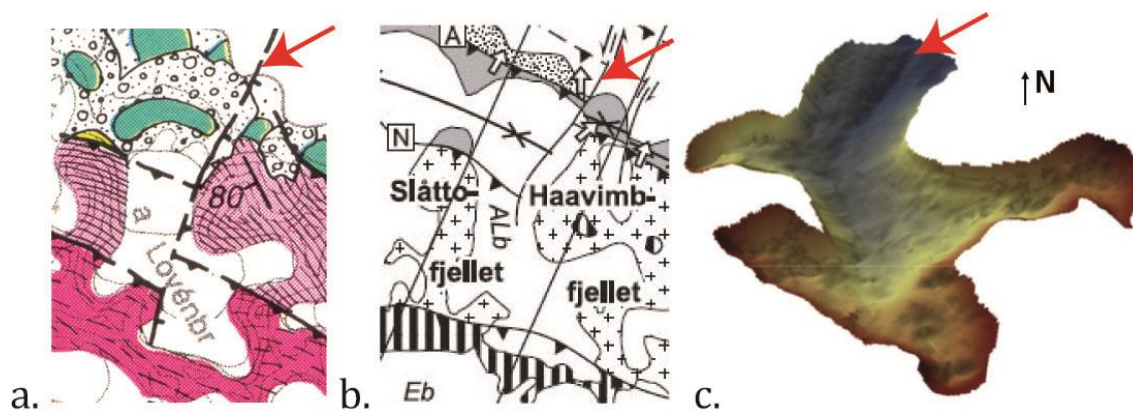


Figure II-8 : Cartes géologiques associées au bassin versant du glacier Austre Lovén suivant a. Hjelle (1993) et b. Saalmann et Thiedig (2002) ; c. MNT du lit rocheux du glacier Austre Lovén obtenu par soustraction de l'épaisseur de glace du glacier (Saintenoy et al., 2011) au MNT de surface (HSF).

Dans la partie proglaciaire du bassin versant du glacier Austre Lovén se rencontrent d'importantes formations morainiques d'âge quaternaire dont l'alimentation principale provient des versants où les roches métamorphiques subissent l'érosion mécanique liée au cycle gel/dégel et forment des cônes d'éboulis (Griselin, 1982), et, à un degré moindre, de l'érosion propre au glacier comme c'est le cas pour le bassin versant du Midtre Lovénbreen (Barbaroux, 1970). Une étude de ces sédiments glaciaires et fluvioglaciaires a montré des faciès hétérogènes et typiquement peu classés sur le bassin versant du Midtre Lovénbreen qui se rapportent aux principaux faciès du domaine métamorphique de l'Hécla Hoek dont les séries du Slåtto et de Bogegga (Barbaroux, 1970). Elle révèle par ailleurs par un examen pétrographique de sables fluvioglaciaires prélevés dans la moraine du bassin versant du Midtre Lovénbreen que les feldspaths y sont relativement communs et altérés, que les micas y sont omniprésents à des

concentrations variables avec un peu de chlorite (essentiellement phlogopite, biotite mordorée et muscovite) et de la présence de quartz le plus souvent non altéré. Des minéraux lourds sont également rencontrés (grenat, magnétite, limonite, apatite, cassitérite, rutile, zircon et tourmaline). Du point de vue des fractions argileuses, l'illite domine avec la présence de chlorite interstratifiée, ainsi qu'une présence constante mais en quantité très faible de kaolinite et de vermiculite, ce qui a été confirmé par diffraction des rayons X (DRX ; Barbaroux, 1970). Ces associations minérales sont, là encore, typiques des faciès de l'Hécla Hoek. Dans les terrasses situées entre les formations morainiques proglaciaires et le fjord du Midtre Lovénbreen, Barbaroux (1970) identifie, en plus des minéraux précédemment décrits dans les sables fluvioglaciaires, la sillimanite, le disthène, le sphène, la hornblende, l'augite, la pyrite, la chalcopryrite, le corindon et l'épidote. Dans la fraction argileuse, l'illite domine toujours avec la chlorite, la vermiculite ainsi que des minéraux accessoires (dolomite, pyrite-chalcopryrite et limonite).

Au vu de la forte homogénéité dans les formations géologiques qui constituent les bassins versants des Midtre et Austre Lovénbreen, il est possible de supposer que le bassin versant du glacier Austre Lovén présente le même assemblage minéralogique que celui du glacier Midtre Lovén (Figure II-5). Cette hypothèse est renforcée par diverses identifications minéralogiques qui ont été réalisées sur des matières en suspension (MES) prélevées avec les eaux proglaciaires de surface du bassin versant du glacier Austre Lovén en 2008 et 2009 (Grimaldi, 2009 et Quenet, 2010). Ces MES montrent en effet que la nature des flux sédimentaires semble être relativement proches entre le réservoir morainique et le réservoir sous-glaciaire. Les phases minéralogiques identifiées sont principalement le quartz, les micas, l'albite, l'illite et la chlorite. De plus, les études des MES des eaux glaciaires du bassin versant du glacier Austre Lovén confirment la présence de pyrite (Quenet, 2010) et renseignent la présence de jarosite (Grimaldi, 2009) dans les phases minéralogiques secondaires. Par ailleurs, sur les échantillons de 2009, il a été établi que les MES des eaux à l'exutoire du bassin versant présentent d'avantage de phases minérales que celles des eaux sous-glaciaires, avec la dolomite notamment qui s'ajoutent au flux sédimentaire par érosion du réservoir morainique (Quenet, 2010).

3. Le contexte climatique

En Arctique, le réchauffement climatique est amplifié d'un facteur 2 à 3 par rapport à l'augmentation globale des températures de l'air (Chylek *et al.*, 2009). En effet, la moyenne des températures de surface a augmenté d'approximativement 0,09°C/décade au cours du XX^e siècle en Arctique. En comparaison, l'augmentation globale calculée pour l'hémisphère nord est de 0,06°C/décade, soit 50 % de plus pour l'Arctique (IPCC, 2001). Ce phénomène d'amplification arctique semble avoir été de plus en plus important au cours des dernières décennies mais également plus important au cours des périodes hivernales qu'estivales (Figure II-9). Le facteur d'amplification serait même de 3 à 4 pour la dernière décennie en Arctique selon Hansen *et al.* (2010).

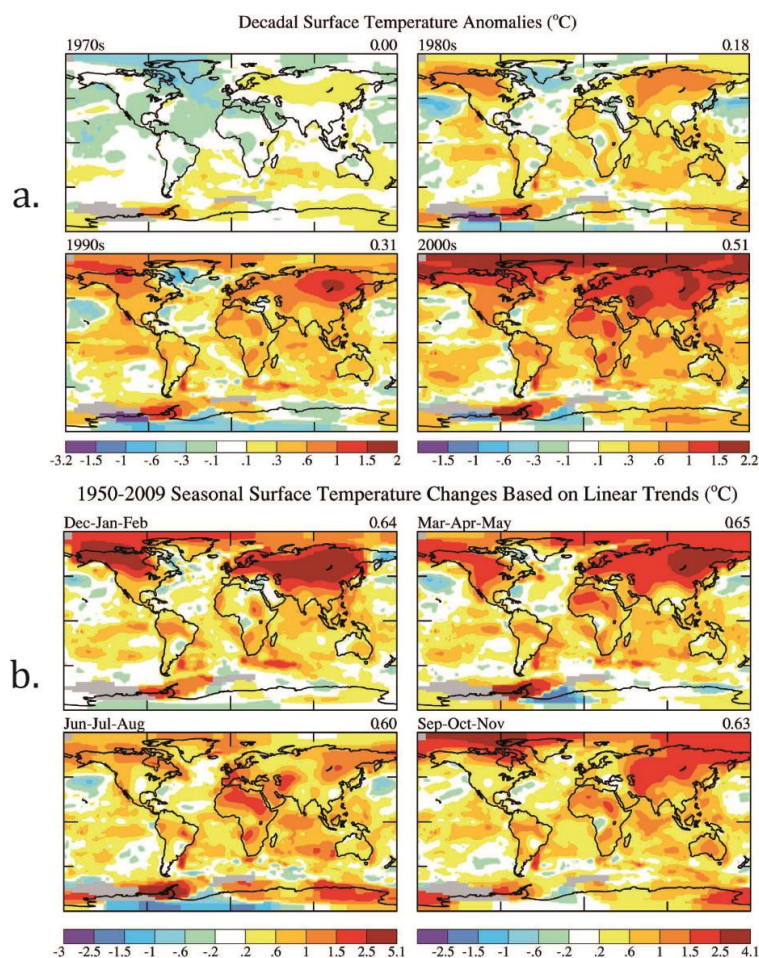


Figure II-9 : a. Anomalies de température de surface décennale par rapport à la période de base 1951-1980 à l'échelle du globe ; b. Anomalies de température de surface saisonnière pour la période 1950-2009 à l'échelle du globe. Source : Hansen et al., 2010.

L'augmentation des précipitations, bien qu'elle soit estimée comme étant probable et de 1 %/décade au cours du XX^e siècle (ACIA, 2004) reste difficile à contraindre du fait des difficultés associées à la réalisation de mesures précises dans l'environnement froid arctique (Marlin *et al.*, 2011). À titre d'exemple, à Ny-Ålesund, les hauteurs de précipitation annuelles réelles seraient de plus de 50 % supérieures à la quantité mesurée à la station météorologique (Førland et Hanssen-Bauer, 2000).

Les conditions climatiques au Svalbard sont très particulières, puisqu'elles sont temporellement et spatialement diversifiées en raison de l'emplacement de l'archipel au carrefour de deux courants océaniques majeurs. En effet, le Svalbard se trouve juste au niveau de la zone de confluence entre l'ensemble des masses d'air polaires froides et sèches associées au Courant Est-Spitsberg qui transporte les eaux froides de l'Océan Arctique et l'ensemble de masses d'air plus chaudes et humides liées au Courant Ouest-Spitsberg qui transporte les eaux chaudes de l'Atlantique Nord (Majewski *et al.*, 2009; Moholdt *et al.*, 2010 ; Figure II-10).

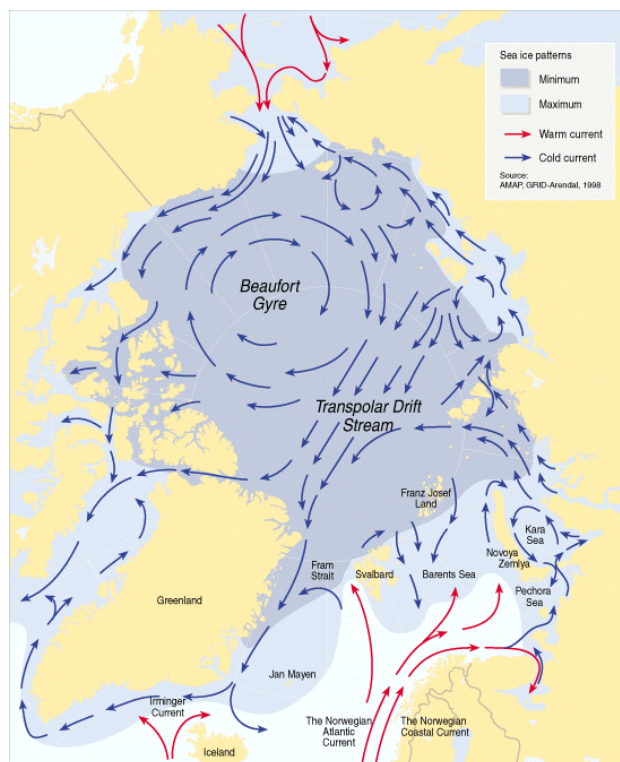


Figure II-10 : Carte de répartition de la banquise et des courants océaniques en Arctique. Source : Ministère de la Recherche et de l'Éducation supérieur norvégien (Research and higher education - regjeringen.no).

Il est donc à noter que le signal climatique autour du Svalbard, et en particulier de ses régions côtières, est très sensible au cycle saisonnier de la température de surface de la mer et au développement de la banquise (Førland *et al.*, 2011). À l'ouest de l'archipel, la mer a plus tendance à être dépourvue de banquise en hiver ce qui favorise les échanges thermiques avec les masses d'eau alors qu'à l'est la mer est régulièrement prise par les glaces jouant alors le rôle d'isolant (Liestøl, 1993 ; Figure II-10). Corbel *et al.*, (1970) rapportaient en effet déjà une forte dissymétrie thermique entre la côte ouest et la côte est de l'archipel, allant même jusqu'à avancer que l'effet de latitude se faisait beaucoup moins ressentir que l'effet de continentalité. Griselin (1982) renseignait par ailleurs une diminution de la hauteur de précipitation d'ouest en est par effet de continentalité.

Par conséquent, malgré sa haute latitude, le Svalbard, et en particulier le Spitsberg occidental, présente un climat polaire qui est tempéré par ce déplacement d'air plus doux en provenance des latitudes inférieures. L'archipel est en effet d'une manière générale marqué par un hiver vigoureux avec des températures pouvant atteindre les -30°C (bien que la plus basse température jamais enregistrée au Svalbard soit à $-46,3^{\circ}\text{C}$ à Longyearbyen) et un été très frais (températures généralement faiblement positives) au cours duquel l'isotherme 20°C a toutefois déjà occasionnellement été dépassé (Førland et Hanssen-Bauer, 2003). Du côté des précipitations, la quantité est globalement faible : normalement inférieure à 400 mm/an sur la côte ouest du Spitsberg et encore moins au plus profond des fjords. En revanche, des hauteurs de précipitations de plus de $1\ 000\text{ mm}$ se rencontrent dans la partie sud-est du Spitsberg, sur les glaciers et les pentes des montagnes librement exposées aux vents (Liestøl, 1993).

3.1. La température de l'air

Les observations météorologiques au Svalbard, fournies par le Norwegian Meteorological Institute (NMI), ont débutées en 1912 à Longyearbyen. C'est l'une des stations

qui présentent la plus longue chronique d'enregistrement du Haut-Arctique (Christiansen *et al.*, 2013). Des données climatiques sont disponibles depuis 1969 pour Ny-Ålesund (Førland *et al.*, 2011). Førland *et al.* (2011) montrent que le climat actuel à Ny-Ålesund est polaire océanique, et qu'à l'instar du Svalbard, la région du Kongsfjord a subi une augmentation significative de la température de l'air au cours des dernières décennies. En effet, à l'échelle du Svalbard, ces mêmes auteurs ont montré que, pour toutes les chroniques de température de l'air recueillies au sein de l'archipel, des tendances linéaires positives sont trouvées que ce soit à l'échelle annuelle ou saisonnière. Une accélération du réchauffement de la température de l'air est identifiée pour les dernières décennies au sein de l'archipel avec un gradient linéaire de température pour 1989-2011 2 à 3 fois plus élevé que celui calculé pour 1966-1988 notamment à Ny-Ålesund et Longyearbyen (Førland *et al.*, 2011 ; Tableau II-2). Cette évolution de la température de l'air annuelle est essentiellement due à un réchauffement hivernal très important avec un gradient linéaire de température pour 1989-2011 4 à 5 fois plus élevé que celui calculé pour 1966-1988 notamment à Ny-Ålesund et Longyearbyen (Førland *et al.*, 2011 ; Tableau II-2).

Données météorologiques	Période de temps considérée	Station météorologique	
		Longyearbyen	Ny-Ålesund
Température de l'air			
Moyenne de la température de l'air annuelle	(°C)		
	1961-1990 ⁽¹⁾	-6,7	-6,3
	1970-1999 ⁽²⁾	x	-5,8
	1981-2010 ⁽¹⁾	-4,6	-5,2
Gradient de la température de l'air annuelle	(°C/décennie)		
	1966-1988 ⁽¹⁾	0,52	0,38
	1970-2012 ⁽²⁾	x	0,56
	1989-2011 ⁽¹⁾	1,25	0,99
Gradient de la température de l'air hivernale	(°C/décennie)		
	1966-1988 ⁽¹⁾	0,72	0,54
	1989-2011 ⁽¹⁾	2,88	2,52
Hauteur de précipitation			
Moyenne des hauteurs de précipitation annuelle	(mm)		
	1961-1990 ⁽¹⁾	190	385
	1970-1999 ⁽²⁾		391
	1981-2010 ⁽¹⁾	191	427
Gradient des hauteurs de précipitation annuelle	(%/décennie)		
	1912-2005 ⁽¹⁾	1,9	x
	1969-2011 ⁽¹⁾	x	4,2
	(mm/décennie)		
	1970-2012 ⁽²⁾	x	22,2

⁽¹⁾ (Førland *et al.*, 2011)

⁽²⁾ (Marlin *et al.*, soumis ; Figure II-11)

Tableau II-2 : Résultats du traitement des données de températures de l'air et de hauteurs de précipitation des stations météorologiques de Longyearbyen et de Ny-Ålesund. Sources : Førland *et al.* ; 2011 et Marlin *et al.*, soumis.

Marlin *et al.* (soumis) présentent des tendances de l'augmentation des températures à Ny-Ålesund globalement en accord avec celles proposées par Førland *et al.* (2011 ; Tableau II-2 ; Figure II-11a) et expliquent que le gradient positif de la température de l'air est principalement due au fort gradient des températures de l'air négatives plutôt qu'au gradient des températures de l'air positives de respectivement +0,48°C/décennie et +0,08 °C/décennie (Figure II-11b), ce qui est en accord avec un réchauffement hivernal plus important.

Les analyses statistiques de Marlin *et al.*, (soumis) sur les chroniques de température de l'air montrent un point de rupture entre 1994 et 1995 (avec une limite de confiance de 98 %) indiquant un changement significatif dans la température de l'air au milieu des années 1990. En effet, le gradient de la température de l'air est peu significatif entre 1970 et 1994

(+0,05°C/décennie) alors qu'il est considérable entre 1995 et 2012 avec +1,48°C/décennie, soit 2,6 fois le gradient calculé pour l'ensemble de la période d'analyse (1970-2012 : +0,56°C/décennie ; Figure II-11a). En effet, les moyennes annuelles de la température des 14 dernières années de la période considérée (1970-2012) sont toujours au-dessus de la normale (1970-1999 ; Figure II-11a).

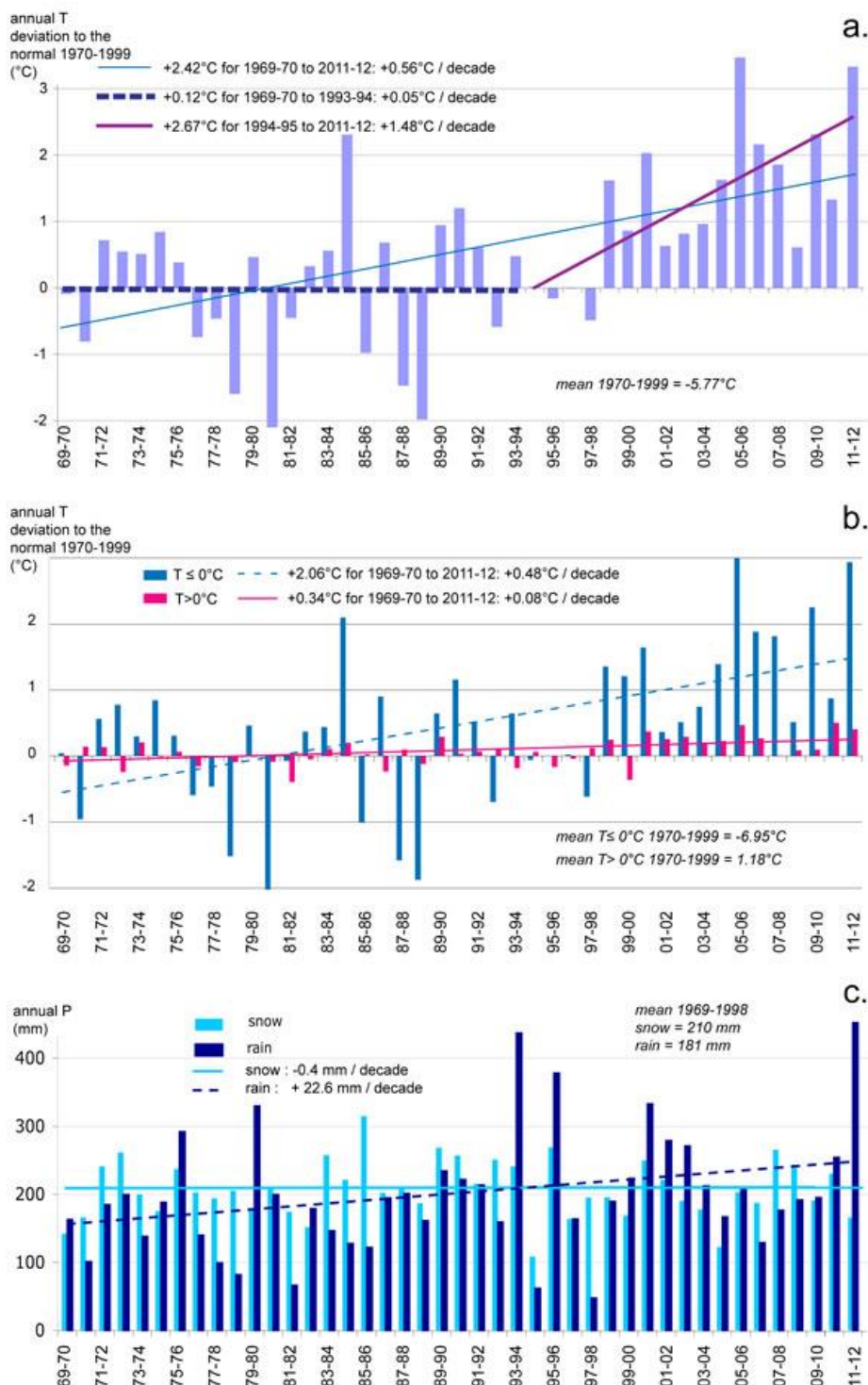


Figure II-11 : Traitement sur les données de température de l'air et de hauteur de précipitations à Ny-Ålesund pour la période 1970-2012 : a. Ecart à la normale (1970-1999, soit -5,77°C) des moyennes annuelles des températures de l'air ; b. Ecart à la normale (1970-1999) des moyennes annuelles des températures de l'air positives (en rose) et négatives (en bleu), soit respectivement 1,18°C et -6,95°C ; c. Hauteurs annuelles des précipitations solides (en bleu clair) et liquides (en bleu foncé). Source : Marlin et al., soumis.

3.2. Les hauteurs de précipitation

Une augmentation des précipitations annuelles a été constatée sur l'ensemble de l'archipel au cours du XX^e siècle avec une part des précipitations solides en diminution (Førland et Hanssen-Bauer, 2003). Førland *et al.* (2011) montrent, qu'à l'instar du Svalbard, la région du Kongsfjord a également subi une augmentation significative de la hauteur des précipitations. Une tendance linéaire annuelle positive est en effet déterminée à Ny-Ålesund (+4,2 % par décennie, 1969-2011 ; Tableau II-2) et ce principalement du fait d'une augmentation des précipitations automnales et hivernales selon Førland *et al.*, 2011 tandis que Marlin *et al.*, (soumis) expliquent que le gradient de précipitation est exclusivement due à une augmentation de +22,6 mm/décennie de la quantité de pluie (Figure II-11c). Les chroniques de précipitations ne montrent toutefois statistiquement pas de point de rupture franc entre 1970 et 2012 (Marlin *et al.*, soumis) contrairement à la température de l'air.

Les données de hauteurs de précipitations fournies par la station météorologique de Ny-Ålesund ne sont toutefois pas représentatives des hauteurs de précipitations effectivement reçues par le bassin versant du glacier Austre Lovén. Elles correspondent en effet à la lame d'eau précipitée à l'altitude de la station, soit 8 m au-dessus du niveau de la mer. Or, dans le contexte géographique du bassin (altitudes entre 17 et 879 m), un gradient de hauteurs de précipitation doit donc être appliqué aux données de Ny-Ålesund de manière à obtenir une valeur de hauteur d'eau précipitée d'avantage proche de la réalité. Or, de tels gradients ont déjà été estimés en rive sud du Kongsfjord entre +10 et +25 % par 100 m d'élévation (Griselin et Marlin, 1999) et entre +15 et +19 % par 100 m d'élévation pour le bassin versant de la Bayelva en particulier d'après respectivement Killingtveit (2004) et Nowak et Hodson (2013). Pour le bassin versant du glacier Austre Lovén, un optimum dans les hauteurs de précipitation a été établi à 400 m d'altitude grâce à l'implantation de 6 pluviomètres totalisateurs entre 10 et 520 m d'altitude à raison d'un appareil tous les 100 m d'altitude (Griselin et Marlin, 1999). Ainsi, le choix d'un gradient double de 15 % par 100 m d'élévation jusqu'à 400 d'altitude et de 10 % par 100 m d'élévation pour les altitudes supérieures est retenu.

3.3. L'évaporation

Les conditions climatiques associées à l'archipel du Svalbard et son important taux d'englacement rendent l'estimation du taux d'évaporation annuel très difficile. Les mesures ponctuelles d'évaporation ne peuvent être représentatives des valeurs réelles annuelles. En effet, les conditions de température de l'air ne permettent une évaporation qu'au cours de la période estivale, lorsque le dégel libère les masses d'eau. À cette période de l'année, l'évaporation potentielle peut atteindre des valeurs significatives du fait de l'ensoleillement permanent à l'inverse de la période hivernale (Killingtveit *et al.*, 2003). Toutefois, même à cette période de l'année, le taux d'évaporation n'est pas homogène sur l'intégralité d'un bassin versant glaciaire. En effet, toute la surface du bassin qui est recouverte par la glace du glacier présente un taux d'évaporation considéré comme nul (Killingtveit, 2004). Par ailleurs, le taux d'évaporation n'est, une fois encore, pas homogène à travers l'intégralité des surfaces déglacées qui composent le bassin : en fonction de l'altitude, les conditions de température permettront un dégel des surfaces plus ou moins important. Enfin, le taux d'évaporation dépend également, dans les zones déglacées, de la couverture neigeuse, de la nature du sol (type de végétation, contenu en eau) et des conditions météorologiques telles que les précipitations, le vent et l'humidité (Killingtveit *et al.*, 2003). Ainsi, Griselin (1985b) renseigne une évaporation faible voire minime dans les régions polaires telles que le Kongsfjord du fait de l'absence de végétation et des faibles températures estivales. Elle indique également que le phénomène évaporatoire n'existe pas pour des températures moyennes mensuelles inférieures à -2°C.

Au cours de l'expédition de l'été 1966, Geoffray (1970) réalisa des mesures d'évaporation à proximité de la base Corbel à l'aide de deux évaporomètres Piche en relevés

journaliers. L'auteur fournit ainsi des valeurs d'évaporation journalières oscillant entre 1 et 56 mm pour 24 h. Notons que cette valeur maximale correspond à un jour à fortes rafales de vent, à savoir 40 km.h⁻¹ le 11 juillet. Bien que les plus fortes données d'évaporation soient souvent associées à des jours à vents importants, ce n'est pas toujours vrai : le 18 juillet des rafales à 40 km.h⁻¹ ont également été enregistrées mais ne sont associées qu'à une évaporation de 5 mm pour 24 h (Geoffray, 1970). Ces données journalières conduisent à l'établissement de valeurs d'évaporation moyennes sur des périodes de 15 jours sur l'intégralité des mois de juillet et août allant de 12 à 18 mm pour 24 h respectivement lors de la deuxième quinzaine d'août et la première quinzaine de juillet. Aucune mesure d'évaporation n'a pu être établie en septembre, Geoffray (1970) renseignant un état « gelé ». L'auteur détermine une évaporation moyenne autour de 14,5 mm pour 24 h pour les mois de juillet-août 1966.

Ces données fournissent de bonnes bases à Geoffray (1968) qui au regard des températures mensuelles des mois d'été (ou mois d'écoulement), détermine une lame d'eau évaporée pour le bassin versant du glacier Austre Lovén en 1967 de 21 mm.a⁻¹. De la même manière, Griselin (1985b) renseigne une lame d'eau évaporée de 30 mm.a⁻¹, toujours pour le bassin versant de l'Austre Lovénbreen, pour l'année hydrologique 1980-1981. Ces données sont proches de celle déduite par Killingtveit (2004) pour le même secteur géographique. En effet, pour le bassin versant de la Bayelva, cet auteur propose un taux d'évaporation annuel pour les surfaces libres de glaces entre 100 mm.a⁻¹ à des altitudes proches du niveau de la mer et de 80 mm.a⁻¹ à des altitudes plus importantes. Aussi, au vu du taux de recouvrement du bassin versant de la Bayelva par le glacier, cet auteur déduit un taux d'évaporation annuel moyen de 35 mm.a⁻¹.

4. Le choix du site d'étude

Jean Corbel (géographe français) a effectué les premières missions d'exploration au Spitsberg en 1951 et 1952 (Bernard, 2011). Cette île sera déclarée comme représentative de l'Arctique « océanique » en glaciologie et en hydrologie (Vivian H., 1964). L'engouement immédiat de Jean Corbel pour cette région du globe encore peu explorée scientifiquement et l'intérêt qu'il porte, en tant que géographe, dans un premier temps, à décrire ses paysages et sa géomorphologie conduit une dizaine d'années plus tard (1963), à la construction d'un camp d'été au sud du Kongsfjord (79°N ; 12°E), plus précisément sur la rive nord de la presqu'île de Brøgger (Brøggerhalvøya). Ce camp d'été deviendra à la fin des années 1980, la base Jean Corbel, des suites d'une première rénovation financée par l'ambassade de France. La région du Kongsfjord est, en effet, selon Jean Corbel, « un terrain d'étude privilégié pour les géographes et les naturalistes intéressés par les effets du froid sur le milieu ». Karstologue, il entreprend ensuite très vite des études cherchant à évaluer les vitesses d'érosion des calcaires à des fins comparatives des processus karstiques avec le climat. Ces travaux rendent compte du fort potentiel d'altération des calcaires dans les zones à climat froid. Jean Corbel a conscience que pour une meilleure compréhension des processus opérant dans les milieux froids, une approche pluridisciplinaire est indispensable. Il crée en 1964 la Recherche Coopérative sur Programme R.C.P. 42 CNRS des « Hautes Latitudes » dont il est responsable et qui appuie la pluridisciplinarité dans ses équipes scientifiques. Il fait donc appel à des chercheurs spécialisés en hydrologie, glaciologie, géologie, climatologie, pédologie, géochimie ou encore géophysique pour des expéditions de groupe pendant quatre ans. Leurs travaux constituent les premières investigations glaciologiques et hydrologiques à avoir été menées au niveau de la presqu'île de Brøgger (Bernard, 2011).

Du point de vue de l'hydrologie et de la glaciologie, les bassins versants de deux glaciers voisins de la presqu'île de Brøgger, Austre Lovén et Midtre Lovén, ont été choisis comme sites d'étude. Le bassin versant de l'Austre Lovén a notamment la particularité de présenter dans sa partie aval, entre le complexe morainique et la mer, des affleurements de calcaire très accommodants, puisqu'ils concentrent le réseau hydrographique dans des canyons bien définis

et stables, de 5 à 10 m de profondeur (Vincent et Geoffray, 1970 ; Figure II-12), permettant l'installation de station de jaugeage et ainsi les suivis de la quasi-totalité des flux d'eau en sortie de ces bassins versants, ce qui est très rare en milieux arctiques (Vivian H., 1964). Afin d'étudier la part dans les débits aux exutoires de la fonte glaciaire et des précipitations, les glaciers ont été équipés de balises pour des suivis de bilans glaciologiques et une petite station météorologique a été installée à proximité de la base Jean Corbel.

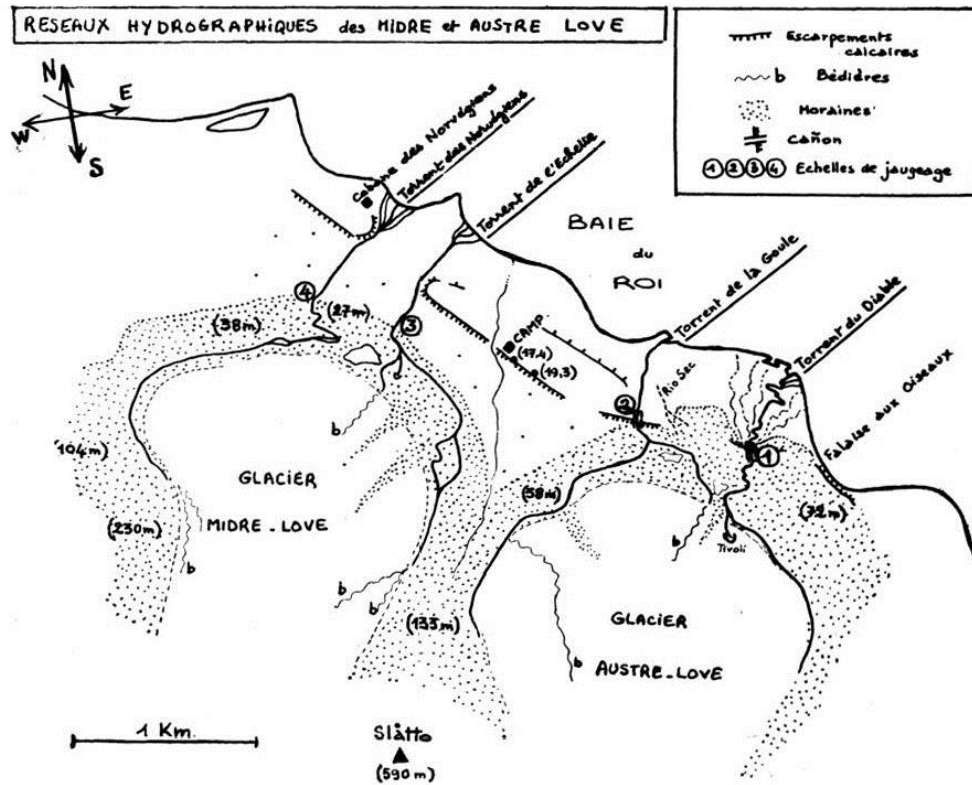


Figure II-12 : Carte des réseaux hydrographiques associés aux glaciers Austre et Midtre Lovén datant de 1963. Cette carte donne une idée du positionnement des fronts glaciaires en 1963. Elle situe les différentes barres calcaires ainsi que les principaux exutoires des deux bassins versant, nommés par les français des équipes de Jean Corbel : les exutoires de la Goule et du Diable pour le bassin versant du glacier Austre Lovén et les exutoires des Norvégiens et de l'Échelle pour le bassin versant du glacier Midtre Lovén. Source : H. Vivian, 1964.

Le bassin versant du glacier Austre Lovén, très représentatif des petits glaciers arctiques de cirque et de vallée, a ainsi bénéficié d'une attention particulière et ce, depuis les prémices de la recherche française au Spitsberg. En effet, Huguette Vivian (1964) réalisa les études hydrologiques préliminaires sur le bassin versant du glacier Austre Lovén, études qui ont été poursuivies par Henri Geoffray et Marcelle Vincent (Geoffray, 1966 ; Geoffray, 1968 ; Vincent et Geoffray, 1970). Près de deux décennies plus tard, Madeleine Griselin proposait le premier bilan hydrologique associé au bassin versant du glacier Austre Lovén (Griselin, 1982 ; Griselin, 1985b).

C'est par conséquent tout naturellement que le projet ANR Hydro-Sensor-FLOWS (HSF) s'est construit et articulé autour du bassin versant du glacier Austre Lovén. En effet, outre les caractéristiques géomorphologiques optimales du bassin, la recherche française dispose également pour ce site d'un héritage scientifique considérable en termes de données et de connaissances du terrain accumulées ponctuellement au cours des 50 dernières années. Par ailleurs, l'originalité de ce projet reposait sur une surveillance à une échelle très fine (quadrillage très serré de points de mesures sur l'ensemble du bassin versant) d'un bassin versant glaciaire. Aussi, la surface modeste du bassin versant du glacier Austre Lovén (approximativement 10 km²) était très avantageuse dans la mise en œuvre du projet et dans la

multiplication des observations. En effet, les projets HSF et par la suite Cryo-Sensors avaient l'ambition de développer une approche scientifique tournée vers le terrain et l'observation. Aussi, l'emplacement stratégique en terme de logistique de ce bassin versant au regard de la présence de la base Jean Corbel située à seulement 0,7 km de son exutoire principal (la Goule) constitue-t-il un atout non négligeable.

Les travaux du programme Cryo-Sensors et par conséquent de la thèse s'inscrivent ainsi dans la continuité de la recherche française au Svalbard qui s'illustre par une approche à une échelle extrêmement locale et pluridisciplinaire pour la compréhension de la réponse de l'hydrosystème du bassin versant du glacier Austre Lovén aux fluctuations climatiques contemporaines.

5. Travaux antérieurs

L'expédition menée par Jean Corbel au cours de l'été 1963 a amené les hydrologues à proposer une première représentation du régime glaciaire polaire du bassin versant du glacier Austre Lovén. Ils fournissent, entre autres, une première approximation des surfaces associées à ce bassin versant, à savoir une surface totale de 11,3 km² pour un glacier de 7,2 km² (H. Vivian, 1964). Des premières mesures de débits ont été conduites au cours de cet été 1963, entre la mi-juillet et la mi-août, aux deux exutoires du bassin versant du glacier Austre Lovén (Figure II-13). Pour ce faire, des échelles limnimétriques ont été installées dans chaque canyon afin de renseigner instantanément les hauteurs d'eau pour les sections de rivières choisies. Puis des jaugeages ont été réalisés par mesure de section mouillée multipliée à la mesure de la vitesse (méthode des flotteurs). Ces résultats ont enfin été vérifiés par des jaugeages chimiques, à savoir par injection en amont d'une solution concentrée en sel et la mesure du panache salin en aval avec un résistivimètre (Vivian H., 1964).

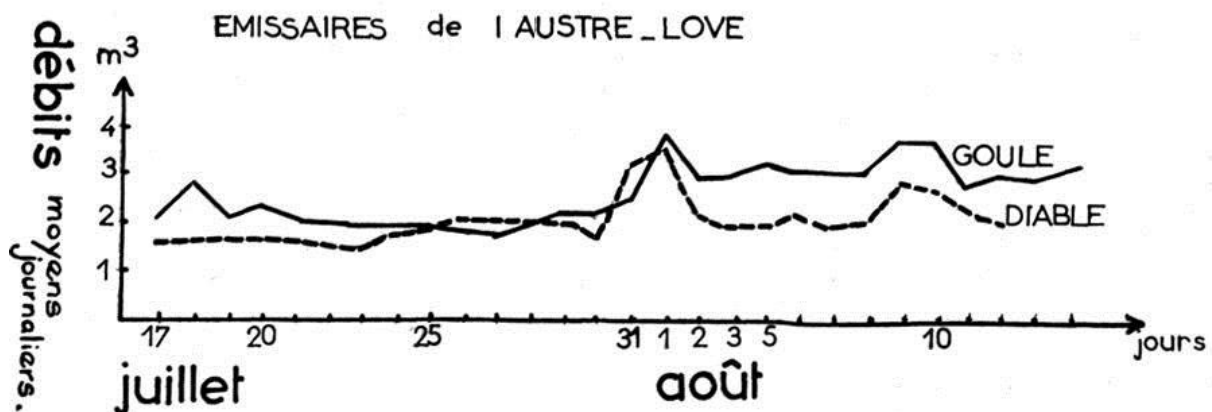


Figure II-13 : Chroniques des débits moyens journaliers mesurés du 17 juillet au 14 août aux deux exutoires du bassin versant du glacier Austre Lovén, la Goule et le Diable. Source : Vivian H., 1964.

Les mesures de débits sur les mois de juillet et août 1963 ont conduit au calcul d'un débit moyen sur la période considérée de 2,54 m³.s⁻¹ pour la Goule et de 2,11 m³.s⁻¹ pour le Diable. Les drainages des exutoires avaient donc été considérés comme étant très proches avec une légère dominance toutefois pour la rivière de la Goule¹⁵. Une première comparaison entre les enregistrements de débits et ceux de la température de l'air et de l'ensoleillement ont montré que les débits sont beaucoup plus liés à la température de l'air qu'à l'ensoleillement journalier. Huguette Vivian conclut que l'écoulement de l'eau à cette latitude, puisque étroitement lié à la fonte, ne se produit que lors de la période estivale, à savoir à partir de la mi-juin jusqu'en septembre. Cela est corroboré par la suite par Vincent et Geoffroy (1970) et Griselin (1985b). La

¹⁵ Situation qui s'est renouvelée en 2013.

dynamique de l'écoulement en milieu glaciaire polaire serait donc soumis à une rétention de près de 280 jours sur une année hydrologique (Vivian H., 1964).

Enfin, Vivian H. (1964) avait dès lors mis en évidence l'importance de la zone proglaciaire, bien que considérablement réduite à l'époque. En effet, elle concédait que l'écoulement était majoritairement conditionné par la fonte de la neige (en juin) et de la glace du glacier (en juillet-août), mais renseignait tout de même des observations d'infiltration d'eaux dans le matériel morainique et fluvioglaciaire en aval du glacier. Elle rapportait pour ces matériaux une structure effectivement hétérogène qui lui conférait une importante perméabilité. Elle confirme toutefois que cette circulation d'eau souterraine est très restreinte de par la présence à moins d'1 m de profondeur du pergélisol et rend compte ainsi d'une restitution quasi immédiate par les écoulements de surface des lames d'eau précipitée lors de forts événements pluvieux impliquant d'importantes crues. Huguette Vivian soulevait également l'aspect meuble du matériel proglaciaire lui conférant un potentiel d'érosion important par les écoulements de surface et largement observé lors de la campagne de 1963.

L'étude du régime glaciaire du bassin versant du glacier Austre Lovén s'est poursuivie chaque été après l'année 1963 ce qui permis à Vincent et Geoffray (1970) d'apporter de nouvelles indications. Ils renseignent que les deux cours d'eau proglaciaires, la Goule et le Diable, avaient une longueur de 1 500 m pour un dénivelé moyen de 50 m. Par ailleurs, les données pluriannuelles dont ils disposaient leur ont permis de témoigner de l'aspect très erratique de l'écoulement qui se répartissait de façon complètement imprévisible entre la Goule et le Diable. En effet, le Diable pouvait aussi bien voir son débit se maintenir durant tout l'été autour de 50 L.s⁻¹ drainant des eaux complètement désolidarisées des écoulements en provenance du glacier et dépourvue de MES tel qu'au cours des étés 1964 et 1965. En revanche, ces auteurs font l'estimation que le Diable a drainé près de la moitié des flux d'eau en provenance du glacier au cours de l'été 1966. C'était également le cas en 1963 au regard des données de débits élevés rapportées par Vivian H. (1964).

Vincent et Geoffray (1970) proposent par ailleurs une étude de la variation des débits de la Goule et du Diable sur l'été 1966, et ce en fonction de la température de l'air sous abri et du rayonnement solaire, deux facteurs déterminants de la fonte. Cette étude hydrologique détaillée des deux exutoires du bassin versant du glacier Austre Lovén a permis de mettre en évidence une relation linéaire significative (coefficient de corrélation $R = 0,867$) liant le débit moyen journalier global et la température de l'air moyenne journalière sous abri (Figure II-14). Ces auteurs parviennent même à renseigner un décalage d'environ 3 h entre un pic thermique impliquant un épisode de fonte et le pic de débit correspondant, le maximum thermique quotidien ayant lieu vers 15 h et la crue journalière vers 18 h. En revanche, la relation que Vincent et Geoffray (1970) ont tenté d'établir entre le débit moyen journalier global et la température de l'air moyenne journalière sous abri couplé à l'ensoleillement journalier n'était pas concluante.

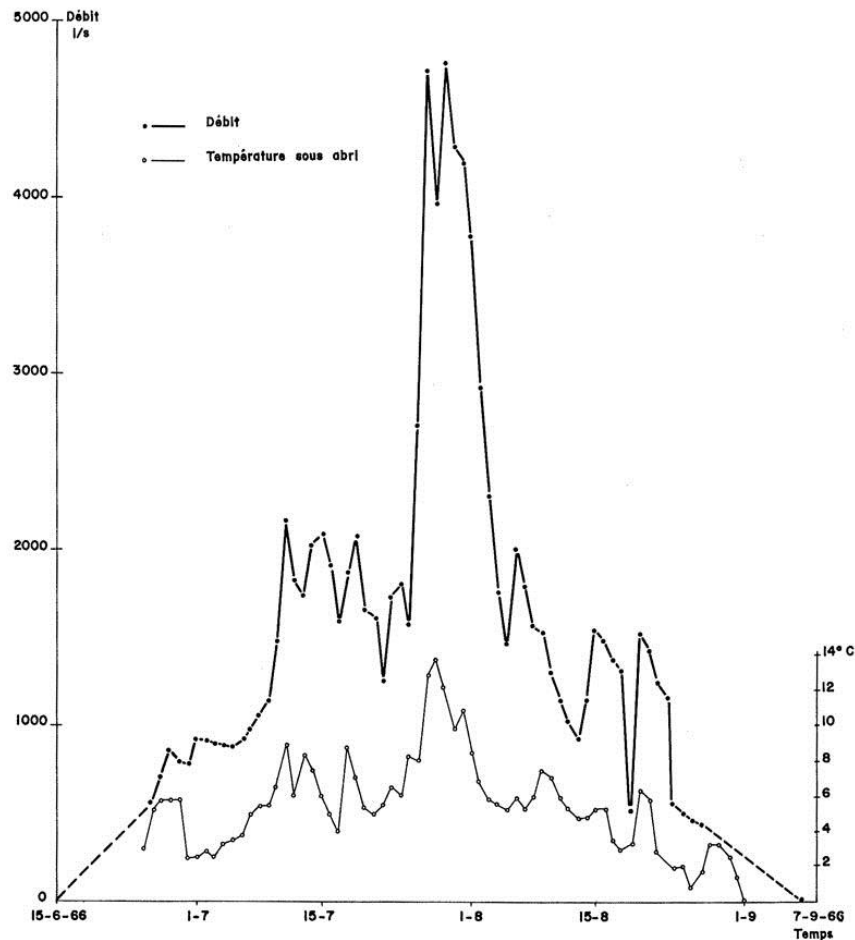


Figure II-14 : Chroniques des débits moyens journaliers globaux (Goule + Diable) et des températures moyennes journalières sous abri au cours de l'été 1966. Source : Vincent et Geoffray, 1970.

Enfin, l'observation de cette chronique de débit montre que durant toute la durée d'enregistrement, le débit moyen journalier global est majoritairement supérieur à 500 l.s^{-1} et que le débit maximal enregistré était proche de 5000 l.s^{-1} . On constate toutefois que l'enregistrement semble débiter après l'initiation de l'écoulement et se terminer avant son terme au vu des première et dernière données de débit enregistrées proches de 500 l.s^{-1} , d'autant plus que des données de températures positives sont encore enregistrées après la fin de la chronique de débit. Des dates indicatives d'estimation de début et de fin d'écoulement sont ainsi fournies (Figure II-14).

Un peu plus d'une dizaine d'années plus tard, Madeleine Griselin réalisa une étude hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén sur deux campagnes de terrain regroupant 225 jours d'observation entre 1980 (été et début de l'hiver) et 1981 (fin de l'hiver et moitié de l'été ; Griselin, 1982 ; Griselin, 1985a ; Griselin, 1985b). Les mesures journalières ou en continu des débits réalisés lors de ces campagnes sur les deux exutoires de la Goule et du Diable ont été additionnées à des fins de comparaisons avec les données de Vincent et Geoffray (1970) et celles de Vivian H. (1964) : cela permet de proposer des variations interannuelles des lames d'eau moyennes annuelles et des bilans hydrologiques de ce bassin versant.

Ces 225 jours d'observation répartis sur l'intégralité de l'année hydrologique permet à Griselin (1985b) d'observer des écoulements plus précoces mais aussi plus tardifs que Vivian H. (1964) et Vincent et Geoffray (1970) pouvaient l'avoir estimés : des écoulements plus faibles d'approximativement un facteur 100 en terme de volume total mensuel d'eau écoulee et équivalent à ceux d'un mois de juin ont effectivement été observés respectivement pour les mois

de mai et octobre. Cet auteur renseigne en effet 156 jours d'écoulement, indiquant 209 jours de rétention sur l'année hydrologique contre les 280 jours proposés par Huguette Vivian (1964). Griselin (1982) fait état de crues exceptionnellement fortes en août 1980 (plusieurs $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Griselin (1985b) renseigne toutefois un volume total d'eau écoulé comparable et même légèrement inférieur à ceux proposés par Henri Geoffroy à savoir environ $8,3 \text{ Mm}^3$ pour l'année 1980-1981 contre $8,7 \text{ Mm}^3$ pour l'été 1964 (Geoffroy, 1966) et $8,8 \text{ Mm}^3$ pour l'été 1967 (Geoffroy, 1968). Le faible nombre d'années d'observation combiné aux valeurs proches de lames d'eau annuelles qui en découlent (à savoir 795 mm pour l'année hydrologique 1980-1981, et 800 et 850 mm respectivement pour les étés 1964 et 1967 suivant une surface de bassin versant réduite à la partie en amont des exutoires, soit $10,45 \text{ km}^2$; Griselin, 1985b) rendent hasardeuse l'estimation d'une variabilité interannuelle des lames d'eau moyennes. Toutefois, l'obtention de coefficients d'écoulement supérieurs à 1 pour l'été 1967 et l'année hydrologique 1980-1981 (respectivement 1,11 et 1,17) confirme un apport non négligeable d'eau par la fonte de la glace du glacier, puisque caractéristique des bassins versants glaciaires dont le ou les glaciers sont en recul, ce qui est effectivement le cas du glacier Austre Lovén.

Griselin (1985b) conclut que les deux paramètres climatiques les plus déterminants pour les écoulements sont, bien entendu, la température de l'air, qui influe sur la fonte et est assez régulière d'un point de vue interannuel, et les précipitations, qui elles peuvent avoir un fort impact sur les lames d'eau annuelles et sur les bilans hydrologiques, puisque variables et impliquant de par le fait des variabilités interannuelles plus marquées. Ces conclusions ont été confirmées par les données de suivi associées aux trois années successives 2008, 2009 et 2010 avec un « rôle constant et modérateur des températures et celui beaucoup plus impulsif des précipitations » (Bernard, 2011).

Notons enfin que Geoffroy (1968) a mis en place un réseau de balises à la surface du glacier Austre Lovén (Figure II-15) fournissant ainsi les premières mesures de suivis glaciologiques propres à ce glacier. Grâce à ce réseau, les premières mesures d'ablation ont été proposées une vingtaine d'année plus tard par Brossard et Joly (1986) pour la période 1965-1975.



Figure II-15 : Réseau de balises installé par Geoffroy (1968) sur le glacier Austre Lovén. Source : Marlin et al., soumis.

Une étude spécifique s'intéressant au rôle de la neige et de la glace dans l'équation hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén a été réalisée avec la thèse d'Éric

Bernard dans le cadre du programme ANR HSF (Bernard, 2011). Ce travail de thèse a permis de suivre la dynamique nivo-glaciaire du glacier Austre Lovén pendant trois années (2008, 2009 et 2010), à partir d'une approche géographique à échelle locale constituée de carottages, de mesures de densité, de profils nivologiques, de bilan de masse, de 20 points de suivi de la température de l'air, d'imagerie satellite et d'imagerie *in situ* (10 caméras automatiques prenant 3 images par jour). La correction géométrique des images du glacier Austre Lovén fournies par les caméras automatiques a permis de les projeter verticalement et d'en tirer des informations quantitatives par l'utilisation d'outils de la géomatique qui permettent de spatialiser l'information ponctuelle et d'établir diverses lames entrant dans le bilan hydrologique : précipitations, fonte potentielle de la neige et de la glace. La quantification des flux d'eau en provenance du glacier Austre Lovén est depuis lors bien contrainte (Bernard *et al.*, 2013).

6. Le contexte hydrologique

6.1. Le glacier Austre Lovén

Le glacier Austre Lovén, auparavant, émissaire du glacier Kongsvegen lorsque celui-ci occupait le fjord, est dorénavant un petit glacier de cirque et de vallée à front terrestre (Vivian R., 1964). Comme les petits glaciers de cirque et de vallée de la région du Kongfjord, le glacier Austre Lovén est logé au niveau d'une faille majeure d'axe SW-NE. L'Austre Lovén s'écoule du sud vers le nord sur une longueur d'environ 4 km (Figure II-16). Son orientation vers le nord et son ouverture sur le Kongsfjord confère à l'Austre Lovén des conditions d'ensoleillement optimales même à la lumière du soleil de minuit estival (Vivian H., 1964).

Le glacier Austre Lovén présente 4 cirques d'altitude (entre 350 et 600 m ; Figure II-16) comme autant d'affluents qui convergent en un vaste plateau vers 350 m d'altitude qui précède la langue glaciaire, large de 1,2 km en moyenne et qui s'amorce vers 300 m d'altitude. L'appellation respective de ces cirques, à savoir cirques du « 18 », du « 24 », du « 27 » et du « 30 » (Figure II-16), fait référence à la numérotation des balises utilisées par les projets HSF et Cryo-Sensors pour le suivi glaciologique qui sera développé dans le Chapitre III.

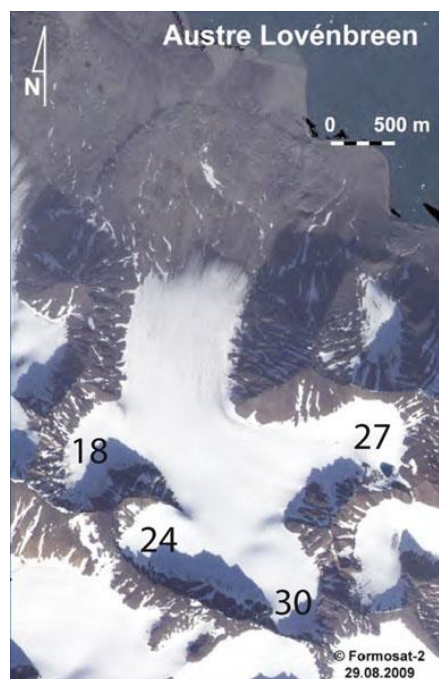


Figure II-16 : Localisation des quatre cirques du glacier Austre Lovén sur une image satellite Formosat du 29 août 2009.

Le glacier Austre Lovén est dans une phase de retrait glaciaire (Figure II-17). En effet, bien que le retrait du front de l'Austre Lovénbreen ne soit pas distribué de façon homogène, une distance de retrait maximale a pu être estimée le long de sa ligne d'écoulement centrale pour la période 1948-2012, à savoir 1 235 m, soit $-19,3 \text{ m.a}^{-1}$ (Marlin *et al.*, soumis). Pour la même période, le retrait moyen est de $-16,5 \text{ m.a}^{-1}$ et le retrait minimal de $-12,5 \text{ m.a}^{-1}$ ce qui couvre une gamme de valeur en accord avec celle fournie par Hansen (1999) pour le Midtre Lovénbreen, soit -15 m.a^{-1} . Mingxing *et al.* (2010) renseignent, quant à eux, une valeur de retrait moyen entre 2005 et 2006 du front du glacier Austre Lovén proche de $-21,8 \text{ m.a}^{-1}$ avec un retrait minimal de $-2,8 \text{ m.a}^{-1}$ et maximal de $-77,3 \text{ m.a}^{-1}$. Des valeurs aussi extrêmes ont également été rapportées par Marlin *et al.* (soumis) avec un retrait minimal le long de l'axe central du glacier Austre Lovén à $-6,0 \text{ m.a}^{-1}$ pour la période 1990-1995 et maximal de $-49,5 \text{ m.a}^{-1}$ entre 2010 et 2011, alors que le minimum pour cette période était de $-7,4 \text{ m.a}^{-1}$. Ces valeurs témoignent d'une variabilité temporelle importante du retrait glaciaire liée à la morphologie du substratum rocheux et/ou à l'épaisseur de la glace du glacier, sans toutefois présenter de tendance claire au cours du temps. Notons enfin que ces fluctuations dans la longueur du glacier sont potentiellement compensées par son écoulement ($2,5 \text{ m.a}^{-1}$ en moyenne le long de l'axe central du front du glacier ; Mingxing *et al.*, 2010).

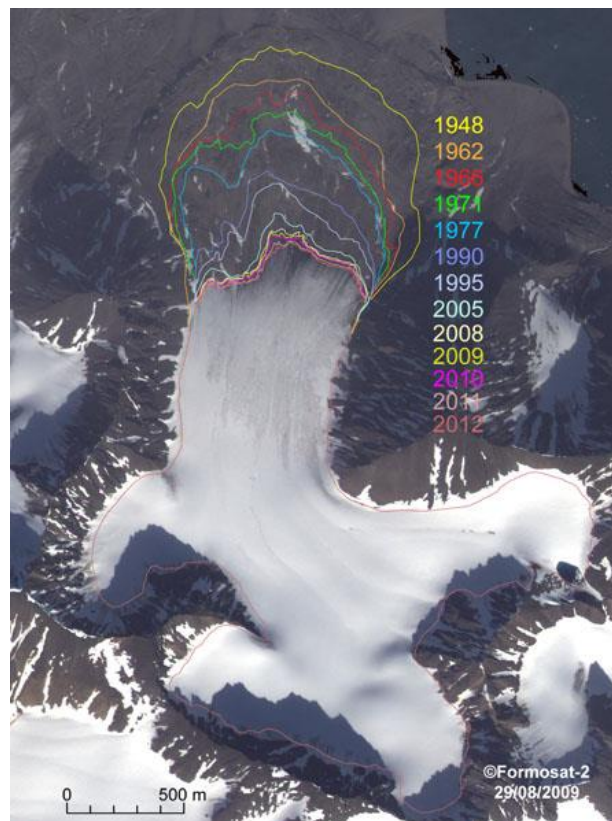


Figure II-17 : Illustration du retrait du front du glacier Austre Lovén jusqu'en 2012 avec ses positionnements successifs connus depuis 1948 reportés sur une image satellite Formosat de 2009. Source : Marlin *et al.*, soumis.

La surface du glacier Austre Lovén représentait, en 2012, 71 % de celle de 1948 (respectivement 4,5 pour 6,3 km^2 ; Marlin *et al.*, soumis), ce qui revient à 42,5 % de son bassin versant total et 44,6 % du sous-bassin versant de la Goule (respectivement 10,577 et 10,083 km^2). Pour la période 1948-2012, cette réduction de surface du glacier Austre Lovén a été progressive avec une tendance au ralentissement depuis 1990 et une réduction moyenne de $-0,028 \text{ km}^2.\text{a}^{-1}$. En effet, pour la période 1948-1990, la réduction s'élevait à $-0,033 \text{ km}^2.\text{a}^{-1}$ alors qu'elle n'était que de $-0,019 \text{ km}^2.\text{a}^{-1}$ pour la période 1990-2012 (Figure II-18). C'est en désaccord avec l'augmentation de température de l'air qui est survenue après 1994 (Marlin *et al.*, soumis).

Toutefois, la surface de front glaciaire exposée à l'air ambiant s'étant considérablement réduite (1,9 km de longueur contre 4,3 km respectivement en 2012 et 1948), pourrait partiellement expliquer cette divergence, puisque cela implique que de moins en moins de glace est exposée à la fonte dans la partie aval du glacier. Ce phénomène peut également s'expliquer par une augmentation de l'épaisseur du front du glacier d'aval en amont.

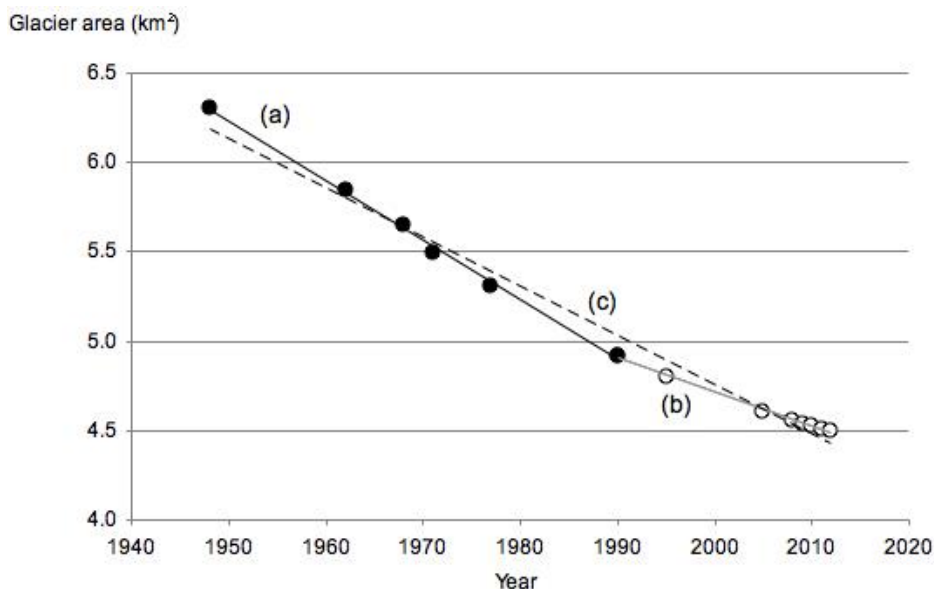


Figure II-18 : Changements dans la surface du glacier Austre Lovén avec le temps avec une réduction en deux phases : (a) importante au début des suivis puis (b) atténuée depuis 1990 ; (c) matérialise une réduction moyenne sur toute la période considérée (1948-2012). Source : Marlin et al., soumis.

En terme de fluctuations volumiques, le glacier a perdu un volume total de glace estimé à 121,9 Mm³ au cours de la période 1962-2009, soit -2,6 Mm³.a⁻¹ et 26 % de son volume de 1962 (Marlin *et al.*, soumis). La variation volumique, à l'inverse de la réduction de surface, semble s'intensifier au cours des dernières années avec une diminution de volume environ 50 % plus importante pour la période 1995-2009 (47,1 Mm³ de glace perdue, soit -3,4 Mm³.a⁻¹) que pour la période 1962-1995 (74,8 Mm³, soit -2,3 Mm³.a⁻¹ ; Marlin *et al.*, soumis). Des mesures de bilans de masse annuels entreprises depuis 2008 (avec 2007 en année référence) permettent d'être plus précis en termes de variations volumiques interannuelles. En effet, les 5 années de mesures jusqu'en 2012 rendent compte de bilans de masse annuels négatifs mais dans des proportions variables : en 2008, le bilan est presque nul alors qu'en 2011, il équivaut à 10 fois la moyenne des 4 autres années (Tableau II-3).

Year	Glacier mass-balance (m)		
	Ice with respect to glacier area ^a	Water equivalent with respect to glacier area ^a	Water equivalent with respect to catchment area ^b
2008	-0.055	-0.050	-0.021
2009	-0.096	-0.086	-0.037
2010	-0.120	-0.108	-0.047
2011	-1.208	-1.087	-0.471
2012	-0.235	-0.212	-0.092

^a mean 2008-2012 glacier area of 4.53 km²

^b 10.45 km²

Tableau II-3 : Bilans de masse annuels du glacier Austre Lovén de 2008 à 2012. Source : Marlin et al., soumis.

La comparaison des bilans de masse annuels du glacier Austre Lovén avec ceux des deux autres glaciers à front terrestre suivis dans la région du Kongsfjord, à savoir son voisin direct, le

Midtre Lovénbreen, et son voisin un peu plus éloigné, l'Austre Brøggerbreen montre pour les 5 années de suivi une très bonne corrélation (Figure II-19). Sur le long terme, les chroniques du Midtre Lovénbreen et de l'Austre Brøggerbreen sont fortement corrélées ce qui indique que les glaciers du secteur sont contrôlés par les mêmes facteurs parmi lesquels le climat (Figure II-19). Les bilans de masse très négatifs de l'année 2011 ne sont pas exceptionnels, puisque de tels événements s'étaient déjà produits plusieurs fois par le passé au regard des chroniques de bilans de masse des glaciers Midtre Lovén et Austre Brøgger (Figure II-19).

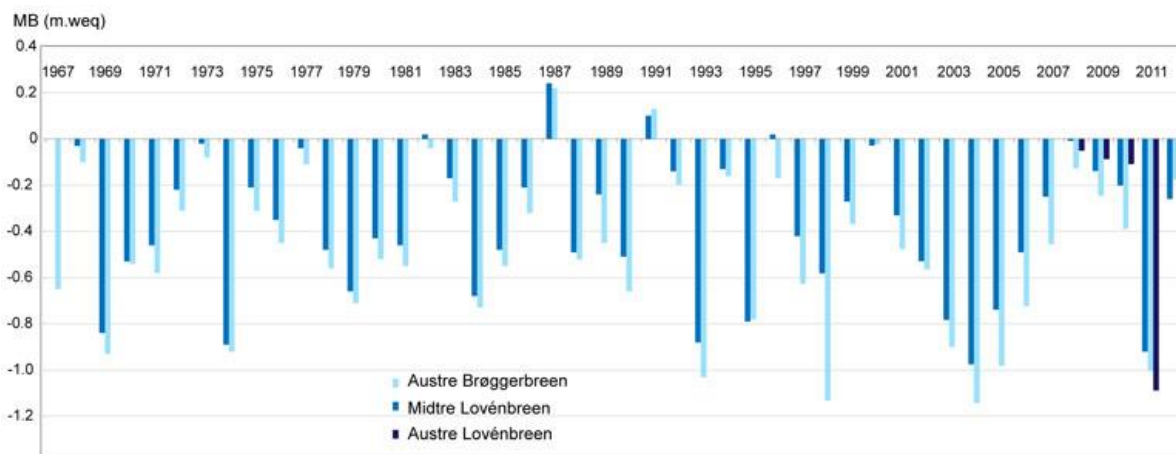


Figure II-19 : Comparaison des bilans de masse du glacier Austre Lovén (depuis 2008) avec les bilans de masses des glaciers Austre Brøgger (depuis 1967) et Midtre Lovén (depuis 1968). Source : Marlin et al., soumis.

L'épaisseur moyenne de glace du glacier Austre Lovén en 2010 a été estimée à 76 m pour une épaisseur maximale de 164 m avec une erreur relative de 11,9 % (Saintenoy *et al.*, 2013) en utilisant un Radar à Pénétration de Sol (RPS) ou Ground Penetrating Radar (GPR ; Figure II-20), à l'instar de Hagen et Sætrang (1991) et Rippin *et al.* (2003) sur le Midtre Lovén. Ces épaisseurs de glace ont ensuite été interpolées pour l'ensemble du glacier (limites de 2009) afin de renseigner son volume de glace total, soit $0,3487 \pm 0,041 \text{ km}^3$.

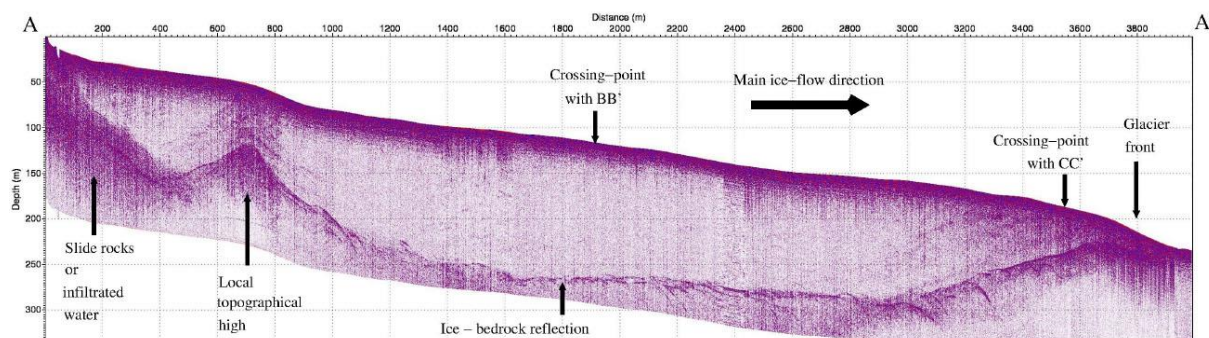


Figure II-20 : Radargramme correspondant à un profil radar réalisé en avril 2010 le long de l'axe central du glacier Austre Lovén fournissant une coupe longitudinale du glacier (Figure II-21). Source : Saintenoy et al., 2013.

Ces profils radar ont également permis de montrer que le réseau d'écoulements supra-glaciaires était très développé en aval du glacier Austre Lovén avec des bédrières qui s'incisent en profondeur dans la glace du glacier, rendant possibles les écoulements intra-glaciaires (Figure II-21).

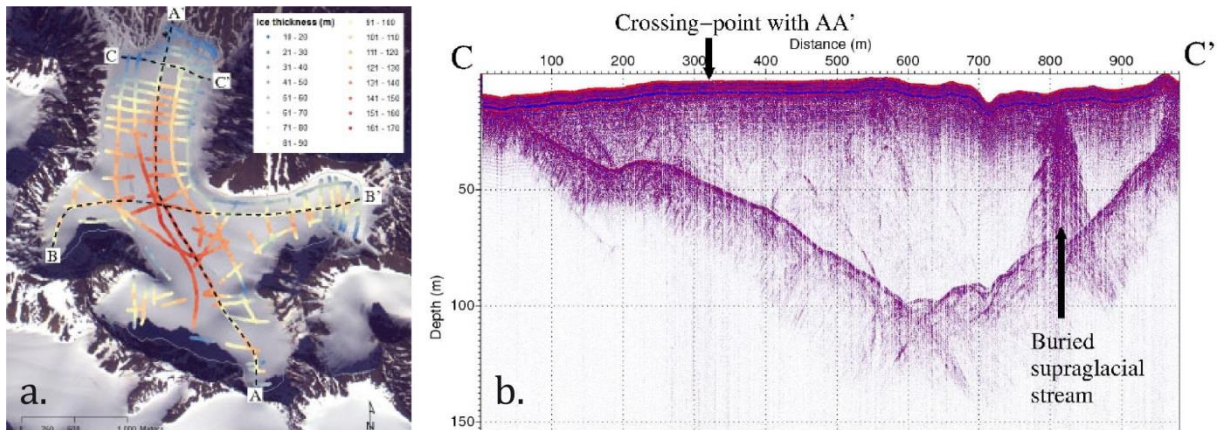


Figure II-21 : Illustration du drainage intra-glaciaire présent au sein du glacier Austre Lovén : a. Positionnement des profils radar réalisés à la surface du glacier en avril 2010 ; b. Radargramme correspondant au profil radar CC'. Source : Saintenoy et al., 2013.

Enfin, Saintenoy *et al.* (2013) ont également démontré que le glacier Austre Lovén présente de la glace tempérée à la base de sa partie amont (Figure II-22). Ce glacier est donc un glacier polythermal avec un front à base froide ; il présente toutefois moins de glace tempérée que le glacier voisin (Midtre Lovén).

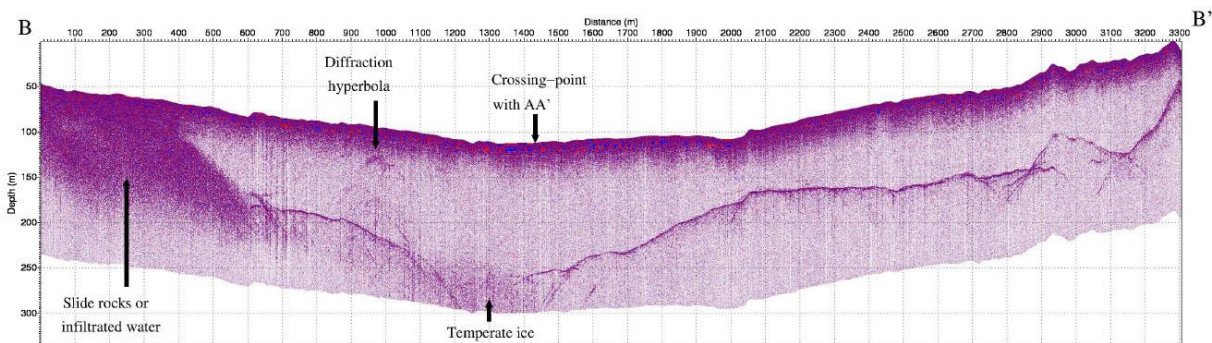


Figure II-22 : Radargramme correspondant au profil radar BB' de la Figure II-21a réalisé en avril 2010 et illustrant la présence de drainage intra-glaciaire au sein du glacier Austre Lovén . Source : Saintenoy et al. (2013).

Roux (2011) a ainsi cherché à modéliser l'état thermique du glacier et il conclut que même en considérant un scénario dit « froid » avec un flux géothermique faible, le glacier présente bel et bien des zones tempérées à sa base, bien qu'il soit toutefois à la limite d'être complètement froid (Figure II-23). Cela est en accord avec les profils radar de Saintenoy *et al.* (2013) qui ne montrent que ponctuellement de la glace tempérée à la base du glacier Austre Lovén. Ce glacier est donc dans une phase thermique transitoire pour passer de polythermal à froid selon les modélisation de Roux (2011) et est amené à devenir complètement froid d'ici 20 à 100 ans.

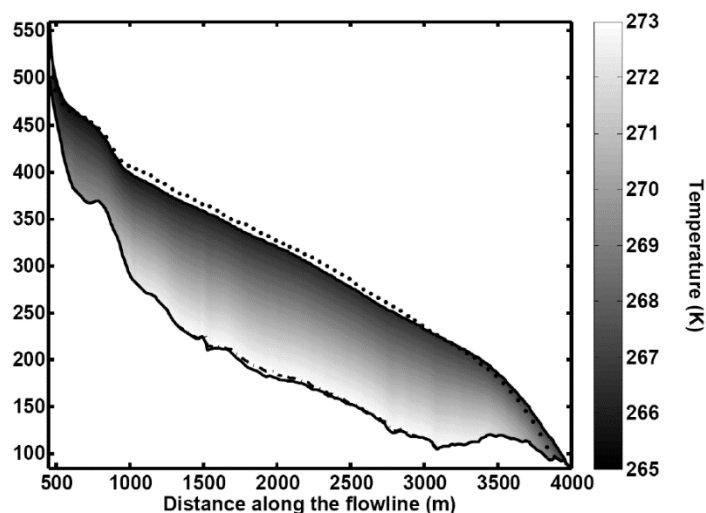


Figure II-23 : Modélisation de l'état thermique (en °K) du glacier Austre Lovén pour l'année 2009 avec le profil de la surface du glacier à partir du MNT de 2009 (ligne en pointillés) et l'isotherme 0°C à travers le glacier (ligne en tirets). Source : Roux et al., 2012.

6.2. Le pergélisol et la couche active

Une modélisation thermomécanique du bassin versant du glacier Austre Lovén a permis de simuler le développement du pergélisol au sein du bassin versant ainsi que son extension sous-glaciaire. Le pergélisol modélisé ne s'étend pas sous la totalité du glacier (Roux, 2011 ; Roux *et al.*, 2012) ce qui est en lien avec la présence ponctuelle de glace tempérée à sa base et suggérerait la présence d'un talik sous-glaciaire. Ces modélisations permettent par ailleurs de préciser que, dans la partie aval du glacier, l'extension du pergélisol précède le retrait glaciaire tandis que l'état plus stable du glacier dans sa partie amont permet au pergélisol de se développer pendant de plus longues périodes et donc à des profondeurs plus importantes (Roux *et al.*, 2012; Figure II-24). Toutefois, des simulations prédictives renseignent que le pergélisol s'étendra sous l'intégralité du glacier Austre Lovén une fois que celui-ci deviendra complètement froid ce, à condition que la situation climatique reste favorable à son développement (Roux, 2011). Ainsi, le pergélisol devrait s'être développé sous l'intégralité du glacier Austre Lovén d'ici à 2075 et y atteindrait une profondeur minimale d'environ 20 m d'ici à 2125 (Roux *et al.*, 2012).

Concernant la couche active, l'installation dans la moraine à l'été 2010 de sondes de température le long de 3 profils de sol entre 0,4 et 1,5 m de profondeur et d'un piézomètre à 2,0 m de profondeur, en association avec le profil thermique de sol le plus profond, a permis d'attester de la présence d'une ZS au sein d'une couche active qui présente une épaisseur d'au moins 2,0 m, puisqu'aucun sol gelé n'a été rencontré lors de leur mise en place (Delangle, communication personnelle). Aussi, l'approximation d'une couche active entre 1,6 et 2,0 m de profondeur fournie par Westermann *et al.* (2010) pour le bassin versant de la Bayelva semble être un bon point de référence.

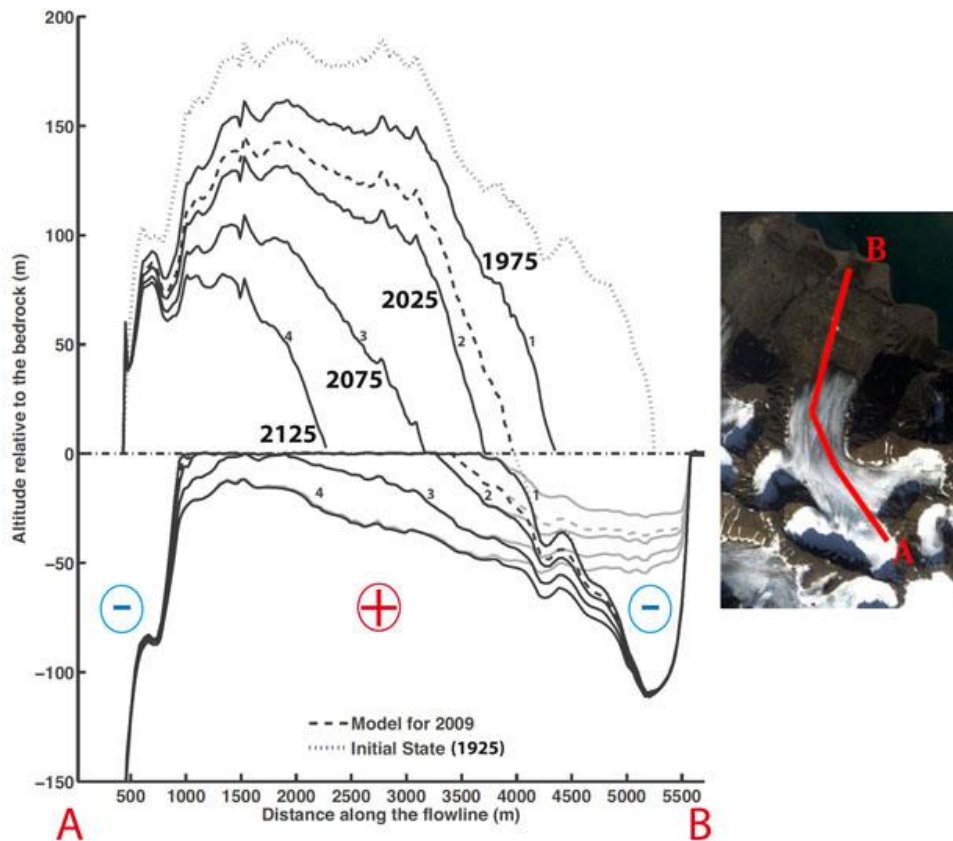


Figure II-24 : Le développement du pergélisol le long de l'axe central du bassin versant du glacier Austre Lovén (axe AB) en lien avec le retrait glaciaire de l'année de référence 1925 de maximum d'extension à l'année 2125 avec une simulation tous les 50 ans (1 : 1975 ; 2 : 2025 ; 3 : 2075 ; 4 : 2125) et la situation de 2009 : la partie supérieure renseigne l'extension et l'épaisseur du glacier le long du profil AB et la partie inférieure renseigne en parallèle l'extension du pergélisol avec la profondeur de l'isothermes $-0,5^{\circ}\text{C}$ comme approximation de la position du toit du pergélisol selon deux scénarios (la température imposée est celle de l'air (négative : ligne noire) et 0°C (ligne grise)).
Source : Roux et al., 2012.

6.3. L'hydrologie sous-glaciaire et les marges glacées

Un écoulement pérenne sous-glaciaire a été observé en rive droite du front du glacier Austre Lovén dès le début des années 1980 et fut nommé Aïda (Griselin, 1982 ; Griselin, 1985a). Durant l'été, cet écoulement contribue à la lame d'eau écoulee. Au cours de l'hiver, cet écoulement est stocké sous forme de marges glacées (mélange eau et neige transformé en glace) dans la zone proglaciaire (Figure II-25a et Figure II-25b). Des marges glacées (icings en anglais ou Ausfeis en allemand) ont été observées au cours des trois années de la thèse (Figure II-25c). Dès 2007, les observations du programme HSF permirent de constater que la géométrie des marges glacées à l'aval du glacier Austre Lovén évoluait au cours de l'hiver, attestant de la pérennité des flux d'eau sous-glaciaire pendant la période hivernale (Figure II-25d).

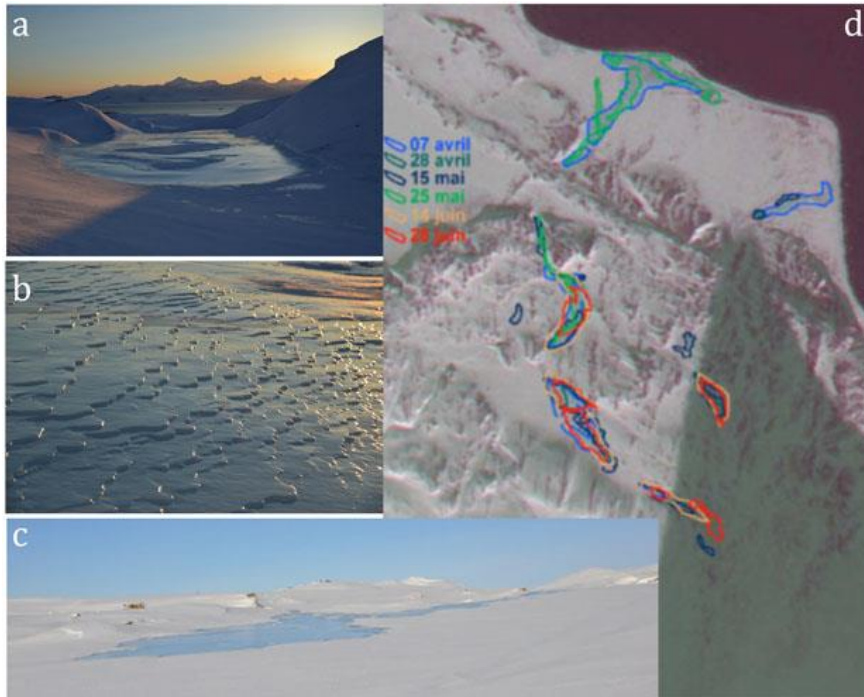


Figure II-25 : Photos de marges glacées de la zone proglaciaire du bassin versant de l'Austre Lovén et évolutions au cours du printemps : a. et b ; marges glacées en marches d'escalier d'avril 2014 (clichés de Florian Tolle) ; c. écoulements pérennes qui imbibent la neige en avril 2012 ; d. image satellite (Formosat) avec l'évolution des marges glacées en aval du glacier Austre Lovén au cours du printemps 2007 (Source : Programme HSF).

La présence de ces écoulements pérennes sous-glaciaires est liée à l'aspect polythermal du glacier (Roux, 2011). Des simulations hydrodynamiques réalisées par Roux (2011) ont montré que la pression de la glace pouvait induire un écoulement préférentiel de l'eau sous-glaciaire en rive droite et selon l'axe central du glacier, développant un système de drainage sous-glaciaire. Griselin (1982) a pu remonter l'écoulement de l'Aïda sur quelques dizaines de mètres sous le glacier, ce qui n'a plus été possible depuis, et estimer que son débit était autour de $1.10^{-2} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Le débit de l'Aïda a pu être mesuré fin septembre 2009, après une période de gel prolongée de 8 jours de manière à être sûr qu'aucune eau de fonte parasite ne venait alimenter l'écoulement, et confirma la valeur de la décharge autour de $1.10^{-2} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Delangle, communication personnelle). Le flux sous-glaciaire de l'Aïda étant pérenne, ce débit a été converti en lame d'eau annuelle, ramenée à la surface du sous-bassin versant de la Goule, puisqu'étant un flux en provenance du glacier, soit de l'ordre de 31 mm.a^{-1} . Toutefois, les simulations hydrodynamiques ont également montré que de par son lien avec l'aspect polythermal du glacier, cet écoulement pérenne était appelé à diminuer pour complètement disparaître lorsque l'Austre Lovénbreen sera devenu complètement froid (Roux, 2011).

6.4. La zone proglaciaire et son réseau hydrographique

Au cours de l'été, plusieurs cours d'eau se mettent en place dans la moraine proglaciaire du bassin versant du glacier Austre Lovén. En aval, ces cours d'eau se chenalisent pour s'engouffrer dans l'imposante barre calcaire qui constitue la limite aval du bassin versant sous forme de deux canyons bien définis qui constituent deux exutoires (la Goule et le Diable) environ 500 m avant de se jeter dans le Kongsfjord (Figure II-26). Ainsi, dans la suite de cette partie, la description du réseau hydrographique sera approchée par sous-bassins versants. En effet, les flux d'eau drainant ces deux sous-bassins versants directement adjacents dans la zone proglaciaire, étaient clairement déconnectés l'un de l'autre au cours des années d'observation de la thèse. Griselin (1982) et Griselin et Marlin (1998) ont étudié la dynamique spatiale des

torrents dans la zone intra-morainique et les captures du Diable et de la Goule. Dans la thèse, les deux sous-bassins seront donc traités comme deux entités bien distinctes :

- le sous-bassin versant glaciaire de la Goule, drainant l'intégralité des flux en provenance du glacier et d'une part de la zone proglaciaire.
- le sous-bassin versant morainique du Diable, complètement déconnecté des flux en provenance du glacier et par conséquent représentatif du système de drainage intra-morainique.

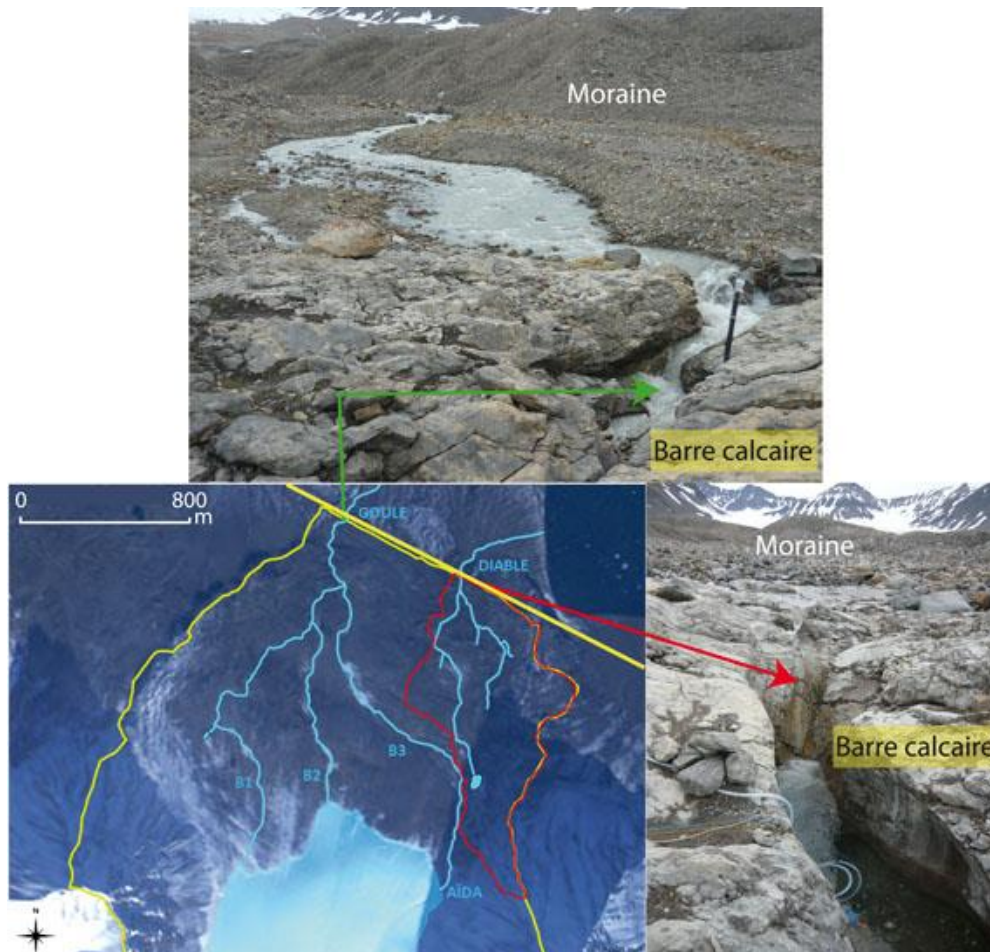


Figure II-26 : Carte et photos des deux exutoires du bassin versant de l'Austre Lovén : la Goule (à l'ouest) et le Diable (à l'est).

6.4.1. Le réseau hydrographique du sous-bassin versant glaciaire de la Goule

En été, trois cours d'eau se mettent principalement en place dans la zone proglaciaire du sous-bassin versant de la Goule et sont directement connectés aux principales bédrières du glacier : ce sont, d'ouest en est, les rivières B1, B2 et B3. B1 et B2 qui se rejoignent à un peu plus d'1 km du front du glacier s'associent à la rivière B3 en aval pour former la rivière de la Goule, et ce, quelques centaines de mètres en amont de la barre calcaire et donc de l'exutoire (Figure II-27). Delangle *et al.* (2011) renseignent que ces rivières principales peuvent être alimentées par de petits cours d'eau d'avantage minéralisés qui trouvent leur source dans la zone proglaciaire, en association supposée avec la nappe supra-pergélisol. Ces auteurs indiquent ainsi que la zone proglaciaire peut effectivement avoir une influence sur les flux d'eaux et de solutés à l'exutoire du sous-bassin versant de la Goule. La rivière B3 a également la particularité d'être alimentée, en plus des eaux de fonte de la bédrière orientale du glacier, par l'écoulement sous-glaciaire. L'étude de ce sous-bassin versant permet donc de dresser un bilan hydrologique complet, puisqu'il comprend l'intégralité des flux en provenance du glacier (intégralité des flux

de fonte et écoulement sous-glaciaire), l'apport par le complexe morainique (fonte du manteau neigeux et eaux souterraines) et les précipitations efficaces.

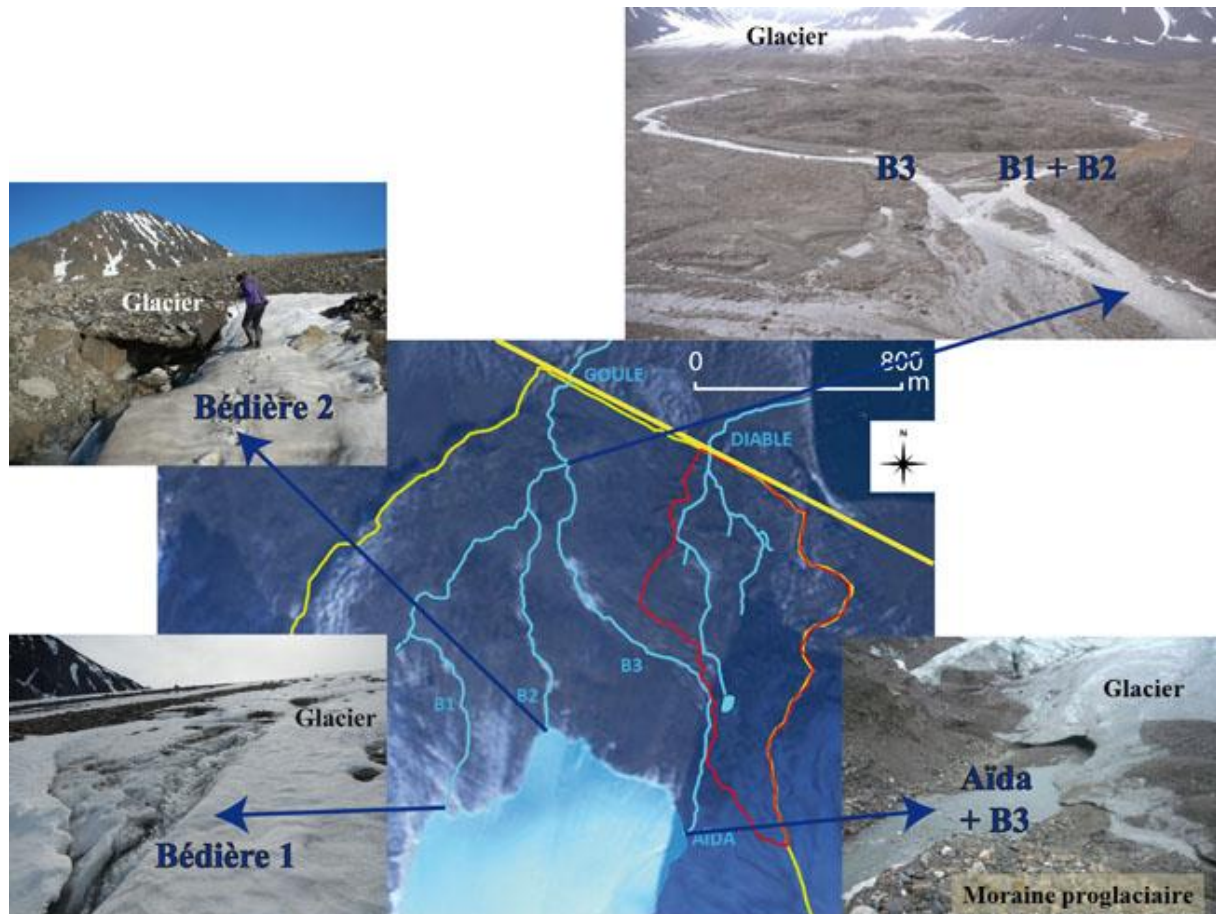


Figure II-27 : Réseau hydrographique du sous-bassin versant glaciaire de la Goule avec des photos des bédières 1 2 et 3, localisée respectivement de la rive gauche à la rive droite du glacier Austre Lovén, et qui alimentent les principaux cours d'eau de la zone proglaciaire, B1, B2 et B3, qui se rejoignent au niveau de la confluence pour former la rivière de la Goule.

Les rivières B1, B2 et B3 ont des longueurs respectives d'approximativement 2 100, 1 500, et 2 000 m du front du glacier jusqu'à l'exutoire de la Goule. L'ensemble du réseau hydrographique du sous-bassin versant de la Goule fait ainsi environ 5,6 km de longueur, ce qui, rapporté à la surface de la moraine de ce sous-bassin versant, soit 1,846 km², représente une densité de drainage de 3,0 km.km⁻² de moraine.

6.4.2. Le réseau hydrographique du sous-bassin versant morainique du Diable

Le sous-bassin versant du Diable se situe dans la zone proglaciaire avec des altitudes variant entre 32 et 169 m. Au cours de l'été, ce bassin versant n'est drainé principalement que par deux petites rivières, dont la plus longue est connectée à un petit lac, et qui se rejoignent à quelques dizaines de mètres de l'exutoire pour former le Diable (Figure II-28). Ces affluents trouvent leur source uniquement dans le complexe morainique. En effet, une fois le manteau neigeux fondu, ce sous-bassin versant n'est alimenté que par les eaux souterraines, supposées supra-pergélisol, à l'exception des épisodes pluvieux (Delangle, 2011). L'étude de ce sous-bassin versant est donc particulièrement utile pour estimer les flux en provenance du complexe morainique.

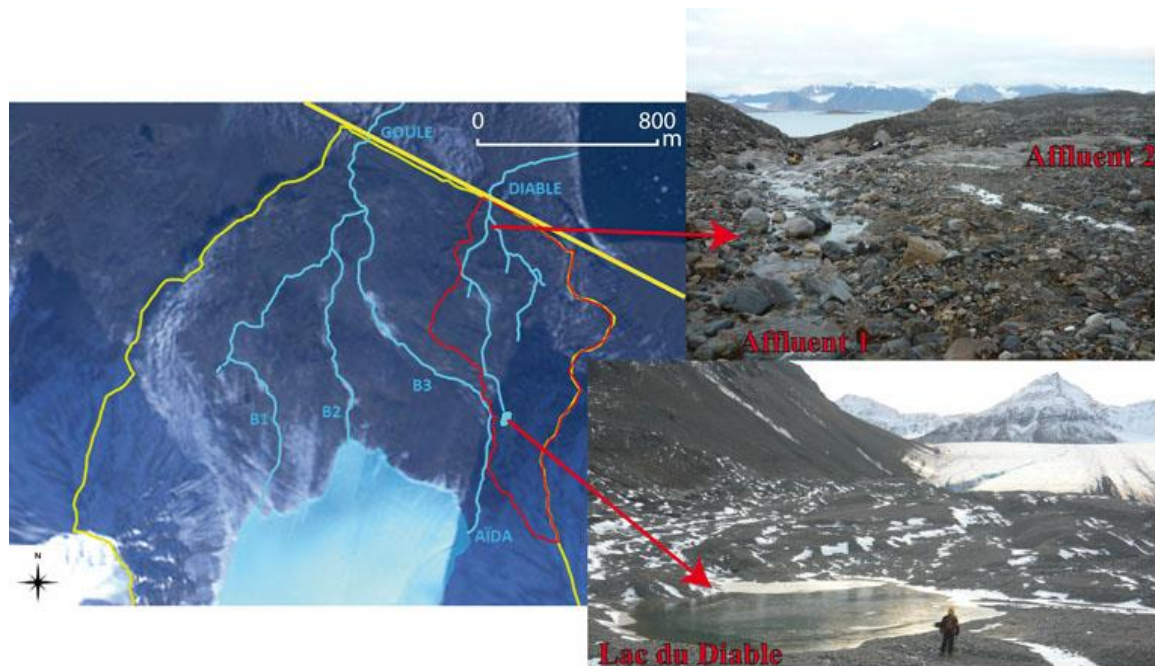


Figure II-28 : Réseau hydrographique du sous-bassin versant morainique du Diable avec des photos de la confluence entre les deux principaux affluents et du lac du Diable.

Les deux rivières drainant le sous-bassin versant du Diable comptabilisent approximativement 2,0 km de longueur de cours d'eau pour une surface totale de bassin versant de 0,494 km². Le sous-bassin versant du Diable présente ainsi une densité de drainage légèrement plus conséquente que celle du sous-bassin versant de la Goule avec une valeur de 4,0 km.km⁻² de moraine.

7. Conclusion

Nous avons pu constater au cours de ce chapitre que bien que le bassin versant du glacier Austre Lovén soit effectivement un site école de l'étude hydro-glaciologique, il ne s'avère pas moins qu'établir son bilan hydrologique constitue un challenge. En effet, le retrait du glacier Austre Lovén continue de modeler la morphologie de son bassin versant et redistribue ainsi d'année en année le poids de chaque composante du paysage dans l'équation hydro-glaciologique. Au vu de sa surface et des observations d'apports d'eaux souterraines aux cours d'eau, la zone proglaciaire ne peut en effet plus être négligée ce qui complexifie l'établissement d'un bilan hydrologique :

- la composante du bilan hydrologique constituée par les précipitations efficaces P_{eff} constitue déjà un premier verrou : il faut corriger les données de hauteurs de précipitations fournies par la station NMI de Ny-Ålesund afin d'obtenir des valeurs qui soient les plus représentatives du bassin versant du glacier Austre Lovén en prenant en compte les variations d'altitudes du bassin. Par ailleurs, il faut ensuite corriger cette lame d'eau précipitée de l'évaporation afin d'obtenir les précipitations efficaces. Or, le taux d'évaporation moyen annuel est difficile à établir avec certitude, puisque le bassin versant n'est plus majoritairement recouvert par le glacier où l'évaporation est considérée comme nulle. Il faut en effet prendre en compte les surfaces déglacées, en particulier la zone proglaciaire où les conditions de températures et d'humidité pendant l'été peuvent conduire à des flux évaporatoires non négligeables ;
- l'apport à l'écoulement lié à la fonte Q_f reste lui aussi difficile à établir. En effet, bien que des mesures de bilans de masse fiables soient disponibles concernant la fonte de

la glace, il faut également intégrer la fonte du manteau neigeux pour obtenir la lame d'eau de fonte en provenance du glacier Austre Lovén $Q_{f(\text{glacier})}$. Par ailleurs, il faut intégrer la lame d'eau de fonte en provenance du manteau neigeux de la zone proglaciaire $Q_{f(z. \text{pro.})}$ sans oublier d'estimer celle des versants $Q_{f(\text{versants})}$;

- enfin, c'est la part de contribution des eaux souterraines à la lame d'eau totale annuelle qui reste la plus difficile à contraindre. En effet, il a été rapporté que les rivières proglaciaires du sous-bassin versant de la Goule pouvaient être alimentées par des sources supposées appartenir à la nappe d'eau supra-pergélisol Q_{supraP} . Cet apport d'eau souterraine est confirmé par le fait que l'exutoire du Diable reste alimenté tout au long de la période d'écoulement, et cela, même après la fonte de son manteau neigeux et hors événements pluvieux. Toutefois, rien ne prouve qu'il ne s'agisse que d'eaux souterraines en provenance de la nappe supra-pergélisol. La présence d'un apport par des eaux sub-pergélisol Q_{subP} ne peut être exclue à ce stade. Par ailleurs, les apports sous-glaciaires pérennes de l'Aïda Q_{ssG} vont également être intégrés dans la composante d'eau souterraine contribuant aux écoulements du sous-bassin versant de la Goule. Enfin, la présence d'un talik sous le glacier Austre Lovén est tout ce qu'il y a de plus probable au vu de sa condition polythermale. Nous pouvons donc nous interroger sur la possible implication d'eaux souterraines sub-pergélisol aux écoulements sous-glaciaires pérennes.

Le bilan hydrologique du sous-bassin versant de la Goule se décline donc de la manière suivante (Eq. [8]) :

$$Q_t = (P_{\text{eff}} + Q_f + Q_{\text{ssT}}) \pm \Delta S \quad \text{Eq. [8]}$$

$$Q_t = (P_{\text{eff}} + (Q_{f(\text{glacier})} + Q_{f(z. \text{pro.})} + Q_{f(\text{versants})}) + (Q_{\text{supraP}} + Q_{\text{subP}} + Q_{\text{ssG}})) \pm \Delta S$$

avec ΔS = variation de stock en eau (neige, glace, eaux souterraines, eaux sous-glaciaires) entre deux périodes de temps (année pour des bilans annuels)

De la même manière, le bilan hydrologique du sous-bassin versant du Diable s'écrit :

$$Q_t = (P_{\text{eff}} + Q_f + Q_{\text{ssT}}) \pm \Delta S \quad \text{Eq. [9]}$$

$$Q_t = (P_{\text{eff}} + Q_{f(z. \text{pro.})} + (Q_{\text{supraP}} + Q_{\text{subP}})) \pm \Delta S$$

avec ΔS = variation de stock en eau (neige, eaux souterraines)

La thèse va chercher à établir en particulier la nature exacte des eaux souterraines sous-glaciaires et proglaciaires observées et leurs rapports avec les eaux de surface. Les techniques choisies pour approcher ces différents problèmes ont déjà été abordées en conclusion du Chapitre I et seront détaillées dans le Chapitre III. Toutefois, au vu des connaissances propres au bassin versant de l'Austre Lovén, nous pouvons nous permettre d'émettre quelques hypothèses quant à la géochimie des eaux qui constituent le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén. En effet, au vu de la géologie du secteur à l'étude (partie 1 du présent Chapitre), il est possible d'anticiper le faciès géochimique des eaux à l'exutoire. La partie proglaciaire du bassin versant présente un socle majoritairement calcaire. Cette formation peut constituer, en cas d'altération chimique, une source en ions bicarbonates, calcium et magnésium du fait que la calcite magnésienne et la dolomite ont été identifiées comme faisant partie de la minéralogie du bassin versant de l'Austre Lovénbreen. D'autre part, le reste du bassin versant est constitué d'un socle métamorphique où prédominent les formations schisteuses notamment. La prépondérance des minéraux micacés et des feldspaths et argiles dans la formation du socle sous-glaciaire présente par ailleurs un fort potentiel pour l'hydrolyse des silicates et une source en ions magnésium, potassium et sodium. De plus, la présence de sulfures et de jarosite dans l'assemblage minéralogique a également été établie. Leur oxydation peut constituer une source en ions sulfates. Enfin, la proximité de la côte suggère également la présence d'ions chlorures et sodium dans les eaux à travers les précipitations et les aérosols marins.

Chapitre III

Matériel et Méthodes

Le Chapitre III présente les différentes approches employées au cours de la thèse pour répondre aux problématiques soulevées dans les Chapitre I et Chapitre II et fait la synthèse du matériel ainsi à notre disposition. Les techniques d'approche de terrain seront ainsi développées selon trois axes : l'acquisition des données climatiques, glaciologiques et hydrogéologiques. En effet, le travail fourni dans la thèse s'est articulé autour de 4 missions de terrain (septembre 2011, avril 2012, juillet 2012 et septembre 2012) qui ont permis d'étoffer les dispositifs de suivis *in situ* préalablement installés par le programme HSF avec notamment la mise en place de 4 nouveaux piézomètres et de 2 profils de température du sol. Ces missions ont également permis de réaliser des échantillons de toutes les masses d'eau qui composent le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén (rivière, neige, pluie, écoulements sous-glaciaires, marges glacées et eaux souterraines supra-pergélisol) et de pergélisol (forage/carottage). Il sera également fait état des difficultés qui s'associent automatiquement aux campagnes d'acquisition de données en milieu froid. Puis, les différentes méthodes d'analyses sur les eaux et les carottes de sol et de pergélisol échantillonnés seront abordées. Enfin, les techniques employées dans le traitement des différents signaux seront présentées en s'intéressant tout particulièrement à l'aspect de correction et reconstitution des chroniques d'enregistrement.

1. Les différentes approches de terrain

1.1. Les données météorologiques

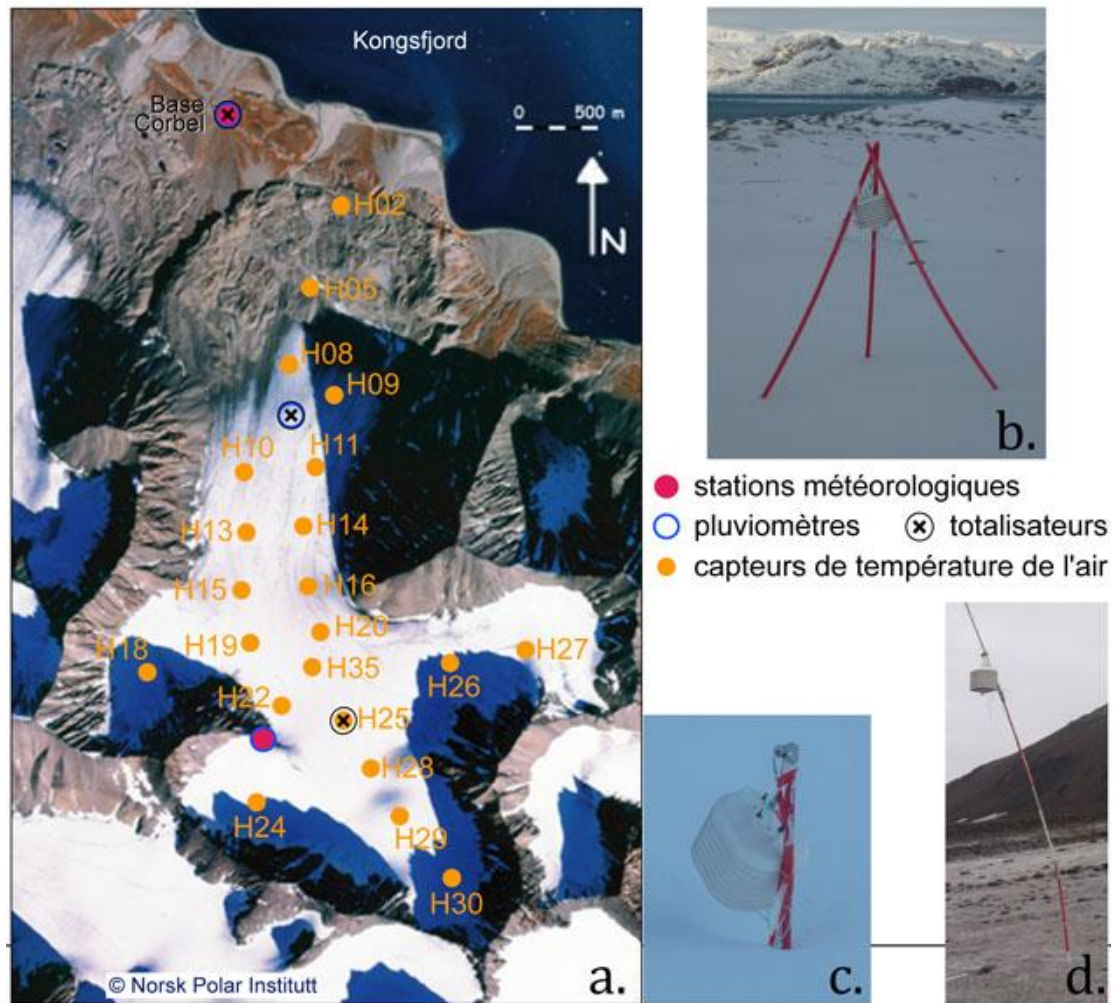
La station météorologique du Norwegian Meteorological Institute (NMI ; <http://met.no/>) de Ny-Ålesund effectue un suivi météorologique depuis 1969. La température de l'air est relevée 4 fois par jour à 1h, 7h, 13h et 19h selon l'horaire norvégien qui correspond à la zone horaire UTC+1 (soit 1h avant le Temps Universel Coordonné). Les hauteurs de précipitations sont quant à elles relevées 2 fois par jour à 7 et 19h, toujours en UTC+1.

Les conditions météorologiques à Ny-Ålesund (8 m d'altitude) ne sont pas forcément représentatives des conditions propres au bassin versant du glacier Austre Lovén (entre 17 et 879 m d'altitude) bien que les deux sites ne soient séparés que de 6 km et se situent sur la même rive du Kongsfjord. Toutefois, pour estimer les différences de données météorologiques entre le bassin versant étudié et la station de Ny-Ålesund, un réseau de capteurs météorologiques a été installé sur le bassin versant du glacier Austre Lovén dès 2006 (ANR HSF).

1.1.1. La température de l'air

Afin de disposer de données de la température de l'air au pas de temps horaire sur le bassin versant à différentes altitudes, un réseau de 22 capteurs de la température de l'air a été installé à travers l'intégralité du bassin versant (Figure III-1a). Ce réseau a été disposé selon un maillage le plus homogène possible et représentatif de la topographie du bassin. Vingt capteurs sont disposés entre 147 et 521 m d'altitude sur le glacier. Les capteurs sont accrochés à des mâts monopodes. Grâce à une sonde à vapeur, ces mâts en aluminium sont ancrés profondément dans la glace du glacier puis ils sont haubanés pour résister aux vents (Figure III-1c et Figure III-1d). En effet, les conditions sur le glacier sont telles qu'un dispositif résistant est indispensable pour se maintenir face aux vents et aux mouvements de la glace notamment. Deux capteurs de température de l'air sont également positionnés dans la zone proglaciaire à 39 et 80 m d'altitude (respectivement H02 et H05) et y sont disposés à l'aide de trépied en jalons de plastique (Figure III-1b). Ces dispositifs dans la moraine peuvent également être endommagés, puisqu'ils sont exposés aux rennes.

Les capteurs de température sont constitués de sondes thermiques PT100 associées à des enregistreurs de données Onset Hobo (Bourne, MA, USA) dont la précision est de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. Chaque capteur est placé dans une cage solaire aérée en plastique blanc afin d'être au plus proche des conditions sous abri (Figure III-1b, Figure III-1c et Figure III-1d). Par ailleurs, pour que la mesure soit bien représentative de la température de l'air, il faut éviter que la cage soit prise dans le manteau neigeux : leur positionnement par rapport à la glace du glacier doit être ajusté manuellement au cours de l'année en prévision des hauteurs de neige (Figure III-1c et Figure III-1d). Des données horaires de la température de l'air sont ainsi disponibles pour l'intégralité du bassin versant de 2010 à 2012.



1.1.2. Les précipitations

Deux stations météorologiques permettent d'obtenir des informations sur les hauteurs de précipitation sans pour autant être très représentatives du bassin versant (Figure III-1a) : au vu de sa localisation, la station météorologique dite de « l'épaulement » (500 m d'altitude) subit l'influence d'un effet de col (Figure III-2a et Figure III-2b). Par ailleurs, la station de la base Corbel n'est représentative que des basses altitudes (15 m ; Bernard, 2011). Aussi, afin de rendre compte d'éventuels gradients de précipitation altitudinaux, 7 pluviographes à augets basculants¹⁶ avaient été mis en place au cours du projet HSF à différentes altitudes à travers le glacier (Bernard, 2011). Pour les années de suivi associées à la thèse, seul le pluviographe situé au front du glacier était opérationnel (Figure III-1a). Ce type d'appareil souffre en effet du froid et des vibrations générées par le vent : les hauteurs de précipitations, liquides comme solides, ne peuvent être correctement enregistrées et ce d'autant plus que la verticalité du pluviographe ne peut être maintenue en raison de l'écoulement du glacier durant l'été. Par ailleurs, 3 pluviomètres totalisateurs ont été disposés à travers le bassin versant au cours de l'année hydrologique 2010 (Figure III-2c) alors que seul celui de la base avait été conservé pour les

¹⁶ Les pluviographes sont de marque RainWise Inc (USA) reliés à des enregistreurs HOBO (enregistrement des dates et heures des basculements). La surface de collecte est de 8 pouces de diamètre, soit 324 cm². La précision est de 1/10^e de pouce (0,25 mm).

années 2011 et 2012 (Figure III-2d). En été, ces dispositifs permettent de s'assurer d'une bonne concordance avec les conditions à Ny-Ålesund en vue d'utiliser les données NMI à bon escient.

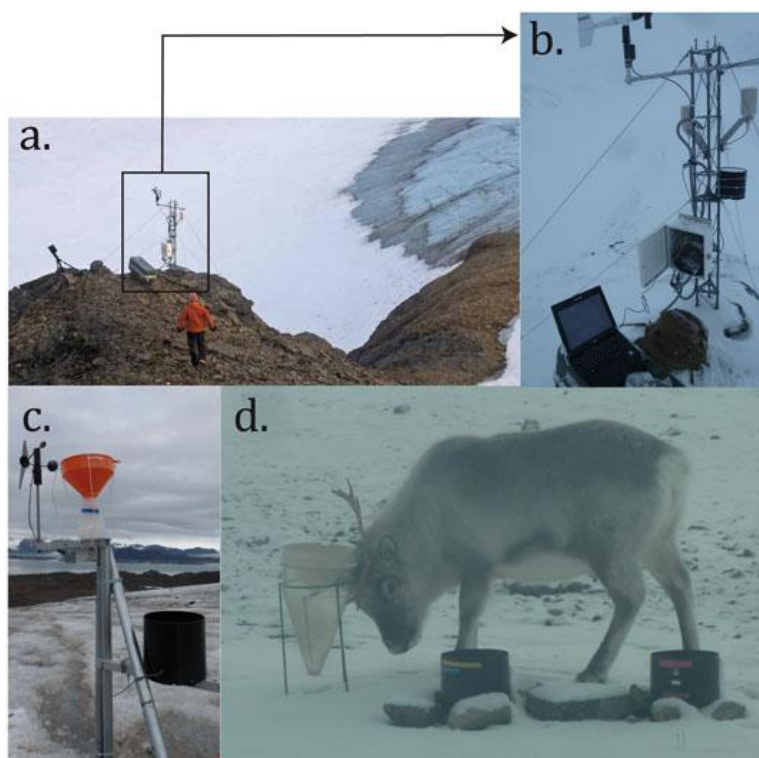


Figure III-2 : Station météorologique de l'épaulement (500 m) et autres suivis des précipitations : a. vue d'ensemble sur la station et zoom sur ses dispositifs de suivis en b. ; c. pluviographe et pluviomètre totalisateur situés au front du glacier ; d. pluviographes et pluviomètre totalisateur situés à la base Corbel : cette image illustre bien la difficulté que peut représenter la faune locale pour les mesures.

1.1.3. L'évaporation

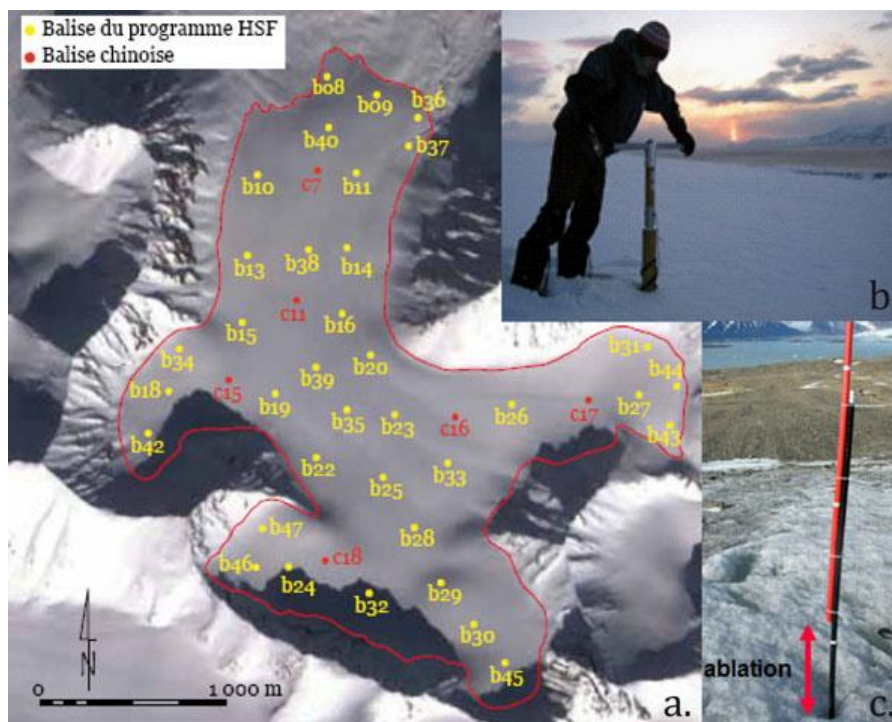
Des mesures d'évaporation indicatives ont été réalisées au cours de l'été 2012 à côté des dispositifs de suivis des précipitations de la base Corbel. Ce suivi, court, se décline avec une mesure journalière du 12 au 25 juillet 2012 à l'exception des 22 et 24 juillet, une mesure ponctuelle à la mi-août et seulement une mesure ponctuelle à la mi-septembre. Ces mesures consistaient en l'implantation dans le sol d'un réservoir rempli au 2/3 d'eau et dont la limite supérieure était au ras du sol. Le volume d'eau était estimé par sa pesée (± 1 g) et la mesure de sa hauteur ($\pm 0,5$ mm) avant implantation puis 24h à 48h plus tard (Figure III-3). Le réservoir ne contenant que de l'eau, qui plus est stagnante, ces mesures ne sont représentatives que de l'évaporation potentielle à la surface de masses d'eau libres (mares, lacs). Par ailleurs, la grande majorité de ces mesures ont été effectuées au cours du mois de juillet lorsque le jour est permanent. En effet, seule une mesure a pu être réalisée en septembre, lorsque l'alternance jour-nuit était déjà bien réinstaurée, puisque lors des tentatives de mesures ultérieures, un disque de glace se formait à la surface de l'eau dans le réservoir (Figure III-3). Enfin, ces mesures ont été réalisées à basse altitude, très près du niveau de la mer, là où selon Killingtveit (2004) le taux d'évaporation potentiel est maximal. Ces mesures donneront donc simplement une indication du taux d'évaporation maximal qui peut être rencontré en rive sud du Kongsfjord au cours d'une année hydrologique.



Figure III-3 : Réservoir d'eau utilisé pour les mesures d'évaporation au cours de l'été 2012. Cette photo date du 20 septembre 2012 lorsque le premier disque de glace s'est formé à la surface de l'eau en 24h.

1.2. Les données glaciologiques et nivologiques

Les mesures *in situ* du taux d'accumulation et d'ablation sont effectuées chaque année depuis 2007 sur le glacier Austre Lovén à l'aide d'un réseau de 36 balises à glace installé au cours du projet HSF de manière à couvrir l'ensemble du glacier (Bernard, 2011 ; Figure III-4a). Les mesures sont effectuées deux fois par an afin d'obtenir un bilan hivernal et estival : à la fin de l'hiver (fin avril-début mai) et à la fin de l'été (fin septembre-début octobre) de manière à parfaitement encadrer la période d'ablation (Marlin *et al.*, soumis). En effet, on considère ici que l'année hydrologique débute au 1^{er} octobre de l'année t pour se terminer au 30 septembre de l'année $t+1$, c'est-à-dire à la fin d'un cycle supposé d'accumulation hivernale et d'ablation estivale, ce qui est en accord avec les études équivalentes norvégiennes (Killingtveit *et al.*, 2003 ; Bernard, 2011). Cette méthode de mesure du bilan de masse permet d'obtenir directement par les balises à glace les différences relatives de hauteur de glace entre la fin d'une année hydrologique t et la fin de l'année suivante $t+1$, afin de déterminer si le glacier a globalement gagné ou perdu de la glace (Figure III-4c). Le bilan de masse net du glacier est obtenu par l'interpolation des 36 mesures à l'intégralité de la surface du glacier (Bernard, 2011). Les valeurs annuelles de bilan de masse sont ainsi obtenues pour les trois années hydrologiques de la thèse (2009-2010, 2010-2011 et 2011-2012). Ces valeurs de bilan de masse, lorsqu'elles sont rapportées à la surface totale du sous-bassin versant de la Goule, fournissent au bilan hydrologique annuel du sous-bassin versant la lame de fonte annuelle associée à la glace du glacier.



**Figure III-4 : a. Répartition des balises à glace HSF (jaunes) et chinoises (rouges) à travers le glacier Austre Lovén ; b. Réalisation d'un carottage dans le manteau neigeux (cliché : Madeleine Griselin) ; c. Exemple d'une balise à glace présentant une mesure d'ablation (cliché : Madeleine Griselin).
Source : Bernard, 2011.**

Une évaluation de la répartition du manteau neigeux glaciaire a également été réalisée par carottage du manteau en fin d'hiver (fin avril-début mai) pour les trois années considérées dans la thèse. Le carottage est effectué grâce à un carottier PICO (Polar Ice Coring Office ; Figure III-4b) en 42 points (36 points du projet HSF + 6 balises chinoises ; Mingxing *et al.*, 2010 ; Figure III-4a). L'équivalent en lame d'eau de chaque carotte de neige est ensuite obtenu à partir de la densité du manteau neigeux, elle-même déduite de la surface de carottage de référence (diamètre du carottier) et des mesures de hauteur de neige (profondeur du trou carotté) et de sa masse (pesée de la carotte). Après interpolation des 42 mesures à l'intégralité de la surface du glacier, la lame de fonte associée au manteau neigeux du glacier est obtenue puis combinée à la lame de fonte associée à la glace du glacier afin d'obtenir la lame de fonte totale glaciaire.

1.3. Les données hydrogéologiques

Les études antérieures ont montré que le suivi hydrologique des deux exutoires était nécessaire du fait du caractère aléatoire de la répartition des flux d'eau en provenance du glacier entre ces deux émissaires (Vincent et Geoffroy, 1970 ; Griselin, 1982). La présence accrue sur le terrain des équipes scientifiques a toutefois permis d'attester qu'au cours des trois saisons hydrologiques présentées dans ce travail de thèse (2009-2010, 2010-2011 et 2011-2012), l'intégralité des flux en provenance du glacier avait été drainée par l'exutoire de la Goule seul, conférant à l'exutoire du Diable le rôle de témoin des écoulements en provenance de la zone proglaciaire uniquement. Des stations hydrologiques ont donc été installées à chaque exutoire du bassin afin de quantifier et de qualifier ces différents flux d'eau de surface, sachant qu'une bonne quantification des flux passe par l'établissement de courbes de tarage fiables. Par ailleurs, l'un des objectifs de la thèse étant de caractériser les flux d'eaux souterraines identifiés par Delangle (2011) au sein de la zone proglaciaire, le réseau de piézomètres et de suivis thermiques de la couche active se devait d'être étoffé et d'autres approches développées. Enfin, de multiples mesures physico-chimiques ont été réalisées *in situ* selon différentes approches (systématiques

et ponctuelles) et un échantillonnage dense des différentes masses d'eau constituant le système hydrologique a été effectué pour de plus amples analyses hydrochimiques en laboratoire (Tableau III-1).

Toutes les missions	Maintenance des stations climatiques et hydrologiques Récupération des enregistrements
septembre-octobre 2011	Prise de contact avec le terrain Echantillonnage Eaux de Rivières et de Nappe Mise en place d'un sondage électrique
avril 2012	Forage/Carottage dans le pergélisol Instrumentalisation des ouvrages Echantillonnage de marges glacées Echantillonnage Eaux de Rivières et de Nappe
juillet et septembre-octobre 2012	Mise en place de deux nouveaux piézomètres Cartographie et mesures physico-chimiques des rivières Suivi piézométrique Prospections VES et GPR du sous-sol

Tableau III-1 : Bilan synthétique des principaux objectifs réalisés au cours des 4 missions de terrain accomplies durant la thèse.

1.3.1. Les suivis hydrologiques

- Les stations hydrologiques

Les exutoires de la Goule et du Diable ont tous deux été équipés de stations hydrologiques au cours des étés 2010 et 2012, et en fin de saison hydrologique 2011 (Figure III-5).



Figure III-5 : Stations hydrologiques de la Goule (cadre vert) et du Diable (cadre rouge) mises en place pour la saison d'écoulement 2012 avec une identification des différents dispositifs de suivi in situ (préleveurs automatiques, sondes Diver et sondes Actéon/aquaclip).

Ces stations se composent d'une association de sondes d'enregistrements multiparamètres TD et/ou CTD (Diver) et/ou CTD-pH-Eh-O₂ (Actéon/aquaclip10 ou 100) et d'un préleveur automatique ISCO-3000 raccordé à une batterie de 12V et à un panneau solaire. Cette association de plusieurs sondes enregistreuses est réalisée en vue de limiter les éventuelles lacunes pouvant survenir pendant l'été dans les chroniques. Cette association composée de sondes Diver et/ou Actéon est susceptible de changer au cours de l'été ou d'année en année du fait d'éventuelles pertes de dispositifs au regard des conditions de terrain.

- *Détails des dispositifs en place à la station hydrologique de la Goule :*

Au cours de l'été 2010, le suivi à un pas de temps horaire des hauteurs d'eau à la station hydrologique de la Goule a été complet du fait de l'installation de plusieurs sondes d'enregistrement tout au long de la saison hydrologique avec notamment deux sondes *in situ* lors du dégel et deux sondes *in situ* lors du gel. Toutefois, des deux sondes en place lors du gel de fin de saison 2010, une seule a pu fournir des informations sur cette période car la seconde a été retrouvée cassée l'été suivant (Tableau III-2).

GOULE	Type de sonde	Nom de la sonde	Début	Fin	Remarques
2010	TD	4	Dégel	03/10	-
	Actéon	C	Dégel	04/10	-
	CTD	2	07/07	Regel	-
	Actéon	A	17/06	06/10	-
	TD	5	01/10	Regel	-
2011	CTD	2	Dégel	Regel	Libération pleine de sable, câble détendu de 7 cm Arrêt ente 02/09/11 AU 23/09/11 : Mémoire pleine
	TD	5	x	x	Coincée dans tube, nécessite intervention : cassée
	Actéon	C	24/09	02/10	-
2012	CTD	2	Dégel	23/07	Dispositif évidé très certainement lors d'une crue
	CTD	2012	10/07	23/07	Câble sectionné très certainement lors de la même crue
	TD	2012	10/07	02/10	Perte de la sonde au cours d'une crue de l'été 2013
	Actéon	C	11/07	02/10	-
	CTD	2012New	21/09	02/10	Perte de la sonde au cours d'une crue de l'été 2013

- sondes TD (Diver DI 601) et CTD (Diver DI 271) : T pour température de l'eau ($\pm 0,1^\circ\text{C}$), D pour hauteur d'eau (ou « Depth » à $\pm 1.10^{-2}$ m pour TD et $\pm 5.10^{-3}$ m pour CTD) et C pour conductivité électrique de l'eau ($\pm 1\%$).

- sondes Actéon : constituées d'une sonde Aquaclip 10 ou 100 reliée au terminal Actéon 3000. Paramètres enregistrés : hauteur d'eau ($\pm 1.10^{-2}$ m), température de l'eau ($\pm 0,1^\circ\text{C}$), conductivité électrique de l'eau ($\pm 0,5\%$), pH de l'eau ($\pm 0,05$), le potentiel redox de l'eau (± 20 mV) et teneur en oxygène dissous de l'eau ($\pm 0,2$ mg.l⁻¹).

Tableau III-2 : Détail des associations de sondes d'enregistrement multiparamètres mises en place à la station hydrologique de la Goule pour les trois années de suivi de la thèse : 2010, 2011 et 2012.

Les suivis à la station hydrologique de la Goule ont souffert l'année 2011 de l'absence de mission au début de la saison d'écoulement : en plus de la sonde endommagée et inutilisable, la seconde sonde en place est arrivée à saturation de mémoire le 2 septembre à 1 h. Elle a été relancée le 23 septembre à 18 h à l'arrivée de l'équipe et est restée en place pour le regel. Il a également été constaté que le câble de maintien cette sonde était distendu de 7 cm à l'arrivée de l'équipe sur le terrain en septembre du fait d'une accumulation de sédiments dans le tube abritant la sonde. Les chroniques d'enregistrement horaires à l'exutoire de la Goule présentent donc une lacune de presque 22 jours en fin de saison 2011 (Tableau III-2).

Enfin, l'année 2012 a bénéficié de nouveaux équipements afin de renforcer le dispositif de suivi au pas de temps horaire. Toutefois, un important épisode de crue entre les deux missions de terrain de juillet et septembre, a conduit à la perte de la moitié des sondes en place (un câble sectionné et une sonde complètement évidée). Fort heureusement, les sondes ayant résisté à la crue ont permis de ne pas perdre d'information pendant cette période. Une sonde a

été ajoutée au dispositif au cours de la mission de septembre pour assurer les suivis de la fin de saison 2012 et le début de la suivante. Toutefois, un événement du même ordre s'est produit au cours de l'été 2013, emportant les deux sondes laissées en place pour suivre le regel 2012 (un câble sectionné et le second qui ne tenait plus que l'accroche de la sonde). La fin de saison 2012 souffre donc d'une absence d'enregistrement.

Ces différentes observations rendent compte de la difficulté de maintenir un dispositif de suivi complet en place au cours d'une saison d'écoulement complète. Certains capteurs ne résistent pas aux variations de pression liées au cycle de gel/dégel, et certains événements environnementaux peuvent perturber ou détruire partie ou totalité du dispositif (sédiments, courants forts charriant peut être d'importants débris...). Des interventions au sein même du canyon de la Goule sont indispensables pour renforcer et/ou réparer les dispositifs en place.



Figure III-6 : Maintenance des dispositifs de suivis à la station hydrologique de la Goule en septembre 2012 : a. intervention sur les tuyaux accueillant les sondes enregistreuses pour les redresser et les refixer à la paroi du canyon à la suite d'un événement qui les a désolidarisés de la roche avec la partie inférieure du tube flexible qui suit le courant (b.) et le tube en dur penché (c.). Cet événement a également entraîné la perte de la moitié des dispositifs de suivi en place suite à la section du câble (d.) qui maintenait la CTD 2012 (Tableau III-2) et l'évidage (f. et g.) de la CTD 2 (Tableau III-2) ; e. 2 sondes de suivis prises par le gel.

- *Détails des dispositifs en place à la station hydrologique du Diable :*

Les suivis à la station hydrologique du Diable ont fait défaut les années 2010 et 2011. En effet, sur les deux sondes opérationnelles au cours de la saison 2010 (Tableau III-3), seule la sonde Actéon 3000/aquaclip 100 couvre la majeure partie de l'écoulement, la sonde CTD n'ayant été installée que fin septembre. Or, les données de l'Actéon ont été invalidées du fait de l'impossibilité d'établir des corrections de hauteurs d'eau fiables (Delangle, communication personnelle). En 2011, c'est l'absence de mission en début de saison d'écoulement qui a été

pénalisante : la sonde restée sur place a eu un défaut et ses données, s'il y en avait, n'ont jamais pu être téléchargées.

DIABLE	Type de sonde	Nom de la sonde	Début	Fin	Remarques
2010	Actéon	B	24/06	04/10	-
	CTD	3	27/09	04/10	Pas fin enregistrement : sonde ne communique plus
2011	Actéon	B	24/09	02/10	-
	CTD	2012	10/07	01/10	
2012	Actéon	B	11/07	01/10	Toutes retirées au 01/10/2012 par peur du gel
	TD	2	12/07	01/10	

- sondes TD (Diver DI 601) et CTD (Diver DI 271) : T pour température de l'eau ($\pm 0,1^\circ\text{C}$), D pour hauteur d'eau (ou « Depth » à $\pm 1.10^{-2}$ m pour TD et $\pm 5.10^{-3}$ m pour CTD) et C pour conductivité électrique de l'eau ($\pm 1\%$).

- sondes Actéon : constituées d'une sonde Aquaclip 100 reliée au terminal Actéon 3000. Paramètres enregistrés : hauteur d'eau ($\pm 1.10^{-2}$ m), température de l'eau ($\pm 0,1^\circ\text{C}$), conductivité électrique de l'eau ($\pm 0,5\%$), pH de l'eau ($\pm 0,05$), le potentiel redox de l'eau (± 20 mV) et teneur en oxygène dissous de l'eau ($\pm 0,2$ mg.l⁻¹).

Tableau III-3 : Détail des associations de sondes d'enregistrements multiparamètres mises en place à la station hydrologique du Diable pour les trois années de suivi de la thèse : 2010, 2011 et 2012.

Aussi, seule l'année 2012 bénéficie d'un suivi presque complet : l'installation à la mi-juillet des sondes de suivi et leur retrait au 1^{er} octobre impliquent que la mise en eau du système et son arrêt ont été manqués mais le risque était trop grand de perdre à nouveau des dispositifs à cause des phénomènes de gel/dégel (Tableau III-3). Toutefois, les chroniques disponibles à un pas de temps horaire sont optimales.

- Les courbes de tarages

Les capteurs de pression des stations hydrologiques mesurant des hauteurs d'eau (au-dessus du capteur), il y a nécessité de réaliser de nombreuses mesures de débits ponctuels afin d'associer la plus grande gamme possible de hauteur d'eau à des valeurs de débits.

Pour ce faire, des mesures ponctuelles de débit ont été réalisées à partir de la méthode de dilution chimique, autrement dit, par injection d'une masse de sel en amont des rivières concernées et la mesure du panache salin en aval (respectivement Figure III-7a et Figure III-7b). La mesure du panache salin est réalisée grâce au débitmètre EasyFlow (MADD Technology, Yverdon-les-Bains, Suisse) dont l'erreur relative de mesure est inférieure à $\pm 5\%$. Pour plus de précision, la mesure du panache salin en aval est doublée (Figure III-7c). Deux sondes EasyFlow sont plongées dans le cours d'eau où elles mesurent tout d'abord la salinité de base de l'écoulement. Pour une mesure ponctuelle de débit, si les deux mesures EasyFlow sont satisfaisantes, la valeur de débit retenue sera la moyenne des deux, sinon la mesure la plus nette sera conservée.

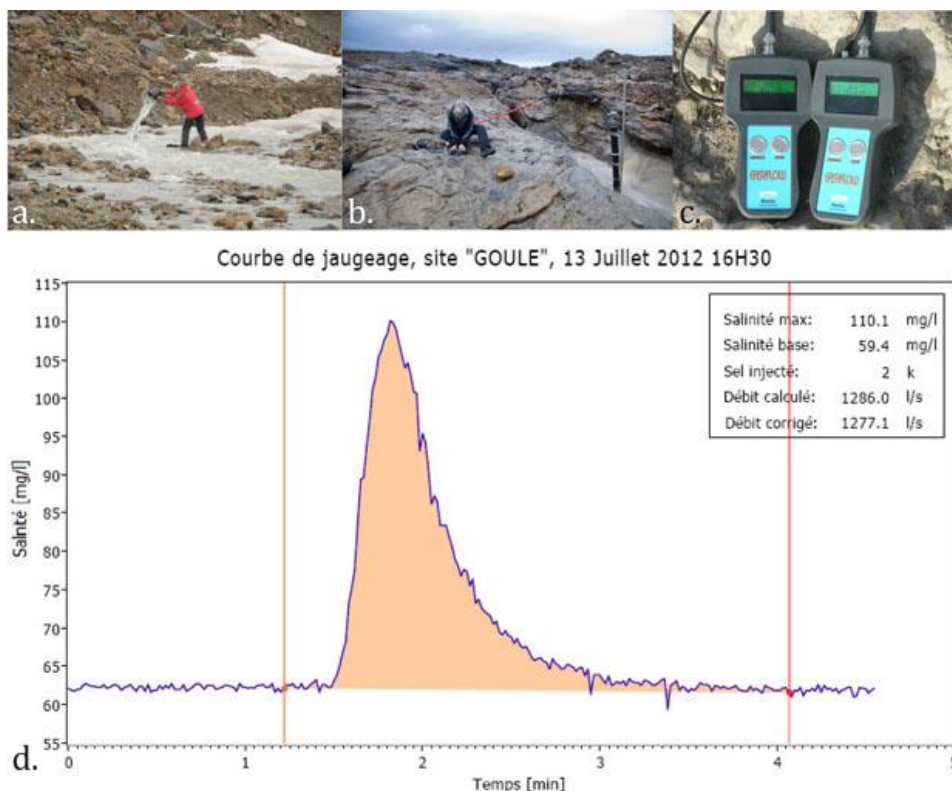


Figure III-7 : Mesure ponctuelle de débits par la méthode de dilution chimique à la station hydrologique de la Goule : injection d'une masse de sel (a.) et suivi du panache salin (b. et c.). Cette méthode permet d'obtenir la courbe de jaugeage et le débit associé (d.).

- *Etablissement de la courbe de tarage associée à la station hydrologique de la Goule*

En vue de convertir les données de hauteurs en débits, il est important de connaître la géométrie du canyon au niveau du point de suivis hydrologique. Le canyon de la Goule s'est creusé par l'érosion hydrique de l'imposante barre calcaire ce qui lui confère une géométrie « en forme de U » invariante à l'échelle de temps considérée, soit quelques années. La mise en place des dispositifs de suivis de la station hydrologique dans le canyon de la Goule a été réfléchi au vu de cette géométrie : il s'est agi de trouver une section du canyon présentant une pente négligeable et une paroi qui soit la plus horizontale possible mais aussi la plus profonde possible afin d'enregistrer toutes les gammes de débits, même les plus faibles. Par conséquent, les dispositifs, deux tuyaux abritant les sondes enregistreuses, ont été disposés juste avant une petite cascade qui limite les effets de variation de pente de la ligne d'eau sans pour autant constituer une zone d'accumulation de débris fluvioglaciaires, et fixés le long de la paroi relativement horizontale en rive gauche. Toutefois, la mesure de la géométrie de la section du canyon transversale au courant et associée au dispositif de suivi montre une partie inférieure de section relativement homogène, puis un élargissement progressif du canyon dans sa partie supérieure (Delangle, communication personnelle). Aussi, à partir d'un certain seuil, pour une variation de hauteur d'eau donnée, la variation de débit associée sera beaucoup plus considérable que pour la même variation de hauteur d'eau sous le dit seuil. En l'occurrence, ce seuil a été estimé comme correspondant à une hauteur d'eau totale d'approximativement 0,5 m (Figure III-8).

HAUTES EAUX				BASSES EAUX			
Année	Date	Hauteur d'eau (m)	Débit (m ³ .s ⁻¹)	Année	Date	Hauteur d'eau (m)	Débit (m ³ .s ⁻¹)
2008	12/07/2008 21:45	0,57	0,470	2009	15/09/2009 11:15	0,24	0,097
	13/07/2008 16:50	0,90	1,790		16/09/2009 15:00	0,26	0,115
	14/07/2008 03:15	0,81	1,056	2010	16/06/2010 13:00	0,48	0,219
	15/07/2008 13:15	0,78	1,284		18/06/2010 15:00	0,50	0,265
	15/07/2008 19:45	0,82	1,214		22/09/2010 14:20	0,16	0,023
	16/07/2008 14:45	0,81	1,350		23/09/2010 18:00	0,14	0,025
	16/07/2008 22:45	0,83	1,214		27/09/2010 12:00	0,13	0,020
	20/07/2008 22:20	0,90	1,371		30/09/2010 17:30	0,15	0,032
	10/09/2008 15:10	0,63	0,522		04/10/2010 12:00	0,41	0,273
	11/09/2008 16:30	0,77	1,042				
	13/09/2008 16:00	1,00	2,085				
	14/09/2008 16:00	0,97	1,665				
	15/09/2008 17:10	1,66	3,798				
	15/09/2008 22:00	2,06	4,875				
	21/09/2008 16:30	1,23	2,374				
	30/09/2008 12:30	0,53	0,220				
2009	11/07/2009 16:45	0,76	1,143				
	12/07/2009 13:00	0,82	1,499				
	13/07/2009 16:40	0,90	1,357				
	17/07/2009 15:00	0,85	1,476				
	19/07/2009 16:45	0,72	0,970				
	24/09/2009 13:45	0,58	0,349				
	25/09/2009 07:10	0,60	0,376				
2010	17/06/2010 00:00	0,52	0,290				
	20/06/2010 16:00	0,64	0,600				
	23/06/2010 20:00	0,75	1,030				
	25/06/2010 13:00	0,67	0,650				
	28/06/2010 15:00	0,91	1,600				
	02/07/2010 20:00	0,82	1,290				
	04/07/2010 04:00	0,76	0,940				
	09/07/2010 21:00	1,00	1,850				
	01/10/2010 13:40	1,26	2,800				
	02/10/2010 03:40	1,01	1,800				
02/10/2010 11:30	0,56	0,500					

Tableau III-4 : Synthèse des débits et des hauteurs d'eau mesurés en hautes (supérieures à 0,5 m) et basses eaux (inférieures ou égales à 0,5 m) à la station hydrologique de la Goule en 2008 (orange), 2009 (bleu) et 2010 (violet). Source : Delangle, communication personnelle.

Les données de débits ponctuelles et de hauteurs d'eau totales associées présentent en effet une très bonne relation qui se décline selon deux droites disposées de part et d'autre de la hauteur seuil de 0,5 m (Figure III-9).

Au cours des trois périodes d'écoulement 2008, 2009 et 2010, 43 mesures de débits ponctuelles ont été réalisées au niveau des dispositifs de suivi de la station hydrologique de la Goule. Sur ces 43 mesures de débit ponctuelles, 34 ont été réalisées lorsque les hauteurs d'eau totales étaient supérieures strictement au seuil de 0,5 m entre les mois de juin et octobre et sont ainsi qualifiées de mesures de débits de hautes eaux. Les 9 mesures ponctuelles de débit restantes ont été réalisées au cours des mois de septembre et octobre lorsque les hauteurs d'eau totales étaient inférieures ou égales à 0,5 m, soit les mesures de débits de basses eaux (Delangle, communication personnelle ; Tableau III-4).

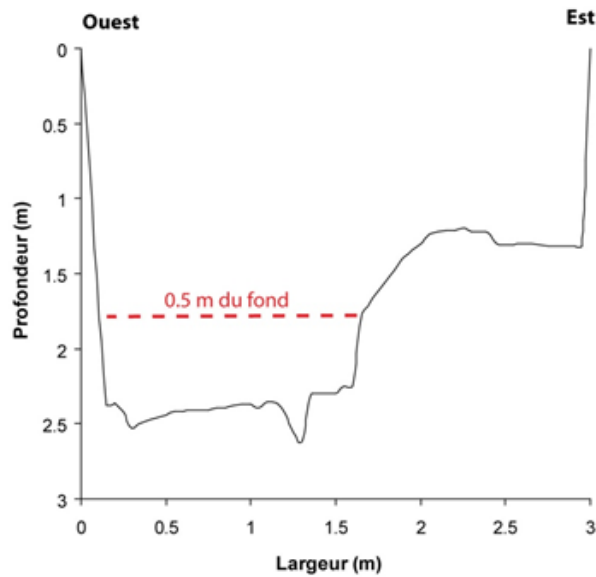


Figure III-8 : Coupe transversale au courant en se positionnant en direction du fjord (nord) qui renseigne la géométrie du lit du canyon au niveau de la station hydrologique de la Goule : les tuyaux abritant les sondes de mesures sont fixés à la paroi ouest.
Source : Delangle, communication personnelle.

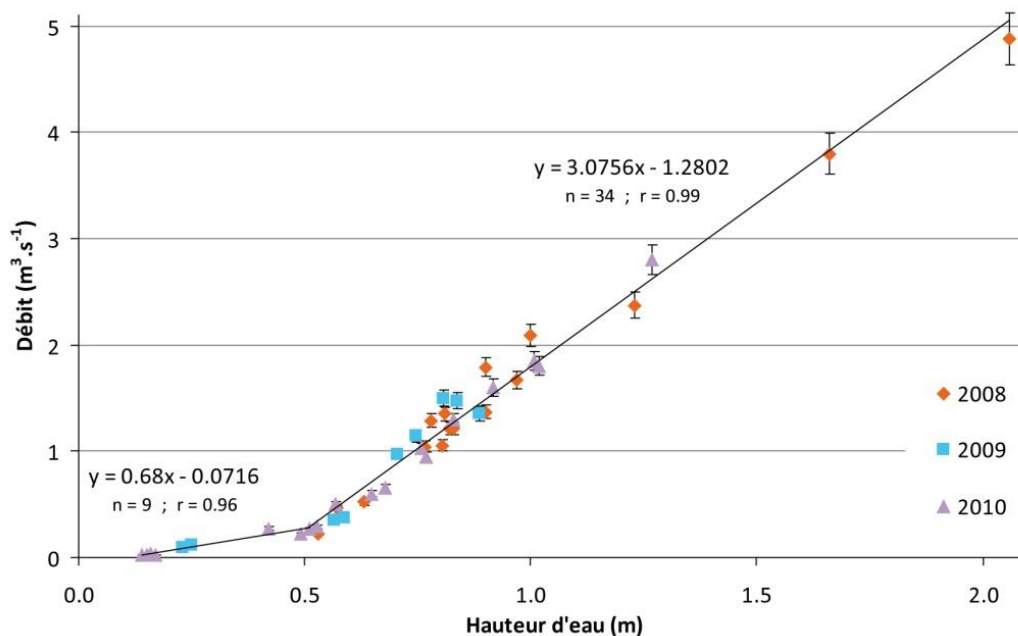


Figure III-9 : Courbe de tarage des débits à la station hydrologique de la Goule réalisée à partir des mesures de débits ponctuelles et de hauteurs d'eau totales associées de 2008 (orange), 2009 (bleu) et 2010 (violet). La courbe de tarage se décompose en deux droites du fait de la géométrie du lit du canyon de la Goule qui s'élargit au-delà d'une hauteur de 0,5 m au niveau du dispositif de suivis hydrologiques (Figure III-8) : une pour les basses eaux et une pour les hautes eaux (Tableau III-4).
Source : Delangle, communication personnelle.

L'application de la méthode des moindres carrés aux mesures associées aux hautes et aux basses eaux respectivement permet d'obtenir deux équations du débit à l'exutoire de la Goule Q_{Goule} (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) en fonction de la hauteur d'eau totale h (en m) dans le canyon au niveau de son dispositif de suivis hydrologiques (Delangle, communication personnelle ; Eq. [10] pour h inférieures ou égales à 0,5 m et Eq. [11] pour h supérieures à 0,5 m).

$$\text{Si } h \leq 0,5 \text{ m} \quad Q_{\text{Goule}} = 0,6800 * h - 0,0716 \quad \text{Eq. [10]}$$

$$n = 9 ; r = 0,96$$

$$\text{Si } h > 0,5 \text{ m} \quad Q_{\text{Goule}} = 3,0756 * h - 1,2802 \quad \text{Eq. [11]}$$

$$n = 34 ; r = 0,99$$

- *Etablissement de la courbe de tarage associée à la station hydrologique du Diable*

La station hydrologique du Diable a été installée au niveau d'une section particulièrement stable et plane du canyon du Diable. L'endroit choisi pour mettre en place les dispositifs de suivi est situé entre deux petites cascades ce qui lui confère une faible pente. Enfin, à la différence du site de suivi de la Goule, la section choisie pour déposer les sondes enregistreuses est en « en forme de U » quasiment parfaite avec une largeur de 0,6 m et une profondeur de 1,1 m.

De la même manière que pour l'exutoire de la Goule, des mesures de débit ponctuelles ont été réalisées au niveau du dispositif de suivis de la station hydrologique du Diable, sans distinction cette fois de hautes et basses eaux. Ainsi 11 valeurs de débits et de hauteurs d'eau totales associées ont été obtenues en juillet et septembre 2008 et 2009 (Tableau III-5).

Année	Date	Hauteur d'eau (m)	Débit (m ³ .s ⁻¹)
2008	13/07/2008 17:50	0,59	0,076
	14/07/2008 14:25	0,50	0,031
	15/07/2008 21:00	0,50	0,033
	16/07/2008 23:30	0,49	0,025
	07/09/2008 18:40	0,43	0,003
	10/09/2008 16:40	0,43	0,003
	21/09/2008 17:55	0,57	0,062
	25/09/2008 15:00	0,52	0,041
2009	19/07/2009 16:45	0,52	0,037
	24/09/2009 13:45	0,47	0,021
	25/09/2009 07:10	0,46	0,011

Tableau III-5 : Synthèse des débits et des hauteurs d'eau mesurés à la station hydrologique du Diable en 2008 (orange) et 2009 (bleu). Source : Delangle, communication personnelle.

Les données de débits ponctuelles et de hauteurs d'eau totales associées présentent là encore une très bonne relation mais seulement selon une seule droite du fait de l'homogénéité de la section (Figure III-10). L'application de la méthode des moindres carrés à ces 11 mesures permet d'obtenir une équation du débit à l'exutoire du Diable Q_{Diable} (en m³.s⁻¹) en fonction de la hauteur d'eau totale h (en m) dans le canyon (Eq. [12]).

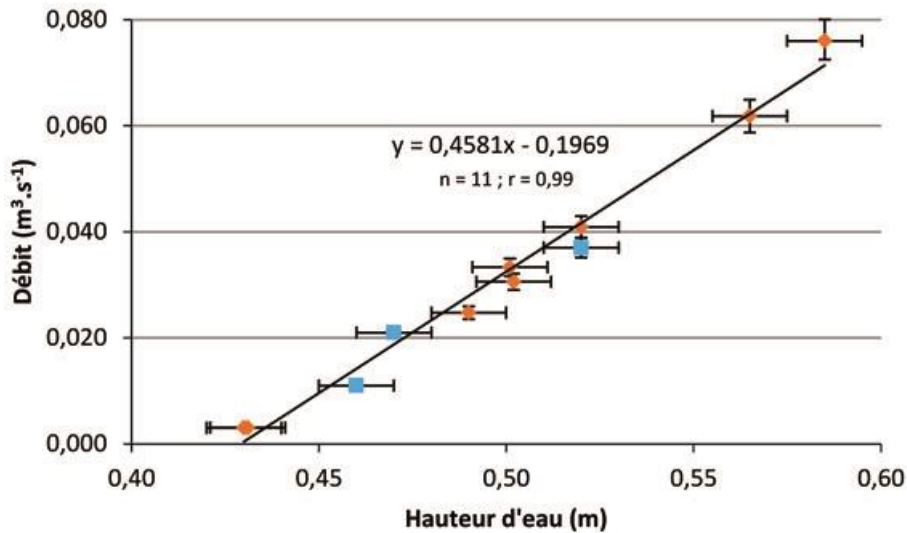


Figure III-10 : Courbe de tarage des débits à la station hydrologique du Diable réalisée à partir des mesures de débit et de hauteur d'eau de 2008 (orange) et 2009 (bleu ; Tableau III-5). La courbe de tarage se compose d'une droite du fait d'une géométrie très homogène du lit du canyon du Diable.

$$Q_{\text{Diable}} = 0,4581 * h - 0,1969$$

$$n = 11 ; r = 0,99$$

Eq. [12]

- Les caméras automatiques

Un réseau de stations photo automatiques a été mis en place à travers le bassin versant du glacier Austre Lovén comme partie intégrante du dispositif de suivi du bassin. En effet, avec 3 photos prises par jour, à 8h, 12h et 16h en heure d'été française, ce réseau est un excellent support dans le contrôle des chroniques d'enregistrement : il permet notamment de vérifier la nature des événements de précipitations (pluie ou neige), de déterminer la nature de la surface du glacier (glace ou neige ; Bernard, 2011 ; Bernard *et al.*, 2013), et potentiellement de comprendre des événements qui semblent anormaux dans les chroniques d'enregistrement (le recouvrement d'une station de suivi de température de l'air par la neige sur le glacier par exemple impacte le signal enregistré), d'identifier la raison de la perte d'un dispositif de mesure ou encore de combler des lacunes d'enregistrement.

Ces stations photo automatiques sont issues d'une longue et étroite collaboration entre les ingénieurs de l'institut FEMTO-ST et les géographes du laboratoire ThÉMA, deux institutions de Besançon (Bernard, 2011 ; Bernard *et al.*, 2013). Ces stations automatiques sont équipées d'appareils photo Leica D-Lux 3 qui disposent d'une résolution de 10 Mpixel et sont relativement résistantes aux conditions difficiles de terrain grâce à un équipement renforcé et une autonomie soutenue par panneaux solaires intégrés. Au sein de ce réseau, de ce qui sera appelé par la suite « caméras automatiques », deux sont dédiées au suivi des cours d'eau notamment, avec une caméra qui vise l'exutoire de la Goule (Caméra A ; Figure III-11) et la seconde qui regarde la confluence entre B1+B2 et B3 en amont de la Goule (Caméra B ; Figure III-11).

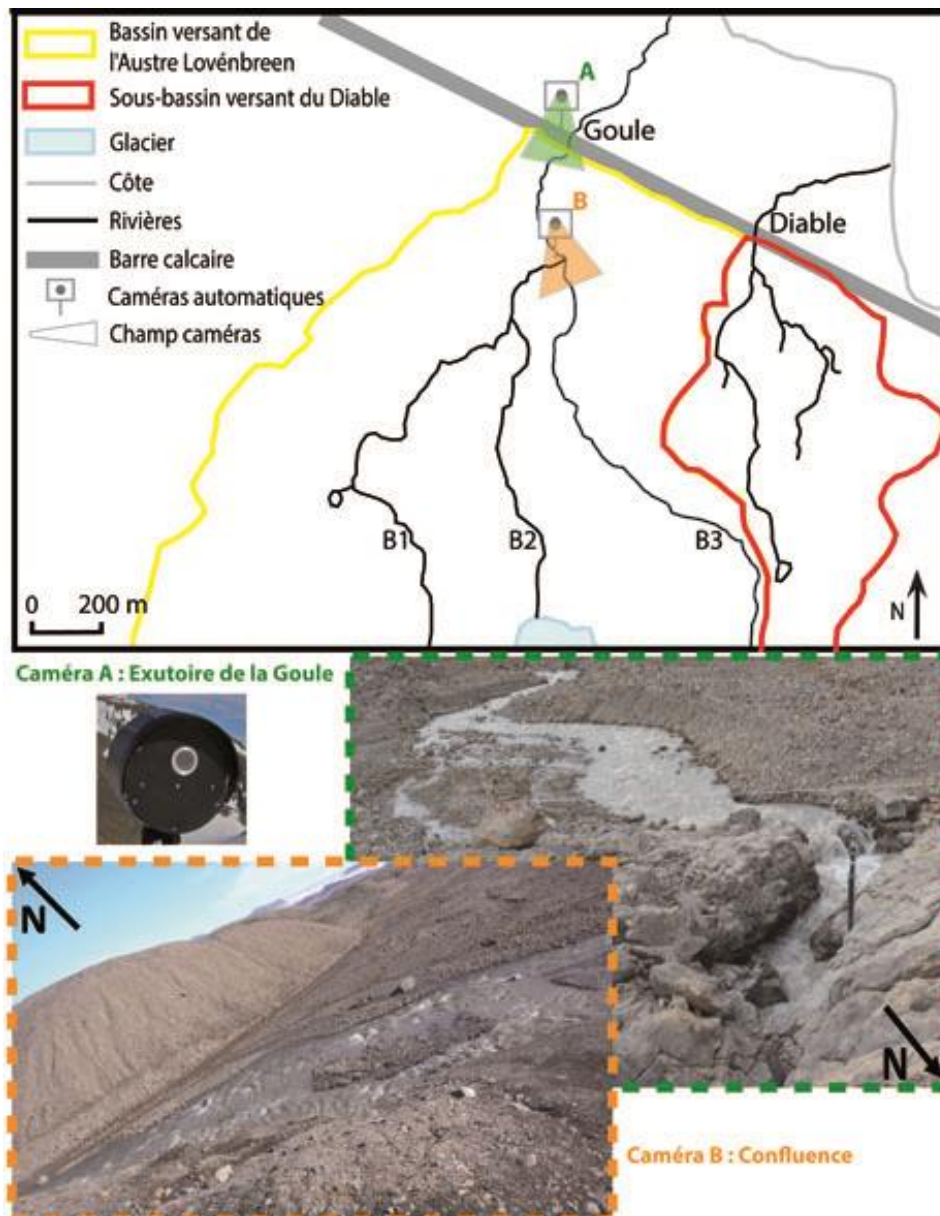


Figure III-11 : Localisation des caméras automatiques A et B avec une indication de leurs champs de vision respectifs et des exemples des prises de vue associées.

Ce panel de photos constitue un puissant allié en terme d'hydrodynamique, puisqu'il permet d'observer des événements lorsque les sondes d'enregistrement disposées au niveau des stations hydrologiques des exutoires sont prisonnières des glaces où lorsqu'elles font défaut. Malheureusement, les caméras automatiques peuvent comme tout dispositif de suivi cesser de fonctionner correctement. En effet, bien que la caméra B (confluence) ait correctement fonctionné pour l'intégralité des trois années étudiées dans la thèse, la caméra A (Goule) a cessé de fonctionner un peu moins de 4 jours après que la seule sonde enregistreuse opérationnelle en place à la station hydrologique de la Goule se soit arrêtée d'enregistrer en 2011. La caméra A ne fonctionnait pas non plus au début et à la fin de la saison d'écoulement 2012. Or, cette fin de saison 2012 est également manquante dans les chroniques d'enregistrement de l'exutoire de la Goule du fait de la perte des dispositifs d'enregistrement la saison suivante.

1.3.2. Les suivis de l'hydrodynamique souterraine

- Le réseau de suivi de la nappe supra-pergélisol

La nappe supra-pergélisol est un réservoir d'eau souterraine dont la dynamique est difficile à contraindre, puisque d'une part, il n'est pas actif toute l'année, la couche active ne dégelant qu'au cours de la période estivale. Il faut donc, dans un premier temps, déterminer sa période d'activité. D'autre part, ce réservoir dispose de deux interfaces variantes dans le temps : la profondeur de l'interface entre sous-sol gelé et sous-sol dégelé qui constitue la base de la nappe supra-pergélisol et, comme tout autre réservoir d'eau souterraine standard, son niveau piézométrique. Dans un second temps, la difficulté va donc consister à définir la géométrie de cette nappe de manière à avoir une meilleure estimation du volume d'eau considéré. Enfin, il s'agira de déterminer la nature des relations nappe-rivière : est-ce la rivière qui alimente la nappe ou l'inverse ?

L'approche développée au cours de la thèse a consisté à équiper des ouvrages avec des capteurs de température dans le sous-sol et des sondes d'enregistrement des hauteurs d'eau, et ce préférentiellement sur un même site. De tels enregistrements permettent en effet d'une part de déterminer la période de dégel de la couche active et donc la période d'activité de la nappe supra-pergélisol. D'autre part, cette approche couplant thermique et piézométrie permet de déterminer par extrapolation la profondeur de l'interface sous-sol gelé/sous-sol dégelé au cours du temps, fournissant ainsi l'évolution de la base de la nappe, et permet de suivre dans le même temps, les battements de nappe (Figure III-12). La seconde partie de l'approche développée pour la thèse a consisté à déterminer la cote piézométrique exacte de la nappe à chaque site de suivi et d'obtenir une référence du niveau des rivières en vue de mieux appréhender les relations entre ces deux familles d'eau. Enfin, la dernière partie de l'approche emploi des méthodes de prospections géophysiques du sous-sol.

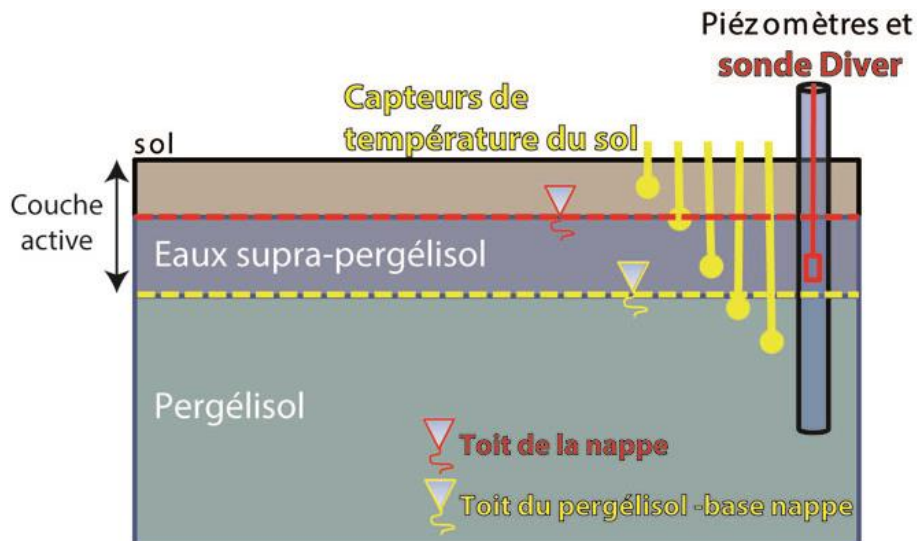


Figure III-12 : Schéma simplifié du dispositif de suivi de la dynamique de la nappe supra-pergélisol mis en place dans la zone proglaciaire du bassin versant de l'Austre Lovénbreen : la sonde Diver permet de suivre la dynamique du niveau piézométrique de la nappe et les capteurs de température du sol, si assez profonds, renseignent la profondeur de la base de la nappe.

Un premier dispositif (piézomètre P1 et profil de sous-sol équipé de sondes thermiques S1 ; Figure III-13) a été mis en place au cours du projet HSF, à la mi-juillet 2010. Toutefois, les faibles profondeurs auxquelles étaient disposées les capteurs, soit jusqu'à une profondeur maximale de 1,50 m, correspondant à la longueur maximale des sondes thermiques disponibles : il est ainsi possible de suivre les variations piézométriques et d'enregistrer le dégel et le gel de la couche active mais pas de déterminer en continu sur l'été la position de l'isotherme 0°C

(profondeur de l'interface sous-sol gelé/sous-sol dégelé). Deux sites de suivi de température du sous-sol (non associés à des piézomètres) ont également été mis en place au cours du programme HSF (sites S2 et S5 à proximité des capteurs de température de l'air de la moraine H02 et H05 ; Figure III-13). Toutefois, une fois encore, réaliser de tels ouvrages à la pelle est très vite limitant au vu du matériel morainique qui peut parfois contenir des débris forts imposants. Aussi, pour le dispositif S2 la sonde thermique la plus profonde est à 1,15m et à seulement 0,4 m pour le dispositif S5. Les capteurs de température de sous-sol sont des sondes SMART de température (marque HOBO) de précision $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$.

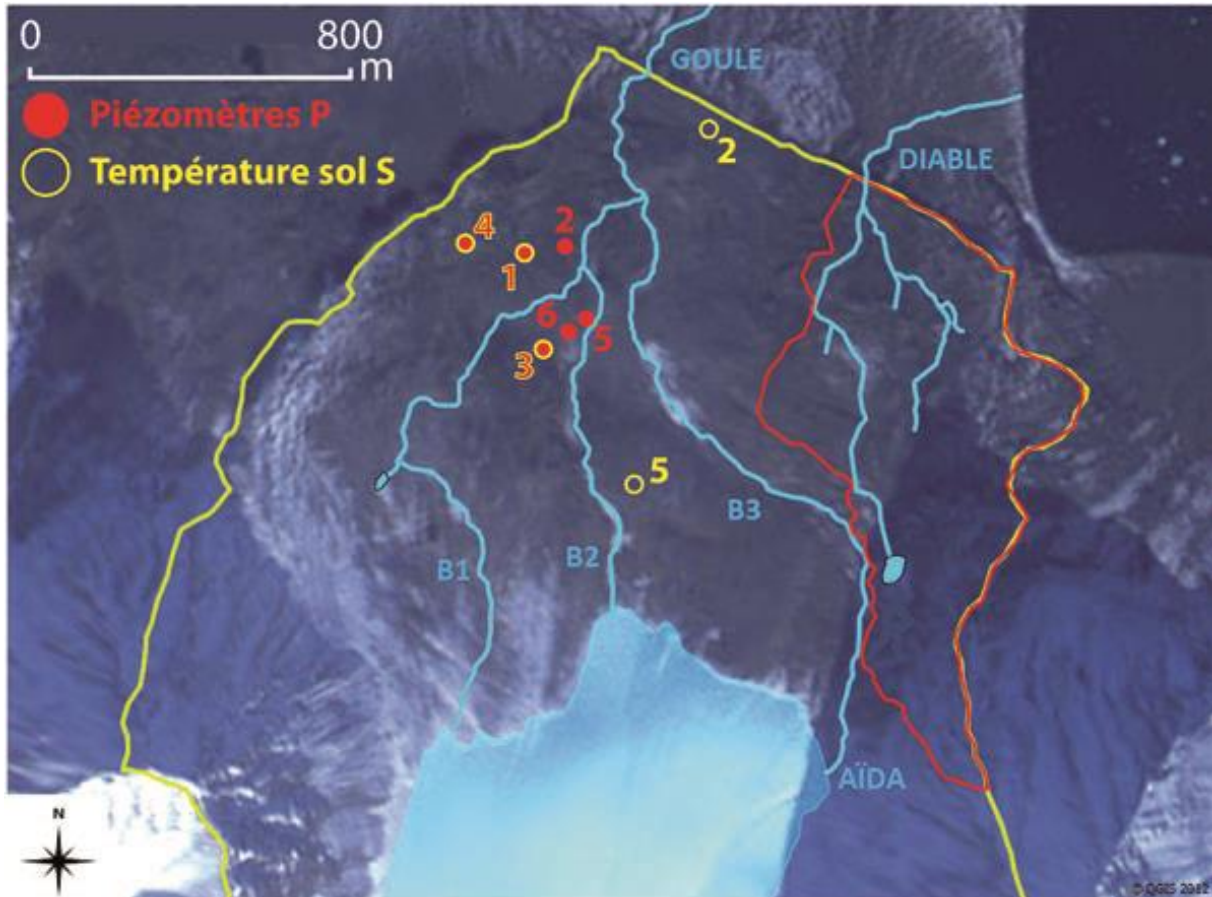


Figure III-13 : Carte de localisation des différents sites instrumentés pour le suivi de la température du sous-sol S (cercles jaunes) et pour le suivi des variations piézométriques de la nappe supra-pergélisol P (ronds rouges).

Creuser des trous suffisamment profonds en été afin d'équiper des ouvrages pour suivre les deux interfaces constitue donc une réelle difficulté. Aussi, une foreuse-carotteuse Hilti DD 200 a été acquise au cours du programme Cryo-Sensors avec 5 mètres de rallonges d'un diamètre de 2'. L'idée était de forer au cours de l'hiver afin de s'affranchir de l'aspect meuble du matériel morainique de la période estivale et ainsi de forer suffisamment profondément pour pouvoir atteindre le pergélisol et équiper un ou plusieurs sites pour le suivi de la température de la couche active jusqu'au toit du pergélisol. Les sites 3 et 4 (sondes thermiques couplées à des piézomètres) ont ainsi été installés au cours de la mission d'avril 2012 (Figure III-13). Enfin, à des fins de compléter le réseau piézométrique uniquement, trois autres piézomètres ont été installés en septembre 2011 (P2, 0,55 m de profondeur) et juillet 2012 (P5 et P6, respectivement 0,52 et 1,05 m de profondeur). Le piézomètre P2 a été perdu rapidement, emporté par la débâcle de l'été 2012 (Figure III-13).

- La mise en place d'ouvrages
 - *La mise en place d'ouvrages par forage-carottage*

La mise en place des ouvrages par forage-carottage était une entreprise lourde avec la mise au point d'un protocole de forage adapté au milieu froid et respectueux de l'environnement. Ne pouvant employer d'ancrage chimique pour stabiliser la colonne de forage, l'ancrage mécanique a été renforcé par un système d'haubanage puissant développé par Marc Massault-IDES (Figure III-14a et Figure III-14b). Par ailleurs, d'un point de vue logistique et en vue de réaliser des carottes non contaminées, nous devions forer à sec et nous affranchir de la boue de forage. Or à de tels diamètre (2'), seuls deux types de tête de forage existent pour forer à sec (INC : diamant ; PCD : métal). La performance de ces têtes de forage se limite à des matériaux peu résistants de type calcaire ou craie. Or, les matériaux de la moraine du bassin versant de l'Austre Lovén sont d'avantages métamorphiques. L'objectif d'une profondeur de 5 m a dû très vite être revu à la baisse : le forage s'est avéré difficile comme en témoigne l'usure des têtes de forages diamant, les plus performantes dans cette situation (Figure III-14d).

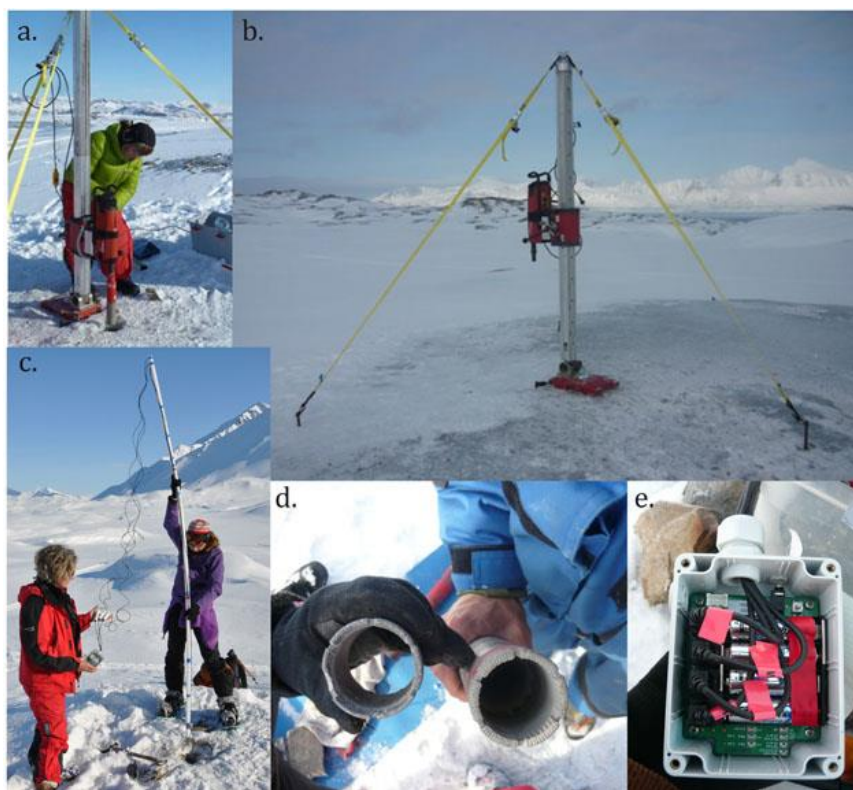


Figure III-14 : Mise en place de piézomètres et de sondes de suivi de température le long de profils de sous-sol à partir d'un ouvrage obtenu par forage : a. et b. dispositif de forage ; c. équipement de l'ouvrage avec des tubes crépinés et 4 sondes thermiques disposées le long du tube ; d : têtes de forages diamant usée et neuve ; e : station Hobo sur laquelle les sondes thermiques sont raccordées.

L'objectif fut toutefois rempli, puisque pour le site 3 (Figure III-13), arrivé à 2,48 m de profondeur, l'équipe constata une net amélioration dans la qualité de forage, signe que la formation du sous-sol changeait, avec pour la première fois des extractions de carottes contenant encore des gros cristaux de glace non fondus : selon toute vraisemblance, le pergélisol était atteint. Toutefois, l'étroitesse du diamètre de forage réduisait considérablement la stabilité de la colonne de forage avec la profondeur, ce qui renforçait la difficulté des manœuvres. Aussi, cet ouvrage n'a été conduit que jusqu'à 3,71 m de profondeur (Figure III-15). Le site 4 (Figure III-13) semblait également prometteur. Toutefois, arrivés à 1,52 m de profondeur, une formation dure et imposante a eu raison du dispositif de forage : après deux pertes d'ancrage central et 0,74 m foré dans cette même formation résistante, l'ouvrage a été stoppé à 2,26 m de

profondeur par peur d'endommager le matériel, sans, à priori, avoir rencontré le toit du pergélisol (Figure III-15).

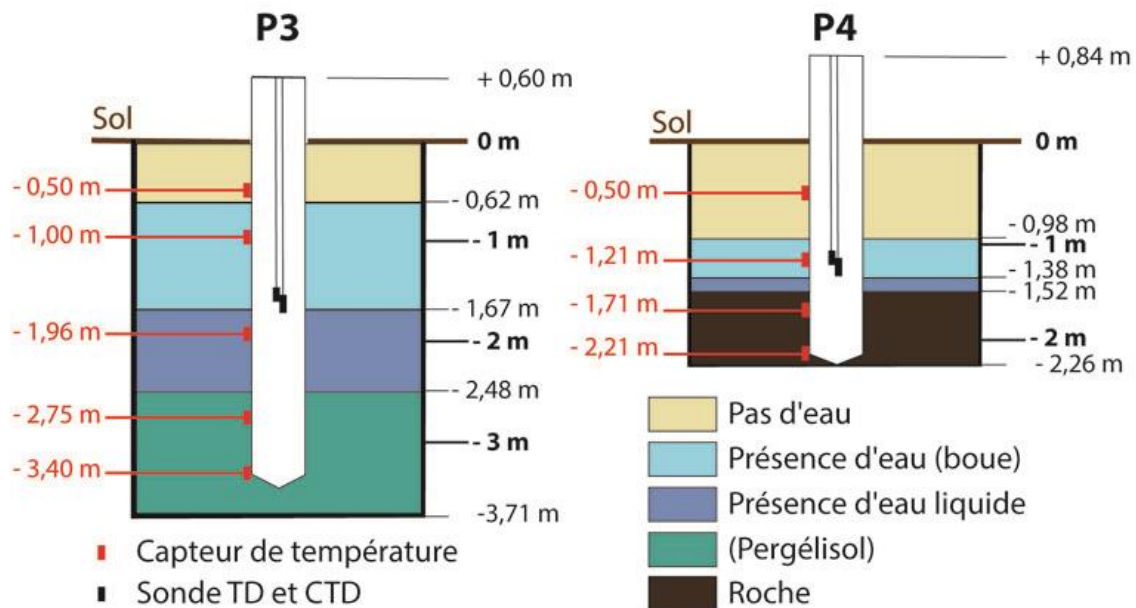


Figure III-15 : Profils de forage associés aux ouvrages 3 et 4 avec l'indication des profondeurs auxquelles ont été disposés les capteurs de température et celles des différentes interfaces rencontrées.

Les deux ouvrages ont ensuite été tubés avec des tubes crépinés de 1' de diamètre en HDPE et équipés de capteurs de température répartis tout le long du profil de forage à l'extérieur du tube (Figure III-14c et Figure III-15). Ces capteurs de températures ont ensuite été raccordés à une station Hobo (Figure III-14e). Une sonde TD et une sonde CTD Diver sont enfin venues compléter chaque instrumentation (Figure III-15). Les espaces vacants entre les tubages et les parois de des ouvrages 3 et 4 ont été comblés en juillet 2012 à l'aide du matériel morainique local. Il est toutefois à noter que le piézomètre 4 ne s'est jamais remis en eau, se réduisant par conséquent à un site de suivi thermique du sous-sol uniquement.

- La mise en place manuelle d'ouvrages

L'approche manuelle, inversement à l'approche par forage-carottage, nécessite une situation estivale : la couche active doit être dégelée pour pouvoir creuser le trou où seront placés les dispositifs de suivi. La mise en place du piézomètre P1 et du suivi de température du sous-sol S1 a été réalisé à la mi-juillet 2010. Le profil de suivi thermique du sous-sol S1 a été désolidarisé du tubage du piézomètre P1 : les sondes thermiques ont été disposées le long d'une tige de manière à les placer aux profondeurs escomptées (Figure III-16a). Ces capteurs de températures du sous-sol sont équipés d'enregistreurs à lecture optique (marque HOBO ; Figure III-16b).

Selon le même principe, la mise en place des piézomètres P5 et P6 a été réalisée à la mi-juillet 2012. Leurs sites d'implantation ont été choisis de manière à suivre une potentielle ligne d'écoulement d'eau souterraine entre le site de suivi 3 et la rivière B2 (Figure III-13). Les sédiments morainiques ont été creusés dans la couche active jusqu'à rencontrer une épaisseur de nappe d'eau supra-pergélisol suffisamment conséquente pour permettre le suivi des battements de la nappe sur de longues périodes. Les trous ont ensuite été équipés de tube HDPE crépinés de 2' de diamètre puis comblés avec le matériel excavé (Figure III-16c et Figure III-16d). Le piézomètre P6 a alors été équipé d'une sonde de suivi CTD Diver tandis que le piézomètre P5 a hérité d'une ancienne sonde TD dont le capteur de pression ne fonctionnait plus. Le piézomètre P5 a tout de même fait l'objet d'un suivi piézométrique ponctuel à l'aide

d'une sonde piézométrique, tout comme les autres piézomètres. Ces mesures ponctuelles permettaient de contrôler les enregistrements de hauteur d'eau des sondes *in situ* mais se sont également avérées utiles pour le suivi de la profondeur de l'interface sous-sol gelé/sous-sol dégelé : la sonde piézométrique était insérée jusqu'à rencontrer une surface dure, soit la base de la nappe pour les ouvrages suffisamment profonds.

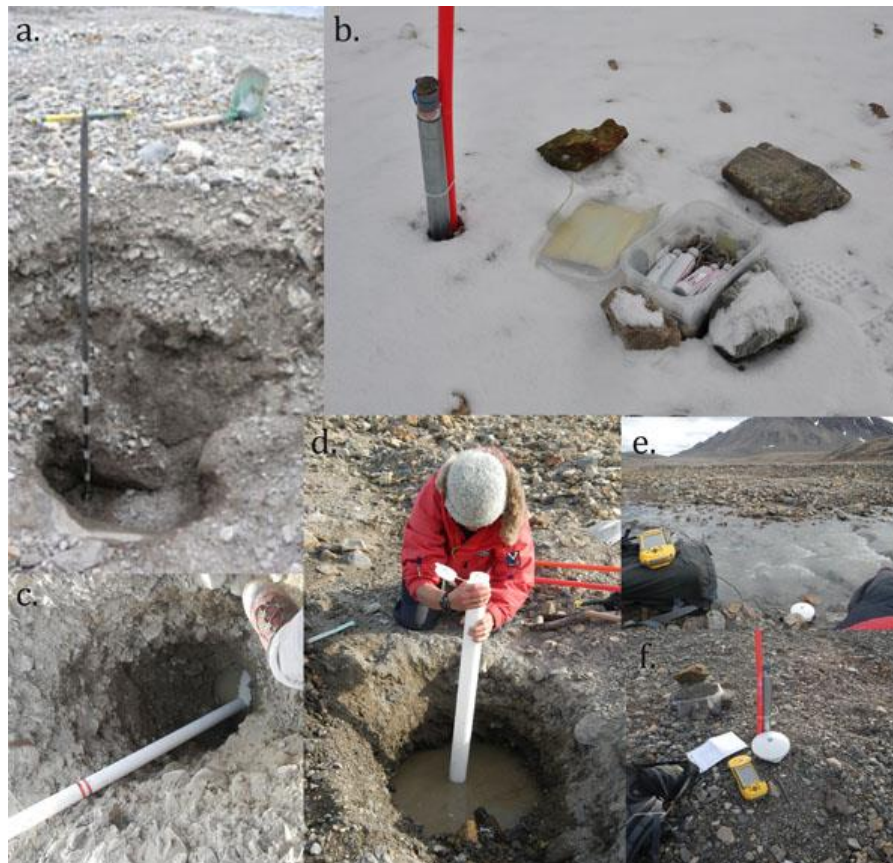


Figure III-16 : Mise en place manuelle de piézomètres et de sondes thermiques le long de profils de sous-sol : a. équipement du profil thermique S1 avec b. enregistreurs à lecture optique ; c. et d. mises en place respectives des piézomètres P6 et P5 ; e. et f. mesures précises de l'altitude au DGPS respectivement du niveau de la rivière B2 et de la surface du sol au niveau de P1.

Enfin, en vue de pouvoir étudier les relations nappe-rivière, des relevés d'altitudes précis de la surface du sol ont été réalisés avec un DGPS au niveau de chaque piézomètre au cours de la mission de septembre 2012, ce qui a permis d'obtenir les cotes piézométriques exactes de la nappe supra-pergélisol en chaque site de suivi (Figure III-16f). Dans le même temps, l'altitude du niveau de la rivière B2 a également été mesurée avec précision à l'extrémité de la ligne d'écoulement d'eau souterraine potentielle entre P3 et P5 (Figure III-13et Figure III-16e).

- La maintenance des ouvrages

Les conditions de terrain propres aux régions polaires sont rudes pour les équipements des dispositifs de suivi *in situ*. Au cours de l'année 2012 par exemple, le programme Cryo-Sensors a subi beaucoup de perte de données voir même de dispositifs complet du fait des conditions climatiques, mais également de la faune locale. Les renards polaires par exemple, sont très territoriaux et s'attaquent assez fréquemment aux appareillages. Ainsi, tous les câbles raccordant les capteurs de températures en surface du site S5 étaient sectionnés lorsque l'équipe arriva sur le terrain en juillet 2012. Les équipements des sites de suivi doivent par

conséquent faire l'objet d'une attention particulière quant à leur protection. Les enregistreurs à lecture optique sont ainsi disposés au mieux avec leurs câbles respectifs dans des boîtes étanches et maintenues fermement au sol par des pierres lourdes (Figure III-17a et Figure III-17b). Les stations Hobo associées aux sites S3 et S4 peuvent présenter d'importants problèmes d'étanchéité et sont par conséquent disposées dans de multiples sachets épais et fermés (Figure III-17c). Ces stations Hobo sont également très sensibles aux mouvements brusques (vent fort, renne qui vient se faire les bois sur le tubage...). Elles sont par conséquent étroitement fixées au tube de manière à être les plus immobiles possibles (Figure III-17c). Le tout est ensuite recouvert d'une housse de protection supplémentaire dont la base est lestée de grosses pierres pour une protection maximale face aux intempéries mais également pour rendre les appareillages inaccessibles aux animaux rongeurs (Figure III-17d et Figure III-17e).

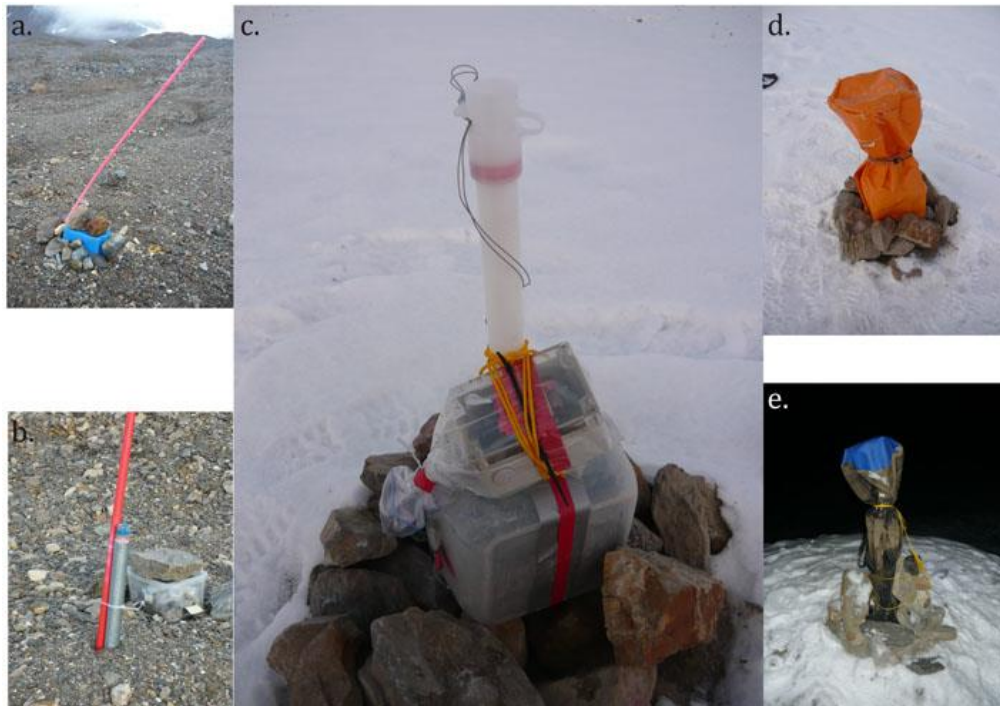


Figure III-17 : Dispositifs de protection des appareillages face aux conditions météorologiques et à la faune locale : a. et b. les enregistreurs des capteurs de température du sol sont abrités et immobilisés dans des boîtes ; c. les stations HOB0 et les boîtiers additionnels sont solidement fixés au tubage, abrités respectivement dans des sacs plastiques et des boîtes, le tout recouvert de housses de protection immobilisées le plus possible par des fixations (tendeurs, cordes) et des pierres (d. et e.).

Malgré toutes ces précautions, il arrive toutefois qu'il y ait une simple défaillance technique des appareils et les chroniques d'enregistrement sont interrompues, comme ce fut le cas sur le site S3 en juin 2013 perdant ainsi un mois de données thermiques du sous-sol sur notre seul site dont la profondeur permet de suivre la température du pergélisol.

- Les dispositifs géophysiques

Deux approches hydrogéophysiques ont été développées dans la zone proglaciaire au cours de la thèse de manière à déterminer la profondeur des deux interfaces que sont le toit et la base de la nappe supra-pergélisol : les sondages électriques VES et les prospections GPR. Ces approches ont été développées dans la zone où le plus de données de contrôle étaient disponibles, à savoir dans le secteur des piézomètres (Figure III-18).

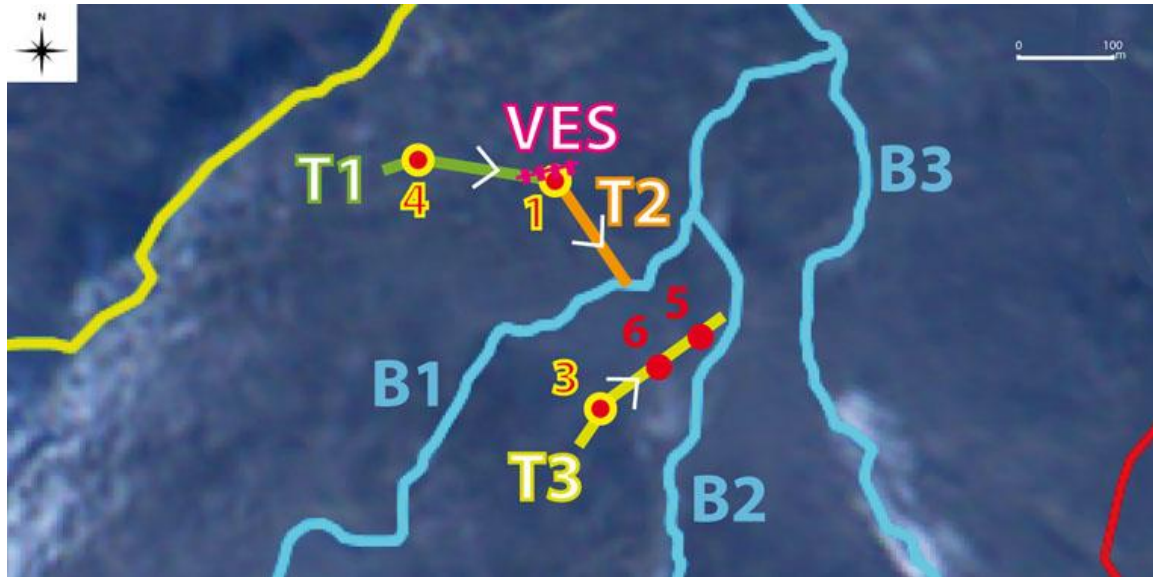


Figure III-18 : Carte situant les sites où des approches géophysiques ont été entreprises pour étudier l'ensemble couche active-pergélisol et la nappe supra-pergélisol : le profil de sondage électrique du sous-sol (VES en rose) ainsi que les trois transects GPR réalisés T1, T2 et T3.

- La résistivité électrique

Le choix de réaliser des mesures de résistivité électrique du sous-sol, ou sondage vertical électrique, qui seront appelées par la suite VES pour Vertical Electrical Sounding, se justifie par le fait que la résistivité électrique d'un matériau gelé tend vers l'infini, alors que celle d'un matériau dégelé diminue quand sa teneur en eau augmente. Il est donc possible, à partir de cette approche géophysique, de détecter les interfaces gelé/dégelé et sous-sol sec/sous-sol humide (ZNS et ZS), autrement dit, de déterminer la profondeur de la base de la nappe supra-pergélisol.

Toutefois, une telle méthode implique à l'heure actuelle, afin d'être la plus efficace possible, un appareillage lourd avec d'importantes bobines d'électrodes. Pour des raisons logistiques, les mesures devant être conduites l'été, quand les transports sur le terrain se font à pied sac au dos, une approche un peu plus légère a été développée avec l'aide de Marc Pessel-IDES et de Jean-Michel Friedt-FEMTO-ST.

Un profil électrique fixe de 30,5 m de long et composé de 18 électrodes de cuivre a été implanté en septembre 2011 selon un dispositif Schlumberger (Figure III-19) directement à proximité du site de suivi 1 (P1 et S1 ; Figure III-18). Ainsi, deux électrodes internes (C1 et C2) avaient été disposées à 0,5 m l'une de l'autre, et 8 électrodes supplémentaires avaient été disposées de part et d'autre des électrodes centrales jusqu'à un espacement maximal de 15 m entre les électrodes M8 et C1 et les électrodes N8 et C2. Chaque électrode est reliée par un fil électrique à une console qui permet le raccordement à l'appareil de mesure, un Syscal Pro (IRIS Instruments, Orléans) seulement à disposition pour les missions de juillet et septembre 2012 (Figure III-19). Cet appareil permet l'injection d'un courant électrique au niveau d'électrodes externes et mesure l'intensité du courant électrique produit au niveau d'électrodes internes. Le choix de l'écartement entre les électrodes externes (de M1N1 à M8N8) et internes (de C1C2 à M7N7) est établi par l'utilisateur à partir de la console, sachant que plus l'écartement externe était important, plus la profondeur de prospection électrique était grande. Ainsi, chaque VES consistait en 36 mesures, ce qui correspond au nombre total de combinaisons possibles entre électrodes internes et externes.

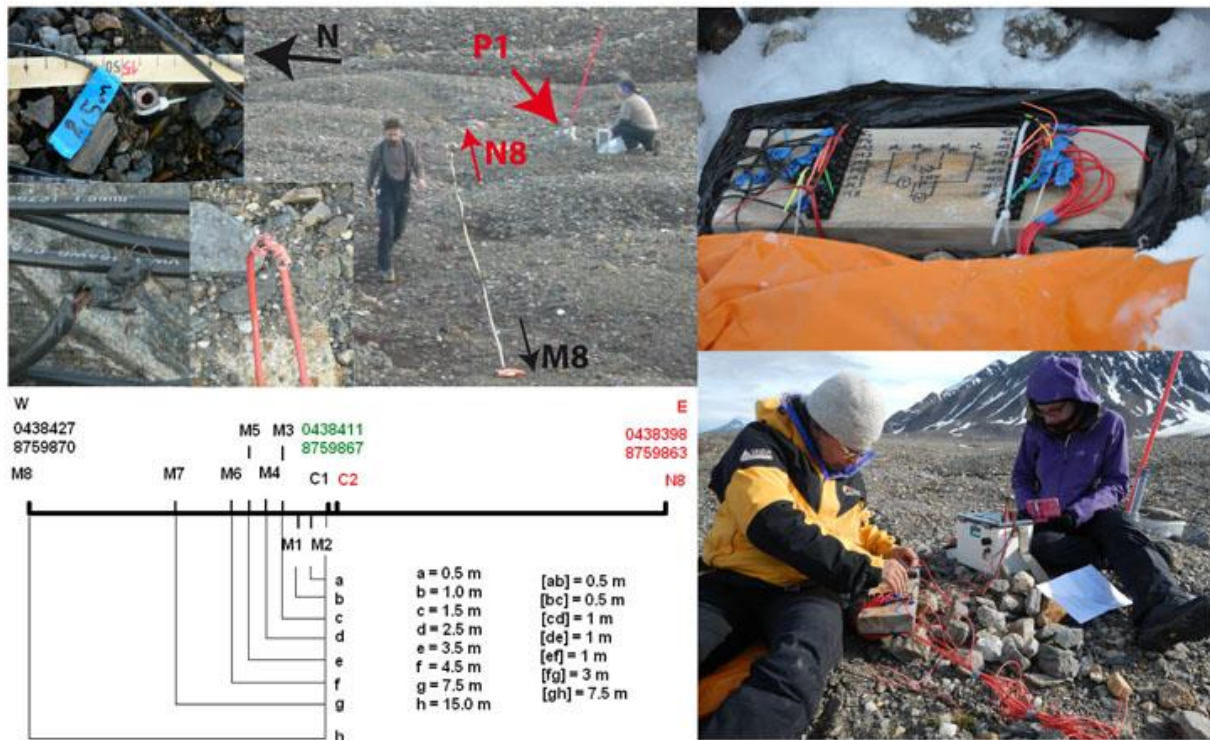


Figure III-19 : Dispositif Schlumberger de sondage de résistivité électrique du sous-sol : le profil électrique a été implanté selon un axe E-W à proximité du piézomètre P1. Les fils électriques reliant les électrodes de cuivre implantées dans le sol et la console de raccordement à l'appareil de mesure Syscal Pro sont couramment endommagés par les renards polaires.

Cinq mesures VES ont été réalisées au cours de l'été 2012 : les 16 et 23 juillet, ainsi que les 18, 21 et 27 septembre. De retour en France, sous la conduite de Marc Pessel, chaque mesure va ensuite être analysée et interprétée par l'intermédiaire du logiciel de traitement des données VES IPI2win+IP qui va permettre d'obtenir des modèles 1D du sous-sol. La proximité du site de suivi 1 va permettre de contraindre ces modèles 1D suivant les enregistrements piézométriques et thermiques et les mesures ponctuelles associées aux dates de sondage.

- Le radar de sol

L'utilisation du GPR (Ground Penetrating Radar) se justifie par le fait que les ondes radar ne se propagent pas à la même vitesse en fonction de l'état thermique du sous-sol (gelé/dégelé) et de son taux de saturation en eau (ZNS/ZS). Un protocole développé par Albane Saintenoy-IDES et Jean-Michel Friedt-FEMTO-ST devrait donc, lui aussi, théoriquement permettre de contraindre la géométrie de la nappe.

Un système GPR Ramac (Malå Geosciences, Suède) équipé d'antennes 200 MHz a été utilisé pour réaliser trois profils au sein de la zone de suivi piézométrique et thermique (Figure III-20) : le profil T1 va de légèrement en amont du P4 jusqu'au P1, le T2 va du P1 à la rivière B1 et le T3 part de légèrement en amont du P3 jusqu'au cours d'eau B2 en passant dans l'ordre par P6 et P5 (Figure III-18). Le choix porté sur des antennes de 200 MHz plutôt que des 100 ou 50 MHz s'explique par leur potentiel de pénétration faible : plus la fréquence est élevée et moins les ondes se propagent en profondeur, ce qui améliore la qualité du signal et permet donc de se focaliser sur la partie du sous-sol qui est au cœur de l'étude avec la meilleure résolution qui soit : la couche active et l'interface entre sous-sol gelé et dégelé. Les profils T1, T2 et T3 ont été sillonnés à pied le 28 septembre 2012 en suivant scrupuleusement la topographie : un décimètre est posé au sol entre le point de départ et le point d'arrivée et une trace ou mesure est relevée tous les 0,5 m (Figure III-20). Le positionnement de chaque trace a été localisé à

l'aide d'un récepteur GPS connecté directement au GPR. Le traitement des données associées à ces trois profils a été réalisé par Albane Saintenoy et Jean-Michel Friedt.



Figure III-20 : Photos des équipements et de la réalisation de profils GPR dans la zone proglaciaire.

1.3.3. Les campagnes de mesures physico-chimiques et d'échantillonnages

Il a été précédemment stipulé que plusieurs paramètres physico-chimiques autres que les hauteurs d'eau étaient suivis aux stations hydrologiques des exutoires de la Goule et du Diable : la température de l'eau et sa conductivité électrique de manière fiable, mais aussi le pH de l'eau, son potentiel redox et sa teneur en oxygène dissous (sonde aquaclip). Toutefois, ces mesures spécifiques sont moins fiables en continu, en raison d'un étalonnage difficile et surtout peu stable. Par ailleurs, les piézomètres équipés de sondes Diver présentent également un suivi en continu de la température des eaux souterraines supra-pergélisol (P1, P3, P5 et P6), mais également de la conductivité électrique (CE) pour ceux équipés spécifiquement de CTD (P3 et P6).

En plus de ces suivis en continu, des campagnes de mesures physico-chimiques ponctuelles ont été réalisées à l'aide d'un conductimètre Cond 315i (WTW, Allemagne ; précision $\pm 1\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et $\pm 0,1^\circ\text{C}$) et d'un pH-mètre, instrument de mesure multiparamètre portable Multi 240i (WTW, Allemagne) équipé d'une électrode pH à compensation de température Sentix 81 (précision $\pm 0,01$ unité pH et $\pm 0,1^\circ\text{C}$). Ces campagnes de mesures manuelles sont réalisées aux différents points de suivis précédemment cités, de manière à contrôler une éventuelle dérive des enregistrements en continu. De la même manière, des campagnes d'échantillonnage systématiques aux exutoires et dans les piézomètres ont été réalisées ainsi que des échantillonnages plus ponctuels.

- Les suivis physico-chimiques et échantillonnages réalisés lors des missions estivales (juillet à septembre)

Un échantillonnage intensif des eaux de pluie, des eaux de surface et des eaux souterraines a été conduit pendant les étés.

Les approches d'échantillonnage des précipitations estivales ont varié entre l'année 2010 et les années 2011 et 2012. En 2010, les prélèvements de précipitations consistaient à échantillonner tous les événements de l'été en une fois par le biais des deux totalisateurs placés sur le glacier et de celui de la base Corbel. En 2011 et 2012, les précipitations étaient prélevées à

l'échelle événementielle et seulement à la base Corbel. Pour ces trois années, une couche d'huile de vaseline a été disposée dans les totalisateurs de manière à éviter toute évaporation.

Concernant les eaux de surface, des mesures systématiques de CE et pH étaient réalisées à chaque passage aux exutoires. Si les données indiquaient un comportement particulier et que le préleveur automatique n'était pas programmé pour un horaire proche, un prélèvement manuel était effectué. Dans les rares cas où les préleveurs automatiques étaient absents ou non opérationnels (sonde et/ou tuyau de prélèvement qui gèlent, manque de batterie), un prélèvement était systématiquement réalisé à chaque passage aux exutoires. Les préleveurs étaient réglés de manière à réaliser un échantillonnage régulier lors des missions de terrain, soit au moins un prélèvement quotidien. Entre les missions de juillet et septembre, les préleveurs étaient programmés de manière à couvrir un maximum de la période séparant les deux missions estivales (toutes les 72h ; Figure III-21). Les autres points mesurés pour la CE et le pH et échantillonnés systématiquement sont les piézomètres desquels l'eau souterraine était extraite à l'aide d'une seringue (Figure III-21).



Figure III-21 : Échantillonnage des eaux de surface grâce aux préleveurs automatiques et à des prélèvements directs dans les cours d'eau et, des eaux souterraines en prélevant l'eau des piézomètres grâce à une seringue de prélèvement et en échantillonnant directement au niveau des sources et mares.

Pour tous ces cas, l'échantillonnage consistait en un prélèvement de 500 ml dans un flacon HDPE (dédié aux analyses en ions majeurs et mineurs), un prélèvement de 50 ml du même type (dédié à la mesure de l'alcalinité), et un prélèvement de 20 ml dans un flacon de verre ambré dont la fermeture était soigneusement renforcée en fixant le bouchon à la bouteille à l'aide de plusieurs tours de scotch électrique (dédié aux analyses en isotopes stables de la molécule d'eau). Tous les flacons étaient propres et préalablement rincés trois fois avec l'eau d'échantillonnage et, si possible, les prélèvements étaient réalisés avec le flacon et son bouchon totalement immergés dans la masse d'eau échantillonnée et refermés sous l'eau de manière à ne contenir aucune bulle d'air.

Les autres rivières du bassin versant du glacier Austre Lovén ont également ponctuellement fait l'objet de mesures physico-chimiques et d'échantillonnages, selon les mêmes protocoles que ceux présentés précédemment (Figure III-21). Les plus couramment

mesurées et échantillonnées ont été les rivières B1, B2 et B3 du sous-bassin versant de la Goule. Des zones d'affleurements de nappe d'eau souterraine ont également ponctuellement été mesurées et échantillonnées, à savoir des sources et des mares (Figure III-21). Ces échantillonnages ponctuels d'eau de surface et d'eau souterraine ont été établis selon deux approches en vue d'étudier les caractéristiques et le compartiment de la masse d'eau souterraine :

- en premier lieu, les zones d'affleurement de nappe rencontrées dans la zone proglaciaire (sources et mares) faisaient l'objet de mesures CE et pH afin d'avoir une meilleure appréhension de la gamme des signaux physico-chimiques que pouvaient présenter les eaux souterraines. Ensuite, certaines de ces mares et sources étaient échantillonnées de manière à couvrir cette gamme dans son intégralité, mais également dans le cas où des volumes importants d'eaux souterraines étaient impliqués, toujours selon les mêmes déclinaisons d'échantillonnage.

- la seconde approche a consisté à acquérir une meilleure compréhension des relations nappe-rivière. Pour ce faire, les principaux cours d'eau ont intégralement été remontés d'aval en amont en contrôlant couramment la CE du cours d'eau, soit selon un espacement très court, à savoir pas plus de quelques dizaines de mètres. Au début de chaque remontée, des mesures de CE et pH *in situ* et un échantillonnage étaient réalisés dans le cours d'eau principal et à l'exutoire. Ensuite, à chaque fois qu'une variation significative était rencontrée dans la minéralisation du cours d'eau, la source de cette variation était identifiée et échantillonnée. Un échantillon était alors prélevé dans le cours d'eau principal en amont de l'apport. Chaque échantillon prélevé au cours de ces remontées de rivières obéissait au même protocole que celui précédemment présenté (500 et 50 ml HDPE et 20 ml verre ambré).

Par ailleurs, les eaux sous-glaciaires étant mélangées aux eaux de fonte au cours de la période estivale, il était difficile au cours de ces missions d'échantillonner à proprement parler les eaux sous-glaciaires. Toutefois, des prélèvements multiples ont tout de même été réalisés au point de résurgence de l'Aïda avec, là encore, les trois mêmes types de prélèvements. Par ailleurs des eaux de fonte ont également été prélevées de la même manière au front du glacier.

Enfin, des échantillons de glace ont été prélevés en divers points sur le front du glacier, sur ses versants mais également sur de la glace morte dans le complexe morainique (fragment plus ou moins importants de glace abandonné par le glacier lors de son retrait). Ces prélèvements consistaient à creuser un trou à la hachette dans la formation de glace de manière à avoir accès à une glace qui n'avait pas été en contact avec les eaux de surface et les précipitations et qui présentait le moins d'impuretés possible. Cette glace était alors prélevée dans des flacons HDPE de 1 l à col large remplis au maximum lorsque c'était possible. Une fois la glace fondue, le flacon était intensément secoué de manière à bien homogénéiser la solution. L'eau était alors obligatoirement transférée dans des flacons de 20 ml de verre ambré et si le volume prélevé était suffisant dans des flacons soit de 100 ml soit de 500 ml en HDPE en fonction du volume restant considéré.

À la fin de chaque mission de juillet et septembre, un point était fait sur les échantillons réalisés au cours de la mission, puisque d'une manière générale plus de prélèvements étaient effectués que ce qu'il pouvait effectivement être rapporté de mission vues des limitations de poids dans les transports. Aussi, ceux qui ne semblaient pas pertinents au vu des mesures physico-chimiques de base réalisées sur le terrain (CE, pH) étaient laissés sur place. Par exemple, deux échantillons prélevés à l'exutoire de la Goule et présentant des mesures identiques ne nécessitaient pas d'être tous deux rapatriés en France pour analyse. Ce sont d'ailleurs en très grande majorité des échantillons prélevés automatiquement aux deux exutoires qui étaient laissés sur place. Leurs flacons destinés aux analyses en isotopes stables de la molécule d'eau étaient toutefois conservés et rapportés.

- Les suivis physico-chimiques et échantillonnages réalisés lors des missions d'avril

Les missions d'avril ont principalement consisté en l'échantillonnage des marges glacées, puisque ce sont les seuls témoins d'un écoulement actif à cette période de l'année et que ce sont les eaux les plus représentatives des eaux sous-glaciaires (échantillonnages réalisés toujours selon les mêmes protocoles à trois prélèvements que précédemment). Par ailleurs, ces missions ont permis depuis 2008 de réaliser des prélèvements du manteau neigeux du glacier à l'exception des années 2010 et 2012. Dans ce cas, deux types d'échantillon pouvaient être réalisés : des échantillons des colonnes de neiges totales extraites des carottages du manteau neigeux, ou alors des prélèvements ponctuels le long de la carotte. Au cours de la saison 2009, ce type de prélèvements ponctuels a été réalisé 5 fois d'avril à juillet à mesure que le manteau neigeux diminuait du fait de la fonte afin de déterminer les changements qui surviennent dans la couverture neigeuse au cours du processus de fonte. Par ailleurs, la base de la carotte était également prélevée, il pouvait soit s'agir de la glace du glacier lorsque la fonte n'avait pas encore été trop importante, soit d'eau de fonte. Enfin, des prélèvements de glace ont été effectués à la surface du glacier le long de son axe central en 2008. Ces prélèvements de neige et de glace étaient réalisés de la même manière que les échantillons de glace estivaux. Toutefois, après fonte, seules les colonnes totales de neige étaient transférées dans des flacons HDPE de 100 ml, tandis que les prélèvements ponctuels de neige (le long des profils carottés), de glace et d'eau de fonte n'étaient conservés que dans des flacons en verre ambré de 20 ml pour être analysés en isotopes stables de la molécule d'eau seulement.

- Les méthodes particulières d'échantillonnage
 - *L'échantillonnage des carottes de sous-sol à des fins d'analyses en isotopes stables de la molécule d'eau de l'eau interstitielle*

Lors des forages/carottages réalisées en avril 2012 en vue d'implanter les systèmes de suivis piézométriques et thermiques 3 et 4, certaines carottes ont été échantillonnées. En effet, sur le site de forage 3, les carottes étaient sèches jusqu'à 0,62 m de profondeur où elles sont devenues humides avec de plus en plus de boue jusqu'à ce qu'elles présentent beaucoup d'eau liquide, et ce, à partir de 1,67 m de profondeur et jusqu'à 2,48 m (Figure III-22). Cette première section de forage était difficile et longue du fait d'un matériau morainique plus résistant que ce à quoi était adapté les têtes de forage, et les carottes remontées excédaient rarement 20 cm de longueur et étaient toutes très fragmentées (Figure III-22). En revanche, à partir de 2,48 m de profondeur, le forage est devenu beaucoup plus facile et rapide avec des carottes pouvant excéder les 50 cm et présentant de la glace conservée.

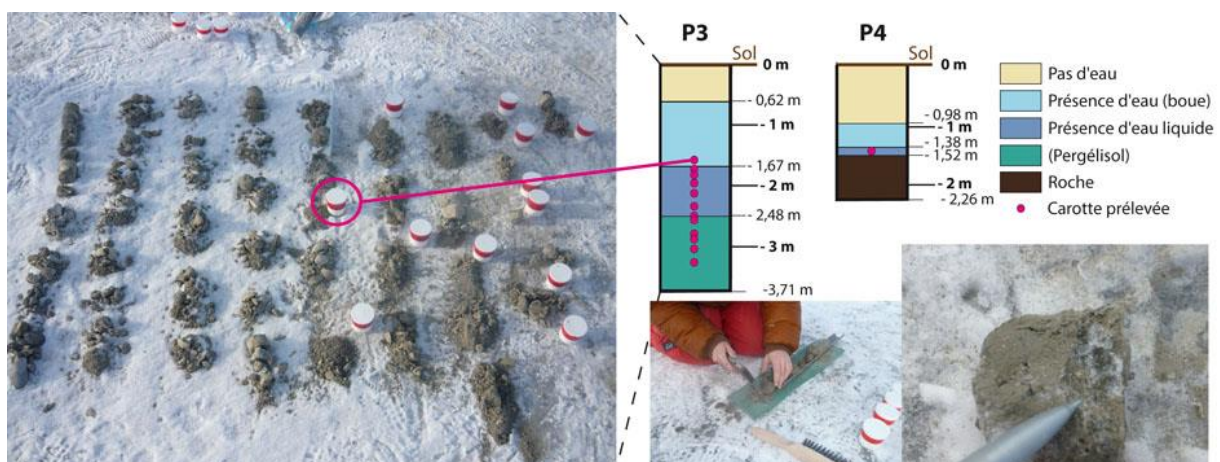


Figure III-22 : Échantillonnage de carottes de sous-sol le long des profils de forages 3 et 4.

L'objectif du carottage était à terme d'extraire l'eau du sous-sol afin de l'analyser en isotopes stables de la molécule d'eau, en espérant pouvoir obtenir le signal de l'eau interstitielle du pergélisol. Des échantillons de carottes ont donc été prélevés en l'état dans la partie supérieure du profil de forage (profondeurs inférieures à 2,48 m) dès que leurs teneurs en eau ont été jugées suffisantes (Figure III-22). L'échantillonnage s'est intensifié dans la partie inférieure du profil interprétée comme étant du pergélisol où l'eau du sous-sol était conservée à l'état gelé. Aussi, de manière à assurer la conservation du signal isotopique de l'eau interstitielle du pergélisol, des précautions ont été prises de manière à ce que la partie extérieure de la carotte qui avait légèrement fondue du fait du forage ne contamine pas le reste de l'échantillon lors du dégel de la carotte. Cela a consisté à redécouper le bord des carottes à la hachette de manière à ne conserver que leurs cœurs gelés (Figure III-22). Tous les échantillons de carottes ont été conservés dans des pommadiers en polypropylène blancs opaques de 125 ml de contenance, 54 mm de diamètre et 60 mm de hauteur refermés par un bouchon à vis soigneusement scotché au flacon avec plusieurs tours de scotch électrique (Figure III-22).

- *L'échantillonnage des marges glacées à des fins de datation ^3H - ^3He de l'eau sous-glaciaire*

Lors de la campagne d'échantillonnage des marges glacées d'avril 2012, une marge glacée bien particulière a été rencontrée dans la zone proglaciaire : un volume de glace vive présentant une surface en marches d'escalier a été localisé au niveau d'un flanc de vallée en rive gauche du cours d'eau B3 (Figure III-23). En regardant ce petit dôme de glace de plus près, il a été constaté qu'à son sommet, juste sous la couche de glace de surface s'écoulait en continu un petit lit d'eau. La glace a donc été brisée juste à cet endroit de manière à pouvoir réaliser les mesures physico-chimiques et les échantillons de base (CE et pH et déclinaison de trois flacons d'échantillons). Un dernier prélèvement a été réalisé pour la mesure de la teneur en ^3H dans un flacon en verre de 250 ml, ouvert seulement au moment du prélèvement car conditionné sous atmosphère inerte et sèche.



Figure III-23 : Prélèvement d'une marge glacée présentant un flux d'eau continu pour la mesure ^3H - ^3He .

Ensuite, le dispositif en vue d'un échantillonnage pour une datation ^3H - ^3He a été mis en place : un tube de cuivre dont la surface interne est parfaitement polie (qualité « frigorifique ») et qui est positionné au centre de pinces métalliques de serrage (destinées à fermer par écrasement le tube à la fin du prélèvement afin d'assurer l'étanchéité de l'échantillon) a été connecté de part et d'autre à des tuyaux souples. Les tuyaux disposent de pinces de fermeture.

L'extrémité de l'un d'eux a été plongé profondément au niveau de l'écoulement, et ce, le plus en amont possible de son point de résurgence de manière à prélever l'eau avant qu'elle n'ait été en contact avec l'air (Figure III-23). Toutefois, la tentative d'instauration d'un flux continu au sein du tube de cuivre s'est révélée infructueuse et ce, même malgré le positionnement du tube selon la topographie pour faire naître un écoulement gravitaire et l'utilisation d'une pompe manuelle : l'eau gelait dans les tuyaux souples. Le choix a donc été fait de raccourcir ces tuyaux et, ainsi, un flux continu au sein du tube de cuivre s'est mis en place sans bulle d'air. Il s'agissait alors de fermer assez rapidement les deux extrémités du tube de cuivre : les pinces disposées sur les tuyaux souples ont été fermées puis les deux pinces métalliques de serrage ont été à leur tour fermées le plus rapidement possible à l'aide d'une clé à cliquet. Une fois le tube de cuivre correctement fermé des deux côtés, ses extrémités ont été remplies d'eau et refermées par des bouchons eux-mêmes remplis d'eau de façon à ce qu'il n'y ait pas d'air à leurs contacts. Deux échantillons de ce type ont ainsi été prélevés en ce lieu de manière à doubler la mesure pour plus de fiabilité. La réalisation de ces prélèvements a été très difficile du fait de la température ambiante (-17°C) et du vent, rendant la manipulation d'eau liquide à 0°C très éprouvante.

Enfin, un échantillon de neige fraîche a été prélevé de manière à obtenir une référence de l'apport de ^3H atmosphérique à cette époque : un flacon en HDPE d'1 l a été rempli de neige tassée au fur et à mesure de manière à obtenir un volume d'eau liquide conséquent. Une fois cette neige entièrement fondue, la solution a été homogénéisée et transférée dans un flacon en verre de 250 ml ouvert seulement au moment du transfert.

1.4. Point sur le matériel à disposition pour ce travail de thèse

Les nombreux dispositifs de suivi mis en place à travers l'intégralité du bassin versant permettent d'avoir un suivi météorologique et glacio-nivologique relativement complet au cours des trois années étudiées pour la thèse (Annexe A, Annexe B et Annexe C).

Du point de vue de l'hydrologie de surface, l'absence de mission en juillet 2011 a été très pénalisante, puisque une portion de chronique à la station hydrologique de la Goule a définitivement été perdue et que l'enregistrement de la quasi-totalité de la période d'écoulement à la station hydrologique du Diable est inexistant (Annexe B). Les enregistrements à l'exutoire du sous-bassin versant morainique du Diable souffrent également d'une chronique inexploitable en 2010 ce qui ramène au nombre de deux les périodes complètes d'écoulement manquantes pour cet exutoire. En revanche, l'importante présence sur le terrain des équipes de maintenance et la multiplication des sondes enregistreuses aux stations hydrologiques en 2012 ont permis d'enregistrer la grande majorité des écoulements au cours de cette période estivale pour les deux exutoires de la Goule et du Diable.

Les dispositifs de suivi associé à l'hydrologie souterraine (réseaux piézométrique et thermique) n'étaient pas très étoffés au cours des deux premières années 2010 et 2011 (Annexe A et Annexe B) mais s'est considérablement développé au cours de 2012 malgré la perte d'une station de suivi thermique du sous-sol et un arrêt d'enregistrement du site S3 en juin 2012 (Annexe C). Toutefois, le site 1 n'ayant jamais failli, il fournit des enregistrements pour les trois années associées à ce travail de thèse et constitue par conséquent un très bon point de référence.

Enfin, les différentes campagnes d'échantillonnage ont permis de réaliser des prélèvements dans toutes les familles d'eau qui constituent le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén (Figure III-24). Il est également à noter que la grande majorité de la surface proglaciaire du bassin versant a été couverte avec un échantillonnage assez dense que ce soit, du point de vue de l'hydrologie de surface ou de l'hydrologie souterraine (Figure III-24).

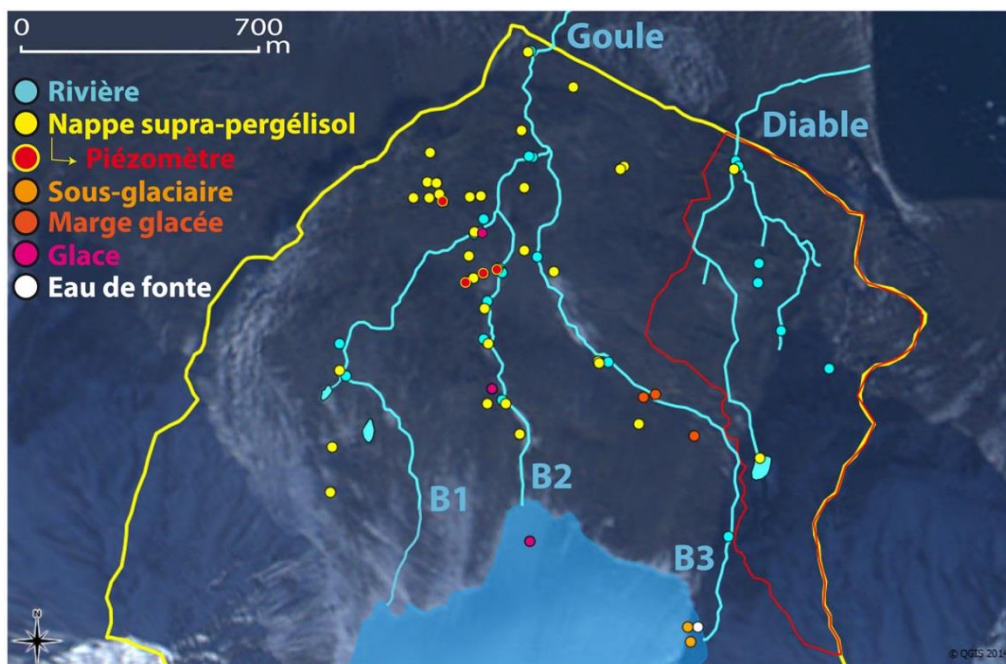


Figure III-24 : Sites de prélèvements des échantillons d'eau dédiés à des analyses en isotopes stables de la molécule d'eau et en éléments majeurs pour les trois années de suivis 2010, 2011 et 2012. Les sites de prélèvements sont distingués en fonction de la nature de l'eau échantillonnée : eaux de surface (bleus), eaux de la nappe supra-pergélisol (jaunes et rouges), eaux sous-glaciaires (orange clairs et foncés), glaces (rose) et eaux de fonte (blanc).

2. Les analyses en laboratoire

2.1. Les mesures de la composition ionique

Les compositions ioniques de 178 échantillons prélevés dans l'ensemble des familles d'eau constituant le système hydrologique du bassin versant du glacier l'Austre Lovén (eau de rivière, eau souterraine, eau sous-glaciaire, eau de fonte, glace et lac supra-glaciaire) au cours des années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 ont été déterminées dans le cadre de la thèse (Annexe D). Toutes ces analyses ont été conduites dans un délai maximal de 2 semaines après les retours de mission. Sur les 178 échantillons d'eau dont la composition élémentaire a été déterminée, seuls les échantillons de 2011 et 2012 ont été analysés pour obtenir la concentration de l'élément trace Sr^{2+} , soit 147 prélèvements (Annexe D). La détermination des concentrations ioniques de ces échantillons s'est déclinée selon trois méthodes en fonction des espèces chimiques considérées : les teneurs en ions sulfates et chlorures ont été déterminées par chromatographie ionique, l'alcalinité par dosage colorimétrique et les teneurs en cations (majeurs et mineurs) par spectrométrie d'absorption atomique.

2.1.1. La détermination des anions majeurs

Le chromatographe Dionex ICS-1000 à colonne analytique AS14A du laboratoire IDES de l'Université de Paris Sud a été utilisé pour déterminer les teneurs en anions (ions sulfates et chlorures principalement pour les eaux échantillonnées). Cette méthode présente l'avantage de doser les anions majeurs de manière simultanée avec une prise d'essai très réduite, en l'occurrence 1 ml. Les échantillons sont ainsi injectés dans l'appareil par l'intermédiaire de seringues 1 ml surmontées de filtres Millex-GV Millipore à membrane de 13 mm de diamètre et 0,22 μm de porosité. La quantification des espèces ioniques considérées sont réalisées par

comparaison avec la solution standard Seven Anion Standard II. La marge d'erreur associée à ces mesures était comprise entre ± 5 à 6% .

L'alcalinité a été dosée par colorimétrie.

2.1.2. La détermination des cations

Le spectromètre d'absorption atomique Varian AA 240 FS du laboratoire IDES de l'Université de Paris Sud a été utilisé pour déterminer la teneur en cations des eaux échantillonnées. La marge d'erreur associée à ces mesures était comprise entre ± 3 à 8% . Cette technique nécessite une préparation préalable des échantillons analysés. Ainsi, tous les échantillons ont été filtrés avec un entonnoir de filtration à vis de 47 mm de diamètre et les filtres adaptés, soit des filtres à membrane Millipore-MCE de $0,45 \mu\text{m}$ de porosité. Les échantillons filtrés ont ensuite été acidifiés avec une goutte d'acide nitrique (HNO_3 -70 %) puis placés au réfrigérateur à l'abri de la lumière.

2.2. Les mesures de la composition isotopique

2.2.1. Les signatures en isotopes stables

- Les isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

Les teneurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de 312 échantillons prélevés en 2010, 2011 et 2012 ont été déterminées dans le cadre de la thèse. Ces eaux proviennent des mêmes familles d'eau que celles analysées pour la chimie élémentaire auxquelles s'ajoutent, pour la même période, des échantillons de neige, de glace, de précipitations estivales et de l'eau interstitielle extraite des carottes de sous-sol prélevées en avril 2012 par distillation sous vide. Un échantillon d'eau provenant d'un forage profond de Longyearbyen a également été analysé car appartenant à une nappe sub-pergélisol. À ces 312 échantillons associés aux années de suivi de la thèse s'ajoutent les analyses de 280 échantillons de neige, de glace et d'eau de fonte prélevées en 2008 et 2009 (Annexe D).

La détermination des teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau de ces échantillons a été réalisée selon l'une des deux méthodes, spectroscopie d'absorption laser ou spectroscopie de masse, au laboratoire IDES de l'Université de Paris Sud. Certains échantillons ont fait l'objet d'une analyse par les deux méthodes. La résolution analytique entre échantillons mesurés au sein du laboratoire est supérieure à la précision des mesures par rapport aux standards internationaux, à savoir, $\pm 0,1 \text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 1 \text{‰}$ pour le $\delta^2\text{H}$.

La méthode d'analyse par spectroscopie d'absorption laser est basée sur la loi de Beer-Lambert et emploie un LGR Laser Water Isotope Analyser OAICOS DLT-100 : une très faible quantité de l'échantillon est vaporisée sur le trajet d'un faisceau laser ce qui engendre des interférences proportionnelles au rapport isotopique de l'échantillon. La marge d'erreur associée aux mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ par cette approche est respectivement de $\pm 0,2 \text{‰}$ et de $\pm 1 \text{‰}$ VSMOW.

La méthode d'analyse par spectroscopie de masse utilise le spectromètre IRMS (isotope-ratio mass spectrometer) Finnigan Delta couplé à un banc d'équilibration qui permet l'analyse sur des échantillons d'eau : l'eau est mise en contact avec du $\text{CO}_{2(g)}$ et du $\text{H}_{2(g)}$ pendant un temps adapté de manière à imposer au gaz respectivement la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^2\text{H}$ de l'échantillon par équilibration. Le signal isotopique du gaz à l'équilibre est alors comparé à celui du gaz de référence. Le signal isotopique de l'échantillon d'eau est finalement obtenu par le biais d'une calibration externe. La précision de mesure par cette approche est de $\pm 0,2 \text{‰}$ VSMOW pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 2 \text{‰}$ VSMOW pour le $\delta^2\text{H}$.

- Le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique total dissous (CID)

La détermination de la teneur en $^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ a été réalisée sur 30 échantillons prélevés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén entre les missions de septembre 2011 et d'avril 2012. Les échantillons analysés comprennent des eaux de surface, des eaux de la nappe supra-pergélisol et des eaux sous-glaciaires (Annexe D). L'échantillon d'eau provenant de la nappe sub-pergélisol du forage profond de Longyearbyen a également été analysé en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$.

Le signal isotopique en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des échantillons a été déterminé par spectrométrie de masse IRMS grâce au spectromètre VG SIRA 10 du laboratoire IDES de l'Université Paris Sud. Toutefois, ce spectromètre ne peut réaliser ces mesures que sur des phases gazeuses. Aussi, une préparation préalable des échantillons a été nécessaire : le CID des eaux filtrées est extrait par attaque acide (acide phosphorique H_3PO_4 -85 %) sur un volume d'échantillon déterminé à partir de son alcalinité de manière à ce qu'il contienne 3 à 4 mg de carbone. Cette mesure offre une précision de $\pm 0,2 \text{ ‰}$ vs V-PDB.

- Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

8 échantillons d'eau prélevés entre septembre 2011 et avril 2012 ont été analysés pour déterminer leurs rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au laboratoire GIS de l'Université de Nîmes (en collaboration avec Patrick Verdoux et Corinne Le Gal La Salle ; Annexe D). Sur ces 8 échantillons, 3 sont des eaux de rivière (2 prélevés à l'exutoire de la Goule et 1 au Diable), 4 sont des eaux de la nappe supra-pergélisol (dont 2 échantillons prélevés dans les piézomètres P1 et P2 ainsi qu'un échantillon de source et un échantillon de mare). Le dernier échantillon a été prélevé sur le flux d'eau continu de la marge glacée échantillonnée pour la mesure de datation ^3H - ^3He .

Cette mesure nécessite une préparation préalable longue et de haute précision, puisque la méthode de mesure par spectrométrie de masse à thermo-ionisation utilisée à Nîmes à partir du spectromètre TRITON TI (Thermo Finnigan) nécessite de séparer le plus proprement possible le strontium des autres éléments dissous dans les eaux. Le protocole de chimie blanche suivi a été établi à partir de la méthode de Pin et Bassin (1992). Le volume d'échantillon nécessaire à l'analyse a été déterminé à partir de sa teneur en ions Sr^{2+} sachant que la masse de strontium nécessaire à l'assurance d'une bonne mesure du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 500 ng. Ces mesures se réfèrent au standard international de strontium NBS 987. La précision sur ces 8 mesures a été très satisfaisante, puisque comprise entre $\pm 5.10^{-6}$ et $\pm 9.10^{-6}$.

2.2.2. Les datations

- ^3H - ^3He

La mesure ^3H - ^3He réalisée sur la marge glacée d'avril 2012 et son interprétation ont été réalisées en collaboration avec Elise Fourné du LSCE de Gif-sur-Yvette. Cette méthode de datation se décline sous la forme de deux mesures : la mesure de la teneur en ^3H réalisée sur les eaux prélevées dans les flacons en verre conditionnés sous atmosphère inerte et sèche, et les mesures des teneurs en ^3He , ^4He et ^{20}Ne sur l'eau prélevée au sein du tube de cuivre. En effet, l' ^3He en excès dans l'eau analysée peut présenter d'autres origines que la décroissance radioactive du ^3H , soit des sources atmosphérique (équilibration de l'eau de pluie avec l'atmosphère) et radiogénique (décroissance des séries de l'uranium ou du thorium). Or, pour calculer un âge ^3H - ^3He correspondant au temps écoulé depuis le dernier contact de la masse d'eau avec l'air, il faut déterminer la concentration de la composante triogénique de l' ^3He . Les sources en ^3He autres que la décroissance radioactive du ^3H sont identifiées à partir de la mesure des concentrations en ^4He dont l'origine est atmosphérique et radiogénique et en ^{20}Ne dont l'origine est atmosphérique uniquement et à partir de la température de recharge. La concentration en ^3He triogénique est alors obtenue par déduction.

La teneur en ^3H a été obtenue en utilisant la méthode de recroissance de ^3He (Clarke *et al.*, 1976). Cette dernière consiste à conditionner tout d'abord l'échantillon dans un ballon en verre présentant un faible taux de diffusion de l'He puis d'éliminer tout l'He présent dans l'eau en le dégazant par pompage et agitation par ultrasons. L'échantillon est alors scellé et placé au congélateur, où la diffusion des gaz diminue, et ce, pour une période de stockage durant laquelle le ^3H de l'échantillon se désintègre et forme de ^3He . La teneur en ^3He mesurée dans l'échantillon après stockage est par conséquent révélatrice de la concentration en ^3H du dit échantillon. La précision des deux mesures ^3H réalisées pour la thèse (marge glacée et neige) a été de $\pm 0,14$ UT. La mesure de la concentration en ^3He est déterminée à l'aide du spectromètre de masse MAP-215-50 du LSCE, à l'instar des teneurs en ^4He et en ^{20}Ne . Les mesures en ^3He , en ^4He et en ^{20}Ne sont rendues possibles par l'extraction sous vide de l'He et du Ne dissous dans l'échantillon depuis le prélèvement du tube de cuivre. Toutes les mesures sont calibrées vis-à-vis d'un standard air. Ainsi, pour les deux mesures réalisées pour la thèse (le doublon d'échantillon prélevé au niveau de la marge glacée), la précision est entre $\pm 1,4$ et $\pm 1,5$ % pour la mesure en ^3He , de $\pm 1,2$ % pour la mesure en ^4He et de $\pm 1,3$ % pour la mesure en ^{20}Ne .

- L'Activité ^{14}C du CID

L'activité ^{14}C a été mesurée sur 14 échantillons d'eau prélevés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén entre septembre 2011 et avril 2012, parmi lesquels 3 sont des eaux de rivière, 7 des eaux de la nappe supra-pergélisol et 4 des eaux sous-glaciaires dont 3 marges glacées d'avril 2012 (Annexe D). L'activité ^{14}C a également été mesurée sur l'échantillon d'eau provenant de la nappe sub-pergélisol du forage profond de Longyearbyen. Ces mesures d'activité ^{14}C ont été réalisées sur l'accélérateur SMA ARTEMIS de Gif-sur-Yvette. L'erreur analytique associée à ces 15 analyses est comprise entre $\pm 0,08$ et $\pm 0,27$ pmC selon l'échantillon.

La mesure de l'activité ^{14}C nécessite une préparation préalable des échantillons qui a intégralement été réalisée au laboratoire IDES : le CID des eaux est extrait de la même manière que lors de la préparation à la mesure de la teneur en $^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ des eaux, après quoi le gaz est réduit à l'état de graphite (Hut *et al.*, 1986).

3. Les traitements sur les chroniques d'enregistrement

3.1. Les corrections appliquées aux chroniques d'enregistrement

3.1.1. L'application d'un gradient altitudinal aux chroniques de précipitations

Au vu de l'importante gamme d'altitude recensée à travers le bassin versant du glacier Austre Lovén, les données de hauteurs de précipitation fournies par la station du NMI de Ny-Ålesund doivent être traitées pour être représentative de la lame d'eau précipitée que reçoit effectivement le bassin. Pour ce faire un gradient altitudinal doit être déterminé. Or, Griselin et Marlin (1999) ont identifié qu'un optimum dans les hauteurs de précipitation était atteint à 400 m d'altitude sur le bassin versant du glacier Austre Lovén. Aussi, un gradient double sera appliqué pour corriger les hauteurs de précipitations. Au vu des différents gradients disponibles dans la littérature pour la rive sud du Kongsfjord, à savoir globalement entre +10 et +25 % par 100 m d'élévation (Griselin et Marlin, 1999 ; Killingtveit, 2004 ; Nowak et Hodson, 2013), les gradients considérés ici ont été estimés à +15 % par 100 m d'élévation jusqu'à l'altitude de 400 m et de +10 % par 100 m d'élévation à plus haute altitude. Le MNT de 2009 présentant une donnée précise d'altitude pour un maillage de 10 m par 10 m, les hauteurs de précipitations peuvent être recalculées très précisément pour l'intégralité du bassin versant du glacier Austre Lovén voire, pour des secteurs particuliers seulement, au besoin.

3.1.2. *Le nettoyage des chroniques de hauteurs d'eau et la détermination de la lame d'eau totale*

Les chroniques brutes des hauteurs d'eau fournies par les sondes Diver et Actéon doivent être utilisées avec précautions. En effet, les données fournies par les enregistreurs ne donnent que la hauteur d'eau située au-dessus de leurs capteurs de pression respectifs. Aussi, dans le cas d'un enregistrement associé à un exutoire, la hauteur d'eau enregistrée doit être corrigée afin d'être représentative de la hauteur d'eau totale (h) de référence dans les courbes de tarage. Dans le cas des données enregistrées dans les piézomètres, il faut absolument connaître avec précision la hauteur qui sépare le capteur de pression de la surface du sol et l'altitude du sol en vue de fournir la cote piézométrique de la nappe.

Par ailleurs, ces capteurs de pression peuvent fournir des valeurs de hauteur d'eau faussées notamment par des effets de gel, ou, dans le cas des enregistrements aux exutoires spécifiquement, par des effets d'obstruction sur le capteur. La multiplication des mesures manuelles de lame d'eau totale et la pluralité des dispositifs d'enregistrement constituent de forts avantages dans la dissociation des données représentatives des conditions de terrain de celles qui sont faussées par des processus annexes. L'aspect multiparamètre des sondes enregistreuses constitue également un atout, puisque la donnée de température de l'eau accompagne forcément l'enregistrement de hauteur d'eau. En effet, dans le cas où une période d'enregistrement est suspecte, qu'aucune mesure manuelle n'est disponible et qu'un seul enregistrement a pu être acquis et conservé (ce qui est majoritairement le cas pour les piézomètres), ce sont les autres paramètres (température de l'eau et CE si disponible) qui vont permettre de déterminer la validité de la chronique. Enfin, les autres composants du réseau de surveillance mis en place sur le bassin versant du glacier Austre Lovén peuvent également s'avérer utiles, puisque les données climatiques de températures de l'air et de hauteurs de précipitations sont ainsi disponibles et qu'une vérification visuelle de l'état des cours d'eau est possible à travers les images fournies par les caméras automatiques.

Pour citer un exemple, si une brusque augmentation de pression est enregistrée par les sondes de la station hydrologique de la Goule alors qu'il n'y avait pas d'opérateur sur place pour observer les conditions réelles de terrain, différents cas de figures peuvent être rencontrés :

- l'augmentation de pression est liée à un épisode de crue causé par un événement pluvieux : dans ce cas, l'enregistrement de pression est accompagné par des enregistrements de température de l'eau positifs, de données de conductivité électrique non nulles, d'une température de l'air également positive et bien évidemment de hauteurs de précipitation non nulles. Dans le cas où l'épisode est synchrone avec une des images fournies par la caméra automatique A de l'exutoire de la Goule, une vérification visuelle de la hauteur d'eau dans le canyon peut finir de compléter l'argumentaire soutenant ce cas de figure.
- l'augmentation de pression est liée à un important épisode de fonte : dans ce cas, l'enregistrement de pression est accompagné par des enregistrements de température de l'eau positifs, de données de conductivité électrique non nulles, d'une température de l'air largement positive et ce, sur une grande majorité du bassin versant, glacier inclus, et de hauteurs de précipitation nulles. La vérification par les images de la caméra automatique A est toujours possible.
- l'augmentation de pression est liée à une reprise en gel des sondes : dans ce cas, l'enregistrement de pression est accompagné par des enregistrements de température de l'eau négatifs, de données de conductivité électrique nulles et d'une température de l'air largement négative sur l'intégralité du bassin versant. Les images de la caméra automatique A pourront également renforcer le raisonnement, puisque les épisodes de reprise en gel sont généralement accompagnés de faibles débits. Dans ce cas, la partie de l'enregistrement concernée doit être supprimée puisque invalide.

Une fois que la chronique d'enregistrement de hauteur d'eau brute a consciencieusement été nettoyée et validée et qu'une chronique de lames d'eau totales a pu en être déduite par correction, les hydrogrammes associés peuvent être obtenus par application des courbes de tarage précédemment présentées et les valeurs de débits vérifiées au regard de mesures de débits ponctuelles.

3.1.3. Les reconstitutions des débits manquants

Comme il l'a déjà été précisé plus tôt dans ce chapitre, il arrive que des portions de chroniques d'enregistrement manquent aux suivis réalisés à l'exutoire du sous-bassin versant de la Goule (septembre 2011 et octobre 2012) ce qui empêche de fournir des hydrogrammes complets pour l'été. Les observations de terrains et celles obtenues grâce aux caméras automatiques permettent d'attester que les écoulements débutent généralement avant que les sondes enregistreuses ne dégèlent. En effet, au début de la période d'écoulement, le manteau neigeux est présent dans la zone proglaciaire et dans les canyons. Les premiers flux estivaux débutent donc par des processus de percolation et d'écoulement gravitaire de l'eau de fonte au sein du manteau neigeux qui peuvent être complètement manqués par les sondes encore prises dans la glace. Il s'agit ici des limites des mesures automatisées.

Ces manques de données empêchent de fournir une lame d'eau totale annuelle dans la constitution d'un bilan hydrologique. Aussi, des protocoles ont été mis en place de façon à compléter si possible les données, à partir des photos des caméras automatiques. En effet, les chroniques des caméras automatiques A et B sont complètes pour l'année 2010. Or, en 2010 aucune lacune n'a été déplorée dans le suivi de hauteur d'eau à la station hydrologique de la Goule. Par ailleurs les sondes d'enregistrement se sont libérées des glaces relativement tôt au début de l'été 2010. Cette année 2010 peut donc constituer une excellente année de référence pour la calibration de critères visuels indicateurs des variations de débits à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire de la Goule.

Au début de la période d'écoulement, il est extrêmement difficile de quantifier les tout premiers flux : les écoulements d'eau qui se mettent doucement en place à travers le manteau neigeux sont très anarchiques et ne sont par conséquent pas reproductibles d'année en année. Il est toutefois possible, grâce aux caméras automatiques, de déterminer les dates des premiers écoulements visibles persistants et celles de l'amplification des flux. L'année 2010 permet de fournir des valeurs de débits de référence pour ces différentes étapes. Bien que très interprétatives ces reconstitutions de la mise en eau du système restent la meilleure approximation possible de ces flux et constituent des indications précieuses sur la dynamique de début d'écoulement, puisqu'elles se basent sur des observations directes des conditions réelles. Ainsi, le réseau dense de suivis hydrologiques développé sur le bassin versant du glacier Austre Lovén, permet assurément d'éviter certaines erreurs d'interprétation comme l'établissement d'un début d'écoulement plus tardif qu'il ne l'a réellement été, élargissant ainsi les chroniques d'observation ce qui contribue à l'amélioration de la compréhension de l'hydrosystème.

Lorsque le manteau neigeux a complètement disparu de la zone proglaciaire, des approches beaucoup plus précises peuvent être développées dans le but de reconstituer des chroniques manquantes à partir des images des caméras automatiques. En effet, dans le but de combler la lacune d'enregistrement de septembre 2011 à l'exutoire de la Goule, deux protocoles d'estimation visuelle des débits ont été développés : un à partir de la caméra automatique A qui regarde directement l'exutoire et un à partir de la caméra automatique B qui regarde la confluence où le cours de la Goule se forme.

- Le protocole de reconstitution des débits établi à partir de la caméra automatique A

L'étude de la chronique d'image fournie par la caméra automatique A au cours de l'été 2010 a été utilisée pour identifier des repères sur le terrain qui soient les plus indicateurs des variations de débits. Ainsi, 6 critères ont été établis (Figure III-25 ; Annexe E).

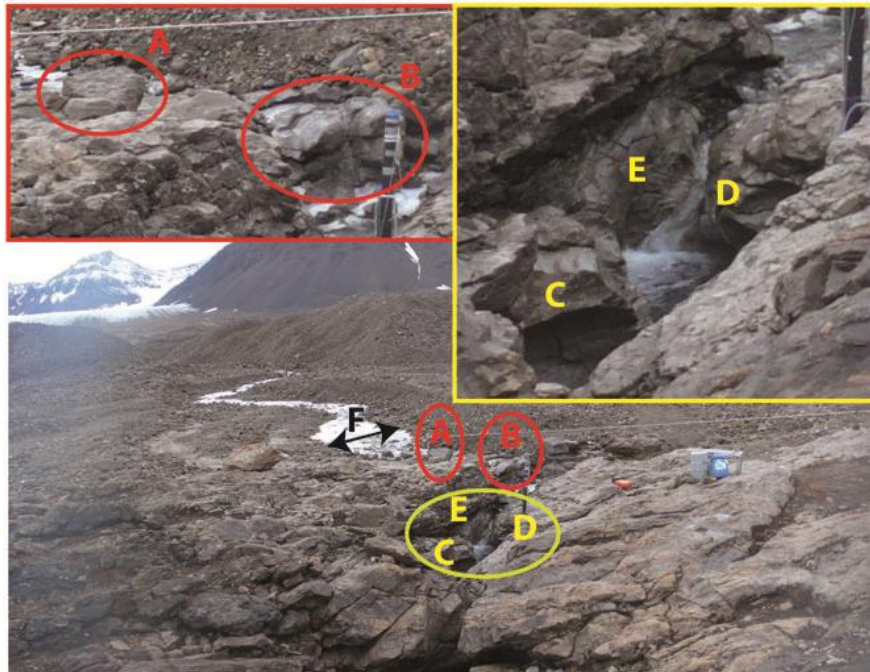


Figure III-25 : Localisation des critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images fournies par la caméra automatique A (image datant du 22 septembre 2010 à 13h).

Chaque critère dispose d'une échelle de notation qui lui est propre, l'échelle 0 correspondant à un minimum de débit dont la référence est le débit correspondant à l'image du 22 septembre 2010 à 13h (Figure III-25) et l'échelle 10 au maximum du 1^{er} octobre 2010 à 13h (Figure III-26). Il est toutefois à noter que les critères associés à la hauteur d'eau dans le canyon (critères C, D et E) pouvant être d'avantage détaillés, leurs échelles ont été ajustées jusqu'à la note de 11. Ces échelles et leurs ajustements sont détaillés en Annexe E.



Figure III-26 : Image de la caméra automatique A du 1^{er} octobre 2010 à 13h qui correspond à l'image présentant le plus fort débit pour l'année 2010 et qui sert de référence de maximum pour les échelles de notation associées au critère visuel du protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule.

Une fois que les critères et leurs échelles de notation respectives ont bien été définis le traitement de l'intégralité des images collectées par la caméra A ne présentant plus de neige dans le canyon de la Goule ont été scrupuleusement analysées de manière à attribuer pour les 6 critères de chaque image leurs échelles. Ainsi, 249 images de l'été 2010 ont été traitées et une note globale G issue de la somme des 6 critères a été attribuée à chaque photo. Les variations des G en fonction des débits réels de 2010 (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) permettent d'établir des équations de tarage des débits à l'exutoire de la Goule en fonction des critères visuels, puisque ces données présentent en effet une très bonne relation qui se décline selon deux droites linéaires disposées de part et d'autre d'une note visuelle établie à 55 (Figure III-27 ; Eq. [13] ; Eq. [14]).

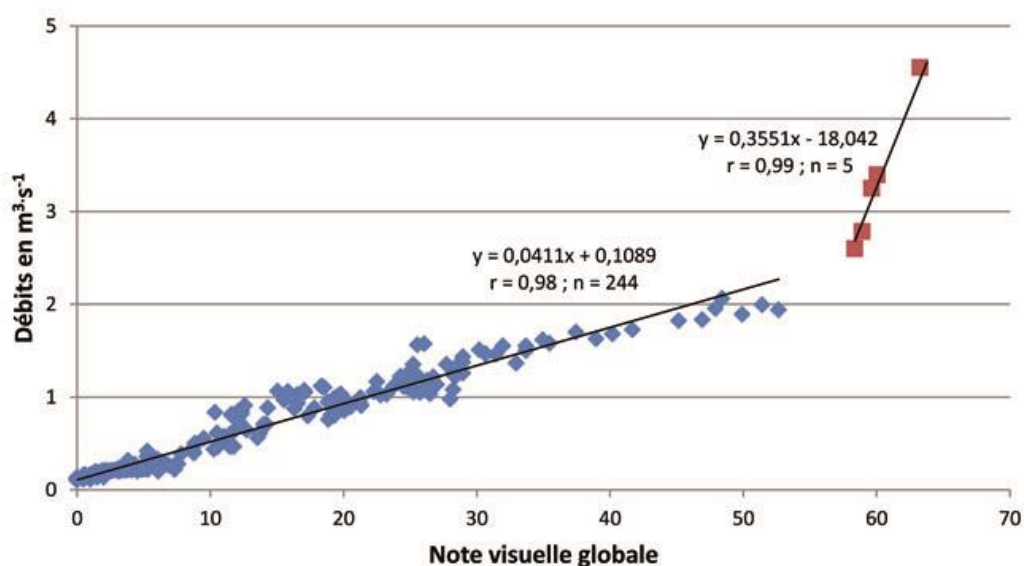


Figure III-27 : Etablissement de la courbe de tarage pour une estimation visuelle des débits à la station hydrologique de la Goule à partir des notes visuelles globales G attribuées pour les 249 images traitées de la caméra automatique A et des débits enregistrés à la station hydrologique de la Goule aux dates et heures correspondantes. La courbe de tarage se décompose en deux droites de part et d'autre d'une note visuelle globale établie à 55.

Si $G < 55$	$Q_{\text{Goule}} = 0,0411 * G + 0,1089$ $n = 244 ; r = 0,98$	<i>Eq. [13]</i>
Si $G \geq 55$	$Q_{\text{Goule}} = 0,3551 * G - 18,042$ $n = 5 ; r = 0,99$	<i>Eq. [14]</i>

Au vu de la qualité des équations de courbe de tarage obtenues par ce protocole, il aurait été préférable de ne se baser que sur les images de la caméra A pour reconstituer les flux manquants. Toutefois, cette caméra a malheureusement cessé de fonctionner un peu moins de 4 jours après l'arrêt de la sonde. La caméra automatique B a dû être utilisée.

- Le protocole de reconstitution des débits établi à partir de la caméra automatique B

À l'inverse des écoulements suivis à l'exutoire de la Goule par la caméra automatique A, ceux associés à la caméra B ne sont pas chenalés et peuvent par conséquent présenter un aspect légèrement erratique. Par ailleurs, à l'exutoire de la Goule, le flux d'eau suivi est constitué d'un unique cours d'eau alors qu'à la confluence, comme son nom l'indique, les cours d'eau sont multiples. De ce fait, les critères visuels ne peuvent être associés à une échelle de notation comme c'était le cas pour le protocole établi avec les images de la caméra automatique A. En effet, les critères visuels associés à la caméra automatique B sont d'avantage des témoins ponctuels des variations de débits : une roche qui n'est jamais recouverte en dessous de telle valeur de débit, un cours d'eau qui n'est apparent qu'au-delà d'une autre valeur de débit... La

solution proposée ici est donc de multiplier le nombre de critères visuels de manière à d'avantage contraindre l'estimation des flux d'eau pour une gamme de débits importante. Par conséquent, les combinaisons de critères visuels établis sont d'avantages des associations de repères seuils renseignant non pas des valeurs de débits mais des gammes de débits. Enfin, le lit du cours d'eau n'est pas stable en ce lieu, puisque constitué de débris morainiques pouvant se mouvoir au cours du temps. Aussi, en vue d'estimer le reste des débits manquants pour le mois de septembre 2011, il faut établir des critères visuels au regard de la situation qui en sera la plus proche. Par conséquent 63 images de la caméra automatique B auxquelles une valeur de débit enregistrée à la station hydrologique de la Goule est associée ont été consciencieusement analysées entre le 12 août 2011 à 9 h et le 1^{er} septembre 2011 à 17 h afin d'établir les critères visuels les plus fiables possibles.

Seize critères visuels ont ainsi été établis (Figure III-28) et ont permis de déterminer 13 tranches de débits allant de la gamme de débits inférieurs à $0,363 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à celle supérieure à $3,580 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'établissement de ces gammes de débits en fonction des 16 critères visuels est décrit en Annexe F.

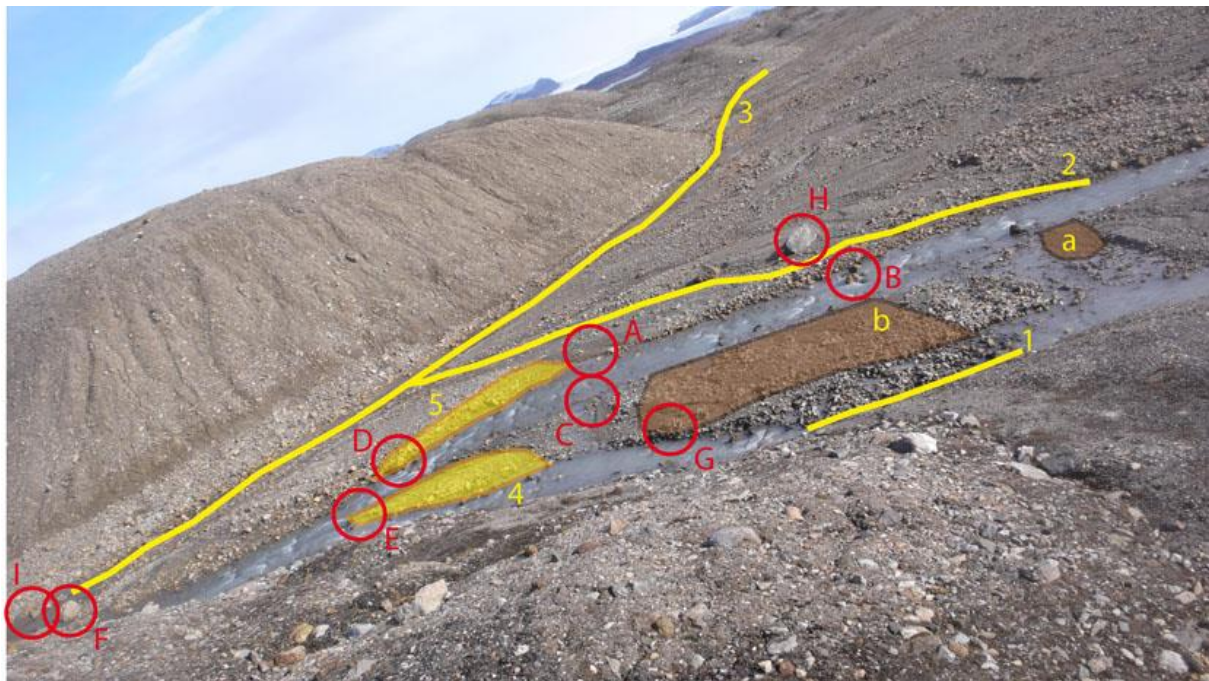


Figure III-28 : Localisation des critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images fournies par la caméra automatique B (image du 12 août 2011 à 13h).

Chaque image fournie par la caméra automatique B pendant la période présentant une lacune d'enregistrement à la station hydrologique de la Goule a donc été consciencieusement étudiée afin de déterminer à quelle gamme de débit les flux observés correspondaient. Ce protocole est donc moins précis que celui associé à la caméra automatique A mais fournit tout de même une bonne approximation des débits les situant comme étant inférieurs et supérieurs à des valeurs de débits de références.

3.2. Le traitement statistique de la corrélation croisée

L'approche statistique par analyses corrélatoires permet d'étudier temporellement la réponse du système hydrologique et de mieux appréhender les mécanismes qui le régissent (temps de réponse). Une telle approche, développée par Mangin (1975), est traditionnellement utilisée pour caractériser le fonctionnement des systèmes karstiques à partir des données

hydrodynamiques pluviométrie-débitmétrie-piézométrie, où l'aquifère karstique agit comme un filtre qui modifie le signal d'entrée (pluviométrie) en signal de sortie (débitmétrie-piézométrie). Toutefois, dans le cadre de la thèse, une approche autre a été développée en collaboration avec Danièle Valdes-Lao (laboratoire METIS, Université Pierre et Marie Curie), en considérant que le signal climatique d'entrée principal n'était pas la pluviométrie mais la température de l'air. C'est en effet cette dernière qui est déterminante dans l'établissement de la part principale à la lame d'eau totale annuelle.

L'outil statistique de la corrélation croisée est une fonction généralement utilisée dans l'étude de la relation temporelle entre une chronique d'entrée (x_t) et une chronique de sortie (y_t). Ce traitement consiste à calculer le coefficient de corrélation entre les deux séries (x_t) et (y_t) en les décalant temporellement l'une par rapport à l'autre d'un temps k croissant. La fonction de corrélation croisée $r_{xy}(k)$ fournit ainsi des informations sur l'intensité de la corrélation entre les deux séries analysées suivant le décalage temporel k et sur les relations de causalité liant ou non les deux séries de longueur n mises en corrélation suivant les équations Eq. [15] et Eq. [16] :

$$r_{xy}(k) = \frac{c_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{Eq. [15]} \quad \text{Source : Box et al., 1994}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad \text{Eq. [16]} \quad \text{Source : Box et al., 1994}$$

avec x_t et y_t les valeurs au temps t respectivement des séries x et y , \bar{x} et \bar{y} les moyennes des deux chroniques x et y , σ_x et σ_y les écart-types des deux chroniques x et y

Les informations relatives aux relations qui lient les signaux des deux chroniques (les signaux d'entrée et de sortie) sont données par la forme de la fonction de corrélation croisée $r_{xy}(k)$ (voir par exemple Delbart [2013] pour la méthode).

Dans le cas du bassin versant du glacier Austre Lovén, la fonction de corrélation croisée est utilisée pour établir la relation entre la température de l'air sur le glacier (signal d'entrée) et le débit à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire de la Goule (signal de sortie). Ainsi, si les variations de débit à l'exutoire de la Goule sont dues à des variations de température de l'air sur le glacier du fait de l'influence de ce paramètre climatique sur la fonte du manteau neigeux et/ou de la glace du glacier, alors la fonction de corrélation croisée obtenue sera asymétrique. Dans ce cas, un temps de réponse pourra être déterminé ce qui indiquera le temps nécessaire à l'eau de fonte pour se former sur le glacier, sous l'effet d'un pic de température, et rejoindre l'exutoire

Chapitre IV

Étude climatique, hydrologique et hydrogéologique du bassin versant du glacier Austre Lovén

L'objectif du présent chapitre est de caractériser le fonctionnement de l'hydrosystème associé au bassin versant du glacier Austre Lovén par le traitement des données hydrologiques, hydrogéologiques et thermiques. Dans un premier temps, les écoulements de surface vont être étudiés. Pour ce faire, les hydrogrammes associés au sous-bassin versant glaciaire seront établis pour les années 2010, 2011 et 2012 et ce, à partir des enregistrements réalisés au niveau de la station hydrologique de la Goule mais également à partir de diverses méthodes de reconstitution des débits. L'hydrogramme associé au sous-bassin versant morainique sera établi à partir des enregistrements de la station hydrologique du Diable. L'établissement des débits de sortie du bassin va permettre d'analyser les relations avec les paramètres climatiques que sont la température de l'air et les hauteurs de précipitations et ainsi d'identifier les réponses types de l'hydrosystème à l'échelle du bassin versant. Dans un second temps, une approche beaucoup plus ciblée sur l'un des composants du système hydrologique du bassin de l'Austre Lovénbreen qui est le système de la nappe supra-pergélisol en particulier va être développée. En effet, le traitement des données de suivi de la température du sous-sol et de la piézométrie va être conduit en vue de caractériser la nappe libre supra-pergélisol et sa dynamique en identifiant sa période d'activité, sa géométrie mais également ses relations avec l'hydrologie de surface. Enfin, l'ensemble de ces caractéristiques sera synthétisé de manière à établir les bilans hydrologiques annuels du bassin versant du glacier Austre Lovén pour les trois années de suivi associées à la thèse (2010, 2011 et 2012). Ce dernier point sera présenté sous forme d'un projet d'article scientifique.

1. La dynamique des écoulements de surface

1.1. L'établissement des hydrogrammes

1.1.1. Les hydrogrammes de l'exutoire de la Goule (sous-bassin versant glaciaire)

Les hydrogrammes associés à l'exutoire de la Goule pour les trois années de suivi 2010, 2011 et 2012 ont été établis, comme il l'a été expliqué dans le Chapitre III, par transformation des chroniques des hauteurs d'eau horaires, mesurées à la station hydrologique, en chroniques de débits. Des corrections des chroniques d'enregistrement ont été apportées pour tenir compte des interventions sur le terrain ou d'éventuels autres problèmes : ces corrections consistent à ajuster les valeurs de pression d'eau fournies en fonction des déplacements verticaux connus des sondes (intervention, maintenance), des moments où elles sont hors d'eau et des phénomènes de surpression liés au gel du capteur. Les données de pression ainsi corrigées sont alors ajustées en vue d'obtenir les valeurs de hauteur d'eau totale (par rapport à une référence connue et fixe), elles-mêmes ensuite converties en chronique de débits par application de la courbe de tarage établie pour la Goule.

En cas de lacunes d'enregistrements, une reconstitution des données est proposée. Il arrive en effet que l'hydrogramme obtenu soit incomplet et qu'il faille, si possible, tenter de reconstituer les morceaux manquants dans les chroniques de débit. Aussi, en vue de détailler toutes ces étapes clés dans l'établissement des hydrogrammes, l'année 2011 va servir d'exemple-type, puisque cet hydrogramme a nécessité la mise en application de toutes les méthodes de correction et de reconstitution des chroniques développées au cours de la thèse. Puis, les trois hydrogrammes finalisés et correspondant aux trois années de suivi de la thèse seront présentés et détaillés.

- L'exemple détaillé de l'établissement de l'hydrogramme associé à l'année hydrologique 2011
 - *Le traitement des données fournies par les enregistrements de la station hydrologique de la Goule*

Au début de la saison hydrologique 2011, et ce jusqu'au 24 septembre, seule une sonde CTD était en place et était opérationnelle à la station hydrologique de la Goule. Puis, une sonde Aquaclip10/Actéon est venue s'ajouter au dispositif de suivi mais seulement jusqu'au 2 octobre. Après cette date, la sonde CTD se retrouvait à nouveau seul enregistreur. Les données obtenues entre le 24 septembre et le 2 octobre par la sonde CTD étant en très bon accord avec les données Aquaclip10/Actéon et les mesures manuelles ponctuelles, le reste des données fournies par la sonde CTD a été considéré comme fiable. La constitution de la chronique de hauteur d'eau totale à l'exutoire de la Goule pour l'été 2011 pouvait donc se fonder entièrement sur les enregistrements de la sonde CTD (Figure IV-1).

Le moment où la sonde commence à enregistrer une pression représentative d'une variation de hauteur d'eau dans la rivière est très nettement observable au début de l'enregistrement, en date du 14 juin (Figure IV-1). Les données antérieures à cette date sont donc supprimées. Plus loin dans la chronique, la date du 2 septembre marque le début de la période sans enregistrement qui s'étend jusqu'au 23 septembre inclus (Figure IV-1). L'arrivée de l'équipe de maintenance sur le terrain s'observe alors facilement au niveau de l'enregistrement de pression qui s'en suit, puisque les valeurs de pression varient brusquement, et ce de façon répétée (Figure IV-1). Suite à son émergence pour la lecture des données, il arrive que la sonde ne soit pas remise exactement à la même hauteur dans le tube et ce, soit involontairement (câble de

maintien pas bien tendu, autre dispositif de suivi faisant obstacle), soit volontairement, de manière à s'assurer le maintien de la sonde sous l'eau. Les données de pression sont donc corrigées de ces mouvements au regard notamment des données de la sonde Aquaclip10/Actéon, des mesures manuelles ponctuelles et des remarques notifiées sur le carnet de terrain. Au départ de l'équipe, le 5 octobre 2011, la sonde a été abaissée – sans pour autant la poser sur le fond de la rivière, ce qui pourrait entraîner un gel prématuré du capteur – de manière à s'assurer du bon enregistrement des faibles débits de la fin de saison hydrologique. Cela n'empêcha toutefois pas la sonde de se retrouver deux fois hors d'eau par la suite. Enfin, les données de pression montrent, en fin de chronique, une augmentation importante (Figure IV-1) alors que les données de conductivité électrique fournies également par la sonde CTD étaient nulles et la température sensiblement négative : cela caractérise le gel de la sonde. Les données postérieures correspondantes ont donc été supprimées car non représentatives d'une dynamique de la rivière.

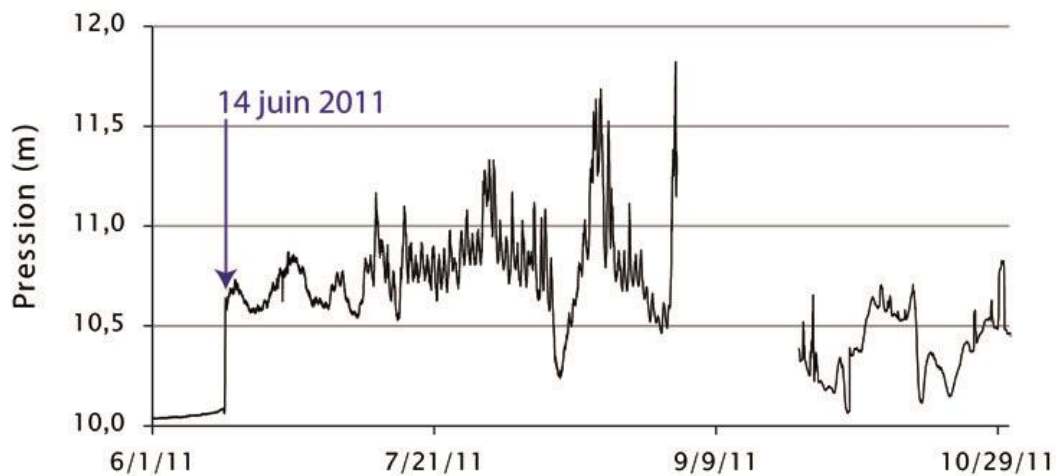


Figure IV-1 : Pression d'eau brute enregistrée par la sonde Diver CTD à la station hydrologique de la Goule en 2011 (l'interruption de chronique au début de septembre est due à une saturation de la mémoire du capteur, le capteur fonctionnant en continu au pas de temps 30 minutes depuis le mois d'octobre 2010).

Une fois toutes les données de pression d'eau corrigées, la chronique de variation de hauteur d'eau doit, elle aussi, être corrigée en vue d'obtenir une chronique de lame d'eau totale en rapport avec la référence de hauteur d'eau utilisée dans la courbe de tarage. Malheureusement, en 2011, le câble maintenant la sonde CTD a été retrouvé distendu d'approximativement 7 cm à l'arrivée de l'équipe en septembre. Une correction supplémentaire des hauteurs d'eau a donc dû être effectuée. Aussi, la situation de fin de saison 2010 a été ajustée au vu de ces observations, de façon à constituer la chronique de lame d'eau totale à l'exutoire de la Goule pour l'été 2011 (Figure IV-2) sans qu'il soit possible d'attester que cette situation est représentative de l'intégralité de la période considérée. Il faut ainsi noter que la chronique de hauteurs d'eau totale postérieures à la lacune d'enregistrement de septembre est beaucoup plus fiable, puisqu'elle est le résultat de correction en fonction des observations et mesures manuelles ponctuelles de terrain et des données de la sonde Actéon jusqu'au départ de l'équipe. Enfin, la situation dans laquelle a été laissée la sonde lors du départ étant parfaitement connue, les ajustements associés à la fin de la chronique sont tout à fait fiables (Figure IV-2).

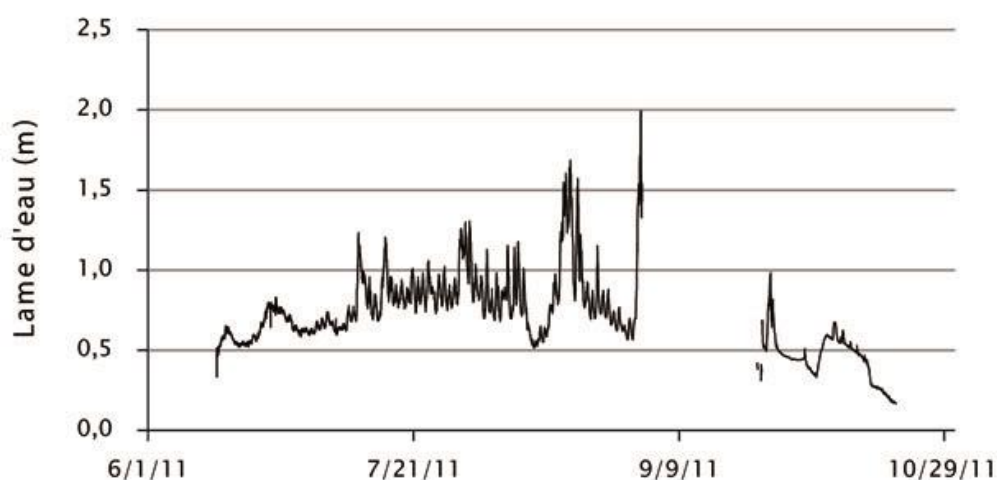


Figure IV-2 : Lame d'eau totale obtenue par correction de la pression d'eau enregistrée par une sonde Diver CTD (Figure IV-1) à la station hydrologique de la Goule en 2011.

La chronique de hauteurs d'eau obtenue peut alors être convertie en chronique de débits par application de la courbe de tarage de la Goule (Figure IV-3). L'hydrogramme qui en découle s'étend du 14 juin (date du premier enregistrement valide de la sonde) au 19 octobre 2011 (date du regel du système).

Pour compléter l'hydrogramme, une méthode de reconstitution des débits manquants a donc été développée en utilisant deux chroniques de photographies obtenues à partir de caméras à déclenchement automatique : l'une à l'exutoire (caméra A) et l'autre, plus en amont, à la confluence entre les rivières B1+B2 et B3 qui forme la Goule (caméra B).

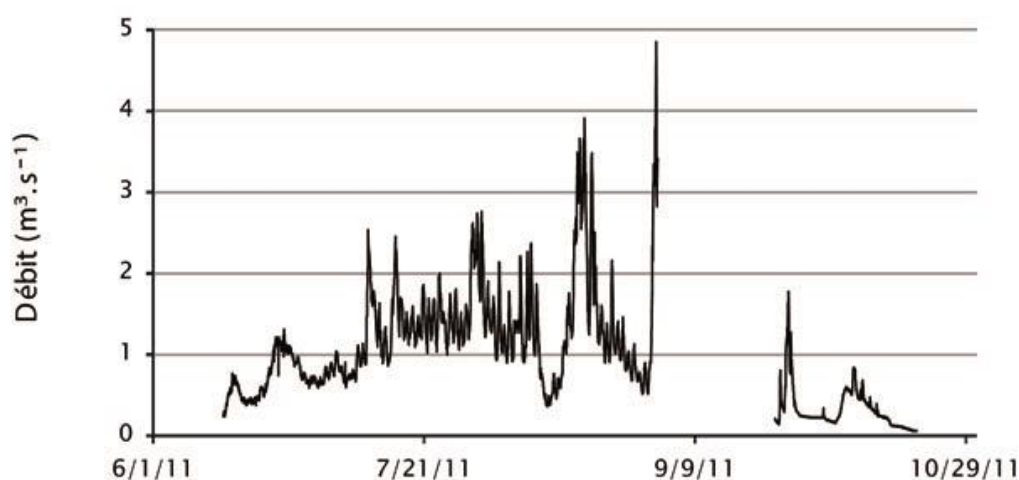


Figure IV-3 : Débits obtenus par applications des équations de la courbe de tarage de la Goule sur la chronique de lame d'eau totale (Figure IV-2) liée aux enregistrements de la sonde Diver CTD à la station hydrologique de la Goule en 2011.

- *La reconstitution des débits à partir de photographies*

Il a précédemment été stipulé que les premiers enregistrements valables au début de la saison hydrologique 2011 de la sonde CTD datent du 14 juin. Or, l'observation des photographies renseigne qu'un écoulement persistant se met en place dès le 31 mai (Figure IV-4). Durant les deux premières semaines de juin, le capteur de pression est sans doute encore pris dans la glace. La date du 31 mai a donc été choisie comme début de la chronique de débit (Figure IV-5). Toujours par l'observation des images fournies par les caméras automatiques, il est constaté que cet écoulement s'intensifie le 4 juin, puis encore le 7 juin et enfin le 11 juin

(Figure IV-4). Les valeurs de débits minimaux, intermédiaires et maximaux du début de la saison hydrologique 2010 ont servi de référence dans l'estimation des débits de début 2011 (Figure IV-5). Cette partie de la reconstitution des débits n'est pas ce qu'il y a de plus fiable en termes de valeur absolue mais elle nous permet tout de même d'avoir une meilleure idée de la date du début des écoulements sans pour autant trop impacter la valeur de lame d'eau totale écoulée au cours de l'année 2011 à l'exutoire de la Goule au vue des faibles valeurs de débits considérées. Cette approche par les caméras automatiques permet ainsi d'étendre la période d'observation de manière plus représentative, soit du 31 mai au 19 octobre 2011 (Figure IV-5).

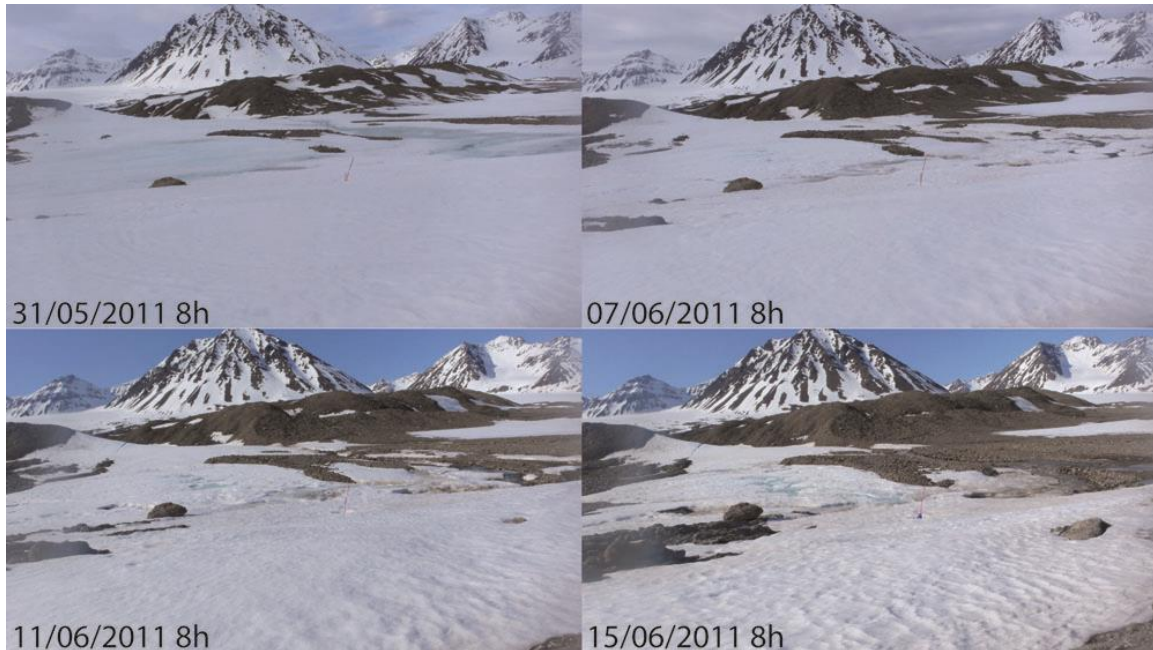


Figure IV-4 : Photographies de la caméra automatique de la Goule illustrant les différentes étapes de mise en eau du système : le 31 mai, la neige s'imbibe d'eau ; le 7 juin, des chenaux se forment en amont de l'exutoire (bâton rouge) ; le 11 juin, un important chenal remplace les chenaux individuels ; le 15 juin (les images du 14 juin manquent à la chronique de photographies), les écoulements s'intensifient dans le chenal principal.

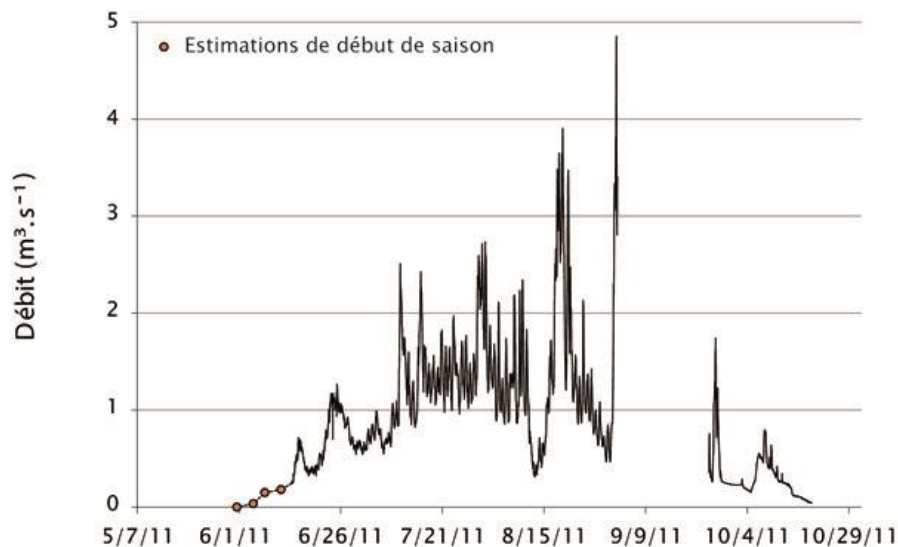
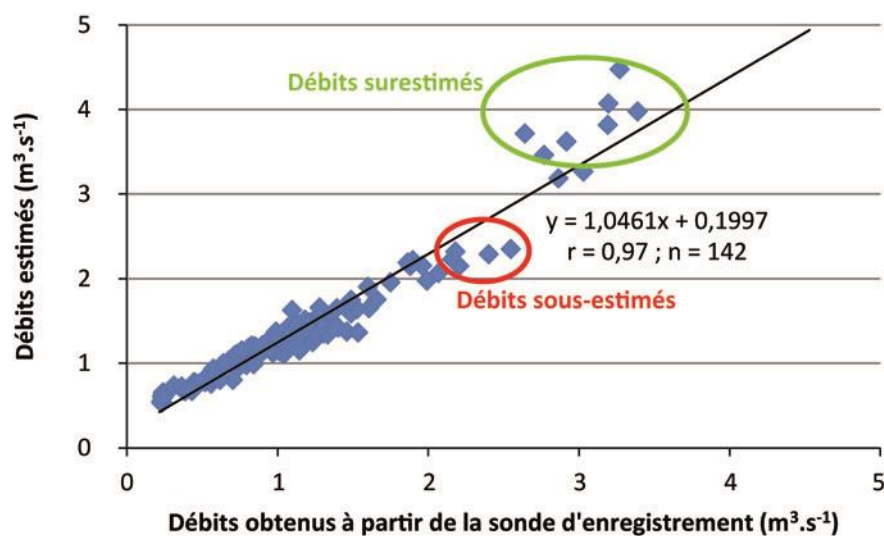


Figure IV-5 : Début de la chronique de débits de la Figure IV-3 complété grâce aux observations réalisées sur les photos de la caméra automatique de l'exutoire de la Goule.

Une approche plus quantitative a été mise au point en vue de reconstituer la lacune d'enregistrement du 2 au 23 septembre 2011, en commençant par l'approche d'estimation visuelle des débits développée à partir des enregistrements de la caméra automatique A (exutoire). Mais avant toute chose, la validité du protocole associé à cette approche a été vérifiée. En effet, toutes les images fournies par la caméra automatique A qui ne montraient pas de neige dans le canyon de la Goule au début de saison hydrologique 2011 ont été scrupuleusement analysées, soit 142 images entre le 15 juillet 2011 à 9 h et le 1^{er} septembre à 17 h. Cette période est intéressante, puisqu'elle présente (1) une importante gamme de débits (Figure IV-3) et (2) un jeu complet de photographies et de hauteurs d'eau (donc de débits) en parallèle. Ainsi, pour chacune des 142 images de juillet à septembre 2011, à chaque critère visuel a été attribuée une échelle de valeurs de manière à pouvoir obtenir une donnée chiffrée globale G propre à chaque image. Cette valeur G est la somme des 6 critères. L'application des équations Eq. [13] et Eq. [14] permet d'estimer un débit. La relation entre débits estimés et mesurés est dans l'ensemble très bonne (Figure IV-6).



**Figure IV-6 : Données de débits obtenues à partir des enregistrements de la sonde CTD (Figure IV-3) associées aux débits estimés correspondants obtenus à partir des images de la caméra automatique A sur la période 15/07/11 9h-01/09/11 17h. Les deux séries de débits présentent une très bonne relation linéaire avec toutefois quelques débits sous-estimés et surestimés au-delà de 2,1 m³.s⁻¹.
Légende : débits sous-estimés (cercle rouge) et débits surestimés (cercle vert).**

Il est constaté que, bien que la pente de la droite de régression soit presque égale à 1, l'ordonnée à l'origine semble indiquer que les débits estimés sont en moyenne plus importants de 0,2 m³.s⁻¹ que ceux déduits des enregistrements de la sonde (Figure IV-6). Par ailleurs, tandis que les valeurs de débits faibles semblent bien répondre à ce schéma d'une surestimation de 0,2 m³.s⁻¹, il semblerait que les valeurs moyennes de débits (entre approximativement 2,1 et 2,5 m³.s⁻¹) présentent une tendance à une légère sous-estimation. À l'inverse, une tendance à la surestimation est observée pour les valeurs de débits les plus importantes. Il faut toutefois noter que les estimations de débits associés à des valeurs inférieures à 2,1 m³.s⁻¹ sont certainement plus fiables que les estimations des débits présentant des valeurs qui y sont supérieures. En effet, seulement 5 des 249 images de référence de 2010 qui ont servi à l'établissement des équations de la courbe de tarage pour le protocole d'estimation visuelle des débits présentaient des débits supérieurs à 2,1 m³.s⁻¹. Les débits estimés issus de la première équation de tarage sont donc plus fiables que ceux issus de la seconde. Les différences entre valeurs de débits estimées et calculées à partir des hauteurs d'eau enregistrées sont révélatrices de la marge d'erreur associée à la méthode de reconstitution par photographie. Le calcul des écarts entre débits estimés et débits calculés à partir des enregistrements permet de montrer que globalement les écarts associés aux débits faibles augmentent progressivement au cours du

temps (Figure IV-7). En effet, au début de la chronique, les débits paraissent légèrement sous-estimés alors qu'ils semblent sensiblement surestimés à la fin de la période considérée : l'application d'une correction unique de 7 cm du fait de la distension du câble de maintien de la sonde CTD est donc trop élevée, puis pas assez importante, respectivement au début puis à la fin de la période de test.

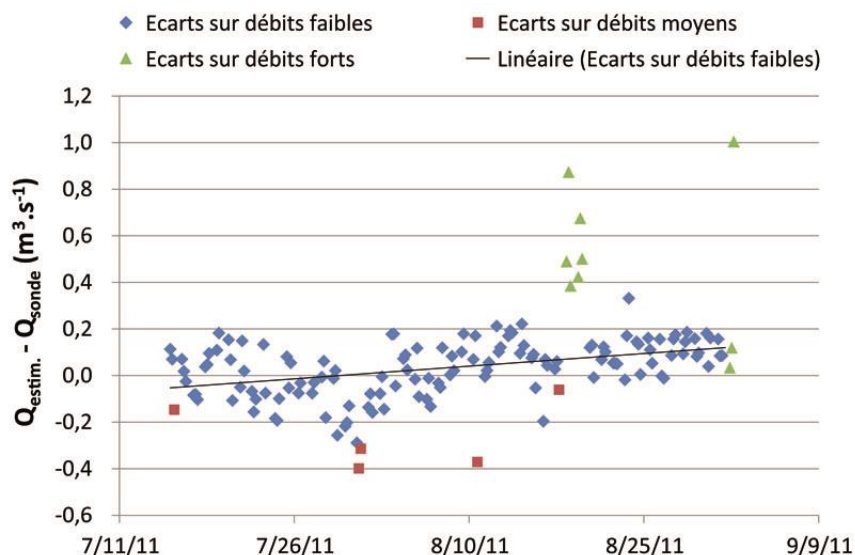


Figure IV-7 : Evolution des écarts entre débits estimés à partir des images de la caméra automatique A et débits obtenus à partir des enregistrements de la sonde CTD (Figure IV-3) au cours de la période considérée, soit entre le 15/07/11 à 9h et le 01/09/11 à 17h. Légende : débits faibles (losanges bleus) débits moyens (carrés rouges) et débits élevés (triangles verts).

Cette évolution dans le temps des écarts associés aux débits faibles pourrait être liée à un dépôt de sédiments progressif dans le tube qui abritait le capteur de pression. Cela est en accord avec la forte quantité de sédiments retrouvée dans le tube à l'arrivée de l'équipe en septembre 2011 et avec la distension du câble de maintien de la sonde CTD. Le traitement a ainsi permis d'appliquer une correction adaptée, évoluant dans le temps, à la chronique de hauteur d'eau issue de l'enregistrement de la sonde CTD de manière à obtenir une chronique de valeur de lame d'eau totale et ainsi de débits plus proches de la réalité. En effet, la mesure de la longueur de câble distendu n'étant pas précise, elle ne pouvait être qu'indicative alors que l'évolution de la variation des débits faibles permet un ajustement plus correct et précis de la lame d'eau totale au vu de l'accumulation progressive de sédiments dans le tube qui a fait remonter les capteurs de pression. Un facteur correctif total de la hauteur d'eau variable dans le temps (de 31,2 à 36,8 cm) a ainsi été ajouté aux hauteurs d'eau renseignées par la sonde CTD de façon à ce que l'évolution des écarts au cours du temps sur les débits faibles soit nulle (Figure IV-8). Sans la présence de la caméra automatique A et l'établissement du protocole d'estimation visuelle des débits associé, il n'aurait jamais été possible de se rendre compte de ce défaut d'interprétation de la situation à l'arrivée de l'équipe sur le terrain et d'effectuer une correction aussi propre et adaptée. Toutefois, en terme de précision, l'écart-type des écarts entre les débits estimés et calculés est de $0,174 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui sera considéré comme la marge d'erreur moyenne relative à ce protocole d'estimation visuelle des débits à partir des images de la caméra automatique A à l'exutoire de la Goule.

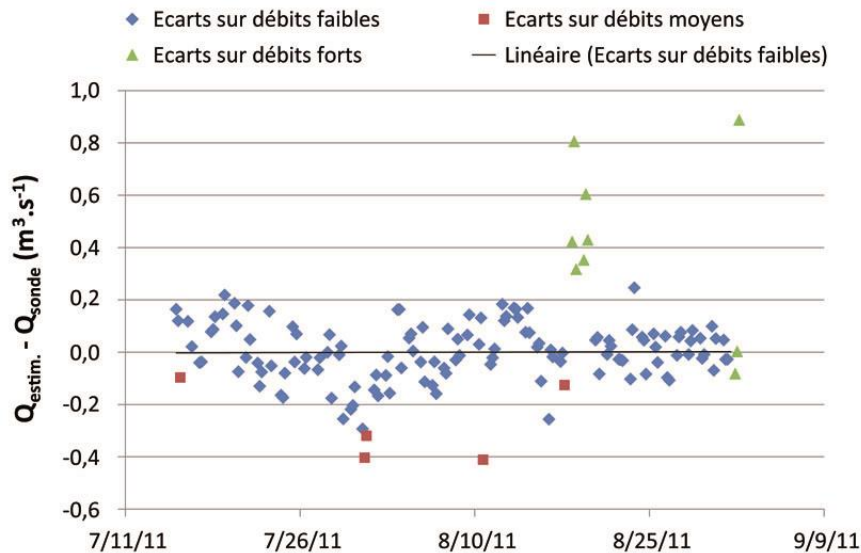


Figure IV-8 : Evolution des écarts entre les valeurs de débits estimées à partir des images de la caméra automatique A et les valeurs de débits obtenues par une correction des enregistrements de la sonde CTD de l'ensemble du tube de suivi au cours de la période considérée, soit entre le 15/07/11 à 9h et le 01/09/11 à 17h. Les écarts associés aux valeurs de débits faibles sont dorénavant centrés sur 0 tout au long de la période.

Si les nouvelles valeurs de débits sont à leur tour corrélées avec les valeurs de débits estimées par le protocole associé à la caméra automatique A, il est constaté que la pente est toujours étroitement proche de 1 mais que l'ordonnée à l'origine s'est considérablement rapprochée de 0, ce qui est satisfaisant (Figure IV-9). Elle passe en effet d'environ + 0,2 m³.s⁻¹ (Figure IV-6) à - 0,047 m³.s⁻¹ (Figure IV-9).

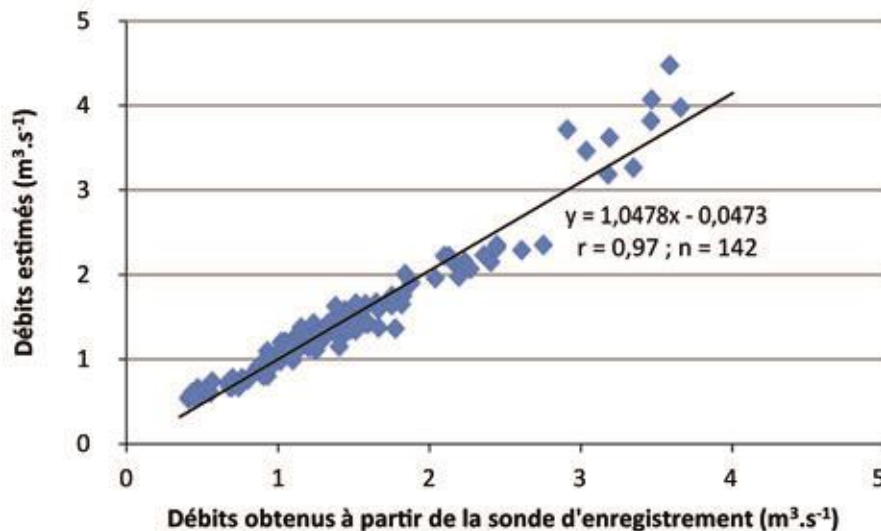


Figure IV-9 : Données de débits corrigés en fonction des débits estimés à partir des images de la caméra automatique A sur la période 15/07/11 9h-01/09/11 17h. Les données présentent une très bonne relation linéaire, passant quasiment par l'origine.

Les 14 images fournies par la caméra de l'exutoire entre le 2 septembre à 9h et le 6 septembre à 13h ont été traitées pour reconstituer les débits (Figure IV-10).

Entre le 6 et le 23 septembre, aucune image visant l'exutoire et aucun enregistrement de hauteur d'eau n'est disponible, ce qui constitue un nouvel obstacle. La caméra placée à l'exutoire s'est brutalement arrêtée le 6 septembre 2011.

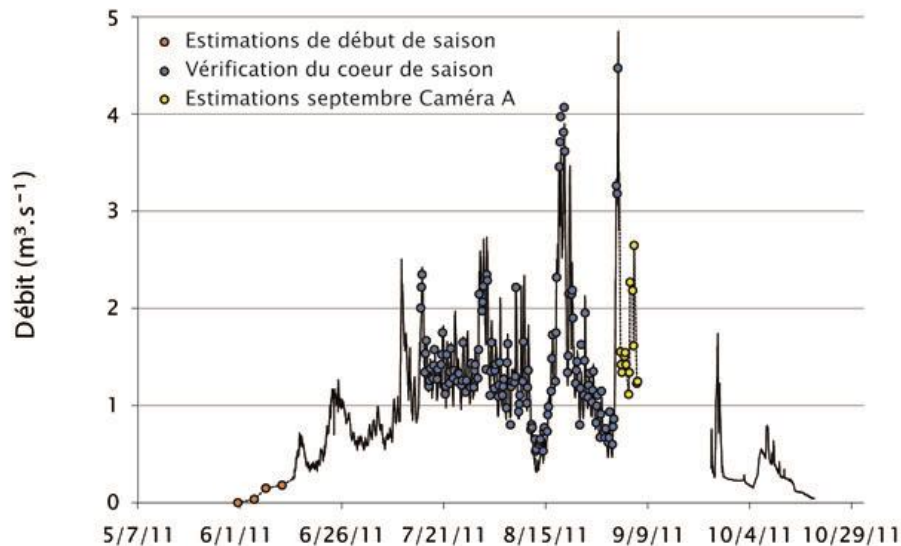


Figure IV-10 : Chronique de débits de la Figure IV-5 complétée par les débits estimés à partir des images de la caméra automatique A. Légende : débits vérifiés (cercles bleus) et débits estimés au début de la saison (cercles orange) et du 2 septembre à 9h au 6 septembre à 13h (cercles jaunes).

De manière à achever la reconstitution de la chronique de débits, 64 images (entre le 2 septembre à 9h et le 23 septembre à 17h) fournies par une seconde caméra (caméra B située à un peu moins de 300 m en amont de la caméra A) ont été utilisées. La caméra vise un secteur où les affluents de la Goule ont des lits assez changeants, mais ce jeu de photos est le seul disponible pour compléter les débits. Le choix de traiter l'intégralité des images associées à la période manquante de la chronique d'enregistrement de la station hydrologique a été fait de façon à comparer les résultats obtenus à ceux associés aux images de la caméra automatique A, qui est dorénavant relativement bien contrainte. Il n'était effectivement pas possible de mettre à l'épreuve ce protocole sur le cœur de saison en comparant les valeurs de débits ainsi obtenues aux données de débits déduites des enregistrements de la sonde, à l'instar de ce qui a été fait précédemment pour la caméra A.

Les valeurs minimales et maximales de débits obtenues pour les 64 images de la caméra B ont été moyennées de manière à attribuer à chaque image une valeur de débit moyen. L'écart maximal de débit est autour de $0,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, soit plus du double de la marge d'erreur moyenne associée à la caméra automatique A. Il est par ailleurs constaté, à partir des 14 images communes entre A et B, que le protocole B est moins précis que le A quant aux détails sur les variations faibles de débits (Figure IV-11). Toutefois, les valeurs obtenues à partir de la caméra B montrent que ce protocole est capable de rendre compte des grandes tendances dans les variations de débit et que les valeurs de débits fournies sont acceptables lorsque l'on considère les barres d'erreur qui y sont associées (Figure IV-11).

Les 50 images fournies par la caméra automatique B pendant la période de lacune de débits permettent de finaliser la reconstitution des débits manquants de septembre 2011 (Figure IV-12) et ainsi de proposer finalement un hydrogramme complet pour la saison hydrologique 2011.

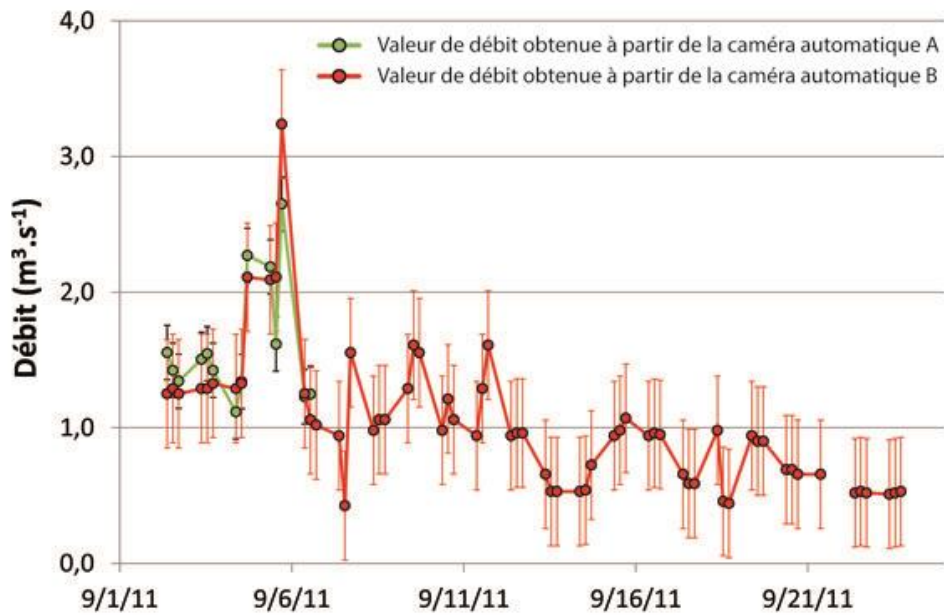


Figure IV-11 : Comparaison des résultats obtenus à partir des caméras automatiques A (vert) et B (rouge) sur la période présentant une lacune de données à la Goule. La barre d'erreur associée aux valeurs de débit obtenues à partir de la caméra automatique A a été estimée à $\pm 0,174 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et celle qui a été retenue pour être associée aux valeurs de débit déduites des images de la caméra automatique B a été estimée à $\pm 0,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ soit, l'écart maximal rencontré entre valeur minimale et maximale de débit estimé via le protocole B.

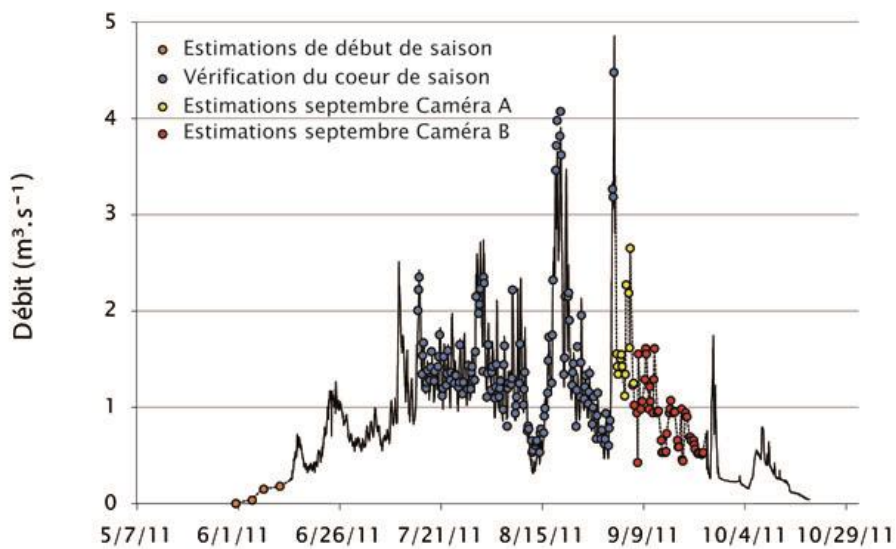


Figure IV-12 : Chronique de débits de la Figure IV-10 complétée par les débits estimés à partir des images de la caméra automatique B. Légende : débits vérifiés (cercles bleus) et débits estimés à partir de la caméra A au début de la saison (cercles orange) et du 2 septembre à 9h au 6 septembre à 13h (cercles jaunes) et débits estimés à partir de la caméra B (cercles rouges).

- Les trois années hydrologiques et leurs lames d'eau totales respectives

Les hydrogrammes correspondant aux trois années de suivi 2010, 2011 et 2012 à l'exutoire de la Goule ont donc été établis majoritairement à partir des données de hauteurs d'eau enregistrées à la station hydrologique de la Goule, soit 94 % de l'hydrogramme de 2010, 75 % et 82 % pour respectivement ceux de 2011 et 2012.

En 2010, la période où les enregistrements par des capteurs de pression sont valides recouvre quasiment toute la période d'écoulement (Figure IV-13) : du 27 mai au 10 octobre (sonde en place lors du regel). Toutefois l'observation des images des caméras automatiques A et B montrent qu'il y a eu deux petits événements de « débâcle » successifs avant que les données des capteurs ne soient valides soit, à compter du 18 mai. Aussi, afin d'obtenir l'hydrogramme le plus représentatif de cette saison hydrologique, des valeurs indicatives de débit, obtenues à partir des images, ont donc été ajoutées du 18 au 26 mai pour élargir la chronique de débits de la saison hydrologique 2010 à la période exacte d'écoulement s'étant produite aux regards des observations visuelles (Figure IV-13).

L'année hydrologique 2011 est l'année dont l'hydrogramme présente, comme il l'a été largement développé précédemment, le plus de données de débits reconstituées (25 % contre 6 % en 2010 et 18 % en 2012).

Alors que les hydrogrammes de 2010 et 2011 donnent tout lieu de croire qu'ils sont complets, puisque leurs débuts de saison respectifs ont été reconstitués et leurs reprises en gel ont été suivis par des dispositifs en place, l'hydrogramme proposé en 2012 est incomplet. En effet, bien que la période d'enregistrements valides soit importante (du 13 juin au 2 octobre ; Figure IV-13) et bien que le début de l'écoulement ait pu être estimé (du 19 mai au 12 juin ; Figure IV-13) à l'instar de ceux de 2010 et 2011, mais cette fois seulement grâce aux images de la caméra automatique B, la caméra automatique A étant en panne, la reprise en gel est manquée. Le 2 octobre est effectivement la date à laquelle le dernier téléchargement de données des sondes de suivis en place dans le canyon a pu être réalisé avant leur perte au cours de l'été 2013. Dans le cas de l'année 2012, la lacune d'enregistrement n'a pu être comblée par une quelconque méthode de reconstitution des débits, puisque le traitement par protocole visuel n'est pas possible à cette période de l'année du fait du regel des cours d'eau qui empêche l'utilisation des critères établis et ce même si la caméra automatique A avait fourni des images. Cette lacune dans l'hydrogramme de l'année 2012 conduit à une faible sous-estimation de la valeur de la lame d'eau totale annuelle. Cette sous-estimation peut être légère au vu des faibles valeurs de débit rencontrées lors d'une situation de reprise en gel basique, ou plus forte si un (des) événement(s) pluvieux vient perturber la phase de regel (en l'occurrence deux petits événements surviennent : entre le 9 et le 11 octobre avec 3,2 mm de hauteur de précipitation totale et entre les 14 et 15 octobre avec 7,3 mm). Il faut toutefois relativiser l'absence de données après le 2 octobre car d'après les données des années antérieures, les lames d'eau écoulées en octobre restent faibles et négligeables dans le bilan hydrologique total annuel.

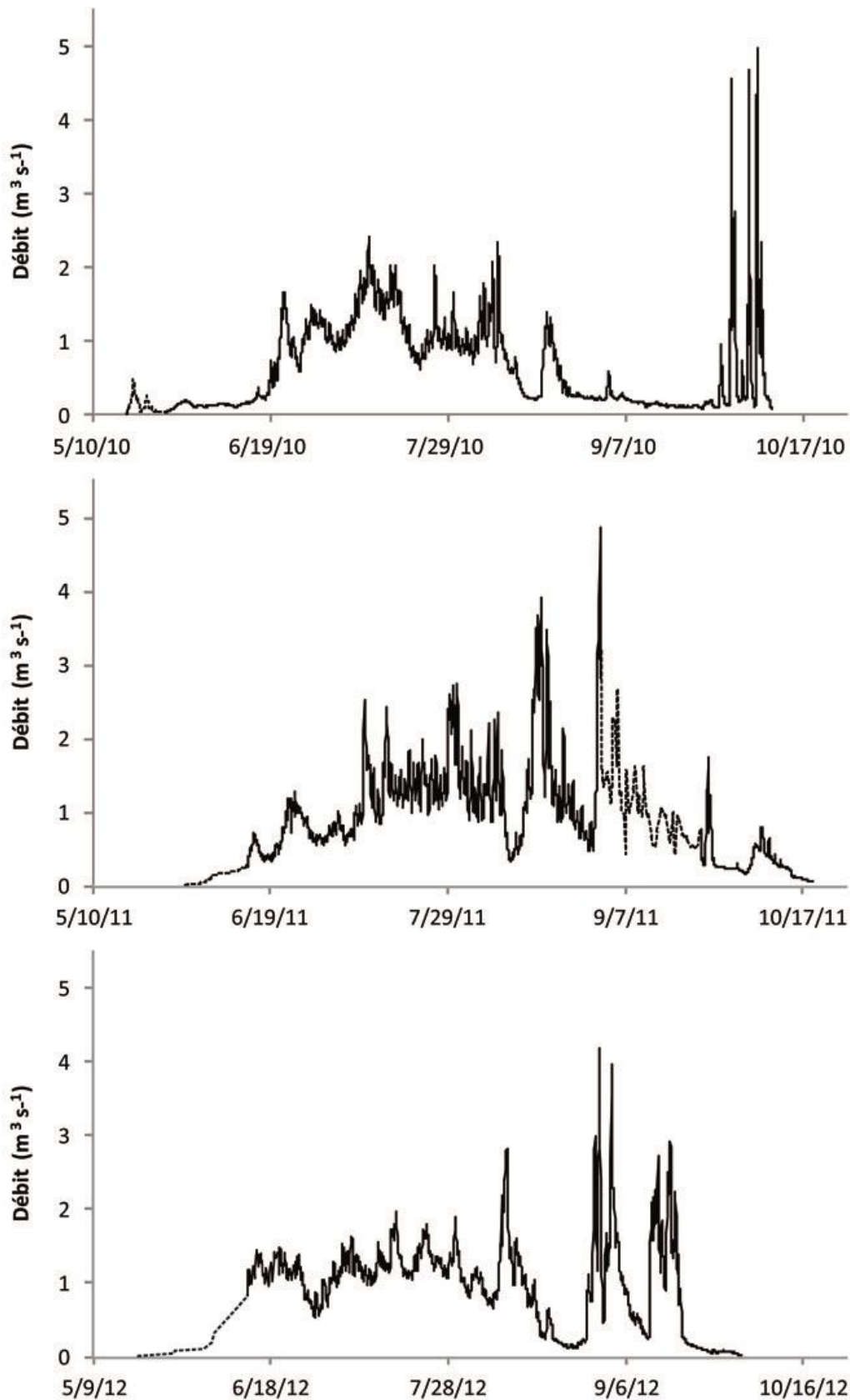


Figure IV-13 : Hydrogrammes complets à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire pour les trois années hydrologiques suivies dans la thèse (2010, 2011 et 2012) avec les débits obtenus à partir des enregistrements de la station hydrologique de la Goule (traits pleins) et les débits estimés (pointillés).

Les hydrogrammes des trois années hydrologiques étudiées montrent des valeurs de débits du même ordre avec des débits moyens de $0,62 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2010, $0,89 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2011 et $0,83 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2012 correspondant à un débit spécifique par rapport à la surface du sous-bassin versant (soit $10,083 \text{ km}^2$) respectivement de $0,062$, $0,088$ et $0,082 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Les débits horaires atteignent des valeurs supérieures à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ chaque année (Figure IV-13), avec $4,96 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 7 octobre 2010, $4,85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 1^{er} septembre 2011 et $4,18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 31 août 2012. En accord avec l'analyse de Yde *et al.*, (2008), les trois hydrogrammes présentent trois périodes d'écoulement différentes : (1) la mise en eau du système avec des écoulements présentant des débits majoritairement inférieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, (2) le cœur de la saison de fonte, avec des débits généralement situés entre $0,5$ et $4,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, et (3) la période d'étiage de fin de saison, pouvant à nouveau présenter des débits inférieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ mais qui cette fois est ponctuée d'épisodes de crues plus ou moins conséquents et qui présentent les valeurs maximales ponctuelles de débit. La distinction entre ces trois périodes d'écoulement est particulièrement visible sur l'hydrogramme de 2010 avec ses longues périodes à débits faibles de début et de fin de chronique.

Les trois années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 comptabilisent respectivement 146, 142 et 137 jours d'écoulement tout en sachant que la période d'écoulement considérée pour l'année 2012 est sous-estimée. Cela implique que la dynamique de l'écoulement sur ce sous-bassin versant glaciaire est soumise à des périodes de rétention respectivement de 219, 223 et 229 jours sur une année hydrologique. Ces observations se situent entre celles de Griselin (1985b) et celles de Vivian H. (1964) qui indiquent respectivement des périodes de rétention entre 209 et 280 jours, tout en étant plus proches de celles de Griselin (1985b).

Les données de débits (Figure IV-13) permettent de calculer la lame d'eau totale pour les trois années hydrologiques : $0,771 \text{ m}$ en 2010, $1,077 \text{ m}$ en 2011 et $0,974 \text{ m}$ en 2012. L'année hydrologique 2011 est clairement la plus importante en terme de flux d'eau, suivie des années hydrologiques 2012 puis 2010.

En vue de comparer le comportement des trois hydrogrammes annuels et les lames d'eau, il faut s'intéresser étroitement aux conditions climatiques contemporaines aux écoulements. Pour ce faire, il est nécessaire de fixer une période de temps de référence comparable entre les années et qui comprend l'intégralité des périodes d'écoulements. À la vue des dates de fin des écoulements des trois années, il est clair que considérer une période d'écoulement qui se terminerait au 30 septembre comme souvent fixée pour les années hydrologiques standard norvégiennes ne convient pas : les écoulements s'achèvent courant octobre comme l'avait déjà observé Griselin (1985b). Par ailleurs, au vu des dates de début de saison qui peuvent être très précoces (courant mai) également observé par Griselin (1985b), il faut considérer une date de début de période antérieure aux trois mises en eau de manière à définir une période de référence qui encadre correctement les trois années hydrologiques. Par ailleurs, l'année 2012 étant une année bissextile nous allons utiliser l'échelle des temps en jour de l'année civile pour comparer les données des trois années. Par conséquent, la période d'écoulement retenue va du jour de l'année¹⁷ 130 (10 mai 2010 et 2011 et 9 mai 2012) à 300 (27 octobre 2010 et 2011 et 26 octobre 2012).

1.1.2. L'hydrogramme de l'exutoire du sous-bassin versant morainique du Diable

Il a été indiqué dans le Chapitre III que la chronique d'enregistrement à l'exutoire du Diable pour l'année hydrologique 2010 n'était pas exploitable et que l'absence de mission en début de saison 2011 a conduit à une lacune de données sur la grande majorité de cette période d'écoulement pour cet exutoire. Aussi, seules les données de 2012 seront présentées ici. Ces

¹⁷ Jour de l'année en français ou Day Of Year (DOY) en anglais.

données d'enregistrement ont été traitées de la même façon que celles recueillies à la station hydrologique de la Goule en vue d'obtenir l'hydrogramme (Figure IV-14).

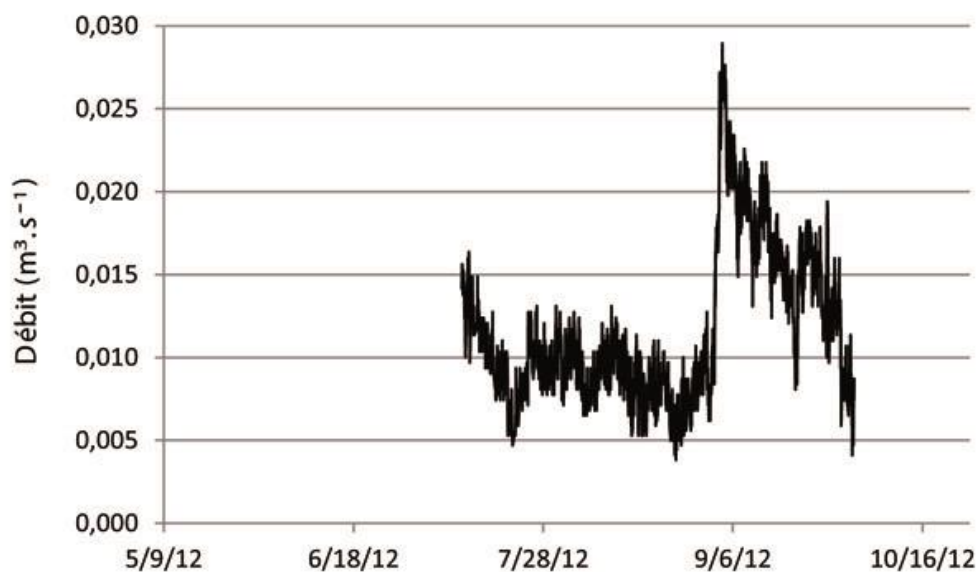


Figure IV-14 : Hydrogramme de l'exutoire du sous-bassin versant morainique du Diable pour l'année hydrologique 2012 au regard de la période de temps choisie pour encadrer les périodes d'écoulement à l'exutoire de la Goule.

La mise en place tardive des sondes (dont les capteurs de pression) et leur retrait précoce (les capteurs de pression ne résistant pas au gel) ne permettent pas de rendre compte de l'intégralité des écoulements à l'exutoire du sous-bassin versant morainique pour l'année hydrologique 2012. En effet, l'enregistrement débute le 10 juillet pour se terminer le 1^{er} octobre (Figure IV-14). Or les observations de terrain permettent d'attester qu'en date du 10 juillet, l'écoulement était déjà bien en place dans le canyon du Diable (débit faible autour de $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et qu'il n'y avait déjà quasiment plus de couverture neigeuse dans le sous-bassin versant. Aussi, le début de saison est manquant. Par ailleurs, l'écoulement était toujours actif au 1^{er} octobre lors du retrait des sondes bien que les premiers signes du regel étaient apparents. Le tarissement des écoulements a dû se produire peu de jours après le retrait des sondes.

Les débits pour cet exutoire vont de $0,004$ à $0,029 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un débit moyen de $0,012 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit un débit spécifique au regard de la surface du sous-bassin versant (soit $0,494 \text{ km}^2$) de $0,024 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Le débit spécifique du Diable est plus de trois fois inférieur à celui de la Goule (moyenne des débits spécifiques des trois années de suivi calculée à $0,077 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pour la Goule).

En comparant l'hydrogramme du Diable avec ceux de la Goule, il est constaté qu'il y a au minimum un facteur 10 entre les débits qui s'écoulent à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire et ceux du sous-bassin versant morainique alors qu'il y a un facteur 20 entre les deux surfaces de sous-bassin versant ($10,083 \text{ km}^2$ et $0,494 \text{ km}^2$ respectivement pour les sous-bassins versants de la Goule et du Diable). Par ailleurs, l'hydrogramme du Diable n'a pas du tout le même comportement que ceux de la Goule : le débit a globalement toujours tendance à diminuer à l'exception d'un important épisode de crue qui conduit au débit maximal de la saison avec $0,029 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 3 septembre. Ce débit maximal est plus de 170 fois plus faible que le débit maximal enregistré à l'exutoire de la Goule sur les trois années de suivi.

1.2. La relation entre paramètres climatiques et débits aux exutoires

Les études réalisées sur le bassin versant du glacier Austre Lovén, mais également à l'échelle du Kongsfjord (Hagen *et al.*, 2003), sont toutes en accord sur le fait que l'eau de fonte constitue le principal apport en eau à l'exutoire d'un bassin versant connecté à un glacier. Par conséquent, le paramètre climatique déterminant du système d'écoulement doit être la température de l'air (Vivian H., 1964 ; Vincent et Geoffroy, 1970 , Griselin, 1985b Bernard, 2011). Le second paramètre climatique jouant un rôle déterminant sur l'écoulement est constitué des précipitations. Leur caractère très ponctuel et impulsif présente en effet la capacité d'engendrer potentiellement de fortes crues. Ces deux paramètres sont donc clés dans la compréhension de la dynamique hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén. Par conséquent, leur suivi va être détaillé dans la suite de la thèse au regard des données hydrologiques, et ce, sur la période de référence retenue.

1.2.1. La synthèse des données climatiques

La station météorologique NMI de Ny-Ålesund fournit des données de températures toutes les 6 h, ce qui permet de calculer les températures moyennes annuelles des trois années étudiées. Les températures calculées sont plus élevées que les moyennes fournies par Førland *et al.* (2011), (-6,3°C et -5,2°C respectivement pour les périodes 1961-1990 et 1981-2010), avec -3,56°C pour l'année 2010¹⁸, -4,44°C pour 2011 et -2,42°C pour 2012, ce qui confirmerait une poursuite au réchauffement récent du pourtour du Kongsfjord, au minimum. Par ailleurs, les tendances climatiques à l'augmentation des hauteurs de précipitations rapportées par Førland *et al.* (2011) se retrouvent également avec les années 2011 et 2012, qui présentent des hauteurs totales de précipitations annuelles largement au-dessus des moyennes annoncées par ces auteurs : respectivement 0,484 et 0,617 m contre 0,385 m pour la période 1961-1990 et 0,427 m pour la période 1981-2010. L'année 2010 est, quant à elle, légèrement en dessous de la moyenne de la période 1961-1990 avec 0,374 m de hauteur annuelle totale de précipitations.

- La température de l'air mesurée sur le bassin versant

Les 21 stations (H02 moraine et les 20 stations du glacier) de suivi de température réparties sur l'ensemble du bassin versant du glacier Austre Lovén (hors versants) fournissent un jeu de données très large et dense sur lequel se baser pour rendre compte des conditions de température de l'air sur le bassin versant. Ici, une distinction sera faite entre le domaine proglaciaire représenté par la station située à la plus basse altitude (H02 à 39 m), la plus proche des conditions de la station météorologique de Ny-Ålesund, et le secteur glaciaire. En effet, les données des 20 capteurs de température de l'air répartis sur le glacier vont être moyennées arithmétiquement de manière à fournir une chronique de la température moyenne sur le glacier. La mise en parallèle des trois chroniques (Ny-Ålesund, moraine, glacier) permet de se rendre compte que le capteur de référence de la moraine renseigne bien des données représentatives de basse altitude similaires à celles de Ny-Ålesund même si des différences peuvent exister ponctuellement (Figure IV-15). Aussi, la comparaison des débits aux exutoires avec la température de l'air sera réalisée à partir des données morainiques locales car elles sont plus représentatives des conditions du milieu et à un pas-de-temps horaire, identique à celui des débits, contre toutes les 6h pour la station du réseau NMI de Ny-Ålesund.

¹⁸ Année hydrologique n : du 1^{er} octobre de l'année n-1 au 30 septembre de l'année n.

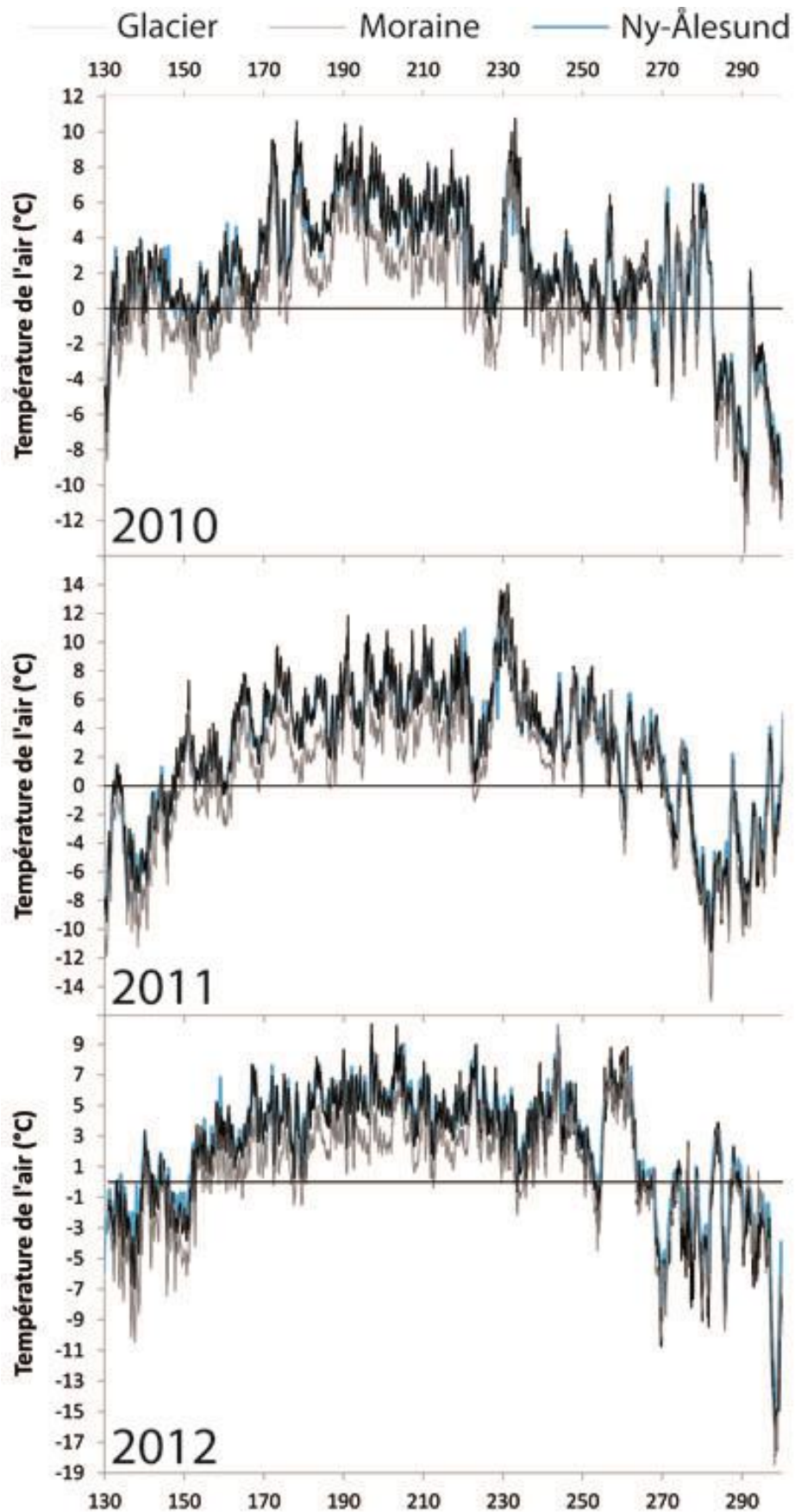


Figure IV-15 : Chroniques des températures de l'air sur le glacier (lignes grises) et dans la moraine (lignes noires) du bassin versant de l'Austre Lovénbreen et de la station météorologique de Ny-Ålesund (lignes bleues) pour les trois périodes d'écoulement 2010, 2011 et 2012.

À cause de l'effet d'altitude, la température annuelle de l'air sur le glacier est en moyenne plus basse de 1,3°C par rapport à la moraine (Tableau IV-1). Cet écart de température de l'air passe à 1,6°C pendant l'été (DOY 130-300) (Tableau IV-1).

	Moyenne annuelle	Période allant du DOY 130 au DOY 300							
		$T_{\text{Moraine}} - T_{\text{Glacier}}$	$T_{\text{Moraine}} (n = 1)$			$T_{\text{Glacier}} (n = 20)$			$T_{\text{Moraine}} - T_{\text{Glacier}}$
			moyenne	minimum	maximum	moyenne	minimum	maximum	
2010	1,5	2,1	-12,0	10,8	0,3	-13,8	9,0	1,8	
2011	1,2	2,5	-11,6	14,1	0,8	-15,0	12,3	1,7	
2012	1,3	1,8	-17,9	10,3	0,4	-18,5	10,3	1,4	
Moyenne	1,3	2,1	-13,8	11,7	0,5	-15,8	10,5	1,6	

Tableau IV-1 : Comparaison des données horaires de température de l'air en °C sur le glacier et dans la moraine pour les trois années de suivi en moyennes annuelles et valeurs moyennes, minimales et maximales pour la période allant du DOY 130 à 300.

Les données de température sur la période DOY 130-300 montrent que l'année 2011 est la plus chaude des trois années, avec une moyenne de 2,5°C dans la moraine et de 0,8°C sur le glacier, tandis que l'année 2010 est la plus froide sur le glacier (température moyenne à 0,3°C) et 2012 dans la moraine (température moyenne à 1,8°C ; Tableau IV-1).

Des moyennes journalières de température de l'air ont été calculées pour le domaine glaciaire et pour le domaine proglaciaire pour les trois années étudiées sur la période DOY 130-300. Chaque été, chaque secteur présente une période de plusieurs semaines au cours de laquelle la température de l'air journalière y est positive (Tableau IV-2). Cette période est évidemment toujours plus longue dans la moraine que sur le glacier et leur durée respective change d'année en année. En effet, l'été 2011, le plus chaud des trois étés étudiés, présente les périodes de températures positives les plus longues avec 98 jours sur le glacier et 123 dans la moraine (Tableau IV-2). Au contraire, l'année 2010 présente les périodes les plus courtes (57 jours consécutifs sur le glacier et 92 jours consécutifs dans la moraine), tandis que 2012 affiche des durées intermédiaires (respectivement 80 et 101 jours).

Année	Nombre de jours successifs où la température de l'air est globalement positive		Période de temps correspondante (DOY)	
	Moraine	Glacier	Moraine	Glacier
	2010	92	57	159-250
2011	123	98	148-270	162-259
2012	101	80	152-252	154-233

Tableau IV-2 : Nombre de jours consécutifs avec une température de l'air positive au cours des étés 2010, 2011 et 2012. Les dates correspondantes aux périodes sont précisées.

- Les hauteurs de précipitations

Les données de hauteurs de précipitation utilisées sont celles issues des mesures bi-journalières de la station NMI de Ny-Ålesund. La nature des précipitations (pluie ou neige) est déterminée à partir de la moyenne des températures de l'air enregistrées par le capteur de référence dans la moraine au cours des 12h qui ont précédé chaque relevé de hauteur d'eau à Ny-Ålesund. Les précipitations tombées pendant une période où la température de l'air est positive sont définies comme des pluies et inversement pour la neige. Bien évidemment, cette méthode peut conduire à des erreurs car des événements neigeux peuvent se produire lorsque la température de l'air est légèrement positive et inversement pour la pluie.

Le choix d'établir une période de temps de référence entre les DOY 130 et 300 pour encadrer l'écoulement estival d'une année n conduit à l'établissement d'une période du DOY 301 de l'année n-1 au DOY 129 de l'année n représentative des conditions hivernales. De cette manière, il est constaté que la plus grande part des précipitations survient au cours de l'hiver qui est aussi la période la plus longue (Tableau IV-3). Il est également possible d'observer, qu'à faible altitude (enregistreur H02), les conditions de température de l'air conduisent en grande majorité, quelle que soit la période de temps considérée, à une part de pluie plus importante que celle de la neige (Tableau IV-3), ce qui est logique car en accord avec la faible altitude de l'enregistreur (39 m) par rapport aux autres enregistreurs.

	2010			2011			2012		
	Totales	Neiges	Pluies	Totales	Neiges	Pluies	Totales	Neiges	Pluies
P (Année hydrologique) ⁽¹⁾	0,374	0,140	0,234	0,484	0,267	0,217	0,617	0,207	0,410
P (DOY 301-129) ⁽²⁾	0,278	0,107	0,171	0,293	0,251	0,042	0,461	0,171	0,290
P (DOY 130-300) ⁽³⁾	0,112	0,018	0,094	0,163	0,016	0,147	0,162	0,043	0,119

⁽¹⁾ Année hydrologique n : du 1er octobre de l'année n-1 (DOY 274/275) au 30 septembre de l'année n (DOY 273/274).

⁽²⁾ du DOY 301 de l'année n-1 au DOY 129 de l'année n

⁽³⁾ du DOY 130 au DOY 300 de l'année n

Tableau IV-3 : Hauteurs de précipitations (en m) totales mesurées à la station NMI de Ny-Ålesund pour les années hydrologiques et les périodes DOY 301-129 et DOY 130-300 2010, 2011 et 2012. Les parts des hauteurs de précipitations neigeuses et pluvieuses respectives sont déterminées à partir des températures de l'air enregistrées par la station de référence de la moraine (H02)

Le traitement montre effectivement qu'au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 des trois années hydrologiques étudiées, les précipitations sont majoritairement pluvieuses (Tableau IV-3 ; Figure IV-16). L'été 2012 est le plus neigeux des trois étés étudiés (Tableau IV-3), en particulier à la fin de la période DOY 130-300 (Figure IV-16).

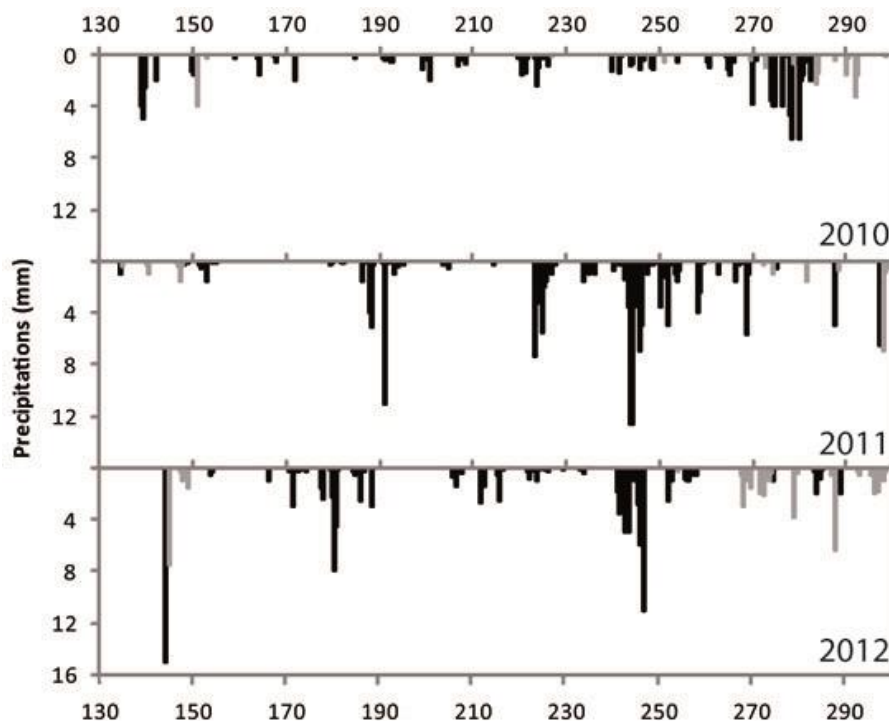


Figure IV-16 : Chroniques des hauteurs de précipitations enregistrées toutes les 12h à la station météorologique NMI de Ny-Ålesund pour les trois années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 avec une dissociation entre les précipitations pluvieuses (histogrammes noirs) et neigeuses (histogrammes gris) déterminée suivant la moyenne des températures de l'air au cours des 12 h qui ont précédé la mesure au niveau du capteur de température de l'air de référence de la moraine.

La période DOY 130-300 de 2010 est celle qui présente les hauteurs de précipitations les moins importantes (Figure IV-16) avec un maximum de 6,5 mm en 12h atteint au cours d'un événement important et long, majoritairement pluvieux, qui s'étend de la fin septembre à début octobre (entre les DOY 270 et 284 ; Figure IV-16). Les périodes DOY 130-300 de 2011 et 2012 ont également été ponctuées d'événements majeurs de précipitations toutefois plus intenses et plus courts qu'en 2010 avec une hauteur maximale de précipitations de 12,7 et 15,1 mm de pluie en 12 h respectivement début septembre 2011 (DOY 244) et fin mai 2012 (DOY 144).

- L'évaporation

Les 14 mesures ponctuelles d'évaporation réalisées, dont 12 en juillet 2012, présentent des valeurs allant de 0,69 à 3,54 mm pour 24 h (Tableau IV-4) pour une moyenne de 2,21 mm pour 24 h. Les mesures d'évaporation obtenues en 2012 sont donc bien en deçà des valeurs mesurées par Geoffroy (1970) qui allaient de 1 à 56 mm pour 24 h, ce qui peut s'expliquer par le fait que les méthodes employées sont loin d'être identiques. Le même type d'observation de terrain est tout de même rapporté : l'évaporation est fortement réduite les jours où la température de l'air est faible (mesure du 19 septembre ; Tableau IV-4) et fortement augmentée les jours où le vent est important (mesures du 16 au 18 juillet ; Tableau IV-4).

Date de mesure	E (mm/24h) mesure	E (mm/24h) rapportée au sous-bassin versant de la Goule ⁽¹⁾
12/07/2012 12:00	2,23	1,23
13/07/2012 12:00	2,71	1,49
14/07/2012 12:00	2,03	1,12
15/07/2012 12:00	2,67	1,47
16/07/2012 12:00	3,54	1,95
17/07/2012 12:00	3,50	1,93
18/07/2012 12:00	3,46	1,91
19/07/2012 12:00	1,67	0,92
20/07/2012 12:00	1,35	0,75
21/07/2012 12:00	2,23	1,23
23/07/2012 12:00	1,67	0,92
25/07/2012 12:00	0,69	0,38
15/08/2012 15:30	1,84	1,01
19/09/2012 10:00	1,36	0,75
	moyenne	1,22
	rapportée à 142 jours ⁽²⁾	173,02 mm.a ⁻¹

⁽¹⁾ La mesure est multipliée par 0,551 puisque 44,9 % du sous-bassin versant de la Goule est recouvert par le glacier (où l'évaporation est nulle).

⁽²⁾ La moyenne des 14 mesures effectuées au cours de l'été 2012 est multipliée par la durée moyenne des périodes d'écoulement 2010, 2011 et 2012, soit 142 jours d'été afin d'obtenir une valeur d'évaporation annuelle (évaporation considérée comme nulle sur les autres 224 jours de l'année).

Tableau IV-4 : Résultats des 14 mesures d'évaporation (E) réalisées au cours de l'été 2012 et valeur extrapolée à l'échelle du sous-bassin versant glaciaire de la Goule.

De manière à obtenir une valeur annuelle d'évaporation potentielle associée au sous-bassin versant glaciaire de la Goule, chaque mesure a été rapportée à la surface du sous-bassin versant en considérant que les 44,9 % de sa surface, recouverts par le glacier, présentent un taux d'évaporation nul (Tableau IV-4). Griselin (1985b) indique que le processus d'évaporation ne survient pas pour des températures moyennes mensuelles inférieures à -2°C. Or les moyennes de température de l'air pour la période de temps de référence DOY 130-300 sont largement supérieure à -2°C et ce, pour les 3 années considérées que ce soit dans le domaine proglaciaire ou dans le domaine glaciaire (Tableau IV-1). Le choix a donc été fait ici de multiplier la moyenne journalière des lames d'eau évaporées extrapolées à partir des 14 mesures de terrain pour le

sous-bassin versant de la Goule par la durée moyenne d'écoulement en jour recensée à cet exutoire pour les trois années de suivi 2010, 2011 et 2012, à savoir 142 jours, le phénomène évaporatoire n'étant possible que lorsque l'eau est à l'état liquide. La lame d'eau annuelle d'évaporation potentielle ainsi calculée est de 173 mm.a⁻¹ pour le sous-bassin de la Goule (Tableau IV-4).

Deux raisons ont conduit à écarter cette valeur calculée :

- la première est, comme il l'a été précisé dans le Chapitre III, que les lames évaporées mesurées sont seulement représentatives de l'évaporation pouvant survenir sur des surfaces d'eau libre et sont par conséquent très au-dessus de la lame d'eau qui s'évapore concrètement de la partie du bassin versant qui n'est pas recouverte par le glacier ;
- la seconde raison n'est autre que 12 des 14 mesures ont été effectuées en juillet, là encore où le potentiel évaporatoire est maximisé.

Par conséquent, un taux d'évaporation annuel moyen a été établi à partir de valeurs classiquement utilisées dans la région du Kongsfjord, à savoir celles fournies par Killingtveit (2004) pour le bassin versant de la Bayelva. Les quelques mesures réalisées dans le cadre de la thèse ne permettent pas d'améliorer ce taux. Considérant le pourcentage de surface déglacée du sous-bassin versant de la Goule, le taux d'évaporation annuel a été estimé entre 44,1 et 55,1 mm.a⁻¹ (55,1 % de la surface associé respectivement aux taux d'évaporation minimal et maximal de 80 et 100 mm.a⁻¹ fournis par Killingtveit [2004]). Le taux d'évaporation annuel moyen du sous-bassin versant de la Goule est ainsi établi à 49,6 ± 5,5 mm.a⁻¹. Cette valeur peut être considérée comme étant sous-estimée, puisque la surface de glacier considérée est celle de 2009 (soit 4,53 km²), alors que le glacier est en phase de réduction glaciaire et que sa surface était de 4,50 km² à la fin de l'été 2012. Toutefois, ne connaissant pas les surfaces correspondantes aux années intermédiaires de suivi présentes dans la thèse, à savoir 2010 et 2011, la surface de 2009 a été préférée, car elle constitue la situation initiale de ce suivi et est considérée comme très fiable puisque découlant du MNT de 2009.

- Les hauteurs de précipitations efficaces propres au sous-bassin versant glaciaire de la Goule

Un facteur de 1,49 lié à l'altitude a été estimé entre les hauteurs de précipitations mesurées à la station NMI de Ny-Ålesund et celles reçues effectivement par le sous-bassin versant glaciaire de la Goule (Tableau IV-5).

		2010	2011	2012
Ny-Ålesund	P (Année hydrologique)	0,374	0,484	0,617
	P (DOY 130 to 300)	0,112	0,163	0,162
Sous-bassin versant de la Goule	P calculées (Année hydrologique)	0,559	0,722	0,922
	P calculées (DOY 130 to 300)	0,167	0,244	0,242
	Evaporation E (estimée)	0,050	0,050	0,050
	P _{eff} (DOY 130 to 300)	0,117	0,194	0,192

Tableau IV-5 : Hauteurs de précipitations (en m) mesurées à la station météorologique de Ny-Ålesund et calculées selon le gradient altitudinal associé au sous-bassin versant glaciaire de la Goule (soit + 15 % par 100 m d'élévation jusqu'à 400 d'altitude puis + 10 % par 100 m d'élévation pour les altitudes plus importantes) pour les trois années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 et déduction des hauteurs de précipitations efficaces.

Ce facteur est estimé car les pluviomètres disposés à différentes altitudes sur le bassin versant du glacier Austre Lovén ne permettent pas de confirmer ou d'infirmer ces résultats. Les données recueillies par des pluviomètres à différentes altitudes montrent des résultats variables, avec un gradient général entre 61 et 62 % pour 100 m d'élévation au cours de l'été

2010 et entre 7 et 8 % pour 100 m d'élévation au cours de l'été 2012. L'année 2011 ne dispose par ailleurs d'aucune donnée permettant ce calcul. Il est à noter que tous les dispositifs de suivi pluviométrique n'ont pas fourni des données exploitables au cours des trois années : en 2010, ce sont les données des pluviomètres disposés sur le glacier qui ont conduit au calcul d'un gradient de 61-62 % alors qu'en 2012, seule notre station météorologique de l'épaulement (500 m) a fourni des données exploitables, sans doute avec des mesures altérées par un effet de col. Ce type de mesure est peu fiable au vu des conditions climatiques de terrain et des conditions d'implantation des pluviomètres (pas de verticalité des pluviomètres garantie durant l'été). Par la suite, le choix du gradient double de 15 % par 100 m d'élévation jusqu'à 400 d'altitude et de 10 % par 100 m d'élévation pour les altitudes supérieures sera retenu (voir partie 3.2. du Chapitre II) faute d'avoir pu produire de nouvelles données permettant de réviser ce gradient.

Sachant que l'évaporation n'est effective qu'au cours de la période estivale, la hauteur de précipitation efficace, soit la lame d'eau précipitée corrigée de la lame d'eau évaporée, est calculée par la soustraction du taux d'évaporation moyen annuel du sous-bassin versant (49,6 mm) à sa hauteur de précipitation pour la période d'écoulement de référence DOY 130-300 corrigée de l'effet d'altitude (Tableau IV-5). Ainsi, les deux années 2011 et 2012 présentent des hauteurs de précipitations efficaces équivalentes (respectivement 0,194 et 0,192 m), alors que, comme il l'a été dit plus tôt, l'année 2010 présente la plus faible hauteur (0,117 m ; Tableau IV-5).

1.2.2. Les relations hydrogrammes – températures de l'air – hauteurs de précipitations sur le sous-bassin versant glaciaire de la Goule

Les données de température de l'air obtenues dans la zone proglaciaire et sur le glacier ainsi que les hauteurs de précipitation mesurées à la station météorologique de Ny-Ålesund sont ici mises en parallèle avec les hydrogrammes de l'exutoire de la Goule sur la période DOY 130-300 des années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 afin de mieux appréhender l'impact de ces deux paramètres climatiques sur les variations de débit à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire au cours de la période d'écoulement.

- L'observation de relations directes entre les paramètres météorologiques et le débit à l'exutoire de la Goule

Sur la période DOY 130-300 de l'année 2010, il est constaté, en premier lieu, que la période où le débit a été estimé au début de la mise en eau du système avec deux épisodes successifs de débâcle est en réalité synchrone avec deux pics de chaleur relative survenant aussi bien dans la zone proglaciaire que sur le glacier et avec un épisode pluvieux (autour du DOY 140 ; Figure IV-17). L'origine de ces écoulements précoces observés par l'intermédiaire des caméras automatiques est ici identifiée et le choix qui a été fait d'élargir la période d'écoulement à cet événement s'en trouve renforcé. Par la suite, il est constaté que la période d'écoulement caractérisant le cœur de la saison de fonte, avec des débits généralement situés entre 0,5 et 4,0 m³.s⁻¹, est synchrone de la période où les moyennes des températures de l'air journalières sont globalement positives sur le glacier, soit du DOY 169 au DOY 225 (Figure IV-17). La température de l'air, à travers la fonte, présente donc bien un rôle contrôlant sur les écoulements à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire. Par ailleurs, après le DOY 225, le débit d'étiage est atteint (inférieur à 0,5 m³.s⁻¹), ce niveau de base n'étant ponctué que par des événements météorologiques marquants, à savoir un épisode thermique centré autour du DOY 235 et le plus important événement pluvieux de la saison entre les DOY 270 et 284 (Figure IV-17). Ces deux événements de crue sont donc différents : l'épisode de fonte se compose d'un seul pic large avec une crue relativement rapide et une décrue lente alors que la crue liée à l'événement pluvieux est d'avantage impulsionnelle avec plusieurs pics de crue bien distincts où la décrue est aussi rapide que la crue (Figure IV-17). Enfin, ces crues liées à la pluie engendrent

les plus forts débits de la saison et sont les résultats d'une circulation rapide de l'eau sur le bassin tant que la température de l'air reste positive.

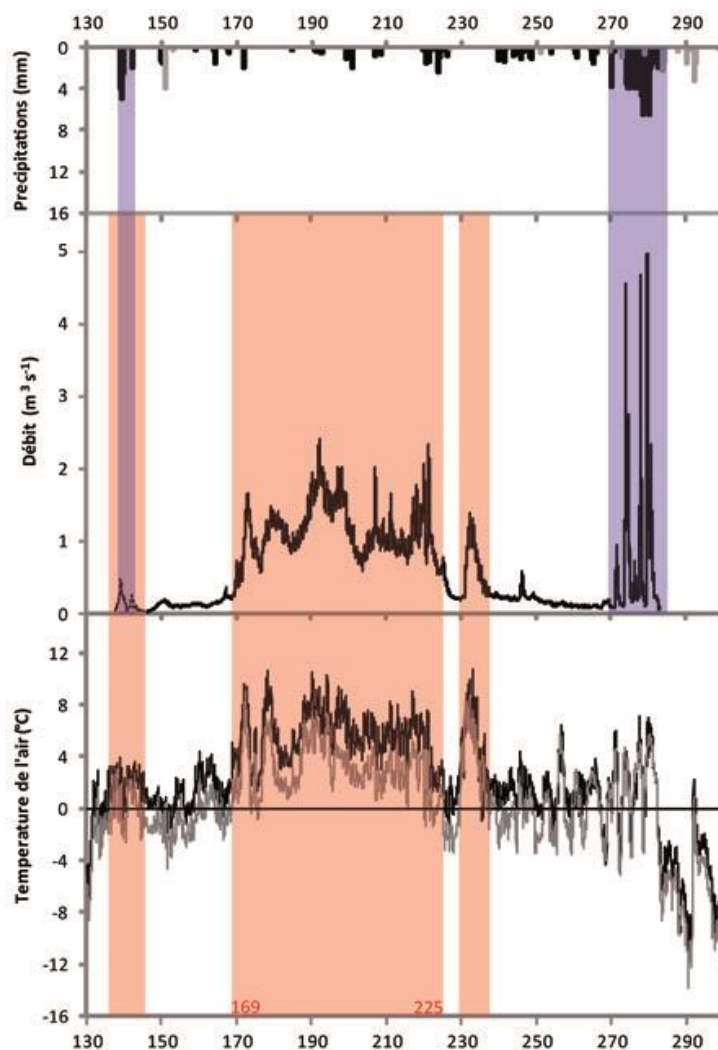


Figure IV-17 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise)) avec l'hydrogramme de l'exutoire de la Goule pour l'été 2010.

L'année 2011 répond globalement à la même organisation temporelle des écoulements avec les paramètres météorologiques : le début de la période où les débits ont été estimés lors de la mise en eau du système est synchrone avec le premier pic de chaleur conséquent de l'été survenant aussi bien dans la zone proglaciaire que sur le glacier, mais sans association cette fois avec un épisode pluvieux (Figure IV-18). Là encore, l'étude des conditions météorologiques renforce le choix qui a été fait, à partir des clichés des caméras automatiques, d'élargir la période d'écoulement à cette date. Puis, la période du cœur de la saison de fonte est là encore synchrone avec la période où les moyennes des températures de l'air journalières sont globalement positives sur le glacier soit du DOY 162 au DOY 259 (Figure IV-18). Durant cette période, il est observé que le plus important événement pluvieux de la saison (DOY 244 ; 12,7 mm) engendre là aussi le plus fort débit de l'hydrogramme (Figure IV-18). Toutefois, le second événement pluvieux marquant de la saison (DOY 191 ; 11 mm) étant synchrone avec un pic thermique (maximum de température à 11,84°C dans la zone proglaciaire et à 8,74°C sur le glacier), il est difficile de savoir s'il a un impact particulier sur le débit à l'exutoire de la Goule. Si tel est le cas, l'impact ne semble pas très important. De la même manière, l'événement pluvieux majeur de la mi-août (DOY 224 ; 7,3 mm) ne semble pas impacter l'hydrogramme alors qu'il n'est pas associé

à un pic thermique (Figure IV-18). En revanche, un événement pluvieux de plus faible hauteur (5,6 mm) survenant pendant la période d'étiage (DOY 268-269) engendre un pic de crue marqué (maximum de débit à $1,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) suivi d'une décrue (1,1 jour) quasiment aussi rapide que la montée de crue (0,8 jours ; Figure IV-18). Les précipitations estivales pluvieuses semblent ainsi avoir d'avantage d'impact à mesure que la fin de saison hydrologique approche. Cela peut avoir plusieurs origines :

- un regel progressif du sous-sol en fin de saison qui favoriserait le ruissellement par rapport à l'infiltration à cette période ;

- une erreur dans l'estimation de la nature des précipitations : si les événements de précipitation sont neigeux plutôt que pluvieux, ils n'auraient pas d'impact direct sur l'hydrogramme ;

- l'évolution de la présence du manteau neigeux pourrait avoir un impact sur la restitution des pluies à l'exutoire : si le manteau neigeux est important, comme c'est le cas en début de saison, les premières pluies pourraient venir imbiber la neige et n'être restituées qu'après un certain délai à la Goule. La disparition progressive du manteau neigeux à mesure que la période d'écoulement se poursuit pourrait ainsi expliquer l'impact de plus en plus important avec le temps des pluies sur l'hydrogramme.

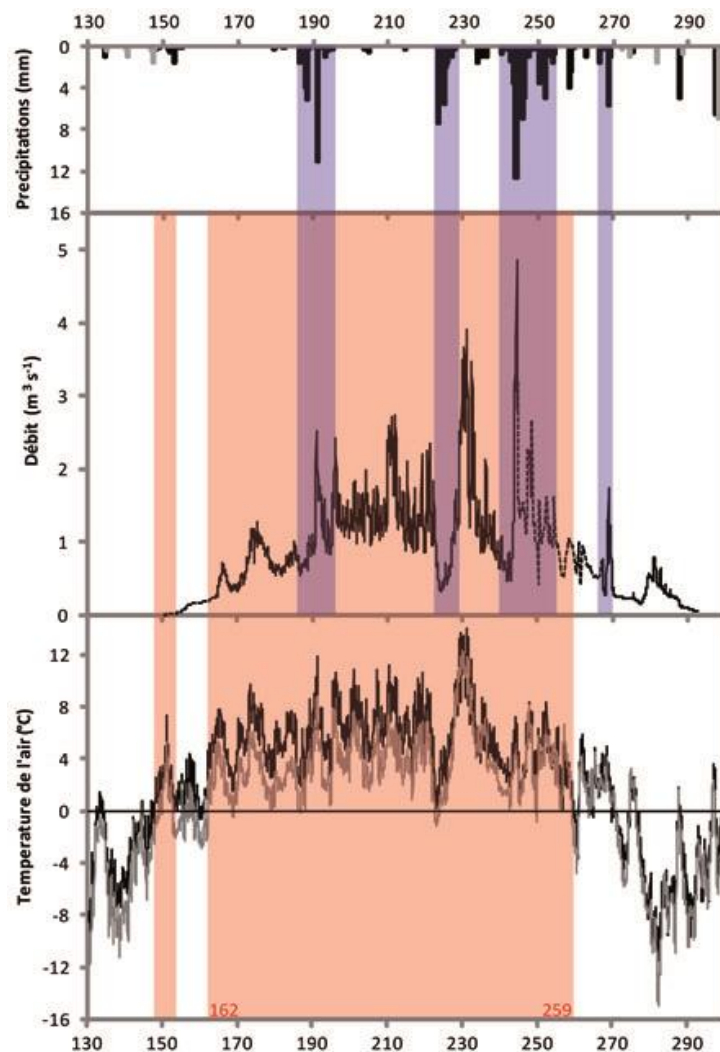


Figure IV-18 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise)) avec l'hydrogramme de la Goule pour l'été 2011.

En 2012, le même type de relations entre paramètres météorologiques et le débit à l'exutoire est rencontré avec le premier pic de chaleur conséquent dans les domaines proglaciaire et glaciaire de la période DOY 130-300, soit autour du DOY 140, qui est synchronisée avec l'estimation du début de mise en eau du système par l'observation des images fournies par la caméra automatique B. Le plus important épisode pluvieux de la saison (DOY 144 ; 15,1 mm) doit lui aussi très certainement contribuer à l'établissement de ces écoulements persistants en début de saison, à l'instar de l'année 2010. L'élargissement de la période d'écoulement au DOY 140 trouve une fois encore sa justification au regard des données de température de l'air (Figure IV-19). Par ailleurs, la période où les moyennes journalières des températures de l'air sont globalement positives sur le glacier (période DOY 154-233) est synchronisée avec la période d'écoulement où les débits sont majoritairement supérieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit le cœur de la saison de fonte (Figure IV-19). Le débit d'étiage (inférieur à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) est atteint directement après la fin de la période DOY 154-233, mais est ensuite fortement et doublement interrompu : le second plus important événement pluvieux de la saison 2012 (DOY 244) engendre alors les plus importants débits de la saison (Figure IV-19). L'allure de ces pics de crue n'est pas aussi impulsionnelle que ceux liés aux événements pluvieux ayant engendré les plus fortes crues des saisons précédentes (Figure IV-17 ; Figure IV-18 ; Figure IV-19). En effet, leur décrue est plus lente, très certainement du fait que cet événement pluvieux est également accompagné d'une période à température de l'air positive (fonte active) dans les deux domaines proglaciaire et glaciaire. Enfin, un nouvel épisode thermique d'importance centré autour du DOY 260 interrompt à son tour l'étiage (Figure IV-19). Il est par ailleurs à noter que l'événement pluvieux autour du DOY 180 de 2012 ne semble pas avoir un impact particulier sur le débit à l'exutoire de la Goule (Figure IV-19), ce qui tendrait à confirmer le fait que les précipitations estivales n'ont un impact conséquent sur les débits de l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire qu'en fin de période d'écoulement. Les mêmes hypothèses que pour l'été 2011 peuvent être émises quant à l'origine de ce phénomène. Enfin, il est constaté que de nombreux épisodes de précipitations, pour la plupart neigeux, surviennent après la fin des enregistrements de la station hydrologique de la Goule, ce qui suppose que certains événements aient pu être manqués à la toute fin de saison dans les données débitométriques.

La comparaison entre données météorologiques et hydrologiques a permis de confirmer que la période de référence DOY 130-300 (soit du 9-10 mai au 26-27 octobre) retenue comme étant représentative de la période d'écoulement est adaptée. En effet, le choix de telles limites se justifie :

- la période de mise en eau du système est marquée par des événements thermiques et pluviométriques précoces (événement pluvieux du DOY 140 de 2010) qui impactent les écoulements de surface ;

- la fin de saison hydrologique ne peut être arrêtée au 30 septembre de chaque année (soit, les DOY 273 de 2010 et 2011 et le DOY 274 en 2012), puisque les écoulements sont toujours actifs au-delà de cette date pour chaque année de suivi. Il est également remarqué que des événements pluvieux postérieurs au 30 septembre (entre les DOY 270 et 284 de 2010) peuvent notablement impacter le débit à l'exutoire. Aussi, les hauteurs de précipitations estivales représentatives de ce qui entre en compte dans l'établissement du bilan hydrologique annuel du sous-bassin versant glaciaire sont bien celles de la période DOY 130-300.

L'analyse confirme l'importance de la température de l'air dans le contrôle des écoulements de surface à travers la fonte sur ce sous-bassin versant glaciaire. L'impact des précipitations estivales semble, quant à lui, variable dans le temps en étant de plus en plus conséquent à mesure que la période d'écoulement s'approche de son terme. Deux des processus supposés comme pouvant être à l'origine de ce phénomène ont pu être mis à l'épreuve par l'intermédiaire du réseau de caméras à déclenchement automatique, à savoir la nature des précipitations (pluie ou neige) et l'importance de la couverture neigeuse. Les images fournies par les caméras ont été observées aux dates des événements de précipitations autour des DOY 190 et 224 de 2011 et du DOY 180 de 2012. Les photos ne montrent aucun signe de

précipitations neigeuses pour les événements autour des DOY 190 de 2011 et 180 de 2012 alors que la couverture neigeuse est encore bien présente en particulier sur le glacier. En revanche, la couverture neigeuse est globalement absente du bassin autour de l'événement de précipitations du DOY 224 de 2011 n'ayant pas occasionné de crue, mais les photos montrent un épisode neigeux. L'impact de la couverture neigeuse et d'une erreur dans la détermination de la nature des précipitations sur un potentiel délai dans la restitution de la lame d'eau précipitée à l'exutoire semblent donc constituer deux hypothèses crédibles pour expliquer l'évolution des relations précipitation-débit observées.

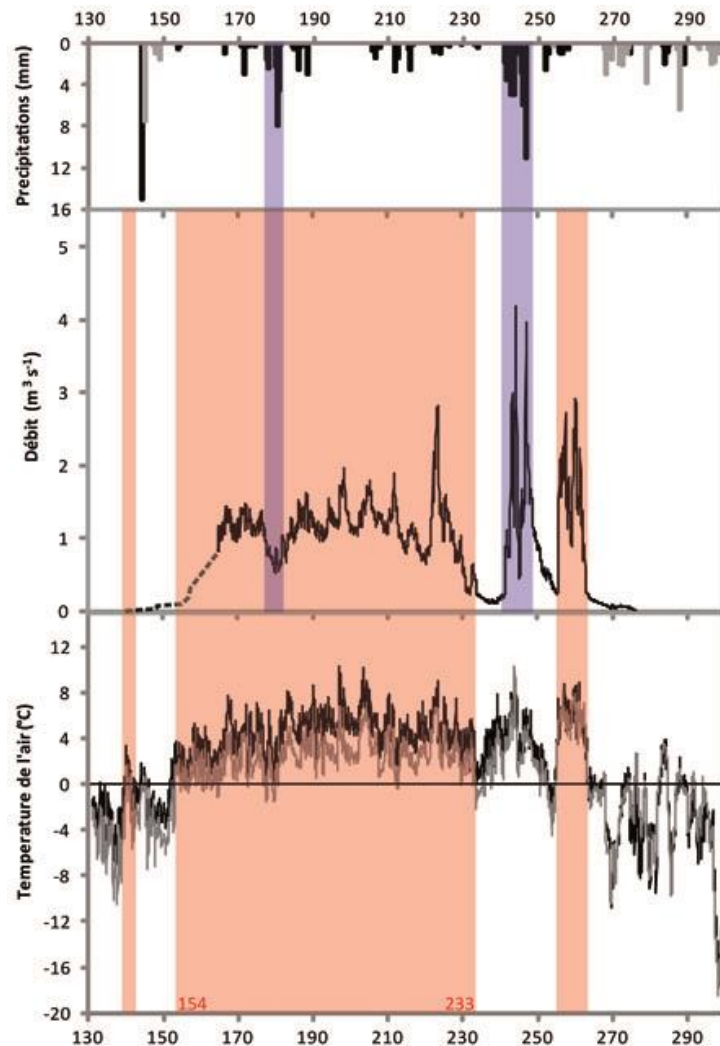


Figure IV-19 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise)) avec l'hydrogramme de la Goule pour l'été 2012.

- L'estimation de l'impact de la température de l'air sur le débit à l'exutoire de la Goule
 - *La relation température de l'air-débit*

Les relations saisonnières (2010, 2011 et 2012) entre les débits horaires à l'exutoire et la température moyenne horaire de l'air sur le glacier (moyenne arithmétique des données des 20 stations de suivi) présentent de très bonnes corrélations (coefficient de corrélation r compris entre 0,59 et 0,68 ; Figure IV-20 ; Annexe G ; Annexe H). Ces mêmes relations, présentent également de très bonnes corrélations à l'échelle mensuelle (juin-juillet-août-septembre) avec

des coefficients r compris entre 0,53 et 0,78 à l'exception des deux valeurs de septembre 2010 et juillet 2012 (Figure IV-20 ; Annexe G ; Annexe H). Ces relations sont significatives au seuil de confiance 1 %. Aucune variation significative du coefficient de corrélation n'est observée durant la saison hydrologique : les coefficients de corrélation température de l'air-débit restent dans la même gamme de juin à septembre. Cela tend à montrer que la fonte de la neige en début de saison, puis progressivement de la glace en fin de saison, génère la majeure partie des écoulements.

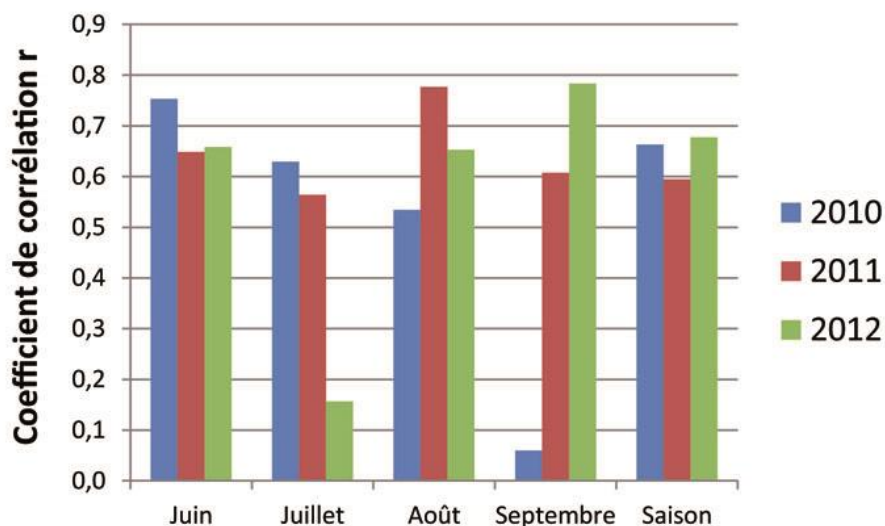


Figure IV-20 : Coefficients de corrélation mensuels et saisonniers des droites de régression linéaire entre la température moyenne horaire de l'air sur le glacier et les débits horaires à l'exutoire pour les trois étés 2010, 2011 et 2012

Des débits importants mais toujours inférieurs à $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont enregistrés chaque année alors que les températures moyennes de l'air sont négatives sur le glacier (Annexe G ; Annexe H). Une température négative suppose une fonte nulle sur le glacier. Ces débits importants peuvent avoir plusieurs origines en fonction de la période considérée : en début de saison (juin), les débits associés à des températures négatives sur le glacier sont très certainement en grande partie liés à une fonte de la neige de la zone proglaciaire et potentiellement d'une partie aval de la zone glaciaire (où la température de l'air est positive). De tels débits sont quasiment inexistantes en juillet, mois au cours duquel la température de l'air est essentiellement positive (Annexe G ; Annexe H). En fin de saison (août-septembre), les débits associés à des températures négatives sur le glacier peuvent, là encore, s'expliquer par la fonte d'une faible part du glacier mais aussi par la contribution d'autres apports tels que les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines. En fin de saison, les débits plus importants que $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont engendrés généralement par des pluies.

- *L'estimation de la fonte journalière sur le glacier*

La lame de fonte journalière en provenance du glacier Austre Lovén a été calculée pour les années 2010, 2011 et 2012 à partir d'un modèle degré-jour simple (Lliboutry, 1965), et ce jusqu'au 30 septembre de chaque année.

Le traitement suivant a été effectué par M. Griselin (communication personnelle) :

- la définition de l'état de surface du glacier en chaque point de mesure de la température de l'air, en neige ou en glace, a été déterminé au cours du temps à partir des photos provenant du réseau de caméras automatiques visant le glacier (Bernard, 2011 ; Bernard *et al.*, 2013) ;

- le calcul d'une température journalière moyenne a été réalisé à partir des données recueillies aux 20 capteurs de température de l'air sur le glacier, ce qui représente l'état thermique journalier (ou encore degré-jour) à partir des équations suivantes :

$$\begin{cases} F = 0 \text{ pour } T \leq 0^\circ\text{C} \\ F = kT \text{ pour } T > 0^\circ\text{C} \end{cases}$$

*Eq. [17]
adaptation de l'équation
de Lliboutry (1965)*

avec F la lame de fonte potentielle en mm.d⁻¹, T la température de l'air en °C et k le facteur de fonte en mm.d⁻¹.°C⁻¹ (4,2 pour la neige et 3,5 pour la glace)¹⁹.

- le calcul de la lame de fonte totale journalière du glacier en pondérant les lames de fonte ponctuelles par une surface selon la méthode des polygones de Voronoï ;

La lame de fonte potentielle journalière rapportée à la surface du glacier est ainsi obtenue. Ces données peuvent être ramenées à la surface du sous-bassin versant glaciaire de la Goule pour permettre une comparaison avec la lame d'eau journalière écoulée à l'exutoire de la Goule (Figure IV-21).

À l'échelle saisonnière, il apparaît que l'année 2010 présente la lame de fonte potentielle la plus faible des trois années considérées (0,416 m), l'année 2011 la plus forte (0,618 m) et 2012 la lame intermédiaire (0,499 m) ce qui est en accord avec les variations interannuelles du débit total à l'exutoire. Ces lames représentent respectivement 54, 57 et 51 % des lames d'eau totales annuelles. Bien évidemment, les lames de fonte proposées, dépendantes de facteurs k qu'ils resteraient à préciser avec d'autres séries de mesures, doivent être considérées comme des ordres de grandeur.

À l'échelle journalière, la mise en parallèle des chroniques des lames d'eau écoulées à l'exutoire et des lames d'eau de la fonte potentielle du glacier Austre Lovén a permis de faire plusieurs observations (Figure IV-21) :

- la majorité des épisodes de crue enregistrés à l'exutoire coïncide clairement avec des événements de fonte du glacier (neige et glace).

- les périodes où les débits ont été estimés pour les débuts de mise en eau du système et en septembre 2011 montrent une bonne cohérence avec les calculs de lames d'eau de fonte potentielles, preuve que le travail d'estimation présente une bonne fiabilité : deux pics de fonte sont bien enregistrés sur le glacier entre les DOY 138 et 146 de 2010, la fonte s'amorce bien au DOY 151 de 2011 ainsi qu'au DOY 140 de 2012. Par ailleurs, l'évolution de la lame d'eau de fonte potentielle calculée entre les DOY 245 et 266 de 2011 (période de lacune d'enregistrement du capteur de pression à l'exutoire) est relativement bien en accord avec l'évolution des débits reconstitués.

- il apparaît par ailleurs que, dans la plupart des cas, la lame d'eau de fonte calculée est inférieure à la lame d'eau écoulée à l'exutoire de la Goule, en particulier au cours du cœur de la saison de fonte. Cela peut être lié à des facteurs de fonte k trop faibles et/ou à un apport d'autres sources en eau à la lame d'eau totale. Les facteurs de fonte déduits des mesures *in situ* sont-ils sous-estimés, en particulier pour la glace ? La réponse peut être affirmative pour la partie aval du glacier où ponctuellement des facteurs k plus importants (7 à 11 mm.d⁻¹.°C⁻¹) ont été obtenus du fait d'une glace riche en débris rocheux. Concernant les autres sources contribuant à la lame d'eau à l'exutoire, la fonte du manteau neigeux proglaciaire et celle des versants ne sont pas prises en compte dans les lames de fonte calculées, tout comme les lames d'eaux souterraines,

¹⁹ La détermination des facteurs de fonte pour la neige et la glace est définie en Annexe I et ce, à partir de mesures propres au glacier Austre Lovén de 2011. Les facteurs k moyens retenus sont 4,2 mm.d⁻¹.°C⁻¹ pour la neige et 3,5 pour la glace (hors mesures de basses altitudes sur le glacier). Les valeurs obtenues peuvent paraître singulières au vu de l'inventaire de facteurs fournis par Irvine-Fynn (2008) où il est constaté que la neige présente un facteur k en général plus faible que celui de la glace. Les deux données de facteurs de fonte fournies par Irvine-Fynn (2008) pour la glace au Svalbard sont beaucoup plus importantes que le k obtenu : 6,3 mm.d⁻¹.°C⁻¹ pour le Midtre Lovénbreen et 13,8 mm.d⁻¹.°C⁻¹ pour la calotte de Vestfonna. Aucune explication du ou des processus physiques à l'origine de la valeur faible du facteur k de la glace ne peut être proposée dans le cadre de la thèse. Pour la neige, des facteurs k sont proposés pour des régions enneigées en dehors du Svalbard. La gamme va de 3,2 en Suède et 5,9 en Chine, ce qui encadre bien la valeur obtenue pour l'Austre Lovén.

sous-glaciaires et les précipitations estivales. Sans anticiper les discussions ultérieures, il est clair que la fonte nivale, hors surface glaciaire, les précipitations estivales et la décharge d'eau sous-glaciaire contribuent aussi aux écoulements. L'écart observé entre lame de fonte et lame écoulée est donc un résultat attendu.

- enfin, il arrive également que la lame d'eau de fonte soit supérieure à la lame d'eau totale s'écoulant à la Goule. Ce cas de figure est particulièrement visible à la fin de saison 2010. Les parts d'eau de fonte manquantes à l'exutoire peuvent s'expliquer soit, par leur infiltration dans le sous-sol ce qui viendrait alimenter la nappe supra-pergélisol, soit par leur regel avant d'atteindre l'exutoire, ce qui est possible en fin de saison hydrologique.

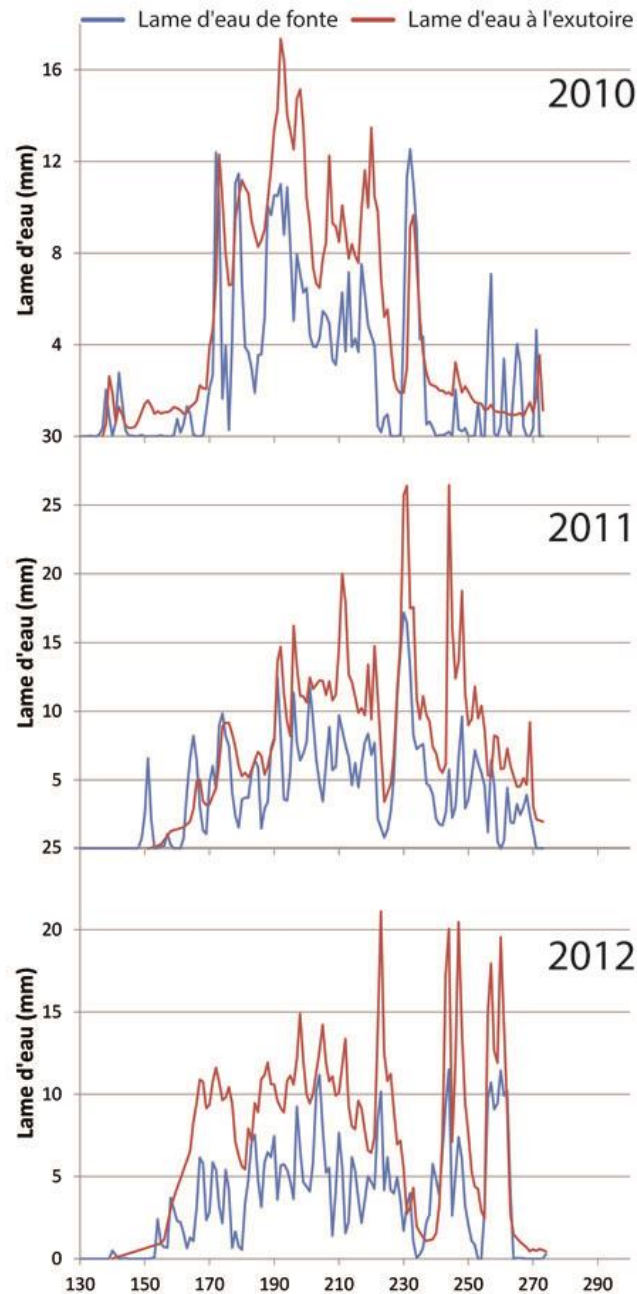


Figure IV-21 : Lames d'eau journalières écoulées à l'exutoire de la Goule (lignes rouges) au regard des estimations de lames de fonte potentielles journalières en provenance du glacier Austre Lovén (lignes bleues) rapportées à la surface du sous-bassin versant glaciaire jusqu'au 30 septembre des saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012 (DOY 273 des années 2010 et 2011 et DOY 274 de l'année 2012).

1.2.3. Le cas du sous-bassin versant morainique du Diable

Les données de température de l'air obtenues dans la zone proglaciaire et les hauteurs de précipitation mesurées à la station météorologique de Ny-Ålesund sont mises en parallèle avec l'hydrogramme de l'exutoire du Diable de 2012 selon la période de référence DOY 130-300 afin d'étudier l'impact de ces deux paramètres sur les variations de débits à l'exutoire du sous-bassin versant morainique au cours de la période d'écoulement (Figure IV-22).

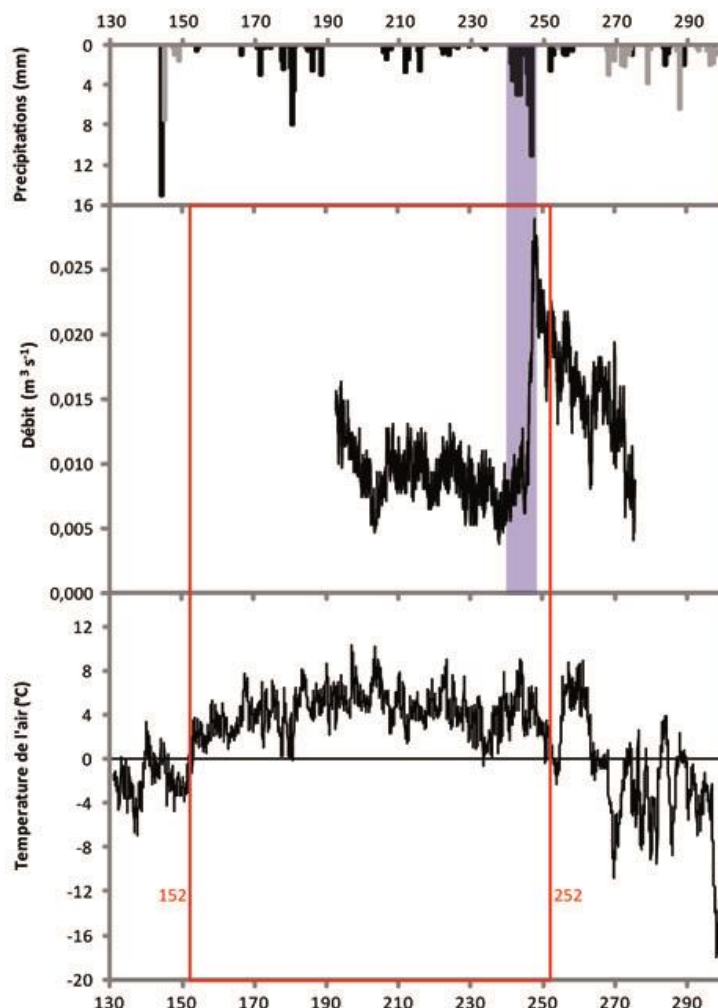


Figure IV-22 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine) avec l'hydrogramme du Diable pour l'été 2012.

Bien qu'incomplète, la période d'enregistrement renseigne que le débit à l'exutoire du sous-bassin versant du Diable a globalement tendance à décroître au cours de la saison hydrologique à l'exception d'un fort épisode de crue qui est synchrone avec un événement pluvieux fin août (DOY 244 ; Figure IV-22). Cet épisode conduit au débit maximal enregistré pour cet exutoire en 2012 ($0,029 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

La tendance à la diminution du débit peut s'expliquer, pour la première moitié de la saison hydrologique, par la baisse des apports d'eau de fonte du manteau neigeux à mesure que ce dernier disparaît et, pour la seconde moitié, par une diminution des apports d'eau par les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol qui voit son stock diminuer s'il n'est pas rechargé.

En conclusion, il est constaté que la fonte de la neige et de la glace du glacier n'explique pas à elle seule l'intégralité des débits du cours d'eau enregistrés à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire, mais y contribue toutefois fortement. En effet, les différences interannuelles rencontrées dans les débits moyens saisonniers à la Goule ($0,62 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2010, $0,89 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2011 et $0,83 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 2012) et les lames d'eau totales (0,771 m en 2010, 1,077 m en 2011 et 0,974 m en 2012) montrent que l'année 2011 est celle qui a généré les plus importants flux d'eau, suivie de l'année 2012 et enfin de 2010. L'été 2011 a également été le plus chaud des trois étés étudiés sur le glacier, avec une moyenne de la température de l'air à $0,8^\circ\text{C}$ et l'été 2010 le plus froid, avec $0,3^\circ\text{C}$. L'année 2012 présente bien une température intermédiaire mais qui est toutefois plus proche de celle de 2010 avec une moyenne à $0,4^\circ\text{C}$ sur le glacier alors qu'elle génère des flux d'eau d'avantage proches de ceux de 2011. La même incohérence apparente se retrouve au niveau de la lame de fonte potentielle (0,499 m) plus proche de celle de 2010 (0,416 m) que de celle de 2011 (0,618 m). Cela s'explique notamment par une grande disparité dans les précipitations efficaces estivales qui sont beaucoup plus fortes en 2011 et 2012 (respectivement 0,194 et 0,192 m) qu'en 2010 (0,117 m), et très certainement dans une différence d'apport d'eau de fonte par la zone proglaciaire et les versants. Les précipitations efficaces estivales peuvent donc avoir un fort impact sur les lames d'eau annuelles et par conséquent sur les bilans hydrologiques annuels. La variation interannuelle dans les flux d'eau générés entre 2011 et 2012 est essentiellement due à la différence de température de l'air étant donné la similarité entre les précipitations efficaces de 2011 et celles de 2012. La température de l'air et les précipitations sont donc bien les paramètres déterminants les écoulements à l'exutoire d'un sous-bassin versant glaciaire. La comparaison des débits spécifiques du sous-bassin versant glaciaire avec ceux du sous-bassin versant morainique montre une forte disparité : la décharge d'eau de la zone proglaciaire, de l'ordre de $0,024 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ est trois fois plus faible que la décharge du bassin présentant une zone glaciaire (moyenne sur trois saisons à $0,077 \pm 0,014 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).

2. La dynamique de la nappe supra-pergélisol

Au sein de la zone proglaciaire, lorsque le sous-sol dégèle annuellement, une nappe d'eaux souterraines libre se met en place dans la couche active au-dessus du pergélisol (substratum de la nappe). Pour déterminer la période d'activité potentielle de ce réservoir d'eau, il faut s'intéresser à l'évolution de l'état thermique de cette partie supérieure du sous-sol ainsi qu'aux mesures piézométriques. L'évolution thermique doit être abordée en parallèle des conditions météorologiques, puisque ces dernières sont déterminantes dans les processus de gel et de dégel du sous-sol. Puis, la mise en place de la nappe supra-pergélisol au sein de la couche active doit être étudiée ainsi que les variations de son niveau piézométrique au cours du temps et ce, au regard des conditions externes (origine de la recharge, relations nappe-rivière). De telles observations peuvent enfin conduire à la détermination de caractéristiques géométriques et hydrodynamiques de l'aquifère telles que la dynamique de ses toits et murs, sa porosité cinématique et le volume d'eau concerné.

2.1. La période d'activité de la nappe supra-pergélisol

2.1.1. Le dégel de la couche active

- Les périodes de dégel de la couche active

Les données issues des sites où un suivi de la température du sous-sol a été effectué à différentes profondeurs ont été intégrées de manière à obtenir l'évolution thermique du sous-sol en chaque site, en fonction de la profondeur et du temps. Pour ce faire, la méthode d'interpolation spatiale par krigeage (logiciel Surfer) a été employée sur les données des sites

S1, S2 et S5 en 2010 et 2011 (Figure IV-23 ; Figure IV-24) et sur celles des sites S1, S2, S3 et S4 en 2012 (Figure IV-25) pour la période de référence DOY 130-300.

Les sites S2 et S5 étaient en place avant le début de la thèse avec des sondes thermiques au maximum à 1,15 m et 0,40 m de profondeur respectivement. Ces deux sites sont, par conséquent, considérés comme étant à l'équilibre thermique avec leur environnement. Le site S1 a été installé, quant à lui, courant juillet 2010 et est donc susceptible de ne pas être complètement représentatif du milieu en 2010. Il permet toutefois d'augmenter la profondeur d'investigation thermique du sous-sol jusqu'à 1,50 m. Les sites S3 et S4, installés en avril 2012, améliorent encore cette prospection thermique du sous-sol avec des profondeurs maximales de 3,40 et 2,21 m respectivement). Ces sites sont par conséquent sujets à un ré-équilibre au début des enregistrements d'été. À la différence des trois autres sites, S3 et S4 sont équipés de peu de capteurs de température dans la partie supérieure de la couche active avec la sonde la moins profonde disposée à 0,50 m de profondeur (implantation en juillet 2012). Les interpolations spatiales obtenues dans la partie supérieure de la couche active au début de la période DOY 130-300 de 2012 ne sont donc certainement pas représentatives du milieu, puisqu'elles ne se basent que sur les données fournies par des sondes se trouvant à partir de 1,0 m de profondeur pour le site S3 et à partir de 1,21 m de profondeur pour le site S4. Enfin, l'enregistrement des données de température du sous-sol sur le site S3 ayant été défectueux courant juin 2012, les interpolations du début d'été s'en trouvent encore moins fiables. Les profils S3 et S4 ne peuvent donc servir de références pour marquer le début du dégel de la surface de la couche active

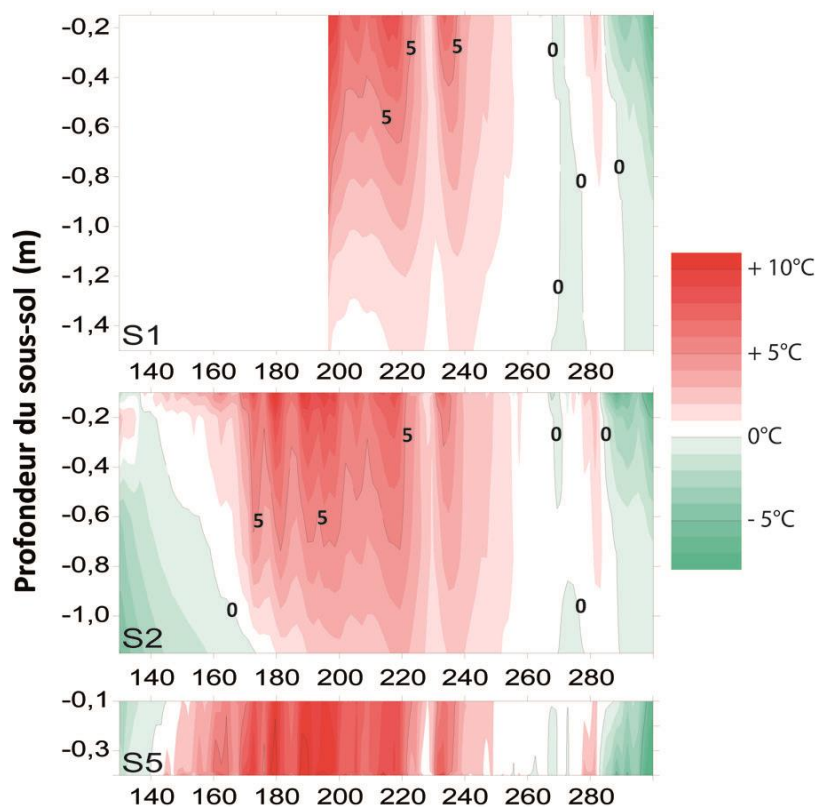


Figure IV-23 : Evolution de la température du sous-sol en fonction de la profondeur au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 sur les trois sites de suivi de 2010 : S1 (installé au cours de l'été 2010), S2 (installation en 2009) et S5 (2009).

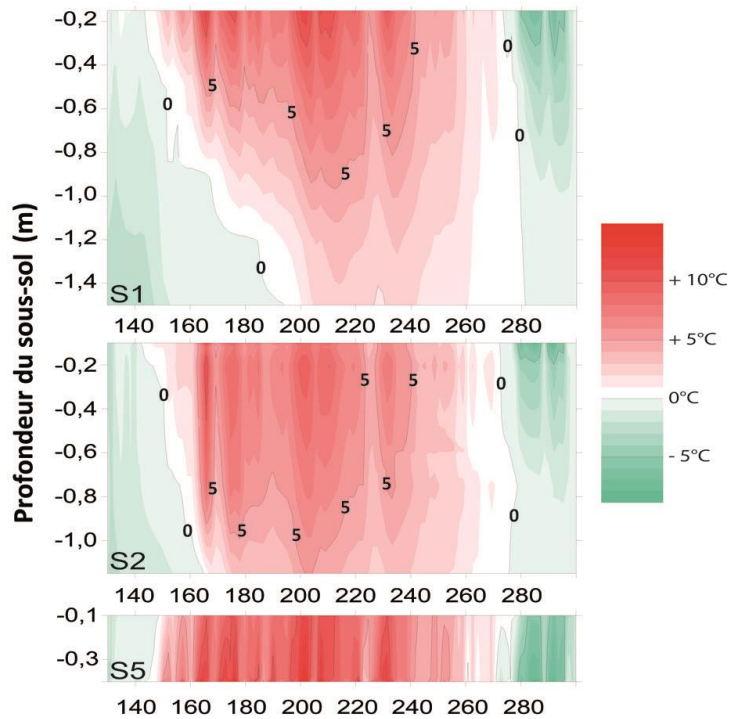


Figure IV-24 : Evolution de la température du sous-sol en fonction de la profondeur au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 sur les trois sites de suivi de 2011 : S1, S2 et S5.

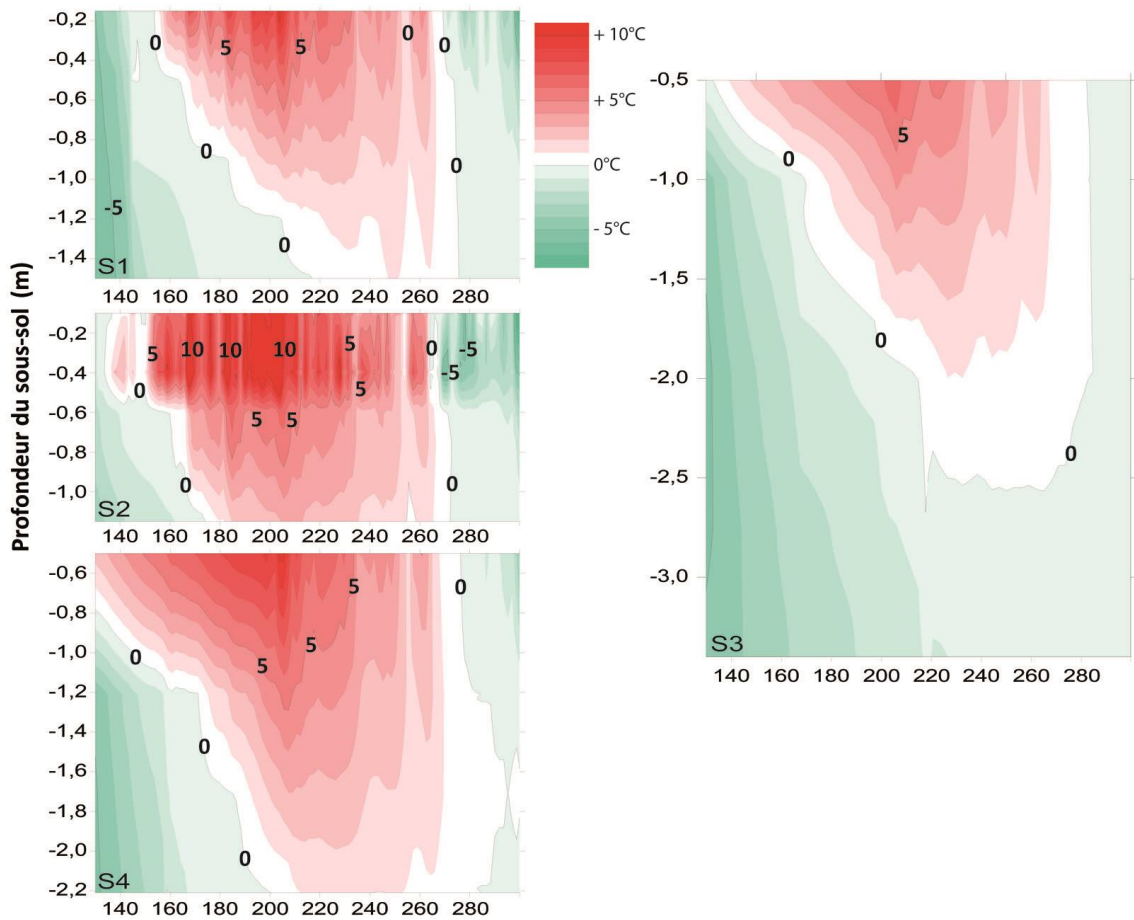


Figure IV-25 : Evolution de la température du sous-sol en fonction de la profondeur au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 sur les quatre sites de suivi de 2012 : S1, S2, S3 et S4 (installation en avril 2012).

Les évolutions spatiales et temporelles des températures du sous-sol obtenues au cours des périodes DOY 130-300 des années 2010, 2011 et 2012 (Figure IV-23 ; Figure IV-24 ; Figure IV-25) montrent que la surface du sol a dégelé²⁰ le plus longtemps durant l'été 2010, suivi de l'été 2011 puis 2012 avec respectivement 152, 136 et 130 jours de dégel (Tableau IV-6). Ces durées de dégel peuvent paraître surprenantes, puisque c'est l'été 2011 qui présente, dans la zone proglaciaire, la moyenne des températures de l'air la plus importante (2,5°C ; Tableau IV-1), l'été 2010 n'arrivant qu'en deuxième position (2,1°C ; Tableau IV-1) avant l'été 2012 (1,8°C ; Tableau IV-1).

Il est par ailleurs observé que les phases de dégel et de regel du sous-sol n'ont pas toujours des limites temporelles nettes. Par exemple, en 2012, l'amorce du dégel de la couche active n'est pas franche et donc difficile à déterminer sur le site de suivi S2 (Figure IV-25).

Site de suivi (profondeur)		2010		2011		2012	
		Dégel	Regel	Dégel	Regel	Dégel	Regel
S1	DOY	-	284	144	273	155	269
(-0,15 m)	date correspondante	-	11-oct	24-mai	30-sept	03-juin	25-sept
S2	DOY	137	283	143	273	152	267
(-0,10 m)	date correspondante	17-mai	10-oct	23-mai	30-sept	31-mai	23-sept
S3	DOY	-	-	-	-	-	281
(-0,50 m)	date correspondante	-	-	-	-	-	07-oct
S4	DOY	-	-	-	-	-	276
(-0,50 m)	date correspondante	-	-	-	-	-	02-oct
S5	DOY	145	288	149	278	-	-
(-0,10 m)	date correspondante	25-mai	15-oct	29-mai	05-oct	-	-
Durée maximale de dégel		du DOY 137 au DOY 288 = 152 jours		du DOY 143 au DOY 278 = 136 jours		du DOY 152 au DOY 281 = 130 jours	

Tableau IV-6 : Synthèse des données issues des enregistrements des sondes thermiques les plus superficielles des 5 sites de suivi de température du sous-sol avec les dates de dégel et de regel en chaque site ainsi que la durée maximale de dégel de la surface du sous-sol.

Le dégel se fait par à-coups : la première phase de dégel s'amorce au DOY 138 à 0,1 m de profondeur pour regeler entre le DOY 148 et le DOY 152, date à partir de laquelle le dégel s'amorce définitivement (Figure IV-25). La première phase de dégel est particulière, puisqu'elle n'atteint qu'une profondeur de 0,5 m et que la source de chaleur ne semble pas venir verticalement de la surface mais plutôt latéralement (Figure IV-25). Il est d'ailleurs intéressant de constater que l'isotherme 0°C est également franchi à la même période autour de 0,4 m de profondeur au niveau du site S1 (Figure IV-25). Cette particularité se retrouvant sur deux sites relativement éloignés, il est peu probable qu'elle soit liée à un défaut d'enregistrement. Il peut donc être supposé qu'un même processus à l'échelle de la zone proglaciaire ait pu induire la mise en place d'un écoulement d'eau souterraine en sub-surface. Par ailleurs, un regel en deux temps est bien identifié sur les trois sites de suivi en 2010 (Figure IV-23).

Les suivis thermiques du sous-sol montrent que les trois profils dégèlent intégralement au cours des étés 2010 et 2011, ce qui permet d'attester que le toit du pergélisol se situait plus en profondeur que la sonde thermique la plus profonde, soit supérieure à 1,50 m (site S1). À 1,50 m de profondeur, les températures atteignent des valeurs supérieures à 1°C et 2°C respectivement en 2010 et 2011 (Figure IV-23 ; Figure IV-24). L'isotherme 0°C, qui pourrait en première approximation, représenter le toit du pergélisol, était donc bien plus en profondeur. L'implantation de nouveaux sites plus profonds (S3 et S4) permet de confirmer ces observations en situant avec précision la profondeur du toit supposé du pergélisol : le site S3 présente une profondeur suffisante pour situer l'isotherme 0°C durant tout l'été avec une profondeur

²⁰ Le dégel est supposé se produire lorsque la température est positive et inversement pour le gel.

maximale de 2,50 m tandis que les autres sites dégèlent intégralement (Figure IV-25). Toutefois, il ne peut être concrètement question de pergélisol que si deux années de suivi confirment le maintien d'une température négative du sous-sol. La profondeur de 2,50 m est bien en accord avec les observations réalisées lors du forage du site qui supposaient cette interface à une profondeur de 2,48 m (Figure III-15). Enfin, il est à noter qu'un pic artificiel survient sur S3 au DOY 218 à 2,75 m de profondeur (Figure IV-25) lors de la mise en eau du piézomètre autour duquel les sondes thermiques sont fixées.

La partie supérieure de la couche active peut atteindre des températures importantes, dépassant ponctuellement 10°C en 2010 (site S5 ; Figure IV-23) comme en 2011 (site S1, S2 et S5 ; Figure IV-24). Cela est dû à la conductivité thermique et à la capacité thermique des matériaux du sous-sol, majoritairement des roches métamorphiques. Les températures du sous-sol ont tendance à être plus élevées en 2011 qu'en 2010 bien que la couche active dégèle moins longtemps (Figure IV-23 ; Figure IV-24). En 2012, le site S2 présente des températures beaucoup plus élevées qu'en 2011 dans les 0,5 premiers mètres de sous-sol avec l'isotherme 10°C largement franchi et ce, tout au long du cœur de saison. Cette augmentation de température entre les étés 2011 et 2012 ne se retrouve toutefois pas au niveau du site S1 qui semble présenter des températures moins importantes qu'en 2011 (Figure IV-25). L'onde de chaleur va d'ailleurs moins en profondeur en 2012 qu'en 2011 avec un isotherme 1°C qui franchit à peine 1,5 m de profondeur au niveau du site S1 (Figure IV-25). Ces températures du sous-sol globalement intermédiaires en 2012, comparativement aux autres années, ne concordent pas avec une période de dégel de la couche active qui soit la plus courte des trois années de suivi.

S'il s'avère que le sous-sol gelé, au-delà de 2,50 m de profondeur au niveau du site S3, est bien le pergélisol, les capteurs de température du sous-sol les plus profonds sur ce site renseignent des valeurs alarmantes quant au devenir du pergélisol de ce secteur. En effet, en ne considérant que la deuxième partie des enregistrements thermiques du sous-sol en S3 de l'été 2012 (soit à compter du DOY 230), les températures maximales renseignées par les capteurs sont de -0,17°C à 2,75 m de profondeur et de -0,45°C à -3,40 m de profondeur, soit à moins de 0,5°C de la température de dégel. La région du Kongsfjord étant en pleine phase de réchauffement climatique, la partie supérieure du pergélisol sur ce site est susceptible de se dégrader très prochainement et ce, sur des épaisseurs importantes. Cela aura des conséquences sur la distribution des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol qui sera alors plus en profondeur.

- Les relations entre les périodes de dégel de la couche active et les conditions météorologiques

Le suivi thermique du sous-sol en S1, effectué sur les trois années de thèse, a été utilisé comme référence en vue de comparer l'état thermique de la couche active avec la température de l'air et les hauteurs de précipitation pour les trois étés (DOY 130-300) 2010, 2011 et 2012 (respectivement Figure IV-26, Figure IV-27 et Figure IV-28).

Cette comparaison entre état thermique du sous-sol et paramètres météorologiques permet de se rendre compte de plusieurs processus :

- les phases de dégel et de regel de la couche active dans sa partie supérieure sont globalement synchrones de la période où la température de l'air journalière dans la zone proglaciaire est positive (autour du DOY 250 de 2010 pour le regel, DOY 148-270 de 2011 et DOY 152-252 de 2012 ; cadres rouges des Figure IV-26, Figure IV-27 et Figure IV-28) à l'exception de la phase de regel de l'année 2012 qui est retardée du fait d'un épisode thermique d'importance autour du DOY 260 (Figure IV-28). Il y a donc une réaction quasi-immédiate entre conditions thermiques externes et températures du sous-sol en surface ($\leq 0,15$ m de profondeur).

- les températures du sous-sol les plus élevées se rencontrent sur l'intégralité du profil au cours de périodes où la température de l'air journalière sur le glacier est globalement positive (avant le DOY 225 de 2010, DOY 162-259 de 2011 et DOY 154-233 ; rectangles rouges des

Figure IV-26, Figure IV-27 et Figure IV-28). Cela peut sembler, de prime abord, sans rapport, toutefois il faut bien intégrer le fait que lorsque la température de l'air sur le glacier est globalement positive, cela implique que la température de l'air dans la moraine y est plus élevée, en moyenne de 1,6°C (Tableau IV-1).

- l'année 2010, à l'inverse des années 2011 et 2012, ne présente pas, en début et fin de saison estivale, des températures de l'air nettement négatives sur de longues durées, mais des températures oscillant entre le positif et le négatif (Figure IV-26 ; Figure IV-27 ; Figure IV-28). Cela est très certainement à l'origine de sa durée de dégel plus longue. Par ailleurs, la période où la température de l'air est globalement positive dans le domaine proglaciaire est nettement plus courte en 2012 qu'en 2011 (Tableau IV-2) et ce même si l'on considère l'événement thermique qui lui succède autour du DOY 260. Cela pourrait expliquer pourquoi le dégel de la couche active en 2012 présente la durée la moins longue.

- les précipitations estivales peuvent également avoir un effet sur l'état thermique du sous-sol : la phase de gel de 2010 est interrompue par d'importants épisodes de précipitation majoritairement pluvieux qui s'étendent du DOY 270 au DOY 284 au cours duquel l'intégralité du profil de sous-sol présente à nouveau des températures positives (Figure IV-26). La température de l'air associée à cet événement de précipitation oscille autour de 0°C avec d'importantes phases positives. Toutefois, il est probable que ce soit la combinaison de ces deux événements, thermique et pluvieux, qui soient à l'origine de l'augmentation brusque de la température du sous-sol. Cet épisode de précipitation participe très certainement, lui aussi, à la longévité de la période de dégel de la couche active de 2010. À l'inverse, les épisodes pluvieux majeurs du cœur de saison de 2011 (événements autour du DOY 190, du DOY 224 et du DOY 244) viennent refroidir le sous-sol, ce qui est particulièrement visible au DOY 224 (Figure IV-27). Ces différentes réactions du sous-sol face aux précipitations liquides s'expliquent très certainement du fait des températures des pluies qui doivent être plus froides que le sous-sol au cœur de la saison, et plus chaudes lors de la reprise en gel du système. L'impact des précipitations estivales sur la thermique du sous-sol est corroboré par les données de l'été 2012 où l'intégralité des événements pluvieux du cœur de saison viennent refroidir le profil de sol (exemple de l'événement centré sur le DOY 180 illustré sur la Figure IV-28), alors que l'événement pluvieux autour du DOY 244, postérieur au cœur de saison, vient le réchauffer (Figure IV-28). Ce réchauffement du sous-sol par les pluies est particulièrement visible après le regel de la couche active avec deux exemples illustrés par des cadres bleus sur la Figure IV-28.

Enfin, le franchissement de l'isotherme 0°C autour de 0,4 m de profondeur en début de saison 2012 observé dans la partie précédente pourrait être lié au premier pic de chaleur et au plus important épisode pluvieux identifié de la saison survenant respectivement au DOY 140 et 144. Il est en effet possible de supposer que le pic thermique ait induit un début de dégel de la couche active en surface dans différents secteurs de la zone proglaciaire plus exposés aux variations météorologiques (avec une couverture neigeuse faible ou nulle par exemple), ce qui aurait permis l'infiltration des pluies dans le sous-sol. Ces eaux de pluies, plus chaudes que le sous-sol, auraient alors pu se frayer un chemin d'écoulement de sub-surface en réchauffant temporairement le sous-sol à leur contact.

2.1.2. La mise en place et le regel de la nappe supra-pergélisol

Le suivi piézométrique de la nappe supra-pergélisol couplé au suivi thermique du sous-sol s'est effectué sur un seul site au cours des années 2010 et 2011, le site 1 (P1 et S1). En 2012, le site 3 (P3 et S3) était également en place pour suivre la dynamique de la nappe.

Dans ces piézomètres, la variation du niveau piézométrique est suivie par des sondes TD ou CTD Diver. Les données de hauteurs d'eau enregistrées par les sondes ont été corrigées d'artéfacts non liés aux battements de la nappe (intervention de l'équipe de maintenance par exemple). La géométrie du dispositif de suivi est parfaitement connu (hauteur entre le capteur de pression de la sonde et la surface du sol). Des mesures piézométriques manuelles de contrôle

sont en plus réalisées à chaque passage de l'équipe sur le terrain de manière à contrôler toute dérive des capteurs de pression.

La mise en parallèle des deux suivis, piézométrique et thermique, permet d'étudier le lien entre le dégel de la couche active et la mise en place de la nappe libre au dessus du pergélisol. Le piézomètre P1 n'ayant été équipé d'une sonde d'enregistrement qu'au 23 septembre (DOY 266) de l'année 2010, seules les variations piézométriques de fin de saison 2010 sont disponibles (Figure IV-29). En 2011 et 2012, les données couvrent bien l'intégralité de la saison au site 1 (Figure IV-30 ; Figure IV-31). Du fait de la perte des capteurs de pression du piézomètre P3 au cours de l'hiver 2012-2013, les variations piézométriques sont manquantes pour ce site au-delà du 2 octobre 2012 (DOY 276 ; Figure IV-32).

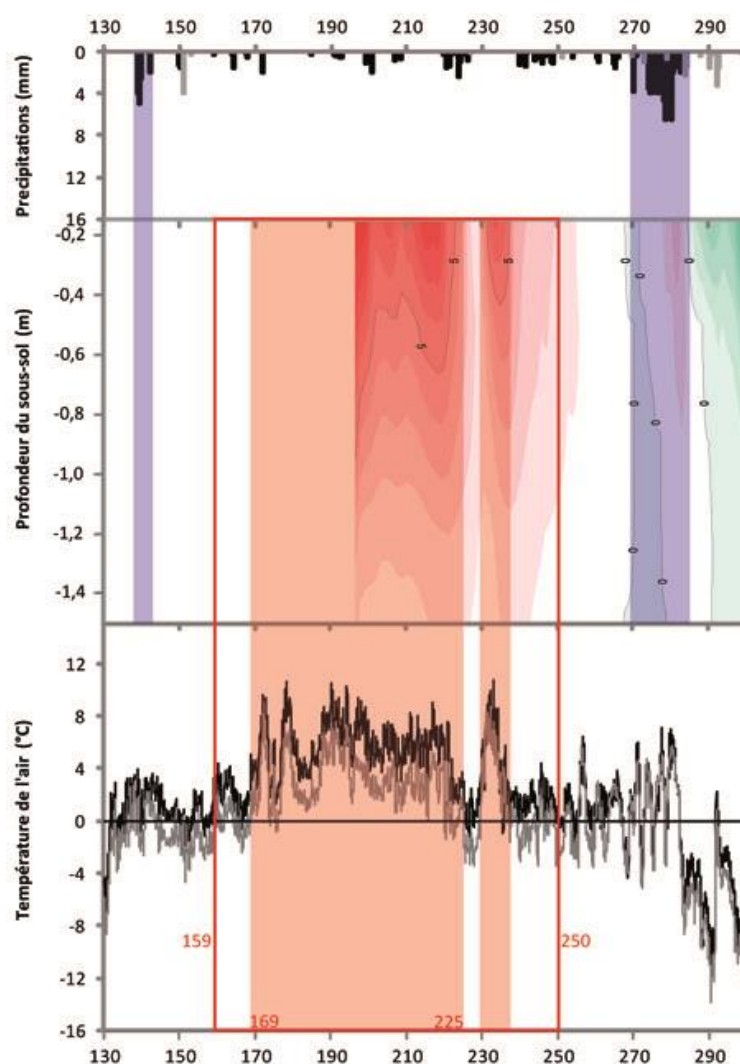


Figure IV-26 : Comparaison des hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et des températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise) avec l'évolution de la température du sous-sol au site de suivi S1 en fonction de la profondeur au cours de l'été 2010.

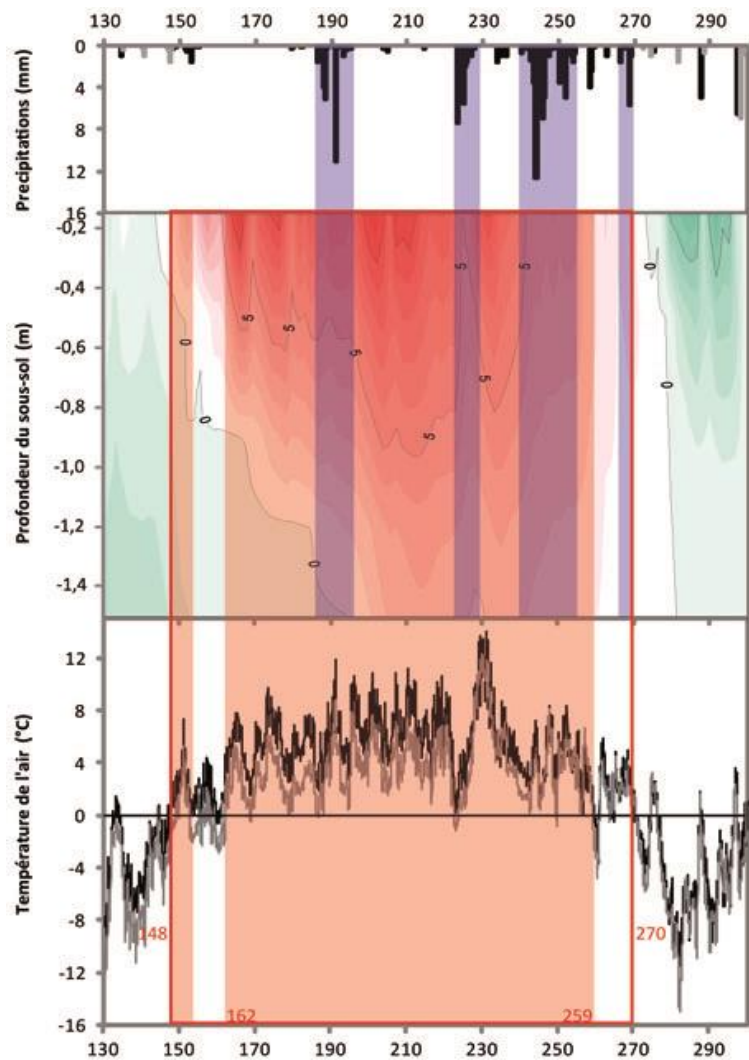


Figure IV-27 : Comparaison des hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et des températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise) avec l'évolution de la température du sous-sol au site de suivi S1 en fonction de la profondeur au cours de l'été 2011.

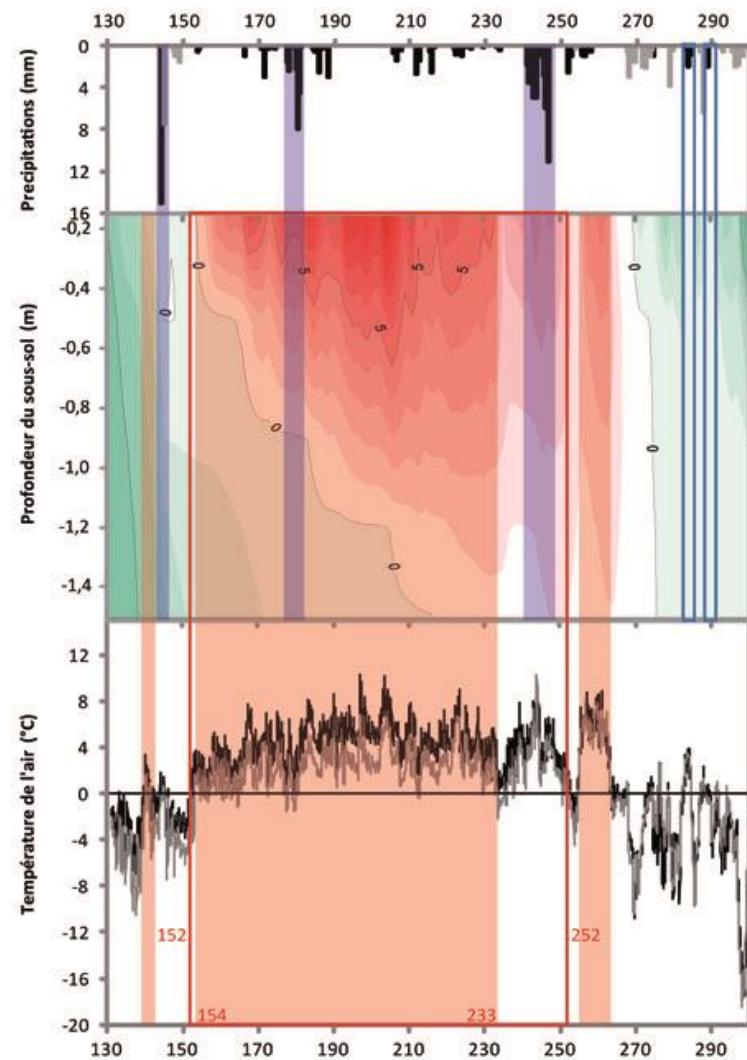


Figure IV-28 : Comparaison des hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et des températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise) avec l'évolution de la température du sous-sol au site de suivi S1 en fonction de la profondeur au cours de l'été 2012

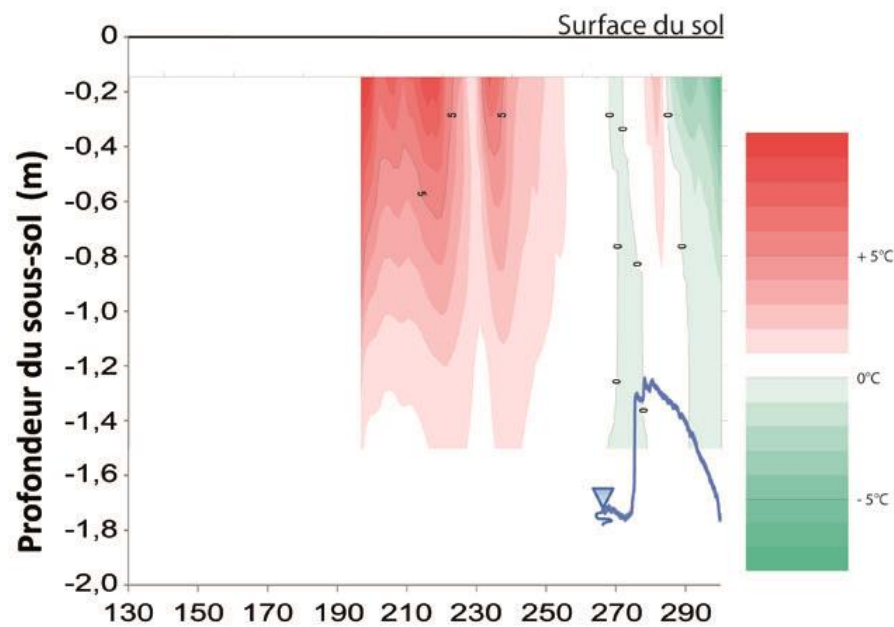


Figure IV-29 : Evolution du niveau piézométrique (P1) en regard de la température du sous-sol (S1) au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2010. En 2010, le suivi piézométrique n'a débuté qu'au 23 septembre (DOY 266), suite à l'installation d'un capteur de pression. La nappe peut avoir été active avant cette date.

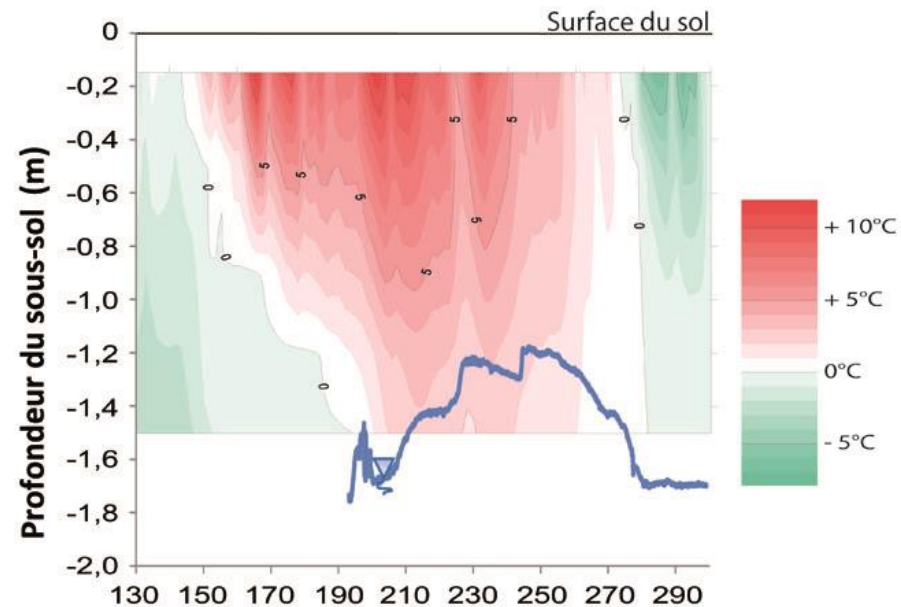


Figure IV-30 : Evolution du niveau piézométrique (P1) en regard de la température du sous-sol (S1) au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2011.

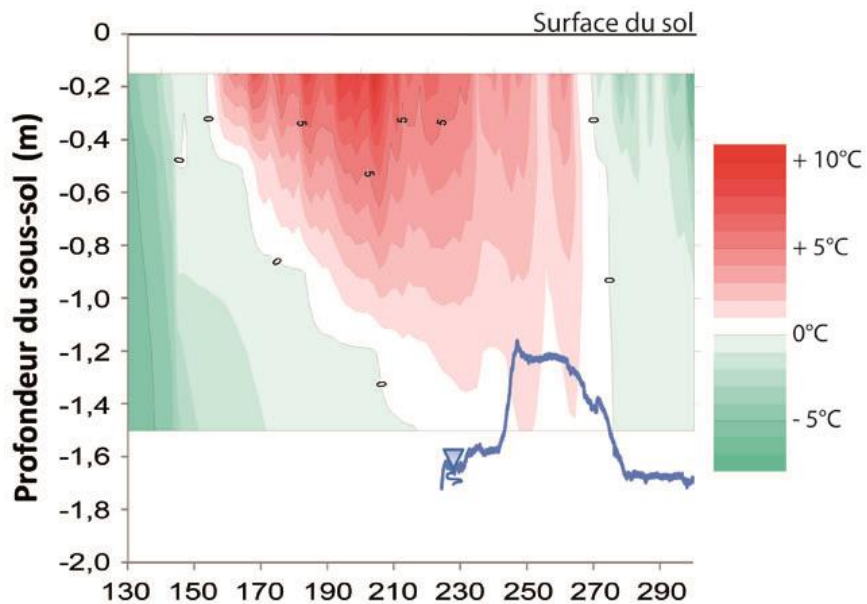


Figure IV-31 : Evolution du niveau piézométrique (P1) en regard de la température du sous-sol (S1) au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2012.

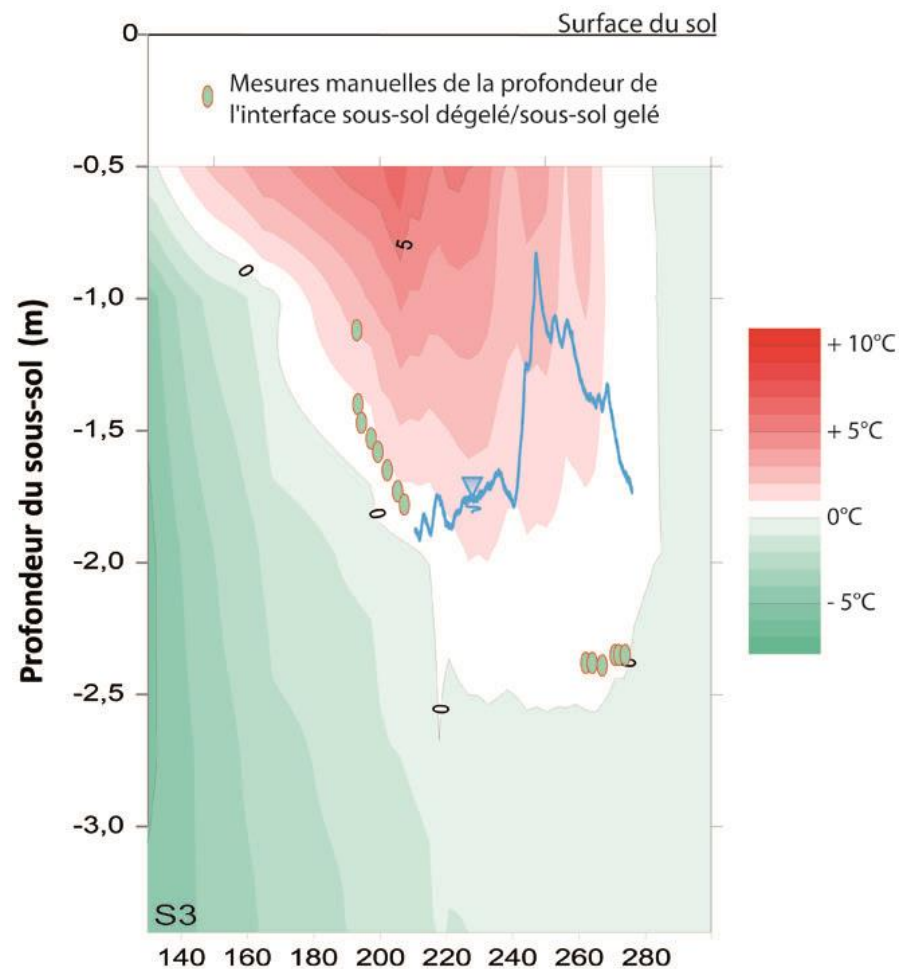


Figure IV-32 : Evolution du niveau piézométrique (P3) en regard de la température du sous-sol (S3) et des mesures manuelles de la profondeur de l'interface gelé/dégelé au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2012.

En 2011 et 2012, la libération du capteur de pression de la glace du sous-sol en P1 se produit tardivement dans la saison hydrologique et ce, à des dates très variables entre les deux années : le dégel s'opère le 12 juillet (DOY 193) en 2011 (Figure IV-30 ; Tableau IV-7), alors qu'il survient un mois plus tard en 2012, soit le 11 août (DOY 224; Figure IV-31 ; Tableau IV-7). Le capteur de pression du piézomètre P1 est en place de façon pérenne et n'a jamais changé de position.

	2010	2011	2012	
P1	Profondeur piézométrique de dégel (date)	- (-)	1,73 m (DOY 193, 12-juil)	1,72 m (DOY 224, 11-août)
	Profondeur piézométrique de regel (date)	1,78 m (DOY 319, 15-nov)	1,70 m (DOY 302, 29-oct)	1,67 m (DOY 324, 19-nov)
	Période d'activité	x	110 jours	101 jours
P3	Profondeur piézométrique de dégel (date)	- (-)	- (-)	1,88 m (DOY 211, 29-juil)
	Profondeur piézométrique de regel (date)	- (-)	- (-)	- (-)
	Période d'activité	x	x	x

Tableau IV-7 : Période d'activité de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P1 en 2010, 2011 et 2012 et au piézomètre P3 en 2012 avec les profondeurs piézométriques et date de dégel et de regel des capteurs de pression.

D'un piézomètre à l'autre, des variations dans le dégel des capteurs se rencontrent à l'échelle saisonnière : bien qu'en accord avec un dégel plus tardif en 2012 qu'en 2011 (DOY 211, 29 juillet ; Tableau IV-7), le capteur de pression du piézomètre P3 dégèle une dizaine de jours avant celui du piézomètre P1 alors qu'il se trouve à une vingtaine de centimètres plus en profondeur par rapport à la surface du sol que celui à P1 (capteur du piézomètre P3 à 1,93 m de profondeur et capteur du piézomètre P1 à 1,72 m de profondeur). Là encore, le délai de dégel entre les deux sites est seulement représentatif des conditions du milieu propres à chaque piézomètre : l'activité de la nappe supra-pergélisol n'est pas synchrone à l'échelle de la zone proglaciaire.

En 2012, la mise en place des piézomètres P5 et P6 respectivement au 15 et 16 juillet (DOY 197 et 198) entre le piézomètre P3 et la rivière B2, permet en effet d'attester de la présence d'une nappe libre active en ces lieux et dates (Figure IV-33), soit plus tôt qu'au piézomètre P1 et P3. À ce stade, une question s'impose : les dates auxquelles dégèlent les capteurs de pression dans les piézomètres P1 et P3 attestent-elles de la date de mise en activité de la nappe supra-pergélisol sur ces sites ?

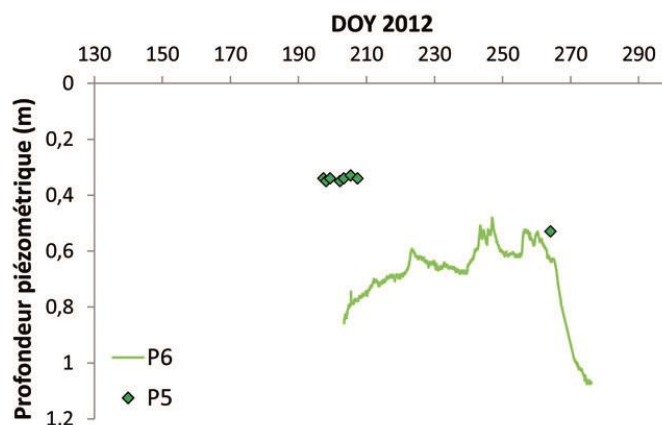


Figure IV-33 : Suivis piézométriques au site P5 (mesures manuelles) et P6 (capteur de pression) pour l'été 2012. Le 0 de l'échelle verticale représente la surface du sol.

Pour répondre, il faut s'appuyer sur les mesures piézométriques manuelles réalisées dans les différents piézomètres. En 2012, alors qu'il y a de l'eau dans les piézomètres P5 et P6, les mesures piézométriques attestent d'une absence d'eau liquide dans les piézomètres P1 et P3 jusqu'au 25 juillet (DOY 207), la sonde ne rencontrant qu'une surface gelée. En P1 et P3, la nappe n'est donc pas encore active. Ce constat est étonnant vu que la température du sous-sol est déjà positive jusqu'à environ 1,20 m de profondeur en S1 et 1,70 m en S3 (Figure IV-31 ; Figure IV-32) lors de l'installation des piézomètres P5 et P6 qui attestent de la présence de la nappe (Figure IV-33). L'hypothèse qui peut être émise est que le front de dégel n'avait pas encore atteint la zone saturée ZS du sous-sol aux piézomètres P1 et P3 à la différence des piézomètres P5 et P6 de plus faible profondeur. Cela tend à montrer que la fonte de la neige qui s'opère dès juin, voire mai, dans la zone proglaciaire n'amène pas un flux de recharge important à la nappe. Il n'y a pas de nappe superficielle qui se déplace avec le front de dégel. L'écoulement de l'eau de fonte de la neige doit plutôt se faire par ruissellement que par infiltration. Le suivi thermique S3 et piézométrique P3 aurait tendance à appuyer cette hypothèse, puisque le capteur de pression dégèle lorsque le sous-sol environnant atteint une température positive (Figure IV-32) avec une hauteur d'eau de seulement 5 cm au-dessus de lui (profondeur piézométrique à 1,88 m alors que le capteur est à 1,93 m de profondeur ; Tableau IV-7).

La sonde piézométrique a permis de mesurer la profondeur du front de dégel (surface gelée au fond du piézomètre) comme illustré sur la Figure IV-32 pour le piézomètre P3. Les mesures manuelles sont globalement bien en accord avec les extrapolations obtenues à partir des données de thermique du sous-sol, puisqu'elles se positionnent majoritairement entre les isothermes 0 et 1°C. Au vu des marges d'erreur des mesures respectives (lecture de la sonde piézométrique : $\pm 0,01$ m ; capteur de température : $\pm 0,2^\circ\text{C}$), la concordance entre mesures manuelles et extrapolation permet d'attester que l'isotherme 0°C est un bon indicateur de l'état physique du sous-sol (gelé/dégelé).

La reprise en gel des eaux de la nappe est également très tardive au piézomètre P1 (seul piézomètre présentant des données pour cette période ; Tableau IV-7). Au plus tôt, il s'opère à la fin de la saison hydrologique, soit au DOY 302 en 2011 (29 octobre). Le regel le plus tardif enregistré est celui de 2012 au DOY 324, soit le 19 novembre. Si les piézomètres P5 et P6 sont secs car peu profonds avant la fin de l'été (Figure IV-33), le capteur de pression du piézomètre P1 enregistre bien une hauteur d'eau jusqu'à son regel. Il regèle donc en même temps que les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol. Le regel des eaux de la nappe en P1 survient chaque année bien après le franchissement par l'isotherme 0°C de la profondeur 0,15 m, soit 35, 29 et 55 jours respectivement en 2010, 2011 et 2012 (Figure IV-29 ; Figure IV-30 ; Figure IV-31). En fin de saison (2010 et 2012), il est même constaté que la nappe se décharge encore alors que le sous-sol présente des températures négatives (Figure IV-29 ; Figure IV-31). Ces décharges de la nappe supposent un regel partiel de la couche active permettant aux eaux souterraines de circuler encore, au moins au début de l'hiver. Le regel des eaux de la nappe supra-pergélisol à une température inférieure à 0°C est sans doute lié à leur forte minéralisation, amplifiée par le rejet de solutés dans les eaux résiduelles lors du processus de gel (Marlin, 1991). En effet, la température de gel d'une eau diminue à mesure que sa minéralisation augmente.

Définir la période d'activité de la nappe supra-pergélisol dans le temps comme dans l'espace n'est donc pas facile puisqu'il y a des variations à l'échelle de la zone proglaciaire. Le site 1, seul site permettant de définir les dates de dégel et de regel annuel, renseigne d'une période d'activité de la nappe d'une centaine de jours sur les deux années 2011 et 2012 (Tableau IV-7). L'année 2011 présente une période d'activité plus longue d'une dizaine de jours (110 jours) que l'année 2012 (101 jours), ce qui va dans le même sens que la variation interannuelle de dégel du sous-sol de surface (136 jours en 2011 contre 130 jours en 2012 ; Tableau IV-6).

D'un point de vue interannuel, il est constaté qu'au piézomètre 1, la même profondeur piézométrique se retrouve entre le regel à une année n et le dégel à l'année n+1 (Tableau IV-7) : en 2011 la nappe se met en place à 1,73 m de profondeur par rapport à la surface du sol, soit à

0,05 m au-dessus du niveau auquel la nappe avait regelé à la fin de saison 2010 (1,78 m). En 2012, la nappe supra-pergélisol s'active avec un toit qui se positionne à 1,72 m de profondeur par rapport à la surface du sol soit à 0,02 m au-dessous du niveau de la fin de saison 2011 (1,70 m ; Tableau IV-7). Cette concordance entre l'état piézométrique au regel d'une fin de saison et au dégel de l'année suivante montre qu'il n'y a pas de recharge ou de décharge importante de la nappe au cours de la période hivernale, ni même en début de saison.

Enfin, il est constaté que le niveau piézométrique de la nappe supra-pergélisol présente une tendance à l'augmentation d'année en année lors de son regel (Figure IV-34). Cette dynamique interannuelle ne se basant que sur les données d'un piézomètre et seulement pour trois années de suivi, est à considérer avec précaution. Toutefois, il est possible de mettre en parallèle cette évolution de recharge interannuelle de la nappe avec les hauteurs de précipitation estivale qui augmente nettement entre 2010 et 2011 (respectivement 0,117 et 0,194 m) et restent importantes en 2012 (0,192 m).

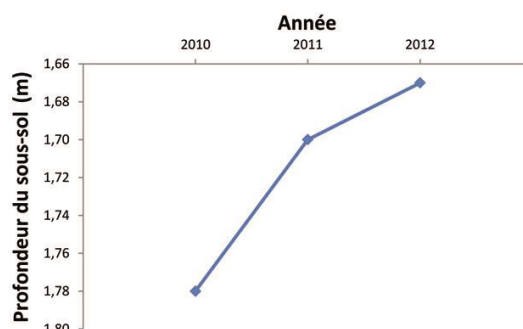


Figure IV-34 : Evolution interannuelle du niveau piézométrique de la nappe supra-pergélisol lors de son regel de fin de saison (P1).

Du point de vue de la dynamique intra-saisonnière, il est constaté que la nappe subit, chaque année, d'importantes variations piézométriques quel que soit le piézomètre considéré. Le battement le plus important est enregistré au piézomètre P3 avec 1,08 m (Tableau IV-8) tandis que les piézomètres P1 et P6 montrent des battements proches (entre 0,55 et 0,59 m ; Tableau IV-8). Ces battements de nappe sont fonction des propriétés hydrodynamiques des matériaux morainiques, des épisodes de recharge (pluie) mais aussi de la proximité des piézomètres à une surface d'eau libre (mares ou rivières). Il est enfin remarqué qu'à l'échelle saisonnière, la profondeur piézométrique de la nappe augmente au piézomètre P1 : en 2011, la nappe s'active à une profondeur de 1,73 m par rapport à la surface du sol, alors qu'elle regèle 3 cm plus haut à la fin de la saison, soit à 1,70 m. De la même manière en 2012, la nappe gagne 5 cm entre son début et sa fin d'activité (respectivement 1,72 et 1,67 m de profondeur ; Tableau IV-7).

		2011	2012
P1	Profondeur piézométrique minimale	1,18 m	1,17 m
	Profondeur piézométrique maximale	1,76 m	1,72 m
	Battement de la nappe	0,58 m	0,55 m
P3	Profondeur piézométrique minimale	x	0,83 m
	Profondeur piézométrique maximale	x	1,91 m
	Battement de la nappe	x	1,08 m
P6	Profondeur piézométrique minimale	x	0,48 m
	Profondeur piézométrique maximale	x	1,07 m
	Battement de la nappe	x	0,59 m

Tableau IV-8 : Amplitudes maximales des variations piézométriques de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P1 pour l'année 2011 et aux piézomètres P1, P3 et P6 pour l'année 2012.

2.2. Les relations entre la nappe supra-pergélisol et les masses d'eau de surface

2.2.1. Les processus de recharge de la nappe supra-pergélisol

La mise en parallèle des chroniques piézométriques (P1 et P3) avec les données météorologiques (températures de l'air et hauteurs de précipitation mesurées à la station météorologique de Ny-Ålesund), permet de mieux appréhender la dynamique intra-saisonnière de la nappe libre (Figure IV-35 ; Figure IV-36 ; Figure IV-37). Il est en effet constaté que la nappe supra-pergélisol réagit à chaque événement important de précipitations, que ce soit au piézomètre P1 ou au piézomètre P3.

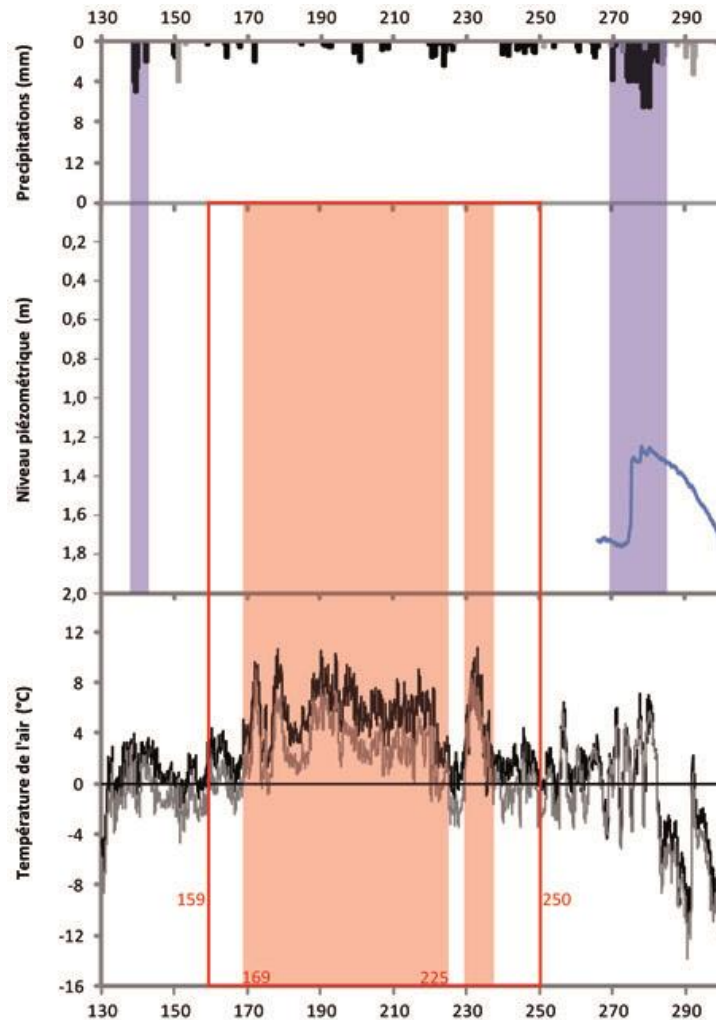


Figure IV-35 : Evolution du niveau piézométrique en regard des conditions météorologiques pour la période de référence 130-300 de l'année 2010 au site P1 (installation du capteur en septembre).

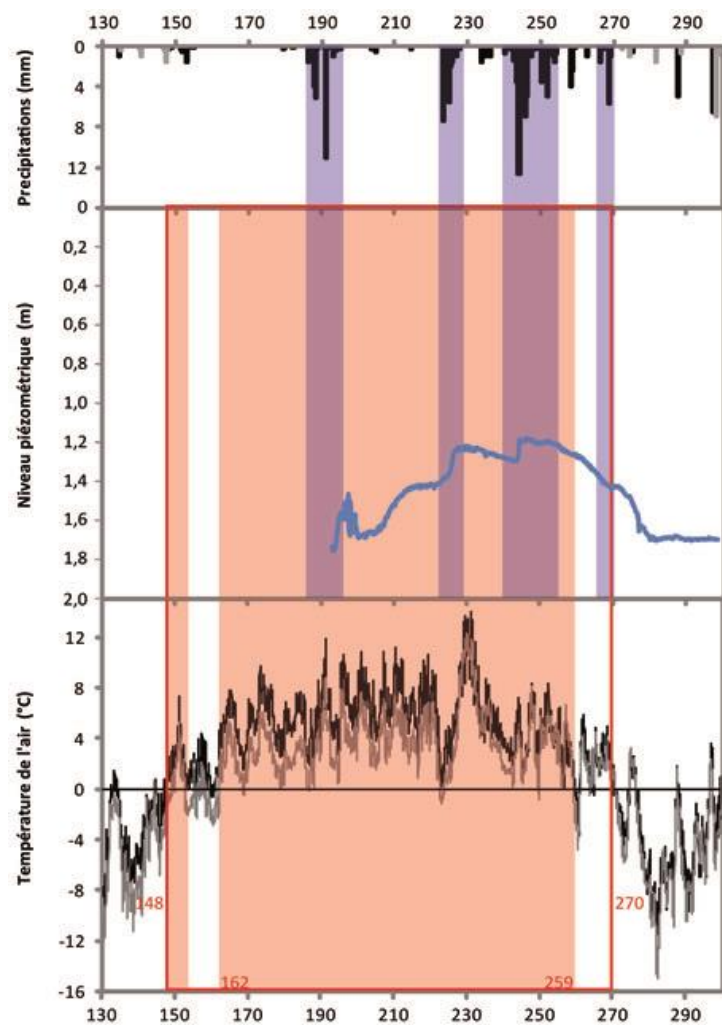


Figure IV-36 : Evolution du niveau piézométrique en regard des conditions météorologiques pour la période de référence 130-300 de l'année 2011 au site P1.

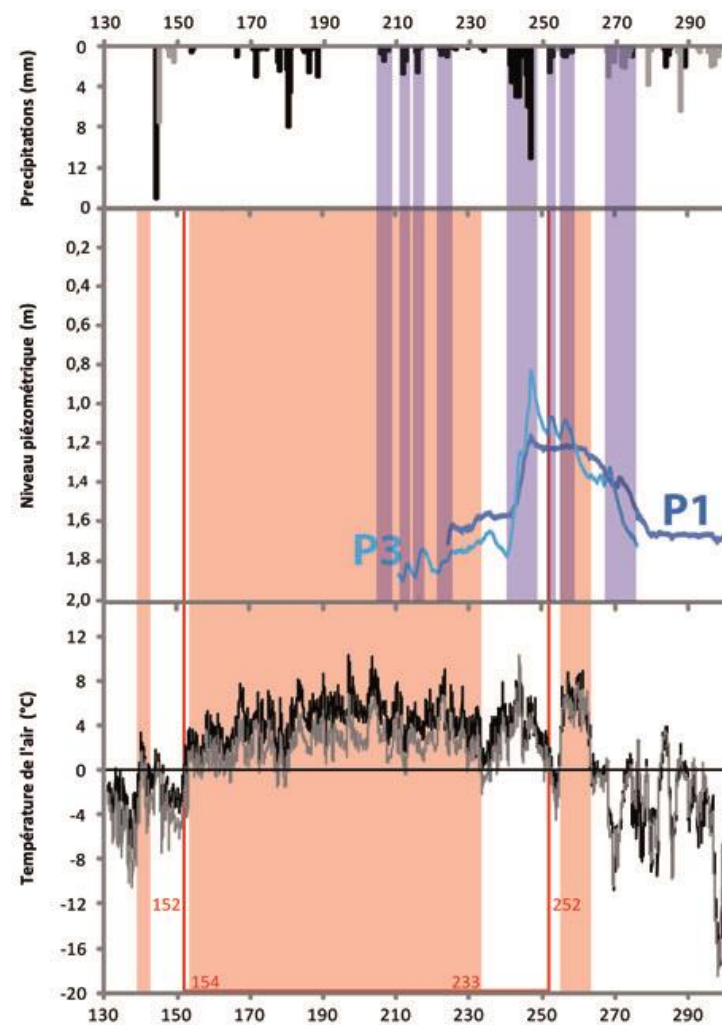


Figure IV-37 : Evolution du niveau piézométrique en regard des conditions météorologiques pour la période de référence 130-300 de l'année 2012 aux sites P1 (bleu foncé) et P3 (bleu clair).

Dans le détail, chaque chronique piézométrique présente un ou plusieurs pics de recharge qui peut être relié à des événements de précipitations : le seul événement majeur de recharge de 2010 (avec une hausse piézométrique de 0,51 m entre les DOY 273 et 278 au piézomètre P1 ; Tableau IV-9) est à relier au plus important épisode pluvieux de la saison en terme de durée et de hauteur d'eau cumulée (27 mm en 6 jours ; Tableau IV-9 ; Figure IV-35). C'est également le cas de l'épisode de recharge majeur de la nappe en 2012 qui survient en P1 et en P3 entre les DOY 241 et 247 (plus important épisode pluvieux de la saison en terme de durée et de hauteur d'eau cumulée avec 39 mm en 7 jours ; Tableau IV-9 ; Figure IV-37). Cette recharge n'a toutefois pas la même amplitude au piézomètre P1, avec une hausse piézométrique de 0,41 m, qu'au piézomètre P3 où la hausse est de plus du double (0,95 m ; Tableau IV-9). Cela est lié à une différence de porosité du matériel morainique entre les deux sites : l'aquifère aux abords du site P3 est composé de sédiments fins et limoneux alors qu'au site P1 la fraction est d'avantage composée de sables et de graviers. Ces différences dans les propriétés hydrodynamiques de la formation morainique entre ces deux sites seront étudiées plus loin dans la thèse. En 2011, sur les 3 pics majeurs de recharge que connaît la nappe au piézomètre P1, deux sont à relier à d'importantes pluies (Figure IV-36) : la recharge entre les DOY 221 et 228 et celle entre les DOY 244 et 245 sont synchrones respectivement des 3^e et 1^{er} plus importants épisodes pluvieux de la saison en terme de hauteurs d'eau cumulées (22 et 30 mm pour des hausses piézométriques respectives de 0,21 et 0,11 m ; Tableau IV-9).

		Profondeur piézométrique				
	Date de l'épisode de recharge	avant recharge	pic de recharge	Hausse piézométrique (Δt)	P	
P1	2010	30 sept-5 oct (DOY 273-278)	1,76 m (DOY 273)	1,25 m (DOY 278)	0,51 m (6 jours)	0,027 m
		19 juil-6 août (DOY 200-218)	1,68 m (DOY 200)	1,43 m (DOY 218)	0,25 m (19 jours)	x
	2011	9 août-16 août (DOY 221-228)	1,43 m (DOY 221)	1,22 m (DOY 228)	0,21 m (8 jours)	0,022 m
		1 sept-2 sept (DOY 244-245)	1,29 m (DOY 244)	1,18 m (DOY 245)	0,11 m (2 jours)	0,030 m
	2012	28 août-3 sept (DOY 241-247)	1,58 m (DOY 241)	1,17 m (DOY 247)	0,41 m (7 jours)	0,039 m
P3	2012	28 août-3 sept (DOY 241-247)	1,78 m (DOY 241)	0,83 m (DOY 247)	0,95 m (7 jours)	0,039 m

Tableau IV-9 : Synthèse des variations piézométriques survenant lors des principaux épisodes de recharge de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P1 pour les saisons 2010, 2011 et 2012 ainsi qu'au piézomètre P3 pour la saison 2012. Lorsque l'épisode de recharge de la nappe est lié à un événement pluvieux, la hauteur de précipitation correspondante est renseignée.

L'épisode de recharge le plus lent enregistré sur les trois années de suivi (19 jours entre les DOY 200 et 218, soit entre le 19 juillet et le 6 août 2011) et engendrant la plus importante hausse piézométrique de la saison (0,25 m) n'est pas lié à un épisode pluviométrique. Il survient toutefois en plein cœur de la saison de fonte (Figure IV-36). Il est donc possible que cette recharge soit liée à des eaux de fonte de la neige.

Chaque épisode de pluie important (supérieur à 20 mm de hauteur d'eau précipitée cumulée) survenant après l'activation de la nappe supra-pergélisol fait systématiquement réagir la nappe. Toutefois, aucune relation quantitative n'a pu être établie entre la hausse piézométrique et la hauteur des précipitations associées aux 4 épisodes de recharge majeurs de la nappe supra-pergélisol recensés au cours des trois années de suivi comme étant liés à des pluies (Figure IV-38). Pourtant il semblait logique d'envisager que plus un événement pluvieux

est important et plus la recharge de la nappe, de très faible profondeur, devrait être importante : cela n'est pas le cas.

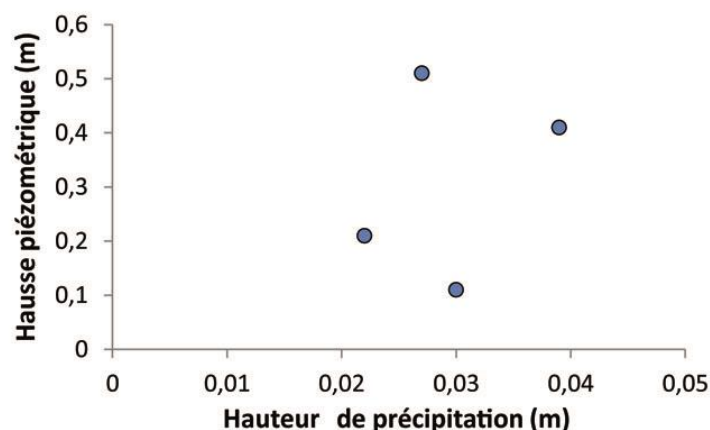


Figure IV-38 : Relation entre hauteurs de précipitation (associées aux épisodes de recharge majeurs de la nappe supra-pergélisol par les pluies pour les étés 2010, 2011 et 2012) et hausses piézométriques correspondantes.

Il n'y a pas non plus de relation dans le temps entre précipitations et évolution de la recharge. Il semblait en effet crédible d'envisager, qu'à mesure que la saison progresse, la Zone Non Saturée se réhumecte un peu plus à chaque épisode pluvieux facilitant ainsi de plus en plus la recharge de la nappe. Cela n'est toutefois pas observé (Tableau IV-9).

2.2.2. L'alimentation des rivières par la nappe supra-pergélisol

Pour étudier le sens d'écoulement nappe-rivière, deux piézomètres P5 et P6 ont été installés courant juillet 2012 entre le piézomètre P3 et la rivière B2 (Figure IV-39). Si le piézomètre P5 n'a servi qu'à réaliser des mesures piézométriques ponctuelles, le piézomètre P6 a été équipé d'une sonde CTD Diver. Les piézomètres et la rivière B2 ont été nivelés le 18 septembre 2012 (DOY 262). L'ensemble permet de montrer une décharge de la nappe supra-pergélisol vers la rivière (Figure IV-39). L'altitude du toit de la nappe en P3 est toujours plus élevée que celle en P6, elle-même toujours plus importante que l'altitude de la rivière B2 mesurée au 18 septembre 2012.

L'altitude de la nappe au piézomètre P5 est toutefois très proche de celle de la rivière B2 (légèrement supérieure et inférieure respectivement en début et fin de saison hydrologique). L'altitude de la rivière B2 renseignée sur la Figure IV-39 n'est toutefois pas représentative de l'altitude du dit cours d'eau au cours de l'intégralité de la période d'écoulement. Au vu de la configuration du lit, elle peut varier d'une vingtaine de centimètres au cours de l'été. La rivière B2 est l'un des trois affluents majeurs de la Goule. Au vu de la différence d'altitudes entre la surface de B2 au DOY 262 et le toit de la nappe supra-pergélisol au site P3, une variation d'altitude de la rivière B2 ne pourrait pas conduire à une inversion des flux de la rivière vers la nappe sur un grand secteur. En revanche, il est possible qu'à mesure que la distance avec la rivière se réduit, la situation d'alimentation nappe-rivière s'inverse ponctuellement, avec une alimentation de la nappe par la rivière aux abords du cours d'eau comme l'ont décrit Cooper *et al.* (2002) dans la zone proglaciaire du bassin versant du Finsterwalderbreen situé en rive sud du fjord de Bellsund (sud du Spistberg).

La comparaison des données piézométriques du site P6 avec celles des sites P1 et P3 mais également avec les données débitmétriques à l'exutoire de la Goule de 2012 montrent que la grande majorité des épisodes de recharge de la nappe supra-pergélisol en P6 sont synchrones avec ceux de P1 et P3 et s'expliquent donc par des événements pluvieux (Figure IV-40).

Toutefois, l'événement de recharge centré sur le DOY 260 observé en P6 n'est pas observé au niveau des deux autres piézomètres et ne correspond à aucun épisode de précipitation (cercle vert de la Figure IV-40). Il est en revanche synchrone avec une crue thermique ayant engendré des débits à l'exutoire de la Goule jusqu'à 3 fois plus importants que ceux mesurés au DOY 262 (Figure IV-40). Cette observation, propre au piézomètre P6, d'une recharge de la nappe par la rivière, centrée autour du DOY 260, ainsi que la proximité entre l'altitude de la nappe au piézomètre P5 et celle du cours d'eau B2, laisse penser qu'aux abords des principaux cours d'eau de la zone proglaciaire, il peut y avoir une inversion du gradient hydraulique en situation de crue.

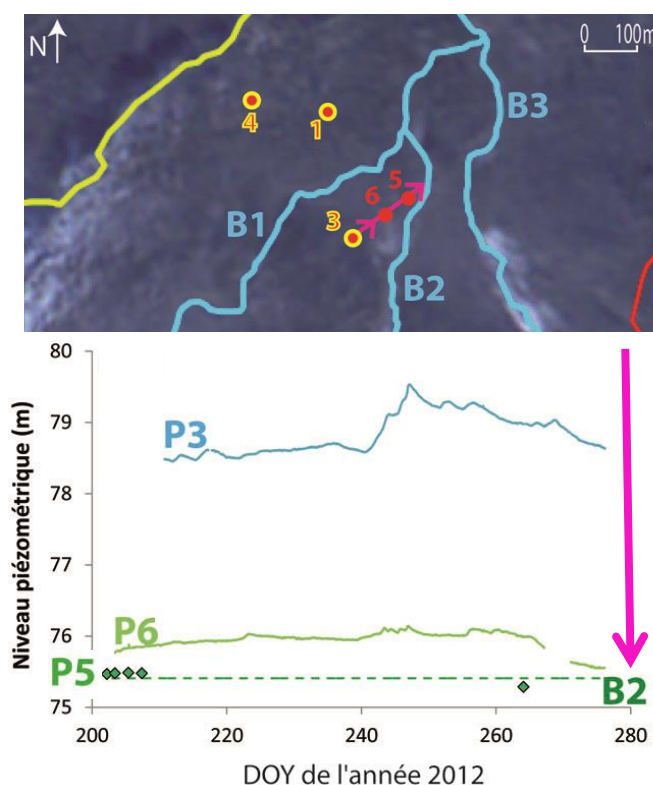


Figure IV-39 : Suivi temporel continu au niveau des piézomètres P3 (ligne bleue) et P6 (ligne verte) et ponctuel au niveau du piézomètre P5 (losanges verts) des variations d'altitude de la nappe supra-pergélisol en 2012 par rapport à l'altitude de la rivière B2 à la fin septembre 2012 (pointillé).

2.2.1. L'apport des mesures radar de sol (GPR)

Pour mieux caractériser la géométrie de l'aquifère, la méthode de prospection géophysique par radar de sol (GPR) a été utilisée pour imaginer le sous-sol par une méthode non destructive et ainsi essayer de suivre spatialement des interfaces majeures dans le sous-sol (limite ZNS/ZS, interface sous-sol gelé/dégelé, limites géologiques...).

Les données révèlent la présence d'une interface entre 1 et 2,5 m de profondeur qui suit globalement la topographie (Figure IV-41). Le calcul de la profondeur de l'interface dépend de la vitesse des ondes électromagnétiques (EM) appliquée. À défaut d'analyses de vitesse précises, des vitesses autour de $0,1 \text{ m} \cdot \text{ns}^{-1}$ ont été testées. Cette interface peut être reliée aussi bien à l'interface sous-sol dégelé/sous-sol gelé (de l'ordre de 2,50 m de profondeur en septembre) qu'à l'interface ZNS/ZS (à 1,40 m de profondeur en P1, 1,55 m en P3 et 1,00 m en P6 le jour de prospection, soit le 28 septembre 2012 ou DOY 272). L'impossibilité d'établir avec plus de précision la profondeur de l'interface, liée à un manque d'informations sur la vitesse des ondes EM dans le sous-sol, rend difficile l'interprétation des données radar.

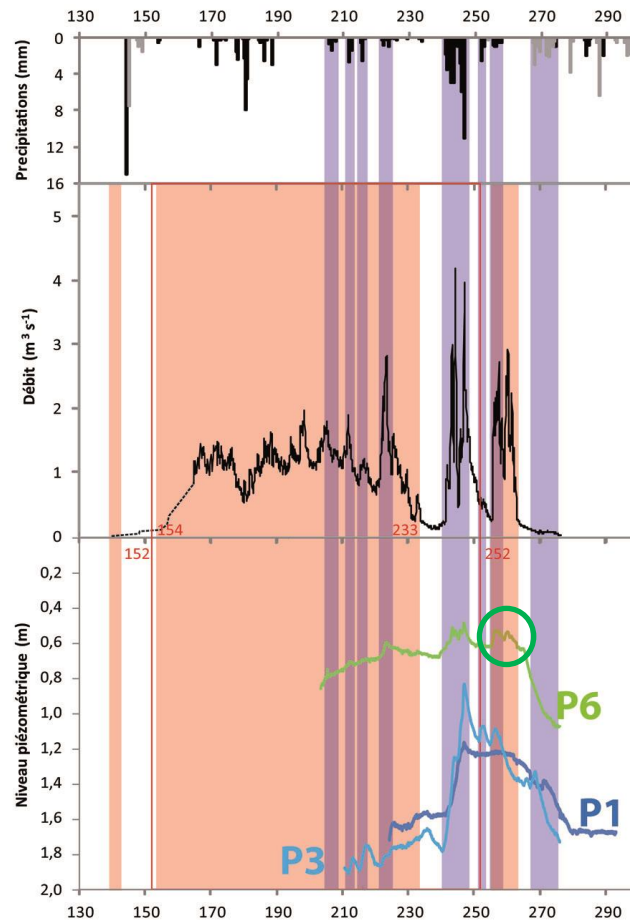


Figure IV-40 : Comparaison des données météorologiques, débitmétriques (exutoire de la Goule) et piézométriques (P1, P3 et P6) suggérant une recharge de la nappe supra-pergélisol par la rivière au DOY 260, au niveau du piézomètre P6 (cercle vert), le plus proche de la rivière.

Dans le détail, le long du profil T1 par exemple, il est remarqué toutefois que l'interface se retrouve à une profondeur très proche de celle de la surface du sol à endroit où des sources de la nappe supra-pergélisol ont été observées. Cette observation suggère qu'il s'agisse de l'interface entre ZNS et ZS. Toutefois, dans le cas où il s'agirait de l'interface entre sous-sol dégelé et gelé, une telle réduction de la couche active pourrait également impliquer une résurgence des eaux de la nappe.

Les résultats préliminaires de prospection par radar de sol sont prometteurs car au moins une interface peut être suivie le long des profils, et ce à une profondeur cohérente avec les mesures piézométriques et/ou du toit du sous-sol gelé. Cette prospection nécessite toutefois d'acquérir plus de données, notamment celle de la vitesse des ondes EM dans le sous-sol nécessitant de faire des CMP²¹.

²¹ Ces CMP ou Common MidPoint (profils à départ variable) ont été acquis récemment en octobre 2014 et ne peuvent être intégrés à la thèse.

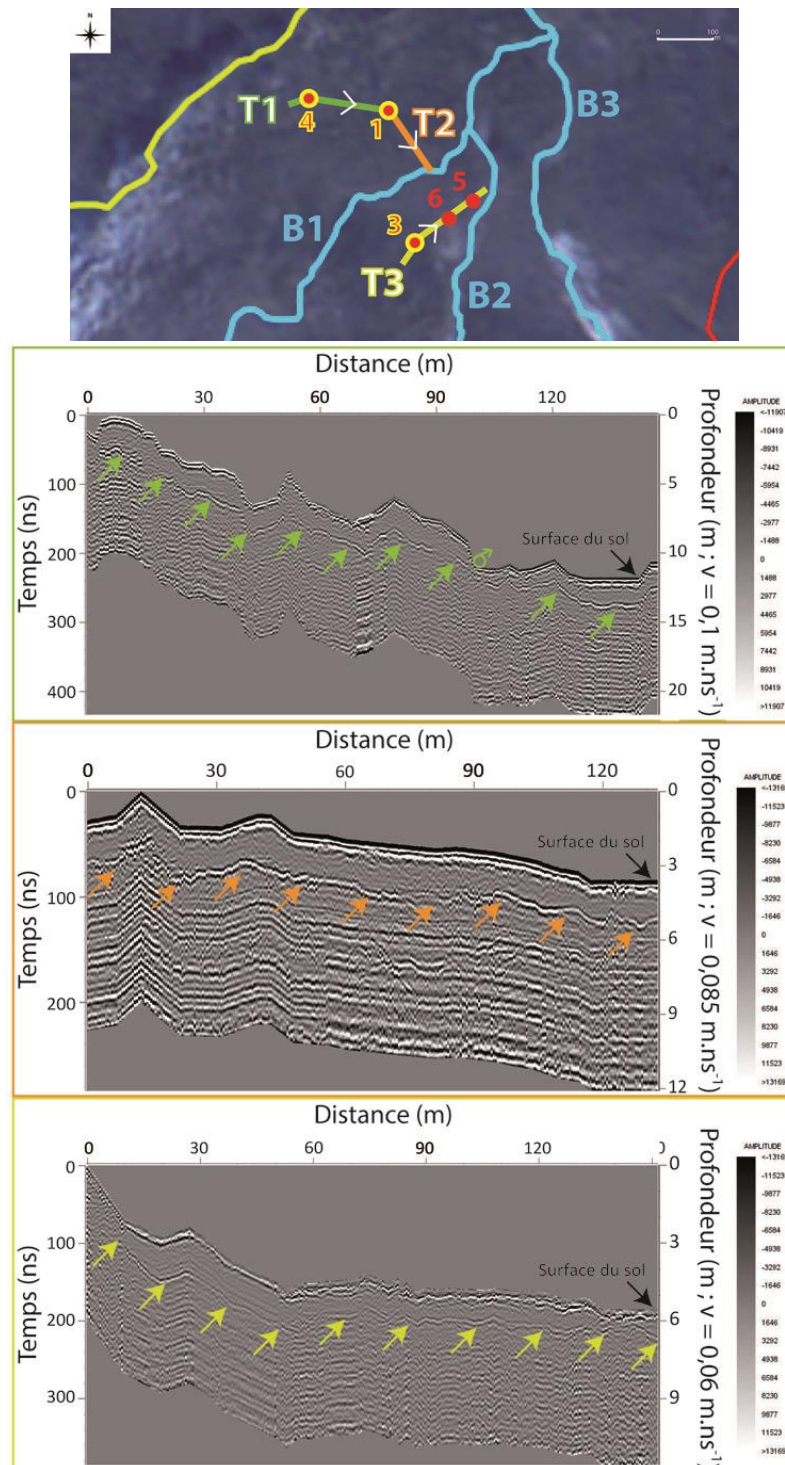


Figure IV-41 : Radargrammes obtenus le long des profils T1 (vert), T2 (orange) et T3 (jaune) et carte de localisation des profils dans la zone proglaciaire. Pour chaque profil, la surface du sol est indiquée par une flèche noire et l'interface profonde par une série de flèches de couleur.

2.3. Les caractéristiques de l'aquifère de la nappe supra-pergélisol

Pour étudier les variations de puissance de la nappe supra-pergélisol, il faut pouvoir soustraire les profondeurs du toit de la nappe aux profondeurs du toit du sous-sol gelé. Cela est possible en P3 où les deux interfaces sont suivies dans le temps (Figure IV-32) : profondeur de l'isotherme 0°C du sous-sol (S3) et profondeur piézométrique (P3). La puissance moyenne de la nappe supra-pergélisol est de 0,96 m pour une épaisseur minimale lors de son dégel de 0,04 m

et une épaisseur maximale de 1,72 m au maximum de recharge au DOY 247 (2012). Le réservoir de la nappe supra-pergélisol peut donc occuper jusque presque 70 % de l'épaisseur totale de la couche active sur ce site (2,50 m).

En P1, l'absence de capteurs de température en-dessous d'une profondeur d'1,5 m ne permet pas de définir la position du toit du sous-sol gelé. Toutefois, la réalisation d'un profil électrique à proximité du site permet quelques approximations quant à la position probable du toit du sous-sol gelé. En effet, l'analyse via le logiciel IPI2win+IP des données des sondages électriques (VES), réalisés au cours de l'été 2012, a permis de modéliser la profondeur de l'isotherme 0°C en fin de saison.

En première approche, il a tout d'abord été établi que le type de modèle qui représentait le mieux les données obtenues était un modèle 3 couches avec :

- une première couche de surface sèche ;
- une deuxième couche regroupant la ZNS et la ZS. En effet, les mesures de résistivité électrique ne permettent *a priori* pas de différencier ces deux sous-ensembles du fait de la présence d'eau dans chacune des zones ;
- une dernière couche constituée de sous-sol gelé.

Une recherche plus poussée au sein du logiciel de modélisation a conduit à remarquer que le modèle imposait de lui-même une corrélation trop importante entre les paramètres définissant la deuxième couche à savoir, l'épaisseur de la couche et sa résistivité électrique. Cet automatisme est gênant car il ne permet pas d'influencer les paramètres de l'ensemble des couches de manière à contraindre la modélisation. La solution choisie a été d'imposer au modèle une valeur de référence à l'un des deux paramètres définissant cette couche.

Les sondages électriques de septembre²² présentant des gradients thermiques réduits (de 4°C à un peu moins de 1°C, soit une erreur liée à la température réduite entre 2,5 et 10 %) ont pu être interprétés. Ainsi, la mesure du 18 septembre 2012 a été utilisée pour contraindre les modèles. Pour ce faire, un calcul d'extrapolation de la profondeur par rapport à la surface du sous-sol de l'isotherme 0°C a été réalisé à partir des deux sondes les plus profondes du profil de suivi thermique S1. La profondeur de l'interface sous-sol dégelé/sous-sol gelé est ainsi fixée à 2,40 m au 18 septembre 2012 à 17h (Figure IV-42).

Une valeur de résistivité électrique pour la deuxième couche a ainsi pu être obtenue à partir du sondage du 18 septembre à 17 h (DOY 262), à savoir 272 Ohm.m⁻¹, ce qui est cohérent car parfaitement typique d'un milieu poreux plus ou moins saturé. Cette valeur de référence de résistivité électrique de la deuxième couche a été fixée dans les modèles des deux autres VES réalisés à la fin septembre 2012, ce qui a permis d'obtenir la profondeur de l'interface sous-sol dégelé-sous-sol gelé aux dates et heures respectives des deux derniers sondages, soit à 2,25 m le 21 septembre à 17 h (DOY 265) et à 2,04 m le 27 septembre à 19 h (DOY 271 ; Figure IV-43).

²² Les deux mesures réalisées en juillet ne sont pas exploitables du fait d'un trop fort gradient de température au sein du profil de sous-sol (écart de 10°C). En effet, la conductivité électrique apparente et donc la résistivité électrique apparente sont influencées de façon importante par la température ($\pm 2,5$ % par °C). Or, le modèle utilisé est incapable d'intégrer l'impact d'un gradient de température le long du profil de sous-sol. Aussi, les modèles obtenus à partir des mesures de juillet 2012, ne sont, pour l'instant, pas exploitables en l'état, et ne peuvent fournir des références fiables pour fixer l'un des paramètres de la seconde couche.

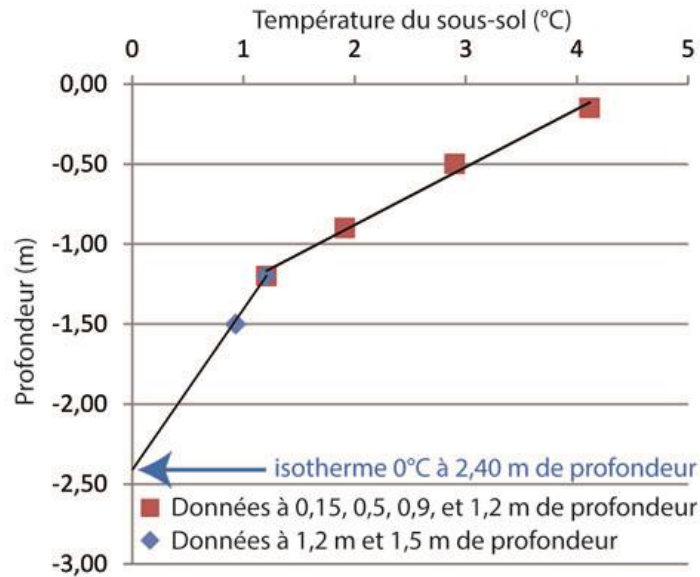


Figure IV-42 : Détermination de la profondeur de l'isotherme 0°C au site de suivi thermique du sous-sol S1 le 18 septembre 2012 à 15 h, date et heure du premier sondage électrique de septembre.

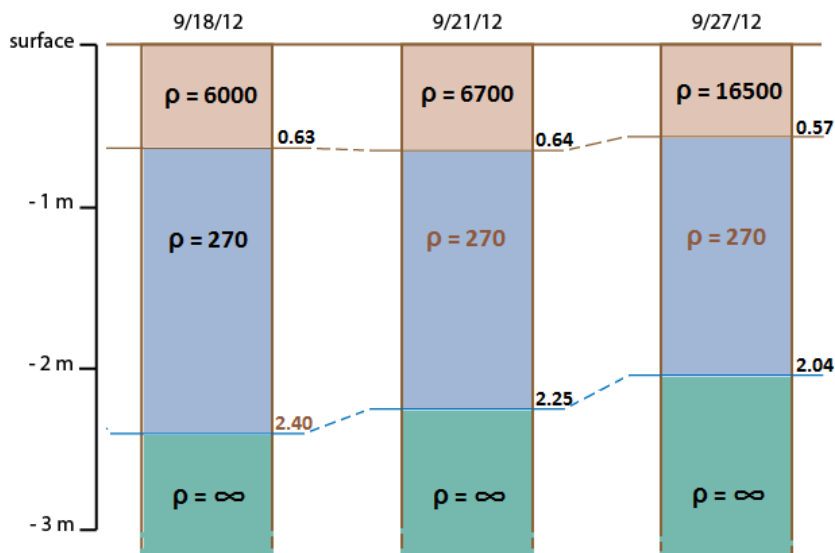


Figure IV-43 : Synthèse des modèles 1D 3 couches obtenus sur les VES de septembre 2012 avec une première couche de surface sèche (beige), une deuxième couche regroupant la ZNS et la ZS (bleu) et une troisième couche de sous-sol gelé (vert). Les valeurs de profondeur et résistivité électrique obtenues par la modélisation sont en noir et celles qui, au contraire, ont été fixées lors de la modélisation sont en marron.

Les résultats associés aux modélisations des trois sondages électriques de septembre 2012 montrent une première couche avec une résistivité électrique typique d'un sol sec, à l'exception de la mesure du 27 septembre (DOY 271) qui montre une résistivité beaucoup plus importante (Figure IV-43), ce qui est en accord avec le fait qu'elle ait été réalisée après l'amorce du regel qui s'initie, d'après les données thermiques du site S1, au DOY 269, à 0,15 m de profondeur (Figure IV-25). Les valeurs de résistivité électrique de la troisième couche sont, quant à elles annotées comme étant infinies (Figure IV-43), car situées entre 150 000 et 213 000 Ohm.m⁻¹. Ces valeurs sont révélatrices d'un milieu très résistant, typique des sous-sols gelés. Des variations de résistivité électrique à cette échelle ne sont pas révélatrices de variations dans le milieu.

L'interface sous-sol sec/sous-sol humide se positionne à une profondeur relativement constante pour les deux premiers sondages et à une profondeur moindre lors du dernier ce qui serait en accord avec la recharge de la nappe supra-pergélisol enregistrée au piézomètre P1 autour du DOY 270 (Figure IV-37). L'interface sous-sol dégelé/sous-sol gelé a, quant à elle, bien tendance à se rapprocher de la surface au cours du temps, ce qui est en accord avec les données de thermique du sous-sol contemporaines aux mesures. Les marges d'erreurs associées à ces modélisations rendent ces résultats d'avantages qualitatifs que quantitatifs, puisque, à l'impact du gradient de température qui n'a pas pu être pris en compte par le modèle doit être combinée l'erreur liée au modèle lui-même (comprise entre 10 et 20 %).

À présent, si les données piézométriques aux dates et heures des sondages (1,25 m, 1,29 m et 1,39 m) sont soustraites à la profondeur de l'interface sous-sol dégelé/sous-sol gelé obtenue par l'intermédiaire de ce traitement (2,40 m, 2,25 m et 2,04 m), des valeurs d'épaisseur de nappe supra-pergélisol cohérentes avec celles fournies par le site de suivi 3 sont obtenues : 1,15 m, 0,96 m et 0,65 m. Cela apporte du crédit à l'application de la méthode géophysique VES en milieu froid pour définir la profondeur des deux interfaces sous-sol sec/humide et sous-sol gelé/dégelé.

Les conditions et équipements de terrain ne permettent pas de réaliser d'essais de pompage en vue de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. Toutefois, la distillation sous vide des carottes prélevées le long du profil de forage du site de suivi 3 a permis de déterminer la teneur en eau totale de la partie inférieure de la couche active (de 1,5 à 2,5 m de profondeur environ) soit, de l'ordre de 10 % (Figure IV-44), alors que Westermann *et al.* (2010) renseignent un contenu volumique moyen en eau de la couche active entre 0,18 et 0,27 dans la zone proglaciaire de la Bayelva, à 6 km du bassin étudié. Il est par ailleurs intéressant de noter que la teneur en eau le long du profil de sous-sol augmente considérablement lorsque le toit supposé du pergélisol est atteint (Figure IV-44). Au-delà de 2,5 m de profondeur, les teneurs en eau totale peuvent dépasser les 50 % (Figure IV-44). La dégradation dans le temps et dans l'espace du pergélisol pourrait donc entraîner la mobilisation importante d'eau pour l'alimentation de la nappe supra-pergélisol et donc des cours d'eau.

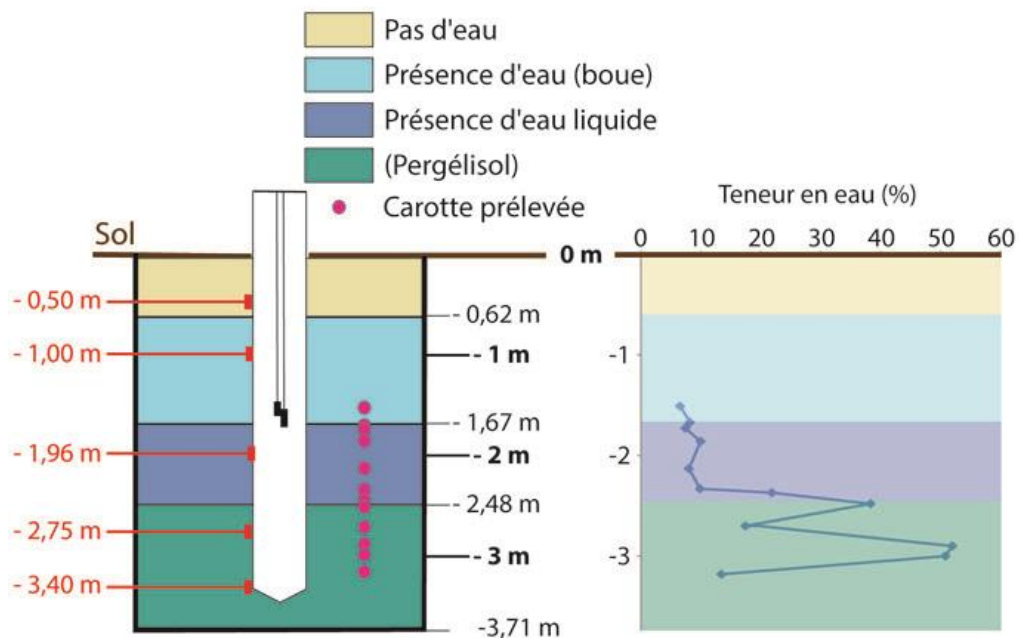


Figure IV-44 : Teneur en eau des carottes échantillonnées le long du profil de forage du site 3.

La moyenne des teneurs en eau totale des carottes prélevées dans la couche active (10 %) peut être utilisée en première approche pour estimer le volume d'eau stocké dans la nappe supra-pergélisol. Pour ce faire, il faut également avoir une quantification de la porosité

cinématique de l'aquifère. L'événement de recharge de la nappe supra-pergélisol par les précipitations survenant autour du DOY 244 de l'année 2012 a donc été analysé sur les deux sites P1 et P3 en vue de mettre en relation la lame d'eau totale précipitée (39 mm) et la variation piézométrique engendrée (411 mm au P1 et 953 mm au P3). Les valeurs de porosité cinématique attribuées à ces différences de niveau piézométrique pour retrouver une lame d'eau souterraine de recharge proche de la lame d'eau précipitée sont estimées à environ 10 % au site P1 et à seulement 4 % au site P3 (lames d'eau souterraine recalculées respectivement à 41 et 38 mm contre 39 mm d'eau précipitée ; Tableau IV-10).

Site	Variation du niveau piézométrique lors de la recharge (mm)	Lame d'eau souterraine correspondant (mm) à une porosité cinématique de	
		4 %	10 %
P1	411	16	41
P3	953	38	95

Tableau IV-10 : Déduction de la porosité cinématique de l'aquifère en P1 et en P3 par le calcul de la lame d'eau souterraine engendrée par l'événement de précipitation centrée sur le DOY 244 de l'année 2012, sachant que la lame précipitée totale de l'événement est de 39 mm.

Au vu de la géométrie de la nappe renseignée par le site P3 et des valeurs de porosités obtenues ci-dessus, la lame d'eau souterraine associée à la nappe supra-pergélisol pour l'année 2012 a été estimée en moyenne entre 38 et 96 mm (Tableau IV-11).

Porosité cinématique	épaisseur de la nappe (m)	Lame d'eau (m)	Volume (km ³)			
			Sous-bassin versant glaciaire	Sous-bassin versant morainique	Bassin versant total	
4 %	minimum	0,04	0,001	2,71E-06	7,25E-07	3,43E-06
	moyenne	0,96	0,038	7,09E-05	1,90E-05	8,99E-05
	maximum	1,72	0,069	1,27E-04	3,40E-05	1,61E-04
10 %	minimum	0,04	0,004	6,77E-06	1,81E-06	8,58E-06
	moyenne	0,96	0,096	1,77E-04	4,75E-05	2,25E-04
	maximum	1,72	0,172	3,17E-04	8,49E-05	4,02E-04

⁽¹⁾ calculé à partir de la surface de la moraine du sous-bassin versant glaciaire, à savoir 1,845 km²

⁽²⁾ calculé à partir de la surface totale du sous-bassin versant morainique, à savoir 0,494 km²

⁽³⁾ calculé à partir de la surface de la moraine du bassin versant total du glacier Austre Lovén, à savoir 2,339 km²

Tableau IV-11 : Calcul de la lame d'eau souterraine mobile et du volume correspondant associé au réservoir d'eau souterraine de la nappe supra-pergélisol à partir des épaisseurs moyenne, minimale et maximale de nappe mesurées au niveau du site de suivi piézométrique et thermique 3 et des données de porosité cinématique estimées dans le Tableau IV-10.

En résumé, l'étude des chroniques piézométriques en parallèle des données météorologiques a permis de montrer que la majorité de la recharge de la nappe supra-pergélisol était liée aux précipitations plutôt qu'à l'infiltration de l'eau de fonte. Les données de précipitations annuelles associées à la zone proglaciaire du sous-bassin versant de la Goule pour les trois années de suivi (0,414 m en 2010, 0,536 m en 2011 et 0,683 m en 2012 ; Tableau IV-12) sont largement supérieures à la lame d'eau souterraine moyenne estimée entre 38 et 96 mm pour une porosité cinématique respectivement de 4 et 10 %. Les lames d'eau précipitées associées à la période de référence DOY 130-300 (0,124 m en 2010, 0,181 m en 2011 et 0,179 m en 2012 ; Tableau IV-12) sont beaucoup plus proches des valeurs de lames d'eau souterraine moyennes calculées. Le fait que la lame d'eau précipitée au cours de cette période de référence ne soit pas intégralement retrouvée dans les eaux souterraines est tout à fait plausible, puisque d'une part, les précipitations ne peuvent constituer une recharge de la nappe supra-pergélisol

que lorsque la couche active et la nappe sont dégelées et que d'autre part, la nappe dispose d'un état hérité de la saison précédente.

		2010	2011	2012
P annuelles	Ny-Ålesund	0,374	0,484	0,617
	Espace morainique du sous-bassin versant glaciaire	0,414	0,536	0,683
	Sous-bassin versant morainique	0,411	0,532	0,678
	Espace morainique du bassin versant total	0,414	0,535	0,682
P (DOY 130-300)	Ny-Ålesund	0,112	0,163	0,162
	Espace morainique du sous-bassin versant glaciaire	0,124	0,181	0,179
	Sous-bassin versant morainique	0,123	0,179	0,178
	Espace morainique du bassin versant total	0,124	0,180	0,179

Tableau IV-12 : Calcul des lames d'eau précipitées à l'échelle de la surface de la moraine du sous-bassin versant glaciaire, de la surface totale du sous-bassin versant morainique et de la surface de la moraine du sous-bassin versant total du glacier Austre Lovén pour les années hydrologiques complètes 2010, 2011 et 2012 et pour leur période de référence respective DOY 130-300 en appliquant le gradient altitudinal (voir partie 3.2. du Chapitre II).

Comme pour l'hydrologie de surface, la température de l'air et les hauteurs de précipitation semblent avoir un impact conséquent sur l'hydrologie souterraine. Aucune nappe superficielle se déplaçant avec le front de dégel de la couche active n'a été observée, ce qui laisse à penser que la nappe supra-pergélisol ne s'active que lorsque la ZS du sous-sol est atteinte par le front de dégel. Autrement dit, la recharge initiale de la nappe supra-pergélisol d'une saison n est héritée de la nappe supra-pergélisol de la saison n-1. Il y a en effet une concordance entre la profondeur piézométrique au regel d'une saison n-1 et celle au dégel de l'année n, ce qui implique qu'aucune recharge et/ou décharge conséquente de la nappe supra-pergélisol ne survient au cours de la saison hivernale. La période de dégel de la couche active en surface est globalement synchrone avec la période où la température de l'air journalière est positive dans la zone proglaciaire. Par ailleurs, les données de thermique montrent que la température du sous-sol suit celle de l'air. Enfin, les précipitations peuvent contribuer au réchauffement ou refroidissement de la couche active. Par conséquent, les deux paramètres météorologiques, température de l'air et hauteurs de précipitations sont déterminants dans l'activation du réservoir d'eau souterraine, puisqu'ils contrôlent la progression du front de dégel.

L'activation de la nappe d'eau supra-pergélisol ne survient que tardivement dans l'été (entre DOY 193 et 224) du fait du délai nécessaire à l'onde de chaleur pour atteindre la profondeur de la ZS dont le dégel nécessite une consommation énergétique. En revanche, une fois activée, le regel de la nappe en fin de saison n'est pas synchrone avec un franchissement de l'isotherme 0°C du sous-sol. En effet, la nappe reste encore active malgré des températures de sous-sol négatives du fait de sa minéralisation qui retarde sa prise en gel (entre DOY 302 et 324) et du gel partiel et progressif du sous-sol. Cela amène à une période d'activité de la nappe d'une centaine de jours, voire plus si les températures de cœur de saison sont importantes et/ou si celles de début et de fin de saison sont anormalement élevées. La période d'activité de la nappe supra-pergélisol est toutefois variable à l'échelle de la zone proglaciaire du fait très certainement de la variabilité spatiale de la profondeur de la zone saturée, de la minéralisation de l'eau mais peut-être aussi de l'exposition du sous-sol aux paramètres climatiques (cuvette vs colline, couverture neigeuse vs sol à nu).

Les trois années de suivis piézométriques et météorologiques tendent à montrer que les événements pluvieux sont principalement à l'origine de la recharge de la nappe supra-pergélisol

sans toutefois pouvoir établir de relation quantitative ou temporelle entre événement pluvieux et hausse piézométrique. Seul un épisode de recharge marquant sur les cinq observés au cours du suivi serait à relier à une infiltration d'eau de fonte. L'eau de fonte nivale de la zone proglaciaire aurait donc d'avantage tendance à ruisseller plutôt qu'à s'infiltrer. La situation peut toutefois s'avérer différente aux abords des rivières, puisque bien que les données piézométriques montrent un schéma global d'alimentation de la rivière par la nappe, le gradient hydraulique peut s'y inverser lors de crues des cours d'eau, donnant ainsi lieu à une alimentation latérale de la nappe, notamment par des eaux de fonte.

Le site de suivi 3 (P3 et S3) permet de renseigner la puissance de la nappe supra-pergélisol entre 0,04 et 1,72 m avec une moyenne saisonnière à 0,96 m alors que l'isotherme 0°C, qui, en première approximation ici, est assimilé au toit du pergélisol, atteint une profondeur de 2,50 m. La nappe supra-pergélisol peut donc occuper jusqu'à 70 % de l'épaisseur de la couche active au site 3. Toutefois, les résultats montrent également une hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère à l'échelle de la zone proglaciaire avec des porosités cinématiques entre 4 et 10 % conduisant ainsi à une estimation de la lame d'eau souterraine moyenne saisonnière comprise entre 38 et 96 mm en 2012.

D'un point de vue plus général, ces suivis piézométriques permettent d'attester que les forts événements pluvieux ayant engendré des pics de crue importants en fin de saison hydrologique à la Goule ont également causé des phénomènes de recharge de la nappe supra-pergélisol. Aussi, l'hypothèse selon laquelle c'est un regel du sous-sol qui favoriserait en fin de saison le ruissellement et ainsi un impact plus marqué des précipitations pluvieuses sur les hydrogrammes à cette époque ne semble pas correcte. L'erreur dans l'estimation de la nature des précipitations et/ou l'impact du manteau neigeux semblent donc des hypothèses plus valides. Enfin, le suivi thermique S3 tendrait à prédire une dégradation prochaine du toit du pergélisol sur le secteur d'étude.

3. La constitution du bilan hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén

Les informations rassemblées dans les deux précédentes parties de ce chapitre sur l'hydrodynamique du système hydrologique associé au sous-bassin de la Goule (bassin versant du glacier Austre Lovén) sont suffisantes à la constitution d'un bilan hydrologique. En revanche, elles ne le sont pas pour le sous-bassin versant morainique du Diable. Aussi, seuls des bilans hydrologiques associés au sous-bassin versant glaciaire de la Goule pour chaque année de suivi seront proposés ici (article en préparation).

Estimate of groundwater contribution to the water balance of a deglaciating catchment (Austre Lovénbreen watershed on the western coast of Spitsbergen, Svalbard)

Mélanie Quenet ^(1,2), Christelle Marlin ^(1,2), Madeleine Griselin ⁽³⁾, Florian Tolle ⁽³⁾, Jean-Michel Friedt ⁽⁴⁾, Eric Bernard ⁽³⁾, Albane Saintenoy ^(1,2), Aurélie Noret ^(1,2), and Gael Monvoisin ^(1,2)

⁽¹⁾ Univ Paris-Sud, Laboratoire IDES, UMR8148, Orsay, F-91405;

⁽²⁾ CNRS, Orsay, F-91405.

⁽³⁾ UMR ThéMA, CNRS/Université de Franche-Comté, Besançon, France

⁽⁴⁾ UMR FEMTO-ST, CNRS/Université de Franche Comté, Besançon, France

Résumé étendu en français :

Le bassin versant du glacier Austre Lovén a été équipé de dispositifs de suivi des débits à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire de la Goule, des températures de l'air à travers l'intégralité du bassin (hors versants), des températures du sous-sol de la zone proglaciaire et du niveau piézométrique de la nappe supra-pergélisol pour les trois saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012. Les chroniques de débits à l'exutoire de la Goule peuvent être divisées en trois périodes d'écoulement : (1) la période de mise en eau du système qui présente des débits globalement inférieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et constitue entre 1 à 5 % des lames d'eau totales annuelles ; (2) la période du cœur de saison de fonte avec des débits majoritairement supérieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, produisant 70 à 90 % des flux d'eau annuels ; (3) la période d'étiage qui présente des débits qui redeviennent inférieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, à l'exception d'événements thermiques ou pluviométriques de fin de saison, et qui contribue à la lame d'eau totale annuelle à hauteur de 10 à 30 %.

L'établissement d'un bilan hydrologique pour chaque année de suivi (Tableau IV-13) permet de proposer un bilan moyen sur trois ans propre au sous-bassin versant glaciaire sur la base de l'équation Eq. [8] de la partie 7 du Chapitre II. La lame d'eau moyenne sur trois ans générée Q_t par le sous-bassin au cours d'une saison hydrologique est de $0,940 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; $\sigma = 0,156 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; $n=3$). Elle contient en moyenne 54 % d'eau de fonte en provenance du glacier $Q_{f(\text{glacier})}$ ($0,503 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; $\sigma = 0,208 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; Figure IV-45). Sur cette lame d'eau de fonte moyenne, 58 % provient de la fonte de la neige de la zone glaciaire et 42 % de la fonte de la glace du glacier (Figure IV-45). Ces lames de fonte saisonnières sont déduites respectivement (1) de mesures nivologiques réalisées en avril chaque année, au moment où le manteau neigeux a atteint globalement son épaisseur la plus importante et (2) du bilan de masse annuel du glacier. Un traitement par l'analyse statistique de la corrélation croisée entre les données horaires de températures de l'air sur le glacier et les débits horaires à l'exutoire de la Goule de l'année 2010 renseigne un temps de réponse de 7 h entre un pic thermique sur le glacier, la fonte de la neige et/ou de la glace du glacier et l'arrivée des eaux de fonte à l'exutoire de la Goule. Ce temps de réponse court s'explique par la petite taille du bassin ($10,083 \text{ km}^2$) et de son glacier ($4,53 \text{ km}^2$) ainsi que par les pentes importantes (altitudes entre 879 et 17 m).

Les précipitations efficaces estivales P_{eff} participent au bilan hydrologique annuel du sous-bassin versant à hauteur de 18 % ($0,168 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; $\sigma = 0,044 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; Figure IV-45). Les lames précipitées correspondantes ont été obtenues par déduction du taux d'évaporation annuel moyen ($0,050 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$) des hauteurs de précipitation reçues par le sous-bassin versant au cours de la période estivale (DOY 130-300), elles-mêmes calculées par application du gradient altitudinal (15 % par 100 m d'élévation jusqu'à une altitude de 400 m puis 10 % par 100 m d'élévation au-delà) aux hauteurs de précipitation relevées à la station météorologique de Ny-Ålesund. La fonte de la neige de la zone proglaciaire $Q_{f(z. \text{pro.})}$ a été estimée, à partir des hauteurs de précipitations tombées en regard de ses variations d'altitude (application du gradient aux données de Ny-Ålesund) pendant l'hiver (DOY 301-129). Ramenée à la surface du sous-bassin versant de la Goule, la neige tombée dans la zone proglaciaire représente 7 % de la lame d'eau totale annuelle (Figure IV-45). Enfin, la participation du réservoir sous-glaciaire Q_{SSG} estimé à $0,031 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, à raison d'un débit moyen de $1.10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ne représenterait que 3 % des écoulements annuels (Figure IV-45).

Terme du bilan hydrologique	Données de calcul	Calcul	Saison hydrologique (n)		
			2010	2011	2012
Q_t Rivière de la Goule		(m.a ⁻¹)	0,771 (0,690 à 0,852)	1,077 (0,931 à 1,223)	0,974 (0,858 à 1,089)
P_{eff} Précipitations efficaces estivales	P calculées bassin versant total (DOY 130-300) ⁽¹⁾ E = Evaporation	(m.a ⁻¹)	0,167	0,244	0,241
		(m.a ⁻¹)	0,050	0,050	0,050
		$P_{eff} = P - E$ (m.a ⁻¹)	0,117	0,194	0,192
$Q_{f(glacier)}$ Eau de fonte glacier (neige + glace)	Lame de neige (avril)	(m.a ⁻¹)	0,323	0,240	0,401
	Lame de neige (octobre)	(m.a ⁻¹)	0,056	0,000	0,033
	Eau de fonte (neige) = neige avril – neige octobre	(m.a ⁻¹)	0,268	0,240	0,368
	Eau de fonte (glace) = Bilan de masse	(m.a ⁻¹)	0,049	0,488	0,095
	$Q_{f(glacier)} = \text{Eau de fonte (neige)} + \text{Eau de fonte (glace)}$	(m.a ⁻¹)	0,316	0,728	0,464
Q_{ssG} Eaux sous-glaciaires	$Q_{ssG} = 0,01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \times 31,536 \cdot 10^6 \text{ }^{(2)} / 10,083 \cdot 10^6 \text{ }^{(3)}$	(m.a ⁻¹)	0,031	0,031	0,031
$Q_{f(z. pro.)}$ Eau de fonte zone proglaciaire	P calculées zone proglaciaire (DOY 301-129) ⁽⁴⁾	(m.a ⁻¹)	0,056	0,059	0,093
Eau résiduelle	$= Q_{f(versants)} + Q_{supraP} + Q_{subP}$ $= \text{Eau de fonte versants} + \text{Eaux souterraines supra- et sub-pergélisol}$ $= Q_t - (P_{eff} + Q_{f(glacier)} + Q_{ssG} + Q_{f(z. pro.)})$	(m.a ⁻¹)	0,250 (0,169 à 0,331)	0,064 (-0,082 à 0,210)	0,193 (0,078 à 0,309)

⁽¹⁾ Application du gradient d'altitude sur les précipitations mesurées à la station NMI de Ny-Ålesund entre les DOY 130 et 300

⁽²⁾ Nombre de secondes dans une année non bissextile

⁽³⁾ Lame d'eau sous-glaciaire ramenée à la surface du sous-bassin versant de la Goule (10,083 km²)

⁽⁴⁾ Application du gradient d'altitude sur les précipitations mesurées à la station NMI de Ny-Ålesund entre les DOY 301 (année n-1) et 129 (année n) sur la zone proglaciaire, ramenées à la surface du sous-bassin versant de la Goule (10,083 km²)

Tableau IV-13 : Etablissement des bilans hydrologiques des saisons 2010, 2011 et 2012 par la déclinaison des calculs associés à la détermination des lames d'eau propres à chaque composante du système hydrologique du sous-bassin versant de la Goule. Les valeurs entre parenthèses représentent l'écart lié à la marge d'erreur associée au calcul de la lame d'eau totale annuelle Q_t et qui se reporte sur la lame d'eau résiduelle.

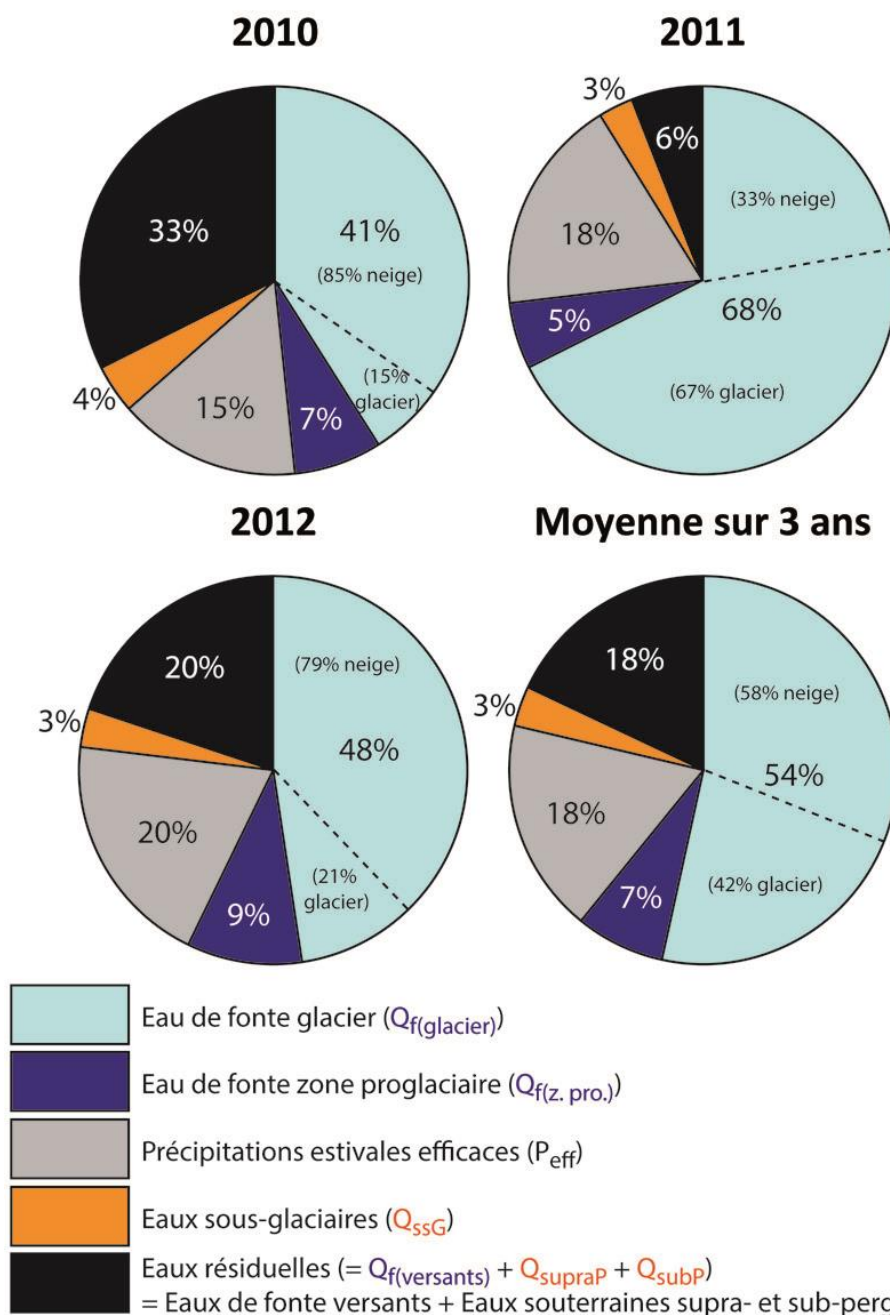


Figure IV-45 : Bilans hydrologiques du sous-bassin versant de la Goule pour les saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012 et bilan hydrologique moyen sur trois ans avec les parts respectives (%) à l'écoulement des différentes composantes du système hydrologique ($Q_{f(\text{glacier})}$, lame de fonte en provenance du glacier, $Q_{f(z. \text{pro.})}$, lame de fonte en provenance de la zone proglaciaire, $Q_{f(\text{versants})}$, lame de fonte en provenance des versants, P_{eff} , précipitations efficaces estivales, Q_{SSG} , lame d'eau sous-glaciaire, Q_{supraP} , lame d'eau souterraine supra-pergélisol, Q_{subP} , lame d'eau souterraine sub-pergélisol).

Les 18 % restant (lame d'eau résiduelle ; Figure IV-45) se partagent entre la fonte de la neige des versants $Q_{f(\text{versants})}$ et les contributions en eaux souterraines supra- voire sub-pergélisol Q_{supraP} et Q_{subP} qui ne peuvent être quantifiées séparément. Toutefois, les suivis thermiques du sous-sol associés aux suivis piézométriques montrent que les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol font partie intégrante du système hydrologique du sous-bassin versant glaciaire. Le dégel de la couche active autorise l'infiltration et l'installation au cours de l'été d'une nappe libre. La dynamique de la nappe se caractérise par 4 épisodes majeurs de recharge par les précipitations estivales et parfois par les eaux de fonte. Le suivi de la nappe supra-pergélisol montre une hausse piézométrique générale sur les deux étés 2011 et 2012 entre le début et la fin de saison (+0,03 m et +0,05 m respectivement). Cela tend à indiquer qu'il n'y a pas de contribution à proprement parler de la nappe libre en termes de flux d'eau (sous réserve que la position du toit du pergélisol ne change pas significativement entre deux années). L'aquifère constituerait simplement un réservoir de transit pour des masses d'eau déjà comptées dans le bilan hydrologique, à savoir les précipitations estivales et les eaux de fonte nivale de la zone proglaciaire. La fonte progressive du pergélisol, conséquence du réchauffement climatique, semble contribuer pour une lame d'eau négligeable dans le bilan hydrologique, au vu des incertitudes des différents termes du bilan.

Les analyses en isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ montrent que la nappe supra-pergélisol a une signature intermédiaire entre celle des eaux de fonte et celle des précipitations estivales. La signature isotopique des eaux à l'exutoire de la Goule confirme quant à elle un mélange entre eaux de fonte, précipitations estivales, eaux sous-glaciaires et eaux souterraines supra-pergélisol.

Aucune décharge d'eau souterraine n'ayant été identifiée comme provenant d'un réservoir d'eaux souterraines sub-pergélisol potentiel, les 18 % restant sur la lame d'eau totale annuelle moyenne peuvent à ce stade être attribués essentiellement à la fonte nivale des versants $Q_{f(\text{versants})}$. L'estimation des hauteurs de précipitation associée aux versants, obtenue par application du gradient d'altitude, tend à soutenir cette conclusion puisque leur gamme (0,169-0,281 m) est en accord avec la gamme des lames d'eau résiduelles (0,064-0,250 m).

Chapitre V

Suivi géochimique des eaux du bassin versant du glacier Austre Lovén

L'objectif de ce chapitre consiste à mieux appréhender le fonctionnement de l'hydrosystème associé au bassin versant du glacier Austre Lovén à partir de traceurs géochimiques (éléments chimiques majeurs, mineurs et isotopes). Comme montré précédemment dans la thèse, le système hydrologique est constitué de différentes familles d'eau dont les contributions aux écoulements sont variables d'un exutoire à l'autre ainsi qu'au cours de la saison hydrologique. L'utilisation de traceurs géochimiques a pour objectif de discriminer ces différentes masses d'eau en définissant leur composition afin de pouvoir comprendre leurs origines, leurs cheminements et l'évolution de leurs parts respectives aux exutoires. Dans un premier temps, les paramètres physico-chimiques mesurés *in situ* (température, conductivité électrique, pH) des différentes familles d'eau vont être étudiés en s'intéressant tout d'abord aux eaux de surface puis aux eaux souterraines et sous-glaciaires. Cette première approche va permettre d'établir l'impact qu'ont ces deux familles d'eau sur les eaux de surface, notamment en termes de minéralisation. Dans un second temps, l'origine des solutés présents dans les différentes masses d'eau du système sera discutée et des processus de minéralisation seront proposés. Pour ce faire, les compositions hydrochimiques des eaux mais également isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ du carbone inorganique dissous et rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium dissous) seront étudiées. Dans un troisième temps, l'origine des masses d'eau sera abordée à partir des analyses en isotopes stables de la molécule d'eau et des modèles de mélanges potentiels seront établis. Les variations des apports des différentes masses d'eau en termes de parts à l'écoulement de surface au cours des saisons hydrologiques seront alors abordées. Enfin, des estimations du temps de résidence des eaux sous-glaciaires seront proposées et les résultats de mesures d'activités en carbone 14 (A^{14}C) seront développés.

1. La physico-chimie des eaux du bassin versant du glacier Austre Lovén

Les prélèvements d'eaux réalisés au cours des campagnes de 2010, 2011 et 2012 concernent les différentes familles d'eaux identifiées sur le bassin :

- les eaux de rivières : dans le sous-bassin versant glaciaire de la Goule, sont distinguées les eaux de la Goule des eaux des différentes rivières qui constituent ses affluents (B1, B2, et B3 majoritairement). De la même manière, un échantillonnage des eaux du sous-bassin versant morainique du Diable (exutoire et affluents) a été effectué. Aux deux exutoires, Goule et Diable, l'échantillonnage s'est effectué ponctuellement et en continu à l'aide d'un préleveur automatique d'eaux permettant un suivi temporel des eaux aux points de sortie du bassin ;

- les eaux sous-glaciaires ont été échantillonnées durant deux saisons : (1) au cours de l'été (juillet à octobre), les eaux ont été prélevées au point de résurgence au front du glacier et (2), à la fin de l'hiver (avril), les eaux ont été collectées dans les marges glacées. Le point de résurgence estival des eaux sous-glaciaires étant étroitement lié à la bédrière orientale du glacier, les prélèvements sont fortement susceptibles d'être affectés d'un mélange avec des eaux de fonte drainées par la bédrière. À l'inverse, les eaux prélevées dans les marges glacées sont d'avantages représentatives du réservoir d'eau sous-glaciaire bien que potentiellement altérées par la neige du domaine proglaciaire avec laquelle elles peuvent partiellement geler en surface ;

- les eaux souterraines : au cours des campagnes d'échantillonnage menées au sein de la zone proglaciaire, des prélèvements ont été réalisés dans la nappe supra-pergélisol dans les piézomètres, mais également au niveau de sources et de mares intra-morainiques. Les mares comme les sources sont supposées, pour la plupart, être des affleurements de la nappe supra-pergélisol. Toutefois, des sources d'eaux souterraines particulières, puisque accompagnées de dépôts orangés à jaunes, ont été ponctuellement rencontrées à travers la zone proglaciaire au niveau des zones d'affleurement du substratum rocheux. Ces deux types d'eaux souterraines (nappe/sources/mares et sources « orangées ») seront donc abordés séparément car leurs caractéristiques physico-chimiques diffèrent.

L'ensemble des analyses chimiques et isotopiques est reporté dans les tableaux des annexes (Annexe J ; Annexe K ; Annexe L ; Annexe M ; Annexe N).

Sur les 175 échantillons analysés, 115 sont des eaux de rivières, 11 des eaux sous-glaciaires et 49 des eaux souterraines (Tableau V-1). En première approche, il est constaté que la conductivité électrique moyenne ne dépasse généralement pas les $850 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à l'exception des marges glacées en moyenne à $1\,070 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et des sources orangées à $1\,248 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Tableau V-1). Les moyennes de température oscillent entre $0,0^\circ\text{C}$ pour les marges glacées et $6,3^\circ\text{C}$ pour les affluents du Diable (Tableau V-1). Les sources orangées sont en moyenne plus froides de $1,3^\circ\text{C}$ par rapport aux eaux de la nappe supra-pergélisol (Tableau V-1). Enfin, l'intégralité des familles d'eaux présente des valeurs moyennes de pH entre 7,4 et 8,4 à l'exception des sources orangées qui elles, sont acides (pH moyen à 4,1 ; Tableau V-1). Les sources orangées présentent donc un signal physico-chimique atypique par rapport aux autres familles d'eau, avec une plus forte minéralisation et des pH faibles. Elles seront par la suite distinguées sous l'appellation de « sources acides ».

Dans le détail, les différentes familles d'eau se distinguent en deux catégories selon leur minéralisation :

- des eaux relativement douces constituées par les eaux de rivières et les eaux sous-glaciaires estivales avec des conductivités électriques allant de 60 à $933 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Une eau de rivière fait toutefois exception, celle de la rivière dite « rouge » (en raison des dépôts rougeâtres visibles dans son lit) plus fortement minéralisée à $2\,090 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Dans cette famille, les eaux de rivières du sous-bassin versant de la Goule sont les eaux les moins minéralisées avec une médiane à $170 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour les eaux de la rivière de la Goule et à $130 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour ses affluents (Figure V-1). Viennent ensuite les eaux sous-glaciaires estivales avec une médiane à $250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$,

puis les eaux du sous-bassin versant du Diable avec une médiane à 800 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ pour la rivière du Diable (Figure V-1).

- des eaux, dans l'ensemble d'avantage minéralisées, avec des conductivités électriques allant de 240 à 2 020 $\mu\text{S.cm}^{-1}$, et regroupant les eaux sous-glaciaires hivernales (médiane à 865 $\mu\text{S.cm}^{-1}$), les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (médiane à 733 $\mu\text{S.cm}^{-1}$) et les sources acides, ensemble d'eaux les plus fortement minéralisées (médiane à 1 408 $\mu\text{S.cm}^{-1}$; Figure V-1).

	Eaux de rivière				Eaux sous-glaciaires		Eaux souterraines	
	Goule	Affluents de la Goule	Diable	Affluents du Diable	Eaux sous-glaciaires (été)	Marges glacées	Nappe supra-pergélisol	Sources orangées
nombre de valeurs	74	17	19	5	8	3	41	8
moyenne CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	244	362	751	310	230	1070	840	1248
moyenne pH	7,7	7,4	7,8	7,9	7,5	8,4	7,4	4,1
moyenne T ($^{\circ}\text{C}$)	0,9	1,2	3,4	6,3	0,3	0,0	2,4	1,1

Tableau V-1 : Nombre d'échantillons prélevés dans chaque famille d'eau constituant le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén au cours des campagnes de 2010, 2011 et 2012 (eaux de rivières, eaux sous-glaciaires et eaux souterraines). La moyenne des conductivités électriques (CE), des pH et des températures (T) des différents sous-ensembles d'eau est détaillée.

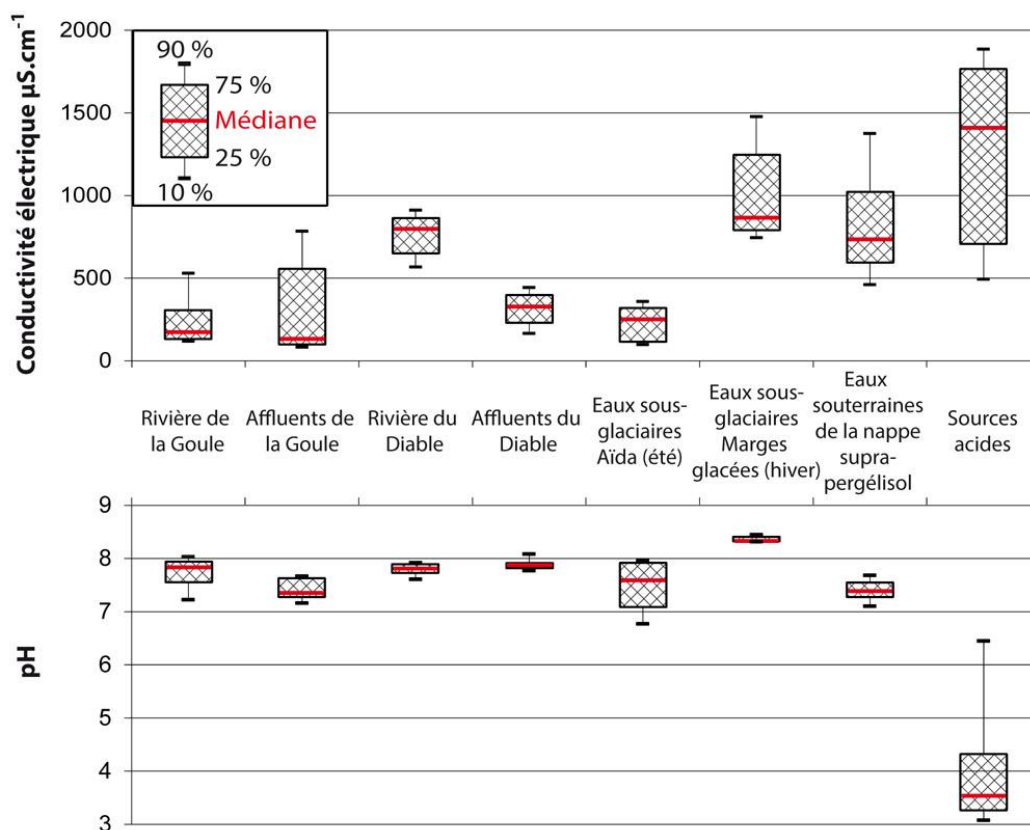


Figure V-1 : Boîtes à moustaches présentant les gammes de conductivité électrique et de pH des différentes familles d'eau constituant le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén pour les trois saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012 confondues : les eaux de rivières, les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines.

Les eaux autres que les sources acides sont globalement neutres, de légèrement acides à légèrement basiques, avec toutefois quelques disparités : les eaux de rivières du sous-bassin versant de la Goule présentent une gamme plus large de valeurs (de 6,7 à 8,4) que celle du sous-bassin versant du Diable (de 7,5 à 8,2) avec des valeurs médianes dans l'ensemble d'avantage proches de pH 8 (Figure V-1). Les eaux sous-glaciaires hivernales constituent l'ensemble d'eau le plus basique du système avec une valeur médiane de pH à 8,3 (Figure V-1). Les eaux sous-glaciaires estivales présentent des mesures pH nettement moins basiques et une gamme de valeur plus large (de 6,7 à 8,0 avec une valeur médiane à 7,6 ; Figure V-1), ce qui est très certainement lié à une part d'eau de fonte variable. Enfin, les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol présentent un pH entre 6,9 et 7,8 pour une valeur médiane à 7,4 (Figure V-1).

En première approche, les analyses en éléments majeurs réalisées sur l'intégralité des échantillons (2010, 2011 et 2012) révèlent que les eaux du bassin versant du glacier Austre Lovén sont dans l'ensemble sulfatées-bicarbonatées calciques, à l'exception des sources acides qui sont sulfatées calciques (Figure V-2). Aucun ion NO_3^- n'a été détecté dans les eaux alors qu'Hodson *et al.* (2002) en ont mesuré sur le bassin versant de la Bayelva, à 6 km à l'ouest du bassin étudié. Les teneurs quantifiées à la Bayelva placent toutefois les NO_3^- comme un anion majeur minoritaire avec des concentrations allant de 0,5 à 3,0 $\mu\text{Eq.l}^{-1}$.

Les eaux de la Goule et de ses affluents peuvent être aussi, à certaines dates, bicarbonatées-sulfatées calciques, tout comme les eaux de l'affluent de la rivière du Diable, alors que les eaux du Diable à l'exutoire sont clairement sulfatées-bicarbonatées calciques tout comme les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol. Cela est très certainement lié à une contribution plus importante des eaux de fonte à cet affluent du sous-bassin versant du Diable (Figure V-2). En effet, les signatures des eaux sous-glaciaires montrent qu'une contribution en eau de fonte a tendance à modifier le faciès des eaux sous-glaciaires *sensu stricto*, représentée par les marges glacées comme étant clairement sulfatée-bicarbonatée calcique vers une signature bicarbonatée-sulfatée calcique lorsque l'apport sous-glaciaire est mélangé à des eaux de fonte lors de la période estivale (Figure V-2). Les eaux de fonte peuvent en effet avoir tendance à être d'avantage proche du pôle bicarbonaté, puisque les cinétiques de dissolution des minéraux carbonatés, omniprésents en traces dans la plupart des substratums sous-glaciaires (même métamorphiques), sont rapides mais aussi du fait d'une dissociation du CO_2 atmosphérique (Eq. [4] ; Tranter *et al.*, 1993). Les eaux de la Goule semblent, elles aussi très logiquement, si le même principe est suivi, être affectées par la fonte (Figure V-2). Il est toutefois clairement très difficile de différencier de prime abord ces différentes familles d'eau, simplement à partir de leurs signatures géochimiques seules, en raison de la proximité des faciès chimiques des eaux.

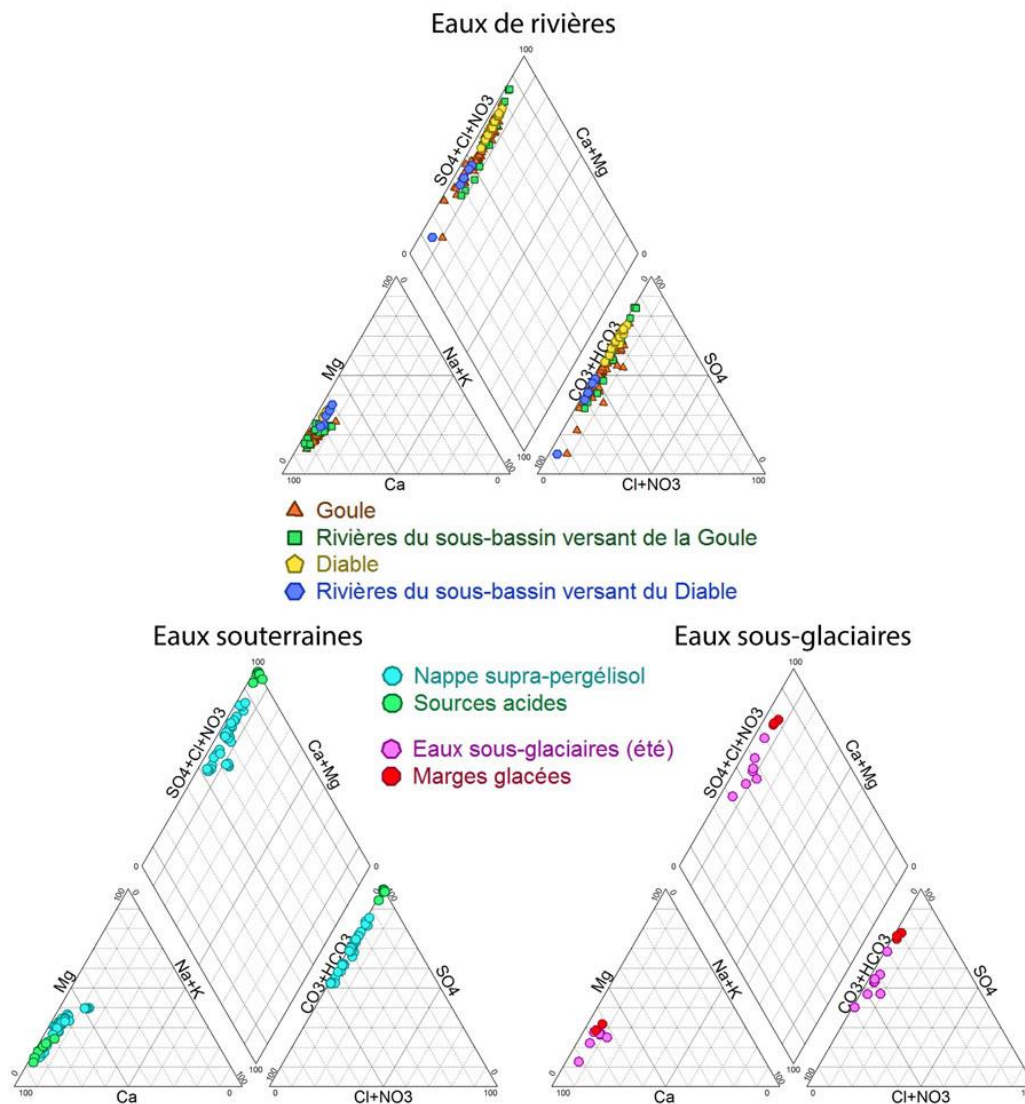


Figure V-2 : Diagrammes de Piper renseignant les signatures géochimiques des différentes familles d'eau rencontrées sur le bassin versant du glacier Austre Lovén pour les trois années de prélèvements 2010, 2011 et 2012 : eaux de rivières, eaux souterraines et eaux sous-glaciaires.

Il apparaît très clairement que les pôles sodium-potassium et chlorures-nitrates sont négligeables au sein du système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén (Figure V-2). La relation entre les teneurs en anions et cations majeurs avec les conductivités électriques des différents types d'eaux échantillonnées (eaux de rivières, eaux sous-glaciaires et eaux souterraines) confirment que la minéralisation des eaux est étroitement liée à leur teneur en sulfates d'un point de vue anionique et en calcium d'un point de vue cationique (respectivement Figure V-3 ; Figure V-4). La minéralisation des eaux par les ions bicarbonates est également marquée mais beaucoup moins franche, en particulier en ce qui concerne les eaux souterraines (Figure V-3). Une contribution non négligeable du magnésium à la minéralisation des eaux est également à noter malgré une importante dispersion du signal des eaux souterraines (Figure V-4). Les relations entre minéralisation et teneurs cationiques les moins bonnes sont liées au sodium et au potassium et ce, en particulier, pour les eaux souterraines.

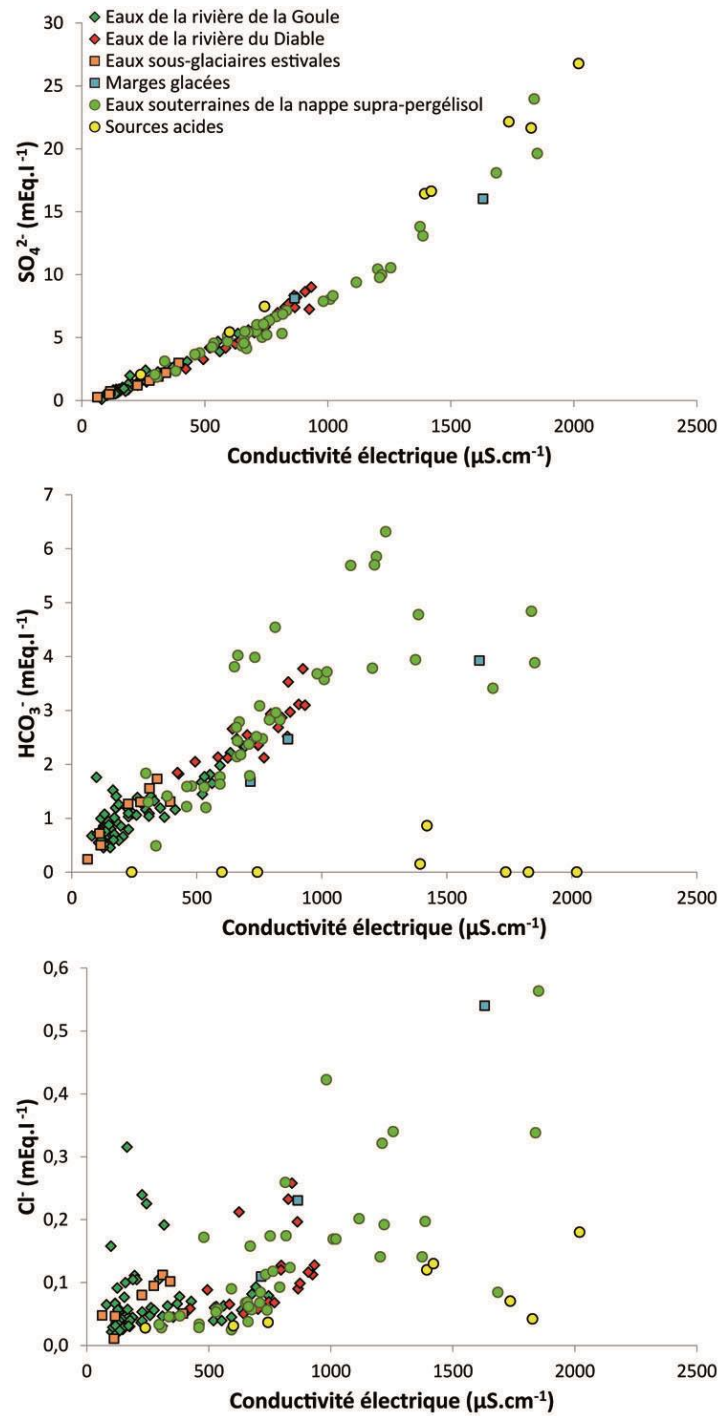


Figure V-3 : Teneurs en anions majeurs (SO_4^{2-} , HCO_3^- et Cl^-) en fonction de la conductivité électrique des eaux échantillonnées lors des campagnes de 2010, 2011 et 2012.

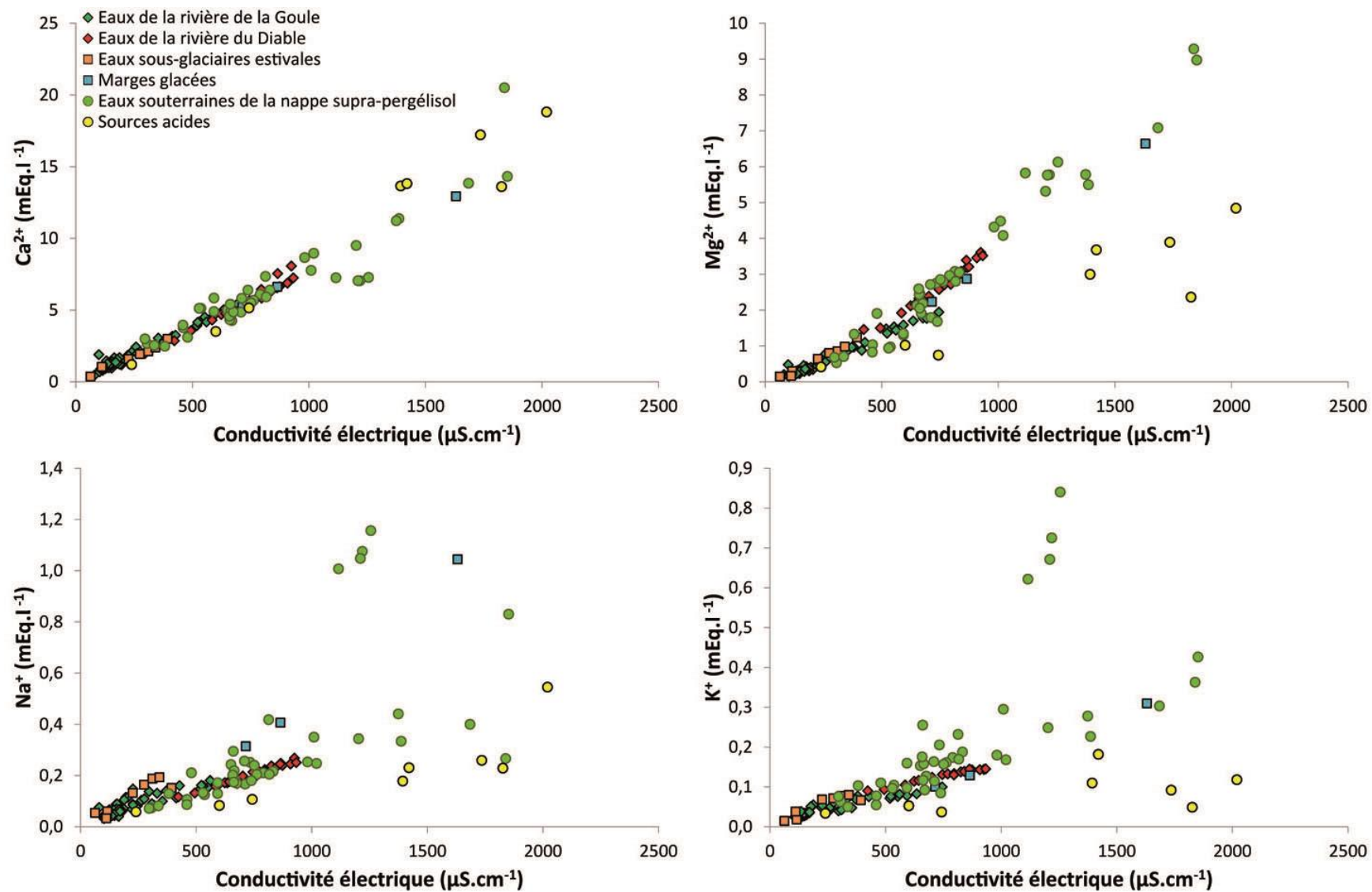


Figure V-4 : Teneurs en cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} et K^{+}) en fonction de la conductivité électrique des eaux échantillonnées lors des campagnes de 2010, 2011 et 2012.

1.1. Les données physico-chimiques des eaux de surface

1.1.1. La physico-chimie des eaux aux exutoires

- La Goule

Les valeurs de conductivité électrique enregistrées dans la Goule présentent, comme ont pu l'observer Vincent (1970) et Domínguez et Eraso (2004), globalement une relation inverse avec le débit pour les trois années (Figure V-5 ; Figure V-6 ; Figure V-7). Cette relation résulte d'un impact des eaux de fonte sur les eaux drainées par la Goule. Ainsi, les périodes d'étiage voient donc la minéralisation des eaux à l'exutoire augmenter. Les données de débit et de conductivité électrique de la Goule pour l'année 2010 sont présentées selon un pas de temps de 30 minutes. La chronique de conductivité électrique ne commence à être exploitable qu'à partir du cœur de la saison de fonte. Les eaux de la Goule au cœur de la saison de fonte sont globalement peu minéralisées (conductivité électrique inférieure à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; encadré et triangles violets de la Figure V-5) alors que celles de la période d'étiage voient la conductivité électrique majoritairement augmenter et ce, jusqu'à un facteur 4 après une longue période à débits faibles, soit à près de $800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (encadré et triangles rouges de la Figure V-5). Même les fortes crues de fin de saison ne font pas diminuer la conductivité électrique sous le seuil des $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figure V-5).

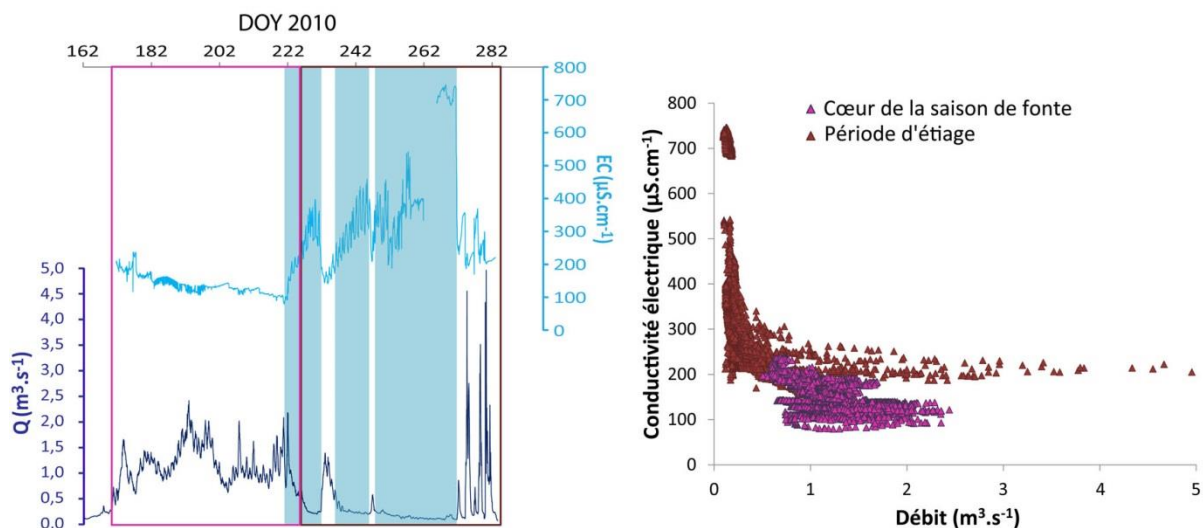


Figure V-5 : Mise en parallèle des données de débits (bleu foncé) à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2010 avec les enregistrements de conductivité électrique des eaux (bleu clair) au pas de temps de 30 minutes. Ces chroniques sont divisées selon les trois périodes d'écoulement définies dans le Chapitre IV sachant que seul le cœur de saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge) disposent de données de conductivité électrique exploitables.

Les données de débits et de conductivités électriques présentées pour la saison 2011 sont au pas de temps horaire. Pour l'année 2011 encore, les données de conductivité électrique n'étaient valables qu'à partir du cœur de la saison de fonte. La distinction rencontrée en 2010 dans la minéralisation des eaux à l'exutoire de la Goule entre les périodes de cœur de saison de fonte et d'étiage (encadrés et triangles respectivement violets et rouges de la Figure V-6) est encore plus marquée qu'en 2010 avec toujours une séparation des deux ensembles d'eau autour de $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La phase de diminution de débit, synchrone avec une augmentation de la minéralisation des eaux, est particulièrement visible sur les données de la période d'étiage de 2011 (Figure V-6). Le maximum de minéralisation des eaux de l'année 2011 équivaut à celui de

2010, soit presque $800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et est atteint en toute fin de la période d'écoulement, juste avant le regel du système.

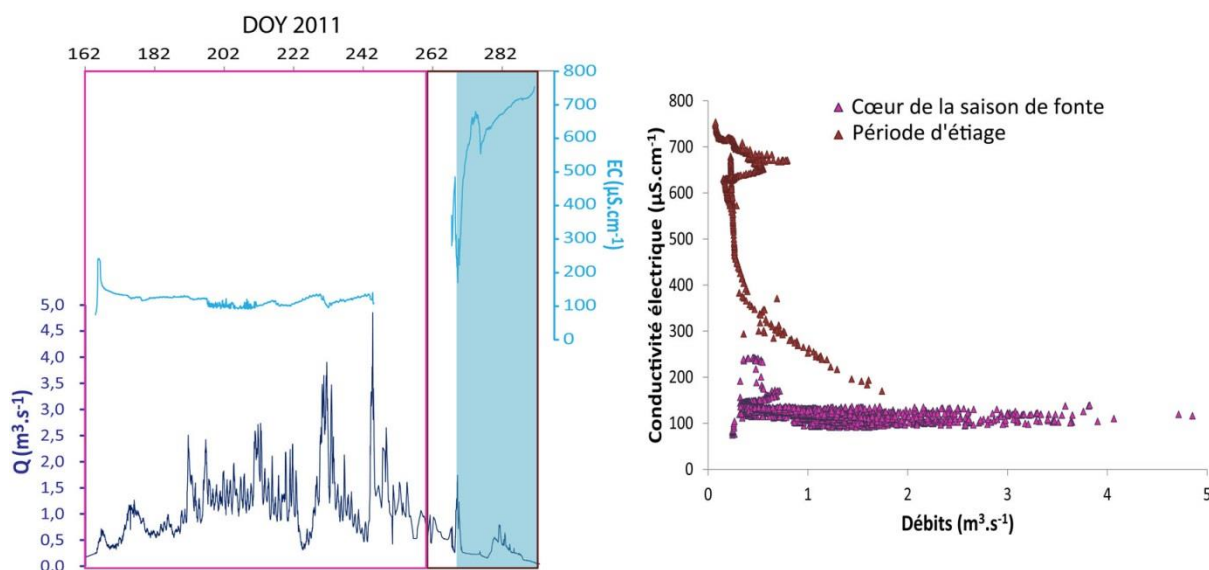


Figure V-6 : Mise en parallèle des données de débits (bleu foncé) à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2011 avec les enregistrements de conductivité électrique des eaux (bleu clair) au pas de temps horaire. Ces chroniques sont divisées selon les trois périodes d'écoulement définies dans le Chapitre IV sachant que seul le cœur de saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge) disposent de données de conductivité électrique exploitables.

Les données de débits et de conductivités électriques présentées pour la saison 2012 sont, comme celles de l'année 2011, à un pas de temps horaire. La distinction rencontrée en 2010 et 2011 dans la minéralisation des eaux entre les périodes de cœur de saison de fonte et d'étiage (encadrés et triangles respectivement violets et rouges de la Figure V-7) est beaucoup moins franche en 2012 bien que les eaux du cœur de la saison de fonte présentent toujours une conductivité électrique inférieure à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figure V-7). La période d'étiage de 2012 présente en effet d'avantage d'eau avec une minéralisation proche de celle du cœur de saison de fonte, soit une conductivité électrique inférieure à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Par ailleurs, la relation inverse entre le débit et la conductivité électrique au cours de cette période est marquée par trois tendances distinctes : une première équivalente à celle du cœur de saison de fonte avec une conductivité électrique toujours inférieure à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ associé à des débits majoritairement faibles, une seconde avec des conductivités électriques intermédiaires entre 200 et $400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ qui couvre toutes les gammes de débits à l'exception des plus faibles (inférieurs à $0,2 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$) et une dernière qui atteint le maximum de minéralisation de la saison autour de $600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figure V-7). Le maximum de minéralisation à presque $800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ au cours des étés 2010 et 2011 n'est effectivement pas atteint en 2012. Cela est très certainement lié au fait que les enregistrements sont incomplets : les maximums de minéralisation avaient été rencontrés bien après le DOY 275 en 2010 et 2011, soit bien après le 2 octobre, date du dernier téléchargement de données pour l'exutoire de la Goule en 2012.

La triple tendance dans la relation débit-conductivité électrique des eaux à l'exutoire de la Goule pour la période d'étiage 2012 peut s'expliquer par le fait que cette période est interrompue par deux événements majeurs de crue : il a été établi dans le Chapitre IV que le premier événement de crue avec les débits les plus importants de la saison est lié à l'important événement pluvieux centré sur le DOY 244 accompagné de températures de l'air positives dans les deux domaines, proglaciaire et glaciaire. Le second événement de crue est, quant à lui, lié à un épisode thermique (fonte) d'importance centré autour du DOY 260. Or, la première tendance identifiée entre le débit et la conductivité électrique lors de la période d'étiage de 2012 comme présentant des valeurs faibles pour les deux paramètres, regroupent les eaux antérieures au

DOY 241, soit les eaux de la période antérieure à la crue d'origine météorique et thermique. La seconde tendance regroupe les eaux postérieures au DOY 241 et antérieures au DOY 255, soit la période couvrant le premier pic de crue et l'étiage qui précède la crue lié à l'épisode thermique. Enfin, la troisième tendance présente toute les eaux à compter du DOY 255, soit le second pic de crue et l'étiage final.

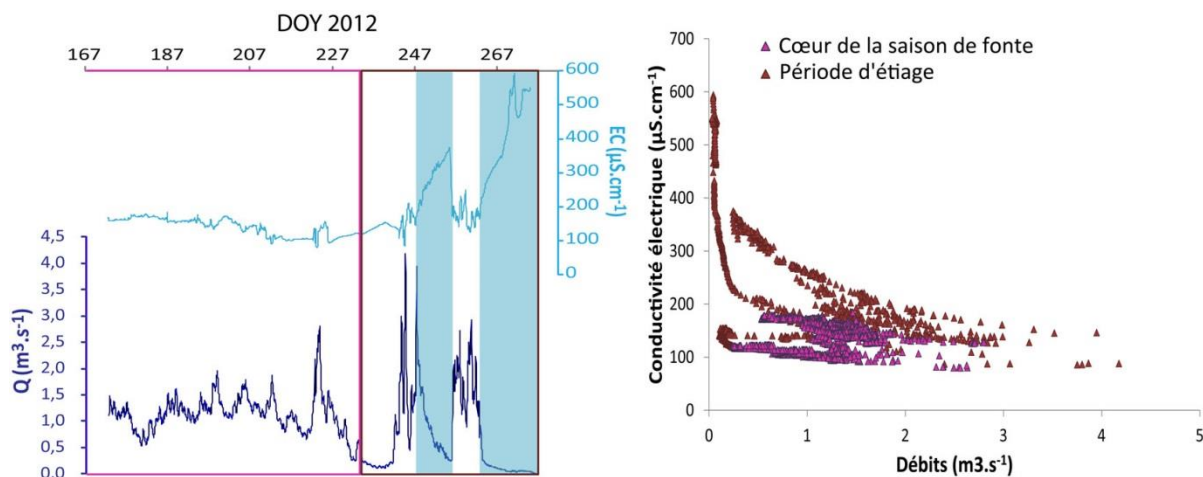


Figure V-7 : Mise en parallèle des données de débits (bleu foncé) à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2012 avec les enregistrements de conductivité électrique des eaux (bleu clair) au pas de temps horaire. Ces chroniques sont divisées selon les trois périodes d'écoulement définies dans le Chapitre IV sachant que seul le cœur de saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge) disposent de données de conductivité électrique exploitables.

Une inconnue subsiste quant à la minéralisation des eaux à l'exutoire de la Goule lors de la mise en eau du système. Or, sur les 31 échantillons d'eau prélevés à la Goule en 2010, 7 appartiennent à cette période de début de saison d'écoulement. En 2011, seule la période d'étiage a été échantillonnée et en 2012, la période de mise en eau du système, précoce, a été manquée. L'année 2010 est donc celle qui fournit la chronique d'échantillons la plus complète. Si les valeurs de conductivités électriques de l'intégralité des échantillons de 2010, 2011 et 2012 prélevés à la Goule sont mises en parallèle avec les débits qui s'écoulaient à l'exutoire lors de chaque prélèvement, il est constaté que les échantillons se positionnent bien selon le schéma rencontré précédemment avec les chroniques d'enregistrement à l'exutoire (Figure V-8). Les échantillons de 2010 révèlent que la minéralisation des eaux en début de saison est équivalente voire légèrement supérieure (conductivité électrique inférieure ou égale à $300 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) à celle des eaux du cœur de la saison de fonte avec toutefois des débits beaucoup plus faibles (Figure V-8).

Il a donc été constaté que la minéralisation des différentes familles d'eau du bassin versant du glacier Austre Lovén, et donc des eaux de l'exutoire de la Goule, était étroitement liée à leur teneur en ions sulfates, calcium et magnésium avec une relation moins franche bien qu'importante avec les ions bicarbonates. L'hypothèse selon laquelle ces variations dans la signature géochimique des eaux pourraient s'expliquer par une variation de contribution par les eaux de fonte tendrait à se confirmer par l'intermédiaire des échantillons prélevés à l'exutoire en 2010, où l'intégralité des eaux associées à la période du cœur de la saison de fonte présente une signature bicarbonatée-sulfatée calcique, alors que les échantillons des périodes de mise en eau du système et d'étiage présentent dans leur grande majorité une signature sulfatée-bicarbonatée calcique (Figure V-9). Les échantillons prélevés au cours de la période d'étiage de 2011 sont en accord avec ces observations (Figure V-9). Toutefois, cela est beaucoup moins net en 2012, où la plupart des échantillons du cœur de saison de fonte ont une signature sulfatée-bicarbonatée calcique (Figure V-9).

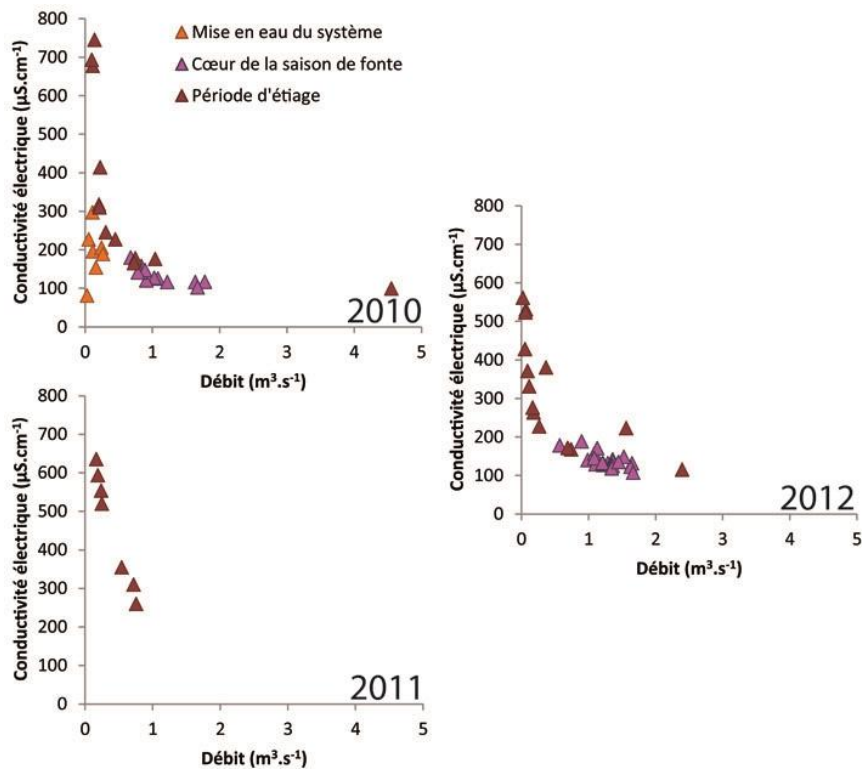


Figure V-8 : Relations entre les conductivités électriques de l'intégralité des échantillons prélevés à la Goule en 2010, 2011 et 2012 et les débits à l'exutoire lors de chaque prélèvement. Les échantillons appartenant à la période de mise en eau du système sont en orange, au cœur de la saison de fonte, violet, et à la période d'été, rouge.

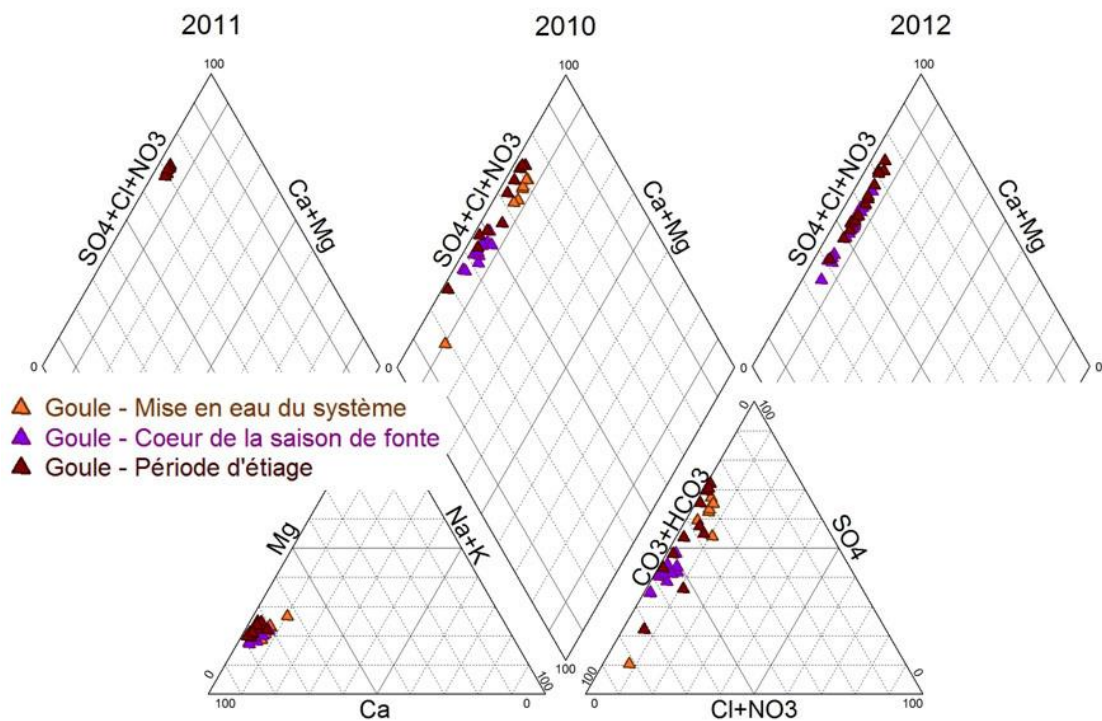


Figure V-9 : Diagrammes de Piper présentant le faciès chimique des eaux prélevées à la Goule en 2010, 2011 et 2012, présentées en fonction de leur appartenance aux différentes périodes hydrologiques qui partitionne la saison d'écoulement : la mise en eau du système (orange), le cœur de la saison de fonte (violet), la période d'été (rouge).

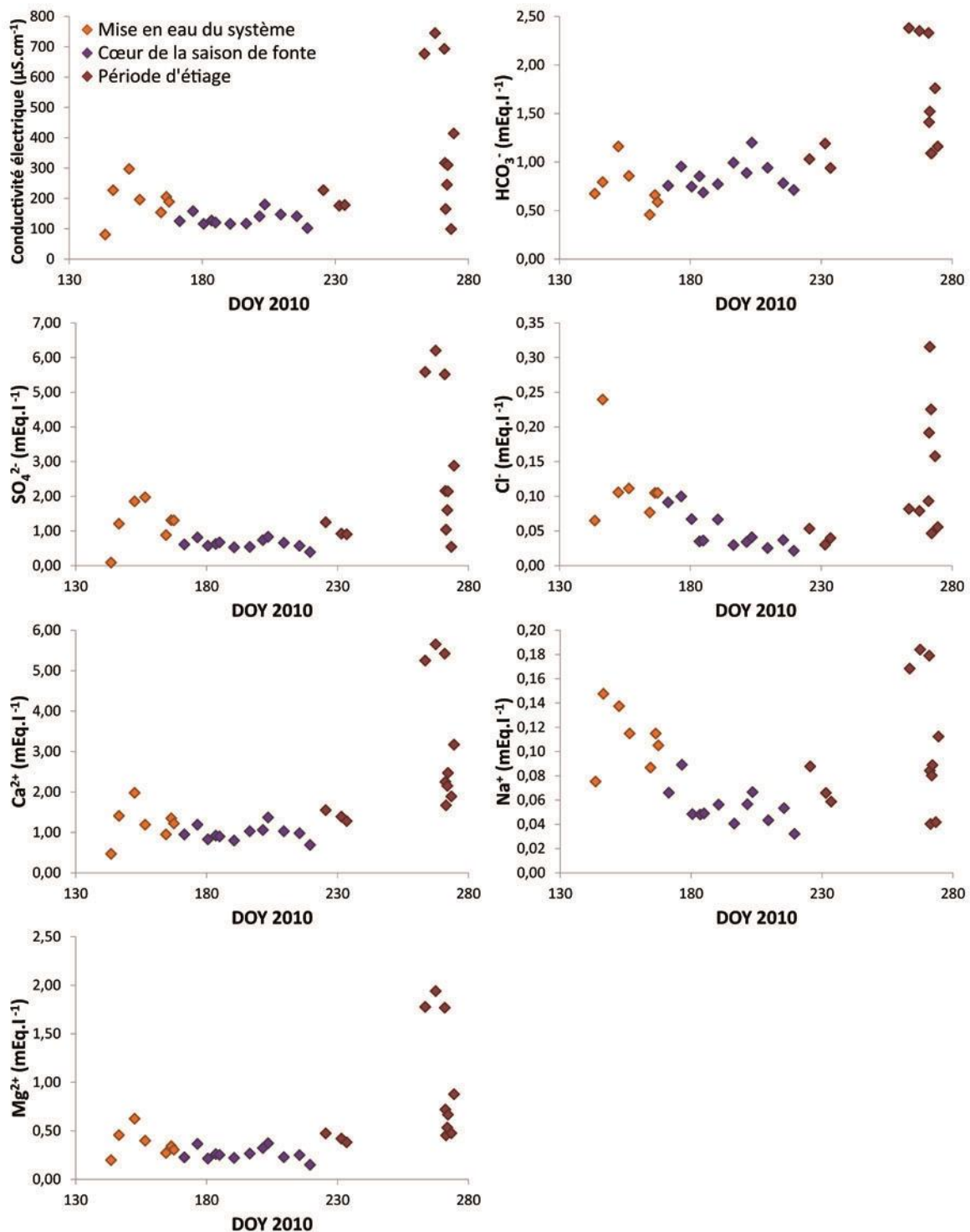


Figure V-10 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs (à l'exception des ions potassium dont les analyses sont manquantes) des eaux de la Goule au cours de la saison hydrologique 2010 suivant leur appartenance à la période de mise en eau du système (orange), du cœur de la saison de fonte (violet) ou d'étiage (rouge).

Les teneurs des différentes espèces dissoutes contenues dans les eaux prélevées à la Goule en 2010 ont tendance à globalement toutes évoluer de la même façon au cours du temps : teneurs relativement faibles lors de la période de mise en eau du système, suivies d'une diminution ainsi que d'une stabilisation des teneurs au cœur de la saison de fonte (Figure V-10). Enfin, la période d'étiage est marquée par une augmentation des teneurs en éléments dissous (Figure V-10). Les teneurs en ions majeurs qui évoluent selon un schéma identique à celui de

l'évolution de la conductivité électrique sont logiquement les ions sulfates, calcium et magnésium (Figure V-10). Les teneurs en ions bicarbonates font effectivement exception avec la tendance (Figure V-10). À l'inverse, les teneurs en sodium ont globalement tendance à diminuer au cours de la mise en eau du système et au cours du cœur de saison de fonte pour finalement augmenter au cours de la période d'étiage (Figure V-10). Les échantillons présentant les teneurs en ions chlorures les plus importantes ne correspondent pas à ceux dont la conductivité électrique est maximale mais aux échantillons qui y sont postérieurs (Figure V-10) : ce sont les eaux prélevées lors de la crue liée à l'important épisode pluvieux de fin de saison 2010.

L'évolution des teneurs en sulfates, calcium et magnésium mais également bicarbonates, sodium et potassium est bien en accord avec celle de la conductivité électrique pour la période d'étiage 2011 (Figure V-11). Seuls les ions chlorures n'évoluent pas de concert avec la conductivité électrique (Figure V-11), ce qui était déjà le cas pour la période d'étiage 2010 (Figure V-10). Ce n'est pas le cas au cours de la période d'étiage de 2012, où l'évolution des teneurs en ions bicarbonates détonne vraiment de celle de la conductivité électrique (Figure V-12). La tendance à la stagnation de la minéralisation des eaux observées lors du cœur de saison de fonte de 2010 se retrouve également par l'intermédiaire des prélèvements appartenant au cœur de saison de fonte de 2012 en dehors des teneurs en ions bicarbonates et chlorures (Figure V-12).

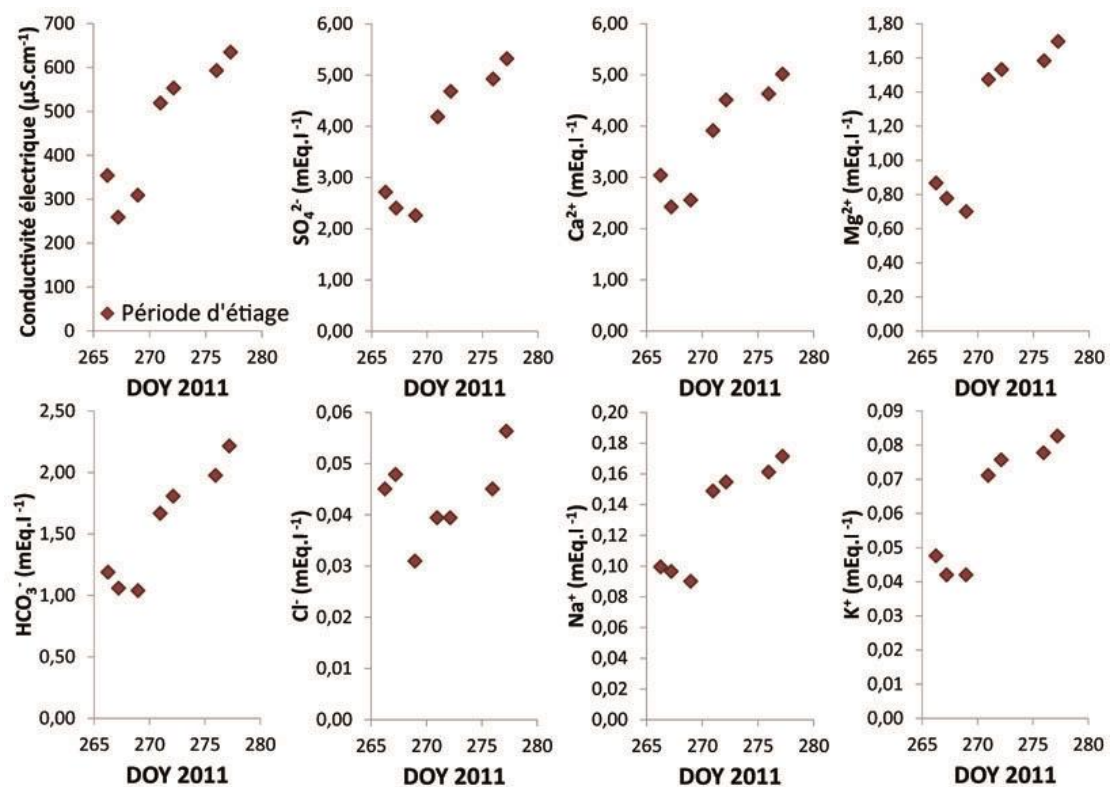


Figure V-11 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs des eaux de la Goule au cours de la période d'étiage de 2011 (seule période échantillonnée de la saison).

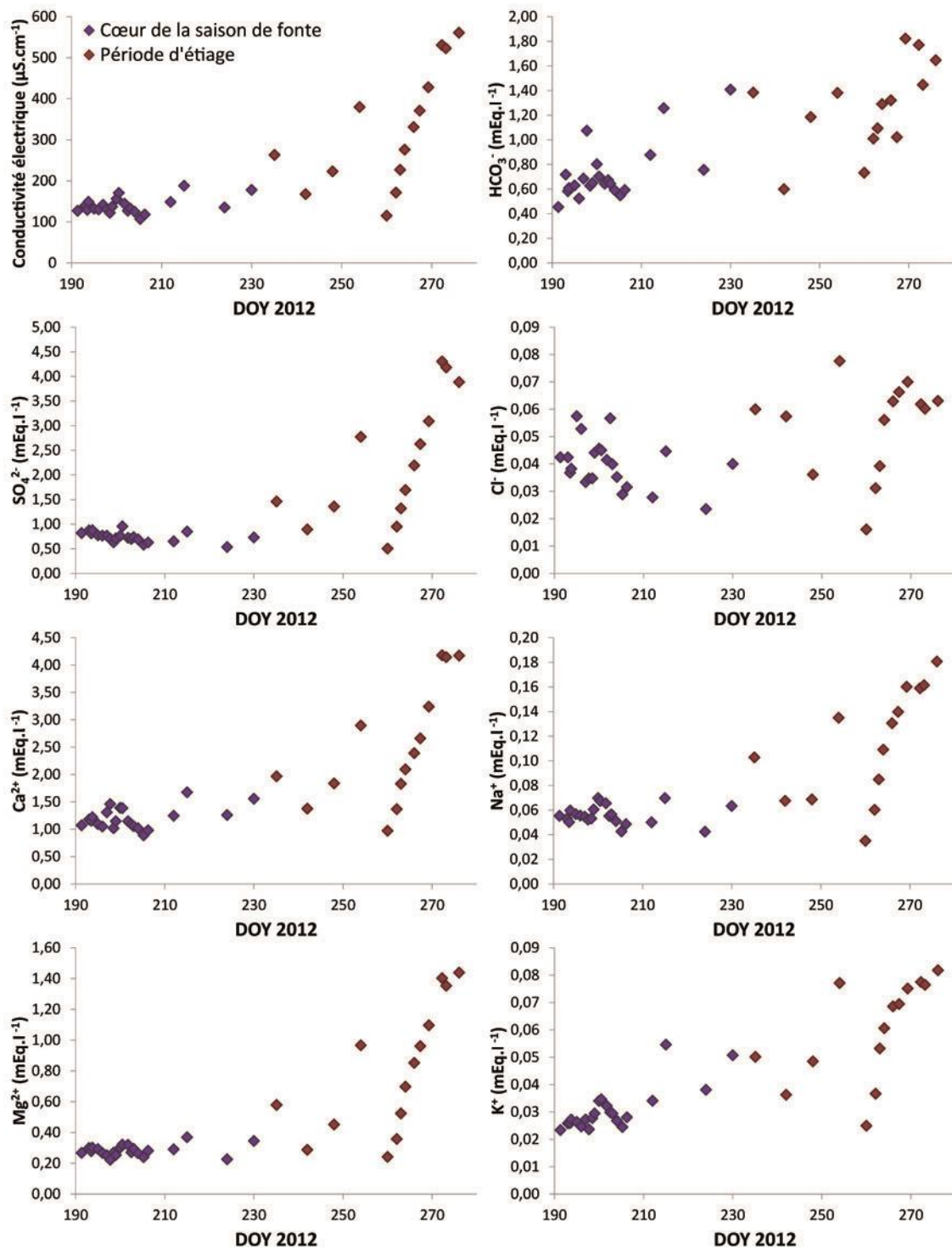


Figure V-12 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs des eaux de la Goule au cours des périodes échantillonnées de 2012, à savoir le cœur de la saison de fonte (violet) et la période d'étéage (rouge).

Ces observations permettent d'isoler une signature physico-chimique propre à chaque partie de la saison hydrologique qui est étroitement liée aux variations des apports en eau de fonte à l'exutoire :

- les eaux appartenant à la période de mise en eau du système présentent une faible teneur en élément dissous associée à un faible débit ;

- au cœur de la saison de fonte, la part d'eau de fonte devient évidemment plus importante. Un volume plus important d'eau vient alors alimenter la Goule, faisant augmenter le débit et légèrement diminuer la teneur en éléments dissous des eaux par dilution ;
- enfin, lors de la période d'étiage, l'apport d'eau de fonte diminue considérablement, voire s'arrête complètement, ce qui entraîne une diminution du débit associée à une augmentation de la teneur en éléments dissous des eaux de l'exutoire.

Concernant la fin de la saison hydrologique, une série de questions se pose. L'augmentation de la teneur en éléments dissous des eaux à la Goule est-elle liée à un changement dans la composante principale à l'écoulement ? La diminution de l'apport d'eau de fonte permettrait-elle alors à une ou plusieurs composantes, jusque-là diluée par la fonte, d'imposer sa signature ? Et/ou l'augmentation de la minéralisation des eaux à l'exutoire est-elle due à un regel partiel des eaux ?

Il est en effet possible de constater que la température des eaux à la Goule diminue jusqu'à franchir l'isotherme 0°C au cours de la période d'étiage (Figure V-13). De la glace se forme dans les cours d'eau. En toute fin de saison, la variabilité journalière de la température de l'eau à l'exutoire, bien visible au cours du cœur de la saison de fonte (gamme de 0 à +3,5°C), ne s'observe même plus (Figure V-13)

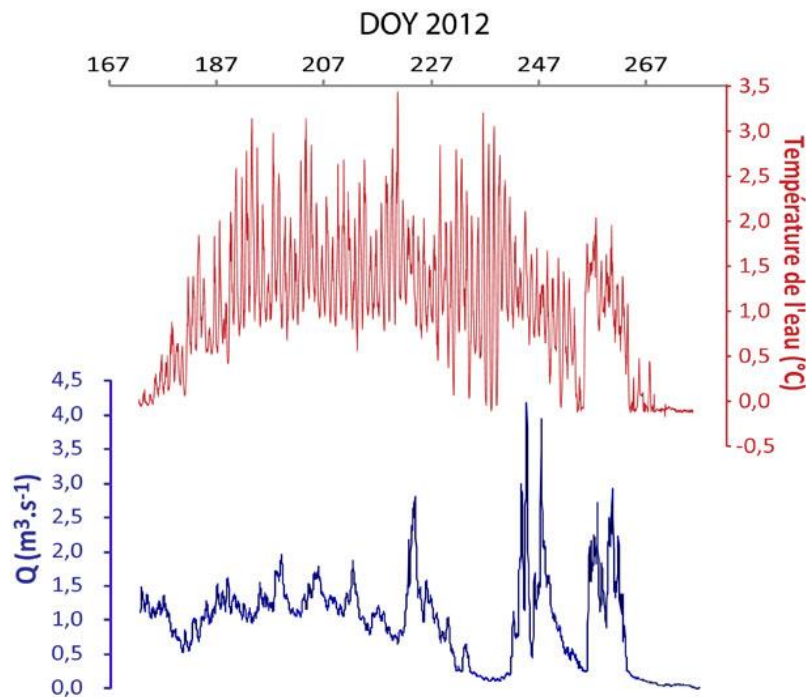


Figure V-13 : Evolution de la température des eaux en parallèle avec l'évolution des débits à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2012.

L'ion chlorure est intéressant à étudier, puisqu'il est conservé et associé aux précipitations et donc aux eaux de fonte. Les composantes à l'écoulement de surface autres que les eaux de fonte présentant un faciès chimique d'avantage sulfaté, l'évolution du rapport Cl/SO_4^{2-} des eaux de la Goule au cours du temps peut donc constituer un indicateur de la part d'eau de fonte à l'exutoire. Par ailleurs, si l'augmentation de la minéralisation des eaux de la Goule à la fin de saison hydrologique était liée à un effet de regel, un rapport élémentaire tel que Cl/SO_4^{2-} resterait constant. Or, le rapport Cl/SO_4^{2-} diminue au cours du temps dans les eaux de la Goule jusqu'à être quasiment nul en fin de saison, signe d'un changement dans la composante principale à l'écoulement et d'un impact faible du regel sur la chimie de l'eau.

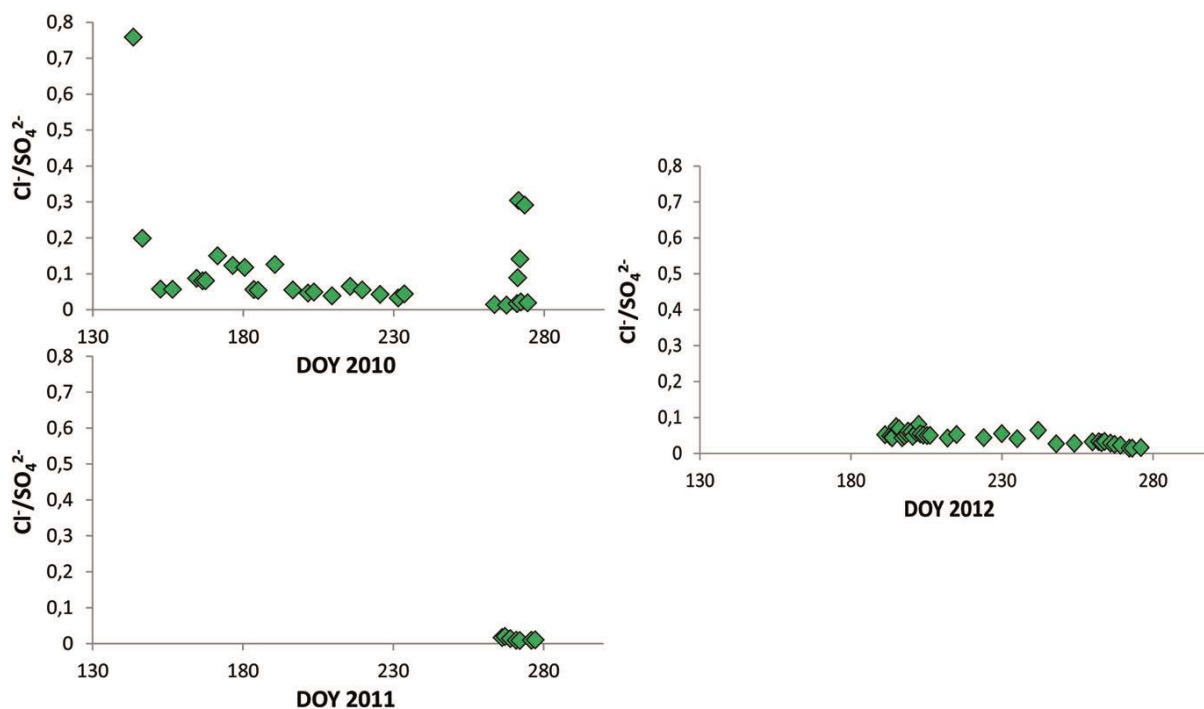


Figure V-14 : Evolution du rapport Cl^-/SO_4^{2-} des eaux de la Goule au cours des saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012

Le rapport Cl^-/SO_4^{2-} des eaux de la Goule diminue donc en fin de saison hydrologique lorsque la conductivité électrique augmente (Figure V-15). En période d'étiage, le rapport Cl^-/SO_4^{2-} des eaux de la Goule tend à rejoindre les rapports faibles des eaux souterraines, des eaux de l'exutoire du Diable (que l'on sait alimentées par les eaux de la nappe supra-pergélisol) et des marges glacées (Figure V-15). Cela tendrait à montrer que ce sont les apports d'eau par les familles d'eaux souterraines et/ou d'eaux sous-glaciaires qui deviennent majoritaires à la Goule en fin de saison hydrologique et qui contribue à l'augmentation de la minéralisation.

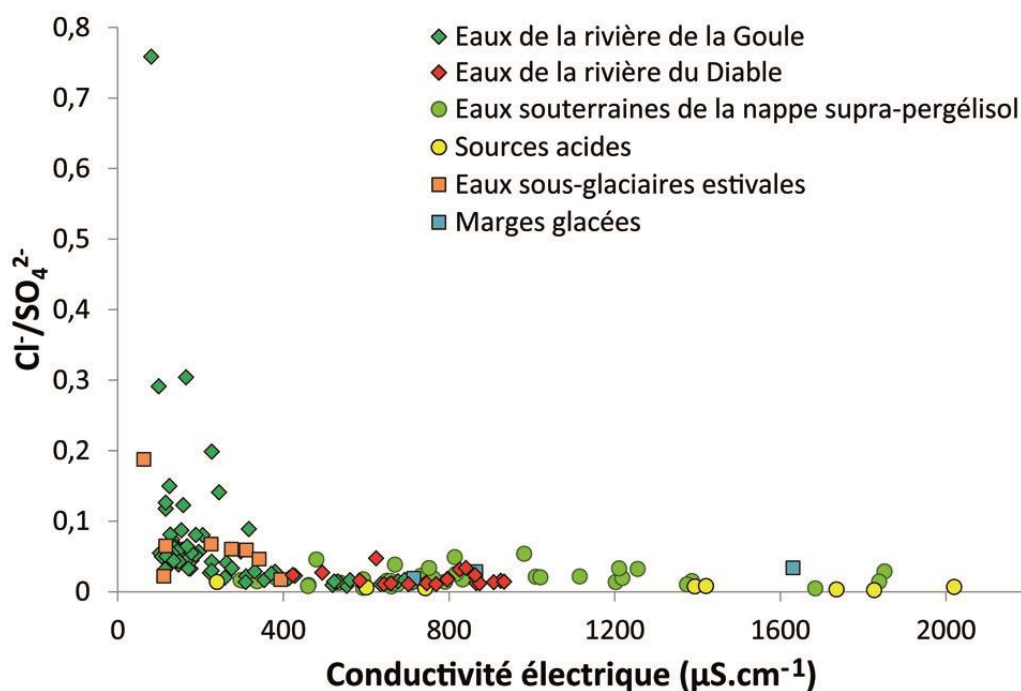


Figure V-15 : Rapports Cl^-/SO_4^{2-} des eaux de rivière aux exutoires, des eaux souterraines et des eaux sous-glaciaires prélevées au cours des trois années en fonction de la conductivité électrique.

- Le Diable

Seule l'année 2012 dispose de données de suivis physico-chimiques à l'exutoire du Diable. Le suivi de la conductivité électrique des eaux permet de confirmer que cette rivière est beaucoup plus minéralisée que la Goule avec une gamme de valeurs allant de 400 à 950 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figure V-16) contre 100 à 800 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la Goule (Figure V-10 ; Figure V-11 ; Figure V-12). Il est également constaté, qu'à la différence des eaux de la rivière de la Goule, la conductivité électrique des eaux de la rivière du Diable ne fait qu'augmenter tout au long de la saison hydrologique (Figure V-16). En effet, l'épisode de crue enregistré à l'exutoire du Diable autour du DOY 244 et lié à un important événement pluvieux, n'a qu'un très faible impact sur la minéralisation des eaux avec une faible diminution de la conductivité électrique d'approximativement 50 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ alors que les volumes d'eau écoulés triplent lors de cet épisode (Figure V-16). Le sous-bassin versant du Diable apparaît comme très tamponné chimiquement. Enfin, il est observé que la température de l'eau à l'exutoire présente des gammes de valeurs plus importantes que celle des eaux de la Goule (de 0°C à presque 9°C contre un peu moins de 0°C à 3,5°C ; respectivement Figure V-16 et Figure V-13). Le Diable draine donc essentiellement des eaux de la nappe libre, de faible profondeur et minéralisée.

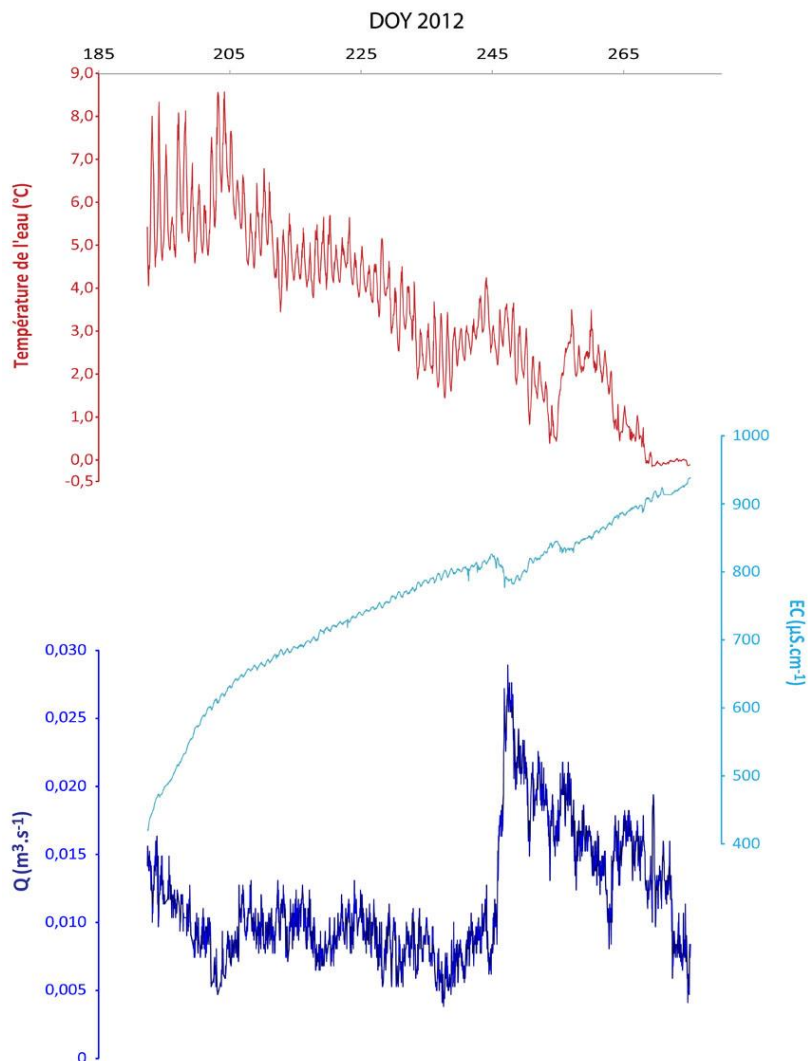


Figure V-16 : Suivis de la température et de la conductivité électrique des eaux du Diable mis en parallèle avec l'hydrogramme du cours d'eau pour la saison hydrologique 2012.

L'épisode de crue autour du DOY 244 modifie la relation entre conductivité électrique et débit à l'exutoire du Diable (Figure V-17). À la différence des eaux de la Goule, il n'y a pas de relation inverse claire entre débit et minéralisation des eaux à cet exutoire. La première partie des enregistrements montre, jusqu'à l'épisode de crue, une variation de plus de 400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ de la conductivité électrique des eaux du Diable pour des débits relativement constants (entre 0,005 et 0,010 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). L'épisode de crue n'atténuant que très peu l'augmentation de la minéralisation à l'exutoire, les eaux du Diable présentent leur plus forte minéralisation (entre 800 et 950 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) dans la seconde partie des enregistrements pour une gamme de débit beaucoup plus large (de 0,005 et 0,030 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$; Figure V-17).

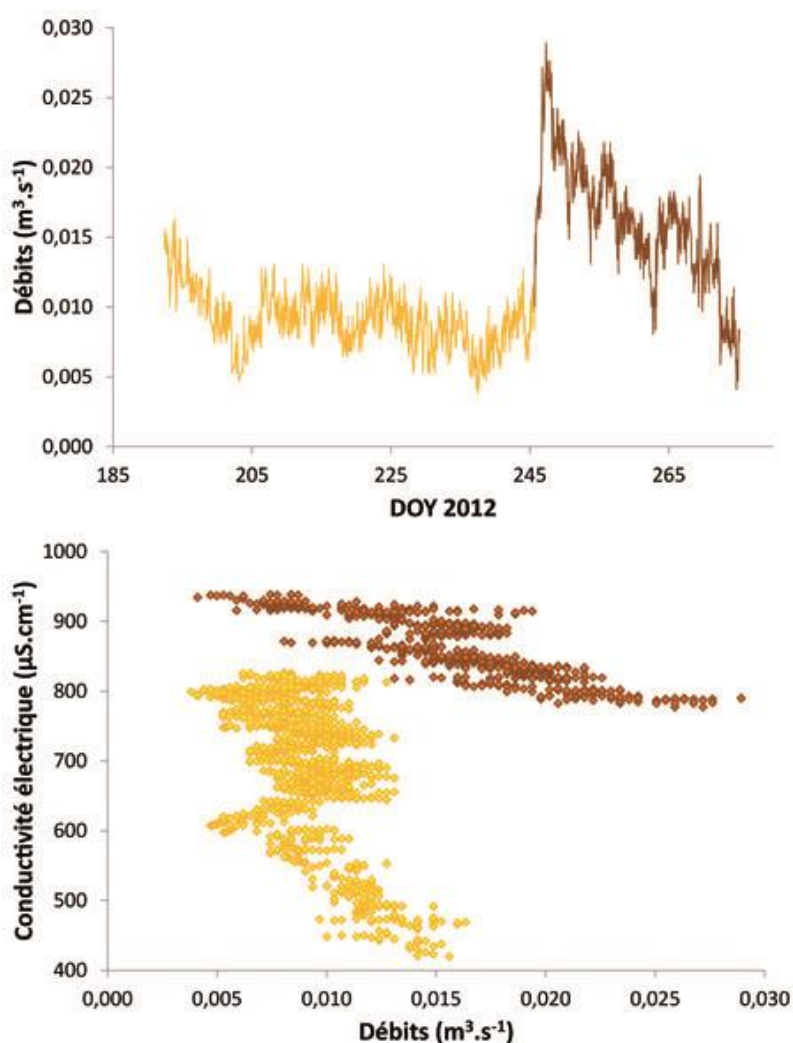


Figure V-17 : Conductivité électrique des eaux à l'exutoire du Diable par rapport au débit au cours de la saison hydrologique 2012 en dissociant les eaux écoulées avant et après l'épisode de crue lié à l'événement de précipitation centré sur le DOY 244 (données respectivement en jaune et marron).

Ces deux tendances débit-conductivité électrique des eaux du Diable se retrouvent avec les 17 échantillons prélevés dans la rivière au cours de l'été 2012 (Figure V-18). Les analyses en éléments majeurs montrent que bien que l'intégralité des eaux à l'exutoire du Diable a une signature sulfatée-bicarbonatée calcique, leur faciès chimique a tendance à se rapprocher du pôle sulfaté calcique à mesure que la minéralisation des eaux augmente, ce qui pourrait, là encore, s'expliquer par une diminution des apports en eaux de fonte du fait de la disparition du manteau neigeux dans le sous-bassin versant (Figure V-18).

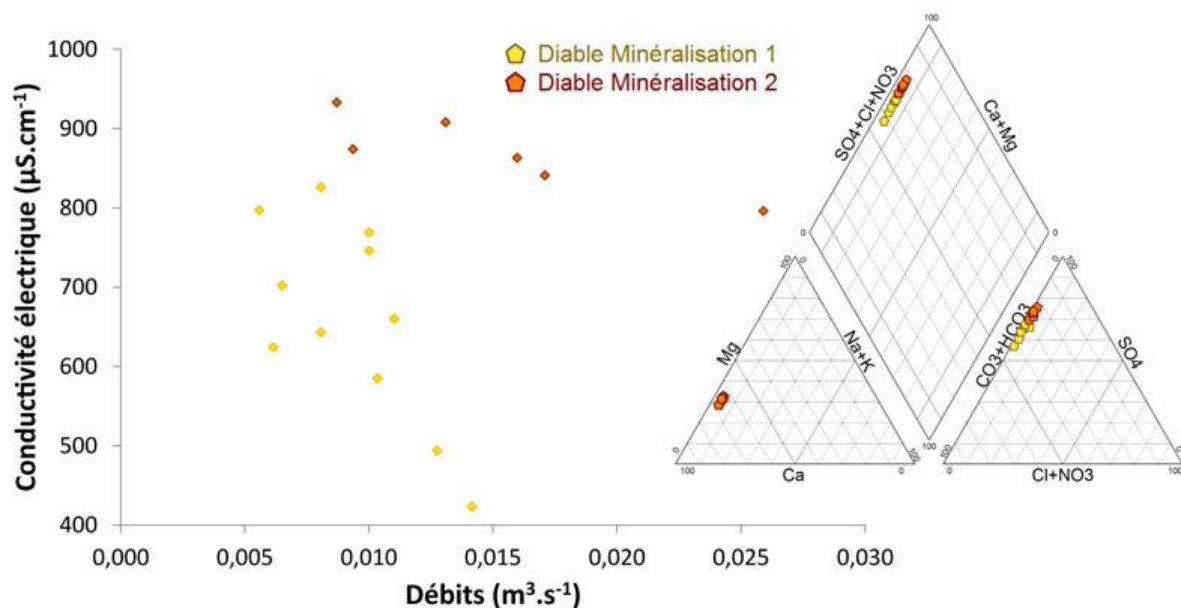


Figure V-18 : Relation entre la conductivité électrique des eaux échantillonnées à l'exutoire du Diable au cours de la saison hydrologique 2012 et le débit correspondant lors du prélèvement associé au diagramme de Piper qui illustre la variation de faciès chimique des eaux avant et après l'épisode de crue (respectivement données jaunes et marron).

Dans le détail, il est constaté que ce sont à nouveau les variations des teneurs en ions sulfates, calcium, magnésium, mais aussi en ions sodium et potassium qui expliquent le mieux les variations de conductivité électrique à l'exutoire du sous-bassin versant morainique (Figure V-19). Notons tout de même qu'à la différence des autres solutés, la teneur en calcium ne diminue pas lors de l'épisode de crue mais au contraire, augmente ce qui est également le cas de la teneur en ions bicarbonates (Figure V-19). Ceci pourrait s'expliquer par une dissolution ponctuelle de carbonates par l'eau météorique. Les variations des teneurs en ions bicarbonates des eaux du Diable sont en effet beaucoup moins en accord avec celles de la conductivité électrique bien qu'elles augmentent globalement au cours de l'été (Figure V-19). Cette disparité est encore plus accentuée vis-à-vis de l'évolution des teneurs en chlorures avec des pics de teneurs synchrones des événements pluvieux (voir synthèse des données climatiques du Chapitre IV). Là encore, les analyses en ions majeurs montrent que la minéralisation des eaux à l'exutoire du Diable est d'avantage liée aux teneurs en ions sulfates et calcium de la rivière qu'à ses teneurs en ions bicarbonates.

1.1.2. Le suivi spatial de la minéralisation des principaux affluents

Les principaux cours d'eau de la zone proglaciaire du sous-bassin versant de la Goule ont fait l'objet d'un suivi de minéralisation d'amont en aval au cours de campagnes ponctuelles²³ en vue de déterminer les principales sources en solutés de ces cours d'eau et donc de la Goule. Ces suivis ont consisté en mesures sériées de la conductivité électrique et de la température de l'eau de chaque rivière le long de son cours : lorsque des variations conséquentes se présentaient, l'apport d'eau à l'origine du changement de minéralisation était identifié et éventuellement échantillonné si jugé comme suffisamment notable. Le cours principal était alors échantillonné en amont et en aval dudit apport

²³ La rivière B1 et ses affluents ont été cartographiés le 22 juillet 2012 (Annexe O), la rivière B2 le 20 juillet 2012 (Annexe P) et la rivière B3 le 13 juillet 2012 (Annexe Q)

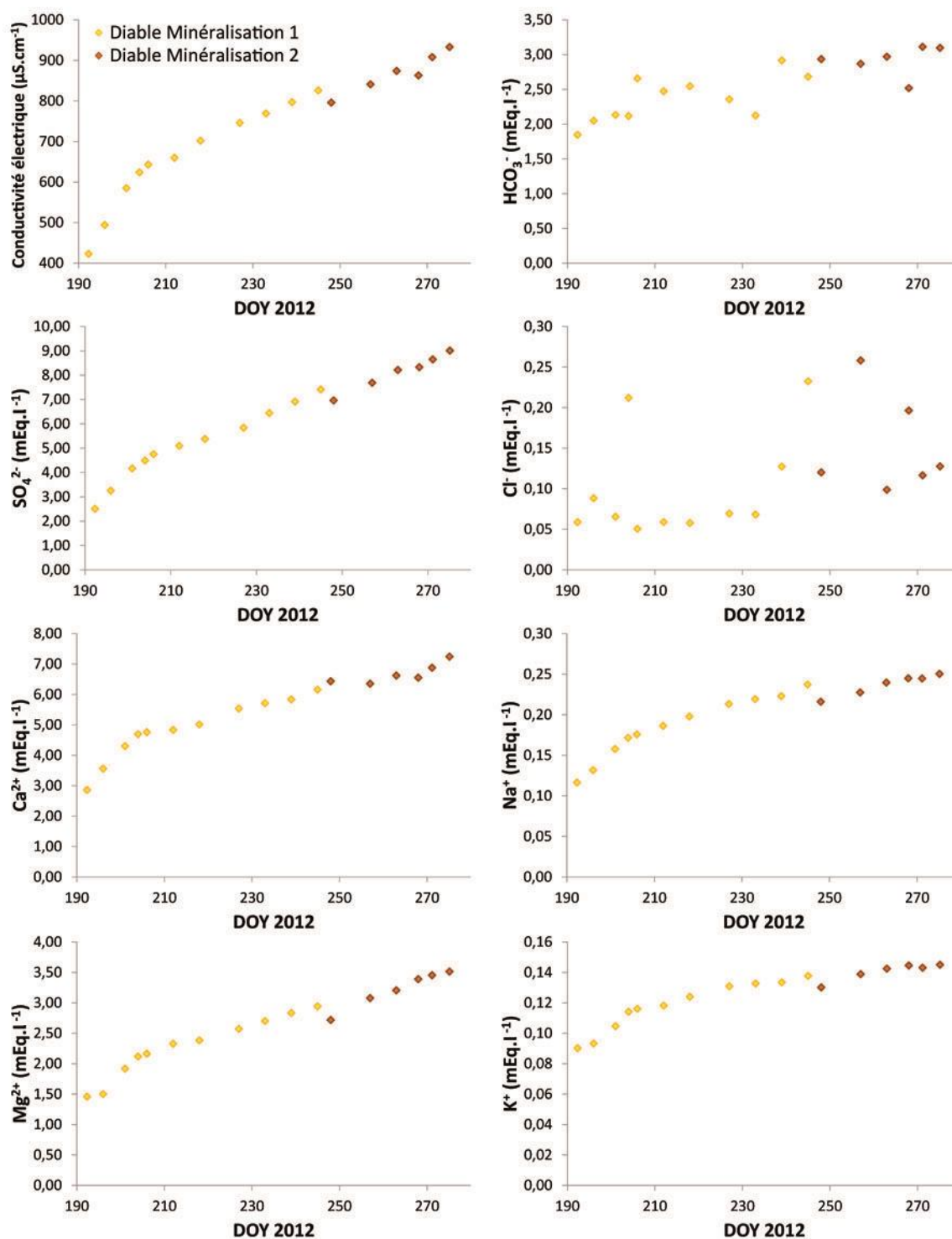


Figure V-19 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs des eaux du Diable au cours de l'été 2012 en dissociant les eaux prélevées avant et après l'épisode de crue (respectivement données jaunes et marron).

- Le cours d'eau B1 (Annexe O)

L'eau de fonte qui alimente la rivière B1 (affluent occidental) au début de son cours est à $4 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Cette eau de fonte se charge rapidement en éléments dissous sur les 200 premiers mètres, du fait d'apports d'eau faiblement minéralisés en provenance des versants en rive gauche. Le cours d'eau B1 longe ensuite sur plus de 600 m une zone morainique légèrement surélevée qui présente des dépôts ocres en surface et qui sera appelée la zone ocre du cours

d'eau B1 (Figure V-20a). Au cours de ce parcours, les eaux de B1 ne gagnent qu'une dizaine de $\mu\text{S.cm}^{-1}$. En aval en revanche, sur une cinquantaine de mètres seulement, la conductivité électrique des eaux de B1 augmente de $30 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Cette augmentation de la minéralisation est liée à l'arrivée de l'affluent qui concentre tous les apports d'eau souterraine en provenance de la zone ocre (échantillon g de l'affluent à $348 \mu\text{S.cm}^{-1}$; Figure V-20a). Les eaux de la rivière B1 ont été échantillonnées en amont (échantillon f) et en aval (échantillon c) de cet affluent. La zone ocre a été parcourue à la recherche des sources les plus minéralisées et s'est avérée être un réseau complexe de décharges d'eaux souterraines constitué de multiples sources acides et d'une succession de pertes et de résurgences. L'affluent qui alimente B1 des eaux de la zone ocre est à un pH de 6,9. La source la plus minéralisée a été échantillonnée (échantillon d à $605 \mu\text{S.cm}^{-1}$ et pH 3,6 ; Figure V-20a) tout comme la source qui lui est liée, plus en amont de la zone ocre (échantillon e à $237 \mu\text{S.cm}^{-1}$ et pH 3,6 ; Figure V-20a et Figure V-20c). Sur approximativement 400 m en aval de l'affluent de la zone ocre, le cours d'eau B1 ne gagne que quelques $\mu\text{S.cm}^{-1}$ puis une source intra-morainique (échantillon a à $709 \mu\text{S.cm}^{-1}$; Figure V-20b) vient légèrement minéraliser les eaux de la rivière, échantillonnée à nouveau en aval de la source (échantillon b).

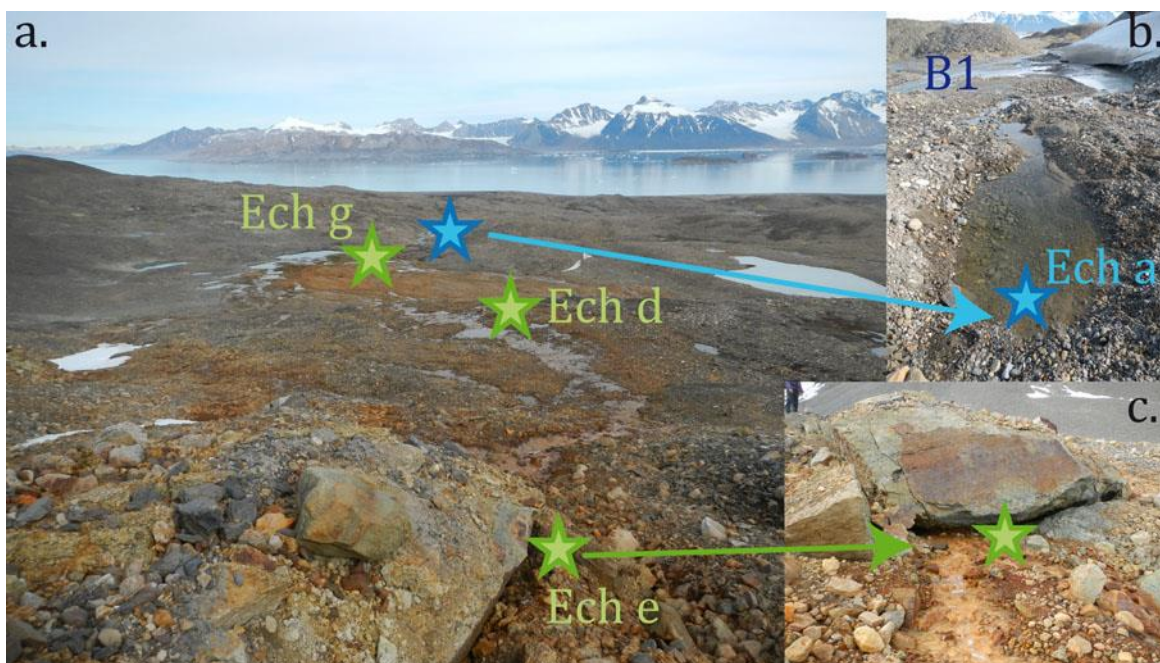


Figure V-20 : Photos des différentes sources minéralisées rencontrées le long de la rivière B1 comme l'alimentant : a. et c. sources acides ponctuelles qui alimentent tout un secteur appelé la « zone ocre » bien visible sur l'image a. ; b. source intra-morainique (clichés M. Griselin).

- Le cours d'eau B2 (Annexe P)

En amont, le cours B2 est alimenté au front du glacier Austre Lovén par des eaux de fonte autour de $5 \mu\text{S.cm}^{-1}$ issues des bédrières centrales. Des apports d'eau arrivant de la zone sous-glaciaire viennent alors directement alimenter le cours B2. Ce sont très certainement des eaux de fonte en provenance du glacier, au vu de leur teneur en MES, qui se sont minéralisées à la marge du glacier. Le plus minéralisé de ces apports ($109 \mu\text{S.cm}^{-1}$), qui sortait du sol sous une imposante roche juste en aval du front glaciaire a été échantillonné (échantillon G ; Figure V-21d). Plusieurs sources faiblement minéralisées jalonnent ensuite la rive gauche de la rivière B2 et l'alimentent sur une centaine de mètres, contribuant ainsi à une légère augmentation de la minéralisation du cours d'eau. Sur les 200 m approximativement qui suivent, la rivière B2 voit sa conductivité électrique augmenter de $25 \mu\text{S.cm}^{-1}$ du fait d'un affluent à faible débit alimenté notamment par une source légèrement acide (pH 6,6) et hautement minéralisée présentant des dépôts ocres (échantillon H à $1\,540 \mu\text{S.cm}^{-1}$; Figure V-21e et Figure V-21f).

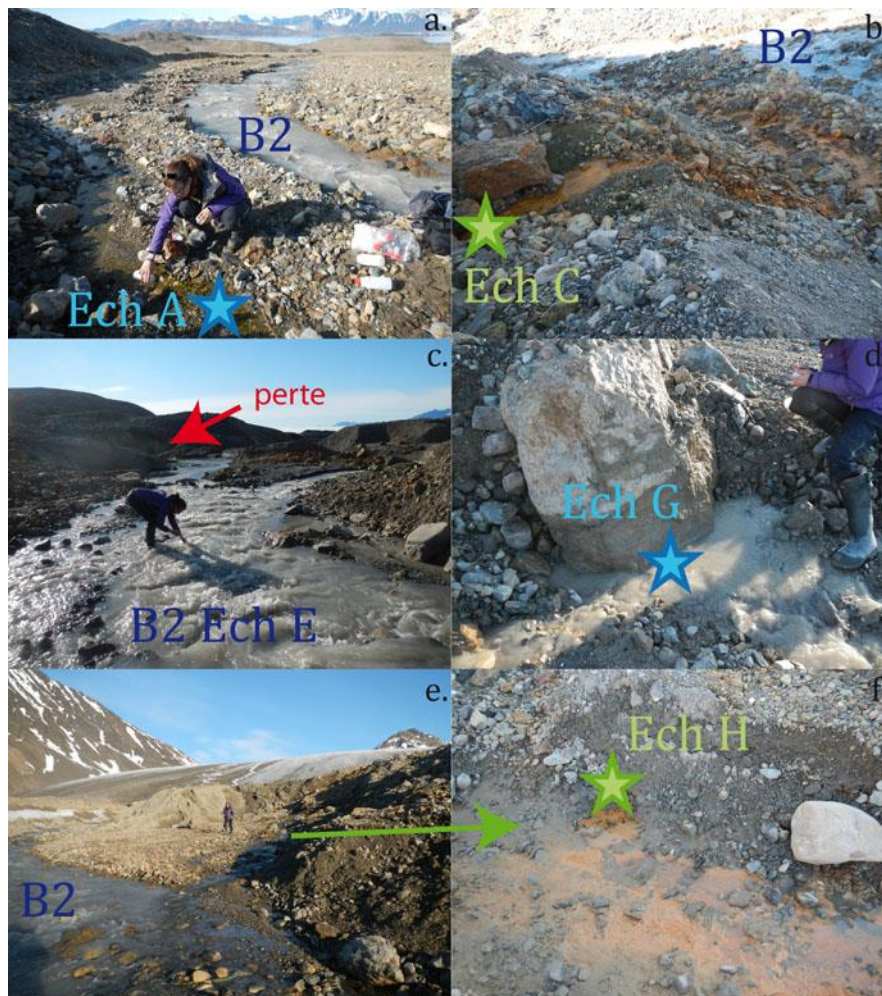


Figure V-21 : Photos des différentes sources minéralisées rencontrées le long de la rivière B2 : a. source intra-morainique ; b. e. et f. sources acides ; c. échantillonnage du cours d'eau B2 en amont de la perte et en aval de l'apport d'eau minéralisée par la zone ocre ; d. résurgence d'une eau fortement chargée en MES juste à l'aval du front glaciaire (clichés M. Griselin).

La conductivité électrique des eaux de la rivière B2 augmentent ensuite de $50 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ sur quelques dizaines de mètres (Annexe P). Cette portion du cours d'eau est effectivement accolée à une zone où le matériel morainique est recouvert de dépôts ocre à travers laquelle de multiples sources acides affleurent : c'est la zone ocre du cours B2 (Figure V-22). La source la plus minéralisée et particulièrement acide (pH 3,2) est échantillonnée en amont d'un petit lac qui contribue directement à l'alimentation de B2 (échantillon F ; Figure V-22c). Les eaux souterraines qui alimentent le cours d'eau B2 sont à cet endroit facilement dissociables des eaux de rivière, puisqu'elles sont limpides alors que B2 est fortement chargé en MES (Figure V-22a, Figure V-22b et Figure V-22d).

Les eaux de la rivière B2 ont été échantillonnées en aval de l'apport de la zone ocre (échantillon E ; Figure V-21c) et ce, juste en amont d'une séparation du cours d'eau en deux bras : une importante partie de B2 poursuit son parcours en surface tandis que le reste se transforme en perte, sous ce qui semblerait être un important noyau de glace résiduelle intra-morainique, dont la résurgence revient alimenter le bras principal de B2 en ayant gagné environ $70 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Annexe P ; Figure V-23). En aval, l'opération d'échantillonnage a été renouvelée à chaque alimentation de B2 par un apport d'eau impactant sa minéralisation ce qui a conduit au prélèvement d'une source acide (pH 2,8) et fortement minéralisée ($1916 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; échantillon C ; Figure V-21b), d'une source intra-morainique (échantillon A à $435 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; Figure V-21a) et de la rivière B2 en aval de ces deux sources (échantillons respectivement D et B).

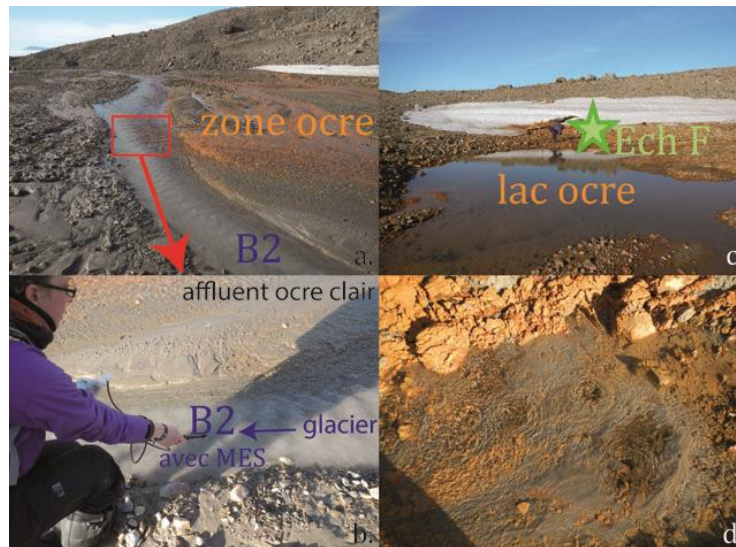


Figure V-22 : Photos de la zone ocre associée au cours d'eau B2 : a. et b. l'apport d'eau souterraine par la zone ocre est clair alors que la rivière B2 est chargée de MES en provenance du glacier ; c. et d. sources acides et lac de la zone ocre (clichés M. Griselin).

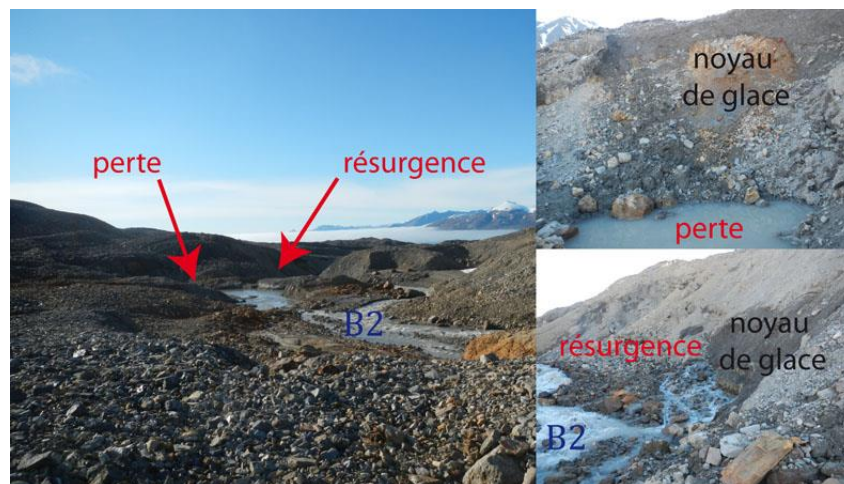


Figure V-23 : Photos de la perte et de la résurgence d'une partie du cours d'eau B2 avec une image de la séparation du cours d'eau en deux bras, une de la zone de perte et une de la zone de résurgence, toutes deux sous le noyau de glace (clichés M. Griselin).

- Le cours d'eau B3 (Annexe Q)

Le cours d'eau B3 débute son parcours au niveau du front du glacier où les arrivées d'eau sont multiples. En effet, le front s'effondre à cet endroit du fait du retrait glaciaire, ce qui complique la différenciation entre les eaux de fonte et les eaux sous-glaciaires à proprement parler. En date du 13 juillet 2012, il a été possible d'identifier l'arrivée d'eau sous-glaciaire du fait d'une minéralisation « forte » à $62 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ contre $23 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la seconde arrivée d'eau principale (Annexe Q ; Figure V-24). Les apports d'eau sous-glaciaires ont été échantillonnés (échantillon X ; Figure V-24). À l'origine, le cours d'eau B3 est donc d'avantage minéralisé que les cours d'eau B1 et B2, où le signal quasiment pur des eaux de fonte avait pu être mesuré (Annexe O ; Annexe P ; Annexe Q).

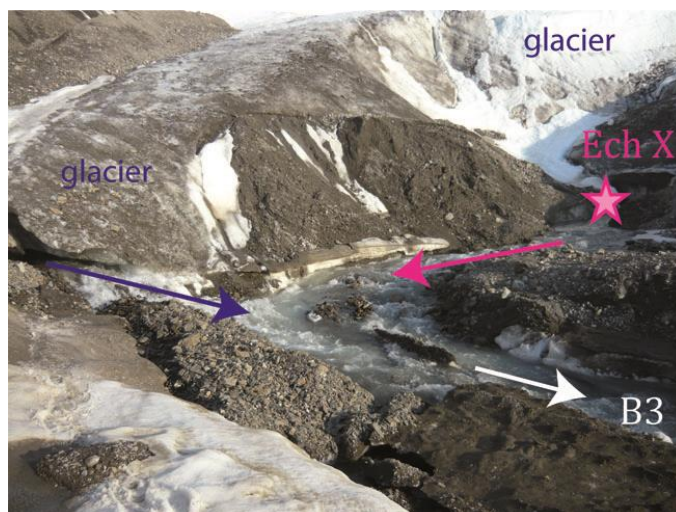


Figure V-24 : Photo prise en rive droite du front du glacier Austre Lovén, où le cours d'eau B3 débute, au 13 juillet 2012, qui rend compte des bouleversements morpho-dynamiques au front et des arrivées d'eau multiples.

En aval, la même procédure que pour les cours B1 et B2 a été effectuée ce qui a conduit à l'échantillonnage de trois sources intra-morainiques (d'amont en aval : échantillon V à $747 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, échantillon IV à $679 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ de la Figure V-25c et échantillon I à $382 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; Figure V-25a), d'une mare faiblement acide (pH 6,4) et présentant des dépôts jaunes (échantillon VI à $1426 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), de la rivière B1+B2 d'avantage minéralisée que le cours B3, soit à $141 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (échantillon II) contre $111 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (échantillon III; Figure V-25b; Annexe Q), ainsi que de prélèvements intermédiaires des eaux de B3. Entre l'apport de la source V et de la mare VI et l'apport de la source IV, la rivière B3 s'écoule sous une imposante congère en phase de fonte (Figure V-25c).

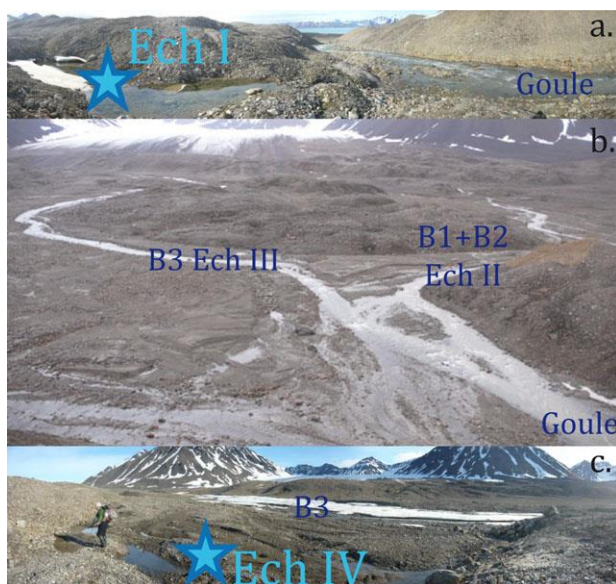


Figure V-25 : Photos des différentes sources minéralisées rencontrées le long des rivières de la Goule et B3 (respectivement a. et c.) et image de la confluence entre les rivières B3 et B1+B2 (b.).

- L'évolution de la minéralisation

Les suivis de minéralisation des trois principaux cours d'eau drainant la zone proglaciaire du sous-bassin versant de la Goule (B1, B2 et B3) montrent une augmentation de la conductivité électrique des rivières d'amont en aval et ce, quel que soit le cours d'eau considéré

(Figure V-26 ; Figure V-27 ; Figure V-28). Cette minéralisation des eaux de surface se fait par paliers et s'explique essentiellement par des contributions ponctuelles d'eaux souterraines, mais également dans le cas de la rivière B3, d'eaux sous-glaciaires au niveau du front. En effet, en aval du glacier, les profils sont marqués par de brusques augmentations de la conductivité électrique (Figure V-26 ; Figure V-27 ; Figure V-28) qui, à chaque fois, s'expliquent par la présence d'affluents minéralisés (entre 300 et 2 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en provenance de la nappe supra-pergélisol et de sources acides. Il semblerait toutefois que les apports par les sources acides aient tendance à avoir d'avantage d'impact sur la minéralisation des cours d'eau que ne l'ont les eaux de la nappe supra-pergélisol. Entre chaque apport ponctuel d'eau souterraine, les profils ne subissent que de très légères augmentations continues de la conductivité électrique, formant ainsi des paliers (Figure V-26 ; Figure V-27 ; Figure V-28). Ces paliers témoignent du faible taux de minéralisation des cours d'eau par les interactions eau-roche avec le lit de la rivière.

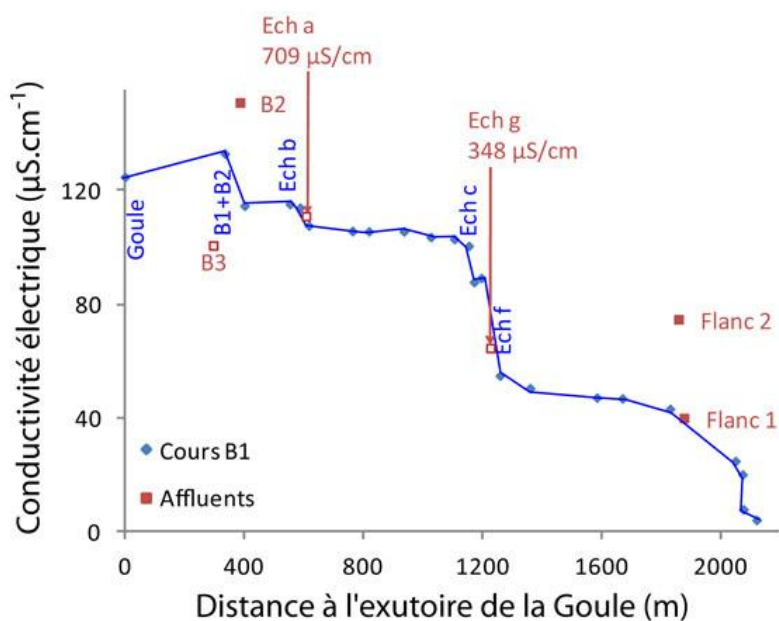


Figure V-26 : Profil de la conductivité électrique de la rivière B1 (bleu) et de ses principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule en date du 22 juillet 2012. La Goule, à cette date, présente une conductivité électrique de $125 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

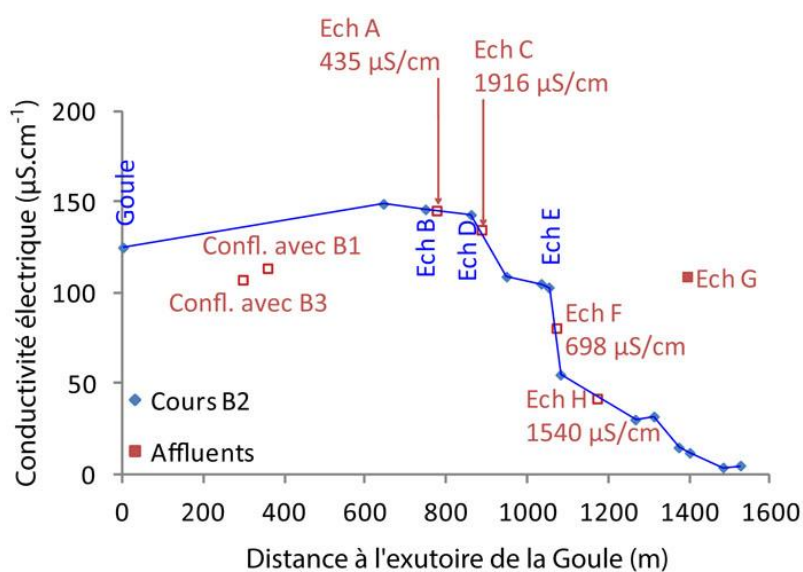


Figure V-27 : Profil de la conductivité électrique de la rivière B2 (bleu) et de ses principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule en date du 20 juillet 2012. La Goule, à cette date, présente une conductivité électrique de $125 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

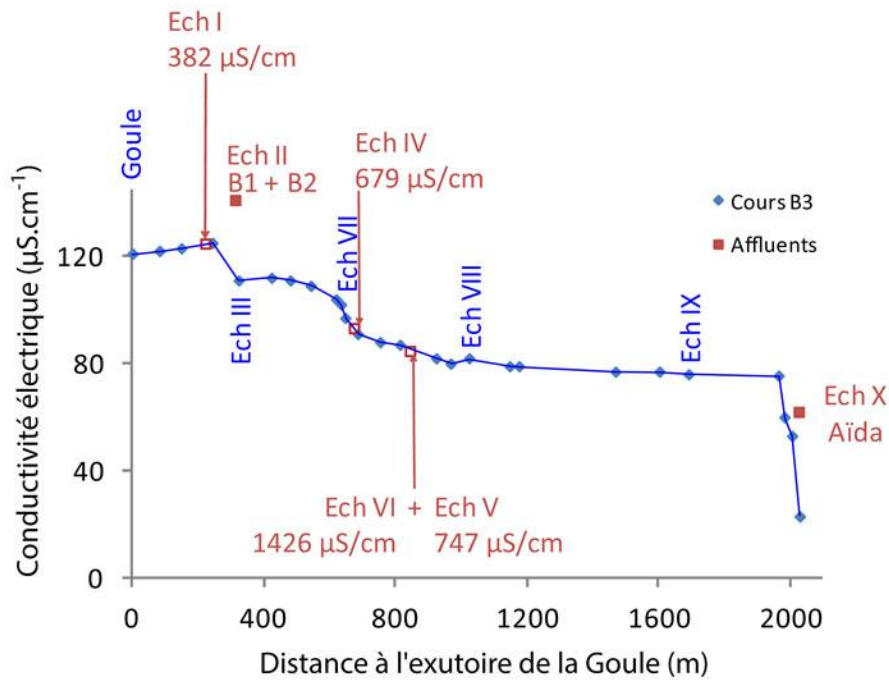


Figure V-28 : Profil de la conductivité électrique de la rivière B3 (bleu) et de ses principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule en date du 13 juillet 2012. La Goule, à cette date, présente une conductivité électrique de $121 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Sur les trois journées de suivi, les eaux du cours d'eau B2 étaient d'avantage minéralisées que celles de la rivière B1, elles-mêmes d'avantages minéralisées que les eaux de B3. La minéralisation à l'exutoire de la Goule est bien à chaque fois intermédiaire. Ces différences de minéralisation entre les cours d'eau peuvent s'expliquer par la densité des sources acides associées au différents cours d'eau, plus nombreuses le long de la rivière B2, localisées le long de la moitié amont du cours d'eau B1 et quasi-absentes le long du profil B3 (une seule source identifiée). La contribution des eaux souterraines permet une augmentation de la conductivité électrique du cours d'eau B2 d'approximativement $120 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (de l'aval de l'échantillon G jusqu'en amont de la confluence avec B1 ; Figure V-27), d'environ $70 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ du cours d'eau B1 (de l'aval de l'apport par les versants jusqu'en amont de la confluence avec B2 ; Figure V-26) et seulement d'une trentaine de $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour B3 (de l'aval de l'apport sous-glaciaire jusqu'en amont de la confluence avec B1+B2 ; Figure V-28). La minéralisation du cours d'eau B3 s'explique donc dans sa grande majorité par les contributions des eaux sous-glaciaires minéralisées.

- L'évolution du faciès chimique

En amont des cours d'eau, les eaux de rivière qui n'ont pas encore reçu d'apports importants par les eaux souterraines conservent un faciès chimique bicarbonaté-sulfaté calcique proche de celui des eaux de fonte (échantillon f de la Figure V-29 et échantillon IX de la Figure V-31). Par ailleurs, les eaux, très certainement de fonte en provenance du dessous du front du glacier à la naissance de B2, sont également bicarbonatées-sulfatées calciques (échantillon G ; Figure V-30). Enfin, bien que les eaux sous-glaciaires aient un faciès sulfaté-bicarbonaté calcique, les eaux de B3 en aval de la marge du glacier ont une signature d'avantage bicarbonatée-sulfatée calcique (échantillon IX), ce qui confirme que les eaux de fonte tendent plus vers le pôle bicarbonaté calcique (Figure V-31).

La contribution des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol majoritairement sulfatées-bicarbonatées calciques, apporte à la différence des sources acides, des bicarbonates aux cours d'eau déplaçant le faciès des rivières vers le pôle bicarbonaté calcique : sur B1,

passage de l'échantillon c à b par contribution de la source a (Figure V-29) ; sur B2, passage de D à B par contribution de la source A (Figure V-30) ; sur B3, passage de l'échantillon VIII à VII par contribution des sources V puis IV (Figure V-31).

La contribution des sources acides sulfatées calciques aux eaux de rivière modifie leur faciès chimique en les rapprochant bien logiquement du pôle sulfaté calcique : sur B1, passage de l'échantillon f à c par contribution de l'affluent g de la zone ocre alimenté notamment par les sources acides d et e (Figure V-29) ; sur B2, passage de l'échantillon E à D par contribution de la source acide C (Figure V-30). Sur B3 en revanche, la contribution de la mare acide (échantillon VI) ne semble pas pouvoir contrebalancer les apports de la nappe supra-pergélisol (sources V puis IV), d'autant plus que ce secteur est très affecté par les eaux de fonte du fait de la présence d'une congère au moment de la mesure. Les eaux de fonte pourraient donc amplifier la tendance d'un faciès chimique de B3 vers le pôle bicarbonaté calcique (Figure V-31).

Les eaux de la rivière B3 semblent présenter un faciès chimique d'avantage bicarbonaté calcique que celui des eaux des cours d'eau B1 et B2, plus proches du pôle sulfaté calcique, et ce très certainement du fait d'une quasi-absence de sources acides le long de son cours. La Goule acquiert alors un faciès intermédiaire entre celui de B1+B2 et celui de B3.

Il est enfin à noter qu'alors qu'aucune source de minéralisation n'avait été particulièrement identifiée comme contribuant aux écoulements de la rivière B3 entre les échantillons VII et III, il semblerait, au vu du faciès chimique clairement différent de ces deux échantillons, qu'un apport ait été manqué car pas visible en surface (Figure V-31).

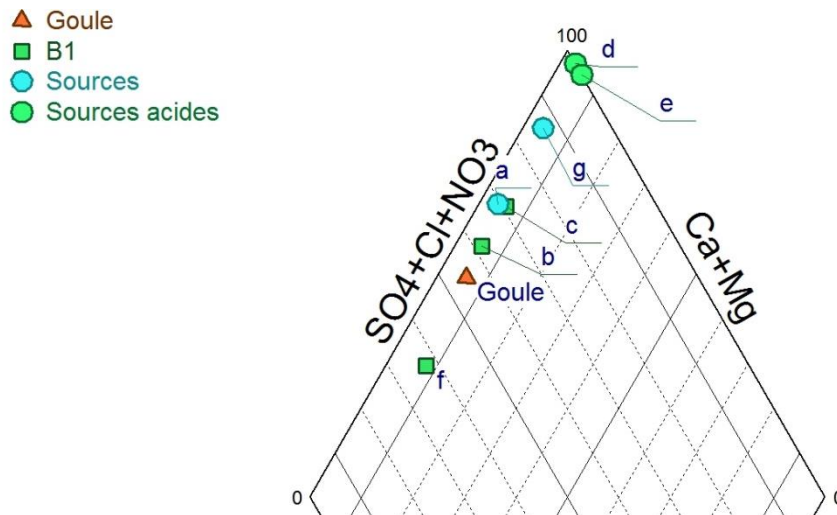


Figure V-29 : Diagramme de Piper présentant le faciès chimique de tous les échantillons associés au suivi de minéralisation du cours d'eau B1 en date du 22 juillet 2012 : l'évolution des eaux du cours B1 d'amont en aval (échantillons f, c puis b ; carrés vert), les différentes sources à l'origine de ces évolutions (d'amont en aval : les sources acides e et d (cercles verts) qui alimentent l'affluent de la zone ocre g, puis la source intra-morainique a (cercles bleus)) et enfin l'exutoire (triangle orange).

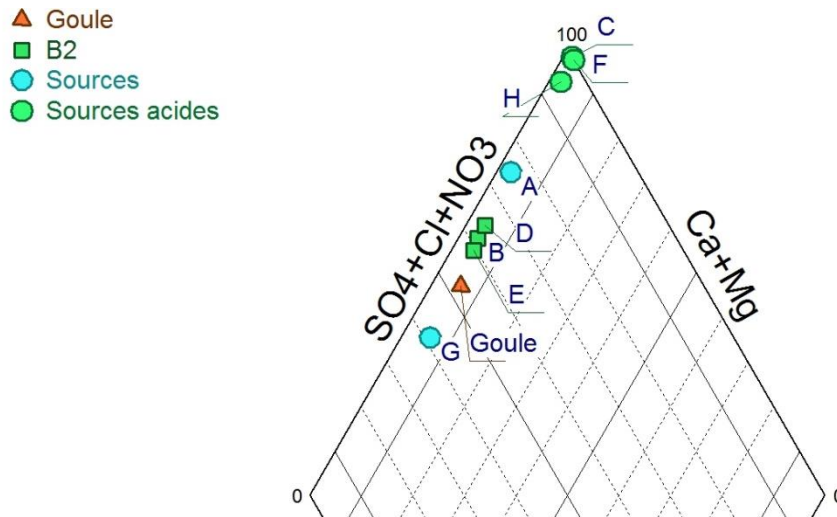


Figure V-30 : Diagramme de Piper présentant le faciès chimique de tous les échantillons associés au suivi de minéralisation du cours d'eau B2 en date du 20 juillet 2012 : l'évolution des eaux du cours B2 d'amont en aval (échantillons E, D puis B ; carrés vert), les différentes sources à l'origine de ces évolutions (d'amont en aval : l'apport G chargé en MES (cercle bleu), les sources acides H, F puis C (cercles verts) puis la source intra-morainique A (cercle bleu)) et enfin l'exutoire (triangle orange).

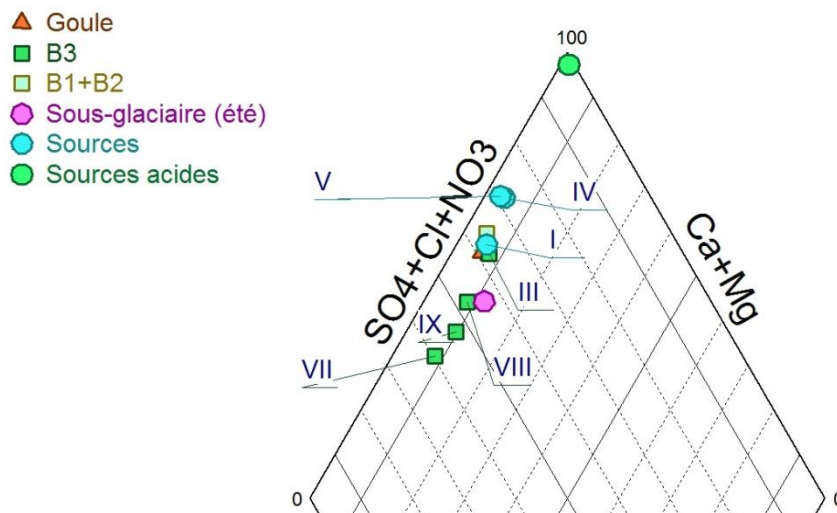


Figure V-31 : Diagramme de Piper présentant le faciès chimique de tous les échantillons associés au suivi de minéralisation du cours d'eau B3 en date du 13 juillet 2012 : l'évolution des eaux du cours B3 d'amont en aval (échantillons IX, VIII, VII puis III ; carrés vert), les différentes sources à l'origine de ces évolutions (d'amont en aval : l'apport d'eau sous-glaciaire (cercle rose), la source acide VI (cercle vert) et les sources intra-morainiques V, IV puis I (cercles bleus)), le cours d'eau B1+B2 (carré jaune) et enfin l'exutoire (triangle orange).

- L'évolution de la température

Les suivis de minéralisation réalisés sur les trois principaux cours d'eau B1, B2 et B3 ont également permis d'observer que la température des rivières augmentait globalement d'amont en aval et ce, quelque soit le cours d'eau considéré. Toutefois, cette augmentation semble d'avantage liée au temps de contact avec l'air plutôt qu'aux apports par les eaux souterraines. En effet, bien que dans l'ensemble les affluents minéralisés présentent des températures plus importantes que les cours d'eau, leur apport n'augmente pas drastiquement la température des rivières qui se réchauffent d'avantage de façon continue. Par ailleurs certaines sources sont plus froides que les rivières qu'elles alimentent.

En revanche la température du cours B1 est plus élevée que celle de B2, très certainement du fait d'une longueur plus importante de la rivière B1 et donc d'un temps de parcours plus long. Enfin, la rivière B1+B2 présente des températures plus élevées que B3 ce qui affecte aux eaux de la Goule une température intermédiaire. B3, dont la longueur est proche de celle de B1, doit être d'avantage alimentée par des eaux de fonte le long de son cours.

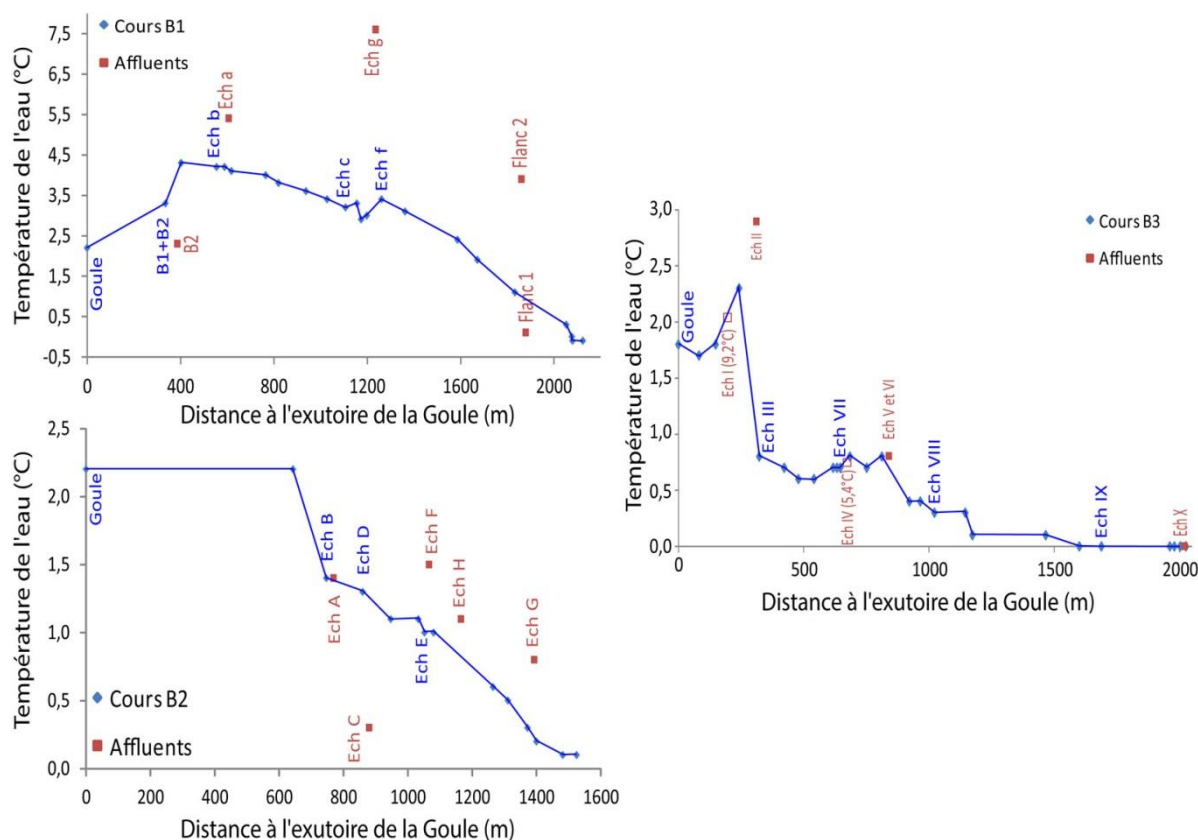


Figure V-32 : Profils de température des eaux des rivières B1, B2 et B3 (bleu) et de leurs principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule.

1.2. Les données physico-chimiques des autres familles d'eau

1.2.1. Les suivis et mesures physico-chimiques sur les eaux de la nappe supra-pergélisol

Au cours de l'année 2012, quatre piézomètres (P1, P3, P5 et P6) ont fait l'objet d'un suivi et de mesures de la conductivité électrique des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol : deux des quatre piézomètres étaient équipés de sonde Diver CTD (P3 et P6) et tous, ont fait l'objet de mesures ponctuelles (conductimètre WTW ; Figure V-33). Au cœur de la saison hydrologique, seuls les piézomètres nouvellement installés, P5 et P6, fournissent des informations sur la conductivité électrique de la nappe supra-pergélisol proche de B2. En effet, la sonde d'enregistrement du piézomètre P3 étaient toujours piégées dans la glace à la fin de la mission de juillet et aucune eau n'était présente au-dessus des surfaces gelées dans les deux piézomètres P1 et P3. Le piézomètre P5 s'est vite retrouvé à sec lors de la mission de septembre suite à l'abaissement du niveau piézométrique. Toutefois, les suivis de minéralisation de la nappe sont dès lors complétés par les mesures alors possibles en P1 et P3.

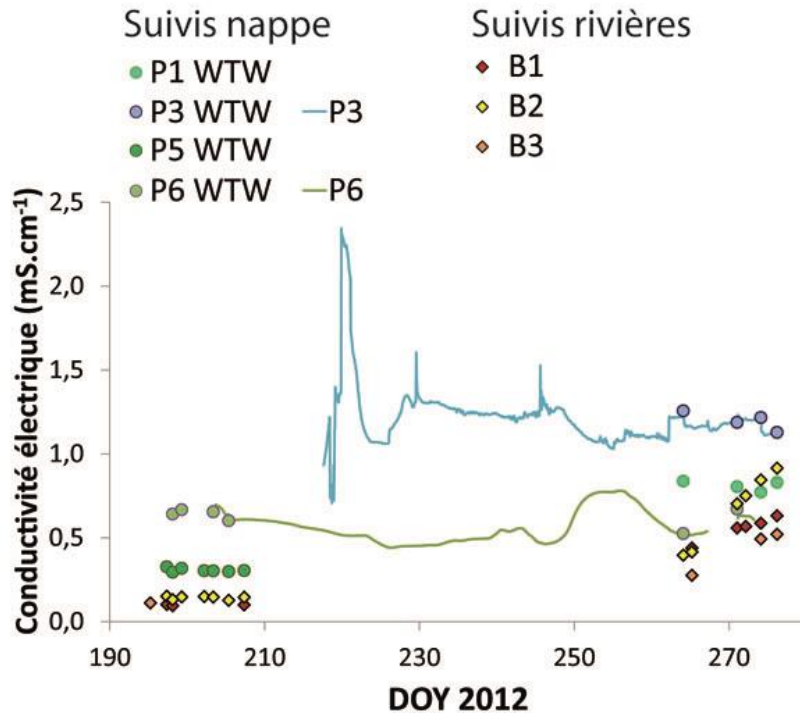


Figure V-33 : Suivi de la conductivité électrique des eaux de la nappe supra-pergélisol au niveau des 4 piézomètres opérationnels de l'été 2012 et des eaux de rivière aux abords de la zone de suivis piézométriques pour les rivières B1 et B2 et en amont de la confluence pour la rivière B3.

En moyenne, une large gamme de conductivités électriques se rencontre : du plus faiblement au plus fortement minéralisés se distinguent P5 (autour de 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), P6 (autour de 600 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), P1 (autour de 800 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) puis P3 (autour de 1 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; Figure V-33). La conductivité électrique semble ainsi augmenter au sein du réservoir de la nappe supra-pergélisol à mesure que la distance à la rivière s'accroît.

Il est observé qu'il n'y a pas de relation entre la chronique de la conductivité électrique de la nappe en P3 et de celle en P6. Au contraire, des évolutions opposées sont parfois rencontrées : par exemple, autour de la période DOY 244-265 (Figure V-33). Dans le Chapitre IV, il a été vu que la nappe supra-pergélisol subissait plusieurs épisodes de recharge au cours de cette période, sur ces deux sites, et que ces épisodes de recharge étaient liés à des événements pluvieux. Les diminutions de conductivité électrique des eaux souterraines de P6 sont en accord avec les phases de recharge ce qui est, somme toute, logique : les eaux de pluie viennent diluer les eaux souterraines (Figure V-34).

L'évolution de la conductivité électrique des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol par rapport aux épisodes de recharge de la nappe est beaucoup moins marquée en P3. La diminution de la conductivité électrique de l'eau semble retardée par rapport à l'amorce de la hausse piézométrique (DOY 241 ; Figure V-35) peut-être du fait d'une homogénéisation plus difficile de l'ensemble pluie-eaux souterraines lors de l'infiltration à la nappe lié au fait que la ZNS est beaucoup plus importante en P3 (entre 0,8 et 1,9 m ; Figure V-35) qu'en P6 (0,5 et 1,1 m ; Figure V-34). Enfin, deux pics significatifs de la conductivité électrique, constitués de plusieurs points, sont observés un peu avant le DOY 230 et au cours de l'important épisode de recharge (Figure V-35). Leur origine reste indéterminée.

La conductivité électrique des eaux de rivières a ponctuellement été mesurée aux abords de la zone de suivi piézométrique (B2 est mesurée en parallèle du piézomètre P5 et B1 en parallèle du piézomètre P1) en vue de comparer la minéralisation des rivières avec celle des eaux souterraines proches (Figure V-33).

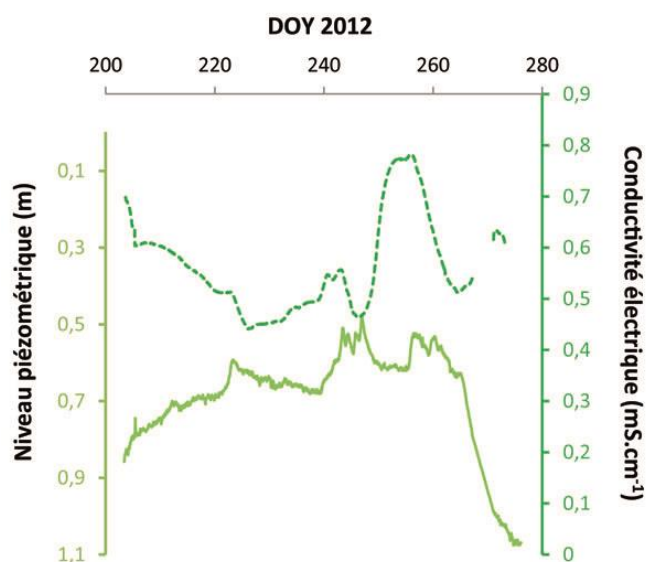


Figure V-34 : Suivi du niveau piézométrique (trait plein) et de la conductivité électrique (pointillé) des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol au niveau du piézomètre P6 au cours de l'été 2012.

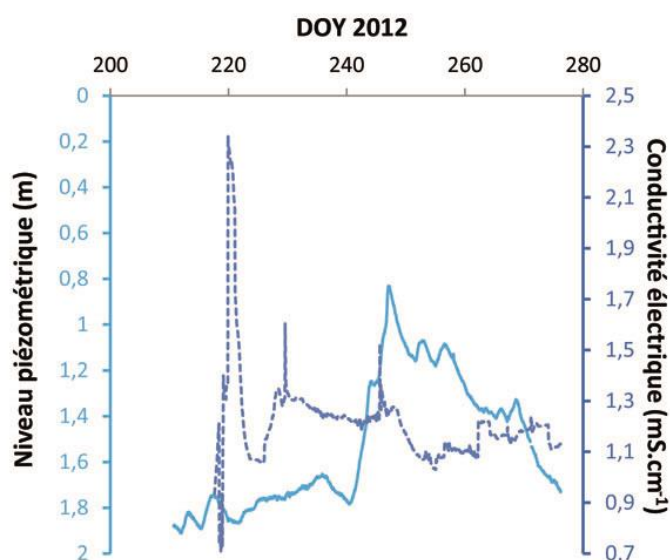


Figure V-35 : Suivi du niveau piézométrique (trait plein) et de la conductivité électrique (pointillé) des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol au niveau du piézomètre P3 au cours de l'été 2012.

Au cœur de la saison, les eaux de rivières sont moins minéralisées que les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (période de suivi DOY 190-210 de la Figure V-33). Par ailleurs, les eaux du piézomètre P5, situé à moins de 10 m de la rivière B2, présentent une conductivité électrique intermédiaire entre celle du cours d'eau et celle de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P6 (situé à 42 m de la rivière B2 selon l'axe P5-B2 ; Figure V-33). Cela va dans le sens d'une alimentation de la nappe d'eau supra-pergélisol par les eaux de rivière lorsque le débit de ces dernières est suffisamment conséquent, comme lors du cœur de la saison de fonte.

Comme les eaux de la Goule, les eaux des rivières B1, B2 et B3 voient leur minéralisation augmenter en fin de saison hydrologique pour atteindre des valeurs de conductivité électrique appartenant à la gamme de celle des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (Figure V-33). Cela tend à appuyer l'hypothèse selon laquelle l'augmentation de la conductivité des eaux

à l'exutoire de la Goule en fin de saison est due à un changement dans l'apport en eau de la rivière à l'exutoire, les eaux de fonte laissant place aux eaux souterraines jusque-là diluées. En revanche, à l'inverse des eaux de surface, les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol ne semblent pas voir leur minéralisation augmenter en fin de saison hydrologique puisqu'elles restent globalement constante (Figure V-33).

Enfin, les données de températures des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol et des cours d'eau B1, B2 et B3 sont présentées dans la Figure V-36. L'évolution de la température des eaux souterraines au sein des 4 piézomètres semble être relativement bien en accord (Figure V-36). Il est également remarqué qu'en toute logique, plus la profondeur du piézomètre est importante (P3 plus profond que P1, lui-même plus profond que P6 et lui-même plus profond que P5), plus l'eau souterraine est froide et plus l'amplitude des variations de température est diminuée (Figure V-36). Par ailleurs, il est constaté que la diminution de température enregistrée autour du DOY 255 en P5 semble survenir légèrement plus tard au niveau du piézomètre P6, encore plus tard au niveau du piézomètre P1, et est enregistré le plus tardivement au niveau du piézomètre P3 (Figure V-36). Cela indique que l'onde de froid met plus de temps à atteindre les eaux souterraines les plus profondes.

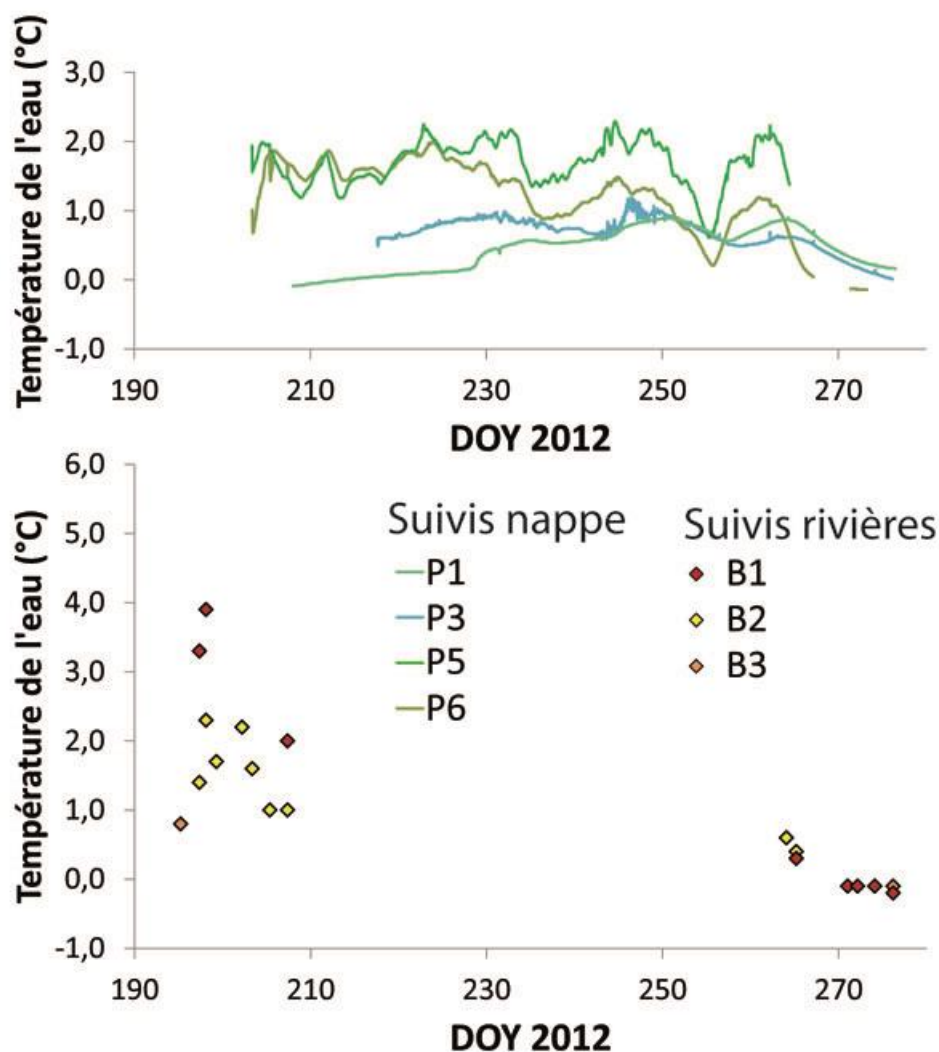


Figure V-36 : Suivi de la température des eaux de la nappe supra-pergélisol au niveau des 4 piézomètres opérationnels de l'été 2012 et des eaux de rivière aux abords de la zone de suivis piézométriques pour les rivières B1 et B2 et en amont de la confluence pour la rivière B3.

Les suivis de la température des rivières B1, B2 et B3 ont été réalisés à partir de la sonde température du conductimètre WTW (Figure V-36). Il est constaté que les eaux de rivière du sous-bassin versant de la Goule présentent une gamme de valeur de température du DOY 190 au DOY 210 (approximativement de 1 à 4°C ; Figure V-36) cohérente avec la gamme de température des eaux rencontrées à l'exutoire de la Goule pour la même période (Figure V-13). Cette cohérence se retrouve également en fin de saison hydrologique, où la température des cours d'eau se rapproche puis se maintient autour de 0°C.

1.2.2. Les mesures physico-chimiques ponctuelles des eaux sous-glaciaires

Des mesures ponctuelles de la conductivité électrique des eaux sous-glaciaires à leur point de résurgence au front du glacier ont pu être réalisées en fin de saison 2012 (Figure V-37). Sur une dizaine de jours, la conductivité des eaux sous-glaciaires augmente en continu de plus de 110 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Cette augmentation est très certainement révélatrice d'une participation de moins en moins importante des eaux de fonte à cet écoulement et donc d'un signal de plus en plus proche de celui du réservoir sous-glaciaire *sensu stricto*. Il est constaté, en parallèle, que la conductivité électrique de la rivière B3, alimentée par les eaux sous-glaciaires, augmente elle aussi au cours du temps mais qu'elle est dans l'ensemble plus importante que la minéralisation des eaux sous-glaciaires à la marge du glacier avec par ailleurs un écart qui augmente au cours du temps (Figure V-37). Cela confirme que des eaux souterraines viennent contribuer aux écoulements de la rivière B3 et que leur part est de plus en plus importante avec le temps, très certainement du fait d'une contribution en eau de fonte de moins en moins importante, comme le confirme le suivi des eaux sous-glaciaires.

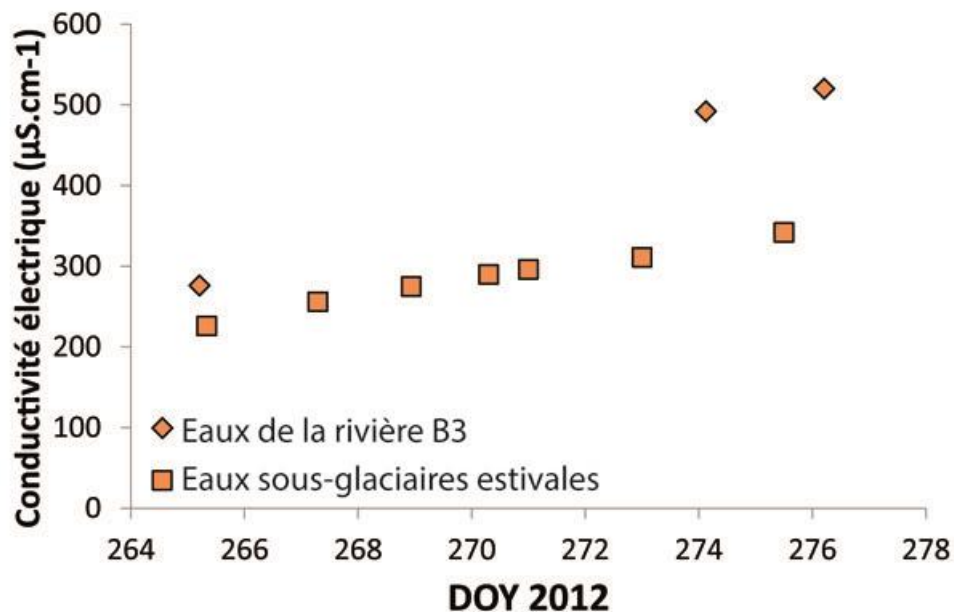


Figure V-37 : Suivi de la conductivité électrique des eaux sous-glaciaires au niveau de leur résurgence au front du glacier Austre Lovén et en parallèle de celle de la rivière B3 que les eaux sous-glaciaires alimentent au cours de la fin de saison 2012.

Trois familles d'eau se distinguent au sein du bassin versant du glacier Austre Lovén : (1) les eaux de rivières relativement douces et à pH neutre (valeurs de conductivité électrique et de pH médianes à $170 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et pH 7,8 sur 74 échantillons de la Goule et à $800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et pH 7,8 sur 19 échantillons du Diable), (2) les eaux sous-glaciaires, d'avantages minéralisées et basiques, puisque ses échantillons les plus représentatifs sont ceux des marges glacées (valeurs médianes à $865 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et pH 8,3 sur 3 échantillons) et (3) les eaux souterraines avec celles de la nappe supra-pergélisol à pH neutre (valeur médiane à 7,4 sur 41 échantillons) et moyennement minéralisées (médiane à $733 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et les sources acides (valeur médiane de pH à 3,5 sur 8 échantillons) qui constituent l'ensemble d'eau le plus acide et le plus fortement minéralisé du système hydrologique (médiane à $1408 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

Les eaux du sous-bassin versant glaciaire de la Goule présentent globalement une relation inverse entre la conductivité électrique et le débit des flux à l'exutoire, ce qui montre un contrôle de la fonte sur les variations de minéralisation. Les trois périodes d'écoulement de la saison hydrologique se déclinent ainsi selon des signatures physico-chimiques qui leur sont propres : (1) une mise en eau du système à faible teneur en éléments dissous et faibles débits, (2) un cœur de saison où les débits augmentent du fait d'une part importante d'eaux de fonte qui vient diluer les eaux à l'exutoire et (3) une période d'étiage où la conductivité électrique augmente tandis que le débit diminue, signe d'un changement dans la composante principale à l'écoulement : la part d'eaux de fonte diminue pour laisser place aux eaux souterraines et sous-glaciaires.

Les eaux à l'exutoire du sous-bassin versant morainique (Diable) voient leur conductivité électrique augmenter au cours de la saison hydrologique à mesure que le débit diminue du fait d'une diminution des apports en eaux de fonte (disparition progressif du manteau neigeux de la zone proglaciaire). Il n'y a toutefois pas de relation inverse entre conductivité et débit observé au Diable, puisque le seul épisode de crue enregistré à cet exutoire pour la saison 2012 n'impacte que très peu la minéralisation des eaux de la rivière, signe que ce sous-bassin versant est très tamponné chimiquement.

La minéralisation des rivières qui alimentent la Goule augmente d'amont en aval principalement du fait d'apports d'eaux souterraines (sources) le long de leur cours. Il y a en effet un faible impact des interactions eaux-roche sur l'évolution chimique des cours d'eau. Les apports des sources acides ont un impact plus important sur la minéralisation des rivières que ceux de la nappe supra-pergélisol *via* des relations nappe-rivière, ce qui conduit la rivière B2 à constituer la source primaire en solutés des eaux à l'exutoire de la Goule. En effet, ce cours d'eau est celui qui présente le plus de confluence avec des sources acides, et ce régulièrement le long de son cours. S'en suivent les cours d'eau B1 et B3 qui présentent respectivement une répartition moins dense et quasiment inexistante en sources acides. La Goule présente ainsi une minéralisation intermédiaire à celles de ces trois affluents principaux.

La minéralisation des eaux du bassin versant est majoritairement constituée d'ions sulfates et calcium ainsi que, dans une mesure moindre, d'ions bicarbonates et magnésium. Ces teneurs en solutés confèrent aux eaux du système hydrologique un faciès chimique allant de sulfaté-bicarbonaté calcique à bicarbonaté-sulfaté calcique, à l'exception des sources acides qui sont sulfatées calciques. Ainsi, l'apport d'ions bicarbonates par les eaux souterraines aux eaux rivières ne se fait que par l'intermédiaire des eaux de la nappe supra-pergélisol tandis que les apports par les sources acides les rapprochent du pôle sulfaté calcique. Enfin, les analyses en teneurs en éléments dissous tendent à montrer que les eaux de fonte ont un faciès plutôt bicarbonaté-sulfaté calcique. Ce faciès indique que les eaux dites de fonte ont déjà interagit avec des minéraux au sein du bassin. La quasi-absence d'apport par les sources acides à B3 confère donc à ce cours d'eau le faciès le plus proche du pôle bicarbonaté calcique, tandis que B1 et B2 sont plus proches du pôle sulfaté-calcique. L'exutoire (la Goule) présente donc un faciès chimique intermédiaire.

2. L'origine des solutés du bassin versant du glacier Austre Lovén

2.1. La composition chimique

La partie précédente a permis de constater que les principaux éléments dissous présents dans l'ensemble des eaux du système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén étaient les ions sulfates et calcium, puis les ions magnésium et bicarbonates, avec enfin en quantités moindres les ions sodium, potassium et chlorures. Les sources acides font exception par l'absence d'ions bicarbonates, le carbone étant présent sous la forme d'acide carbonique.

Les eaux du système sont légèrement sous-saturées à saturées vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite (certaines résurgences, sources et mares, de la nappe supra-pergélisol). Les eaux sont clairement sous-saturées vis-à-vis de la dolomite, à l'exception des eaux du Diable et de la plupart des résurgences (sources et mares) de la nappe qui sont à saturation. Enfin, les eaux sont légèrement sous-saturées vis-à-vis de la calcite, à saturées pour l'ensemble des eaux de la nappe (eaux prélevées dans les piézomètres, sources et mares).

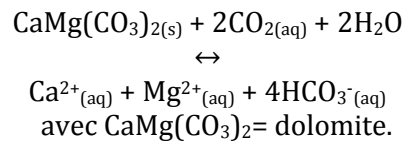
Dans la littérature, les réactions d'altération chimique des formations rocheuses d'un bassin versant glaciaire sont indiquées comme la principale source en solutés du système avec les dépôts atmosphériques (Tranter *et al.*, 1996). Au vu du contexte géologique du bassin versant du glacier Austre Lovén, il apparaît que les minéraux les plus réactifs constituant le socle et le complexe morainique sont les carbonates (calcite magnésienne et dolomite) et les sulfures (la pyrite notamment). Ils ne sont toutefois qu'à l'état de traces, puisque ce sont les aluminosilicates (micas, feldspaths et argiles) qui constituent le fonds minéralogique du matériel morainique et par conséquent sous-glaciaire, soit les associations minérales typiques des faciès de l'Hécla Hoek (Barbaroux, 1970 ; Grimaldi, 2009 ; Quenet, 2010). Toutefois, les carbonates et les sulfures n'ont pas besoin d'être présents en grande quantité à travers un bassin versant pour contrôler la chimie des eaux glaciaires (Tranter *et al.*, 1996).

Les ions calcium et magnésium présentent une excellente relation pour les eaux de rivière mais avec des rapports Ca/Mg différents suivant l'exutoire considéré (Figure V-38). Cela tendrait à indiquer une source commune en ions calcium et magnésium pour chaque rivière avec des parts respectives variables en calcium et magnésium de la source en fonction du sous-bassin versant considéré. La part calcique est plus importante dans la source minérale à l'origine des solutés des eaux de l'exutoire de la Goule que dans celle du Diable (rapport Ca/Mg respectivement de 2,75 contre 2,00 ; Figure V-38).

La relation entre les ions calcium et magnésium est également excellente ($r = 1,00$) pour les eaux sous-glaciaires qui présente un rapport Ca/Mg très proche de celui des eaux de la rivière du Diable (soit à 1,92) tout comme les eaux souterraines de nappe supra-pergélisol (rapport Ca/Mg = 1,41 ; Figure V-38). L'exutoire du Diable ayant été isolé pendant les trois années des flux de surface en provenance du glacier, la proximité du rapport Ca/Mg entre les eaux du Diable est celle du réservoir sous-glaciaire indique seulement que les minéraux à l'origine de la minéralisation de leurs eaux respectives sont communs au réservoir sous-glaciaire et au réservoir de la nappe supra-pergélisol du sous-bassin versant du Diable. L'aquifère de la nappe supra-pergélisol du sous-bassin versant du Diable étant constitué de matériel morainique en provenance du socle sous-glaciaire en rive droite, rive de résurgence des eaux sous-glaciaires, cela n'a rien d'étonnant.

Le rapport Ca/Mg, plus élevé des eaux de la Goule, s'explique par la contribution des sources acides à la minéralisation (Figure V-38). La dissolution d'une ou de plusieurs phases minérales carbonatées (calcite magnésienne et surtout dolomite) est l'hypothèse la plus évidente à invoquer au vu de la littérature. Toutefois, un argument permet d'écarter l'hypothèse

de la dolomite. En effet, le rapport Ca/Mg des toutes les eaux ne respectent pas la stœchiométrie de la dissolution de dolomite (Ca/Mg de 1 ; Figure V-38) :



Eq. [18]

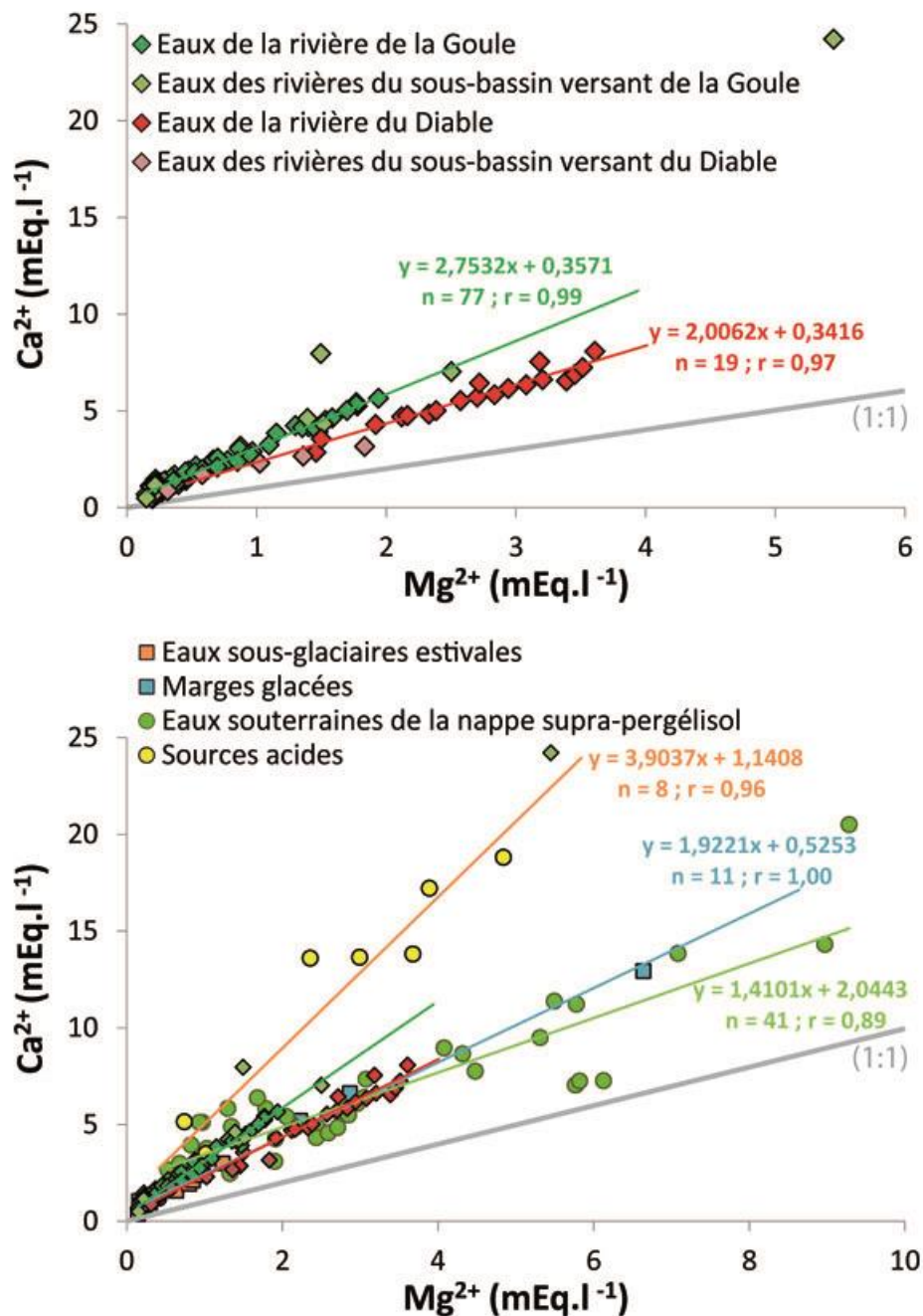


Figure V-38 : Relations entre teneurs en ions calcium et teneurs en ions magnésium pour, d'une part, l'intégralité des eaux de rivières échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012, et, d'autre part, l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. Tous les échantillons se situent au-dessus de la droite (1:1) de dissolution de la dolomite.

La relation entre sommes des ions calcium et magnésium avec les ions bicarbonates montre un excès en ions calcium et magnésium vis-à-vis de la droite de dissolution de la calcite magnésienne/dolomite (Figure V-39). Cela indique que les carbonates ne sont pas l'unique source à l'origine des teneurs en calcium et magnésium en solution.

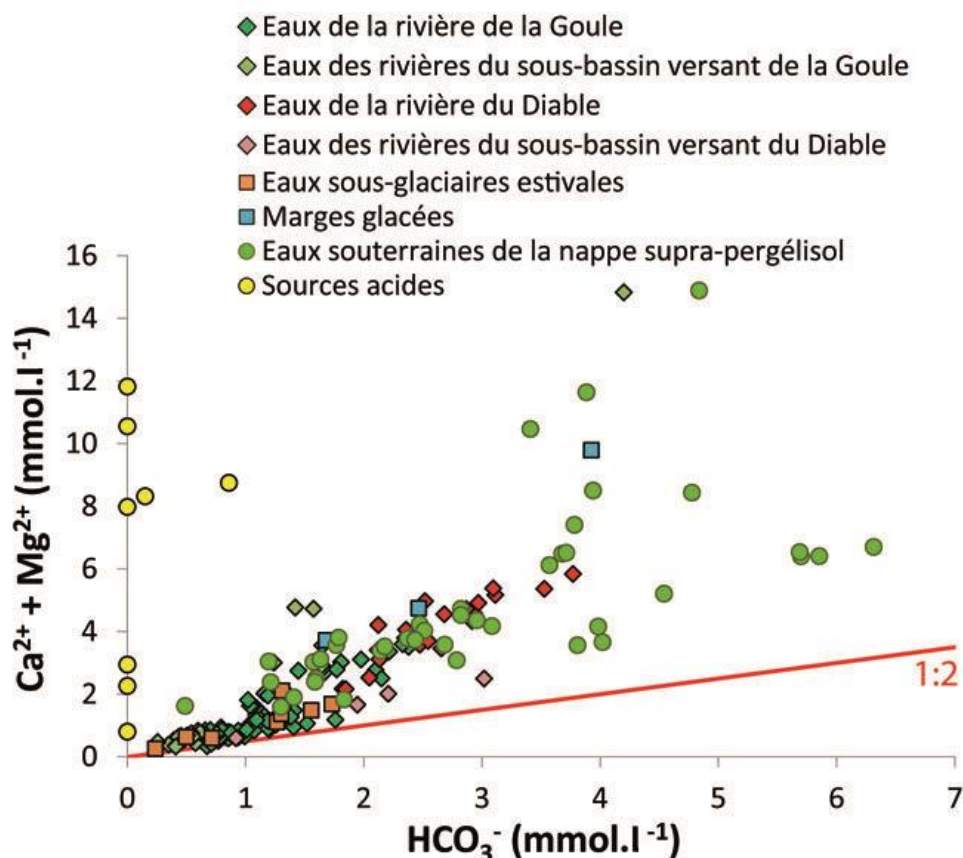
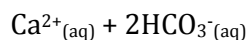
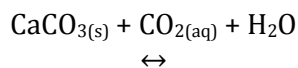


Figure V-39 : Mise en relation de la somme des teneurs en ions calcium et magnésium avec la teneur en ions bicarbonates de l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. La grande majorité des échantillons se positionnent au-dessus de la droite de dissolution simple de la calcite magnésienne et de la dolomite (1 :2).

Au moins deux réactions peuvent conduire aux faciès chimiques observés :

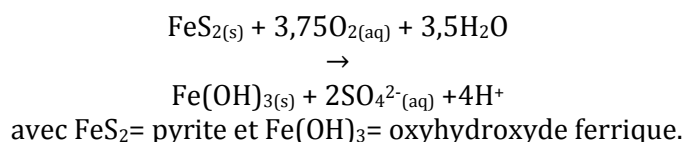
- la dissolution du gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Eq. [5], Chapitre I ; Cooper *et al.*, 2002) couplée à la dissolution de carbonates magnésiens, sachant que le magnésium peut se substituer au calcium dans la structure de la phase minérale du gypse. Toutefois, il faut indiquer que le gypse n'a jamais été décrit dans la géologie du site d'étude. Son implication semble donc peu probable ;

- l'oxydation de la pyrite couplée à la dissolution de la calcite (Eq. [2], Chapitre I), réaction très courante dans les environnements glaciaires (voir par exemple Hodson *et al.* [2002]).

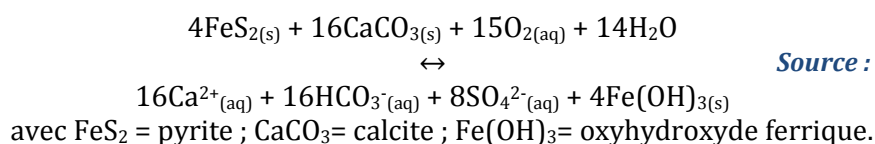


avec $\text{CaCO}_3 =$ calcite, sachant que le magnésium se substitue au calcium.

Eq. [19]
Source : Stumm et
Morgan, 1996



Eq. [20]
Source : Stumm et
Morgan, 1996



Eq. [2]
Source : Hodson et al.,
2002

Une corrélation entre la somme des teneurs en bicarbonates et en sulfates et la somme des teneurs en calcium et magnésium a donc été réalisée (Figure V-40). Ce traitement montre une bonne corrélation. Il ne peut toutefois permettre de confirmer ou d'infirmer les processus. En effet, au-delà des aspects réactionnels, il est important de noter que corrélérer $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ avec $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ revient à vérifier la balance des charges entre ions majeurs dans la solution. Cette relation ne permet pas de progresser dans la compréhension des processus à l'origine de la minéralisation.

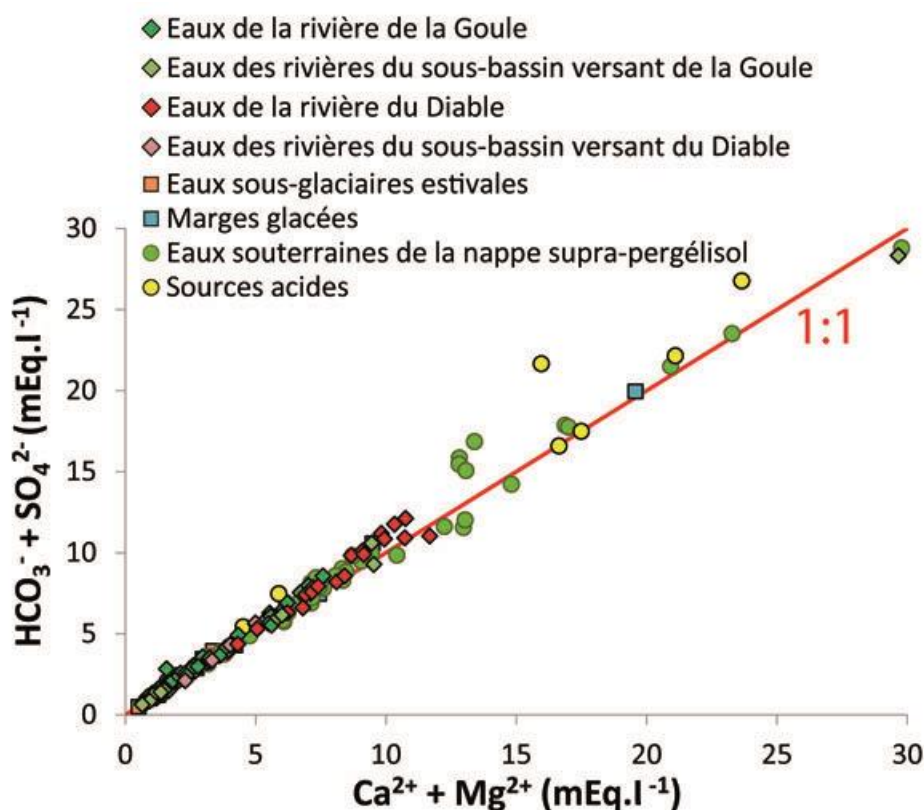


Figure V-40 : Relation entre la somme des teneurs en ions bicarbonates et sulfates et la somme des teneurs en ions calcium et magnésium de l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. La grande majorité des données se situe bien le long de la droite (1:1) qui peut aussi bien être représentative de (1) la réaction de dissolution des carbonates (calcite magnésienne) et du gypse, (2) la réaction de dissolution des carbonates (calcite magnésienne) couplée à l'oxydation de la pyrite et (3) l'équilibre de charges entre anions et cations.

Dans le cas de la dissolution de carbonates couplée à l'oxydation de pyrite par rapport à la dissolution de carbonates seuls, la pente augmente dans un diagramme $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ en fonction de HCO_3^- : elle passe de 1/2 à 1 (Figure V-41) mais la dissolution couplée ne suffit pas à expliquer la totalité des excès en ions calcium et magnésium des eaux (Figure V-41).

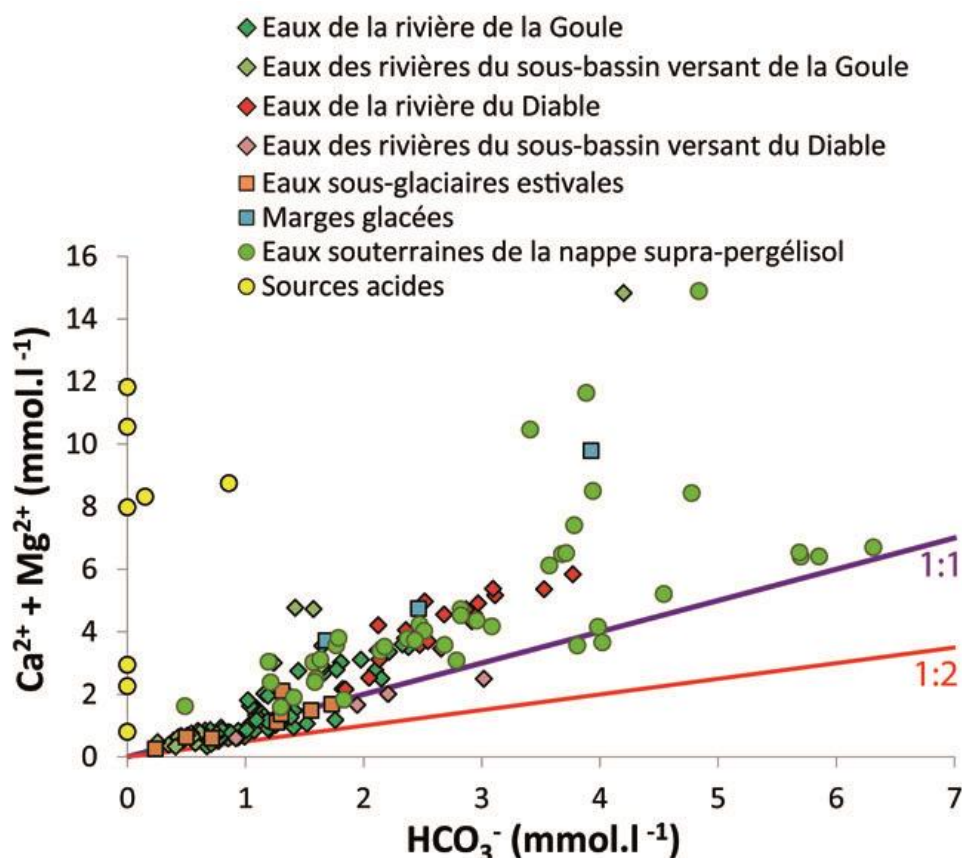


Figure V-41 : Relation entre la somme des teneurs en ions calcium et magnésium et les teneurs en ions bicarbonates de l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. La droite violette (1:1) indique la droite de dissolution des carbonates (calcite magnésienne) couplée à l'oxydation de la pyrite et la droite rouge (1:2) la droite de dissolution simple de la calcite magnésienne et de la dolomite.

L'excès en Ca^{2+} , Mg^{2+} et SO_4^{2-} par rapport à la dissolution de carbonates et l'oxydation de pyrique/dissolution de carbonates est également visible dans le diagramme de la Figure V-42. Les points analytiques ne se situent pas tous entre les pôles rouge (dissolution de carbonates) et violet (dissolution de carbonates + oxydation de pyrite ; Figure V-42). La distribution des points montrent aussi que la fonte ne peut pas expliquer les rapports ioniques obtenus ($\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$ et $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$). Si seule la fonte était responsable des variations chimiques, les rapports seraient constants. Les minéraux les plus réactifs du bassin versant (calcite magnésienne, dolomite et pyrite), bien qu'impliqués, ne sont donc pas seuls à l'origine de la signature chimique des eaux.

Bien que la réaction de couplage entre dissolution des carbonates et oxydation des sulfures soit souvent une réaction dominante dans les moraines récemment déglacées, l'altération des silicates l'est de plus en plus dans les anciennes moraines où ces réactifs sont épuisés (Anderson *et al.*, 2000 ; Cooper *et al.*, 2002). Il a été vu que d'autres sources en cations majeurs sont effectivement présentes dans la géologie du bassin versant, à savoir les aluminosilicates qui constituent le fond minéralogique du système. Barbaroux (1970) renseigne notamment que les feldspaths sont relativement communs et altérés dans les sables fluvioglaciaires prélevés dans la moraine du bassin versant du glacier voisin, le Midtre Lovénbreen, qui présente une géologie très proche de celle de l'Austre Lovénbreen. Il décrit également des micas omniprésents (phlogopite, biotite et muscovite). La mise en relation des cations monovalents avec les cations divalents plaide en effet en faveur d'une hydrolyse d'aluminosilicates divers puisque tous les cations semblent globalement liés entre eux.

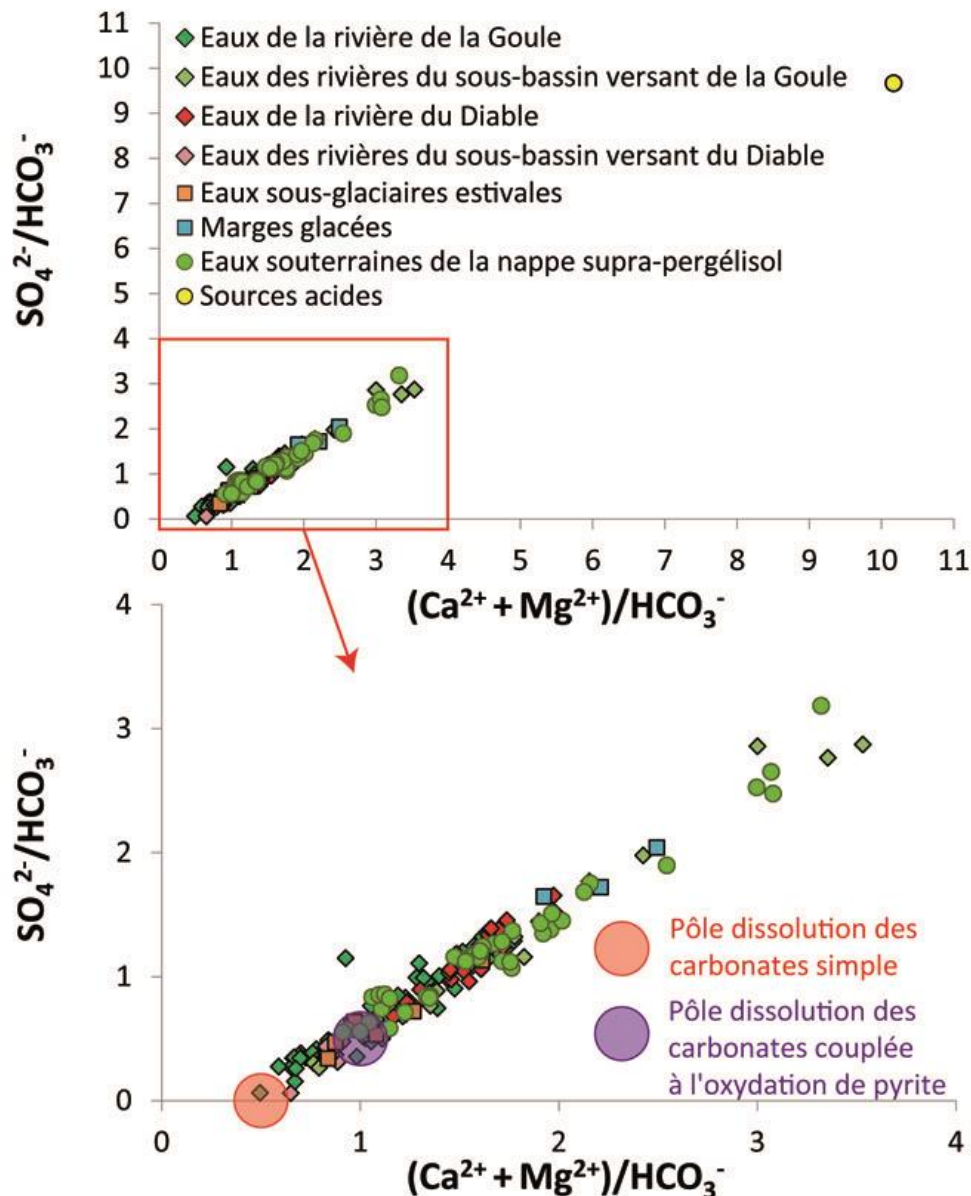
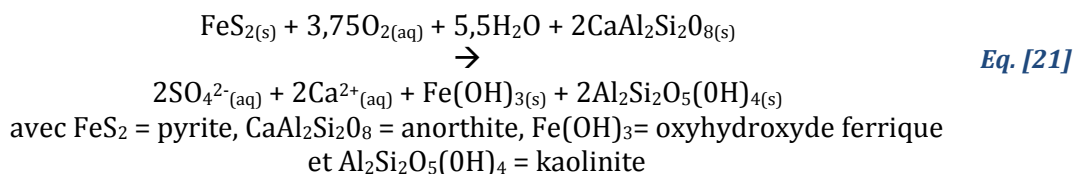


Figure V-42 : Relation de mélange entre le pôle de dissolution simple des carbonates magnésiens et le pôle de dissolution des carbonates couplée à l'oxydation de la pyrite. Un grand nombre d'échantillons ne se positionnent pas entre ces deux pôles, ce qui est très certainement le signe de réactions d'altération autres (altération des aluminosilicates).

Pour essayer de coupler la présence de pyrite et de minéraux aluminosilicatés, un processus d'oxydation de pyrite en présence d'oxygène, couplée à l'hydrolyse d'anorthite peut être proposé, le couplage des réactions conduisant à un faciès sulfaté calcique des eaux. La réaction correspondante (Eq. [21]) implique l'altération de l'anorthite en kaolinite, les deux minéraux ayant été décrits dans la géologie du bassin (Barbaroux, 1970 ; Quenet, 2010) :



Enfin, pour les sources acides, il est clair que des réactions de sulfo-oxydation (telles que l'oxydation de la pyrite ; Eq. [20]) sont à l'origine de la chimie de l'eau et du pH acide observé mais également des dépôts orangés à jaunes qui sont associés.

Une source semblable a été décrite par Borin *et al.* (2010) dans la zone proglaciaire du bassin versant du glacier Midtre Lovén. La source est décrite comme étant le résultat d'une activité microbienne oxydante où les dépôts secondaires sont des oxy-hydroxydes de fer et de la jarosite (sulfate hydraté de fer et de potassium). Or, l'analyse en éléments mineurs des sources acides du bassin versant du glacier Austre Lovén a montré la présence de Fe^{2+} dissous dans cet ensemble d'eau (Annexe N), et le passage au MEB des dépôts ocres, la présence majoritaire et prédominante de l'élément Fe. Enfin, Grimaldi (2009) a démontré la présence de jarosite dans les MES des eaux à l'exutoire de la Goule.

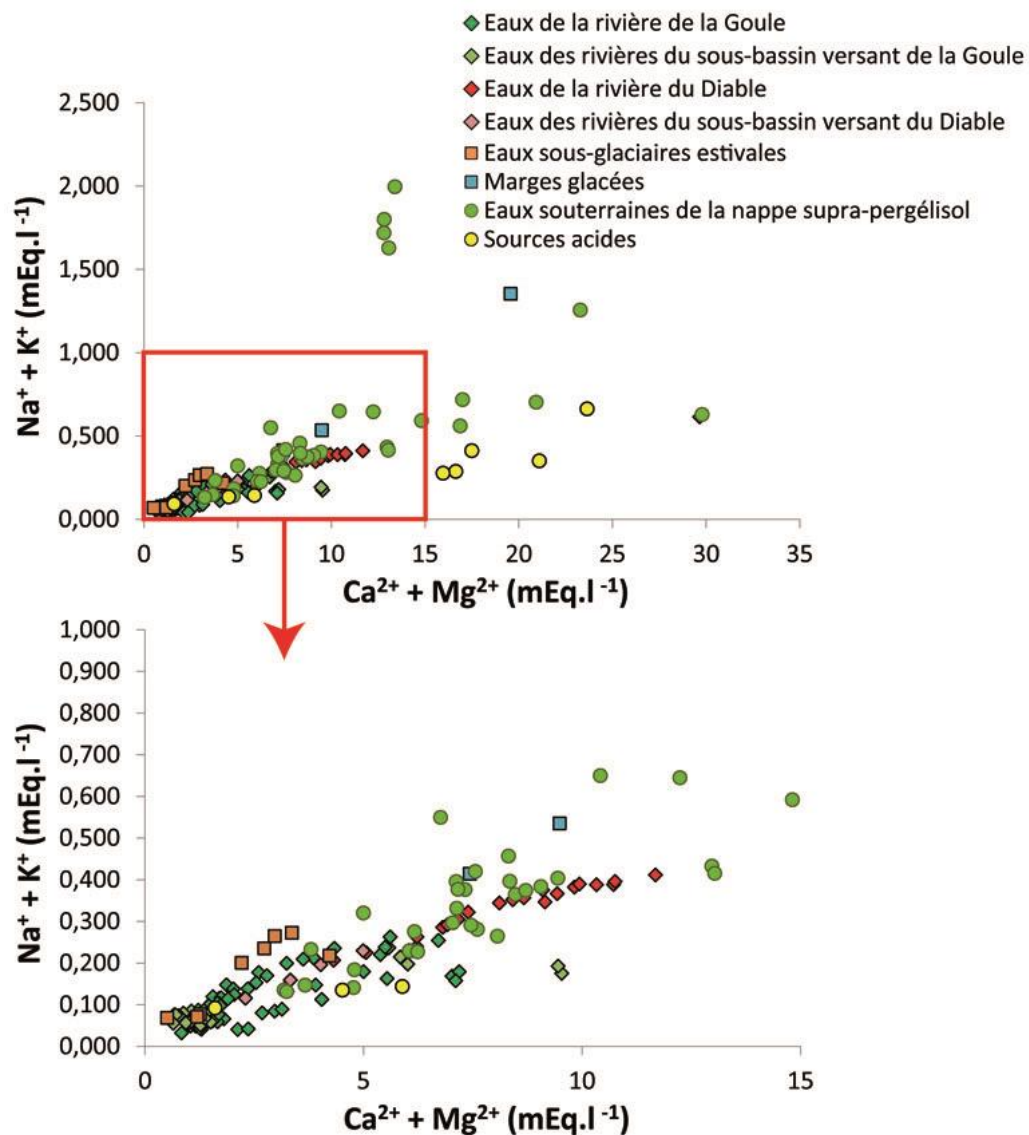


Figure V-43 : Mise en relation des teneurs en cations majeurs monovalents avec les teneurs en cations majeurs bivalents de l'intégralité des eaux échantillonnées en 2010, 2011 et 2012, montrant que tous les cations dissous dans les eaux du bassin sont globalement liés

2.2. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peut s'avérer très utile dans le cas d'étude présent, pour séparer les masses d'eau d'origine et de circulation différentes. En effet, le contexte géologique du site d'étude laisse à penser que la signature isotopique en strontium du réservoir sous-glaciaire se distinguerait de celui des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol : la zone sous-glaciaire présente un substrat rocheux constitué de roches de socle métamorphiques pré-dévonniennes, alors que la moraine de la zone proglaciaire repose sur une formation carbonatée d'âge permo-carbonifère. De ce fait, une signature radiogénique était attendue pour les eaux sous-glaciaires, alors qu'une signature de type « carbonates » primaires caractériserait d'avantage les eaux souterraines supra-pergélisol (soit un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ situé entre 0,707 et 0,708 ; Figure V-44). De ce fait, les eaux radiogéniques du réservoir sous-glaciaire, en passant dans la moraine par la rivière B3, auraient tendance à acquérir une signature d'avantage représentative des carbonates permo-carbonifères par l'alimentation de la rivière par les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol avec une diminution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de surface d'amont en aval du bassin versant.

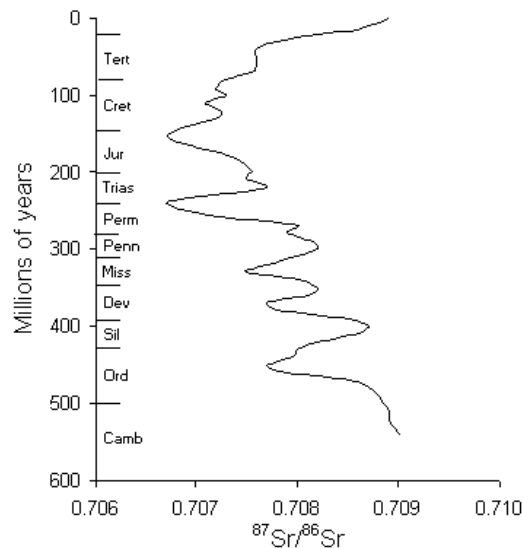


Figure V-44 : Rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les roches sédimentaires au cours du Phanérozoïque (du Cambrien à nos jours). Source : site internet de la Faculté des sciences de l'Université d'Ottawa.

Huit échantillons d'eau prélevés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén ont fait l'objet d'analyses en vue de déterminer leur rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tableau V-2). Les échantillons analysés ont été choisis de manière à caractériser les réservoirs d'eaux minéralisées : la nappe d'eau souterraine supra-pergélisol (échantillons 3 à 6 ; Tableau V-2) et les eaux sous-glaciaires (échantillon 8 ; Tableau V-2) et ce, de manière à mieux appréhender leur impact sur les flux en sortie du bassin versant, aussi bien au niveau de l'exutoire de la Goule (échantillons 1 et 7 ; Tableau V-2) qu'à celui du Diable (échantillon 2 ; Tableau V-2). Les échantillons choisis pour représenter la nappe supra-pergélisol datant de la campagne de septembre-octobre 2011 ont été prélevés sous toutes les formes possibles, à savoir dans les deux seuls piézomètres à l'époque en place et au niveau d'une source et d'une mare du domaine intra-morainique. Les eaux des sources acides n'ont pas fait l'objet d'une telle analyse car elles ont été prélevées au cours de l'été qui a suivi. L'échantillon qui représente la famille des eaux sous-glaciaires est la marge glacée qui présentait une décharge continue lors de la campagne d'avril 2012. Enfin, deux échantillons de la Goule ont été sélectionnés à une année d'intervalle de manière à juger d'une possible reproductibilité interannuelle.

N° Echantillon	Nom	Date de prélèvement	Sr ²⁺ (mg.l ⁻¹)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erreur
<i>Eaux de rivière</i>					
1	Rivière Goule	29/09/2011	0,20	0,731516	9,00 ^E -06
1	Rivière Goule	29/09/2011	0,20	0,731517	5,00 ^E -06
7	Rivière Goule	28/09/2010	0,26	0,729624	6,00 ^E -06
2	Rivière Diable	04/10/2011	0,36	0,729124	7,00 ^E -06
<i>Eaux souterraines suprapergélist</i>					
3	Mare	23/09/2011	0,59	0,737820	5,00 ^E -06
4	Source	27/09/2011	0,29	0,741057	6,00 ^E -06
5	P1	04/10/2011	0,13	0,747709	6,00 ^E -06
6	P2	27/09/2011	0,30	0,750213	5,00 ^E -06
<i>Eau sous-glaciaire</i>					
8	Marge glacée	25/04/2012	0,87	0,726499	9,00 ^E -06
<i>Standard</i>					
	NBS 987		--	0,710252	8,00 ^E -06
	NBS 987 (colonne)		--	0,710249	5,00 ^E -06

Tableau V-2 : Résultats des analyses de teneurs en Sr²⁺ (mg.l⁻¹) et des rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr correspondants.

Les rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtenus montrent une part importante de strontium dissous d'origine radiogénique dans l'intégralité des familles d'eau analysées avec une grande diversité de valeur à l'échelle du bassin versant du glacier Austre Lovén (avec une différence maximale de 0,024 entre le rapport isotopique de la marge glacée et celui des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol extraite du piézomètre P2 ; Tableau V-2). La large gamme de valeurs obtenues offre un fort potentiel dans la discrimination isotopique des réservoirs d'eau participant à l'écoulement. En effet, l'échantillon d'eau sous-glaciaire est le moins radiogénique (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,726 ; Tableau V-2), tandis que l'eau souterraine supra-pergélisol fournit des échantillons aux rapports isotopiques les plus forts (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,738 et 0,750 ; Tableau V-2). Les signatures aux exutoires sont, quant à elles, intermédiaires (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,729 et 0,731 ; Tableau V-2) mais c'est le cas inverse à ce qui était attendu qui se produit, avec une augmentation du rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr des eaux de surface d'amont en aval du bassin versant. Cela s'explique très certainement par le fait que l'aquifère supra-pergélisol est constitué par le matériel morainique. Or, Barbaroux (1970) avait montré que cette formation superficielle se rapportent aux principaux faciès du domaine métamorphique de l'Hécla Hoek dont les séries du Slåtto et de Boggeg sur le bassin versant du Midtre Lovén, dont la situation géologique est très proche, pour ne pas dire identique à celle de l'Austre Lovén. Aussi, les minéraux radiogéniques susceptibles d'être altérés dans la zone proglaciaire sont les mêmes que dans le domaine sous-glaciaire, à cela près que plus exposés aux conditions externes, ils subissent de nombreux cycles de gel/dégel et offrent donc des surfaces minérales plus réactives. La formation superficielle qui constitue l'aquifère fournit donc des conditions d'avantage propices à l'altération chimique, d'où une signature encore plus radiogénique que celle du domaine sous-glaciaire. La proximité des résultats des eaux de la Goule en 2010 et en 2011 montraient bien une reproductibilité interannuelle de ce schéma de minéralisation des eaux. Enfin, ces résultats sont très fiables au regard des standards NBS 987, dont l'un des deux (annoté « colonne » ; Tableau V-2) a été préparé en même temps que les huit prélèvements en vue de valider la préparation en salle blanche.

La mise en parallèle des résultats d'analyses élémentaires de ces huit échantillons avec leurs rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr respectifs (Tableau V-3), en particulier le rapport Ca²⁺/Sr²⁺, met en évidence la présence d'une droite de mélange reliant le réservoir d'eau sous-glaciaire au réservoir d'eau souterraine supra-pergélisol, le long de laquelle se positionnent les eaux de rivière de la Goule (Figure V-45). Aussi, selon la même méthode que celle utilisée par Blum *et al.* (1998) sur un bassin versant glaciaire de la chaîne himalayenne au nord du Pakistan, le couplage du rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr avec le rapport élémentaire Ca²⁺/Sr²⁺ a permis, dans le cas du bassin versant du glacier Austre Lovén, de distinguer les différentes sources de minéralisation

du bassin : le réservoir sous-glaciaire et le réservoir de la nappe supra-pergélisol. La signature isotopique en strontium des eaux à l'exutoire de la Goule serait donc bien la résultante d'un mélange entre ces deux pôles. Il ne peut être toutefois omis de constater que l'eau du Diable se positionne non loin de celles de l'exutoire de la Goule, alors qu'il a été clairement établi sur le terrain que le sous-bassin versant du Diable était isolé des flux en provenance du glacier dont les eaux sous-glaciaires.

N° Echantillon	Nom	Date de prélèvement	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr^{2+} (mEq.l ⁻¹)	Ca^{2+} (mEq.l ⁻¹)	$\text{Ca}^{2+}/\text{Sr}^{2+}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
<i>Eaux de rivière</i>							
1	Rivière Goule	29/09/2011	0,731516	0,004564	4,51	988	-12,07
7	Rivière Goule	28/09/2010	0,729624	0,006039	5,42	898	-12,47
2	Rivière Diable	04/10/2011	0,729124	0,008199	8,07	984	-11,69
<i>Eaux souterraines suprapergémafrost</i>							
3	Mare	23/09/2011	0,737820	0,013539	20,50	1514	-11,08
4	Source	27/09/2011	0,741057	0,006678	11,22	1680	-11,24
5	P1	04/10/2011	0,747709	0,002858	7,35	2571	-11,7
6	P2	27/09/2011	0,750213	0,006767	14,31	2115	-11,41
<i>Eau sous-glaciaire</i>							
8	Marge glacée	25/04/2012	0,726499	0,019932	5,20	261	-13,59

Tableau V-3 : Synthèse des analyses complémentaires obtenues sur les huit échantillons d'eau analysés pour leur rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: teneurs en ions Sr^{2+} et Ca^{2+} et signature en $\delta^{18}\text{O}$.

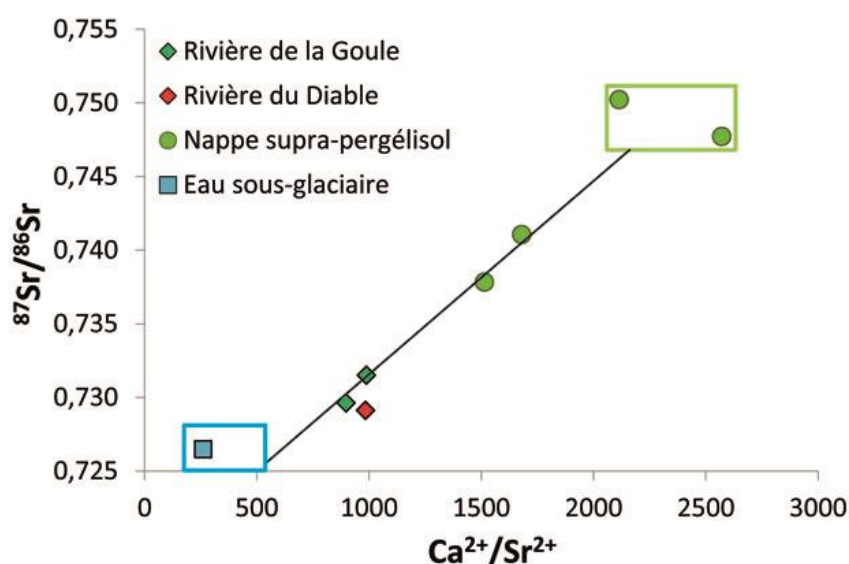


Figure V-45 : Droite de mélange entre les eaux sous-glaciaires (carré bleu) et les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (cercles vert clair) sur laquelle se situe les eaux de l'exutoire de la Goule, révélée par la mise en relation du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du rapport élémentaire $\text{Ca}^{2+}/\text{Sr}^{2+}$.

L'existence d'un mélange entre le réservoir sous-glaciaire et les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol semble se confirmer par la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure V-46). Toutefois, une simple droite de mélange ne peut être tracée, puisque les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol sont enrichies comme il le sera développé plus en détails dans la partie suivante.

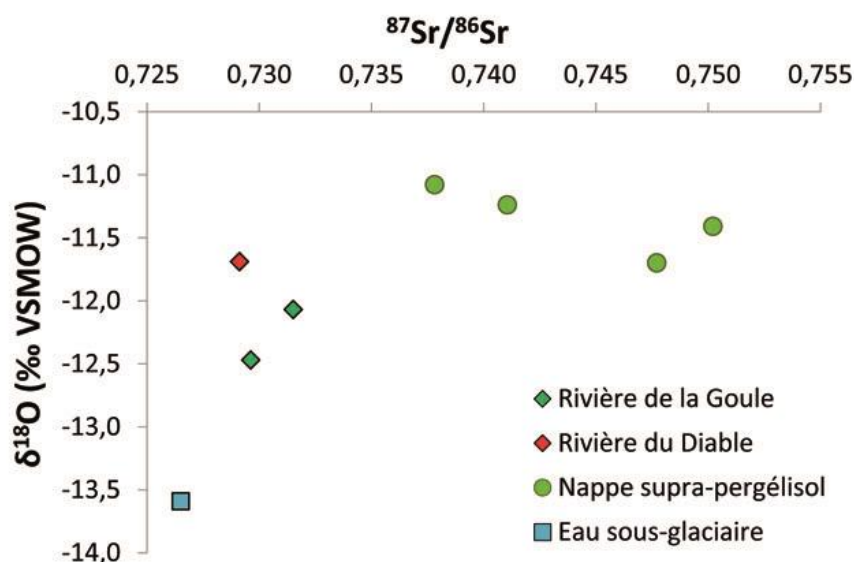


Figure V-46 : Relation entre la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux et le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de leur strontium dissous.

Il est d'ailleurs possible de constater que l'échantillon du Diable se positionne selon une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ d'avantage en accord avec celle du réservoir d'eaux souterraines supra-pergélisol et non pas selon des valeurs intermédiaires entre ce pôle et celui des eaux sous-glaciaires comme le font les échantillons de la Goule. La signature faiblement radiogénique des eaux de l'exutoire du Diable, au vu des signatures des eaux de la nappe supra-pergélisol, peut s'expliquer par le fait que son bassin de drainage est peu important (0,494 km²), ce qui pourrait impliquer des temps de contact plus courts. Une autre explication pourrait reposer dans le fait que les eaux de la nappe supra-pergélisol appartiennent toutes au sous-bassin versant de la Goule. Or, le complexe morainique est loin d'être une formation homogène : Barbaroux (1970) décrit des faciès hétérogènes et typiquement peu classés sur le bassin versant du Midtre Lovénbreen. Cette hétérogénéité au sein de l'aquifère de la nappe supra-pergélisol se confirme au vu de l'importante gamme de valeur des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ présentée pour les 4 échantillons de nappe analysés (entre 0,738 et 0,750 ; Tableau V-2). Par conséquent, même si les signatures en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux souterraines sont certes les plus radiogéniques recensées sur le site d'étude, elles sont également locales : les minéraux radiogéniques en cours d'altération ne sont pas forcément les mêmes dans l'intégralité de la zone proglaciaire. Cela pourrait expliquer le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible de l'échantillon du Diable.

Les analyses en isotopie du strontium ont donc montré que le strontium dissous dans les eaux du bassin présente une signature radiogénique. Or, les teneurs en Sr^{2+} des eaux sont étroitement liées à leurs teneurs en Ca^{2+} (Figure V-47). Ces observations tendent à confirmer que le calcium dissous dans les eaux ne vient pas massivement des carbonates mais de minéraux à forts potentiels radiogéniques tels que les aluminosilicates. Comme il l'a été constaté dans la Figure V-46, des rapports élémentaires différents entre le réservoir d'eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines se distinguent. Le rapport des cours d'eau est intermédiaire et proche entre les deux exutoires. Le réservoir sous-glaciaire semble être la source majoritaire en strontium dissous (Figure V-47) faiblement radiogénique (Figure V-46). Les eaux souterraines sont, quant à elles, à l'origine du strontium le plus radiogénique mais avec des teneurs plus faibles. Les différences chimiques et isotopiques du strontium sont la preuve que les matériaux géologiques drainés dans la moraine et dans le réservoir sous-glaciaire ne sont pas *sensu stricto* les mêmes. Ces outils géochimiques sont de bons traceurs pour discriminer l'eau sous-glaciaire de l'eau souterraine dans le bassin versant étudié.

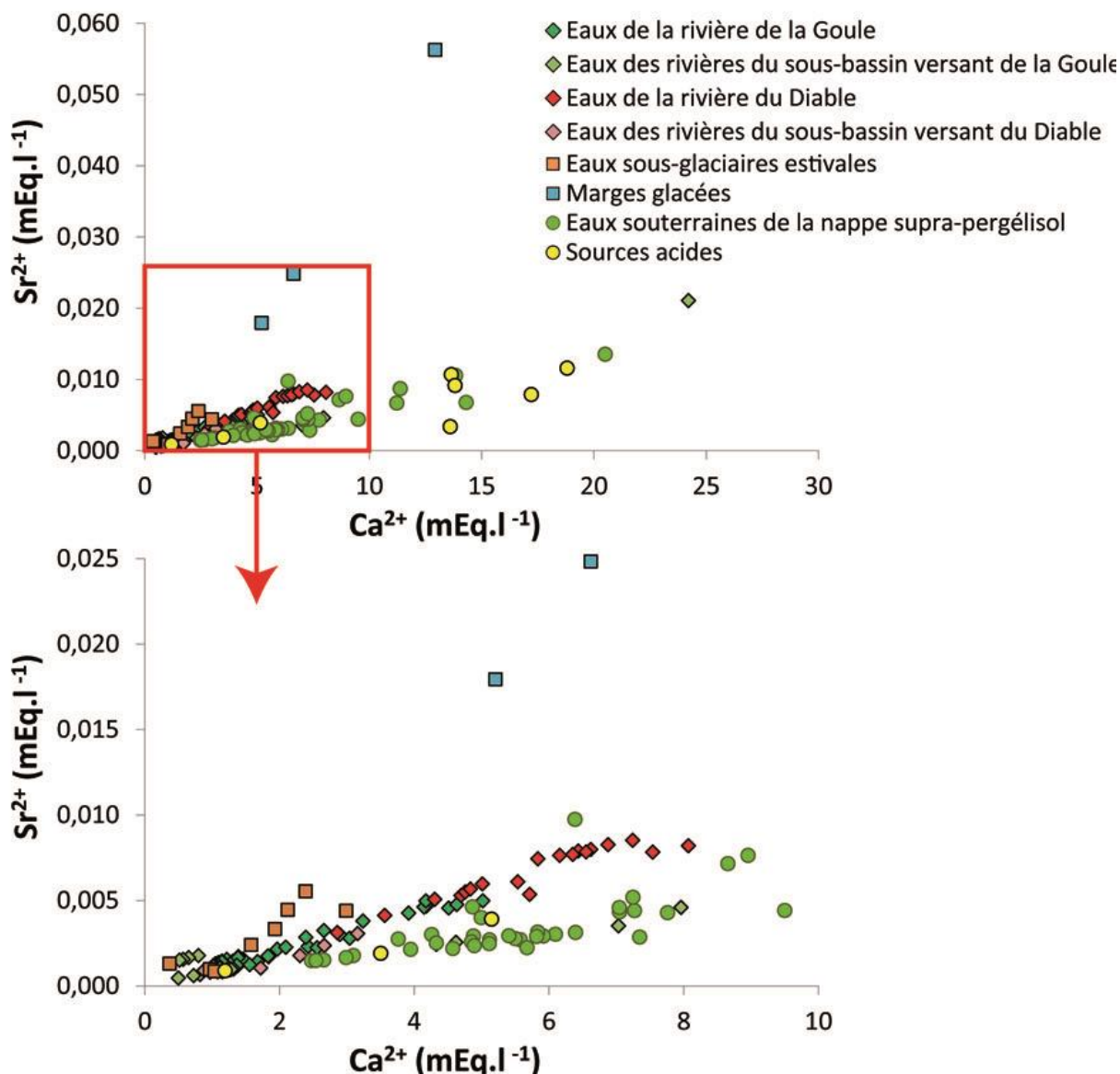


Figure V-47 : Mise en relation entre teneurs en ions strontium et teneurs en ions calcium des eaux

Enfin, dans le cas du bassin versant du glacier Austre Lovén, l'hétérogénéité du matériel morainique risque de rendre difficile un potentiel suivi de la dégradation du pergélisol par l'isotopie en strontium des cours d'eau (Keller *et al.*, 2010).

2.3. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$

Les teneurs en ^{13}C du CID mesurées sur 30 échantillons d'eaux appartenant aux différentes familles sont présentés dans l'Annexe R. Les teneurs sont plutôt enrichies, avec des valeurs comprises entre -7,55 et 5,05 ‰. Cette gamme de valeurs correspond également à la gamme des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ du réservoir des eaux souterraines. Les autres familles d'eau présentent des gammes de teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ moins larges : les 7 échantillons prélevés dans la Goule entre le 23 septembre et le 4 octobre 2011 présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ entre -6,10 et -3,32 ‰ tandis que les 2 échantillons prélevés dans le Diable pour la même période présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ plus enrichies (-0,51 et 0,47 ‰). La rivière « rouge » affiche une valeur encore plus enrichie avec un $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ à 1,72 ‰. Le réservoir d'eau sous-glaciaire présente une gamme de valeur intermédiaire, avec l'eau sous-glaciaire estivale de fin septembre 2011 à -4,25 ‰ et les 3 marges glacées d'avril 2012 entre -3,53 et -0,66 ‰.

Les valeurs théoriques en $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ du CO_2 à l'équilibre avec l'eau, qui permettent de s'affranchir des variations isotopiques liées au pH, ont été calculées et sont fournies dans l'Annexe R. Ces valeurs restent très différentes entre les eaux avec une gamme s'étendant de -16,16 à -4,53‰. Cela renseigne que les origines en carbone sont variables au sein du bassin et/ou que des processus différents peuvent affecter les eaux.

Les données de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ sont cohérentes aussi bien avec un système ouvert sur le CO_2 du sol (à -20 ‰ ; Marlin 1991) et le CO_2 atmosphérique (-6,5 à -8 ‰) qu'avec un système fermé sur le CO_2 où la signature de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins (à 0 ‰) peut s'imposer par dissolution (Figure V-48). Toutefois aucune eau n'est à l'équilibre avec un CO_2 du sol de -20 ‰. En revanche, certaines eaux souterraines et la rivière rouge semblent proches de l'équilibre avec le CO_2 de l'atmosphère (Figure V-48). Toutefois, les $p\text{CO}_2$ calculées (gamme de $10^{-2,57}$ à $10^{-1,97}$ atm ; Annexe R) étant supérieures à la $p\text{CO}_2$ atmosphérique, l'origine du carbone en solution doit être principalement à relier à un CO_2 du sol et/ou un carbone minéral. Une origine simple atmosphérique du carbone dissous est à écarter.

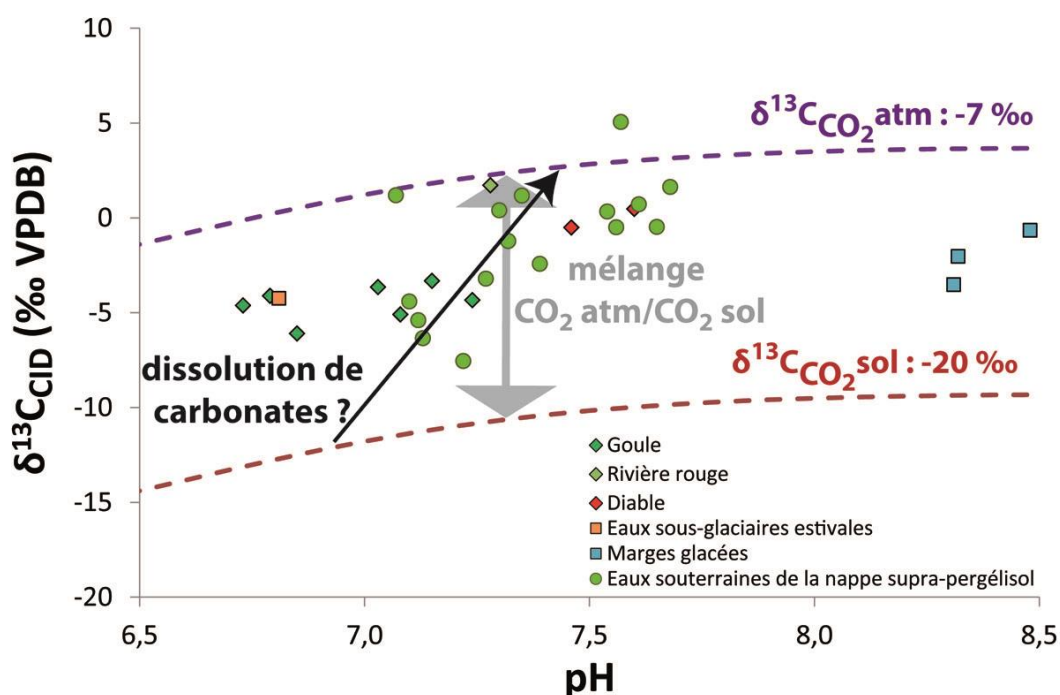


Figure V-48 : Mise en relation de la teneur en ^{13}C du carbone inorganique dissous CID des eaux échantillonnées en 2011 avec leur pH

Pour appuyer la discussion, les teneurs en carbone total des eaux (CT) ont été calculées (Annexe R), ce qui permet de constater que toutes les eaux n'ont pas les mêmes teneurs en carbone total. Parmi les eaux qui contiennent le moins de carbone se trouvent les eaux de la Goule et les eaux sous-glaciaires (Figure V-49). À l'inverse, les eaux qui présentent les teneurs en CT les plus importantes sont les eaux du Diable et les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (Figure V-49).

Parmi les eaux souterraines supra-pergélisol, les eaux prélevées directement dans la nappe (piézomètre P1) sont celles qui présentent les $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ les plus appauvris (entre -6,16 et -14,53 ‰) et sont parmi les plus enrichies en CT (entre 0,005 et 0,006 mol.L⁻¹ ; cadre vert « Nappe » de la Figure V-49). Elles se distinguent ainsi très nettement des autres eaux souterraines analysées qui sont, quant à elles, des résurgences (mares, sources et eaux peu profondes du piézomètre P2 situé à proximité du cours d'eau B1). La différence de signature entre la nappe et les eaux de sources et de mares peut s'expliquer par un effet de dégazage (flèches vertes de la Figure V-49). Le Diable étant alimenté par les sources de la zone

proglaciaire, sa signature était attendue. Les eaux de fin de saison à la Goule sont alimentées par les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines dont le signal est affecté par une part encore présente d'eaux de fonte (avec des teneurs en carbone variables en fonction de leur degré de pureté ; flèche bleue de la Figure V-49) en équilibre avec le CO₂ atmosphérique (zone de mélange bleue ; de la Figure V-49).

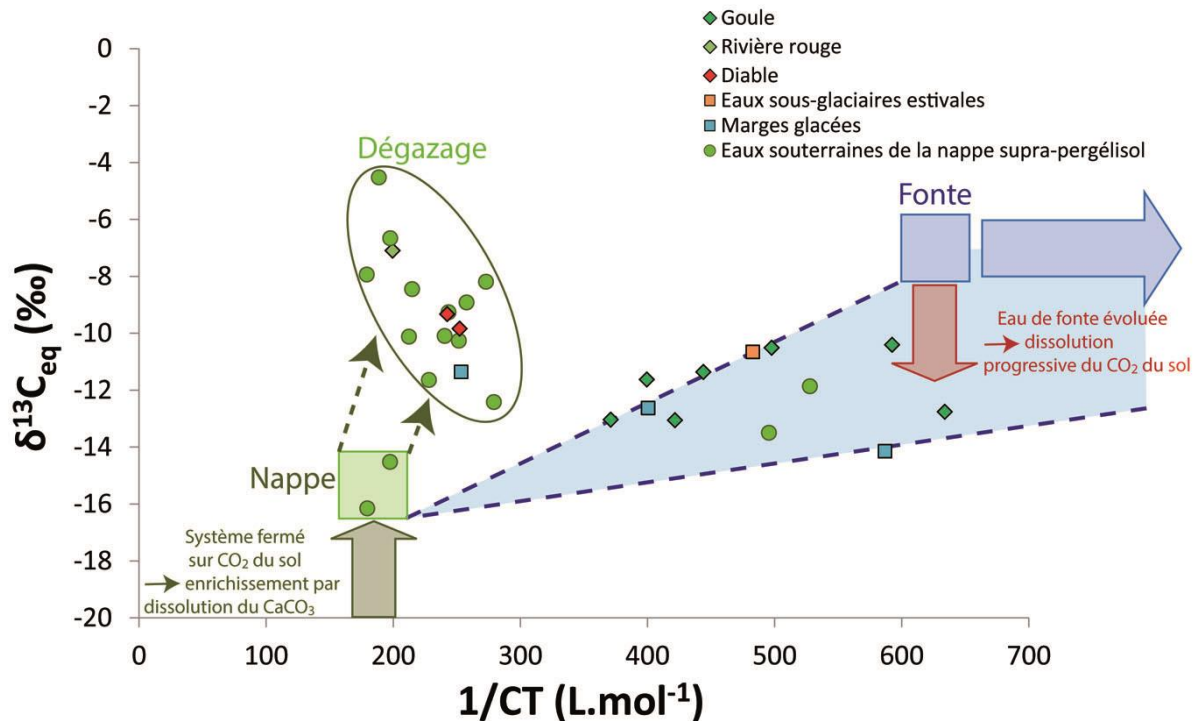


Figure V-49 : Mise en relation des valeurs théoriques en $\delta^{13}C_{eq}$ du CO₂ à l'équilibre avec l'eau avec l'inverse de la teneur en carbone total (CT) des eaux échantillonnées en septembre 2011 : cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures des eaux par des processus de mélange avec les eaux de fonte et de dégazage.

La signature sulfatée-bicarbonatée calcique à bicarbonatée-sulfatée calcique des eaux du bassin versant du glacier Austre Lovén s'explique dans la combinaison de différentes réactions d'altération : la dissolution simple de carbonates magnésiens, la dissolution de carbonates magnésiens couplée à une oxydation des sulfures (pyrite), mais aussi et surtout par l'altération des aluminosilicates qui constituent le fond minéralogique du bassin. Le gypse n'ayant jamais été décrit dans le système, la très bonne relation qui lie somme des teneurs en ions sulfates et bicarbonates à la somme des teneurs en calcium et magnésium des eaux tend en faveur d'une réaction de couplage dissolution de carbonates magnésiens/oxydation de sulfures. Mais cette très bonne relation revient également simplement à vérifier la balance des charges. Il est effectivement constaté que les eaux présentent un excès en calcium et magnésium vis-à-vis des bicarbonates si seules les réactions de dissolution de carbonates simple et couplée à l'oxydation de sulfures sont envisagées.

Aussi, les minéraux les plus réactifs du bassin versant ne sont pas seuls à l'origine de la signature chimique des eaux : les carbonates et les sulfures peuvent être majoritairement à l'origine de la minéralisation dans les moraines récemment déglacées, d'où la tendance des eaux de fonte à présenter d'avantage un faciès bicarbonaté-sulfaté calcique, mais tendent à manquer dans les formations morainiques les plus anciennes, où la réaction d'oxydation de pyrite doit d'avantage avoir tendance à se coupler à l'altération des aluminosilicates présents en grand nombre. La relation qui lie globalement les cations monovalents aux cations divalents en solution dans les eaux va dans ce sens. L'excès de cations apporté par l'hydrolyse

d'aluminosilicates dans la zone proglaciaire et sous-glaciaire tend à plaider en la faveur d'un temps de contact pluriannuel de l'eau avec son encaissant géologique.

Le couplage des données d'isotopie du strontium dissous, qui montrent des signatures très radiogéniques, aux rapports élémentaires des teneurs en calcium et strontium, tendent à confirmer que le calcium dissous dans les eaux du bassin a d'avantage tendance à provenir des aluminosilicates. Les données de carbone 13, quant à elles, n'excluent pas les réactions de dissolution de carbonates marins comme étant à l'origine du carbone dans les eaux.

Les analyses chimiques des eaux du bassin versant permettent également de penser que le matériel géologique qui compose le substratum du système sous-glaciaire est différent de celui qui compose le complexe morainique, bien qu'il présente des similitudes avec le matériel morainique du sous-bassin versant du Diable. Ces différences sont très certainement liées à des stades d'altération différents entre les deux matériaux avec un degré de dégradation plus avancé dans la zone proglaciaire du fait notamment des cycles de gel/dégel qui rend les matériaux plus réactifs (minéraux brisés par le gel et le dégel). La proximité dans la composition chimique du socle sous-glaciaire et du complexe morainique du sous-bassin versant du Diable, s'explique très certainement, par une évolution latérale de la composition du substratum avec notamment une diminution de la teneur en calcium de la rive gauche du glacier vers la rive droite.

3. Les isotopes stables de la molécule d'eau et l'identification de l'origine des eaux et des mélanges

3.1. L'identification des signatures isotopiques des différentes familles d'eaux

3.1.1. Les précipitations

- Les données GNIP de Ny-Ålesund

Le suivi en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des précipitations de Ny-Ålesund (réseau GNIP, AIEA-OMM) fournit des données mensuelles de janvier 1990 à décembre 2009 (<http://www-naweb.iaea.org>). Tout d'abord, une analyse critique des données en ligne est nécessaire. L'observation des données montre que pour tous les mois de l'année 1999, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont constantes. Ces données ont donc été écartées. Par ailleurs, il est remarqué que les données isotopiques des mois de mai 1997 et mai 2002 sont manquantes. Une fois le nettoyage des données réalisé, les valeurs isotopiques des précipitations à Ny-Ålesund ont été comparées dans la Figure V-50 à la droite des eaux météoriques mondiales (DMM ; $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$; Craig, 1961). Bien que les données de Ny-Ålesund soient proches de la DMM, il s'avère qu'elles s'écartent légèrement comme cela est souvent le cas à l'échelle locale (Clark et Fritz, 1997; Figure V-50). En effet, les données s'alignent selon une pente plus faible, de 7,25 (Figure V-50), pente proche de celle de la droite des précipitations circumpolaires proposée par Lacelle (2011) à 7,26, avec toutefois une ordonnée à l'origine plus importante (0,60 contre -5,98 ; Figure V-50). La valeur de pente est en accord avec le régime climatique maritime du secteur côtier du Kongsfjord (Lacelle, 2011). L'excès en deutérium d a été calculé pour chaque donnée valide et le d moyen obtenu sur toute la période de suivi est de 9,5 ‰, très proche de 10 ‰.

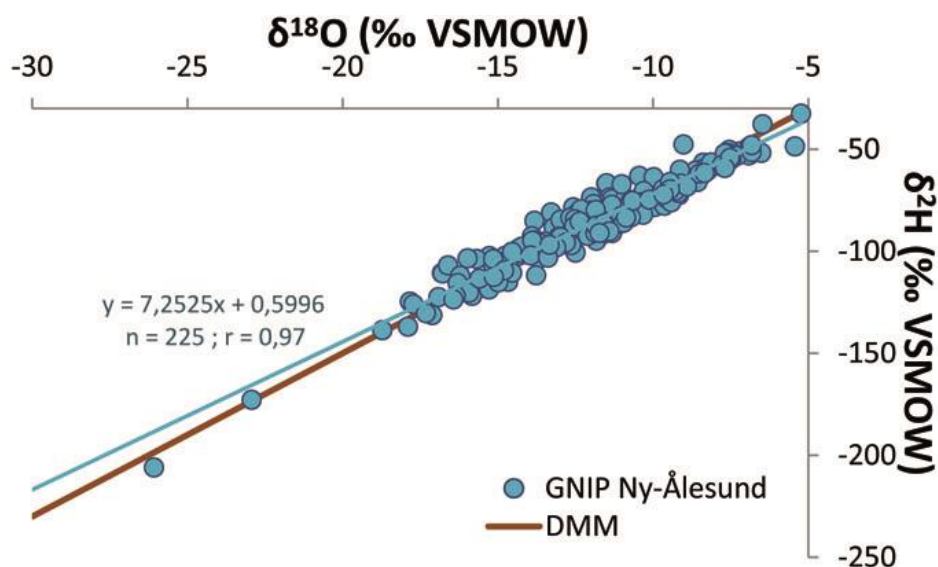


Figure V-50 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les données de précipitation fournies par le suivi GNIP par rapport à la droite des eaux météoriques mondiale DMM.

Dans un second temps, les données GNIP ont été analysées en vue d'identifier des variations annuelles potentielles. Pour ce faire, une valeur isotopique moyenne mensuelle en $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et d a été établie à partir des 19 années valides du suivi GNIP ainsi qu'une moyenne mensuelle de température de l'air, toujours à partir de la chronique fournie par le suivi GNIP (Figure V-51). Les données mensuelles montrent que les 4 mois d'été (juin, juillet, août et septembre) ont clairement un comportement différent des autres mois de l'année (mois d'hiver d'octobre à mai ; Figure V-51). Dans un diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, les données isotopiques mensuelles estivales se placent largement en-dessous de la DMM tandis que les données hivernales se placent en grande majorité au-dessus (Figure V-51). Juin, juillet, août et septembre sont les seuls mois de l'année où la température de l'air est positive, ce qui semble avoir un fort impact sur les données isotopiques des précipitations avec notamment un d inférieur à 6 ‰ en été et majoritairement supérieur au d moyen de 9,5 ‰ en hiver (Figure V-51). Cela rend compte d'un cycle évaporatoire notablement différent entre l'été et l'hiver, certainement lié, notamment respectivement, à l'absence et la présence de banquise au niveau du Kongsfjord ou plus largement dans le bassin arctique. Pour cette raison, il a été décidé d'établir non pas une, mais deux droites des eaux météoriques locales : la première est associée aux mois d'hiver (DML Hiver) et la seconde aux mois d'été (DML Été ; Figure V-52).

Deux données supplémentaires de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ ont été supprimées de la chronique GNIP car jugées comme non représentatives de l'ensemble des données. En effet, les deux données les plus appauvries, visibles dans la Figure V-50, ont été interprétées comme constituant des anomalies dans le signal isotopiques des pluies à Ny-Ålesund (données de février 1995 et mai 1996), d'autant plus que les données de température correspondantes ne font pas état d'un refroidissement particulier au cours des mois concernés.

Les deux droites locales sont les suivantes :

$$\delta^2\text{H} = 6,89 \delta^{18}\text{O} - 1,22$$

$$\delta^2\text{H} = 7,56 \delta^{18}\text{O} - 0,38$$

Eq. [22] : DML Hiver
Eq. [23] : DML Été

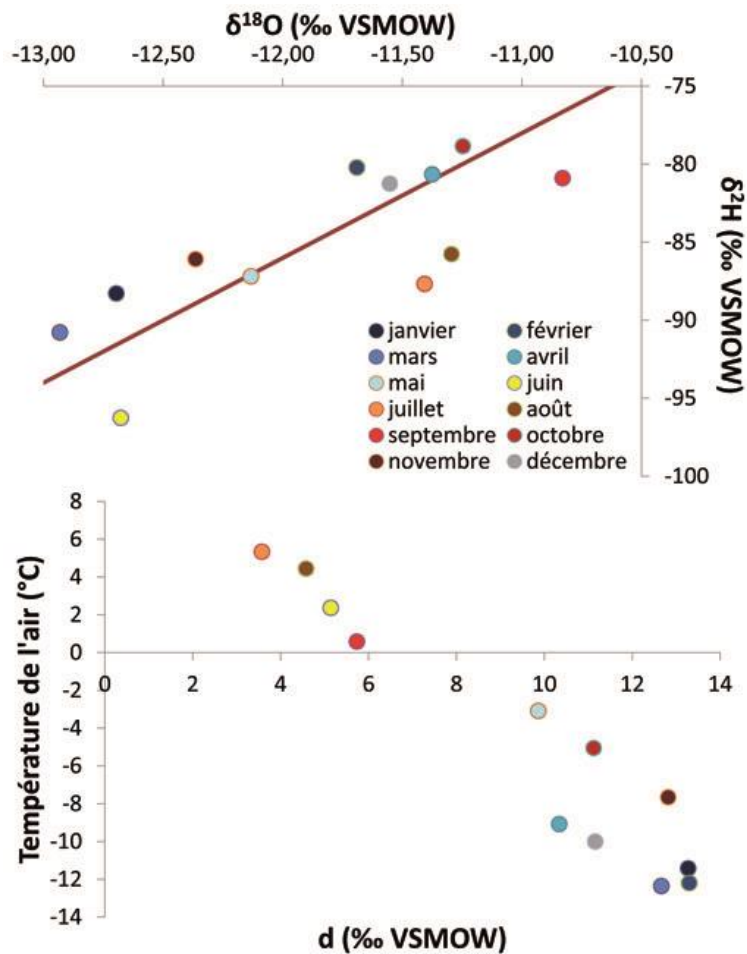


Figure V-51 : Données moyennes mensuelles obtenues à partir des 19 années de suivi valides de la base de donnée GNIP présentées sous forme d'un diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ainsi que d'un diagramme température de l'air-d.

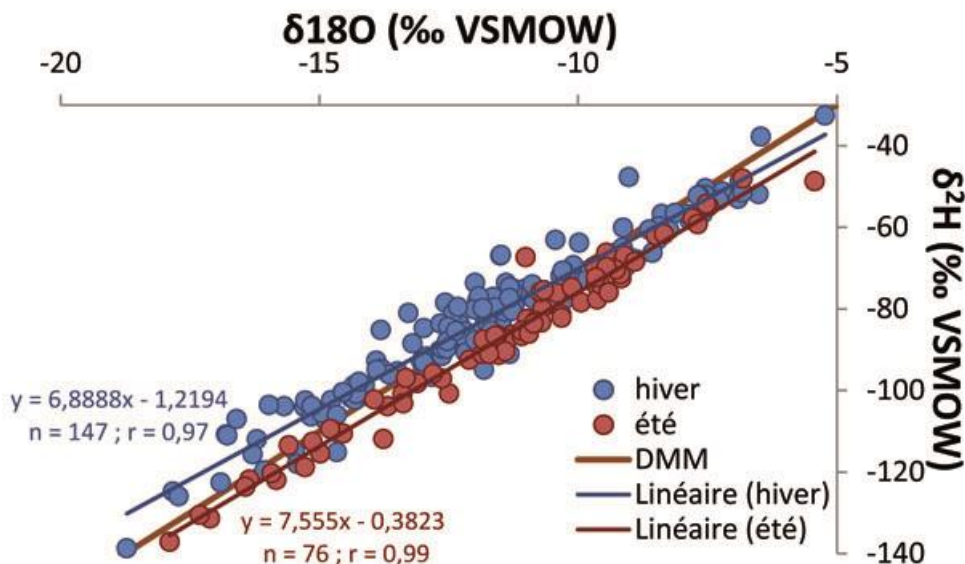


Figure V-52 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ avec les données isotopiques des précipitations du réseau GNIP avec distinction des mois d'hiver (d'octobre à mai ; données bleues) et des mois d'été (de juin à septembre ; données rouges). Deux droites des eaux météoriques locales (DML) sont ainsi obtenues par l'application de la méthode des moindres carrés sur ces deux séries de données : la DML Hiver ($\delta^2\text{H} = 6,89 \delta^{18}\text{O} - 1,22$; linéaire [hiver]) et la DML Été ($\delta^2\text{H} = 7,56 \delta^{18}\text{O} - 0,38$; linéaire [été]).

Les moyennes annuelles pondérées des hauteurs de précipitation sont de $-10,84\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ (avec un écart-type sur les données $\delta^{18}\text{O}$ de $2,70\text{‰}$) et de $-78,49\text{‰}$ en $\delta^2\text{H}$ ($\sigma = 19,85\text{‰}$) pour un d pondéré de $8,20\text{‰}$. L'excès en deutérium moyen obtenu pour la période hivernale $d_{\text{moy}}(\text{hiver})$ est de $11,9\text{‰}$, soit bien supérieur au d moyen obtenu sur toute la période de suivi ($9,5\text{‰}$), tandis que celui associé à la période estivale $d_{\text{moy}}(\text{été})$ y est très inférieur avec $4,8\text{‰}$. Les moyennes hivernales pondérées des hauteurs de précipitation sont curieusement similaires ($-10,79\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ [$\sigma = 2,73\text{‰}$] et $-76,10\text{‰}$ en $\delta^2\text{H}$ [$\sigma = 19,46\text{‰}$]) aux moyennes estivales ($-10,94\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ [$\sigma = 2,65\text{‰}$] et $-83,46\text{‰}$ en $\delta^2\text{H}$ [$\sigma = 20,32\text{‰}$]) avec des d pondérés qui suivent toujours la même logique : $10,18\text{‰}$ et $4,05\text{‰}$.

- Les eaux de pluie estivales du bassin versant du glacier Austre Lovén

Les 9 échantillons de pluies prélevés au cours des étés 2010, 2011 et 2012 (respectivement au nombre de 3, 4 et 2) présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre $-12,19$ et $-6,79\text{‰}$ (Figure V-53) ce qui est enrichi au regard des données annuelles (Figure V-52) mais en accord avec les pluies d'été du réseau GNIP (Figure V-53). La position des eaux de pluies par rapport à la DMM indique une très nette évaporation. Ces données se situent effectivement d'avantage globalement autour de la DML Été ce qui tend à montrer que les données du suivi GNIP de Ny-Ålesund sont représentatives des conditions du bassin versant du glacier Austre Lovén.

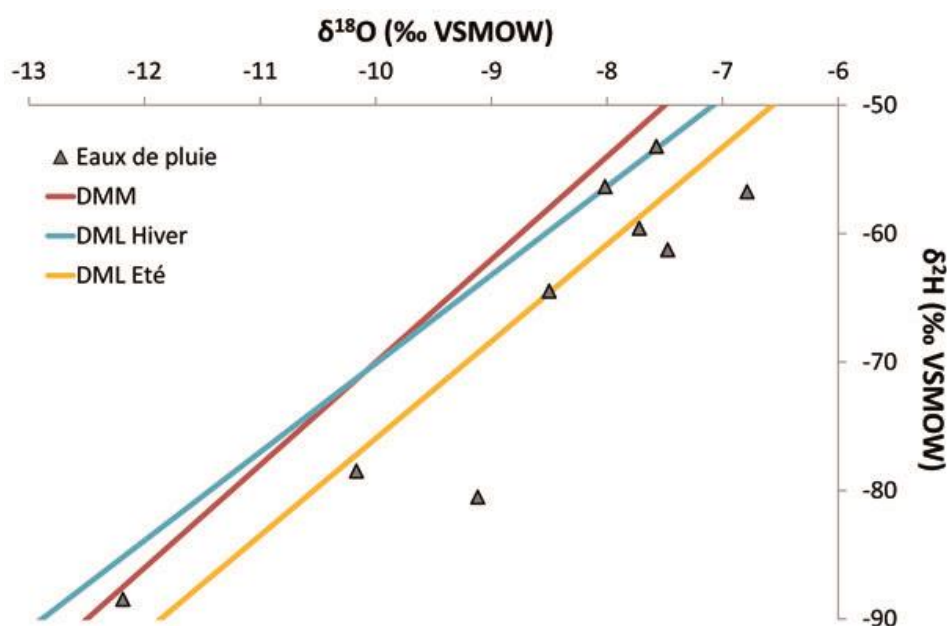


Figure V-53 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ avec teneurs isotopiques des précipitations estivales prélevées au cours des étés 2010, 2011 et 2012. DMM (ligne rouge), DML Hiver (ligne bleue) et DML Été (ligne jaune).

Six des neuf données isotopiques de précipitations estivales ont été utilisées afin d'estimer la signature isotopique du pôle des précipitations estivales par l'intermédiaire d'une moyenne pondérée des hauteurs de précipitation. Les 3 données de 2010 n'ont en effet pas pu être utilisées, puisque les hauteurs de précipitation n'avaient pas été relevées. Le pôle des précipitations estivales présente ainsi une signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ de $-9,32\text{‰}$ et en $\delta^2\text{H}$ de $-68,11\text{‰}$, ce qui est sensiblement plus enrichi que les moyennes estivales pondérées des hauteurs de précipitation à Ny-Ålesund ($-10,94\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ et $-83,46\text{‰}$ en $\delta^2\text{H}$).

3.1.2. Les eaux de fonte

- La neige

Les trois campagnes de carottage (colonne de neige) ou de sondage (prélèvements ponctuels à différentes profondeurs dans le manteau neigeux) datent d'avril 2008, 2009 et 2011. Les neiges collectées permettent de calculer les teneurs isotopiques moyennes en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de la neige sur le glacier et dans la zone proglaciaire. Les campagnes de prélèvements ont été faites en fin d'hiver lorsque le manteau neigeux a quasiment son épaisseur maximale. La neige échantillonnée est celle généralement tombée depuis les mois d'octobre/novembre de l'année précédente et la signature isotopique moyenne pourra être représentative de l'eau de fonte nivale. Les données obtenues permettent aussi d'apprécier la reproductibilité interannuelle du signalement isotopique du manteau neigeux. Les données se positionnent globalement chaque année d'avantage autour de la DML hivernale plutôt qu'autour de la DML estivale (Figure V-54). Le signal isotopique global des neiges hivernales semble toutefois peu marqué par les cycles saisonniers rencontrés dans les précipitations de basses altitudes puisqu'elles s'alignent selon une droite très proche de la DMM : $\delta^2\text{H} = 7,7 \delta^{18}\text{O} + 8,6$.

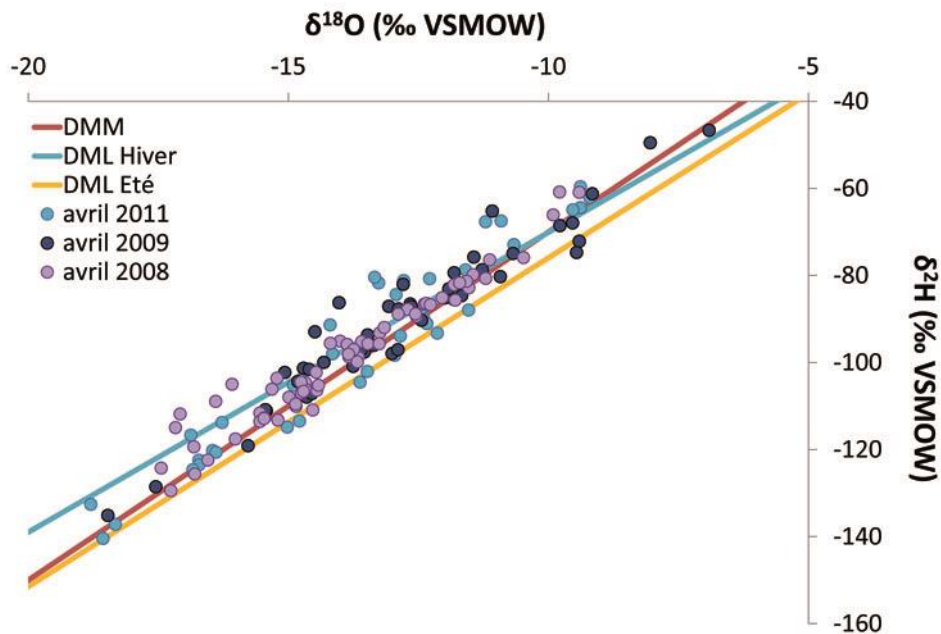


Figure V-54 : Evolution interannuelle de la signature isotopique en $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de neige prélevés le long des sondages d'avril 2008, 2009 et 2011.

Les analyses montrent en effet une faible variation de la composition isotopique moyenne de la neige d'une année à l'autre ($\delta^{18}\text{O}$ entre environ -12,8 et -14,0 ‰ sur le glacier et -11,4 et -12,6 ‰ dans la zone proglaciaire ; Tableau V-4). Les analyses isotopiques révèlent par ailleurs que le signal isotopique moyen du manteau neigeux est globalement plus enrichi dans la zone proglaciaire que dans le domaine glaciaire à l'exception des échantillons prélevés lors de la campagne de drills du 11 juin 2009 (Tableau V-4). L'appauvrissement isotopique de la neige sur le glacier est à relier à l'effet d'altitude.

Les campagnes de prélèvements de neige effectuées sur la saison 2009 ont permis d'obtenir un suivi saisonnier des variations isotopiques du manteau neigeux d'avril à juillet (début de saison de fonte). Il a ainsi été constaté que le signal isotopique de la couverture neigeuse s'homogénéise au cours de la période estivale (Figure V-55) : les gammes de valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ se réduisent tout comme leur écart-type (Tableau V-4). Ce dernier passe pour les manteaux neigeux du glacier et de la moraine respectivement de 2,12 et 2,89 en début de saison, à 1,50 et 0,76 au cœur de l'été (Tableau V-4).

		Type de prélèvement	GLACIER (‰)			MORAINE (‰)		
			moyenne	médiane	écart-type	moyenne	médiane	écart-type
Inter-annuel	avr-08	ponctuels	-13,99	-14,00	1,92	-12,57	-11,79	2,25
	13/04/2009	ponctuels	-12,78	-12,88	2,12	-12,31	-11,91	2,89
	20/04/2011	ponctuels	-13,63	-13,26	2,61	-	-	-
	20/04/2011	colonnes	-13,08	-12,96	0,56	-11,41	-11,59	0,38
Annuel - année 2009	13/04/2009	ponctuels	-12,78	-12,88	2,12	-12,31	-11,91	2,89
	11/06/2009	ponctuels	-10,46	-10,28	1,90	-10,48	-11,24	1,79
	24/06/2009	ponctuels	-10,73	-10,75	1,94	-9,93	-9,99	0,76
	02/07/2009	ponctuels	-11,11	-11,03	1,50	-	-	-

Tableau V-4 : Synthèse des analyses isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ sur les neiges des mois d'avril 2008, 2009 et 2011 ainsi que des variations saisonnières des neiges propres à l'année 2009 (en bleu) sous forme de moyennes, médianes et écarts-types et en fonction de leur appartenance au domaine glaciaire (glacier) ou au domaine proglaciaire (moraine).

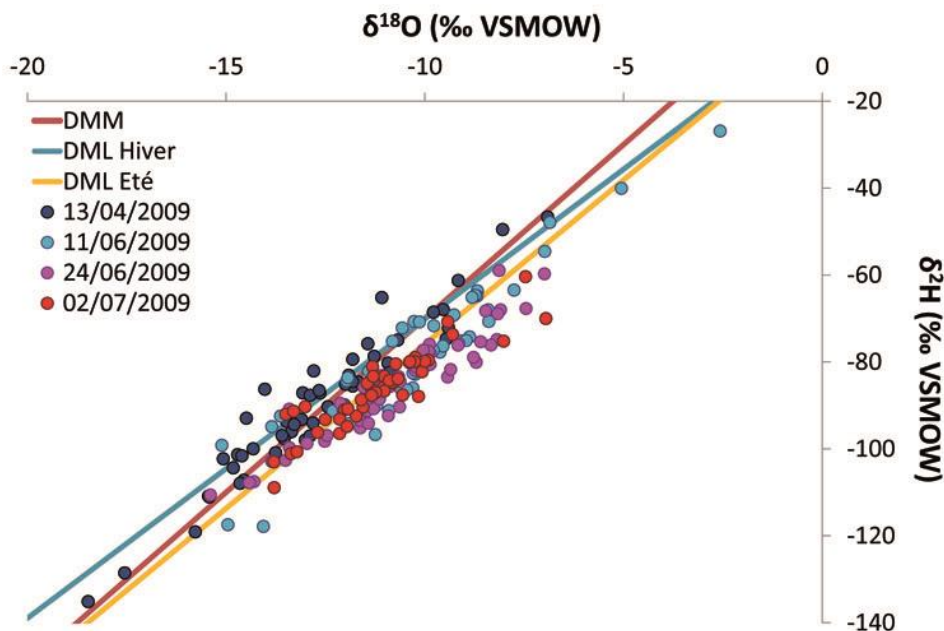


Figure V-55 : Evolution au cours du temps de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ de l'ensemble des échantillons de neige prélevés ponctuellement le long des carottes de drill au cours de la saison 2009.

De plus, les données isotopiques des neiges de la saison 2009 montrent que le signal moyen de l'ensemble du manteau neigeux tend à s'enrichir au cours de l'été. Les moyennes isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ passent d'une valeur d'approximativement -13 ‰ sur le glacier, et -12 ‰ dans la moraine en avril, à -10,5 ‰ en juin (Tableau V-4). Par la suite la signature isotopique des neiges de la moraine continue de s'enrichir (-10 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ en moyenne lors de la campagne du 24 juin) alors que celle du glacier s'appauvrit légèrement (jusqu'à -11,1 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ en moyenne du 2 juillet ; Tableau V-4), très certainement à cause de chutes de neige entre les différentes campagnes de prélèvement.

La fonte du manteau neigeux conduit donc à une homogénéisation progressive du signal des eaux de fonte en provenance de la neige en début de saison de fonte avec une tendance à l'enrichissement moyen de son signal isotopique mais pas seulement. En effet, il est constaté que les neiges d'avril 2009 étaient relativement proches de la DML hivernale alors que le signal des neiges s'en éloigne progressivement au fur et à mesure que la saison de fonte progresse, se positionnant en dessous de la DML hivernale et de la DMM (Figure V-55). Le processus de fonte

du manteau neigeux entraîne donc, comme l'ont décrit Clark et Fritz (1997), un enrichissement de la neige résiduelle, puisque la première eau de fonte issue de la fonte du manteau neigeux initial, est théoriquement très appauvrie et se positionne au-dessus de la DML. La fraction restante du manteau neigeux en phase de fonte se positionne alors en dessous de la DML.

Il est enfin à noter que la méthode d'échantillonnage de la neige ponctuellement le long du profil de sondage permet d'obtenir les signaux d'événements de précipitations neigeuses distincts, d'où l'importante variabilité de signatures isotopiques rencontrées au sein d'une campagne de sondage. En effet, la comparaison entre les échantillons ponctuels (sondages) et ceux de colonnes de neige de 2011, réalisées le long de l'axe central du glacier sur les domaines glaciaire et proglaciaire, permet de se rendre compte que si le manteau neigeux est considéré dans son intégralité plutôt qu'à l'échelle événementielle, le signal isotopique présente une gamme beaucoup plus réduite (avec un écart type qui passe de 2,61 à 0,56 ‰ ; Tableau V-4 ; Figure V-56) sans pour autant impacter de façon conséquente les valeurs isotopiques moyennes et médianes du manteau. Utiliser les colonnes de neiges comme référence du signal isotopique du pôle eau de fonte-neige, comme cela a été fait dans l'article de la partie 3 du Chapitre IV se justifie donc ici. La moyenne arithmétique des données isotopiques associées aux colonnes de neiges fournit donc une estimation de la signature du pôle eau de fonte nivale avec une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ de -12,31 ‰ et en $\delta^2\text{H}$ de -87,38 ‰ et des écart-types respectifs de 1,03 et 6,79 ‰.

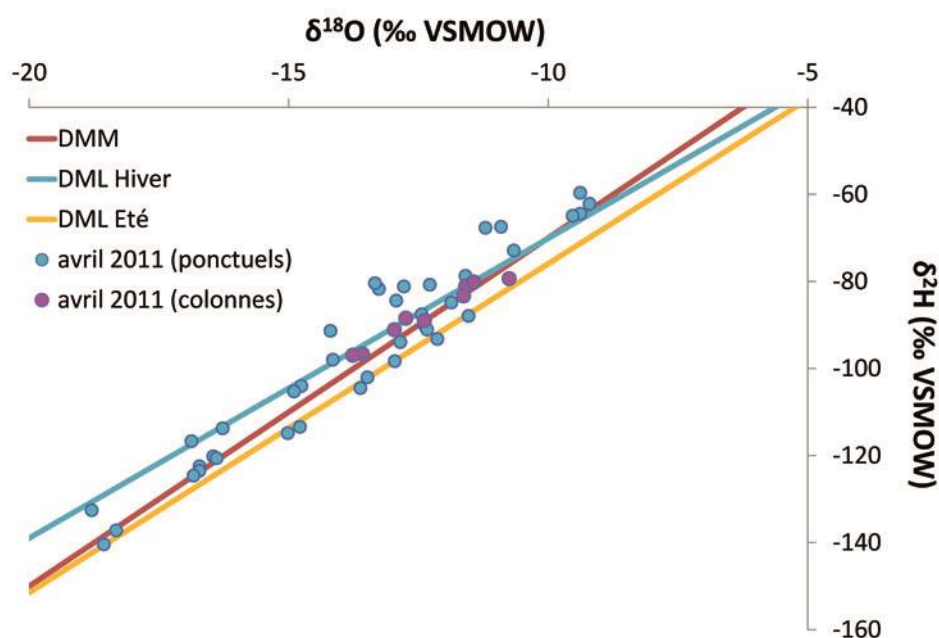


Figure V-56 : Comparaison de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ de l'ensemble des échantillons de neige prélevés ponctuellement le long de la carotte de drill avec l'ensemble des carottes complètes d'avril 2011.

Pour évaluer la dépendance de la signature isotopique de la neige avec l'altitude, une relation a été tentée à partir des données des colonnes de neige d'avril 2011 (Figure V-57). La tendance obtenue est celle attendue : un appauvrissement isotopique de la neige est observé avec l'augmentation de l'altitude. Les données montrent une dispersion importante qui peut être reliée à un effet du vent sur le mélange de neige de différentes altitudes. La pente de la tendance est de -0,5 ‰ pour 100 m d'élévation, ce qui est du même ordre de grandeur que la pente obtenu sur le Mont Blanc par (Moser and Stichler, 1974) mais plus élevée que les pentes classiquement observées (entre -0,2 et -0,3 ‰/100 m ; Clark and Fritz, 1997).

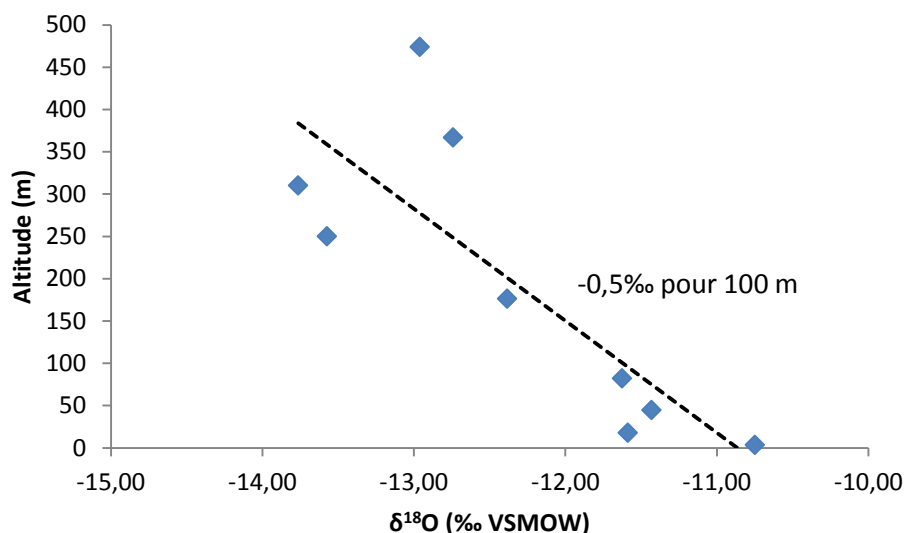


Figure V-57 : Relation entre teneur en ¹⁸O et l'altitude des colonnes de neige prélevées selon l'axe central du glacier en avril 2011 (de la mer au Hobo H30).

- La glace du glacier

La campagne de prélèvement de la glace du glacier Austre Lovén a été réalisée à la fin de la saison d'ablation de 2008 de manière à avoir un accès direct à la glace du glacier en l'absence de manteau neigeux. Ces prélèvements ont été réalisés le long de l'axe central du glacier de façon à apprécier l'effet d'altitude sur la signature isotopique de la glace. En effet, au vu du schéma d'écoulement de la glace au sein d'un glacier (Figure V-58a), la glace frontale est supposée être la plus ancienne et par conséquent sujette à avoir été formée à une époque plus froide et/ou à une altitude plus élevée. Il est ainsi supposé que le signal isotopique de la glace d'un glacier doit s'enrichir avec l'altitude. Les données isotopiques des 8 échantillons de glaces prélevés à la surface du glacier Austre Lovén révèlent effectivement une organisation générale des teneurs en fonction de l'altitude du glacier (Figure V-58). Par ailleurs, la glace frontale présente bien le signal isotopique le plus appauvri (-14,48 ‰ ; Figure V-58).

Trois échantillons de glace présentent toutefois des teneurs isotopiques en ¹⁸O et ²H qui ne sont pas en accord avec l'évolution isotopique avec l'altitude. Les échantillons de glace qui ne présentent pas d'anomalies isotopiques ne se positionnent le long d'aucune des droites météoriques, ni la DMM, ni la DML. Ils semblent se positionner selon une droite de sublimation (Figure V-59). En effet, dans un diagramme δ²H-δ¹⁸O, une glace sublimée se positionne sous la DMM comme une droite d'évaporation (Sokratov et Golubev, 2009). L'un des trois échantillons présentant des anomalies isotopiques semble s'aligner selon cette même droite (Figure V-59). Il est donc possible qu'il doive sa signature isotopique à une sublimation plus importante. En revanche, les deux autres échantillons présentant potentiellement des anomalies isotopiques s'écartent de cette tendance pour se rapprocher de la DMM et de la DML Été (Figure V-59). Il est donc probable que ces prélèvements ne soient pas représentatifs de la glace du glacier mais d'une glace de regel superficielle du glacier.

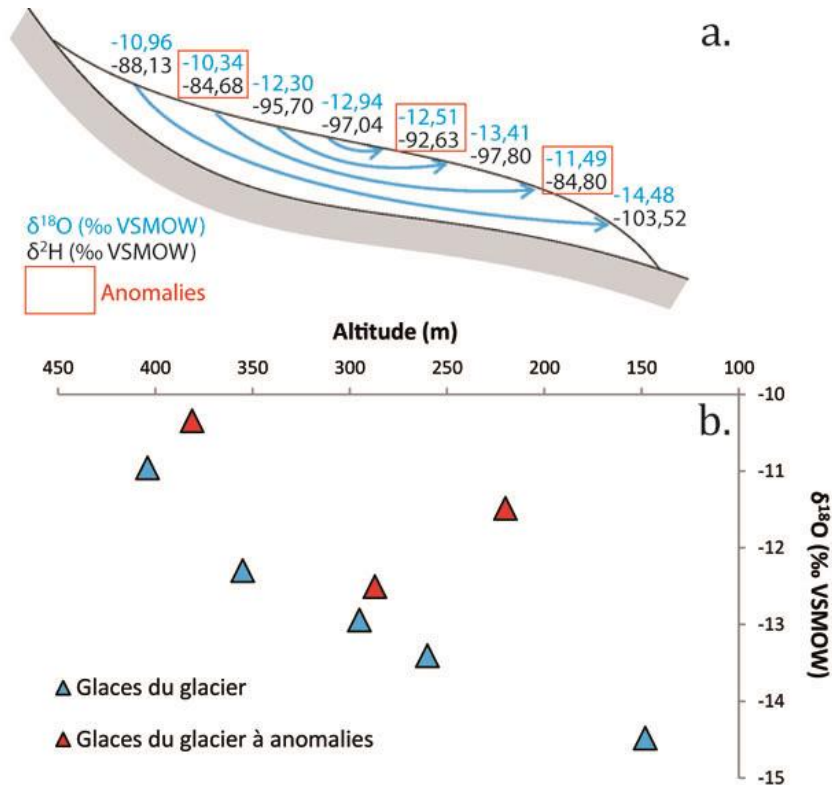


Figure V-58 : Signatures isotopiques en ^{18}O et ^2H des glaces prélevées à la surface du glacier Austre Lovén le long de son axe central à la fin de la saison d'ablation 2008 en fonction de l'altitude : a. Schéma en coupe du glacier avec les flèches bleues qui indiquent les lignes d'écoulement théoriques de la glace du glacier avec en surface les signaux isotopiques de la glace en fonction de l'altitude ; les valeurs qui semblent présenter des anomalies sont encadrées de rouge ; b. Graphique $\delta^{18}\text{O}$ -altitude de la glace avec mise en évidence des anomalies isotopiques de 3 échantillons de glace.

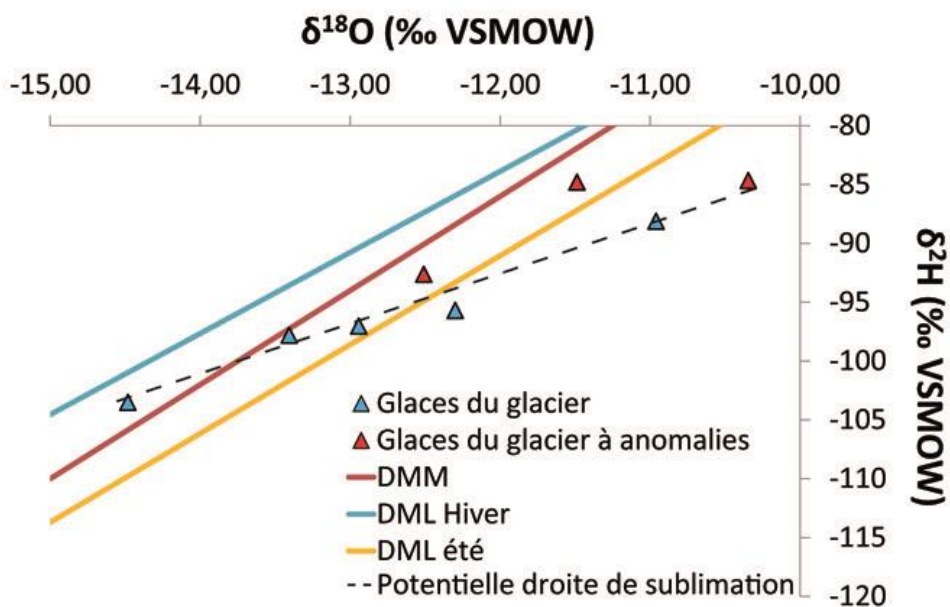


Figure V-59 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des glaces prélevées à la surface du glacier Austre Lovén à la fin de la saison d'ablation 2008 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue) et à la DML Été (ligne jaune) avec une distinction des glaces qui semblent présenter des anomalies isotopiques (triangles rouges).

En période d'ablation, la zone frontale du glacier est la partie la plus affectée par la fonte car la langue glaciaire est à basse altitude (100-300 m). Dans une telle situation, l'apport d'eau issue de la fonte de la langue glaciaire présenterait une signature isotopique significativement plus appauvrie que celle issue de la fonte du manteau neigeux ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ respectivement à -14,48 ‰ et -103,52 ‰ pour la glace frontale contre -12,31 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et -87,38 ‰ en $\delta^2\text{H}$ pour le pôle eau de fonte nivale). Toutefois, la glace de surface peut être affectée par la fonte à n'importe quelle altitude, comme en témoignent les variations au cours du temps de l'altitude du glacier renseignées par Marlin *et al.* (soumis). Or, il vient d'être démontré que le signal isotopique de la glace de surface s'enrichit avec l'altitude. Enfin, de la glace plus profonde peut également fondre pendant l'été du fait des écoulements intra- et sous-glaciaire. La signature isotopique de cette glace profonde est inconnue bien que le mode d'écoulement de la glace du glacier tend à montrer que la glace basale aurait tendance à être plus ancienne et donc plus appauvrie. Aussi, il est difficile d'estimer un signal isotopique qui serait propre à un pôle eau de fonte (glace glacier) à partir des seules analyses isotopiques de la glace de surface.

- La glace du sous-sol

Les eaux extraites par distillation sous vide des carottes de sous-sol (site P3) ont été analysées afin de déterminer leur teneur en isotopes stables de la molécule d'eau. Le fait que les carottes prélevées au-dessus de la profondeur de 2,48 m étaient entièrement dégelées lors de la foration rend les données associées peu fiables (fractionnement isotopique attendu sur ces échantillons). En revanche, les carottes prélevées au-delà de cette profondeur de 2,48 m avaient conservé leur état gelé pendant la foration et donnent donc tout lieu de croire qu'elles seront représentatives de leur environnement (possibilité que ce soit la glace du pergélisol).

Les résultats d'analyses des $\delta^{18}\text{O}$ présentent une gamme de valeurs allant de -11,90 à -9,12 ‰ avec des valeurs pour les carottes complètement dégelées allant de -11,35 et -9,12 ‰ et des valeurs pour la glace conservée du sous-sol allant de -11,90 à -11,06 ‰ (Figure V-60).

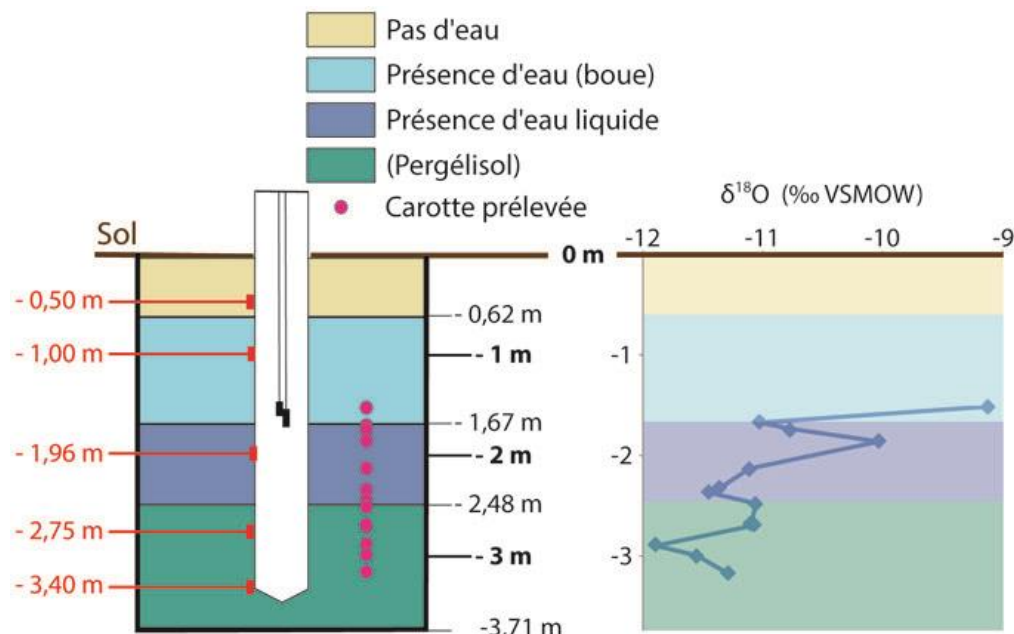


Figure V-60 : Teneur en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux des carottes échantillonnées le long du profil de forage du site de suivi 3.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux interstitielles du sous-sol montrent donc une tendance générale à l'appauvrissement avec la profondeur (Figure V-60). Toutefois, cet enrichissement des échantillons de surface est très certainement dû au fractionnement lié au changement de phase survenu lors du forage. En effet, les deux échantillons les plus enrichis se distinguent très

clairement des autres eaux interstitielles sur un diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (Figure V-61). Par ailleurs, alors que la plupart des signatures des échantillons de glace se situent entre la DMM et la DML Été, trois autres prélèvements se positionnent bien en dessous de la DML Été, signe d'une évaporation potentielle. Pour la suite, seules les valeurs isotopiques associées aux prélèvements supposés comme appartenir au pergélisol seront utilisés car jugés comme plus fiables.

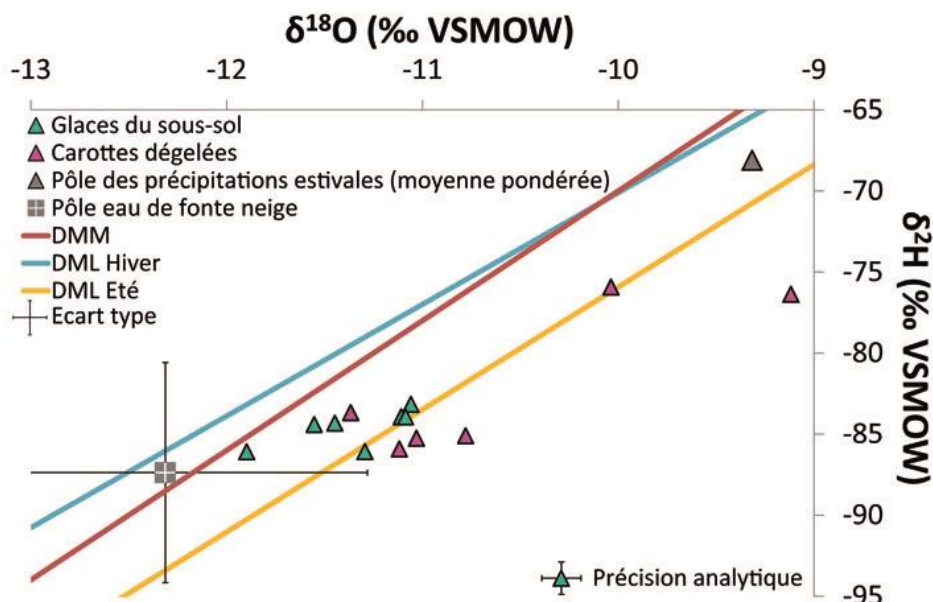


Figure V-61 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux de la glace du sous-sol prélevées le long du profil de forage du site de suivi 3 en avril 2012 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue), à la DML Été (ligne jaune), aux pôles précipitations estivales et eau de fonte neige avec une distinction entre les eaux de la glace du pergélisol supposé (triangles verts) et celles de la glace de la couche active (triangles roses).

3.1.3. Les eaux sous-glaciaires

Un ensemble de 18 échantillons d'eaux sous-glaciaires a été prélevé au cours des années 2010, 2011 et 2012 et analysé pour déterminer leurs teneurs en isotopes stables. Cette famille d'eau présente des valeurs particulièrement appauvries en comparaison de celles des précipitations estivales mais également des eaux de fonte nivale avec des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -15,50 et -11,95 ‰ (Figure V-62). Parmi les prélèvements, 12 sont des eaux sous-glaciaires estivales (1 de 2010, 2 de 2011 et 9 de 2012) et 6 proviennent de marges glacées (3 de 2010 et 3 de 2012). Les marges glacées présentent les signatures isotopiques les plus appauvries avec des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -15,50 et -13,11 ‰ (Figure V-62).

Les données isotopiques associées aux eaux sous-glaciaires estivales semblent s'aligner selon une droite dont l'un des pôles serait les marges glacées et le second les eaux de fonte avec des teneurs isotopiques par conséquent plus élevées que celles des marges glacées (valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -13,04 et -11,95 ‰ (Figure V-62)). Ces données confirment que les arrivées d'eaux sous-glaciaires estivales sont bien mélangées à des eaux de fonte (Figure V-62).

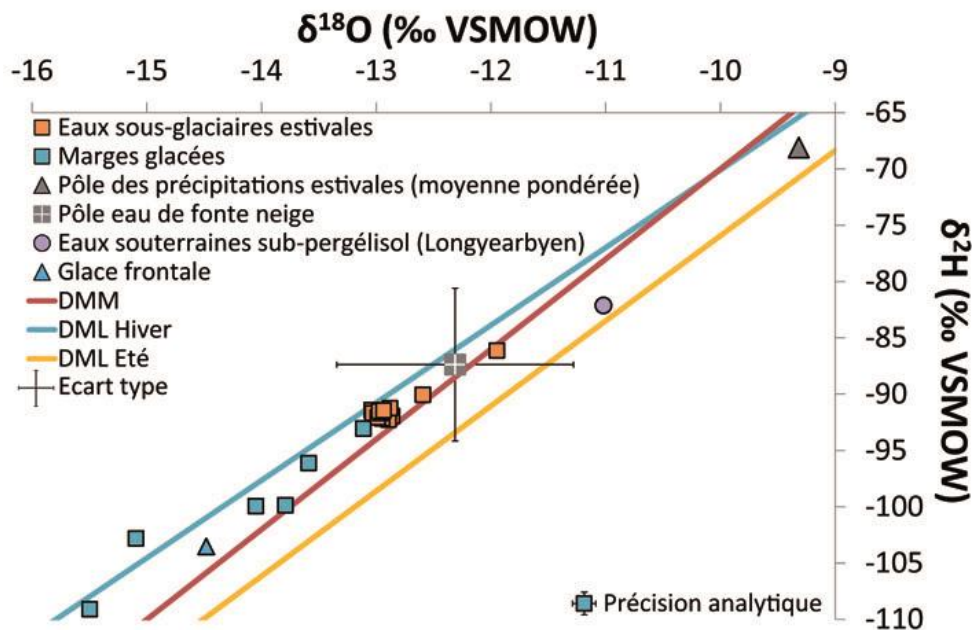


Figure V-62 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux sous-glaciaires de 2010, 2011 et 2012 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue), à la DML Été (ligne jaune), aux pôles précipitations estivales et eau de fonte neige, à la glace frontale du glacier Austre Lovén et aux eaux souterraines sub-pergélisol de Longyearbyen avec une distinction entre les eaux sous-glaciaires estivales (carrés orange) et les marges glacées (eaux sous-glaciaires hivernales ; carrés bleus).

Les données isotopiques des eaux sous-glaciaires semblent d'avantage se positionner le long de la DML hivernale que le long de la DMM et sont très loin de la DML estivale (Figure V-62). C'est particulièrement vrai pour les marges glacées et laisserait penser que le réservoir d'eau sous-glaciaire se recharge par le biais de précipitations hivernales. Toutefois, les précipitations d'hiver étant majoritairement neigeuses, le processus qui permettrait une telle recharge sous le glacier reste encore indéterminé. Une autre possibilité consisterait en une recharge par la fonte de la glace basale du glacier du fait de son état polythermal. Cette hypothèse pourrait expliquer l'aspect pérenne des apports sous-glaciaires, puisque la glace tempérée reste au point de fusion toute l'année (Hagen *et al.*, 2003). En effet, il est possible de constater que la glace frontale du glacier Austre Lovén, supposée ancienne, se positionne le long de la droite de mélange entre pôle sous-glaciaire et eaux de fonte nivales (Figure V-62). La glace basale du glacier, elle aussi supposée ancienne, est susceptible de présenter une signature très appauvrie. Enfin, l'autre hypothèse selon laquelle des eaux souterraines sub-pergélisol pourraient venir alimenter le réservoir sous-glaciaire par le biais de remontées d'eaux profondes notamment le long de la faille décrochante d'orientation globale NE-SW et du talik sous-glaciaire dû à l'aspect polythermal du glacier peut être écartée. En effet, s'il est considéré que les eaux souterraines sub-pergélisol échantillonnées dans le forage profond de Longyearbyen sont suffisamment représentatives de ce type de famille d'eau à travers le Spitsberg, leurs teneurs très élevées (-11,02 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ et -82,13 ‰ de $\delta^2\text{H}$) ne vont pas du tout dans le sens d'une recharge du réservoir sous-glaciaire par cette famille d'eau souterraine (Figure V-62).

Les moyennes arithmétiques des données isotopiques associées aux eaux sous-glaciaires estivales ont été calculées avec un $\delta^{18}\text{O}$ à -12,84 ‰ pour un écart type de 0,30 ‰ et un $\delta^2\text{H}$ à -91,13 ‰ pour un écart type de 1,68 ‰. Les moyennes arithmétiques des teneurs des marges glacées sont significativement plus faibles, avec des valeurs de -14,19 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) et de -100,15 ‰ ($\delta^2\text{H}$) pour des écarts-types respectifs de 0,92 et 5,54 ‰.

3.1.4. Les eaux souterraines

Des analyses ont été réalisées sur 55 échantillons d'eaux souterraines (4 prélevées en 2010, 16 en 2011 et 35 en 2012). Ces échantillons d'eaux souterraines montrent des eaux enrichies avec des teneurs en ^{18}O entre -12,66 et -10,65 ‰ et entre -90,88 et -81,39 ‰ en $\delta^2\text{H}$ (Figure V-63). Parmi ces prélèvements, 9 appartiennent à la famille d'eaux souterraines des sources acides dont la signature isotopique (entre -11,64 et -10,65 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$) est en accord avec celles des eaux de la nappe supra-pergélisol bien qu'ayant une tendance à se rapprocher du pôle enrichi de cette famille d'eau souterraine (Figure V-63). Les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol et celles des sources acides sont donc difficilement dissociables d'un point de vue de l'isotopie de la molécule d'eau.

La moyenne arithmétique réalisée à partir de l'ensemble des 55 analyses en isotopes stables de la molécule d'eau sur les eaux souterraines du bassin versant du glacier Austre Lovén situe le pôle eaux souterraines selon une signature en $\delta^{18}\text{O}$ de -11,59 ‰ et de -85,73 ‰ en $\delta^2\text{H}$ (écart-type respectif 0,41 et 2,01 ‰).

La grande majorité des eaux souterraines échantillonnées se positionne entre le pôle eau de fonte de la neige et les précipitations estivales, ou plus précisément, la DML Été (Figure V-63). C'est en accord avec les résultats d'hydrodynamiques du Chapitre IV où il a clairement été démontré que les eaux souterraines se rechargent par l'infiltration des précipitations estivales mais également des eaux de fonte.

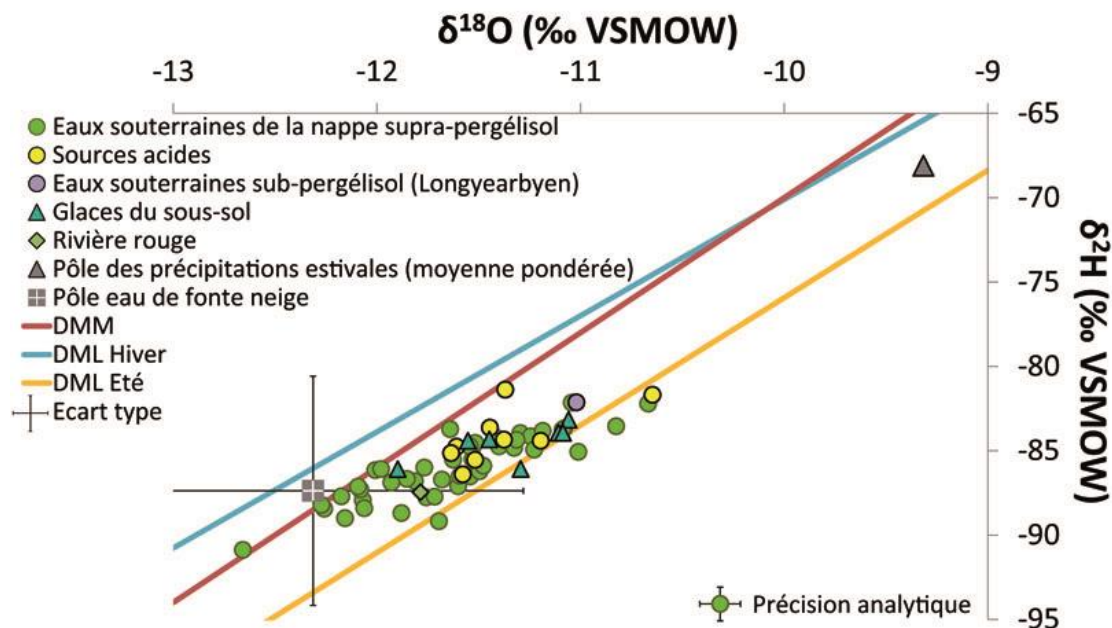


Figure V-63 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux souterraines de 2010, 2011 et 2012 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue), à la DML Été (ligne jaune), aux pôles précipitations estivales et eau de fonte neige ainsi qu'aux glaces de la partie du sous-sol qui est supposé être du pergélisol (triangles verts) et aux échantillons de la nappe sub-pergélisol de Longyearbyen (cercle violet) et de la rivière rouge (losange vert) avec une distinction entre les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (cercles verts) et les sources acides (cercles jaunes).

Les signatures isotopiques en eaux souterraines sont également similaires à celles des glaces du sous-sol (Figure V-63). Si ces glaces s'avèrent bien appartenir à du pergélisol, il peut être déduit que la dégradation du pergélisol du fait du réchauffement climatique ne se verrait pas dans la composition isotopique des eaux souterraines. Il est également constaté que la signature isotopique de l'échantillon d'eau souterraine sub-pergélisol prélevée dans le forage

profond de Longyearbyen s'aligne selon la même tendance que les eaux souterraines prélevées sur le bassin versant du glacier Austre Lovén, là encore du côté du pôle enrichi (Figure V-63). De cette observation découlent plusieurs interrogations : si les eaux souterraines sub-pergélisol de Longyearbyen sont représentatives de la condition de ce réservoir d'eaux souterraines à travers l'archipel, l'accord de sa signature isotopique avec celle des eaux souterraines du bassin versant du glacier Austre Lovén suggère-t-elle une décharge d'eau souterraine sub-pergélisol au sein du bassin ? La tendance « enrichie » de l'échantillon profond étant similaire à celle des sources acides, est-ce là un début d'explication quant à l'origine de cette famille d'eau atypique ? Rien ne permet de le confirmer, ni de l'infirmer.

Il est enfin à noter que les données en isotopes stables ont tendance, elles aussi, à placer l'échantillon d'eau de la rivière rouge parmi la famille des eaux souterraines (Figure V-63).

3.2. Les eaux des exutoires

3.2.1. Les eaux de la Goule

Les eaux à l'exutoire du sous-bassin versant de la Goule présentent des teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau qui semblent s'aligner le long de la DMM, à cela près que les échantillons les plus enrichis ont tendance à se positionner en dessous de la DMM et que les plus appauvris se situent au-dessus. Cela est lié au fait que les échantillons de la Goule se positionnent en réalité au sein d'une zone de mélange reliant les précipitations estivales, les eaux de fonte nivale, les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines (Figure V-64), tel qu'il l'a été démontré dans la partie 3 du Chapitre IV.

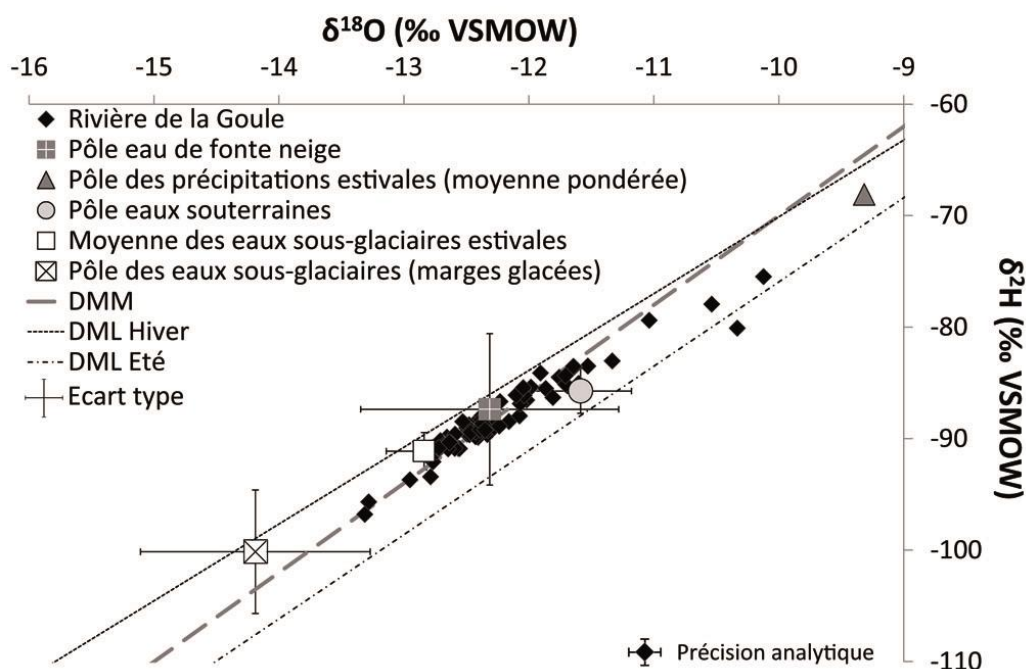


Figure V-64 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux de la Goule des années 2010, 2011 et 2012 par rapport aux droites des eaux météoriques (DMM, DML Hiver et DML Été) ainsi que par rapport aux différents pôles de mélange identifiés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén (eau de fonte neige, précipitations estivales, eaux souterraines et eaux sous-glaciaires).

Le pôle de mélange le plus proche des eaux de la Goule est celui des eaux de fonte nivale (Figure V-64). Les parts de chaque pôle aux écoulements varient au cours du temps. Les eaux des périodes de mise en eau du système et du cœur de saison de fonte présentent logiquement

des teneurs isotopiques similaires à celles des eaux de fonte (Figure V-65). À l'inverse, en période d'été, les autres composantes à l'écoulement voient leurs signatures isotopiques impacter celles des eaux du fait d'une diminution des contributions en eaux de fonte. Le signal isotopique en période d'été a effectivement tendance à s'enrichir lors d'événements de précipitations et à globalement s'appauvrir par une contribution relative plus importante des eaux sous-glaciaires, lorsque les écoulements sont synchrones d'une période froide et sans précipitations (Figure V-65).

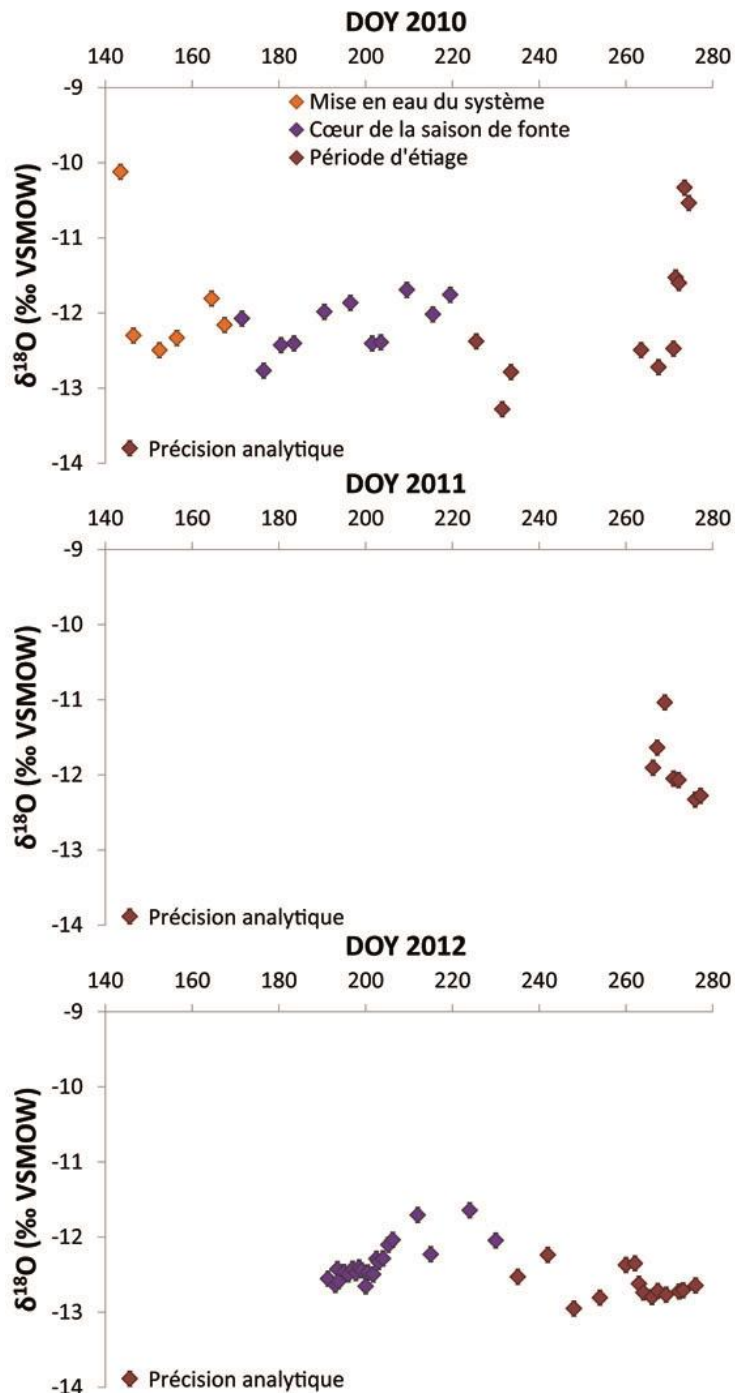


Figure V-65 : Évolution de la signature isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de l'exutoire de la Goule au cours des étés 2010, 2011 et 2012 avec une distinction entre les eaux appartenant aux périodes de la mise en eau du système (losanges orange), du cœur de la saison de fonte (losanges violets) et de la période d'été (losanges rouges).

Les changements dans les parts de chaque pôle aux écoulements à l'exutoire de la Goule au cours de la saison hydrologique sont clairement identifiables par les outils isotopiques que sont les isotopes stables de la molécule d'eau, et ce en particulier à la fin de la saison hydrologique. Toutefois, la proximité entre la signature des eaux de fonte de la neige et celle des eaux souterraines rend la distinction difficile entre ces deux pôles.

3.2.2. Les eaux de l'exutoire du Diable

La signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de la rivière du Diable est différente de celle des eaux de l'exutoire de la Goule avec une gamme de teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ beaucoup plus étroite et enrichie entre -11,69 to -11,11 ‰ (Figure V-66). En effet, alors que les eaux de la Goule présentent un signal majoritairement en accord avec celui des eaux de fonte, celles du Diable ont une signature très proche de celle des eaux souterraines avec une tendance à s'aligner le long d'une droite de mélange entre ce pôle est celui des précipitations estivales (Figure V-66). La tendance faible des eaux du Diable à se rapprocher du pôle eau de fonte nivale s'explique par le fait que les eaux de cet exutoire ont été échantillonnées alors que la couverture neigeuse du sous-bassin versant du Diable avait déjà en grande partie fondu. Le pôle eau de fonte est tout de même impliqué dans la signature des eaux à cet exutoire, puisqu'il a été démontré précédemment qu'il était en partie responsable de la signature isotopique du pôle des eaux souterraines.

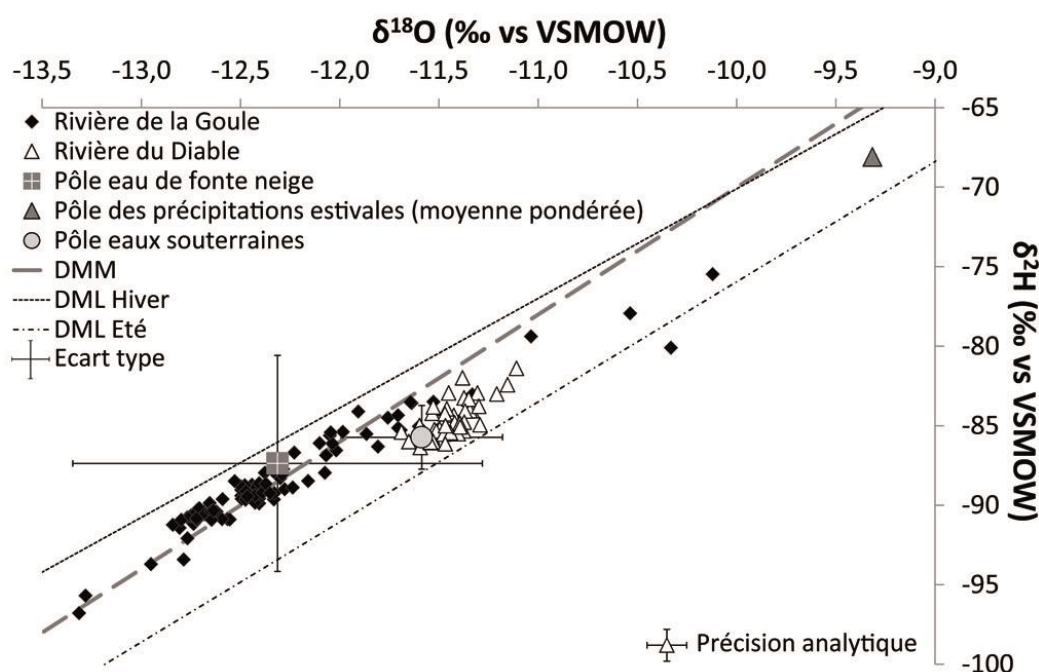


Figure V-66 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux du Diable par rapport aux droites des eaux météoriques (DMM, DML Hiver et DML Été) ainsi que par rapport aux différents pôles de mélange identifiés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén (eau de fonte neige, précipitations estivales, et eaux souterraines) et des eaux de la Goule.

Les signatures isotopiques des eaux du Diable permettent aussi de remarquer qu'elles ne sont en aucun cas plus appauvries que le pôle eaux souterraines (Figure V-66), ce qui tend à confirmer la complète déconnection de ce sous-bassin versant des flux en provenance du glacier, eaux sous-glaciaires incluses. Les eaux du Diable sont donc bien le résultat d'un mélange entre les eaux de fonte nivale, les eaux souterraines et les précipitations estivales dans la première partie de la période d'écoulement, puis entre les eaux souterraines et les précipitations estivales

lorsque le manteau neigeux a complètement fondu. La proximité entre les signatures isotopique des pôles eaux de fonte neige et nappe supra-pergélisol impose un signal isotopique relativement constant aux eaux du Diable au cours de la période d'écoulement (Figure V-67). Enfin, à l'instar de la conductivité électrique des eaux du cours d'eau, leur teneur en $\delta^{18}\text{O}$ ne semble pas non plus être impactée par l'important épisode de crue lié à l'événement de précipitation centré autour du DOY 244, alors que l'échantillon du DOY 248 a été prélevé quand le débit du cours d'eau approchait de son maximum (Figure V-67). Cela pourrait peut-être indiquer que les précipitations associées à cet événement présentaient une signature isotopique d'avantage proche du pôle eaux souterraines que du pôle précipitations estivales, ce qui est parfaitement cohérent au regard des données GNIP. Le pôle précipitations estivales proposé ici à partir des données recueillies au cours de la thèse peut très bien constituer l'extremum enrichi de cet ensemble d'eau.

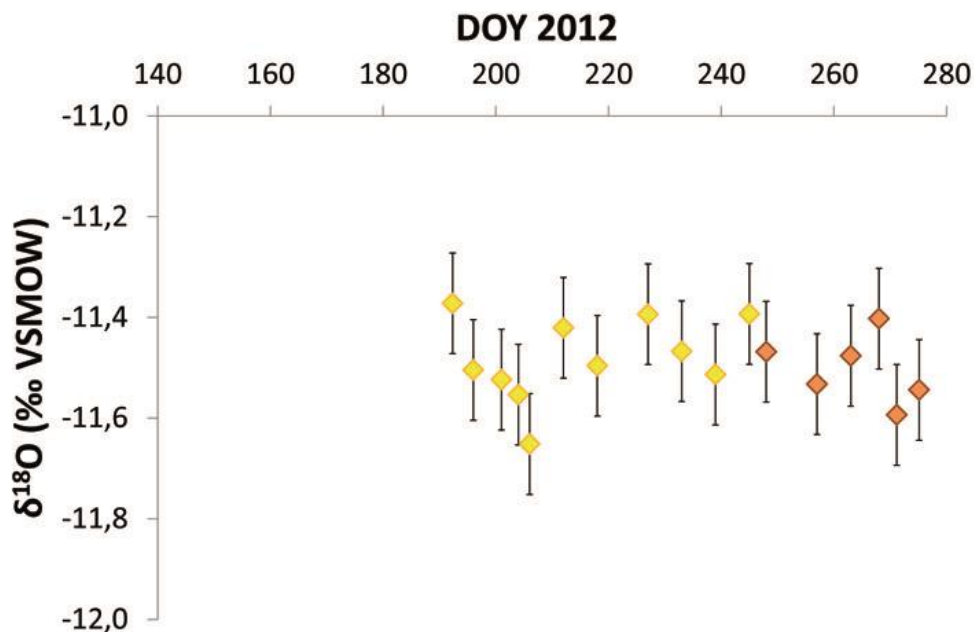


Figure V-67 : Évolution de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de l'exutoire du Diable au cours de l'été 2012 avec une distinction entre les eaux s'étant écoulées avant et après la crue liée à l'épisode pluvieux centré sur le DOY 244 (losanges respectivement en jaune et en marron).

3.3. La relation $\delta^{18}\text{O}$ - SO_4^{2-}

Le couplage des teneurs en SO_4^{2-} et en ^{18}O s'avère être un très bon traceur en vue de comprendre les signatures chimiques et isotopiques aux exutoires. En effet, les relations diffèrent selon l'exutoire, Goule ou Diable (Figure V-68a). Les gammes de teneurs en ions SO_4^{2-} sont approximativement tout aussi larges aux deux exutoires mais celle des eaux du Diable présente des concentrations plus importantes que celle de la Goule (Figure V-68a). À l'inverse, la gamme des $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de la Goule est beaucoup plus large que celle du Diable (Figure V-68a). L'analyse des données permet de constater que les signatures chimiques associées aux eaux les plus appauvries en ^{18}O des eaux de la Goule sont en accord avec celles des eaux sous-glaciaires estivales tandis que l'intégralité des signatures chimiques et isotopiques des eaux du Diable est en accord avec celles des eaux souterraines supra-pergélisol, majoritairement (Figure V-68a).

Une estimation des teneurs en SO_4^{2-} des différents pôles est proposée, en partant du principe que les eaux de fonte et les précipitations estivales sont très pauvres en ions sulfates et que celles des pôles eaux souterraines et eaux sous-glaciaires sont proches voire supérieures au maximum de teneurs analysées au sein de leurs familles respectives (Figure V-68a et Figure V-68b). En effet, il est possible de constater que, bien que ce soient généralement les sources

acides qui présentent les plus importantes teneurs en SO_4^{2-} , des eaux de la nappe supra-pergélisol ont des signatures géochimiques et isotopiques relativement proches de celles des sources acides (Figure V-68a). Les deux ensembles d'eaux souterraines ne seront donc une fois encore pas séparées dans ce traitement.

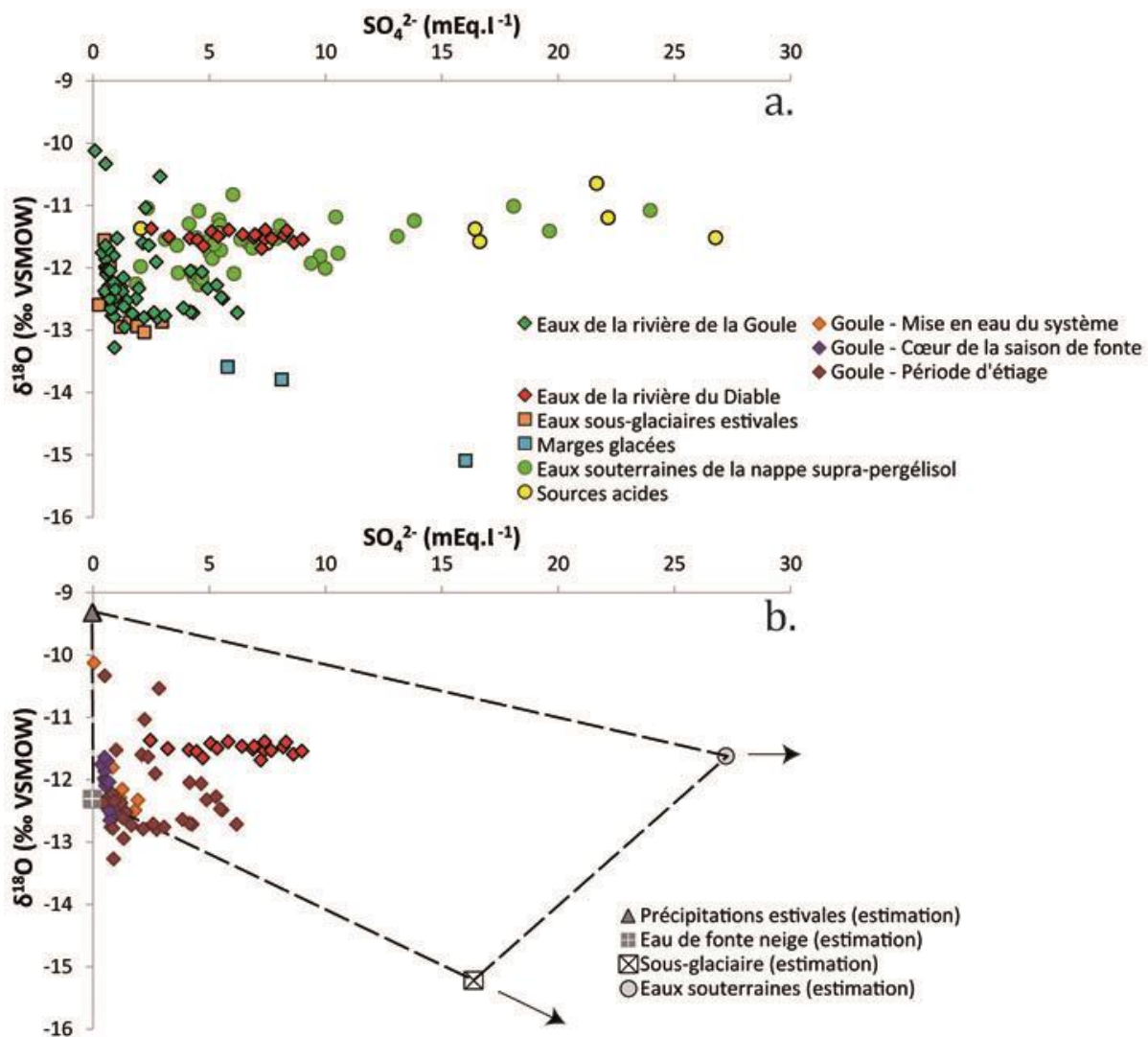


Figure V-68 : Relation entre teneurs en ^{18}O et en SO_4^{2-} a. des eaux de la Goule et du Diable, des eaux sous-glaciaires et des eaux souterraines échantillonnées au cours des étés 2010, 2011 et 2012 ; b. des eaux de la Goule détaillées en fonction de leur appartenance aux différentes périodes d'écoulement (mise en eau du système, cœur de la saison de fonte et période d'étiage) et du Diable. Les signatures des eaux aux deux exutoires sont dans une zone de mélange entre des pôles estimés pour les précipitations estivales, eau de fonte neige, eaux sous-glaciaires et eaux souterraines.

Le modèle confirme que les eaux de l'exutoire de la Goule résultent bien d'un mélange entre 4 pôles d'eau : les précipitations estivales, les eaux de fonte, les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines. Le partitionnement des échantillons de la Goule en fonction de leur appartenance aux différentes périodes de la saison hydrologique que sont la période de mise en eau du système, la période du cœur de la saison de fonte et celle d'étiage permet d'observer les variations dans les parts de contribution de ces différents pôles au cours du temps (Figure V-68b) :

- les eaux appartenant à la période de mise en eau du système ont toutes été échantillonnées au cours de la saison hydrologique 2010 et semblent être disposées au sein

d'une zone de mélange entre les pôles des précipitations estivales, des eaux de fonte et des eaux sous-glaciaires en étant d'avantage proche de celui des eaux de fonte. Cette répartition des eaux de la Goule, à cette période de la saison hydrologique, s'explique par le fait que, d'une part, la mise en place d'écoulement permanent à l'exutoire est synchrone avec un épisode de précipitation au cours duquel l'échantillon le plus enrichi en ^{18}O a été prélevé et que, d'autre part, la période de mise en eau du système correspond à l'amorce de la fonte. Par conséquent, la part des eaux de fonte n'est pas encore suffisamment importante pour masquer la signature des apports des autres familles d'eau. Ainsi, l'apport par les eaux sous-glaciaires, soit de manière directe par les écoulements de surface, soit par la fonte des marges glacées, se retrouve au niveau des signatures chimiques et isotopiques à l'exutoire de la Goule. La non-participation du pôle d'eaux souterraines aux écoulements à l'exutoire de la Goule en début de période s'explique tout simplement par le fait que la couche active n'est pas encore complètement dégelée à cette époque de l'été et donc que le réservoir des eaux souterraines n'est pas encore actif ;

- les eaux appartenant à la période hydrologique du cœur de la saison de fonte (échantillons des saisons 2010 et 2012) semblent se disposer plutôt selon une droite de mélange entre eau de fonte et précipitations estivales. Or, la part des eaux de fonte étant largement majoritaire au cours de cette période, il est peu probable que la signature des eaux de pluie soit détectable. Il est donc plus plausible que les signatures des eaux de la Goule au cours de cette période soient majoritairement associées à celle des eaux de fonte ;

- les eaux appartenant aux périodes d'étiage de fin de saison 2010, 2011 et 2012 constituent l'ensemble d'eaux aux signatures, chimiques et isotopiques, les plus dispersées avec des signatures isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ variables ainsi qu'une gamme de teneurs en ions SO_4^{2-} très large. Cette grande variété de teneurs est révélatrice d'un mélange entre 4 pôles. Parmi les eaux qui présentent des teneurs en sulfates faibles, se distinguent des eaux à la signature isotopique enrichie, signe d'une participation importante des eaux du pôle des précipitations estivales et d'autre à la signature isotopique encore plus appauvrie que celle du pôle des eaux de fonte. Cette signature isotopique très appauvrie associée à une teneur faible en ions sulfates peut s'expliquer par le fait que la fonte en fin de saison hydrologique est essentiellement associée à la glace du glacier, avec notamment la glace frontale, qui comme il l'a été précisé plus tôt, présente une signature en $\delta^{18}\text{O}$ appauvrie. En ce qui concerne les eaux de l'exutoire aux teneurs en ions SO_4^{2-} plus importantes, il est constaté qu'elles se répartissent selon une signature intermédiaire entre celles des deux pôles eaux souterraines et eaux sous-glaciaires.

Cette décomposition des eaux de l'exutoire de la Goule constitue donc un argument supplémentaire pour dire que les eaux souterraines et les eaux sous-glaciaires ont un impact sur les flux d'eau et de solutés à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire de la Goule. L'impact du réservoir d'eaux souterraines n'est toutefois vraiment observable qu'à la fin de la période d'écoulement tandis que le réservoir des eaux sous-glaciaires semble impacter visiblement la signature des eaux de la Goule au début et à la fin de la saison hydrologique. Au cours du cœur de la saison de fonte, les signaux isotopiques et géochimiques des pôles eaux souterraines et eaux sous-glaciaires sont masqués par celui du pôle majoritaire à l'écoulement qui n'est autre que les eaux de fonte.

Enfin, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et les teneurs en ions SO_4^{2-} des eaux permettent une fois encore, d'attester que les eaux de l'exutoire du Diable ne sont en aucun cas impactées par le signal des eaux sous-glaciaires et donc que le sous-bassin versant morainique du Diable est bien désolidarisé des flux d'eau en provenance du glacier, du moins à la fin de la période d'écoulement 2011 et au cours de l'année de suivi 2012. Les eaux du Diable semblent s'aligner selon une droite entre un pôle eaux de fonte/précipitations estivales et le pôle des eaux souterraines (Figure V-68b). Ce dernier semble donc constituer l'apport majoritaire en ions sulfates des eaux à l'exutoire du Diable.

4. Le temps de résidence des eaux

4.1. La datation ^3H - ^3He

4.1.1. Les concentrations en ^3H

Le réseau GNIP fournit des données mensuelles des teneurs en tritium des précipitations de Ny-Ålesund de janvier 1990 à décembre 2009 avec un défaut d'enregistrement au cours de l'année 1999 où tous les mois renseignent les mêmes valeurs (<http://www-naweb.iaea.org>). Cette chronique présente majoritairement des valeurs faibles à l'exception de deux pics majeurs au cours des années 2006 et 2009 (Figure V-69). En effet, si les concentrations en tritium supérieures à 120 UT sont supprimées de la chronique, un signal moyen de base à 12,44 UT est obtenu. Cette valeur moyenne est en accord avec la limite inférieure de la gamme de concentrations mesurées dans les dépôts neigeux du centre du Groenland comme étant entre 10 et 40 UT pour la période 1980-1990 (Fourré *et al.*, 2006).

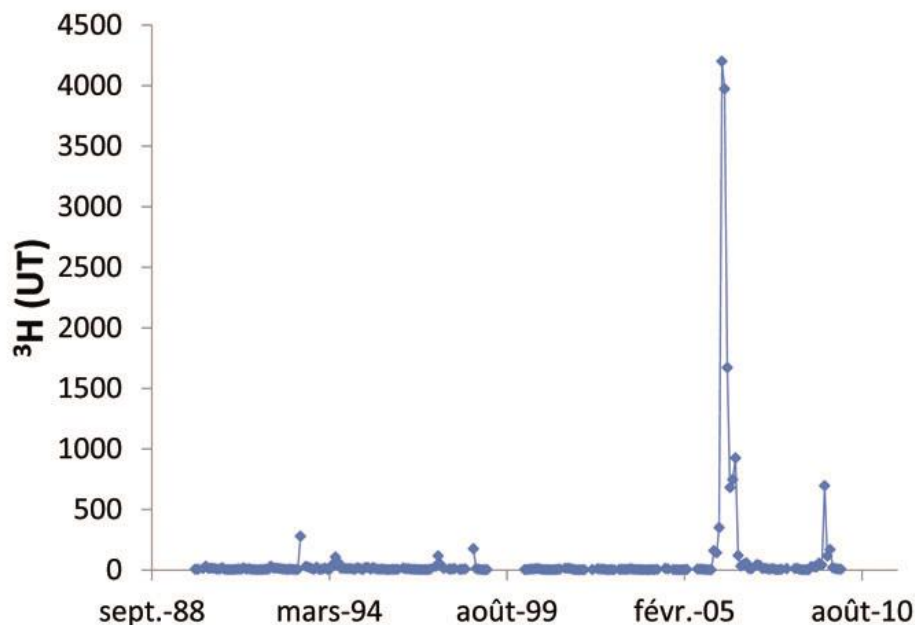


Figure V-69 : Chronique des teneurs en tritium des précipitations de Ny-Ålesund (données fournies par la base de données GNIP).

Les deux pics au cours des années 2006 et 2009 ne sont clairement pas issus d'un défaut d'analyse, puisqu'ils sont constitués de plusieurs points de mesures (Figure V-69). Les concentrations maximales en ^3H atteintes lors de ces épisodes ne sont pas négligeables, en particulier en 2006, puisqu'elles atteignent 4200 et 700 UT respectivement en avril 2006 et juin 2009 (Figure V-69). L'origine de ces concentrations anormales en tritium dans les eaux météoriques reste inconnue. Toutefois, ces événements semblent avoir un impact à plus long terme sur la teneur en tritium dans les précipitations, puisque le signal moyen de base obtenu lorsque les concentrations en tritium supérieures à 120 UT sont supprimées de la chronique passe de 11,01 UT avant l'événement de 2006 à 19,73 UT après cet épisode.

Lorsque la chronique des concentrations en ^3H des précipitations de Ny-Ålesund est observée sans les pics à teneurs supérieures à 120 UT, des cycles annuels sont observés (Figure V-70) corroborant les conclusions de Fourré *et al.* (2006) selon lesquelles les retombées de ^3H en Arctique sont le résultat d'une injection printanière. Toutefois, l'affirmation selon laquelle la teneur en ^3H des précipitations présente des valeurs naturelles en hiver (environ 5 UT) et

environ deux fois les teneurs naturelles en été du fait de ces cycles atmosphériques (Mook, 2000) doit d'une manière générale être revue à la hausse dans le cas de Ny-Ålesund, en particulier depuis l'événement de 2006 (Figure V-70).

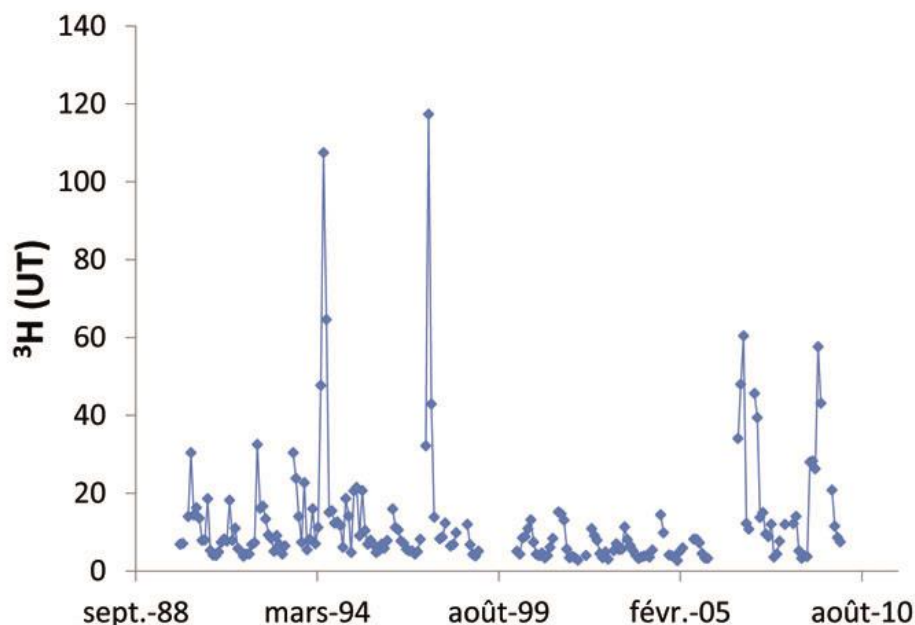


Figure V-70 : Chronique des teneurs en tritium des précipitations de Ny-Ålesund allégée des pics de teneurs importantes (supérieures à 120 UT) afin d'observer le signal de base (données fournies par la base de données GNIP).

La chronique de concentrations en ^3H des précipitations à Ny-Ålesund se terminant en décembre 2009 (au moins sur le web), il est impossible de connaître l'impact qu'a eu sur les précipitations l'accident nucléaire de Fukushima en date du 11 mars 2011, survenu soit un peu plus d'un an avant les prélèvements réalisés en vue d'une datation ^3H - ^3He sur les eaux de la marges glacées du 25 avril 2012. La mesure réalisée sur l'échantillon de neige fraîche prélevé de manière à obtenir une référence de l'apport de ^3H atmosphérique à l'époque du prélèvement est de $3,18 \pm 0,14$ UT. Cette valeur, très basse, semble indiquer que les concentrations en tritium dans les eaux météoriques n'étaient pas impactée par de potentielles retombées anthropogéniques à cette époque. La mesure de teneur en tritium obtenue sur les eaux de la marge glacée est un peu supérieure à celle de la neige avec $4,36 \pm 0,14$ UT.

4.1.2. La détermination du temps de résidence des eaux sous-glaciaires

La méthode de datation ^3H - ^3He d'une eau souterraine repose sur l'hypothèse que le ^3H "résiduel" et tout l' ^3He en excès (au-dessus de la valeur d'équilibre avec l'atmosphère) mesurés dans l'eau est le résultat de la décroissance radioactive seule du tritium ^3H en hélium ^3He (Clark et Fritz, 1997 ; Rozanski *et al.*, 2001). Or, d'autres sources en hélium existent au sein des eaux souterraines telles que l'excès d'air et la production radiogénique. Les teneurs en ^3He mesurées dans des échantillons d'eau doivent être corrigées des apports en provenance de ces sources en vue d'obtenir la concentration de l'eau en hélium ^3He triogénique (ou produit par la décroissance du tritium). Connaître les concentrations en tritium ^3H et en hélium ^3He triogénique permet de calculer l'âge apparent de l'eau. Aussi, les concentrations en ^{20}Ne et ^4He sont également mesurées dans les eaux prélevées, en vue de réaliser ces corrections, puisque le premier a une origine purement atmosphérique et le second, atmosphérique et radiogénique.

En première approche, il est possible de constater que les concentrations en ^{20}Ne des eaux prélevées dans la marge glacée d'avril 2012 sont proches, voire supérieures à la valeur de

solubilité de cet élément pour une température de recharge de 0°C, soit $2,04 \cdot 10^{-7}$ ccSTP.g⁻¹ (Tableau V-5). Cela tendrait en faveur d'une absence d'excès d'air significatif et donc soit d'une eau relativement récente, ce qui serait cohérent avec la valeur de tritium mesurée, soit d'une eau qui se serait rééquilibrée avec l'atmosphère après la recharge dans le cas d'une eau plus ancienne. Les concentrations mesurées en ⁴He dans les deux échantillons d'eau sont supérieures à la valeur de solubilité de cet élément pour une température de recharge de 0°C, soit $4,91 \cdot 10^{-8}$ ccSTP.g⁻¹ ce qui voudrait dire que les eaux de la marge glacée contiennent un peu ⁴He radiogénique (Tableau V-5). Une anomalie est toutefois à remarquer car les deux tubes²⁴ ont donné des mesures relativement différentes de néon avec le tube qui présente la concentration en néon la plus importante qui n'est pas celui qui a les teneurs en hélium (³He et ⁴He) les plus importantes (Tableau V-5).

	4He	+1sig	3He en cc STP.g ⁻¹	+1sig	20Ne	+1sig
MG4-tube 1	5,61E-08	6,94E-10	7,70E-14	1,10E-15	2,05E-07	2,68E-09
MG4-tube 2	5,27E-08	6,52E-10	7,28E-14	1,10E-15	2,20E-07	2,87E-09

Tableau V-5 : Concentrations en ⁴He, ³He et ²⁰Ne dans les eaux des deux échantillons prélevés (tube 1 et tube 2) au niveau de la marge glacée (MG4) d'avril 2012.

Une première façon de voir les choses, étant donné la valeur de tritium, est de supposer que les eaux sont relativement récentes et donc qu'elles n'ont pas eu le temps d'accumuler de l'⁴He radiogénique au vu du contexte géologique. En partant donc de l'hypothèse que tout l'⁴He est atmosphérique, la connaissance du rapport ³He/⁴He dans l'atmosphère permet de calculer la concentration en ³He atmosphérique et donc en ³He triogénique. L'âge apparent obtenu à partir des concentrations des deux prélèvements réalisés est de 1 à 2 ans ± 2 ans, soit entre une eau contemporaine au prélèvement ou rechargée 4 ans auparavant. Un tel âge impliquerait des teneurs en tritium de la recharge entre 4,6 et 4,8 UT. La chronique des concentrations en ³H des précipitations à Ny-Ålesund s'arrêtant en décembre 2009, il n'est pas possible de confirmer ou d'infirmer ce résultat pour des âges de 0 à 2 ans. Les données GNIP ne sont toutefois pas en accord avec une recharge en 2009, puisque l'épisode à fortes teneurs en tritium implique une moyenne annuelle à 101 UT. La moyenne annuelle de 2008 serait déjà plus cohérente avec ces résultats puisque à 7 UT, sachant toutefois qu'il manque 3 données dans la chronique GNIP pour cette année de suivi. Cette première approche dans la datation ³H-³He du réservoir sous-glaciaire ne peut donc ainsi être validée ou invalidée.

La seconde approche consisterait à partir du principe que les eaux échantillonnées sont des eaux plus anciennes (plusieurs dizaines d'années), ce qui implique de ne plus négliger la part radiogénique dans le système. En partant de cette hypothèse, la concentration en ²⁰Ne est utilisée pour déterminer la composante atmosphérique et un certain fractionnement He/Ne par rapport à l'air est supposé pour en déduire l'⁴He atmosphérique et donc l'⁴He radiogénique. C'est avec cette approche que la non-reproductibilité de la concentration en ²⁰Ne et la disparité entre les concentrations en néon et en hélium est gênante du point de vue d'une vérification de la fiabilité de la mesure, puisque ces différences entraînent des conclusions complètement opposées entre les tubes 1 et 2 :

- si le tube avec la concentration la plus importante en ²⁰Ne est considéré (tube 2), le calcul aboutit à une composante en ⁴He atmosphérique supérieure à la totalité de ⁴He mesuré dans l'échantillon, ce qui ne va clairement pas dans le sens d'une eau ancienne car sans ⁴He radiogénique ;

- en ce qui concerne le tube 1 en revanche, le calcul aboutit bien à une teneur en ³He triogénique dans l'échantillon d'eau. L'âge apparent obtenu à partir des concentrations du tube 1 est de 11,5 ans ± 2,5 ans, soit entre 9 et 14 ans ce qui impliquerait des teneurs en tritium de la

²⁴ L'échantillonnage des eaux de la marge glacée a fait l'objet de 2 prélèvements d'eau dans des tubes de cuivre.

recharge correspondante à 7,5 UT il y a une dizaine d'années. Les valeurs d'âge apparent les plus anciennes ne vont pas dans ce sens, puisqu'une moyenne annuelle à 27 UT est obtenu de la chronique GNIP pour l'année de suivi 1998. Le défaut de chronique en 1999 ne permet pas de réaliser un tel calcul. En revanche, la chronique GNIP irait dans le sens des valeurs d'âge apparent les plus récents avec des moyenne annuelles à 7 UT en 2000 et 2001 et à 6 UT en 2002 et 2003.

Etant donné le fait que les mesures de Ne sont peu reproductibles et que les âges renseignent dans tous les cas des eaux jeunes (actuelles à une dizaine d'années), la première approche aurait tendance à être privilégiée, puisque indépendante des mesures de Ne ainsi que de la température de recharge estimée. Toutefois, ces âges actuels pourraient tout simplement être le signe de la présence de poches d'air le long du transit de l'eau sous-glaciaire, de dessous le glacier à la marge glacée échantillonnée, où l'eau s'est rééquilibrée avec l'atmosphère ce qui rendrait la détermination de l'âge apparent de cette eau impossible à partir de la méthode de datation ^3H - ^3He .

Cette seule et unique mesure de datation ^3H - ^3He ne permet donc pas de tirer des conclusions objectives quant au temps de résidence de l'eau sous-glaciaire. Les observations qui peuvent du moins être émises sont qu'un âge actuel ou d'une dizaine d'années n'irait pas dans le sens d'une remontée d'eau souterraine sub-pergélisol au regard du temps de résidence au moins supérieur à 30 ans obtenu par Booij *et al.* (1998) sur la source d'origine sub-pergélisol d'Ester près de Ny-Ålesund. La même conclusion peut s'appliquer au cas d'une fonte de la glace basale qui viendrait alimenter ce réservoir si aucune rééquilibration avec l'atmosphère n'était possible. Enfin, si la mesure de datation ^3H - ^3He réalisée sur l'échantillon d'eau sous-glaciaire d'avril 2012 s'avère être effectivement exploitable, elle va, quelle que soit l'approche utilisée, dans le sens d'une eau moderne, ce qui indiquerait que ce réservoir d'eau sous-glaciaire est actif avec une zone de stockage faible dans le cas de l'âge apparent de 1 ans à une dizaine d'années.

4.2. Les activités ^{14}C du CID

Quatorze échantillons ont été prélevés en fin de saison 2011 en vue de mesurer leurs activités en ^{14}C du CID :

- 2 de la Goule,
- 1 du Diable,
- 1 de la rivière rouge,
- 1 au niveau de la résurgence d'eaux sous-glaciaires (été)
- et 6 dans les eaux de la nappe supra-pergélisol.

À ces données, ce sont ajoutées 3 eaux sous-glaciaires de marges glacées prélevées en avril 2012.

Les résultats montrent des valeurs d' $A^{14}\text{C}$ relativement basses et toutes inférieures à 50 pCm, soit entre 7,13 et 42,18 pCm (Figure V-71 ; Annexe R). Les eaux sous-glaciaires estivales – résultant d'un mélange entre eaux sous-glaciaires *sensu stricto* et eaux de fonte du glacier – présentent la valeur la plus importante avec $42,18 \pm 0,24$ pCm alors que les marges glacées présentent globalement les activités les plus basses (entre $19,21 \pm 0,24$ et $26,27 \pm 0,26$ pCm) à l'exception de la rivière « rouge » (affluent en rive gauche de B3) qui possède une $A^{14}\text{C}$ très faible à $7,13 \pm 0,17$ pCm (Figure V-71 ; Annexe R). Les eaux de rivières et les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol présentent des gammes de valeurs d' $A^{14}\text{C}$ très proches et intermédiaires (Figure V-71 ; Annexe R) : entre $33,47 \pm 0,22$ et $39,84 \pm 0,27$ pCm pour la Goule, de $31,30 \pm 0,21$ pCm pour le Diable et entre $24,19 \pm 0,19$ et $38,91 \pm 0,23$ pCm pour les eaux de la nappe libre.

À titre indicatif, l'échantillon d'eaux souterraines sub-pergélisol prélevé dans un forage profond près de Longyearbyen (150 km plus au sud) présente une activité ^{14}C presque nulle ($0,87 \pm 0,08$ pCm ; Figure V-71 ; Annexe R).

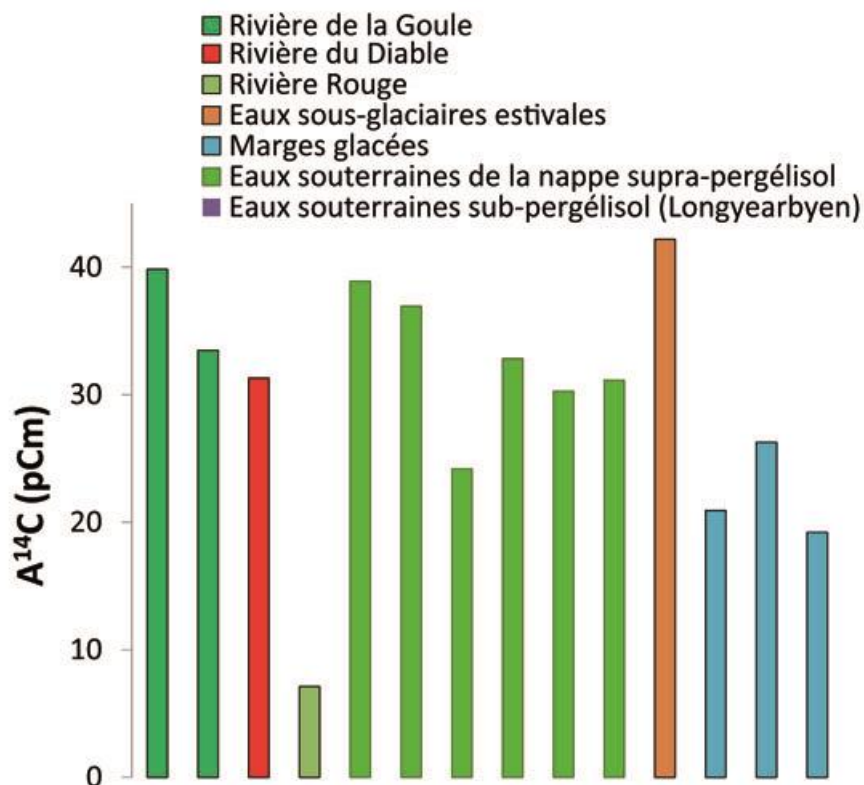


Figure V-71 : Synthèse des mesures en activités ^{14}C réalisées sur 14 échantillons d'eau prélevés dans différentes familles d'eau qui constituent le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén en fin de saison de 2011 (eaux de rivière, eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol et eaux sous-glaciaires estivales) et en avril 2012 (marges glacées). L'activité ^{14}C mesurée sur l'échantillon d'eaux souterraines sub-pergélisol de Longyearbyen est également renseignée à titre indicatif.

Les valeurs d'activités ^{14}C montrent que ces eaux sont minéralisées par un carbone inorganique ancien qui laisse à penser, au premier abord, à un âge apparent élevé des eaux de l'intégralité du système hydrologique. De telles activités peuvent s'expliquer par plusieurs modèles. Trois modèles peuvent être proposés, avec une combinaison possible des modèles :

- Modèle 1 : Les eaux sont en système ouvert sur le CO_2 atmosphérique actuel (neige, pluie) ou le CO_2 du sol, également actuel, présent dans la couche active du fait de l'activité biologique du sol. Le temps de séjour apparent peut être calculé par simple application de la loi de décroissance radioactive avec une activité initiale de l'ordre de 100 pCm. Les activités ^{14}C rendent alors compte d'un temps de séjour élevé des eaux (Figure V-72).
- Modèle 2 : Les eaux sont en système ouvert sur un CO_2 atmosphérique passé (mise en solution d'un CO_2 piégé dans la glace du glacier dans l'eau de fonte glaciaire) ou un CO_2 du sol, ancien (CO_2 du sol produit par la dégradation de matières organiques anciennes dans le sol et/ou mise en solution d'un CO_2 dans la glace du pergélisol ; Figure V-73). Les activités ^{14}C rendent alors compte d'un temps de séjour plus court des eaux par rapport au modèle 1 car l'activité initiale à considérer serait inférieure à 100 pCm. La question concerne alors : quelle(s) valeur(s) attribuer à l'activité initiale de ce ou ces CO_2 anciens minéralisant les eaux en fonction de l'âge du piégeage du CO_2 dans la glace et/ou le pergélisol ? Petit Âge Glaciaire ou à l'Émien, le

précédent interglaciaire ? Quelle est l'âge de la matière organique se dégradant dans le sol ? Ces questions restent ouvertes et nécessiteraient des investigations spécifiques sur le cycle du carbone dans le bassin versant avec un focus sur la couche active.

- Modèle 3 : Les eaux sont en système fermé sur les CO₂ (atmosphérique et biogénique) et partiellement ouvert sur la matrice carbonatée (CaCO₃, CaMg(CO₃)₂). Les signatures en carbone des eaux seraient alors le résultat d'un mélange entre le CO₂ et les carbonates marins sur lequel se superpose, éventuellement, la décroissance radioactive (Figure V-74).

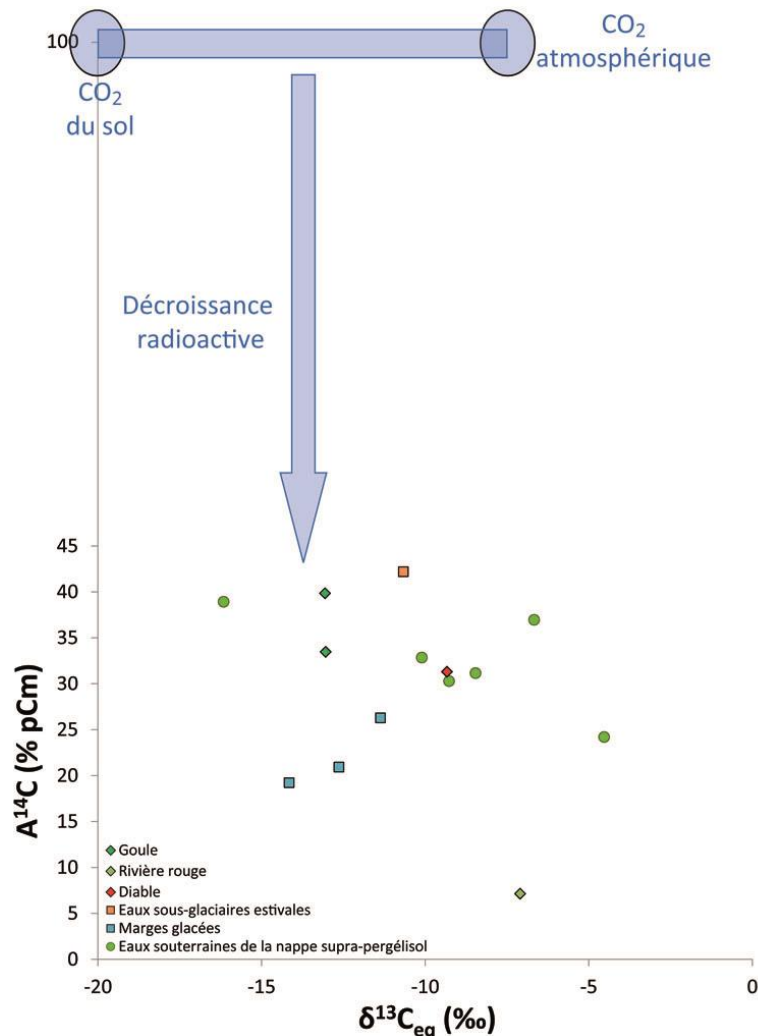


Figure V-72 : Modèle 1 : mise en relation de l'A¹⁴C du CID dans les 14 échantillons analysés avec les valeurs théoriques en $\delta^{13}C_{eq}$ du CO₂ à l'équilibre calculées pour chaque eau. Cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures en carbone des eaux par des processus de mélange entre le CO₂ du sol et le CO₂ atmosphérique avec décroissance radioactive.

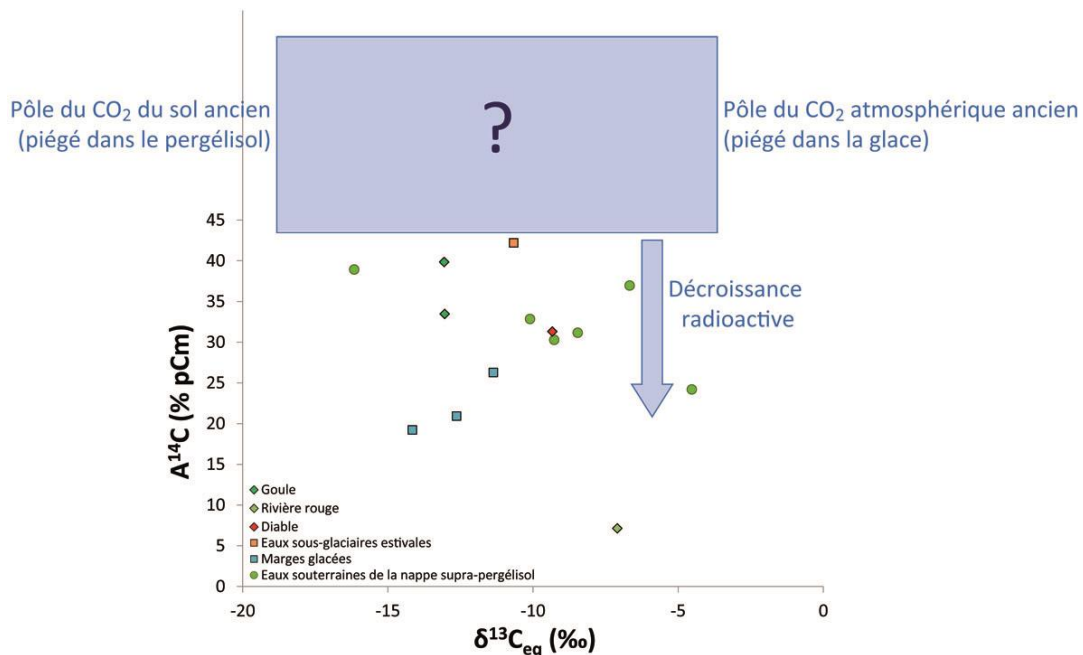


Figure V-73 : Modèle 2 : mise en relation de l' $A^{14}C$ du CID dans les 14 échantillons analysés avec les valeurs théoriques en $\delta^{13}C_{eq}$ du CO_2 à l'équilibre calculées pour chaque eau. Cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures en carbone des eaux par des processus de mélange entre un CO_2 du sol ancien et un CO_2 atmosphérique ancien avec décroissance radioactive.

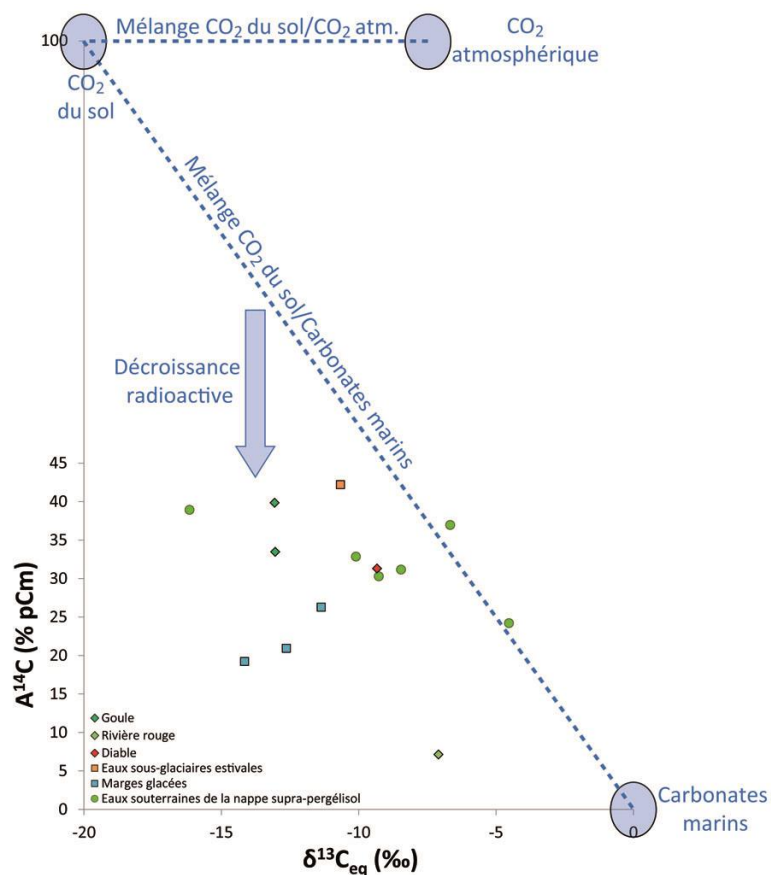


Figure V-74 : Modèle 3 : mise en relation de l' $A^{14}C$ du CID dans les 14 échantillons analysés avec les valeurs théoriques en $\delta^{13}C_{eq}$ du CO_2 à l'équilibre calculées pour chaque eau. Cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures en carbone des eaux par des processus de mélange entre le CO_2 du sol mélangé au CO_2 atmosphérique et les carbonates marins avec décroissance radioactive.

Pour discuter des différents modèles, les données des activités en ^{14}C doivent être couplées avec celles des teneurs en $^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ comme dans les Figures Figure V-72, Figure V-73 et Figure V-74. A ce stade, seuls les modèles 1 et 3 peuvent faire l'objet d'estimation d'âge. Le modèle 1, qui propose une origine de carbone provenant seulement de la mise en solution du CO_2 , doit être écarté au vu de la chimie des eaux qui montre une relation positive entre CT et $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ (Figure V.49). Cette relation positive a été interprétée comme la résultante possible d'une dissolution de carbonates, dans les eaux, et ce, aussi bien sous le glacier que dans la zone proglaciaire. Les temps de séjour peuvent être estimés à partir du modèle 3 qui fait appel à différents modèles de calculs (par exemple Tamers [1967], Ingerson et Pearson [1964], Mook [1976] et Fontes et Garnier [1979]).

Un quatrième modèle pourrait toutefois être ajouté. Les analyses réalisées sur les eaux souterraines de la nappe sub-pergélisol de Longyearbyen montrent qu'une remontée d'eau de ce réservoir tendrait également à apporter du carbone ancien au système. Sa valeur extrêmement enrichie en $\delta^{13}\text{C}$ (28,51 ‰), place en effet cet ensemble d'eau souterraine comme potentiel pôle de mélange avec un pôle d'eau d'avantage en contact avec un carbone moderne (Figure V-75). La présence de ces remontées d'eau d'aquifères profonds potentiels, sub-pergélisol, n'ayant pas été démontrée sur le système étudié, cela reste à l'état d'hypothèse.

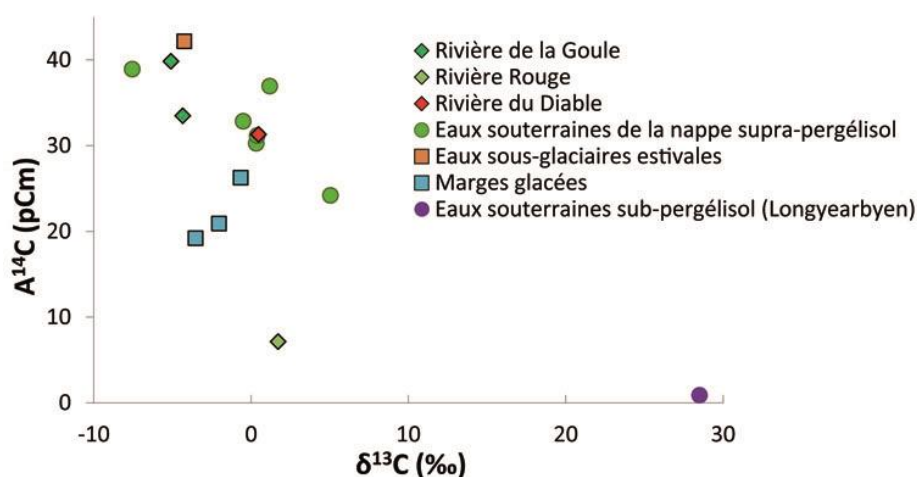


Figure V-75 : Mise en parallèle des teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et des $A^{14}\text{C}$ des 15 échantillons présentés dans la Figure V-71.

Site	Date	T (°C)	pH	TAC mEq/l	$A^{14}\text{C}$	\pm	$\delta^{13}\text{C}$	Age (a B.P.)			
								Tamers	Pearson	F & G	brut
Goule	29/09/11	0	7,08	1,81	39,84	0,27	-5,09	3600	actuel	-	7600
Goule	04/10/11	-0,1	7,24	2,22	33,47	0,22	-4,34	4700	actuel	-	9000
Rivière R	25/09/11	0,6	7,28	4,20	7,13	0,17	1,72	17300	actuel	16500	21800
Diable	04/10/11	-0,1	7,6	3,77	31,3	0,21	0,47	4600	actuel	3200	9600
Aïda	29/09/11	0	6,81	1,31	42,18	0,24	-4,25	4000	actuel	-	7100
MG2	25/04/12	0,2	8,32	2,47	20,92	0,25	-2,04	7300	actuel	6500	12900
MG3	25/04/12	-0,2	8,48	3,92	26,27	0,26	-0,66	5400	actuel	3300	11100
MG4	25/04/12	-0,1	8,31	1,68	19,21	0,24	-3,53	8100	2800	8800	13600
P 1	04/10/11	0,1	7,22	4,54	38,91	0,23	-7,55	3500	1200	-	7800
P 2	27/09/11	1,9	7,07	3,88	36,94	0,22	1,19	4200	actuel	actuel	8200
M(H2-P)	23/09/11	1,7	7,57	4,84	24,19	0,19	5,05	6700	-	-	11700
M(s.v. P1)	27/09/11	1,2	7,56	3,78	32,84	0,21	-0,5	4200	actuel	actuel	9200
S(AmDCI)	24/09/11	0,7	7,54	3,71	30,27	0,21	0,33	4900	actuel	actuel	9900
S. S Con.	27/09/11	1,3	7,3	3,94	31,15	0,21	0,39	5100	actuel	actuel	9600

Tableau V-6 : Calculs d'âges ^{14}C sur les 14 échantillons analysés : âges bruts et obtenus selon les modèles de Tamers, Pearson et Fontes et Garnier.

Les temps de séjour obtenus avec le modèles 3 (et les modèles de calcul d'âge) sont présentés dans le Tableau V-6. Les temps sont bien évidemment indicatifs et vont de l'actuel à plusieurs milliers d'années. Les activités ^{14}C confirment toutefois que les eaux du bassin ne sont pas toutes équilibrées avec le CO_2 atmosphérique et pourraient présenter un temps de résidence de plusieurs années.

Les premières mesures d'activité ^{14}C et de ^3H - ^3He conduisent à des estimations de temps de séjour des eaux avec une très large gamme de valeurs, allant de l'actuel à plusieurs milliers d'années. Les modèles de calcul d'âges restent, à ce stade, peu contraints :

- pour le ^3H - ^3He , une pollution des prélèvements par l'air ne peut être exclue. Sur les deux seules mesures (marge glacée), des teneurs contradictoires en néon et en hélium ont été mesurées. Un âge avec un temps de séjour apparent autour d'une dizaine d'années au maximum peut être proposé. Les teneurs en tritium, similaires entre la neige et la marge glacée (2012) indiqueraient des eaux actuelles (temps de séjour de 1 à 2 ans) ;

- pour le ^{14}C , la discussion reste ouverte quant à l'origine du carbone ancien qui constitue le CID. Dans le bassin versant, le carbone peut avoir de multiples origines : CO_2 atmosphérique (actuel ou passé), CO_2 biogénique (actuel ou passé) et carbonates. Transformer des $A^{14}\text{C}$ en temps de séjour est, dans le système étudié, un exercice périlleux en raison des nombreuses inconnues. Si, les modèles classiques de correction d'âge ^{14}C , prenant en compte les effets d'une dilution d'un carbonate ancien sur le CID, sont appliqués, des temps de séjour de l'actuel à plusieurs milliers d'années sont obtenus. Quel que soit le modèle d'âge employé, la marge glacée, prélevée également pour les mesures ^3H - ^3He , montre des eaux anciennes. Pour cette eau, les âges ne concordent pas entre les deux méthodes, ce qui peut être interprété comme un effet de mélange (eau récente et eau ancienne). Les faibles $A^{14}\text{C}$ obtenues sur les eaux de la Goule sont en accord avec les eaux sous-glaciaires et souterraines, signe d'aucune rééquilibration isotopique majeure avec l'atmosphère lors de la circulation du cours d'eau. La mesure effectuée sur l'eau du Diable est en accord avec les eaux souterraines.

Conclusion générale et perspectives

Sur la base d'une étude de cas (bassin versant du glacier Austre Lovén, 79°N-12°E au Spitsberg occidental), l'objectif de cette thèse vise à améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique d'un bassin versant glaciaire arctique, à pergélisol « continu », notamment en s'intéressant tout particulièrement au rôle de la nappe d'eau souterraine supra-pergélisol (nappe libre) dans les flux d'eau et de solutés en sortie de bassin.

Un bassin versant glaciaire sous condition de pergélisol continu est susceptible de présenter des modes de circulation d'eaux souterraines complexes. Chaque été, une nappe d'eau libre se met en place dans la couche active de la zone proglaciaire au-dessus du pergélisol. La complexité hydrogéologique est associée à plusieurs éléments. Le fonctionnement de la nappe est discontinu dans le temps et très certainement dans l'espace. Le sous-sol gelé (dont le pergélisol) qui forme le substratum imperméable de la nappe, possède sa propre dynamique à court terme en fonction des conditions météorologiques et à long terme en fonction des changements climatiques. Enfin, l'hétérogénéité des formations géologiques de la zone proglaciaire, composées de dépôts morainiques récents et d'affleurements rocheux fracturés, va induire des modes de circulation différents des eaux souterraines. Ainsi, les contributions aux flux d'eau et de solutés du réservoir d'eaux souterraines restent un aspect généralement encore mal contraint des hydrosystèmes glaciaires.

Le site d'étude est le bassin versant du glacier Austre Lovén, un glacier polythermal à front terrestre d'une surface de 4,53 km² (2009) sur un bassin versant de 10,578 km². Dans le cadre des projets ANR Cryo-Sensors et IPEV GRAAL, le système a fait l'objet d'un suivi hydrogéologique, géochimique et météorologique en continu sur trois ans (2010, 2011 et 2012). Dans le cadre des projets, le bassin a également fait l'objet d'un suivi glaciologique et nivologique haute résolution (laboratoire ThéMA-CNRS, Université de Franche-Comté). Les données sont notamment publiées dans la thèse de Bernard (2011).

Le bassin versant peut être divisé en deux sous-bassins, Goule et Diable, correspondant aux deux exutoires. Le sous-bassin de la Goule (10,083 km²) draine l'intégralité des flux en provenance du glacier alors que le sous-bassin du Diable (0,494 km²) draine une partie de la zone proglaciaire.

Le bassin étudié présente plusieurs intérêts majeurs pour l'hydrologie : (1) deux exutoires stables, creusés dans une formation carbonatée permo-carbonifère, qui permettent la quantification des flux hydriques dans leur intégralité, et ce, sur plusieurs années grâce à l'installation permanente de stations hydrologiques, (2) des limites amont comme aval bien définies permettant d'avoir une surface de bassin bien contrainte et (3) son accessibilité²⁵ et ses dimensions réduites qui facilitent les investigations régulières de terrain. Un autre atout du bassin choisi réside dans la dynamique de sa zone proglaciaire. Cette zone, où se mettent en place des écoulements de surface et souterrains, empiète chaque année un peu plus sur le domaine glaciaire (retrait linéaire du glacier de -19 m.a⁻¹ correspondant à une augmentation moyenne de la surface proglaciaire de l'ordre de +1,0 à +1,5 % par an depuis 1948). La surface de la nappe est donc en pleine phase d'augmentation, au moins depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, dont les dépôts morainiques les plus externes, à l'aval du bassin, marquent l'extension maximale du glacier.

Le travail de thèse trouve son originalité dans le couplage de deux méthodes complémentaires :

- (1) une approche hydrologique et hydrogéologique qui se fonde sur une étude de la réponse des débits des cours d'eau aux entrées climatiques (température de l'air et hauteurs de précipitations), une étude de la dynamique de la nappe libre associée à une étude thermique de

²⁵ Le premier exutoire du bassin du glacier Austre Lovén se trouve à moins de 1 km de la base Corbel (base franco-allemande AWIPEV).

la couche active, une étude des relations nappe-rivière, une étude de la géométrie de la nappe (et l'aquifère associé) par des méthodes géophysiques (VES et GPR) et la constitution de bilans hydrologiques annuels ;

- (2) une approche géochimique qui se fonde sur la caractérisation chimique et isotopique des différentes masses d'eau constituant l'hydrosystème, à partir de :

- la signature physico-chimique des eaux (température, pH et conductivité électrique) suivie aux exutoires, ponctuellement dans la nappe (piézomètres) et dans les principaux affluents ;
- la composition chimique (majeurs et traces [Sr^{2+} et Fe^{2+}]) des eaux
- la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, $\text{A}^{14}\text{C}_{\text{CID}}$ et ^3H - ^3He) des eaux en vue d'une meilleure compréhension de l'origine des flux d'eau et de solutés et de l'établissement de modèles de mélanges potentiels. Les données en radiochronomètres permettent une discussion sur les temps de séjour.

Synthèse des résultats

L'hydrologie de surface du bassin versant du glacier Austre Lovén

La lame d'eau moyenne écoulée sur le sous-bassin de la Goule au cours d'une saison hydrologique est de $0,940 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ ($\sigma = 0,156 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$; $n=3$). Les lames d'eau annuelles obtenues sont de $0,771 \text{ m}$ en 2010, $1,077 \text{ m}$ en 2011 et $0,974 \text{ m}$ en 2012 et montrent une variabilité importante d'une année à l'autre. Les écoulements surviennent sur une période de 142 jours en moyenne, avec une faible variabilité interannuelle ($\sigma = 4,5$ jours), et comprise entre les 9-10 mai et les 26-27 octobre. Cette période peut être considérée comme l'année hydrologique dans cette région.

Les chroniques de débits à l'exutoire de la Goule peuvent être divisées en trois périodes d'écoulement : (1) la période de mise en eau du système qui présente des débits globalement inférieurs à $0,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et constitue entre 1 à 5 % des lames d'eau totales annuelles ; (2) la période du cœur de saison de fonte avec des débits majoritairement supérieurs à $0,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, produisant 70 à 90 % des flux d'eau annuels ; (3) la période d'étiage qui présente des débits qui redeviennent inférieurs à $0,5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, à l'exception d'événements thermiques ou pluviométriques de fin de saison, et qui contribue à la lame d'eau totale annuelle à hauteur de 10 à 30 %.

L'étude de la dynamique des écoulements de surface confirme le lien étroit existant entre débit à l'exutoire et les paramètres climatiques. La température de l'air est le paramètre qui contrôle la composante principale à l'écoulement : la fonte. L'eau de fonte constitue en effet 79 % des flux d'eau sortant (moyenne sur 3 ans), soit 54 % de fonte de neige et de glace sur le glacier, 18 % de neige sur les versants et 7 % de neige dans la zone proglaciaire. Les hauteurs de précipitations efficaces estivales (précipitation corrigée des effets d'altitude – évaporation) sont responsables de 18 % des écoulements. L'alimentation par les eaux sous-glaciaires représenterait 3 % de la lame d'eau totale annuelle écoulée. Dans le bilan en eau du bassin, il n'est pas possible de statuer sur une contribution potentielle de la fonte du pergélisol et/ou du stockage/vidange de la nappe libre au vu (1) des incertitudes élevées sur la quantification des composantes de l'écoulement et de la lame d'eau écoulée elle-même (2) des mesures piézométriques et thermiques réalisées indiquant que la nappe est d'avantage un réservoir de transit de l'eau que de stockage. Quoi qu'il en soit, la fonte du pergélisol, si existante, doit être réduite étant donné que le bilan hydrologique peut s'expliquer avec les 5 paramètres utilisés : hauteurs de précipitations estivales (- évaporation), fonte sur le glacier (neige et glace), fonte nivale des versants et de la zone proglaciaire et décharge sous-glaciaire.

La fonte de la neige et de la glace du glacier n'explique pas à elle seule l'intégralité des débits du cours d'eau enregistrés à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire, mais y contribue

toutefois fortement. En effet, la comparaison interannuelle des paramètres climatiques avec les débits montre que la température moyenne de l'air sur le glacier pendant l'été présente une meilleure relation avec la lame d'eau écoulée que les hauteurs de précipitation d'été.

	2010	2011	2012
Q (m.a-1)	0,771	1,077	0,974
Peff (DOY 130-300)	0,117	0,194	0,192
Tmoy (DOY 130-300) glacier	+0,3	+0,8	+0,4

Sur la base des trois années de mesure, la corrélation entre les données de débits annuels avec les données météorologiques (T et P) pourrait être la suivante :

$$Q = 2,38 P_{\text{eff}} + 245,60 T_{\text{moy}(\text{glacier})} + 418,95$$

L'établissement d'une telle relation ($r = 1$), bien qu'à considérer avec précautions du fait qu'elle ne découle que de trois années de suivi, pourrait

- d'une part permettre de déduire les lames d'eau écoulées par le passé en se basant sur les données de la station météorologique de Ny-Ålesund (corrigées de l'effet d'altitude) ;
- d'autre part permettre de projeter les lames d'eau futures : en partant de l'hypothèse que les tendances climatiques temporelles sur le secteur restent inchangées dans un avenir proche (à savoir $\Delta T = + 0,56^\circ\text{C}/\text{décennie}$ et $\Delta P = + 22,2 \text{ mm}/\text{décennie}$), il est en effet possible de réaliser une projection sur 10 ans de l'évolution de la lame d'eau à l'exutoire du bassin versant du glacier Austre Lovén avec une augmentation de + 137,5 mm du fait de l'augmentation de température de l'air et de + 52,8 mm du fait de l'augmentation des hauteurs de précipitation. Il est ainsi possible d'estimer à + 20 % l'augmentation de la lame d'eau totale écoulée dans 10 ans (soit de + 190,3 mm) par rapport à la lame d'eau moyenne obtenue sur les trois années de suivi de la thèse.

La comparaison des débits spécifiques du sous-bassin versant glaciaire avec ceux du sous-bassin versant morainique montre une forte disparité : la décharge d'eau de la zone proglaciaire, de l'ordre de $0,024 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ est trois fois plus faible que la décharge du bassin présentant une zone glaciaire (moyenne sur trois saisons à $0,077 \pm 0,014 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). La présence du glacier dans le sous-bassin de la Goule explique cette différence : le glacier est un château d'eau potentiel à l'écoulement qui se mobilise pendant la période estivale.

L'hydrologie souterraine du bassin versant du glacier Austre Lovén

Comme pour l'hydrologie de surface, la température de l'air et les hauteurs de précipitation semblent avoir un impact sur l'hydrologie souterraine. Aucune nappe superficielle se déplaçant avec le front de dégel de la couche active n'a été observée, ce qui laisse à penser que la nappe supra-pergélisol ne s'active que lorsque la ZS du sous-sol est atteinte par le front de dégel (l'activation de la nappe d'eau supra-pergélisol survient tardivement dans l'été [entre DOY 193 et 224]). Autrement dit, la recharge initiale de la nappe supra-pergélisol d'une saison n est héritée de la nappe supra-pergélisol de la saison $n-1$. Il y a en effet une concordance entre la profondeur piézométrique au regel d'une saison $n-1$ et celle au dégel de la saison n , ce qui implique qu'aucune recharge et/ou décharge consécutive de la nappe supra-pergélisol ne survient au cours de la saison hivernale. La période de dégel de la couche active en surface est globalement synchrone avec la période où la température de l'air journalière est positive dans la zone proglaciaire. Les deux paramètres météorologiques, température de l'air et hauteurs de précipitations sont montrés comme déterminants dans l'activation du réservoir d'eau souterraine, puisqu'ils contrôlent la progression du front de dégel.

En fin de saison hydrologique, le regel complet de la nappe n'est pas marqué avec un franchissement de l'isotherme 0°C du sous-sol. En effet, la nappe reste encore active malgré des températures de sous-sol négatives du fait de sa minéralisation qui retarde sa prise en gel (entre DOY 302 et 324) et du gel partiel et progressif du sous-sol. Cela amène à une période d'activité de la nappe d'une centaine de jours, voire plus. La période d'activité de la nappe supra-pergélisol est toutefois variable à l'échelle de la zone proglaciaire du fait très certainement de la variabilité spatiale de la profondeur de la zone saturée, de la minéralisation de l'eau mais peut-être aussi de l'exposition du sous-sol aux paramètres climatiques (cuvette vs colline, couverture neigeuse vs sol à nu).

La nappe se recharge à la faveur d'événements pluvieux majeurs et consécutifs, qui, cumulés sur 2 à 8 jours, dépassent 20 mm. Cette situation se produit peu, en moyenne de 1 à 3 fois par saison d'écoulement. Le réseau de piézomètres, installés selon des distances croissantes à la rivière, montre que la nappe libre se décharge majoritairement dans la rivière. Les mares permanentes observées dans la moraine proglaciaire constituent également des zones de décharges de la nappe. L'absence de recharge importante de la nappe en dehors d'événements pluvieux majeurs soulève la question du devenir des petits événements pluvieux. Sont-ils en majorité ré-évaporés (ou évapotranspirés) dans la zone non-saturée avant d'atteindre la nappe ou contribuent-ils à la lame d'eau ruisselée ? Peu de traces de ruissellement ont été relevés sur le terrain pendant l'été (température de surface du sol positive), ce qui favoriserait l'hypothèse de l'évaporation (ou évapotranspiration). Tout à fait ponctuellement, la recharge peut aussi être associée à l'arrivée d'eau de fonte. En bordure de cours d'eau, la dynamique de la nappe, peut être associée aux variations de hauteurs d'eau dans la rivière lors de crue. C'est la preuve de relations nappe-rivière inverses, le sens dominant des échanges allant de la nappe vers le cours d'eau.

La puissance de la nappe supra-pergélisol peut largement varier au cours de la saison hydrologique. Elle est de quelques centimètres (< 5 cm) en début et fin de saison et peut atteindre plus d'1,70 m selon nos mesures. La puissance moyenne pourrait être de l'ordre du mètre. L'isotherme 0°C, qui en première approximation pourrait être assimilé au toit du pergélisol, atteint une profondeur de 2,50 m, alors que la littérature donne des épaisseurs de couche active n'excédant pas 2 m. La nappe supra-pergélisol peut donc occuper jusqu'à 70 % de l'épaisseur de la couche active. Les résultats montrent également une hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère à l'échelle de la zone proglaciaire avec des porosités cinématiques entre 4 et 10 % conduisant ainsi à une estimation de la lame d'eau souterraine moyenne saisonnière comprise entre 38 et 96 mm en 2012.

Les données thermiques montre des températures du sous-sol entre 0 et -1°C jusqu'à 3,40 m de profondeur. Cela laisse présager qu'avec le réchauffement climatique de l'air, affectant également le sous-sol, l'isotherme 0°C pourrait rapidement s'approfondir entraînant une dégradation importante du pergélisol. Dans les années 1960, la couche active n'excédait pas une épaisseur d'un mètre. Elle est, de nos jours, de l'ordre de 2,50 m et pourrait être à plus de 3 m, dans les prochaines années. Quelle sera alors la conséquence de cette dégradation ? La nappe supra-pergélisol aura un substratum plus profond mais l'augmentation des hauteurs de précipitations (+22,2 mm/décennie) devrait conduire à une augmentation de la puissance de la nappe (environ +0,6 m/décennie pour une porosité cinématique de 4 % et +0,2 cm/décennie pour une porosité de 10 %). Il est donc plausible que la fonte du sous-sol gelé soit compensée par une augmentation de la recharge. Tout dépend évidemment de la vitesse de dégradation du pergélisol. Les sondes thermiques et piézométriques en place dans la zone proglaciaire pourraient aider à la compréhension du processus si le dispositif est maintenu à long terme.

L'origine des solutés et des eaux

Trois familles d'eau se distinguent au sein du bassin versant du glacier Austre Lovén :

- les eaux de rivière, différentes selon qu'il s'agit de la Goule ou du Diable :
 - les eaux de la Goule faiblement minéralisées et à pH basique (conductivité électrique médiane à $170 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et pH médian à 7,8) ;
 - les eaux du Diable, plus minéralisées que la Goule $800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ avec un pH médian basique à 7,8 ;
- les eaux sous-glaciaires, d'avantage minéralisées et basiques, (valeurs médianes à $865 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et pH 8,3) ;
- les eaux souterraines :
 - la nappe supra-pergélisol à pH neutre (valeur médiane à 7,4) et moyennement minéralisées (médiane à $733 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)
 - les sources acides (valeur médiane de pH à 3,5) qui constituent l'ensemble d'eau le plus acide et le plus fortement minéralisé du système hydrologique (médiane à $1408 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

Les eaux du sous-bassin versant glaciaire de la Goule présentent globalement une relation inverse entre la conductivité électrique et le débit des flux à l'exutoire, ce qui montre un contrôle de la fonte sur les variations de minéralisation.

Les eaux à l'exutoire du sous-bassin versant morainique (Diable) voient leur conductivité électrique augmenter au cours de la saison hydrologique à mesure que le débit diminue du fait d'une diminution des apports en eaux de fonte (disparition progressif du manteau neigeux de la zone proglaciaire). Il n'y a toutefois pas de relation inverse entre conductivité et débit observé.

La minéralisation des rivières qui alimentent la Goule augmente d'amont en aval principalement du fait d'apports d'eaux souterraines (sources) le long de leur cours. Il y a en effet un faible impact des interactions eaux-roche sur l'évolution chimique des cours d'eau. Les apports des sources acides ont un impact plus important sur la minéralisation des rivières que ceux de la nappe supra-pergélisol *via* des relations nappe-rivière, ce qui est le plus visible le long du cours d'eau qui présente le plus d'apports par ces sources.

La minéralisation des eaux du bassin versant est majoritairement constituée d'ions sulfates et calcium ainsi que, dans une mesure moindre, d'ions bicarbonates et magnésium. Ces teneurs en solutés confèrent aux eaux du système hydrologique un faciès chimique allant de sulfaté-bicarbonaté calcique à bicarbonaté-sulfaté calcique, à l'exception des sources acides qui sont sulfatées calciques. Ainsi, l'apport d'ions bicarbonates par les eaux souterraines aux eaux rivières ne se fait que par l'intermédiaire des eaux de la nappe supra-pergélisol tandis que les apports par les sources acides les rapprochent du pôle sulfaté calcique. Enfin, les analyses en teneurs en éléments dissous tendent à montrer que les eaux de fonte ont un faciès plutôt bicarbonaté-sulfaté calcique. Ce faciès indique que les eaux dites de fonte ont déjà interagi avec des minéraux au sein du bassin.

La combinaison de différentes réactions d'altération expliquerait la chimie des eaux : la dissolution simple de carbonates magnésiens, la dissolution de carbonates magnésiens couplée à une oxydation des sulfures (pyrite), mais aussi et surtout par l'altération des aluminosilicates qui constituent le fond minéralogique du bassin. La dissolution de gypse peut être évoquée mais n'est pas retenue dans le cas présent car ce minéral n'a jamais été trouvé dans les formations géologiques du secteur étudié.

Aussi, les minéraux les plus réactifs du bassin versant ne sont pas seuls à l'origine de la signature chimique des eaux. Les carbonates et les sulfures peuvent être majoritairement à l'origine de la minéralisation dans les moraines récemment déglacées. Mais ces minéraux pourraient manquer dans les formations morainiques les plus anciennes, où la réaction d'oxydation de pyrite doit d'avantage avoir tendance à se coupler à l'altération des aluminosilicates présents en grand nombre. La relation qui lie globalement les cations monovalents aux cations divalents en solution dans les eaux va dans ce sens. L'excès de cations

apporté par l'hydrolyse d'aluminosilicates dans la zone proglaciaire et sous-glaciaire tend à plaider en faveur d'un temps de contact pluriannuel de l'eau avec son encaissant géologique.

Une origine du calcium dissous dans les eaux du bassin d'avantage liée aux aluminosilicates est corroborée par la signature radiogénique du strontium dissous, ce dernier rentrant en substitution du calcium dans les minéraux. Les données de carbone 13, quant à elles, n'excluent pas les réactions de dissolution de carbonates marins comme étant à l'origine du carbone dans les eaux.

Le couplage des teneurs en SO_4^{2-} et en ^{18}O s'avère être un très bon traceur en vue de comprendre les mélanges d'eaux aux exutoires. Les eaux de l'exutoire de la Goule résultent d'un mélange entre 4 pôles d'eau dont les parts respectives varient au cours de la saison hydrologique : les précipitations estivales, les eaux de fonte, les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines.

- (1) Les eaux s'écoulant lors de la période de mise en eau du système seraient constituées d'un mélange entre les pôles des précipitations estivales, des eaux de fonte et des eaux sous-glaciaires en étant d'avantage proche de celui des eaux de fonte. L'absence du pôle eaux souterraines aux écoulements s'explique par le fait que la couche active n'est pas encore dégelée à cette époque de l'été et donc que le réservoir des eaux souterraines n'est pas encore actif.
- (2) Les eaux appartenant à la période hydrologique du cœur de la saison de fonte répondent à un mélange entre eau de fonte et précipitations estivales. Or, la part des eaux de fonte étant largement majoritaire au cours de cette période, il est peu probable que la signature des eaux de pluie soit détectable ;
- (3) les eaux appartenant aux périodes d'étiage de fin de saison ont des signatures cohérentes avec un mélange entre les 4 pôles. L'impact des eaux sous-glaciaires et souterraines est visible du fait de la réduction de la lame de fonte.

Cette décomposition des eaux de l'exutoire de la Goule constitue donc un argument supplémentaire pour dire que les eaux souterraines et les eaux sous-glaciaires ont un impact sur les flux d'eau et de solutés à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire de la Goule. L'impact du réservoir d'eaux souterraines n'est toutefois vraiment observable qu'à la fin de la période d'écoulement tandis que le réservoir des eaux sous-glaciaires semble impacter visiblement la signature des eaux de la Goule au début et à la fin de la saison hydrologique. Au cours du cœur de la saison de fonte, les signaux isotopiques et géochimiques des pôles eaux souterraines et eaux sous-glaciaires sont masqués par celui du pôle majoritaire à l'écoulement qui n'est autre que les eaux de fonte.

Les eaux du Diable semblent s'aligner selon une droite entre un pôle eaux de fonte/précipitations estivales et le pôle des eaux souterraines. Ce dernier semble donc constituer l'apport majoritaire en ions sulfates des eaux à l'exutoire du Diable.

Les temps de séjour

Les premières mesures d'activité ^{14}C et de ^3H - ^3He conduisent à des estimations de temps de séjour des eaux en une très large gamme de valeurs, allant de l'actuel à plusieurs milliers d'années. Les modèles proposant des temps de séjour court sont à privilégier. Les modèles de calcul d'âges restent, à ce stade, peu contraints du fait de l'échantillonnage pour les mesures ^3H - ^3He et les incertitudes existantes sur les sources de carbone inorganique en solution pour le ^{14}C . Concernant le radiocarbone, aucun modèle classique ne peut s'appliquer du fait d'une complexité du cycle du carbone sur le bassin.

Les activités faibles obtenues sur les eaux de rivière montrent toutefois que les eaux de la Goule sont en accord avec les activités ^{14}C des eaux sous-glaciaires et souterraines. La mesure

effectuée sur l'eau du Diable est en accord avec les eaux souterraines. Cela confirme la contribution des réservoirs aux exutoires. Ces activités sont également le signe qu'aucune rééquilibration isotopique majeure ne se produit avec l'atmosphère lors de la circulation du cours d'eau.

Limites et perspectives

Plusieurs perspectives de travaux de recherche seraient à envisager au vu des résultats associés à cette thèse.

La détermination du temps de résidence des eaux par le biais du radiocarbone nécessiterait un travail important. L'identification des sources en carbone du bassin versant du glacier Austre Lovén doit être réalisée avec précision en vue de comprendre l'origine du caractère ancien du carbone mesuré au sein du système hydrologique. Cela nécessite le prélèvement et l'étude approfondie notamment du carbone biogénique du sol et du pergélisol ainsi que du carbone piégé dans la glace du glacier et du sous-sol. Par ailleurs, des mesures d'isotopie du carbone doivent être envisagées à l'échelle des sources acides de manière à mieux appréhender l'origine de leur faciès atypique.

L'étude de l'origine des solutés minéralisant les eaux du système hydrologique du bassin peut également être complétée par des mesures de ^{34}S et ^{18}O des sulfates, l'anion dominant des eaux du système. Cela pourrait aider à la compréhension de l'origine du soufre dissous dans les eaux et ainsi confirmer ou infirmer les hypothèses de processus d'altération chimique proposés dans la thèse.

Les premières investigations géophysiques par GPR et VES dans l'étude de la géométrie et de la dynamique de la nappe supra-pergélisol sont prometteuses et pourraient être poursuivies dans le but de spatialiser les données sur la structure hydrogéologique de la zone proglaciaire, qui est en pleine extension spatiale suite au recul glaciaire entamé depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Les approches géophysiques peuvent être ajustées en vue d'identifier avec certitudes les interfaces ZS/ZNS et sous-sol gelé/sous-sol dégelé. La réalisation de suivi spatialisé desdites interfaces serait alors envisageable, et ce, par le biais de méthodes non destructives. L'amélioration de la prospection du sous-sol par la méthode du radar de sol a ainsi débuté en septembre 2014 où des profils CMP ont été réalisés.

En milieu polaire, la difficulté d'un suivi de paramètres environnementaux (par exemple, débits, paramètres physico-chimiques, piézométrie, température de l'air, de l'eau et du sous-sol) dans le temps réside dans la pérennité des équipements sur le terrain et ce, même avec des missions de maintenance régulière. Les dispositifs doivent être automatisés, tout en restant fiables, autonomes et infaillibles ce qui est impossible à garantir. La multiplication de l'appareillage *in situ* est donc indispensable pour garantir au mieux une acquisition continue de données dans le temps. Le croisement de méthodes complémentaires s'est avéré nécessaire en vue de valider, voire de compléter, les informations collectées par les dispositifs de suivi standard qui présentent leurs limites. La démarche de reconstitution semi-quantitative de débits apportée par l'installation de stations photographiques à déclenchement automatique en est l'exemple. Toutefois une telle multiplication des appareils et des approches de suivi a un coût financier non négligeable surtout en regard des pertes annuelles liées à l'hostilité du milieu d'étude (climat et faune).

Concernant le système hydro-glaciologique, de nombreuses incertitudes subsistent au sein du bilan hydrologique associé au bassin versant du glacier Austre Lovén :

- les hauteurs de précipitation propres au bassin doivent être mieux contraintes notamment par une quantification d'un gradient prenant en compte avec fiabilité les variations d'altitudes (projet ANR JCJC Mobidyc déposé par E. Bernard – UMR Théma,

Besançon, en Octobre 2014). Les mesures des hauteurs de précipitations, réalisées au cours de la thèse à deux altitudes (15 et 500m) montrent une forte variabilité du gradient de précipitations, d'un épisode à l'autre et d'une année à l'autre. Des données acquises sur des plus grandes périodes de temps doivent conduire à mieux contraindre la variabilité de la pluie et de la neige en fonction de l'altitude ;

- l'établissement des facteurs k de fonte doit être amélioré en particulier pour le facteur associé à la glace, qui peut être très variable suivant la quantité de débris transportés et charriés par le glacier et suivant peut être aussi le stade de cristallisation de la glace ;
- la part d'eau de fonte en provenance de la neige des versants doit être mieux contrainte, ce qui fait actuellement l'objet d'une ANR JCJC PRISM et d'un projet ANR JCJC Mobidyc ;
- la dégradation potentielle du pergélisol et son impact possible sur la dynamique de la nappe associée doivent être étudiés plus avant. L'implantation en 2013 de nouveaux piézomètres profonds (jusqu'à 3,60 m de profondeur) associés à des profils de sondes thermiques couplées équipées de dataloggers au sein de la zone proglaciaire devrait permettre d'améliorer les connaissances sur ces processus. Cet aspect du fonctionnement hydrogéologique et thermique de la zone proglaciaire, zone clé dans le fonctionnement hydrologique du bassin, fait partie du projet GRAAL (Groundwater Active layer relationships in the Austre Lovenbreen catchment) soumis en 2014 à l'appel à projet « campagnes terrestres arctique » de l'IPEV .

Le présent travail de thèse n'a pas été abordé sous l'aspect de la modélisation, ni hydrodynamique, ni géochimique. Le développement de modèles, hydrologiques et hydrogéologiques, doit être envisagé pour tester les modèles conceptuels proposés. Pour ce faire, une compréhension précise de tous les processus, et des réservoirs associés, propres au système hydrologique est indispensable à l'établissement de modèles bien contraints et représentatifs. Pour les processus géochimiques en jeu dans le bassin, l'utilisation de codes thermodynamiques du type de PHREEQC pourrait permettre de tester l'adéquation entre chimie des eaux et réactions proposées. Le projet GRAAL, bien que focalisé sur les eaux souterraines, ne peut être dissocié des eaux de surface, en raison du lien hydraulique entre les deux types d'eaux.

Un suivi sur trois années, tel que celui produit dans cette thèse, a permis de mieux appréhender le fonctionnement du système hydrologique et de ses composantes mais reste toutefois insuffisant à la construction de bilans hydrologiques robustes en vue d'apporter des conclusions définitives et de définir des tendances à long terme. Les processus en œuvre au sein du bassin versant du glacier Austre Lovén sont très actifs, autant d'un point de vue hydrologique que géochimique. Par ailleurs, l'augmentation des températures de l'air implique des parts d'eau de fonte plus importantes. Cela associé à des hauteurs de précipitations également en augmentation, en particulier celles des précipitations pluvieuses, conduira à des apports en eau plus importants dans le bilan hydrologique. Poursuivre et perfectionner le suivi déjà opérant au sein du bassin est donc indispensable en vue d'améliorer les connaissances propres à chaque composante prenant part aux processus actifs au sein du système et de confirmer leurs parts respectives avec plus de précision sur le long terme. La poursuite de ces travaux, qui repose sur une pluridisciplinarité des approches, permettra de mieux appréhender l'évolution temporelle des processus hydrologiques et géochimiques en lien avec le changement climatique.

Avec ses deux sous bassins versants, Goule et Diable, aux comportements différents, ses atouts morphologiques et hydrologiques et par les dynamiques en cours aussi bien hydrologiques, hydrogéologiques, thermiques que géochimiques, le bassin versant du glacier Austre Loven devrait être reconnu comme un site-école de l'hydrologie arctique et pourrait constituer l'un des maillons d'un observatoire de l'environnement à long terme au Svalbard.

Annexes

Activité hydrologique 2010

Type d'enregistrement	Localité	Détails des enregistrements	Pas de temps	mai-10	juin-10	juil-10	août-10	sept.-10	oct.-10
Paramètres climatiques	NMI - Ny-Ålesund	T	4/jour						
		P	2/jour						
	Station météo T air (22 hobos)	P	horaire						
			horaire						
			ponctuel						
		Evaporation	journalier						
Suivis nivo-glaciologiques	Bilan de masse Neige glacier Neige moraine		annuel						
			annuel						
			annuel						
Stations hydrologiques	Goule	niveau, T, CE (Diver)	horaire						
		niveau,T, CE, pH (Act.)	horaire						
	Diable	niveau, T, CE (Diver)	horaire						
		niveau,T, CE, pH (Act.)	horaire						
Piézomètres	P1	niveau, T	horaire						
	P3	niveau, T, CE	horaire						
	P5	T	horaire						
	P6	niveau, T, CE	horaire						
Températures du sous-sol (couche active / pergélisol)	S1	5 sondes, jusqu'à 1,50 m prof	horaire						
	S3	5 sondes, jusqu'à 3,40 m prof	horaire						
	S4	4 sondes, jusqu'à 2,21 m prof	horaire						
	S2	5 sondes, jusqu'à 1,15 m prof	horaire						
	S5	2 sondes, jusqu'à 0,40 m prof	horaire						
Caméras automatiques	A : Exutoire de la Goule		3 / jour						
	B : Confluence		3 / jour						

Annexe A : Synthèse des enregistrements disponibles pour l'année 2010.

Activité hydrologique 2011

Type d'enregistrement	Localité	Détails des enregistrements	Pas de temps	mai-11	juin-11	juil-11	août-11	sept.-11	oct.-11
Paramètres climatiques	NMI - Ny-Ålesund	T	4/jour						
		P	2/jour						
	Station météo	P	horaire						
	T air (22 hobos)		horaire						
	Pluviométrie		ponctuel						
	Evaporation		journalier						
Suivis nivo-glaciologiques	Bilan de masse		annuel						
	Neige glacier		annuel						
	Neige moraine		annuel						
Stations hydrologiques	Goule	niveau, T, CE (Diver)	horaire						
		niveau,T, CE, pH (Act.)	horaire						
	Diable	niveau, T, CE (Diver)	horaire						
		niveau,T, CE, pH (Act.)	horaire						
Piézomètres	P1	niveau, T	horaire						
	P3	niveau, T, CE	horaire						
	P5	T	horaire						
	P6	niveau, T, CE	horaire						
Températures du sous-sol (couche active / pergélisol)	S1	5 sondes, jusqu'à 1,50 m prof	horaire						
	S3	5 sondes, jusqu'à 3,40 m prof	horaire						
	S4	4 sondes, jusqu'à 2,21 m prof	horaire						
	S2	5 sondes, jusqu'à 1,15 m prof	horaire						
	S5	2 sondes, jusqu'à 0,40 m prof	horaire						
Caméras automatiques	A : Exutoire de la Goule		3 / jour						
	B : Confluence		3 / jour						

Annexe B : Synthèse des enregistrements disponibles pour l'année 2011.

Activité hydrologique 2012

Type d'enregistrement	Localité	Détails des enregistrements	Pas de temps	Activité hydrologique 2012					
				mai-12	juin-12	juil.-12	août-12	sept.-12	oct.-12
Paramètres climatiques	NMI - Ny-Ålesund	T	4/jour						
		P	2/jour						
	Station météo	P	horaire						
	T air (22 hobos)		horaire						
	Pluviométrie		ponctuel						
Evaporation		journalier							
Suivis nivo-glaciologiques	Bilan de masse Neige glacier Neige moraine		annuel						
			annuel						
			annuel						
Stations hydrologiques	Goule	niveau, T, CE (Diver)	horaire						
		niveau,T, CE, pH (Act.)	horaire						
	Diable	niveau, T, CE (Diver)	horaire						
		niveau,T, CE, pH (Act.)	horaire						
Piézomètres	P1	niveau, T	horaire						
	P3	niveau, T, CE	horaire						
	P5	T	horaire						
	P6	niveau, T, CE	horaire						
Températures du sous-sol (couche active / pergélisol)	S1	5 sondes, jusqu'à 1,50 m prof	horaire						
	S3	5 sondes, jusqu'à 3,40 m prof	horaire						
	S4	4 sondes, jusqu'à 2,21 m prof	horaire						
	S2	5 sondes, jusqu'à 1,15 m prof	horaire						
	S5	2 sondes, jusqu'à 0,40 m prof	horaire						
Caméras automatiques	A : Exutoire de la Goule		3 / jour						
	B : Confluence		3 / jour						

Annexe C : Synthèse des enregistrements disponibles pour l'année 2012.

Campagnes	Nature échantillon	Eléments	Eléments	Isotopes				
		majeurs	traces	$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	$\delta^{13}\text{C}$	A^{14}C	$^3\text{He}-^3\text{H}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Echantillons de 2008	Neige	-	-	62	-	-	-	-
	Glace glacier	-	-	8	-	-	-	-
Echantillons de 2009	Neige	-	-	167	-	-	-	-
	Glace glacier	-	-	32	-	-	-	-
	Eau de fonte	-	-	11	-	-	-	-
Echantillons de 2010	Eau de rivière	31	-	46	-	-	-	-
	Eau souterraine	-	-	4	-	-	-	-
	Eau sous-glaciaire	-	-	1	-	-	-	-
	Marge glacée	-	-	3	-	-	-	-
	Pluie	-	-	3	-	-	-	-
Echantillons Avril et Septembre 2011	Eau de rivière	10	10	13	10	4	-	3
	Eau souterraine	16	16	16	16	6	-	4
	Eau sous-glaciaire	2	2	2	1	1	-	-
	Pluie	-	-	4	-	-	-	-
	Eau de fonte	1	1	1	-	-	-	-
	Neige	-	-	49	-	-	-	-
	Glace versant	-	-	2	-	-	-	-
Echantillons Avril 2012	Marge glacée	3	3	3	3	3	1	1
	Carotte de sous-sol	-	-	18	-	-	-	-
	Précipitations	-	-	-	-	-	ref	-
Echantillons Juillet et Septembre 2012	Eau de rivière	74	74	89	-	-	-	-
	Eau souterraine	33	33	35	-	-	-	-
	Eau sous-glaciaire	6	6	9	-	-	-	-
	Lac supra-glaciaire	2	2	2	-	-	-	-
	Glace glacier	1	1	2	-	-	-	-
	Eau de fonte	-	-	4	-	-	-	-
	Glace moraine	3	3	3	-	-	-	-
	Pluie	-	-	2	-	-	-	-
2012	Nappe sub-pergélisol Longyearbyen	-	-	1	1	1	-	-
TOTAL		178	147	592	31	15	1	8

Annexe D : Synthèse détaillée de l'intégralité des échantillons prélevés et des analyses réalisées et traitées pour la thèse.

Annexe E : Critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images de la Caméra automatique A

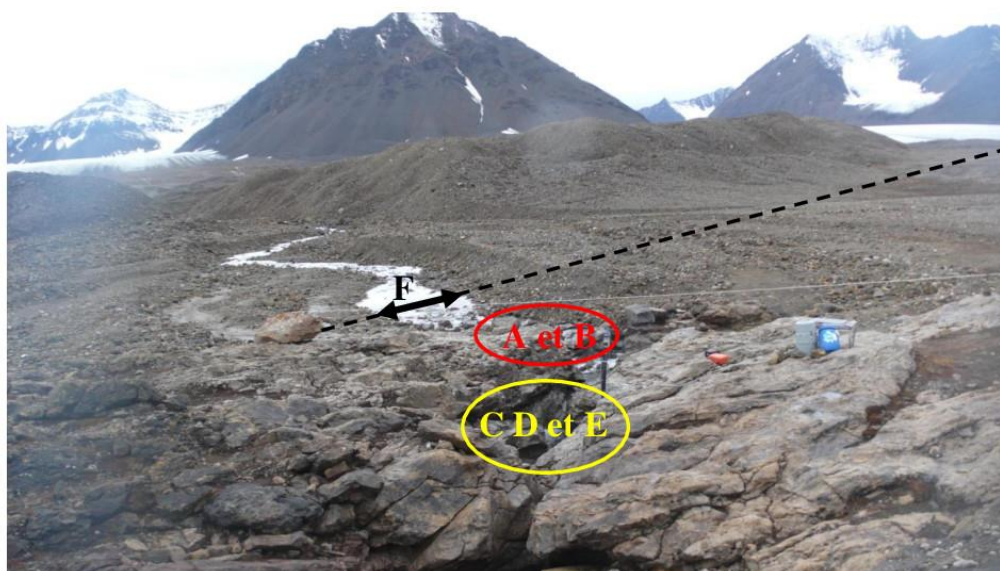


Figure E-1 : Image issue de la caméra automatique A le 22/09/2010 à 13h sur laquelle sont situés les 6 critères visuels établis pour le protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule

- Le critère A

Ce critère s'intéresse au recouvrement d'une roche située en rive droite, en amont de l'exutoire. Le détail de l'échelle mise au point est le suivant :

- 0 : la roche n'est absolument pas touchée par l'eau (= situation de la photo au 22/09/2010 à 12h).
- De 1 à 4 : c'est d'avantage l'observation du niveau (voir de la turbulence) de l'eau dans le lit de la Goule à l'arrière de la roche, qu'un état de recouvrement de cette dernière, comme le détail la photo de la Figure E-2.
- 5 : Un peu d'eau sur la pierre
- 6 : Beaucoup d'eau sur la pierre
- 7 : On ne voit quasiment plus la pierre
- 8 : On ne voit plus la pierre apparaitre
- 9 : Roche quasiment submergée (le niveau d'eau est équivalent à la hauteur de la pierre)
- 10 : Roche totalement submergée (le niveau d'eau est supérieur à la hauteur de la pierre)



Figure E-2 : Echelle du critère A de 1 à 4 sur une image à échelle 0

Annexe E : Critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images de la Caméra automatique A

- Le critère B

Ce critère s'intéresse au recouvrement de deux roches situées en amont de la petite cascade, à l'entrée de l'exutoire. Le détail de l'échelle mise au point est le suivant (sachant que la petite pierre est celle située du côté de la rive droite et la grosse, celle du côté de la rive gauche) :

- 0 : les pierres ne sont absolument pas touchées par l'eau (= situation de la photo au 22/09/2010 à 12h).
- 1 : un peu d'eau sur la petite pierre, rien sur la grande
- 2 : beaucoup d'eau sur la petite pierre, rien sur la grande
- 3 : la petite pierre est quasiment recouverte, rien sur la grande
- 4 : on ne voit plus la petite, rien sur la grande
- 5 : on ne voit plus la petite, un peu d'eau sur la grande
- 6 : on ne voit plus la petite, beaucoup d'eau sur la grande
- 7 : on ne voit plus la petite, la grande pierre est quasiment recouverte
- 8 : on ne voit plus aucune des deux pierres
- 9 : Pierres quasiment submergées (le niveau d'eau est équivalent à la hauteur de la pierre)
- 10 : Pierres totalement submergées (le niveau d'eau est supérieur à la hauteur de la pierre)

- Le critère C

Ce critère s'intéresse à la hauteur d'eau dans le canyon et son échelle se décline de la façon suivante :

- 0 : pas d'eau visible
- De 1 à 7 : tel que détaillé sur l'image de la Figure E-3.
- 8 : la roche en question est à moitié recouverte d'eau au niveau de son sommet
- 9 : la roche est quasiment recouverte
- 10 : la roche est entièrement recouverte et n'apparaît plus
- 11 : le niveau d'eau dans le canyon est supérieur à la hauteur totale de la roche considérée



Figure E-3 - Echelle du critère C de 1 à 7 sur une image à échelle 0

Annexe E : Critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images de la Caméra automatique A

- Le critère D

Ce critère s'intéresse également à la hauteur d'eau dans le canyon et son échelle se décline de la façon suivante :

- 0 : pas d'eau visible
- De 1 à 11 : tels que détaillés sur la photo de l'image de la Figure E-4.



Figure E-4 : Echelle du critère D de 1 à 11 sur une image à échelle 0

- Le critère E

Ce critère est le dernier critère qui s'intéresse à la hauteur d'eau dans le canyon et son échelle se décline de la façon suivante :

- 0 : pas ou très peu d'eau dans le canyon
- De 1 à 11 : tel que détaillé sur la photo de la Figure E-5.

- Le critère F

Ce critère renseigne la largeur du cours d'eau légèrement en amont de l'exutoire le long de la droite tracée sur l'image de la Figure E-1. La largeur F est mesurée sur tirage papier à l'aide d'une règle. Afin de normaliser sur une échelle de 10 ces mesures les extrêmes ont été identifiés : le minima correspond à celui de la Figure E-1, soit une largeur de 13 cm correspondant à l'échelle 0 et le maxima a été identifiée sur l'image du 1^{er} octobre 2010 à 12h, soit une largeur de 35 cm correspondant à l'échelle 10.

Ainsi pour déterminer l'échelle du critère F sur une image λ , on mesure son L correspondant et réalise le calcul suivant :

$$\text{échelle} = [(F-13)*10]/(35-13)$$

Annexe E : Critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images de la Caméra automatique A

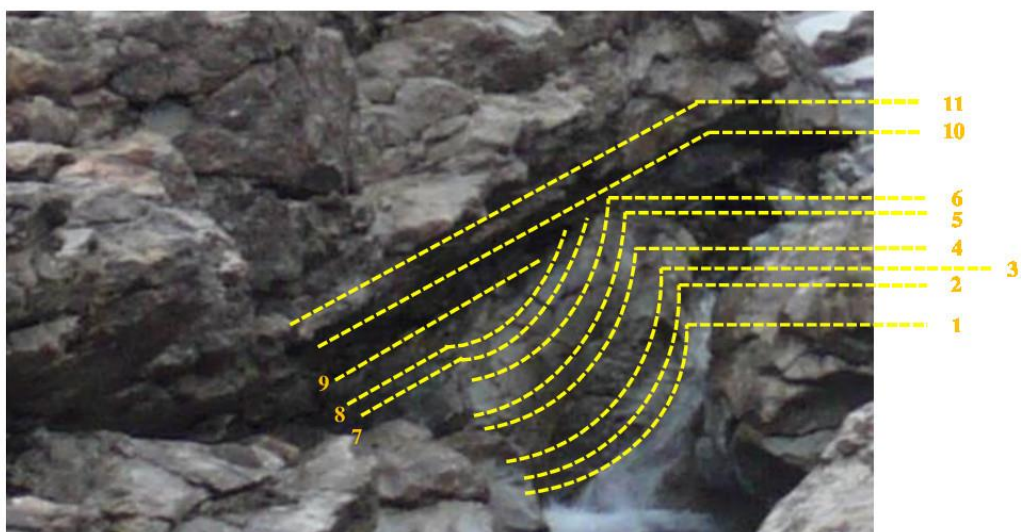


Figure E-5 : Echelle du critère E de 1 à 11 sur une image à échelle 0

Annexe F : Critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images de la Caméra automatique B

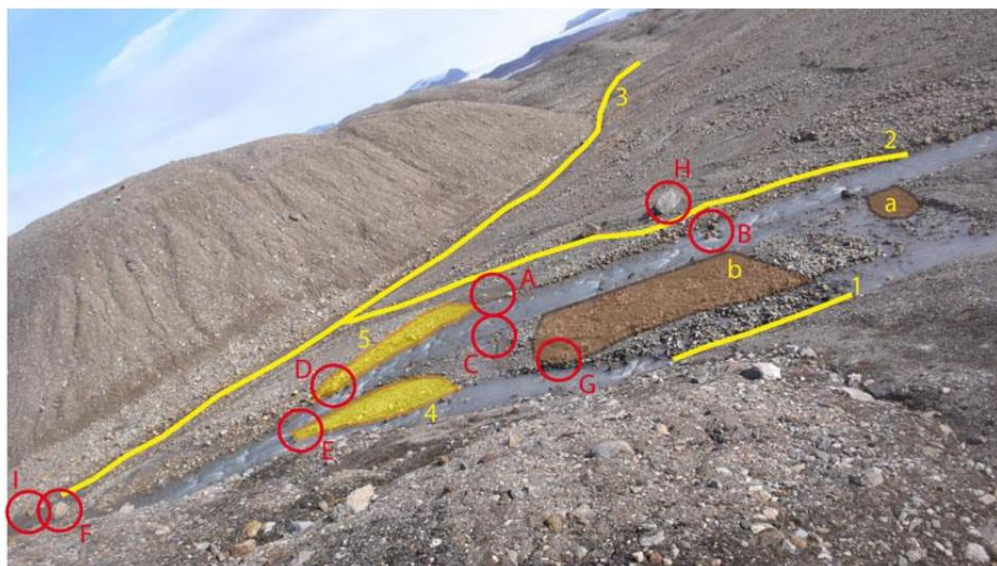


Image issue de la caméra automatique B le 12/08/2011 à 13h sur laquelle sont situés les 16 critères visuels établis pour le protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule

Les **critères 1, 2 et 3** s'intéressent à la mise en place d'écoulement visible au niveau des tracés matérialisé sur la Figure F-1 tandis que les **critères 4 et 5** matérialisent des zones potentiellement recouverte par les cours d'eaux principaux. À l'inverse, les **critères a et b** sont des zones qui restent potentiellement libres d'eau. Les **critères de A à I** sont des objets particuliers tels que des roches ou des débris en place tout au long de la période d'observation et qui se retrouvent plus ou moins en contact avec l'eau en fonction du débit.

- **$Q \leq 0,363 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$** si :
 - **a** reste sec

- **$Q \leq 0,520 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$** si :
 - **a** se recouvre d'eau
 - **1** reste sec

- **$Q \leq 0,862 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$** si :
 - **a** est recouvert d'eau
 - **1** présente un écoulement visible
 - la butte **A** reste visible

- **$Q \leq 1,060 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$** si :
 - **a** est recouvert d'eau
 - **1** présente un écoulement dense
 - la butte **A** est recouverte d'eau
 - les pierres **B, C et D** sont visibles
 - **2** ne présente pas d'écoulement visible

Annexe F : Critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images de la Caméra automatique B

- $Q \leq 1,441 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - les trois précédents premiers points restent identiques
 - **2** présente un écoulement visible
 - les pierres **B** et **C** sont quasiment invisibles
 - la pierre **D** est à moitié invisible

- $Q \leq 1,721 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - les deux précédents premiers points restent identiques
 - les pierres **B** et **C** sont invisibles
 - la pierre **D** est quasiment invisible
 - la pierre **E** est visible
 - **3** ne présente pas d'écoulement visible

- $Q \geq 2,011 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - les deux précédents premiers points restent identiques
 - les pierres **D** et **E** sont invisibles
 - **3** présente un écoulement visible

- $Q \geq 2,209 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - l'intégralité des précédents points restent identiques
 - la pierre **F** est entourée d'eau
 - la section **4** est encore partiellement visible

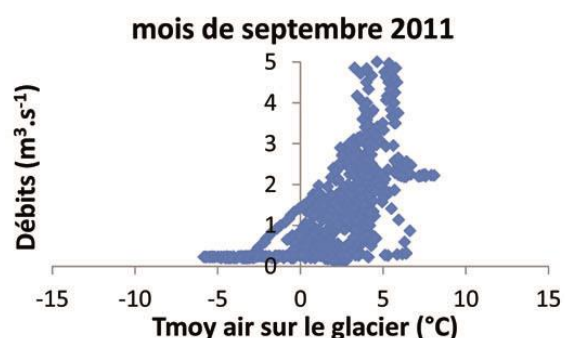
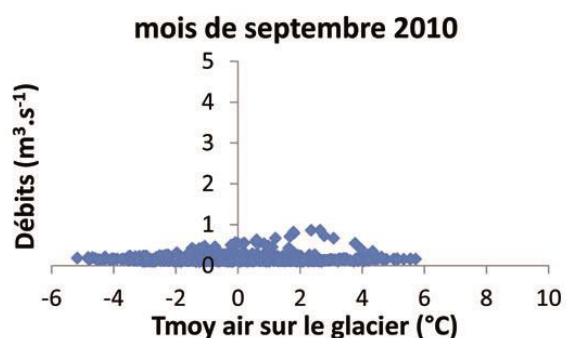
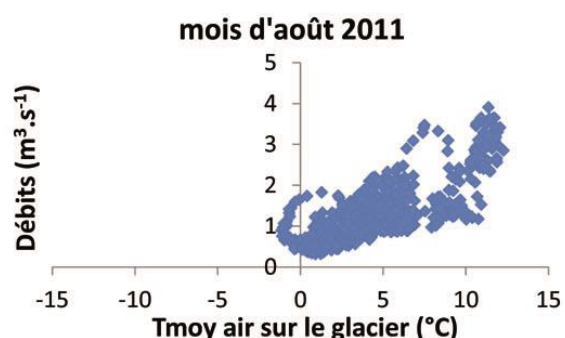
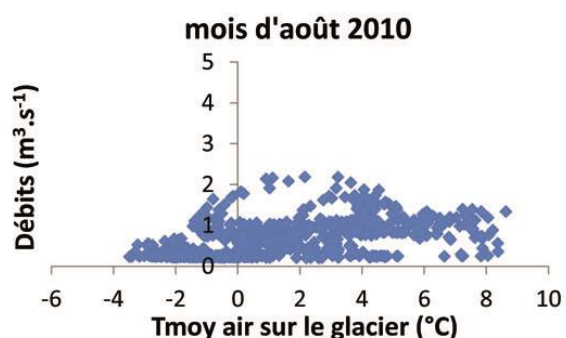
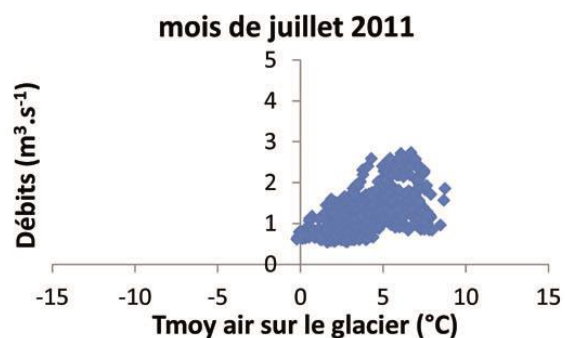
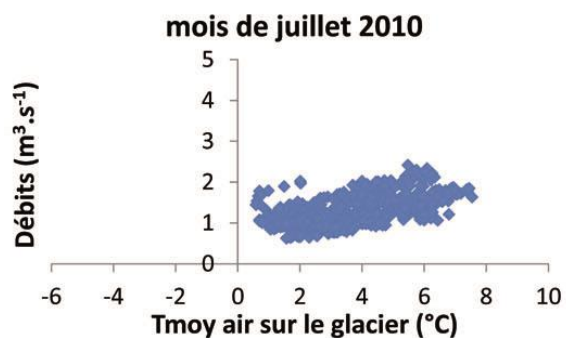
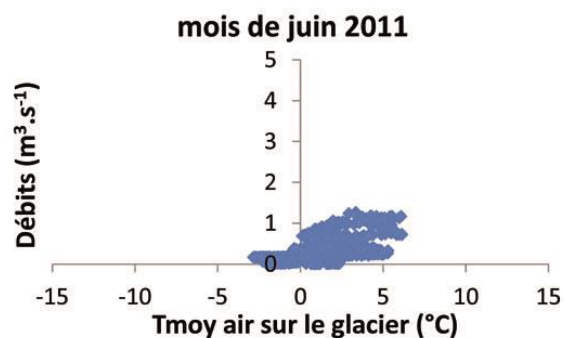
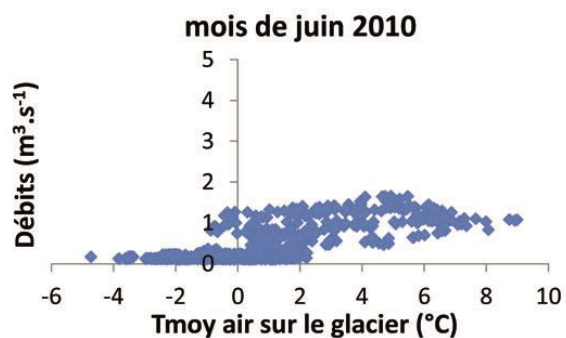
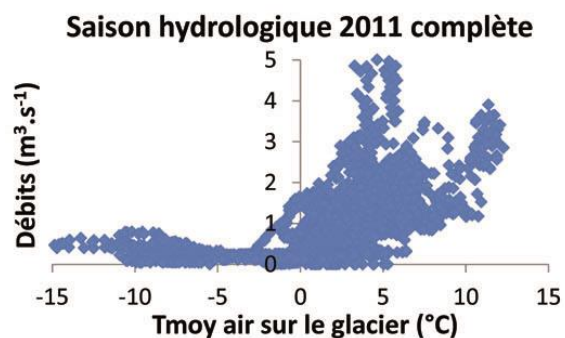
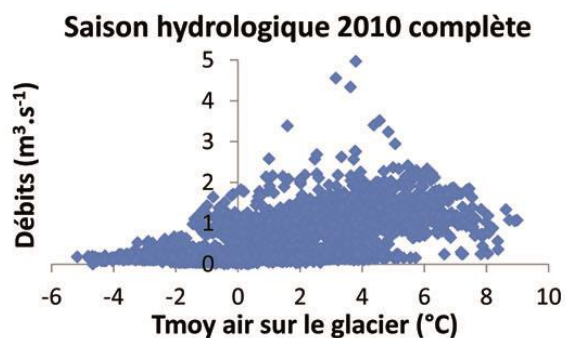
- $Q \geq 2,423 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - les deux précédents premiers points restent identiques
 - la section **4** quasiment entièrement submergée
 - la section **b** est bordée d'eau mais reste sèche

- $Q \geq 2,893 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - le premier des points précédents reste identique
 - la section **4** complètement submergée
 - la section **b** est bien bordée d'eau et recouverte partiellement d'un mince filet d'eau
 - la section **5** est sèche

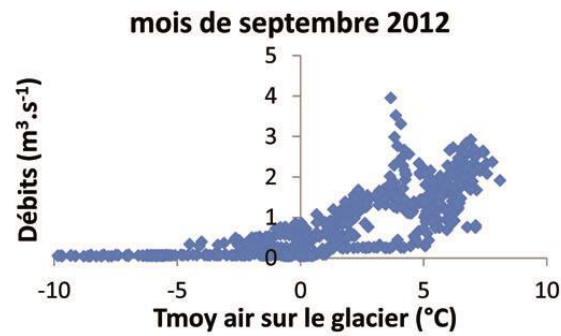
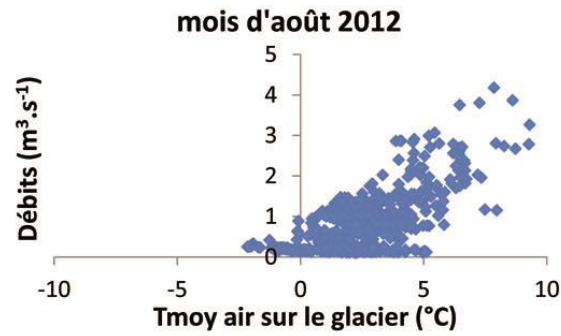
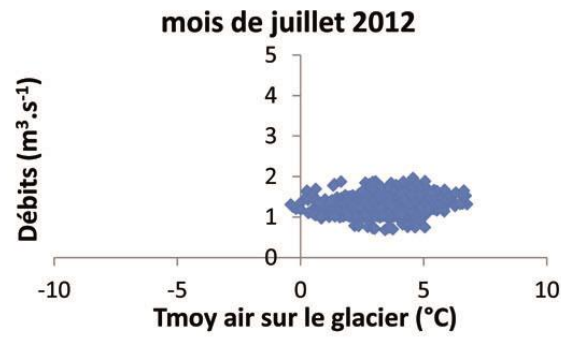
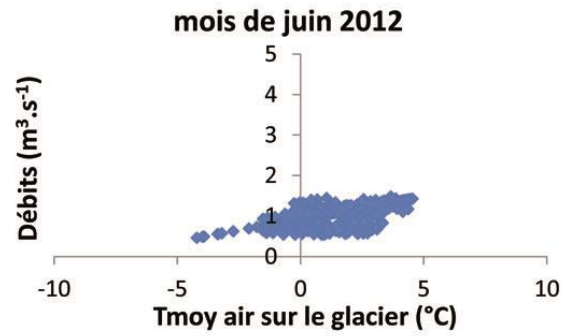
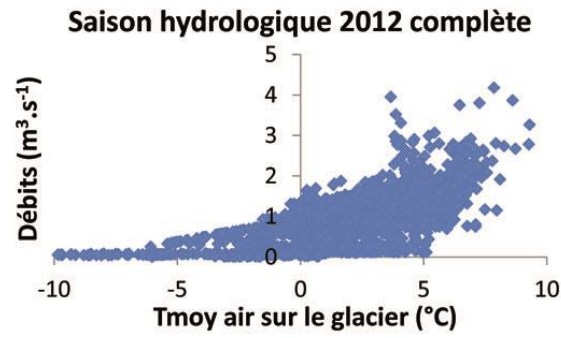
- $Q \leq 3,022 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - les deux précédents premiers points restent identiques
 - la section **b** est bien bordée d'eau et recouverte dans toute sa partie amont puisque seul le secteur de la zone **G** reste visible
 - la section **5** partiellement touchée par l'eau

- $Q \geq 3,457 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - le premier des points précédents reste identique
 - la section **b** est bien bordée d'eau et recouverte dans toute sa partie amont et le secteur de la zone **G** est à moitié recouvert
 - la section **5** est inondée

- $Q \geq 3,580 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ si :
 - l'intégralité des précédents points restent identiques
 - la pierre **H** a les pieds complètement dans l'eau
 - la pierre **I** est quasiment recouverte
 - la pierre **F** est recouverte à mi-hauteur



Annexe G : Relation entre le débit à l'exutoire de la Goule et la température moyenne de l'air sur le glacier pour les saisons hydrologiques et les mois de juin, juillet août et septembre 2010 et 2011



Annexe H : Relation entre le débit à l'exutoire de la Goule et la température moyenne de l'air sur le glacier pour la saison hydrologique et les mois de juin, juillet août et septembre 2012

	Neige			Glace		
	Somme T positive (°C)	Ablation mm.weq	k (mm/°C)	Somme T positive (°C)	Ablation mm.weq	k (mm/°C)
H10	98,1	456,5	4,7	358,9	1332,0	3,7
H13	97,5	607,4	6,2	351,7	1129,5	3,2
H14	100,4	439,8	4,4	354,6	1431,0	4,0
H15	154,1	660,2	4,3	250,0	918,0	3,7
H16	90,8	352,7	3,9	-	-	-
H18	167,5	680,0	4,1	244,4	648,0	2,7
H19	101,2	655,5	6,5	-	-	-
H20	85,6	445,5	5,2	-	-	-
H22	166,2	598,9	3,6	295,1	846,0	2,9
H24	164,3	694,8	4,2	-	-	-
H25	133,6	562,4	4,2	264,8	900,0	3,4
H26	126,3	471,3	3,7	-	-	-
H27	149,3	321,9	2,2	216,2	810,0	3,7
H28	126,6	534,8	4,2	258,6	999,0	3,9
H29	143,8	457,4	3,2	-	-	-
H30	153,0	457,7	3,0	223,3	765,0	3,4
	moyenne		4,2			3,5

Annexe I : Calcul des facteurs de fonte k associés à la neige (moyenne à 4,2 mm/°C) et à la glace (moyenne à 3,5 mm/°C) du glacier Austre Lovén au regard des données de températures de l'air fournies par les stations de suivi sur le glacier et des mesures d'ablation réalisées aux abords de ces mêmes stations selon Lliboutry (1965) pour la saison hydrologique 2011

Famille d'eau	Nom	Date (jj/mm/aaaa hh:mm)	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	HCO ₃ ⁻ (mEq/l)	Cl ⁻ (mEq/l)	SO ₄ ²⁻ (mEq/l)	Ca ²⁺ (mEq/l)	Mg ²⁺ (mEq/l)	K ⁺ (mEq/l)	Na ⁺ (mEq/l)	BI (%)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ² H (‰)
Eau de rivière															
Sous-bassin versant de la Goule															
	Goule	24/05/2010 12:00	-0,9	81	7,52	0,67	0,06	0,09	0,47	0,20	*	0,08	5,14	-10,12	-75,48
	Goule	27/05/2010 12:00	-0,8	227	7,87	0,79	0,24	1,21	1,41	0,46	*	0,15	5,28	-12,30	-88,31
	Goule	02/06/2010 12:00	-0,9	297	7,84	1,16	0,11	1,85	1,98	0,63	0,04	0,14	6,42	-12,50	-89,41
	Goule	06/06/2010 12:00	-0,7	196	7,85	0,86	0,11	1,97	1,19	0,40	*	0,11	26,61	-12,33	-89,65
	Goule	14/06/2010 21:00	0,0	154	7,53	0,46	0,08	0,88	0,95	0,27	*	0,09	3,83	-11,81	-86,32
	Goule	16/06/2010 12:30	0,1	205	7,36	0,66	0,10	1,31	1,35	0,34	*	0,11	6,82	*	*
	Goule	17/06/2010 00:00	0,1	189	7,44	0,59	0,10	1,30	1,22	0,31	*	0,11	10,08	-12,16	-88,48
	Goule	21/06/2010 23:30	0,2	125	7,47	0,76	0,09	0,61	0,95	0,23	*	0,07	7,92	-12,07	-87,97
	Goule	26/06/2010 13:00	0,6	158	7,59	0,95	0,10	0,81	1,19	0,37	0,03	0,09	6,29	-12,77	-92,09
	Goule	30/06/2010 11:00	0,6	116	7,63	0,75	0,07	0,57	0,83	0,22	*	0,05	11,71	-12,43	-89,73
	Goule	03/07/2010 11:00	0,8	127	7,33	0,85	0,03	0,62	0,92	0,26	*	0,05	10,42	-12,40	-89,58
	Goule	04/07/2010 11:00	1,2	120	7,51	0,69	0,04	0,67	0,90	0,25	*	0,05	7,33	*	*
	Goule	10/07/2010 11:00	1,4	116	7,45	0,77	0,07	0,53	0,80	0,22	*	0,06	11,77	-11,98	-85,39
	Goule	16/07/2010 11:00	2,3	117	8,00	0,99	0,03	0,54	1,03	0,27	*	0,04	7,77	-11,86	-85,52
	Goule	21/07/2010 11:00	1,6	141	7,70	0,89	0,03	0,74	1,06	0,32	*	0,06	7,00	-12,41	-89,90
	Goule	23/07/2010 11:00	2,0	180	7,38	1,20	0,04	0,83	1,37	0,37	0,05	0,07	6,75	-12,39	-89,07
	Goule	29/07/2010 11:00	2,8	147	7,58	0,94	0,03	0,66	1,03	0,23	*	0,04	11,00	-11,69	-85,27
	Goule	04/08/2010 11:00	2,3	141	7,58	0,78	0,04	0,57	0,98	0,25	*	0,05	3,91	-12,02	-86,56
	Goule	08/08/2010 11:00	1,3	102	7,58	0,71	0,02	0,39	0,69	0,15	*	0,03	12,63	-11,76	-84,51
	Goule	14/08/2010 11:00	1,2	227	7,55	1,03	0,05	1,25	1,55	0,47	0,05	0,09	5,02	-12,38	-87,97
	Goule	20/08/2010 11:00	2,3	176	7,86	1,19	0,03	0,92	1,39	0,42	*	0,07	6,63	-13,28	-95,69
	Goule	22/08/2010 11:00	2,0	178	7,53	0,94	0,04	0,90	1,28	0,38	*	0,06	4,46	-12,79	-93,42
	Goule	21/09/2010 15:00	0,1	677	7,89	2,38	0,08	5,59	5,25	1,78	*	0,17	5,60	-12,49	-89,61
	Goule	25/09/2010 10:30	0,1	745	8,06	2,35	0,08	6,20	5,65	1,94	0,10	0,18	5,24	-12,72	-90,49
	Goule	28/09/2010 11:00	0,1	693	7,98	2,33	0,09	5,52	5,42	1,77	*	0,18	3,74	-12,47	-89,66
	Goule	28/09/2010 17:00	0,1	317	7,80	1,41	0,19	2,15	2,25	0,72	*	0,08	10,30	*	*
	Goule	28/09/2010 23:00	0,1	165	7,96	1,52	0,32	1,04	1,67	0,45	*	0,04	14,08	-11,53	-83,50
	Goule	29/09/2010 11:00	0,2	245	7,95	1,09	0,23	1,60	2,15	0,53	*	0,08	2,67	*	*
	Goule	29/09/2010 17:00	0,1	310	7,86	1,09	0,05	2,14	2,47	0,67	*	0,09	0,75	-11,60	-85,05
	Goule	01/10/2010 12:00	0,6	99	7,93	1,76	0,16	0,54	1,89	0,48	*	0,04	1,08	-10,33	-80,10
	Goule	02/10/2010 23:00	0,1	414	7,77	1,16	0,06	2,88	3,17	0,88	*	0,11	-0,78	-10,54	-77,94

* donnée manquante

Annexe J : Tableau de synthèse des résultats d'analyses élémentaires et isotopiques réalisées sur les échantillons d'eau prélevés en 2010.

Famille d'eau	Nom	Date (jj/mm/aaaa hh:mm)	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	Alkalinity (M)	CO ₃ ²⁻ (mEq/l)	HCO ₃ ⁻ (mEq/l)	Cl ⁻ (mEq/l)	SO ₄ ²⁻ (mEq/l)	Ca ²⁺ (mEq/l)	Mg ²⁺ (mEq/l)	K ⁺ (mEq/l)	Na ⁺ (mEq/l)	Sr ²⁺ (mEq/l)	BI (%)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ² H (‰)
Eau de rivière																		
<u>Sous-bassin versant de la Goule</u>																		
	Goule	23/09/2011 18:00	0,5	354	6,73	1,19E-03	0,00	1,19	0,05	2,72	3,04	0,87	0,05	0,10	0,00	-1,34	-11,91	-84,12
	Goule	24/09/2011 17:00	0,9	259	6,79	1,06E-03	0,00	1,06	0,05	2,40	2,42	0,78	0,04	0,10	0,00	2,46	-11,64	-83,57
	Goule	26/09/2011 11:00	0,8	309	6,85	1,04E-03	0,00	1,04	0,03	2,26	2,56	0,70	0,04	0,09	0,00	-0,90	-11,04	-79,39
	Goule	28/09/2011 11:00	0,0	519	7,03	1,67E-03	0,00	1,67	0,04	4,19	3,92	1,47	0,07	0,15	0,00	2,46	-12,05	-85,62
	Goule	29/09/2011 15:15	0,0	553	7,08	1,81E-03	0,00	1,81	0,04	4,68	4,51	1,53	0,08	0,15	0,00	1,97	-12,07	-86,87
	Goule	03/10/2011 11:00	-0,1	593	7,15	1,98E-03	0,00	1,98	0,05	4,93	4,63	1,58	0,08	0,16	0,00	3,65	-12,33	-89,24
	Goule	04/10/2011 17:00	-0,1	635	7,24	2,22E-03	0,00	2,22	0,06	5,32	5,02	1,70	0,08	0,17	0,00	4,26	-12,28	-89,00
	Rivière rouge	25/09/2011 19:15	0,6	2090	7,28	4,21E-03	0,01	4,20	0,28	24,13	24,21	5,45	0,16	0,46	0,02	-2,86	-11,79	-87,46
<u>Sous-bassin versant du Diable</u>																		
	Diable	23/09/2011 19:00	1,5	866	7,46	3,54E-03	0,01	3,53	0,09	7,39	7,54	3,18	0,14	0,25	0,01	-0,49	-11,53	-85,74
	Diable	04/10/2011 12:15	-0,1	925	7,60	3,79E-03	0,01	3,77	0,11	7,25	8,07	3,61	0,14	0,27	0,01	-4,11	-11,69	-85,41
Eau sous-glaciaire																		
<u>Résurgence estivale</u>																		
	Aïda	25/09/2011 18:30	0,1	116,3	6,68	4,98E-04	0,00	0,50	0,05	0,72	0,97	0,30	0,02	0,06	0,00	-2,99	-11,95	-86,13
	Aïda	29/09/2011 16:00	0,0	394	6,81	1,31E-03	0,00	1,31	0,05	2,97	2,99	1,24	0,07	0,15	0,00	-1,35	-12,86	-91,95
Eau souterraine																		
<u>Nappe supra-pergélisol</u>																		
	Piézomètres P 1	27/09/2011 13:45	0,9	733	7,13	3,99E-03	0,00	3,98	0,11	5,02	5,57	2,75	0,21	0,25	0,00	1,92	-11,76	-87,77
	P 1	04/10/2011 19:00	0,1	814	7,22	4,55E-03	0,00	4,54	0,26	5,31	7,35	3,08	0,23	0,42	0,00	-4,51	-11,70	-89,18
	P 2	27/09/2011 17:00	1,9	1852	7,07	3,89E-03	0,00	3,88	0,56	19,63	14,31	8,97	0,43	0,83	0,01	-0,96	-11,41	-84,25
	Sources et mares Lac Diable	04/10/2011 15:00	0,3	651	7,39	3,82E-03	0,01	3,81	0,07	4,34	5,00	2,13	0,15	0,24	0,00	4,42	-12,16	-89,00
	Mare_E-H2_Aval	23/09/2011 18:30	1,5	1685	7,68	3,43E-03	0,01	3,41	0,08	18,08	13,84	7,08	0,30	0,40	0,01	-0,12	-11,01	-85,07
	Mare_E-H2_Petite	23/09/2011 18:30	1,7	1839	7,57	4,86E-03	0,01	4,84	0,34	23,96	20,50	9,28	0,36	0,27	0,01	-2,15	-11,08	-83,67
	Mare_W-BV (s.c. P1)	27/09/2011 15:00	1,6	665	7,32	4,03E-03	0,01	4,02	0,06	4,44	4,88	2,45	0,16	0,22	0,00	5,05	-11,52	-84,54
	Mare_W-BV (s.v. P1)	27/09/2011 15:00	1,2	1203	7,56	3,80E-03	0,01	3,78	0,14	10,44	9,50	5,31	0,25	0,34	0,00	-3,49	-11,19	-83,82
	Mare_W-BV (col)	27/09/2011 18:00	2,6	480	7,27	1,60E-03	0,00	1,60	0,17	3,77	3,10	1,90	0,11	0,21	0,00	1,98	-8,53	-72,78
	Mare_W-BV (all. P2)	27/09/2011 15:30	2,0	1010	7,61	3,59E-03	0,01	3,57	0,17	8,04	7,76	4,48	0,29	0,35	0,00	-4,44	-11,33	-84,84
	Bigoule	04/10/2011 17:00	-0,2	1387	7,35	4,79E-03	0,01	4,78	0,20	13,08	11,38	5,50	0,23	0,33	0,01	1,75	-11,50	-86,22
	S. Amont D.	24/09/2011 18:45	1,2	982	7,65	3,70E-03	0,01	3,68	0,42	7,88	8,66	4,32	0,18	0,25	0,01	-5,61	-11,53	-85,50
	S. Amont D. (Claire)	24/09/2011 18:45	0,7	1021	7,54	3,73E-03	0,01	3,71	0,17	8,31	8,96	4,08	0,17	0,25	0,01	-4,89	-11,48	-85,90
	S. Affleurement	25/09/2011 17:00	1,7	461	7,12	1,59E-03	0,00	1,59	0,03	3,61	3,76	1,03	0,08	0,11	0,00	2,51	-11,64	-83,72
	S. W. Goule	26/09/2011 11:15	1,5	670	7,1	2,79E-03	0,00	2,79	0,16	4,13	4,26	1,91	0,09	0,18	0,00	4,64	-11,30	-83,96
	S. Sud Confl.	27/09/2011 17:30	1,3	1375	7,3	3,95E-03	0,00	3,94	0,14	13,81	11,22	5,78	0,28	0,44	0,01	0,48	-11,24	-84,14
Eau de fonte	Eau de fonte	25/09/2011 19:00	0,1	71,5	6,64	8,28E-04	0,00	0,20	0,00	0,01	0,19	0,02	0,00	0,01	0,00	-0,75	-11,90	-85,63

Annexe K : Tableau de synthèse des résultats d'analyses élémentaires et isotopiques réalisées sur les échantillons d'eau prélevés en 2011.

Famille d'eau	Nom	Date (jj/mm/aaaa hh:mm)	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	Alkalinity (M)	CO ₃ ²⁻ (mEq/l)	HCO ₃ ⁻ (mEq/l)	Cl ⁻ (mEq/l)	SO ₄ ²⁻ (mEq/l)	Ca ²⁺ (mEq/l)	Mg ²⁺ (mEq/l)	K ⁺ (mEq/l)	Na ⁺ (mEq/l)	H ⁺ (mEq/l)	Sr ²⁺ (mEq/l)	BI (%)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ² H (‰)
Eau de rivière																			
Sous-bassin versant de la Goule																			
	Goule	09/07/2012 20:00	1,7	127	7,03	4,55E-04	0,00	0,45	0,04	0,82	1,07	0,27	0,02	0,06	0,00	0,00	-3,76	-12,55	-90,90
	Goule	11/07/2012 12:00	2,9	140	7,19	7,19E-04	0,00	0,72	0,04	0,87	1,18	0,30	0,03	0,05	0,00	0,00	2,37	-12,64	-90,40
	Goule	12/07/2012 00:00	1,1	129	7,61	5,85E-04	0,00	0,58	0,04	0,81	1,15	0,28	0,03	0,05	0,00	0,00	-2,57	-12,43	-89,40
	Goule	12/07/2012 06:00	1,2	149	7,95	6,15E-04	0,00	0,61	0,04	0,88	1,22	0,30	0,03	0,06	0,00	0,00	-2,62	-12,59	-89,62
	Goule	13/07/2012 12:00	1,8	132	7,62	6,33E-04	0,00	0,63	0,06	0,77	1,09	0,29	0,03	0,06	0,00	0,00	-0,25	-12,46	-89,45
	Goule	14/07/2012 12:00	1,2	130	7,55	5,26E-04	0,00	0,52	0,05	0,77	1,05	0,27	0,02	0,06	0,00	0,00	-1,94	-12,50	-89,04
	Goule	15/07/2012 12:00	3,0	142	7,85	6,91E-04	0,00	0,69	0,03	0,77	1,31	0,25	0,03	0,05	0,00	0,00	-4,95	-12,42	-88,83
	Goule	16/07/2012 06:00	1,4	131	8,32	1,10E-03	0,01	1,07	0,03	0,71	1,46	0,22	0,02	0,05	0,00	0,00	1,98	-12,48	-88,76
	Goule	17/07/2012 00:00	1,1	122	7,69	6,30E-04	0,00	0,63	0,03	0,63	1,02	0,27	0,03	0,05	0,00	0,00	-2,76	-12,41	-88,62
	Goule	17/07/2012 12:00	1,5	137	8,38	6,69E-04	0,01	0,65	0,04	0,71	1,15	0,25	0,03	0,06	0,00	0,00	-2,67	-12,44	-88,72
	Goule	18/07/2012 12:00	1,5	157	8,27	8,21E-04	0,01	0,80	0,05	0,76	1,39	0,30	0,03	0,07	0,00	0,00	-5,21	-12,65	-89,87
	Goule	19/07/2012 00:00	1,2	171	7,77	7,08E-04	0,00	0,70	0,05	0,96	1,38	0,32	0,03	0,07	0,00	0,00	-2,94	-12,47	-89,12
	Goule	20/07/2012 06:00	1,2	145	7,78	6,48E-04	0,00	0,64	0,04	0,72	1,15	0,32	0,03	0,07	0,00	0,00	-5,21	-12,50	-88,82
	Goule	21/07/2012 00:00	1,3	127	8,03	6,82E-04	0,00	0,67	0,06	0,70	1,09	0,27	0,03	0,06	0,00	0,00	-0,51	-12,29	-88,08
	Goule	21/07/2012 12:00	2,3	133	7,86	6,50E-04	0,00	0,64	0,04	0,74	1,06	0,29	0,03	0,06	0,00	0,00	-0,50	-12,33	-87,90
	Goule	22/07/2012 12:00	2,3	125	7,91	5,97E-04	0,00	0,59	0,04	0,69	1,02	0,26	0,03	0,05	0,00	0,00	-1,53	-12,28	-87,74
	Goule	23/07/2012 18:00	1,6	107	7,94	5,55E-04	0,00	0,55	0,03	0,58	0,89	0,24	0,02	0,04	0,00	0,00	-1,41	-12,10	-86,11
	Goule	24/07/2012 18:00	1,5	118	7,86	5,98E-04	0,00	0,59	0,03	0,63	0,98	0,28	0,03	0,05	0,00	0,00	-3,26	-12,04	-86,12
	Goule	30/07/2012 12:00	1,3	149	7,69	8,82E-04	0,00	0,88	0,03	0,65	1,25	0,29	0,03	0,05	0,00	0,00	-2,05	-11,71	-84,36
	Goule	02/08/2012 12:00	1,5	188	8,04	1,27E-03	0,01	1,26	0,04	0,85	1,68	0,37	0,05	0,07	0,00	0,00	-0,22	-12,23	-86,69
	Goule	11/08/2012 12:00	1,7	135	8,02	7,66E-04	0,00	0,76	0,02	0,54	1,26	0,23	0,04	0,04	0,00	0,00	-8,57	-11,64	-83,53
	Goule	17/08/2012 12:00	1,1	178	8,03	1,43E-03	0,01	1,41	0,04	0,73	1,56	0,34	0,05	0,06	0,00	0,00	4,03	-12,04	-85,43
	Goule	22/08/2012 14:00	1,9	263	8,05	1,40E-03	0,01	1,38	0,06	1,46	1,97	0,58	0,05	0,10	0,00	0,00	3,68	-12,53	-88,49
	Goule	29/08/2012 12:00	1,5	168	7,94	6,05E-04	0,00	0,60	0,06	0,89	1,38	0,29	0,04	0,07	0,00	0,00	-6,49	-12,24	-88,89
	Goule	04/09/2012 12:00	1,5	223	8,10	1,20E-03	0,01	1,19	0,04	1,36	1,84	0,45	0,05	0,07	0,00	0,00	3,62	-12,95	-93,71
	Goule	10/09/2012 12:00	0,2	380	7,93	1,40E-03	0,01	1,38	0,08	2,77	2,90	0,97	0,08	0,13	0,00	0,00	1,94	-12,81	-91,43
	Goule	16/09/2012 12:00	1,9	115	7,80	7,39E-04	0,00	0,73	0,02	0,50	0,97	0,24	0,02	0,04	0,00	0,00	-0,68	-12,37	-88,66
	Goule	18/09/2012 13:45	1,2	171	7,99	1,02E-03	0,01	1,01	0,03	0,95	1,37	0,36	0,04	0,06	0,00	0,00	4,58	-12,35	-89,24
	Goule	19/09/2012 12:00	1	227	7,95	1,11E-03	0,01	1,09	0,04	1,32	1,83	0,52	0,05	0,08	0,00	0,00	-0,67	-12,62	-90,40
	Goule	20/09/2012 12:20	0,0	276	7,93	1,30E-03	0,01	1,29	0,06	1,69	2,09	0,70	0,06	0,11	0,00	0,00	1,38	-12,74	-91,18
	Goule	22/09/2012 12:00	-0,1	331	7,88	1,33E-03	0,01	1,32	0,06	2,19	2,39	0,85	0,07	0,13	0,00	0,00	1,95	-12,80	-90,92
	Goule	23/09/2012 20:10	-0,1	371	7,81	1,03E-03	0,00	1,02	0,07	2,63	2,66	0,96	0,07	0,14	0,00	0,00	-1,53	-12,72	-90,27
	Goule	25/09/2012 18:15	-0,1	428	7,69	1,83E-03	0,01	1,82	0,07	3,09	3,24	1,10	0,08	0,16	0,00	0,00	4,35	-12,77	-90,78
	Goule	28/09/2012 18:00	-0,1	531	7,83	1,79E-03	0,01	1,77	0,06	4,30	4,18	1,40	0,08	0,16	0,00	0,00	2,68	-12,72	-90,43
	Goule	29/09/2012 16:00	-0,1	523	7,87	1,46E-03	0,01	1,45	0,06	4,18	4,14	1,35	0,08	0,16	0,00	0,00	-0,39	-12,71	-90,20
	Goule	02/10/2012 13:30	-0,1	561	7,83	1,66E-03	0,01	1,65	0,06	3,88	4,17	1,44	0,08	0,18	0,00	0,00	-2,42	-12,65	-90,92

Annexe L : Tableau de synthèse des résultats d'analyses élémentaires et isotopiques réalisées sur les échantillons de la Goule prélevés en 2012.

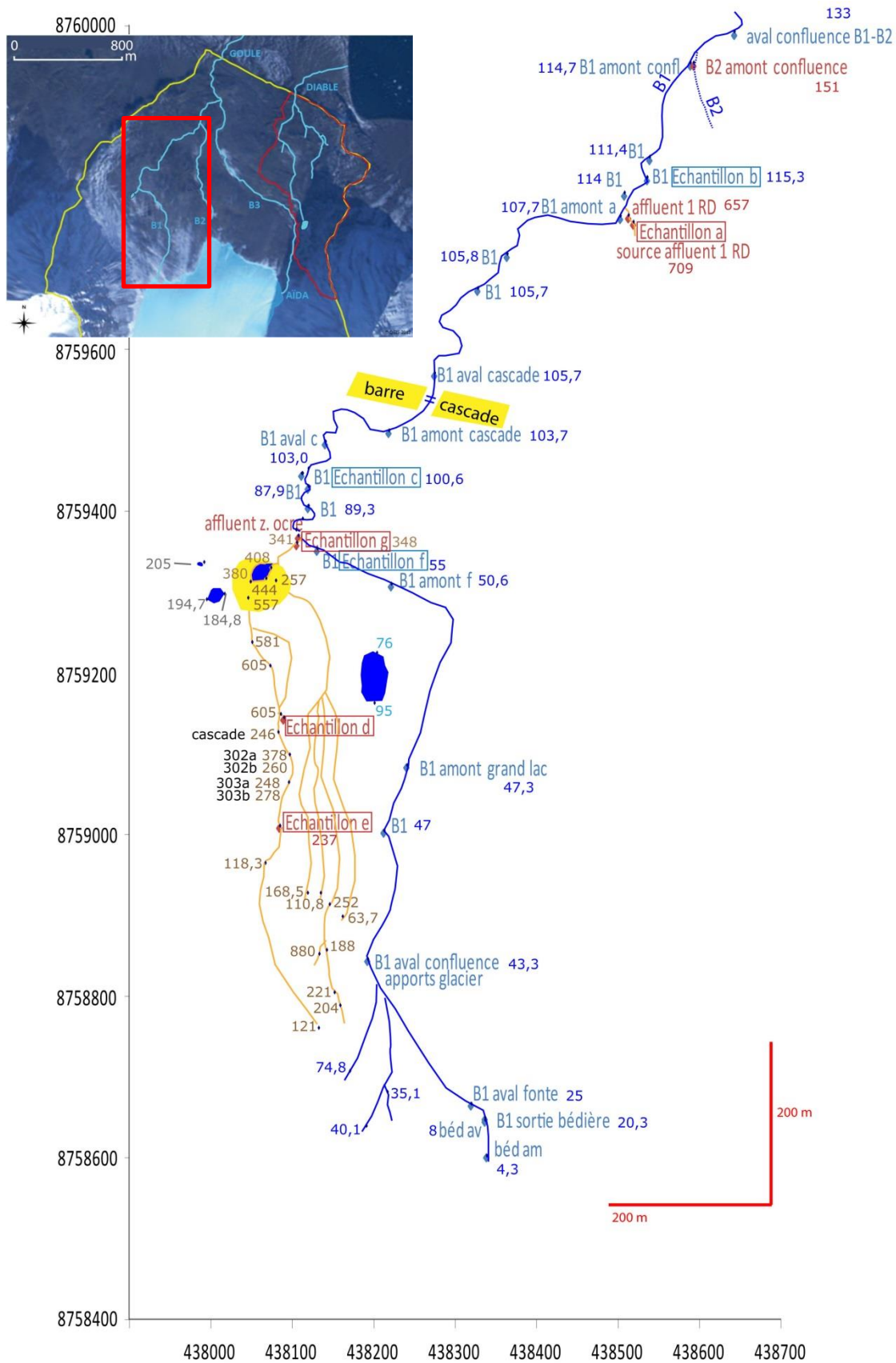
Famille d'eau	Nom	Date (jj/mm/aaaa hh:mm)	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	Alkalinity (M)	CO ₃ ²⁻ (mEq/l)	HCO ₃ ⁻ (mEq/l)	Cl ⁻ (mEq/l)	SO ₄ ²⁻ (mEq/l)	Ca ²⁺ (mEq/l)	Mg ²⁺ (mEq/l)	K ⁺ (mEq/l)	Na ⁺ (mEq/l)	H ⁺ (mEq/l)	Sr ²⁺ (mEq/l)	BI (%)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ² H (‰)
Eau de rivière																			
Sous-bassin versant de la Goule																			
	B3_Min_III	13/07/2012 17:45	0,8	114	7,43	3,95E-04	0,00	0,39	0,05	0,60	0,80	0,27	0,02	0,06	0,00	0,00	-4,99	-12,16	-88,81
	B3_Min_VII	13/07/2012 20:00	0,7	99	7,40	5,78E-04	0,00	0,58	0,04	0,35	0,65	0,23	0,02	0,06	0,00	0,00	0,09	-12,51	-88,89
	B3_Min_VIII	13/07/2012 20:00	0,3	83	7,47	3,52E-04	0,00	0,35	0,04	0,35	0,57	0,21	0,02	0,05	0,00	0,00	-7,05	-12,43	-88,92
	B3_Min_IX	13/07/2012 21:30	0,0	78	7,21	4,11E-04	0,00	0,41	0,05	0,32	0,52	0,19	0,02	0,06	0,00	0,00	-0,42	-12,39	-89,32
	B2_Min_B	20/07/2012 17:00	1,4	151	7,19	6,17E-04	0,00	0,62	0,02	0,97	1,32	0,23	0,02	0,04	0,00	0,00	-0,28	-12,04	-86,71
	B2_Min_D	20/07/2012 18:00	1,3	148	6,68	5,42E-04	0,00	0,54	0,02	0,96	1,28	0,22	0,02	0,04	0,00	0,00	-1,37	-11,60	-85,31
	B2_Min_E	20/07/2012 19:30	1,0	122	7,62	5,57E-04	0,00	0,55	0,02	0,79	1,11	0,18	0,02	0,04	0,00	0,00	0,47	-11,72	-85,03
	B2//P5	23/07/2012 21:00	1,0	131	7,11	4,34E-04	0,00	0,43	0,02	0,93	1,08	0,19	0,02	0,03	0,00	0,00	2,28	-11,96	-85,23
	B2	28/09/2012 16:00	-0,1	746	7,62	1,43E-03	0,00	1,42	0,03	7,86	7,03	2,50	0,07	0,11	0,00	0,00	-2,06	-12,20	-88,02
	B2	30/09/2012 14:00	-0,1	839	7,35	1,58E-03	0,00	1,58	0,14	9,01	7,96	1,50	0,07	0,12	0,00	0,00	5,28	-12,17	-87,64
	B1_Min_b	22/07/2012 09:15	4,2	117	7,33	4,77E-04	0,00	0,48	0,03	0,73	0,82	0,24	0,02	0,04	0,00	0,00	4,87	-11,63	-84,54
	B1_Min_c	22/07/2012 10:15	2,3	90	7,28	2,57E-04	0,00	0,26	0,03	0,59	0,73	0,21	0,02	0,04	0,00	0,00	-6,18	-11,70	-83,90
	B1_Min_f	22/07/2012 13:30	3,4	60	7,68	4,13E-04	0,00	0,41	0,03	0,22	0,50	0,15	0,02	0,04	0,00	0,00	-3,61	-11,56	-83,93
	B1	27/09/2012 13:00	-0,1	555	7,66	1,65E-03	0,00	1,64	0,04	4,35	4,33	1,51	0,07	0,14	0,00	0,00	-0,15	-11,99	-87,38
	B1	01/10/2012 00:00		582	7,71	1,25E-03	0,00	1,24	0,08	4,90	4,62	1,39	0,06	0,13	0,00	0,00	0,09	-12,07	-87,46
	B(1+2)_Min_II	13/07/2012 17:45	2,9	142	7,28	5,09E-04	0,00	0,51	0,03	0,89	1,15	0,22	0,02	0,04	0,00	0,00	-0,65	-12,14	-88,06
Sous-bassin versant du Diable																			
	Diable	10/07/2012 20:00	5,7	423	7,61	1,86E-03	0,00	1,85	0,06	2,50	2,86	1,46	0,09	0,12	0,00	0,00	-1,26	-11,37	-84,79
	Diable	14/07/2012 12:00	5,3	494	7,73	2,06E-03	0,01	2,05	0,09	3,25	3,56	1,50	0,09	0,13	0,00	0,00	0,99	-11,50	-85,29
	Diable	19/07/2012 12:00	5,7	585	7,75	2,15E-03	0,01	2,13	0,07	4,17	4,30	1,92	0,10	0,16	0,00	0,01	-0,91	-11,52	-85,25
	Diable	22/07/2012 12:00	7,6	624	7,86	2,14E-03	0,01	2,12	0,21	4,49	4,69	2,12	0,11	0,17	0,00	0,01	-1,97	-11,55	-85,77
	Diable	24/07/2012 12:00	6,3	643	7,85	2,68E-03	0,01	2,66	0,05	4,75	4,76	2,16	0,12	0,18	0,00	0,01	1,74	-11,65	-86,01
	Diable	30/07/2012 12:00	4,4	660	7,92	2,50E-03	0,01	2,47	0,06	5,09	4,83	2,33	0,12	0,19	0,00	0,01	1,10	-11,42	-84,81
	Diable	05/08/2012 12:00	5,3	702	7,94	2,57E-03	0,01	2,54	0,06	5,38	5,01	2,38	0,12	0,20	0,00	0,01	1,71	-11,50	-85,22
	Diable	14/08/2012 12:00	4,6	746	7,89	2,38E-03	0,01	2,36	0,07	5,84	5,54	2,57	0,13	0,21	0,00	0,01	-1,06	-11,39	-84,86
	Diable	20/08/2012 12:00	3,5	769	7,92	2,15E-03	0,01	2,12	0,07	6,44	5,71	2,70	0,13	0,22	0,00	0,01	-0,74	-11,47	-85,01
	Diable	26/08/2012 12:00	2,8	797	7,87	2,94E-03	0,01	2,92	0,13	6,91	5,84	2,83	0,13	0,22	0,00	0,01	4,91	-11,51	-85,35
	Diable	01/09/2012 12:00	3,0	826	7,89	2,71E-03	0,01	2,68	0,23	7,41	6,16	2,94	0,14	0,24	0,00	0,01	4,31	-11,39	-85,09
	Diable	04/09/2012 12:00	3,3	796	7,78	2,96E-03	0,01	2,93	0,12	6,96	6,43	2,72	0,13	0,22	0,00	0,01	2,66	-11,47	-86,15
	Diable	13/09/2012 12:00	2,9	841	7,89	2,90E-03	0,01	2,87	0,26	7,69	6,35	3,08	0,14	0,23	0,00	0,01	4,96	-11,53	-85,94
	Diable	19/09/2012 12:00	2,0	874	7,82	2,99E-03	0,01	2,97	0,10	8,21	6,62	3,21	0,14	0,24	0,00	0,01	5,01	-11,48	-85,53
	Diable	24/09/2012 12:00	0,3	863	7,69	2,53E-03	0,01	2,52	0,20	8,33	6,55	3,39	0,14	0,24	0,00	0,01	3,34	-11,40	-85,52
	Diable	27/09/2012 15:30	-0,1	908	7,74	3,13E-03	0,01	3,11	0,12	8,65	6,88	3,45	0,14	0,24	0,00	0,01	5,12	-11,59	-86,37
	Diable	01/10/2012 15:00	-0,1	933	7,72	3,12E-03	0,01	3,10	0,13	9,01	7,24	3,51	0,15	0,25	0,00	0,01	4,62	-11,54	-86,04
	Affl. D._1	12/07/2012 19:30	13,5	122	8,20	9,38E-04	0,01	0,92	0,04	0,11	0,88	0,31	0,03	0,05	0,00	0,00	-8,20	-6,59	-66,93
	Affl. D._2	12/07/2012 19:45	1,8	230	7,82	1,31E-03	0,01	1,30	0,04	0,81	1,72	0,58	0,05	0,07	0,00	0,00	-5,72	-11,34	-85,31
	Affl. D._3	12/07/2012 20:00	5,7	326	7,91	1,97E-03	0,01	1,95	0,05	1,41	2,30	1,03	0,07	0,09	0,00	0,00	-1,03	-11,36	-85,42
	Affl. D._4	12/07/2012 20:15	6,9	398	7,74	2,22E-03	0,01	2,21	0,06	2,10	2,66	1,36	0,09	0,11	0,00	0,00	1,78	-11,22	-84,76
	Affl. D._5	12/07/2012 21:00	3,5	472	7,87	3,05E-03	0,01	3,02	0,07	2,64	3,16	1,83	0,10	0,13	0,00	0,00	4,68	-11,09	-84,15

Annexe M : Tableau de synthèse des résultats d'analyses élémentaires et isotopiques réalisées sur les échantillons d'eau de rivière autre que la Goule de 2012.

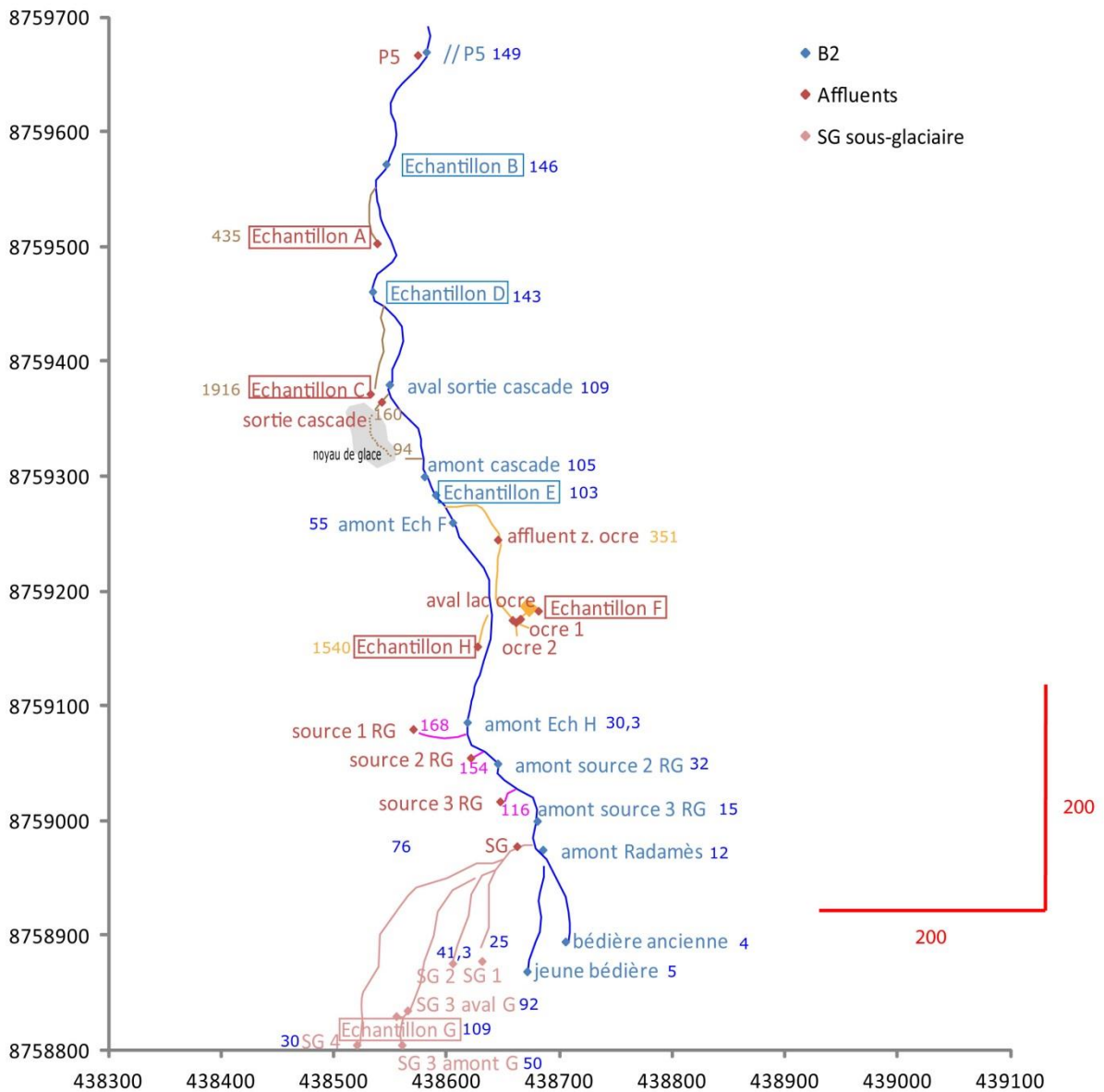
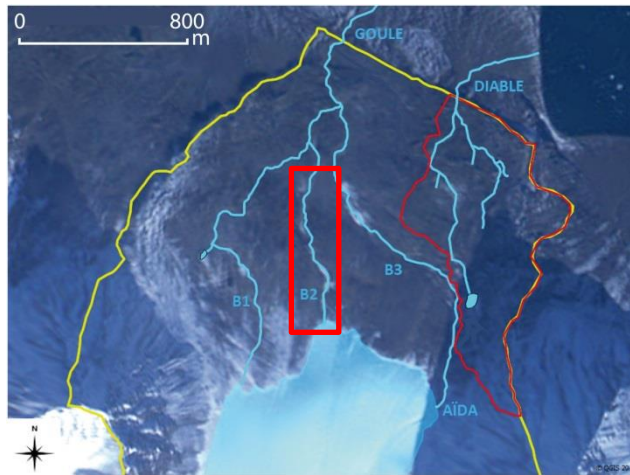
Famille d'eau	Nom	Date (jj/mm/aaaa hh:mm)	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	Alkalinity (M)	CO ₃ ²⁻ (mEq/l)	HCO ₃ ⁻ (mEq/l)	Cl ⁻ (mEq/l)	SO ₄ ²⁻ (mEq/l)	Ca ²⁺ (mEq/l)	Mg ²⁺ (mEq/l)	K ⁺ (mEq/l)	Na ⁺ (mEq/l)	H ⁺ (mEq/l)	Sr ²⁺ (mEq/l)	Fe ²⁺ (mEq/l)	BI (%)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ² H (‰)	
Eau sous-glaciaire																					
<u>Résurgence estivale</u>	Aïda	21/09/2012 20:00	*	226	8,00	1,28E-03	0,01	1,27	0,08	1,19	1,58	0,63	0,07	0,13	0,00	0,00	*	2,60	-12,95	-92,16	
	Aïda	25/09/2012 10:30	*	275	7,94	1,32E-03	0,01	1,30	0,09	1,57	1,93	0,80	0,07	0,16	0,00	0,00	*	0,11	-12,88	-91,24	
	Aïda	29/09/2012	*	311	7,91	1,57E-03	0,01	1,55	0,11	1,90	2,12	0,85	0,08	0,19	0,00	0,00	*	4,85	-12,94	-91,44	
	Aïda	02/10/2012	*	342	7,86	1,75E-03	0,01	1,73	0,10	2,20	2,39	0,98	0,08	0,19	0,00	0,01	*	5,25	-13,03	-91,68	
	Aïda	13/07/2012 22:00	0,0	63	7,18	2,38E-04	0,00	0,24	0,05	0,25	0,37	0,15	0,01	0,05	0,00	0,00	*	-3,89	-12,59	-90,06	
	Min_G	20/07/2012 21:45	1,0	112	7,31	7,16E-04	0,00	0,71	0,01	0,49	1,04	0,16	0,04	0,03	0,00	0,00	*	-2,25	-11,56	-84,54	
<u>Marge glacée</u>	MG2	25/04/2012	0,2	865	8,32	2,53E-03	0,03	2,47	0,23	8,11	6,62	2,87	0,13	0,41	0,00	0,02	*	3,80	-13,79	-99,86	
	MG3	25/04/2012	-0,2	1631	8,48	4,07E-03	0,07	3,92	0,54	16,02	12,93	6,64	0,31	1,04	0,00	0,06	*	-1,02	-15,09	-102,81	
	MG4	25/04/2012	-0,1	715	8,31	1,72E-03	0,02	1,68	0,11	5,79	5,20	2,23	0,10	0,31	0,00	0,02	*	-1,72	-13,59	-96,12	
Eau souterraine																					
<u>Nappe supra-pergélisol</u>																					
<u>Piézomètres</u>	P1	20/09/2012 18:00	1,3	833	7,40	2,83E-03	0,00	2,82	0,12	7,14	6,39	3,05	0,19	0,22	0,00	0,00	*	1,20	-11,60	-87,11	
	P1	27/09/2012 12:00	-0,1	791	7,31	2,83E-03	0,00	2,82	0,09	6,66	6,10	2,96	0,17	0,21	0,00	0,00	*	0,69	-11,59	-86,50	
	P1	30/09/2012 18:00	0,3	763	7,45	2,48E-03	0,00	2,47	0,12	6,35	5,67	2,80	0,16	0,20	0,00	0,00	*	0,57	-11,54	-86,54	
	P1	02/10/2012 18:30	-0,1	817	7,37	2,97E-03	0,00	2,96	0,17	6,85	5,92	2,80	0,17	0,20	0,00	0,00	*	4,71	-11,68	-86,71	
	P3	20/09/2012 17:00	1,3	1256	7,20	6,33E-03	0,01	6,31	0,34	10,54	7,27	6,13	0,84	1,16	0,00	0,00	*	5,54	-11,77	-86,00	
	P3	27/09/2012 14:00	0,1	1219	7,38	5,87E-03	0,01	5,85	0,19	9,99	7,05	5,77	0,73	1,07	0,00	0,00	*	4,63	-12,01	-86,16	
	P3	30/09/2012 15:00	0,7	1211	7,43	5,72E-03	0,01	5,70	0,32	9,77	7,04	5,76	0,67	1,05	0,00	0,00	*	4,17	-11,81	-86,81	
	P3	02/10/2012 17:00	0	1116	6,97	5,69E-03	0,00	5,69	0,20	9,38	7,25	5,82	0,62	1,01	0,00	0,01	*	1,92	-11,93	-86,89	
	P5	15/07/2012 21:30	1,6	306	7,43	1,30E-03	0,00	1,30	0,03	1,85	2,66	0,53	0,06	0,07	0,00	0,00	*	-2,18	-12,26	-88,44	
	P5	23/07/2012 21:15	4,2	297	7,25	1,84E-03	0,00	1,83	0,03	2,05	2,99	0,68	0,08	0,07	0,00	0,00	*	1,34	-11,98	-86,09	
	P5	20/09/2012 14:00	4,2	537	7,37	1,20E-03	0,00	1,20	0,06	4,54	5,12	0,97	0,10	0,12	0,00	0,00	*	-4,32	-12,27	-88,22	
	P6	17/07/2012 18:00	1,9	661	7,54	2,15E-03	0,00	2,14	0,04	5,05	4,33	2,44	0,26	0,29	0,00	0,00	*	-0,58	-11,53	-84,87	
	P6	23/07/2012 20:45	4,3	593	7,33	1,77E-03	0,00	1,77	0,09	5,13	5,83	1,30	0,16	0,17	0,00	0,00	*	-3,26	-11,85	-86,68	
	P6	20/09/2012 15:00	2,1	530	7,38	1,58E-03	0,00	1,57	0,05	4,24	5,11	0,94	0,10	0,13	0,00	0,00	*	-3,37	-12,07	-87,94	
	<u>Sources et mares</u>	Source t	20/07/2012 16:00	10,0	659	7,50	2,70E-03	0,01	2,69	0,07	4,55	4,57	2,59	0,18	0,20	0,00	0,00	*	-1,59	-11,09	-83,76
		Source l	17/07/2012 17:30	9,2	709	7,75	2,39E-03	0,01	2,37	0,07	5,49	4,85	2,71	0,16	0,26	0,00	0,00	*	-0,30	-11,72	-87,73
		Source z.p.	21/09/2012 17:30	0,2	593	7,68	1,64E-03	0,00	1,63	0,02	4,68	4,89	1,35	0,10	0,13	0,00	0,00	*	-0,96	-12,17	-87,71
		Mare (P3)	17/07/2012 18:30	6,6	712	7,53	1,79E-03	0,00	1,79	0,08	6,02	5,82	1,79	0,11	0,17	0,00	0,00	*	0,02	-10,83	-83,55
		Mare (P1)	27/09/2012 12:10	0,2	752	7,52	3,10E-03	0,01	3,08	0,17	5,21	5,50	2,85	0,16	0,24	0,00	0,00	*	-1,58	-11,63	-85,53
		Min_l	13/07/2012 17:30	9,2	382	7,81	1,42E-03	0,01	1,41	0,05	2,34	2,47	1,33	0,10	0,13	0,00	0,00	*	-3,00	-11,04	-82,16
		Min_IV	13/07/2012 19:00	5,2	676	7,73	2,19E-03	0,01	2,18	0,06	5,41	4,86	2,18	0,13	0,17	0,00	0,00	*	2,03	-11,23	-84,94
Min_V		13/07/2012 20:00	0,0	739	7,03	2,52E-03	0,00	2,51	0,06	6,06	6,38	1,68	0,08	0,18	0,00	0,01	*	1,72	-12,09	-87,13	
Min_A		20/07/2012 17:00	1,4	460	7,28	1,22E-03	0,00	1,21	0,03	3,66	3,95	0,83	0,05	0,09	0,00	0,00	*	-0,10	-12,08	-87,31	
Min_a		22/07/2012 09:15	5,4	663	7,56	2,45E-03	0,01	2,44	0,06	5,47	5,40	2,05	0,12	0,17	0,00	0,00	*	1,41	-11,31	-84,35	
Min_g		22/07/2012 13:30	7,6	337	6,86	4,89E-04	0,00	0,49	0,05	3,11	2,54	0,70	0,05	0,08	0,00	0,00	*	3,82	-11,54	-84,74	
<u>Sources acides</u>		Source J.	17/07/2012 19:00	0,4	1736	3,52	-	0,00	0,00	0,07	22,15	17,21	3,89	0,09	0,26	0,30	0,01	0,00	1,03	-11,20	-84,41
	Source J.	21/09/2012 19:15	0,0	2020	3,29	-	0,00	0,00	0,18	26,77	18,81	4,84	0,12	0,54	0,51	0,01	0,01	4,07	-11,52	-85,54	
	Min_VI	13/07/2012 20:00	0,8	1394	6,38	1,51E-04	0,00	0,15	0,12	16,43	13,65	2,99	0,11	0,18	0,00	0,01	0,00	-0,69	-11,38	-84,35	
	Min_C	20/07/2012 18:00	0,3	1827	2,79	-	0,00	0,00	0,04	21,65	13,60	2,36	0,05	0,23	1,62	0,00	0,32	8,81	-10,65	-81,69	
	Min_F	20/07/2012 20:00	1,5	743	3,20	-	0,00	0,00	0,04	7,46	5,15	0,74	0,04	0,11	0,63	0,00	0,02	5,88	-11,61	-84,77	
	Min_H	20/07/2012 22:30	1,1	1421	6,60	8,61E-04	0,00	0,86	0,13	16,63	13,82	3,68	0,18	0,23	0,00	0,01	0,00	-0,81	-11,58	-86,41	
	Min_d	22/07/2012 11:00	2,5	601	3,55	-	0,00	0,00	0,03	5,43	3,50	1,02	0,05	0,08	0,28	0,00	0,00	5,02	-11,44	-83,64	
Min_e	22/07/2012 11:45	1,9	240	3,62	-	0,00	0,00	0,03	2,05	1,19	0,41	0,03	0,06	0,24	0,00	0,00	3,51	-11,37	-81,39		

* non mesuré

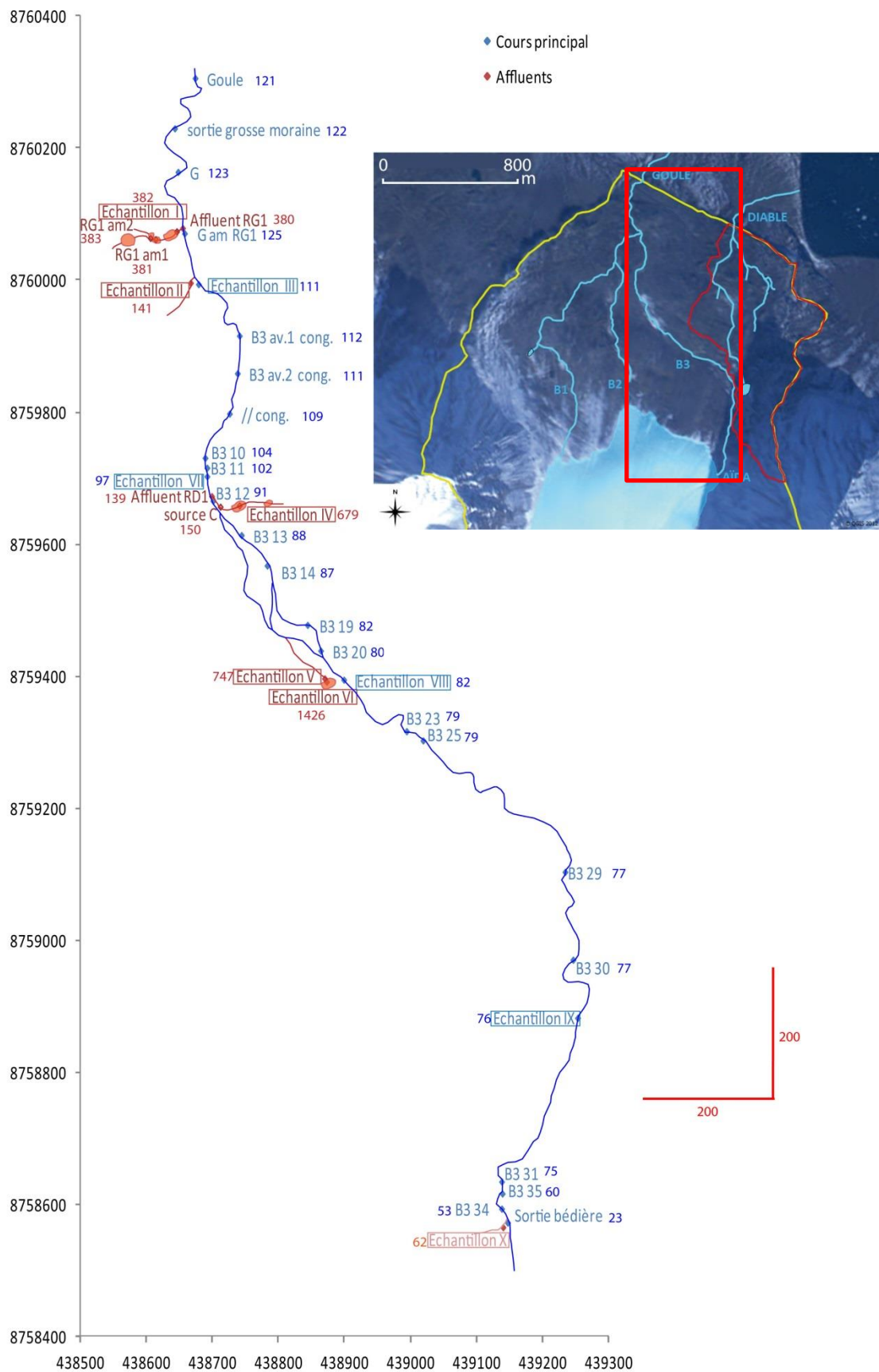
Annexe N : Tableau de synthèse des résultats d'analyses élémentaires et isotopiques réalisées sur les échantillons autres que les eaux de rivière de 2012.



Annexe O : Cartographie du suivi de minéralisation de la rivière B1 datant du 22 juillet 2012 avec le cours d'eau principal en bleu et ses affluents en orange. Chaque point de suivi renseigne la conductivité électrique de l'eau. Les localisations des eaux prélevées sont encadrées.



Annexe P : Cartographie du suivi de minéralisation de la rivière B2 datant du 20 juillet 2012 avec le cours d'eau principal en bleu et ses affluents en orange. Chaque point de suivi renseigne la conductivité électrique de l'eau. Les localisations des eaux prélevées sont encadrées.



Annexe Q : Cartographie du suivi de minéralisation de la rivière B3 datant du 13 juillet 2012 avec le cours d'eau principal en bleu et ses affluents en orange. Chaque point de suivi renseigne la conductivité électrique de l'eau. Les localisations des eaux prélevées sont encadrées

Famille d'eau	Nom	Date (jj/mm/aaaa hh:mm)	T (°C)	pH	HCO ₃ ⁻ (mEq/l)	CT (M)	1/CT (L.mol ⁻¹)	δ ¹³ C (‰)	A ¹⁴ C (pCm)	δ ¹³ C _{eq} (‰)	log (pCO ₂) phreeqci	
Eau de rivière												
<u>Sous-bassin versant de la Goule</u>												
	Goule	23/09/2011 18:00	0,5	6,73	1,19	0,002	498	-4,62	-	-	-10,51	-2,22
	Goule	24/09/2011 17:00	0,9	6,79	1,06	0,002	593	-4,12	-	-	-10,41	-2,30
	Goule	26/09/2011 11:00	0,8	6,85	1,04	0,002	634	-6,10	-	-	-12,76	-2,35
	Goule	28/09/2011 11:00	0,0	7,03	1,67	0,002	444	-3,65	-	-	-11,36	-2,29
	Goule	29/09/2011 15:15	0,0	7,08	1,81	0,002	422	-5,09	39,84	0,27	-13,06	-2,29
	Goule	03/10/2011 11:00	-0,1	7,15	1,98	0,003	400	-3,32	-	-	-11,63	-2,31
	Goule	04/10/2011 17:00	-0,1	7,24	2,22	0,003	371	-4,34	33,47	0,22	-13,04	-2,34
	Rivière rouge	25/09/2011 19:15	0,6	7,28	4,20	0,005	200	1,72	7,13	0,17	-7,10	-2,12
<u>Sous-bassin versant du Diable</u>												
	Diable	23/09/2011 19:00	1,5	7,46	3,53	0,004	252	-0,51	-	-	-9,84	-2,33
	Diable	04/10/2011 12:15	-0,1	7,60	3,77	0,004	242	0,47	31,30	0,21	-9,33	-2,44
Eau sous-glaciaire												
<u>Résurgence estivale</u>												
	Aïda	25/09/2011 18:30	0,1	6,68	0,50	0,001	1127	-	-	-	-	-2,56
	Aïda	29/09/2011 16:00	0,0	6,81	1,31	0,002	483	-4,25	42,18	0,24	-10,66	-2,23
<u>Marge glacée</u>												
	MG2	25/04/2012	0,2	8,32	2,47	0,002	401	-2,04	20,92	0,25	-12,63	-3,31
	MG3	25/04/2012	-0,2	8,48	3,92	0,004	253	-0,66	26,27	0,26	-11,36	-3,29
	MG4	25/04/2012	-0,1	8,31	1,68	0,002	587	-3,53	19,21	0,24	-14,15	-3,46
Eau souterraine												
<u>Nappe supra-pergélisol</u>												
	Piézomètres											
	P 1	27/09/2011 13:45	0,9	7,13	3,98	0,005	198	-6,35	-	-	-14,53	-1,99
	P 1	04/10/2011 19:00	0,1	7,22	4,54	0,006	180	-7,55	38,91	0,23	-16,16	-2,01
	P 2	27/09/2011 17:00	1,9	7,07	3,88	0,005	198	1,19	36,94	0,22	-6,67	-1,97
	Sources et mares											
	Lac Diable	04/10/2011 15:00	0,3	7,39	3,81	0,004	228	-2,43	-	-	-11,64	-2,23
	Mare_E-H2_Aval	23/09/2011 18:30	1,5	7,68	3,41	0,004	273	1,62	-	-	-8,19	-2,57
	Mare_E-H2_Petite	23/09/2011 18:30	1,7	7,57	4,84	0,005	189	5,05	24,19	0,19	-4,53	-2,32
	Mare_W-BV (s.v. P1)	27/09/2011 15:00	1,6	7,32	4,02	0,005	212	-1,23	-	-	-10,13	-2,14
	Mare_W-BV (s.v. P1)	27/09/2011 15:00	1,2	7,56	3,78	0,004	241	-0,50	32,84	0,21	-10,10	-2,40
	Mare_W-BV (col)	27/09/2011 18:00	2,6	7,27	1,60	0,002	528	-3,21	-	-	-11,87	-2,48
	Mare_W-BV (all. P2)	27/09/2011 15:30	2,0	7,61	3,57	0,004	258	0,71	-	-	-8,92	-2,46
	Bigoule	04/10/2011 17:00	-0,2	7,35	4,78	0,006	179	1,17	-	-	-7,95	-2,12
	S. Amont D.	24/09/2011 18:45	1,2	7,65	3,68	0,004	252	-0,48	-	-	-10,27	-2,49
	S. Amont D. (Claire)	24/09/2011 18:45	0,7	7,54	3,71	0,004	244	0,33	30,27	0,21	-9,27	-2,39
	S. Affleurement	25/09/2011 17:00	1,7	7,12	1,59	0,002	496	-5,40	-	-	-13,50	-2,36
	S. W. Goule	26/09/2011 11:15	1,5	7,10	2,79	0,004	279	-4,41	-	-	-12,42	-2,11
	S. Sud Confl.	27/09/2011 17:30	1,3	7,30	3,94	0,005	215	0,39	31,15	0,21	-8,46	-2,15

Annexe R : Résultats d'analyses en isotopie du carbone sur les échantillons d'eaux prélevés en 2011.

Famille d'eau	Samplés name	Longitude (WGS 84)	Latitude (WGS 84)
Eau de rivière			
UTM 32			
<u>Sous-bassin versant de la Goule</u>			
	Goule	438674	8760306
	Rivière rouge	438988	8759213
B3	B3_Min_III	438679	8759994
	B3_Min_VII	438692	8759703
	B3_Min_VIII	438899	8759395
	B3_Min_IX	439253	8758883
B2	B2_Min_B	438546	8759572
	B2_Min_D	438534	8759461
	B2_Min_E	438590	8759284
	B2//P5	438582	8759670
	B2	438588	8759655
B1	B1_Min_b	438536	8759813
	B1_Min_c	438112	8759447
	B1_Min_f	438131	8759354
	B1	438508	8759771
B1+B2	B1+B2_Min_II	438667	8759996
<u>Sous-bassin versant du Diable</u>			
	Diable	439273	8759983
Diable affluent	Affl. D._1	439546	8759375
	Affl. D._2	439405	8759485
	Affl. D._3	439339	8759627
	Affl. D._4	439341	8759683
	Affl. D._5	439281	8759968
Eau sous-glaciaire			
<u>Résurgence estivale</u>			
	Aïda	439134	8758617
	Min_X	439140	8758573
	Min_G	438680	8758979
<u>Marges glacées</u>			
	MG2	439004	8759290
	MG3	439038	8759298
	MG4	439152	8759178
Eau souterraine			
<u>Nappe supra-pergélisol</u>			
Piezometers	P1	438415	8759864
	P2	438526	8759880
	P3	438482	8759630
	P5	438574	8759667
	P6	438536	8759654

Famille d'eau	Samplés name	Longitude (WGS 84)	Latitude (WGS 84)
Eau souterraine			
<u>Nappe supra-pergélisol</u>			
Sources et mares	Lac Diable	439345	8759113
	Mare_E-H2_Aval	438947	8759966
	Mare_E-H2_Petite	438936	8759959
	Mare_W-BV (s. c. P1)	438376	8759874
	Mare_W-BV (s. v. P1)	438369	8759921
	Mare_W-BV (col)	438378	8760007
	Mare_W-BV (all. P2)	438494	8759877
	Bigoule	438797	8760201
	S. Amont D.	439267	8759960
	S. Amont D. (Claire)	439267	8759960
	S. Affleurement	438654	8759722
	S. W. Goule	438664	8760304
	S. Sud Confl.	438655	8759904
	Source t	438330	8759875
	Source I	438398	8759918
	Source z.p.	438492	8759706
	Mare (P3)	438505	8759639
	Mare (P1)	438406	8759887
	Min_I	438646	8760074
	Min_IV	438741	8759659
	Min_V	438870	8759397
	Min_A	438538	8759551
	Min_a	438507	8759775
	Min_g	438112	8759369
<u>Sources acides</u>			
	Source J.	438546	8759272
	Min_VI	438873	8759392
	Min_C	438549	8759447
	Min_F	438600	8759273
	Min_H	438641	8759183
	Min_d	438090	8759145
	Min_e	438085	8759011

Annexe S : Coordonnées géographiques des différents sites d'échantillonnage.

Bibliographie

- ACIA, 2004. Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment., Cambridge University Press. ed.
- Åkerman, H.J., 2005. Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972–2002, Kapp Linné, Svalbard. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 59, 116–128. doi:10.1080/00291950510038386
- Åkerman, J., 1980. Studies on periglacial geomorphology in West Spitsbergen. The Royal University of Lund, Sweden, Department of Geography, Lund.
- Anderson, S.P., Drever, J.I., Frost, C.D., Holden, P., 2000. Chemical weathering in the foreland of a retreating glacier. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 1173–1189. doi:10.1016/S0016-7037(99)00358-0
- Anderson, S.P., Drever, J.I., Humphrey, N.F., 1997. Chemical weathering in glacial environments. *Geology* 25, 399–402. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0399:CWIGE>2.3.CO;2
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, Second Edition. CRC Press.
- Arctic Great Rivers Observatory - Arctic-GRO [WWW Document], n.d. URL <http://www.arcticgreatrivers.org/index.html> (accessed 7.10.14).
- Arctic-HYDRA Consortium, 2010. Science and Implementation Plan, Grafia Kommunikasjon AS. ed, Arctic-HYDRA: The Arctic Hydrological Cycle Monitoring, Modelling and Assessment Programme. Oslo, Norway.
- Arctic Runoff Data Base (ARDB) [WWW Document], n.d. URL http://www.bafg.de/GRDC/EN/04_spcltdbss/41_ARDB/ardb.html (accessed 6.16.14).
- AWIPEV - Alfred-Wegener-Institute for Polar- and Marine Research (AWI) and Institut Polaire Paul Emile Victor (IPEV) [WWW Document], n.d. URL <http://www.awipev.eu/> (accessed 6.5.14).
- Banks, D., Siewers, U., Sletten, R.S., Haldorsen, S., Dale, B., Heim, M., Swensen, B., 1999. The thermal springs of Bockfjorden, Svalbard: II: selected aspects of trace element hydrochemistry. *Geothermics* 28, 713–728. doi:10.1016/S0375-6505(99)00019-X
- Banks, D., Sletten, R.S., Haldorsen, S., Dale, B., Heim, M., Swensen, B., 1998. The thermal springs of Bockfjord, Svalbard: Occurrence and major ion hydrochemistry. *Geothermics* 27, 445–467. doi:10.1016/S0375-6505(98)00022-4
- Barbaroux, L., 1970. Etude géologique et sédimentologique de la presqu'île de Brogger (Baie du Roi - Vestspitsbergen), in: Spitsberg, Mission Française 1966, Mémoires et Documents CNRS. Dresch, J., Paris, pp. 37–94.
- Barrand, N.E., James, T.D., Murray, T., 2010. Spatio-temporal variability in elevation changes of two high-Arctic valley glaciers. *J. Glaciol.* 56, 771–780. doi:10.3189/002214310794457362
- Beaudon, E., Moore, J.C., Martma, T., Pohjola, V.A., van de Wal, R.S.W., Kohler, J., Isaksson, E., 2013. Lomonosovfonna and Holtedahlfonna ice cores reveal east west disparities of the Spitsbergen environment since AD 1700. *J. Glaciol.* 59, 1069–1083. doi:10.3189/2013JoG12J203
- Bernard, E., 2011. Les dynamiques spatio-temporelles d'un petit hydrosystème arctique : approche nivo-glaciologique dans un contexte de changement climatique contemporain (bassin du glacier Austre Lovén, Spitsberg, 79°N). Université de Franche-Comté, Département de Géographie.
- Bernard, E., Friedt, J.-M., Tolle, F., Griselin, M., Martin, G., Laffly, D., Marlin, C., 2013. Monitoring seasonal snow dynamics using ground based high resolution photography (Austre Lovenbreen, Svalbard, 79°N). *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 75, 92–100. doi:10.1016/j.isprsjprs.2012.11.001

- Bingham, R.G., Nienow, P.W., Sharp, M.J., Copland, L., 2006. Hydrology and dynamics of a polythermal (mostly cold) High Arctic glacier. *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 1463–1479. doi:10.1002/esp.1374
- Blatter, H., Hutter, K., 1991. Polythermal Conditions in Arctic Glaciers. *J. Glaciol.* 37, 261–269.
- Blum, J.D., Gazis, C.A., Jacobson, A.D., Chamberlain, C.P., 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. *Geology* 26, 411–414. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0411:CVSWIT>2.3.CO;2
- Boike, J., Ippisch, O., Overduin, P.P., Hagedorn, B., Roth, K., 2008. Water, heat and solute dynamics of a mud boil, Spitsbergen. *Geomorphology* 95, 61–73. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.033
- Boike, J., Roth, K., Ippisch, O., 2003. Seasonal snow cover on frozen ground: Energy balance calculations of a permafrost site near Ny-Ålesund, Spitsbergen. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 108, 8163. doi:10.1029/2001JD000939
- Booij, M., Leijnse, A., Haldorsen, S., Heim, M., Rueslatten, H., 1998. Subpermafrost Groundwater Modelling in Ny-Alesund, Svalbard. *Nord. Hydrol.* 29, 385–396.
- Borin, S., Ventura, S., Tambone, F., Mapelli, F., Schubotz, F., Brusetti, L., Scaglia, B., D'Acqui, L.P., Solheim, B., Turicchia, S., Marasco, R., Hinrichs, K.-U., Baldi, F., Adani, F., Daffonchio, D., 2010. Rock weathering creates oases of life in a High Arctic desert. *Environ. Microbiol.* 12, 293–303. doi:10.1111/j.1462-2920.2009.02059.x
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C., 1994. *Time-Series Analysis: Forecasting and Control*, Prentice Hall Inc. ed. Englewood Cliffs, NJ, USA.
- Bring, A., Destouni, G., 2013. Hydro-climatic changes and their monitoring in the Arctic: Observation-model comparisons and prioritization options for monitoring development. *J. Hydrol.* 492, 273–280. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.04.003
- Brossard, T., 1991. *Pratique des paysages en Baie du Roi et sa région, Svalbard*. Université de Franche-Comté.
- Brossard, T., Joly, D., 1986. Le complexe géomorphologique aval des glaciers Lovén Est et Central (Svalbard). *Cah. Géographie Besançon Nlle Sér.* 2, 5–58.
- Brown, G.H., 2002. Glacier meltwater hydrochemistry. *Appl. Geochem.* 17, 855–883.
- Bukowska-Jania, E., 2007. The role of glacier system in migration of calcium carbonate on Svalbard. *Pol. Polar Res.* 28, 137–155.
- Bukowska-Jania, E., Szafraniec, J., 2005. Distribution and morphometric characteristics of icing fields in Svalbard. *Polar Res.* 24, 41–53. doi:10.3402/polar.v24i1.6252
- CALM Site [WWW Document], n.d. URL <http://www.gwu.edu/~calm/> (accessed 5.28.14).
- Christiansen, H.H., Etzelmuller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A.B.K., Sigsgaard, C., Akerman, H.J., Foged, N., Blikra, L.H., Pernosky, M.A., Odegard, R.S., 2010. The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007-2009. *Permafr. Periglac. Process.* 21, 156–181. doi:10.1002/ppp.687
- Christiansen, H.H., Humlum, O., Eckerstorfer, M., 2013. Central Svalbard 2000-2011 Meteorological Dynamics and Periglacial Landscape Response. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 45, 6–18. doi:10.1657/1938-4246-45.1.6
- Christoffersen, P., Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., 2005. Basal processes beneath an Arctic glacier and their geomorphic imprint after a surge, Elisebreen, Svalbard. *Quat. Res.* 64, 125–137. doi:10.1016/j.yqres.2005.05.009
- Chylek, P., Folland, C.K., Lesins, G., Dubey, M.K., Wang, M., 2009. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 36, L14801. doi:10.1029/2009GL038777
- Clarke, W.B., Jenkins, W.J., Top, Z., 1976. Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ³He. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* 27, 515–522. doi:10.1016/0020-708X(76)90082-X
- Clark, I.D., Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.

- Clark, I.D., Lauriol, B., 1997. Auefis of the Firth River basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst. *Arct. Alp. Res.* 29, 240–252. doi:10.2307/1552053
- Clark, I.D., Lauriol, B., Harwood, L., Marschner, M., 2001. Groundwater contributions to discharge in a permafrost setting, Big Fish River, NWT, Canada. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 33, 62–69. doi:10.2307/1552278
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A.A., Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M., 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, UNESCO-IHP. ed, IHP-VII Technical Documents in Hydrology. Paris.
- Cooper, R.J., Wadham, J.L., Tranter, M., Hodgkins, R., Peters, N.E., 2002. Groundwater hydrochemistry in the active layer of the proglacial zone, Finsterwalderbreen, Svalbard. *J. Hydrol.* 269, 208–223. doi:10.1016/S0022-1694(02)00279-2
- Corbel, J., 1966. Spitsberg 1964 et premières observations 1965, Audin. ed, CNRS-RCP 42. Lyon, France.
- Corbel, J., Barbaroux, L., Coque, R., Dewolf, Y., Emmanuel, M., Geoffray, H., Joly, F., Muxart, R., Rougerie, G., Stchouzkoy-Muxart, T., Vincent, M., Vivian, H., 1970. Spitsberg, Mission française 1966, Editions du Centre National de la Recherche Scientifique. ed, Mémoires et documents CNRS. Dresch, J., Paris.
- Courty, M.-A., Marlin, C., Dever, L., Vachier, P., Tremblay, P., 1994. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from High Arctic (Spitzbergen). *Geoderma* 61, 71–102.
- Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* 133, 1702–1703. doi:10.1126/science.133.3465.1702
- Cramer, B., Poelchau, H.S., Gerling, P., Lopatin, N.V., Littke, R., 1999. Methane released from groundwater: the source of natural gas accumulations in northern West Siberia. *Mar. Pet. Geol.* 16, 225–244. doi:10.1016/S0264-8172(98)00085-3
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Gundestrup, H.G., 1973. Stable isotope glaciology. *Meddelelser Om Grøland* 197, 53.
- Delangle, E., 2011. Hydrological and geochemical response of a polar glacier facing the recent climate changes (Austrelovenbreen, Svalbard, 79°N).
- Delangle, E., Marlin, C., Griselin, M., Laffly, D., Bernard, E., Friedt, J.-M., 2010. Hydrochemical response of a polar glacier facing the recent climate changes (Austrelovenbre, Svalbard, 79°N).
- Delbart, C., 2013. Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences ; traitement du signal des réponses physiques et géochimiques. Université Paris Sud, Département des Sciences de la Terre, Orsay, France.
- Deming, D., Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., De Rito, R.F., 1992. Heat-Flow and Subsurface Temperature as Evidence for Basin-Scale Groundwater-Flow, North Slope of Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 528–542. doi:10.1130/0016-7606(1992)104<0528:HFASTA>2.3.CO;2
- Dolnicki, P., Grabiec, M., Puczko, D., Gawor, L., Budzik, T., Klementowski, J., 2013. Variability of temperature and thickness of permafrost active layer at coastal sites of Svalbard. *Pol. Polar Res.* 34, 353–374. doi:10.2478/popore-2013-0026
- Domínguez, M.C., Eraso, A., 2004. Inverse relation between glacier discharge and conductivity in Austrelovenbreen glacier, Svalbard 79°N. Presented at the VI Symposium Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Ny-Alesund (Svalbard), Norway, pp. 37–46.
- Dowdeswell, J.A., Hagen, J.O., Björnsson, H., Glazovsky, A.F., Harrison, W.D., Holmlund, P., Jania, J., Koerner, R.M., Lefauconnier, B., Ommanney, C.S.L., Thomas, R.H., 1997. The Mass Balance of Circum-Arctic Glaciers and Recent Climate Change. *Quat. Res.* 48, 1–14. doi:10.1006/qres.1997.1900
- Dragon, K., Marciniak, M., 2010. Chemical composition of groundwater and surface water in the Arctic environment (Petuniabukta region, central Spitsbergen). *J. Hydrol.* 386, 160–172. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.017

- Dyurgerov, M.B., Bring, A., Destouni, G., 2010. Integrated assessment of changes in freshwater inflow to the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 115, D12116. doi:10.1029/2009JD013060
- Dyurgerov, M.B., Carter, C.L., 2004. Observational Evidence of Increases in Freshwater Inflow to the Arctic Ocean. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 36, 117–122.
- Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., 2000. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 97, 1406–1411.
- Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., 2005. *Glaciers and the Changing Earth System : A 2004 Snapshot (Occasional Paper No. 58)*. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO.
- ECHO - EPFL [WWW Document], n.d. URL <http://echo.epfl.ch/> (accessed 7.30.14).
- Eichinger, L., Stuiver, M., Kra, R.S., 1983. A contribution to the interpretation of ^{14}C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer, in: *Proceedings of the 11th International ^{14}C Conference, Radiocarbon*. pp. 347–356.
- Eraso, A., Gavilan, C.J., Perez, D., 1995. Prediction of the subglacial drainage in the marginal system of the Lovén East glacier, Ny-Alesund, Svalbard, in: *Actes du 3e Symposium international, cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de hautes montagnes, Chamonix-France, 1er-6-XI-1994, Annales littéraires de l'Université de Besançon*. Griselin M., Besançon, pp. 23–30.
- Evans, G.V., Otlet, R.L., Downing, A., Monkhouse, R.A., Rae, G., 1979. Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers, in: *Isotope Hydrology II. International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna*, pp. 679–708.
- Faculté des sciences de l'Université d'Ottawa [WWW Document], n.d. URL <http://www.science.uottawa.ca/> (accessed 7.22.14).
- Fairchild, I.J., Killawee, J.A., Sharp, M.J., Spiro, B., Hubbard, B., Lorrain, R.D., Tison, J.-L., 1999. Solute generation and transfer from a chemically reactive alpine glacial-proglacial system. *Earth Surf. Process. Landf.* 24, 1189–1211. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199912)24:13<1189::AID-ESP31>3.0.CO;2-P
- Fontes, J.-C., 1992. Chemical and Isotopic Constraints on ^{14}C Dating of Groundwater, in: Taylor, R.E., Long, A., Kra, R.S. (Eds.), *Radiocarbon After Four Decades*. Springer-Verlag, New York, pp. 242–261.
- Fontes, J.-C., Garnier, J.-M., 1979. Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resour. Res.* 15, 399–413. doi:10.1029/WR015i002p00399
- Ford, J., Bedford, B.L., 1987. The Hydrology of Alaskan Wetlands, U.S.A.: A Review. *Arct. Alp. Res.* 19, 209. doi:10.2307/1551357
- Førland, E.J., Benestad, R., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J.E., Skaugen, T.E., 2011. Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900-2100. *Adv. Meteorol.* 2011, 14. doi:10.1155/2011/893790
- Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., 2000. Increased Precipitation in the Norwegian Arctic: True or False? *Clim. Change* 46, 485–509. doi:10.1023/A:1005613304674
- Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., 2003. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Res.* 22, 113–124. doi:10.1111/j.1751-8369.2003.tb00102.x
- Fourré, E., Jean-Baptiste, P., Dapoigny, A., Baumier, D., Petit, J.-R., Jouzel, J., 2006. Past and recent tritium levels in Arctic and Antarctic polar caps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 56–64. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.003
- Francou, B., Vincent, C., 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*, Belin. ed. IRD Editions, Paris.
- French, H.M., 2007. *The Periglacial Environment, Third Edition*. ed. John Wiley & Sons, Chichester, England.
- Fritz, M., Wetterich, S., Meyer, H., Schirrmeister, L., Lantuit, H., Pollard, W.H., 2011. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and Hydrochemical signatures. *Permafr. Periglac. Process.* 22, 26–38. doi:10.1002/ppp.714

- Geoffray, H., 1966. Bilan hydrologique et bilan d'érosion du système du glacier Love Est, été 1964, in: Spitsberg 1964 et Premières Observations 1965. Lyon, France, pp. 257–263.
- Geoffray, H., 1968. Etude du bilan hydrologique et de l'érosion sur un bassin partiellement englacé : Spitsberg, baie du Roi, 79°N. Université de Brest, France.
- Geoffray, H., 1970. Données climatiques sur la Baie du Roi, été 1966, in: Spitsberg, Mission Française 1966, Mémoires et Documents CNRS. Dresch, J., Paris, pp. 95–106.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., Birks, S.J., St Amour, N.A., Buhay, W.M., McEachern, P., Wolfe, B.B., Peters, D.L., 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrol. Process.* 19, 303–327. doi:10.1002/hyp.5766
- Gillon, M., 2008. Etude des modes d'acquisition de la signature isotopique en carbone des eaux souterraines et préservation du signal environnemental lors de la recharge des aquifères. Paris 11, Orsay.
- Glasser, N.F., Hambrey, M.J., 2002. Delta D-delta O-18 relationships on a polythermal valley glacier: Midtre Lovénbreen, Svalbard. *Polar Res.* 21, 123–131. doi:10.1111/j.1751-8369.2002.tb00071.x
- Gleick, P.H. (Ed.), 1993. *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*, Oxford University Press. ed. New York, Oxford.
- Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) of Water Resources Programme [WWW Document], n.d. URL http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html (accessed 7.16.14).
- Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) [WWW Document], n.d. URL http://www.gtnp.org/index_e.html (accessed 5.28.14).
- Grabiec, M., Jania, J.A., Puczko, D., Kolondra, L., Budzik, T., 2012. Surface and bed morphology of Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen. *Pol. Polar Res.* 33, 111–138. doi:10.2478/v10183-012-0010-7
- Grimaldi, S., 2009. Origine des matières en suspension et flux sédimentaire d'une rivière glaciaire au Spitzberg occidental. Université Paris Sud, Orsay, France.
- Griselin, M., 1982. Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires: exemple du bassin Loven Est côte Nord-Ouest du Spitsberg. Université de Nancy II, Nancy, France.
- Griselin, M., 1985a. Les marges glacées du Loven Est, Spitsberg : un milieu original lié aux écoulements sous-glaciaires. *Rev. Géographie Alp.* 73, 389–410. doi:10.3406/rga.1985.2612
- Griselin, M., 1985b. L'abondance annuelle et le bilan hydrologique d'un bassin partiellement englacé de la côte nord-ouest du Spitsberg. *Noroi* 125, 19–33. doi:10.3406/noroi.1985.4219
- Griselin, M., Marlin, C., 1998. Origin of the Water Circulation in the moraine plain of the Loven East Glacier (Spitsbergen), in: *Salzburger Geographische Materialien*. Presented at the Proceedings of the 4th International Symposium Glacier Caves and Cryokarst in Polar Regions, 1-6 sept. 1996, RudolfsHutte-Salzburg, Autriche, pp. 61–71.
- Griselin, M., Marlin, C., 1999. Approche quantitative et géochimique du gradient altitudinal des précipitations sur un bassin versant partiellement englacé sur la côte occidentale du Spitsberg. *Houille Blanche* 34–39. doi:10.1051/lhb/1999055
- Griselin, M., Marlin, C., Dever, L., Moreau, L., 1995. Hydrology and Geochemistry of the Lovén East Glacier, Spitsbergen, in: *Actes du 3e Symposium international, cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de hautes montagnes, Chamonix-France, 1er-6-XI-1994, Annales littéraires de l'Université de Besançon*. Griselin M., Besançon, pp. 61–76.
- Hagen, J.O., Kohler, J., Melvold, K., Winther, J.-G., 2003. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux. *Polar Res.* 22, 145–159. doi:10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x
- Hagen, J.O., Lefauconnier, B., 1995. Reconstructed Runoff from the High Arctic Basin Bayelva based on Mass-Balance Measurements. *Nord. Hydrol.* 26, 285–296.
- Hagen, J.O., Liestøl, O., 1990. Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard 1950-88. *Ann. Glaciol.* 14, 102–106.

- Hagen, J.O., Liestøl, O., Roland, E., Jørgensen, T., 1993. Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. Norsk polarinstitutt, Oslo.
- Hagen, J.O., Sætrang, A., 1991. Radio-echo soundings of sub-polar glaciers with low-frequency radar. *Polar Res.* 9, 99–107. doi:10.3402/polar.v9i1.6782
- Haldorsen, S., Heim, M., 1999. An arctic groundwater system and its dependence upon climatic change: an example from Svalbard. *Permafr. Periglac. Process.* 10, 137–149. doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<137::AID-PPP316>3.0.CO;2-#
- Haldorsen, S., Heim, M., Dale, B., Landvik, J.Y., van der Ploeg, M., Leijnse, A., Salvigsen, O., Hagen, J.O., Banks, D., 2010. Sensitivity to long-term climate change of subpermafrost groundwater systems in Svalbard. *Quat. Res.* 73, 393–402. doi:10.1016/j.yqres.2009.11.002
- Haldorsen, S., Heim, M., Lauritzen, S.-E., 1996. Subpermafrost Groundwater, Western Svalbard. *Nord. Hydrol.* 27, 57–68.
- Haldorsen, S., Heim, M., Lefauconnier, B., Pettersson, L.-E., Røros, M., Sandsbråten, K., 2002. The water balance of an arctic lake and its dependence on climate change: Tvillingvatnet in Ny-Ålesund, Svalbard. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 56, 146–151. doi:10.1080/002919502760056477
- Haldorsen, S., Heim, M., van der Ploeg, M., 2011. Chapter 18: Impacts of climate change on groundwater in permafrost areas: case study from Svalbard, Norway, in: *Climate Change Effects on Groundwater Resources: A Global Synthesis of Findings and Recommendations*, International Association of Hydrogeologists. Treidel H., Martin-Bordes J. L. and Gurdak J. J., London, UK, pp. 323–338.
- Haldorsen, S., Lauritzen, S.-E., 1993. Subpermafrost Groundwater in Svalbard, in: *Hydrogeology of Hard Rocks*, I.A.H. Memoires. Presented at the XXIVth Congress of International Association of Hydrogeologists, Banks S. and Banks D., Oslo, Norway, pp. 940–949.
- Hammer, Ø., Jamtveit, B., Benning, L.G., Dysthe, D.K., 2005. Evolution of fluid chemistry during travertine formation in the Troll thermal springs, Svalbard, Norway. *Geofluids* 5, 140–150. doi:10.1111/j.1468-8123.2005.00109.x
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., Lo, K., 2010. Global Surface Temperature Change. *Rev. Geophys.* 48, RG4004. doi:10.1029/2010RG000345
- Hansen, S., 1999. A photogrammetry, climate-statistical and geomorphological approach to the post Little Ice Age changes of the Midtre Lovénbreen glacier, Svalbard (Master thesis). University of Tromsø and University of Copenhagen.
- Heldmann, J.L., Pollard, W.H., McKay, C.P., Andersen, D.T., Toon, O.B., 2005. Annual development cycle of an icing deposit and associated perennial spring activity on Axel Heiberg Island, Canadian High Arctic. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 37, 127–135. doi:10.1657/1523-0430(2005)037[0127:ADCOAI]2.0.CO;2
- Hjelle, A., 1993. Geology of Svalbard, Polarhandbok. Norsk Polarinstitutt.
- Hodgkins, R., Cooper, R., Wadham, J., Tranter, M., 2009. The hydrology of the proglacial zone of a high-Arctic glacier (Finsterwalderbreen, Svalbard): Atmospheric and surface water fluxes. *J. Hydrol.* 378, 150–160. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.020
- Hodgkins, R., Tranter, M., Dowdeswell, J.A., 1997. Solute provenance, transport and denudation in a high arctic glacierized catchment. *Hydrol. Process.* 11, 1813–1832. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199711)11:14<1813::AID-HYP498>3.0.CO;2-C
- Hodson, A.J., Gurnell, A.M., Washington, R., Tranter, M., Clark, M.J., Hagen, J.O., 1998. Meteorological and runoff time-series characteristics in a small, high-Arctic glaciated basin, Svalbard. *Hydrol. Process.* 12, 509–526. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19980315)12:3<509::AID-HYP591>3.0.CO;2-8
- Hodson, A., Tranter, M., Gurnell, A., Clark, M., Hagen, J.O., 2002. The hydrochemistry of Bayelva, a high Arctic proglacial stream in Svalbard. *J. Hydrol.* 257, 91–114. doi:10.1016/S0022-1694(01)00543-1
- Hodson, A., Tranter, M., Vatne, G., 2000. Contemporary rates of chemical denudation and atmospheric CO₂ sequestration in glacier basins: an Arctic perspective. *Earth Surf.*

- Process. Landf. 25, 1447–1471. doi:10.1002/1096-9837(200012)25:13<1447::AID-ESP156>3.0.CO;2-9
- Holmes, R.M., Coe, M.T., Fiske, G.J., Gurtovaya, T., McClelland, J.W., Shiklomanov, A.I., Spencer, R.G.M., Tank, S.E., Zhulidov, A.V., 2012a. Climate Change Impacts on the Hydrology and Biogeochemistry of Arctic Rivers, in: Goldman, C.R., Kumagai, M., Robarts, R.D. (Eds.), Climatic Change and Global Warming of Inland Waters. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 1–26.
- Holmes, R.M., McClelland, J.W., Peterson, B.J., Tank, S.E., Bulygina, E., Eglinton, T.I., Gordeev, V.V., Gurtovaya, T.Y., Raymond, P.A., Repeta, D.J., Staples, R., Striegl, R.G., Zhulidov, A.V., Zimov, S.A., 2012b. Seasonal and Annual Fluxes of Nutrients and Organic Matter from Large Rivers to the Arctic Ocean and Surrounding Seas. *Estuaries Coasts* 35, 369–382. doi:10.1007/s12237-011-9386-6
- Holmes, R.M., Peterson, B.J., Gordeev, V.V., Zhulidov, A.V., Meybeck, M., Lammers, R.B., Vörösmarty, C.J., 2000. Flux of nutrients from Russian rivers to the Arctic Ocean: Can we establish a baseline against which to judge future changes? *Water Resour. Res.* 36, 2309–2320. doi:10.1029/2000WR900099
- Humlum, O., Instanes, A., Sollid, J.L., 2003. Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Res.* 22, 191–215. doi:10.3402/polar.v22i2.6455
- Hut, G., Ostlund, H.G., Van der Borg, K., 1986. Fast and Complete CO₂-to-Graphite Conversion for ¹⁴C Accelerator Mass Spectrometry. *Radiocarbon* 28, 186–190.
- Igarashi, M., Kamiyama, K., Watanabe, O., 2001. Stable oxygen isotope ratio observed in the precipitation at Ny-Alesund, Svalbard. *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Issue* 54, 169–182.
- Ingerson, E., Pearson, F.J., 1964. Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ¹⁴C-method, in: *Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry*. Miyake Y., Koyama T., Tokyo, pp. 263–283.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) [WWW Document], n.d. URL <http://www.iaea.org/> (accessed 7.16.14).
- International Permafrost Association (IPA) [WWW Document], n.d. URL <http://ipa.arcticportal.org/> (accessed 5.28.14).
- IPCC, 2001. Chapter 2: Observed Climate Variability and Change, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, IPCC Third Assessment Report. R. Hallgren, B. Nyenzi, Cambridge, UK, pp. 99–182.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press. ed, IPCC Fourth Assessment Report. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press. ed, IPCC Fourth Assessment Report. Stocker T. F., Qin D. , Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. and Midgley P.M., Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- IPEV - Institut polaire français Paul Emile Victor [WWW Document], n.d. URL <http://www.institut-polaire.fr/> (accessed 6.5.14).
- Irvine-Fynn, T.D.L., 2008. *Modelling Runoff from the Maritime Arctic Cryosphere: Water Storage and Routing at Midtre Lovénbreen*. University of Sheffield, Department of Geography.
- Irvine-Fynn, T.D.L., Hanna, E., Barrand, N.E., Porter, P.R., Kohler, J., Hodson, A.J., 2014. Examination of a physically based, high-resolution, distributed Arctic temperature-index melt model, on Midtre Lovénbreen, Svalbard. *Hydrol. Process.* 28, 134–149. doi:10.1002/hyp.9526
- Isaksen, K., Benestad, R.E., Harris, C., Sollid, J.L., 2007a. Recent extreme near-surface permafrost temperatures on Svalbard in relation to future climate scenarios. *Geophys. Res. Lett.* 34, L17502. doi:10.1029/2007GL031002
- Isaksen, K., Holmlund, P., Sollid, J.L., Harris, C., 2001. Three Deep Alpine-Permafrost Boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafr. Periglac. Process.* 12, 13–25. doi:10.1002/ppp.380

- Isaksen, K., Sollid, J.L., Holmlund, P., Harris, C., 2007b. Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112, F02S04. doi:10.1029/2006JF000522
- Jessen, S., Holmslykke, H.D., Rasmussen, K., Richardt, N., Holm, P.E., 2014. Hydrology and pore water chemistry in a permafrost wetland, Ilulissat, Greenland. *Water Resour. Res.* n/a–n/a. doi:10.1002/2013WR014376
- Joly, D., 1980. Essai de modélisation des variations thermiques - Base française du Spitsberg, Ny-Ålesund. Université de Franche-Comté.
- Kabala, C., Zapart, J., 2009. Recent, relic and buried soils in the forefield of Werenskiold Glacier, SW Spitsbergen. *Pol. Polar Res.* 30, 161–178.
- Kang, S., Huang, J., Xu, Y., 2008. Changes in ionic concentrations and $\delta(18)O$ in the snowpack of Zhadang glacier, Nyainqentanglha mountain, southern Tibetan Plateau. *Ann. Glaciol.* 49, 127–134.
- Keller, K., Blum, J.D., Kling, G.W., 2007. Geochemistry of soils and streams on surfaces of varying ages in arctic Alaska. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 39, 84–98. doi:10.1657/1523-0430(2007)39[84:GOSASO]2.0.CO;2
- Keller, K., Blum, J.D., Kling, G.W., 2010. Stream geochemistry as an indicator of increasing permafrost thaw depth in an arctic watershed. *Chem. Geol.* 273, 76–81. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.02.013
- Killawee, J.A., Fairchild, I.J., Tison, J., Janssens, L., Lorrain, R., 1998. Segregation of solutes and gases in experimental freezing of dilute solutions: implications for natural glacial systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3637–3655. doi:10.1016/S0016-7037(98)00268-3
- Killingtveit, Å., 2004. Water balance studies in two catchments on Spitsbergen, Svalbard, in: Kane, D.L., Yang, D. (Eds.), *Northern Research Basins Water Balance*. Int Assoc Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 120–128.
- Killingtveit, Å., Pettersson, L.-E., Sand, K., 2003. Water balance investigations in Svalbard. *Polar Res.* 22, 161–174. doi:10.1111/j.1751-8369.2003.tb00105.x
- Kohler, J., James, T.D., Murray, T., Nuth, C., Brandt, O., Barrand, N.E., Aas, H.F., Luckman, A., 2007. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys. Res. Lett.* 34, L18502. doi:10.1029/2007GL030681
- Kokelj, S.V., Burn, C.R., 2005. Geochemistry of the active layer and near-surface permafrost, Mackenzie delta region, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 42, 37–48. doi:10.1139/e04-089
- Lacelle, D., 2011. On the $\delta O-18$, δD and D -excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples. *Permafr. Periglac. Process.* 22, 13–25. doi:10.1002/ppp.712
- Lacelle, D., Doucet, A., Clark, I.D., Lauriol, B., 2007. Acid drainage generation and seasonal recycling in disturbed permafrost near Eagle Plains, northern Yukon Territory, Canada. *Chem. Geol.* 243, 157–177. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.05.021
- Lacelle, D., Juneau, V., Pellerin, A., Lauriol, B., Clark, I.D., 2008. Weathering regime and geochemical conditions in a polar desert environment, Haughton impact structure region, Devon Island, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 45, 1139–1157. doi:10.1139/E08-063
- Lacelle, D., Lauriol, B., Clark, I.D., 2009. Formation of Seasonal Ice Bodies and Associated Cryogenic Carbonates in Caverne De L'ours, Quebec, Canada: Kinetic Isotope Effects and Pseudo-Biogenic Crystal Structures. *J. Cave Karst Stud.* 71, 48–62.
- Lacelle, D., Vasilchuk, Y.K., 2013. Recent Progress (2007–2012) in Permafrost Isotope Geochemistry. *Permafr. Periglac. Process.* 24, 138–145. doi:10.1002/ppp.1768
- Lauritzen, S.-E., Bottrell, S., 1994. Microbiological Activity in Thermoglacial Karst Springs, South Spitsbergen. *Geomicrobiol. J.* 12, 161–173.
- Lefauconnier, B., 1987. Fluctuations glaciaires dans le Kongsfjord (Baie du Roi), 79 N. Spitsberg, Svalbard: analyses et conséquences. Institut de Géographie Alpine.

- Lefauconnier, B., Hagen, J.O., 1990. Glaciers and climate in Svalbard: Statistical analysis and reconstruction of the Brøggerbreen mass balance for the last 77 years. *Ann. Glaciol.* 14, 148–152.
- Lefauconnier, B., Hagen, J.O., Børre Ørbæk, J., Melvold, K., Isaksson, E., 1999. Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate. *Polar Res.* 18, 307–313. doi:10.3402/polar.v18i2.6589
- Liestøl, O., 1976. Pingos, springs, and permafrost in Spitsbergen. *Nor. Polarinst Årb.* 7–29.
- Liestøl, O., 1980. Permafrost conditions in Spitsbergen. *Frost Jord* 21, 23–28.
- Liestøl, O., 1993. Glaciers of Svalbard, Norway. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* E127–E151.
- Liestøl, O., 1996. Open-system pingos in Spitsbergen. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 50, 81–84. doi:10.1080/00291959608552355
- Li, Z., Edwards, R., Mosley-Thompson, E., Wang, F., Dong, Z., You, X., Li, H., Li, C., Zhu, Y., 2006. Seasonal variability of ionic concentrations in surface snow and elution processes in snow-firn packs at the PGPI site on Ūrümqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, China. *Ann. Glaciol.* 43, 250–256.
- Lliboutry, L., 1965. *Traité de Glaciologie*, Masson. ed. Paris.
- Majewski, W., Szczuciński, W., Zajączkowski, M., 2009. Interactions of Arctic and Atlantic water-masses and associated environmental changes during the last millennium, Hornsund (SW Svalbard). *Boreas* 38, 529–544. doi:10.1111/j.1502-3885.2009.00091.x
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Université de Dijon.
- Marlin, C., 1991. Étude du transfert des solutés et des interactions eaux-roches en zone non saturée sous climat périglaciaire - presqu'île de Brogger (Svalbard) (Thèse de 3ème cycle). Université Paris Sud.
- Marlin, C., Dever, L., 1998. Interactions eaux-roches en milieu périglaciaire : exemple des carbonates secondaires de la presqu'île de Brøgger (Spitzberg), in: Causse, C., Gasse, F., *Hydrologie et Géochimie Isotopique : Symposium International à la Mémoire de Jean-Charles Fontes = Hydrology and Isotope Geochemistry : International Symposium in Memory of Jean-Charles Fontes, Paris (FRA), 1995/06/01-02 (Eds.), Hydrologie et géochimie isotopique, Colloques et Séminaires.* ORSTOM, Paris, pp. 97–115.
- Marlin, C., Dever, L., Vachier, P., Courty, M.-A., 1993. Variations chimiques et isotopiques de l'eau du sol lors de la reprise en gel d'une couche active sur pergélisol continu (Presqu'île de Brøgger, Svalbard). *Can. J. Earth Sci.* 30, 806–813. doi:10.1139/e93-066
- Marlin, C., Griselin, M., Bernard, E., Tolle, F., 2011. Climate Recent Evolution Observed in Svalbard (air temperature and precipitation): focus on the last 40 years in Ny Alesund (79°N). Presented at the International Conference Polar Worlds, Paris.
- Marlin, C., Tolle, F., Griselin, M., Bernard, E., Saintenoy, A., Quenet, M., Delangle, E., Friedt, J.-M., 2014. Area, volume and freshwater flux inferred from the change in geometry of a high-Arctic glacier since the 60s (Austre Lovénbreen, Svalbard). *Submitt. Geogr. Ann.*
- Marsz, A.A., Styszyńska, A., Pękala, K., Repelewska-Pękalowa, J., 2013. Influence of Meteorological Elements on Changes in Active-Layer Thickness in the Bellsund region, Svalbard. *Permafr. Periglac. Process.* 24, 304–312. doi:10.1002/ppp.1790
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M.M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schlosser, E., Simões, J.C., Steig, E.J., Stenni, B., Stievenard, M., van den Broeke, M.R., van de Wal, R.S.W., van de Berg, W.J., Vimeux, F., White, J.W.C., 2008. A Review of Antarctic Surface Snow Isotopic Composition: Observations, Atmospheric Circulation, and Isotopic Modeling*. *J. Clim.* 21, 3359–3387. doi:10.1175/2007JCLI2139.1
- Masson-Delmotte, V., Landais, A., Stievenard, M., Cattani, O., Falourd, S., Jouzel, J., Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Sveinbjornsdottir, A., White, J.W.C., Popp, T., Fischer, H., 2005. Holocene climatic changes in Greenland: Different deuterium excess signals at Greenland Ice Core

- Project (GRIP) and NorthGRIP. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 110, D14102. doi:10.1029/2004JD005575
- McClelland, J.W., Déry, S.J., Peterson, B.J., Holmes, R.M., Wood, E.F., 2006. A pan-arctic evaluation of changes in river discharge during the latter half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.* 33, L06715. doi:10.1029/2006GL025753
- McClelland, J.W., Holmes, R.M., Peterson, B.J., Amon, R., Brabets, T., Cooper, L., Gibson, J., Gordeev, V.V., Guay, C., Milburn, D., Staples, R., Raymond, P.A., Shiklomanov, I., Striegl, R., Zhulidov, A., Gurtovaya, T., Zimov, S., 2008. Development of a Pan-Arctic Database for River Chemistry. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 89, 217–224. doi:10.1029/2008EO240001
- Melvold, K., Schuler, T., Lappégard, G., 2003. Ground-water intrusions in a mine beneath Høganesbreen, Svalbard: assessing the possibility of evacuating water subglacially. *Ann. Glaciol.* 37, 269–274. doi:10.3189/172756403781816040
- Mercier, D., 2001. Le ruissellement au Spitsberg - le monde polaire face aux changements climatiques. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Mingxing, X., Ming, Y., Jiawen, R., Songtao, A., Jiancheng, K., Dongchen, E., 2010. Surface mass balance and ice flow of the glaciers Austre Lovénbreen and Pedersenbreen, Svalbard, Arctic. *Chin. J. Polar Sci.* 21, 147–159.
- Moholdt, G., Nuth, C., Hagen, J.O., Kohler, J., 2010. Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry. *Remote Sens. Environ.* 114, 2756–2767. doi:10.1016/j.rse.2010.06.008
- Mook, W.G., 1976. The dissolution-exchange model for dating groundwater with ¹⁴C, in: *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna, pp. 213–225.
- Mook, W.G., 2000. *Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications*. I: Introduction; theory, methods, review, International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. ed, Technical documents in hydrology. Paris/Vienna.
- Moser, H., Stichler, W., 1974. Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers, in: *Snow Mechanics*. Presented at the Proceedings of the Grindelwald Symposium, IAHS Publ., Switzerland, pp. 122–135.
- Muskett, R.R., Romanovsky, V.E., 2009. Groundwater storage changes in arctic permafrost watersheds from GRACE and in situ measurements. *Environ. Res. Lett.* 4, 045009. doi:10.1088/1748-9326/4/4/045009
- NASA World Wind [WWW Document], n.d. URL <http://worldwind.arc.nasa.gov/features.html> (accessed 7.28.14).
- Neumann, T.A., Albert, M.R., Lomonaco, R., Engel, C., Courville, Z., Perron, F., 2008. Experimental determination of snow sublimation rate and stable-isotopic exchange. *Ann. Glaciol.* 49, 1–6.
- Norsk Polar Institutt [WWW Document], n.d. URL <http://www.npolar.no/no/> (accessed 5.21.14).
- Norwegian Meteorological Institute - NMI [WWW Document], n.d. URL <http://met.no/> (accessed 6.25.14).
- Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE) [WWW Document], n.d. URL <http://www.nve.no/en/> (accessed 6.18.14).
- Nowak, A., Hodson, A., 2013. Hydrological response of a High-Arctic catchment to changing climate over the past 35 years: a case study of Bayelva watershed, Svalbard. *Polar Res.* 32, 1–16. doi:10.3402/polar.v32i0.19691
- Nunn, J.A., Hanor, J.S., Lee, Y., 2005. Migration pathways in the Central North Slope foreland basin, Alaska USA: solute and thermal constraints on fluid flow simulations. *Basin Res.* 17, 403–416. doi:10.1111/j.1365-2117.2005.00272.x
- Nuth, C., Kohler, J., Aas, H.F., Brandt, O., Hagen, J.O., 2007. Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936–90): a baseline dataset. *Ann. Glaciol.* 46, 106–116. doi:10.3189/172756407782871440

- Oerlemans, J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* 308, 675–677. doi:10.1126/science.1107046
- Olichwer, T., Tarka, R., Modelska, M., 2013. Chemical composition of groundwaters in the Hornsund region, southern Spitsbergen. *Hydrol. Res.* 44, 117–130. doi:10.2166/nh.2012.075
- Orvin, A.K., 1934. Geology of the King's Bay Region, Spitsbergen. *Skr. Om Svalbard Og Ishavet* 195. doi:10.1017/S0016756800093328
- Orvin, A.K., 1941. Hvordan opstår jordbunnsis? (Genesis of ground ice?). *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 8, 1–16.
- Orvin, A.K., 1944. Litt om Kilder på Svalbard. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 10, 16–38.
- Osterkamp, T.E., Jorgenson, M.T., 2009. Permafrost conditions and processes. *Geol. Soc. Am.* 205–227.
- PARTNERS: Pan Arctic River Transport of Nutrients, Organic Matter, and Suspended Sediments [WWW Document], n.d. URL <http://serc.carleton.edu/resources/33674.html> (accessed 7.10.14).
- Peterson, B.J., Holmes, R.M., McClelland, J.W., Vörösmarty, C.J., Lammers, R.B., Shiklomanov, A.I., Shiklomanov, I.A., Rahmstorf, S., 2002. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. *Science* 298, 2171–2173. doi:10.1126/science.1077445
- Pettersson, R., 2004. Dynamics of the cold surface layer of polythermal Storglaciären, Sweden. Stockholm University, Stockholm.
- Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta* 269, 249–255. doi:10.1016/0003-2670(92)85409-Y
- Pohjola, V.A., Moore, J.C., Isaksson, E., Jauhiainen, T., van de Wal, R.S.W., Martma, T., Meijer, H.A.J., Vaikmäe, R., 2002. Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna, Svalbard. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 107, ACL 1–1. doi:10.1029/2000JD000149
- Pollard, W.H., 2005. Icing processes associated with high Arctic perennial springs, Axel Heiberg Island, Nunavut, Canada. *Permafr. Periglac. Process.* 16, 51–68. doi:10.1002/ppp.515
- Prowse, T.D., Wrona, F.J., Reist, J.D., Hobbie, J.E., Lévesque, L.M.J., Vincent, W.F., 2006. General features of the Arctic relevant to climate change in freshwater ecosystems. *Ambio* 35, 330–338.
- Pulina, M., Pereyma, J., Kida, J., Krawczyk, W., 1984. Characteristics of the polar hydrological year 1979/1980 in the basin of the Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen. *Pol. Polar Res.* 5, 165–182.
- Quenet, M., 2010. Origine des Matières en Suspension dans les eaux du bassin versant du glacier Loven Est - Spitzberg Occidental. Université Paris Sud, Orsay, France.
- Raiswell, R., 1984. Chemical Models of Solute Acquisition in Glacial Melt Waters. *J. Glaciol.* 30, 49–57.
- Rau, F., Mauz, F., Vogt, S., Khalsa, S.J.S., Raup, B., 2005. Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual, Institut für Physische Geographie (IPG). ed, GLIMS Regional Center "Antarctic Peninsula."
- Rees, W.G., Arnold, N.S., 2007. Mass balance and dynamics of a valley glacier measured by high-resolution LiDAR. *Polar Rec.* 43, 311–319. doi:10.1017/S0032247407006419
- Research and higher education - regjeringen.no [WWW Document], n.d. URL <http://www.regjeringen.no/en/dep/jd/documents-and-publications/> (accessed 6.25.14).
- Rippin, D., Willis, I., Arnold, N., Hodson, A., Moore, J., Kohler, J., Björnsson, H., 2003. Changes in geometry and subglacial drainage of Midre Lovénbreen, Svalbard, determined from digital elevation models. *Earth Surf. Process. Landf.* 28, 273–298. doi:10.1002/esp.485
- Risi, C., 2009. Les isotopes stables à l'eau: applications à l'étude du cycle de l'eau et des variations du climat. Université Paris 6, Paris.

- Romanovsky, V.E., Smith, S.L., Christiansen, H.H., 2010. Permafrost Thermal State in the Polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a Synthesis. *Permafr. Periglac. Process.* 21, 106–116. doi:10.1002/ppp.689
- Ross, N., Harris, C., Christiansen, H.H., Brabham, P.J., 2005. Ground penetrating radar investigations of open system pingos, Adventdalen, Svalbard. *Nor. Geogr. Tidsskr. - Nor. J. Geogr.* 59, 129–138. doi:10.1080/00291950510020600
- Roth, K., Boike, J., 2001. Quantifying the thermal dynamics of a permafrost site near Ny-Ålesund, Svalbard. *Water Resour. Res.* 37, 2901–2914. doi:10.1029/2000WR000163
- Rouse, W.R., Douglas, M.S.V., Hecky, R.E., Hershey, A.E., Kling, G.W., Lesack, L., Marsh, P., McDonald, M., Nicholson, B.J., Roulet, N.T., Smol, J.P., 1997. Effects of climate change on the freshwaters of Arctic and Subarctic North America. *Hydrol. Process.* 11, 873–902. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19970630)11:8<873::AID-HYP510>3.0.CO;2-6
- Roux, N., 2011. Modélisation numérique des conditions de mise en place d'un pergélisol en période de recul glaciaire au Spitzberg, archipel du Svalbard. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Gif-sur-Yvette, France.
- Roux, N., Grenier, C., Marlin, C., Delangle, E., Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Griselin, M., 2012. Thermo-Mechanical Modeling of a Glacier-Permafrost System in Spitsbergen: Implications for Subglacial Hydrology. Presented at the Tenth International Conference on Permafrost, pp. 359–364.
- Rozanski, K., Froehlich, K., Mook, W.G., 2001. Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications. III: Surface water, International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. ed, Technical documents in hydrology. Paris/Vienna.
- Rutter, N., Hodson, A., Irvine-Fynn, T., Solås, M.K., 2011. Hydrology and hydrochemistry of a deglaciating high-Arctic catchment, Svalbard. *J. Hydrol.* 410, 39–50. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.09.001
- Saalmann, K., Thiedig, F., 2001. Tertiary West Spitsbergen fold and thrust belt on Brøggerhalvøya, Svalbard: Structural evolution and kinematics. *Tectonics* 20, 976–998. doi:10.1029/2001TC900016
- Saalmann, K., Thiedig, F., 2002. Thrust tectonics on Brøggerhalvøya and their relationship to the Tertiary West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. *Geol. Mag.* 139, 47–72. doi:10.1017/S0016756801006069
- Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Booth, A.D., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C., Griselin, M., 2013. Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using Ground-penetrating Radar. *Surf. Geophys.* 11, 253–261. doi:10.3997/1873-0604.2012040
- Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C., Griselin, M., 2011. High density coverage investigation of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using ground-penetrating radar. Presented at the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR).
- Salem, O., Visser, J.H., Dray, M., Gonfiantini, R., 1980. Groundwater flow patterns in the western Libyan Arab Jamahiriya, in: *Arid-Zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques*. International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna, pp. 165–179.
- Sharp, M., Creaser, R.A., Skidmore, M., 2002. Strontium isotope composition of runoff from a glaciated carbonate terrain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 595–614. doi:10.1016/S0016-7037(01)00798-0
- Shiklomanov, I.A., Shiklomanov, A.I., 2003. Climatic Change and the Dynamics of River Runoff into the Arctic Ocean. *Water Resour.* 30, 593–601. doi:10.1023/B:WARE.0000007584.73692.ca
- Six, D., 2000. Analyse statistique des distributions des séries de bilans de masse des glaciers alpins et des calottes polaires de l'hémisphère nord. Université Joseph-Fourier, Grenoble.
- Smith, S.L., Romanovsky, V.E., Lewkowicz, A.G., Burn, C.R., Allard, M., Clow, G.D., Yoshikawa, K., Throop, J., 2010. Thermal State of Permafrost in North America: A Contribution to the International Polar Year. *Permafr. Periglac. Process.* 21, 117–135. doi:10.1002/ppp.690

- Sobota, I., 2011. Snow accumulation, melt, mass loss, and the near-surface ice temperature structure of Irenebreen, Svalbard. *Polar Sci.* 5, 327–336. doi:10.1016/j.polar.2011.06.003
- Sobota, I., 2014. Changes in dynamics and runoff from the High Arctic glacial catchment of Waldemarbreen, Svalbard. *Geomorphology* 212, 16–27. doi:10.1016/j.geomorph.2013.04.001
- Sokratov, S.A., Golubev, V.N., 2009. Snow isotopic content change by sublimation. *J. Glaciol.* 55, 823–828.
- Stichler, W., Schotterer, U., Fröhlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gäggeler, H., Pouyaud, B., 2001. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. *J. Geophys. Res.-Atmospheres* 106, 22613–22620. doi:10.1029/2001JD900179
- Stotler, R.L., Frappe, S.K., Ruskeeniemi, T., Ahonen, L., Onstott, T.C., Hobbs, M.Y., 2009. Hydrogeochemistry of groundwaters in and below the base of thick permafrost at Lupin, Nunavut, Canada. *J. Hydrol.* 373, 80–95. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.013
- Stumm, W., Morgan, J.J., 1996. *Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters.* John Wiley & Sons, New York.
- Suckow, A., Aggarwal, P.K., Araguás Araguás, L., 2013. *Isotope Methods for Dating Old Groundwater.* International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienne.
- Sund, M., 2008. Polar hydrology – Norwegian Water Resources and Energy Directorate’s work in Svalbard, Norwegian Water Resources and Energy Directorate. ed, Report series. NVEs hustrykkeri, Oslo, Norway.
- Sund, M., Eiken, T., Hagen, J.O., Käab, A., 2009. Svalbard surge dynamics derived from geometric changes. *Ann. Glaciol.* 50, 50–60.
- SWIPA, 2011. *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).* ed. Oslo, Norway.
- SWIPA (Ed.), 2012. *Arctic Climate Issues 2011: Changes in Arctic Snow, Water, Ice and Permafrost, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).* ed, SWIPA 2011 Overview Report. Oslo, Norway.
- Tamers, M.A., 1967. Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer, in: *Isotope Techniques in the Hydrological Cycle, AGU Monograph.* pp. 143–152.
- The Global Runoff Data Center - GRDC [WWW Document], n.d. URL http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html (accessed 6.6.14).
- Thermal State of Permafrost (TSP) [WWW Document], n.d. URL <http://ipa.arcticportal.org/activities/gtn-p/tsp/15-tsp.html> (accessed 5.28.14).
- Tranter, M., 2003. Geochemical Weathering in Glacial and Proglacial Environments, in: *Treatise on Geochemistry.* Drever J. I., Holland H. D. and Turekian K. K., pp. 189–205.
- Tranter, M., Brown, G.H., Hodson, A.J., Gurnell, A.M., 1996. Hydrochemistry as an indicator of subglacial drainage system structure: A comparison of Alpine and sub-polar environments. *Hydrol. Process.* 10, 541–556.
- Tranter, M., Brown, G., Raiswell, R., Sharp, M., Gurnell, A., 1993. A Conceptual Model of Solute Acquisition by Alpine Glacial Meltwaters. *J. Glaciol.* 39, 573–581.
- Tranter, M., Tsiouris, S., Davies, T.D., Jones, H.G., 1992. A laboratory investigation of the leaching of solute from snowpack by rainfall. *Hydrol. Process.* 6, 169–178. doi:10.1002/hyp.3360060205
- Tye, A.M., Heaton, T.H.E., 2007. Chemical and isotopic characteristics of weathering and nitrogen release in non-glacial drainage waters on Arctic tundra. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 4188–4205. doi:10.1016/j.gca.2007.06.040
- UNIS - The University Centre in Svalbard [WWW Document], n.d. URL <http://www.unis.no/> (accessed 6.5.14).
- USGS, n.d. *Glossary of Hydrologic Terms* [WWW Document]. URL http://or.water.usgs.gov/projs_dir/willgw/glossary.html (accessed 6.23.14).
- Utting, N.C., 2012. *Geochemistry and Noble Gases of Permafrost Groundwater and Ground Ice in Yukon and the Northwest Territories, Canada.* University of Ottawa, Ottawa.

- Utting, N., Clark, I., Lauriol, B., Wieser, M., Aeschbach-Hertig, W., 2012. Origin and Flow Dynamics of Perennial Groundwater in Continuous Permafrost Terrain using Isotopes and Noble Gases: Case Study of the Fishing Branch River, Northern Yukon, Canada. *Permafr. Periglac. Process.* 23, 91–106. doi:10.1002/ppp.1732
- Utting, N., Lauriol, B., Mochnacz, N., Aeschbach-Hertig, W., Clark, I., 2013. Noble gas and isotope geochemistry in western Canadian Arctic watersheds: tracing groundwater recharge in permafrost terrain. *Hydrogeol. J.* 21, 79–91. doi:10.1007/s10040-012-0913-8
- Van der Ploeg, M.J., Haldorsen, S., Leijnse, A., Heim, M., 2012. Subpermafrost groundwater systems: Dealing with virtual reality while having virtually no data. *J. Hydrol.* 475, 42–52. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.08.046
- Van der Wel, L.G., Streurman, H.J., Isaksson, E., Helsen, M.M., Van De Wal, R.S.W., Martma, T., Pohjola, V.A., Moore, J.C., Meijer, H.A.J., 2011. Using high-resolution tritium profiles to quantify the effects of melt on two Spitsbergen ice cores. *J. Glaciol.* 57, 1087–1097. doi:10.3189/002214311798843368
- Vincent, M., 1970. Etude expérimentale de la minéralisation globale de deux types de rivières du Spitsberg, in: *Spitsberg, Mission Française 1966, Mémoires et Documents CNRS.* Dresch, J., Paris, pp. 219–229.
- Vincent, M., Geoffroy, H., 1970. Etude d'un régime glaciaire en fonction de la température et de l'ensoleillement - Baie du Roi, été 1966, in: *Spitsberg, Mission Française 1966, Mémoires et Documents CNRS.* Dresch, J., Paris, pp. 107–113.
- Vivian, H., 1964. Premières observations sur le régime estival des torrents glaciaires du Spitsberg (79° latitude Nord). *Noroi* 43, 283–307. doi:10.3406/noroi.1964.1488
- Vivian, R., 1964. Petits glaciers de haute latitude (Spitzberg, 79° de latitude Nord). *Rev. Géographie Alp.* 52, 513–531. doi:10.3406/rga.1964.3182
- Vörösmarty, C.J., Hinzman, L.D., Peterson, B.J., Bromwich, D.H., Hamilton, L.C., Morison, J., Romanovsky, V.E., Sturm, M., Webb, R.S., 2001. The Hydrologic Cycle and its Role in Arctic and Global Environmental Change: A Rationale and Strategy for Synthesis Study. Arctic Research Consortium of the U.S., Fairbanks, Alaska.
- Wadham, J., Cooper, R., Tranter, M., Bottrell, S., 2007. Evidence for widespread anoxia in the proglacial zone of an Arctic glacier. *Chem. Geol.* 243, 1–15. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.04.010
- Wadham, J.L., Hodson, A.J., Tranter, M., Dowdeswell, J.A., 1998. The hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal-based, high Arctic glacier, south Svalbard: I. The ablation season. *Hydrol. Process.* 12, 1825–1849. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19981015)12:12<1825::AID-HYP669>3.0.CO;2-R
- Wadham, J.L., Tranter, M., Dowdeswell, J.A., 2000. Hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal-based, high-Arctic glacier, south Svalbard: II. Winter and early Spring. *Hydrol. Process.* 14, 1767–1786. doi:10.1002/1099-1085(200007)14:10<1767::AID-HYP103>3.0.CO;2-Q
- Wang, B., 1990. Permafrost and groundwater conditions, Huola river basin, northeast China. *Permafr. Periglac. Process.* 1, 45–52. doi:10.1002/ppp.3430010106
- Weismueller, J., Wollschlaeger, U., Boike, J., Pan, X., Yu, Q., Roth, K., 2011. Modeling the thermal dynamics of the active layer at two contrasting permafrost sites on Svalbard and on the Tibetan Plateau. *The Cryosphere* 5, 741–757. doi:10.5194/tc-5-741-2011
- Westermann, S., Wollschläger, U., Boike, J., 2010. Monitoring of active layer dynamics at a permafrost site on Svalbard using multi-channel ground-penetrating radar. *The Cryosphere* 4, 475–487. doi:10.5194/tc-4-475-2010
- WGMS, 2008. *Global Glacier Changes: facts and figures*, UNEP, World Glacier Monitoring Service. ed. Zurich, Switzerland.
- WGMS: World Glacier Monitoring Service, under the auspices of: ICSU (FAGS), IUGG (IACS), UNEP, UNESCO and WMO [WWW Document], n.d. URL <http://www.wgms.ch/> (accessed 5.12.14).
- Williams, J.R., 1970. *Ground Water in the Permafrost Regions of Alaska*, United States Government Printing Office. ed, Geological Survey Professional Paper. Washington.

- Yalcin, K., Wake, C.P., Kang, S., Kreutz, K.J., Whitlow, S.I., 2006. Seasonal and spatial variability in snow chemistry at Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada. *Ann. Glaciol.* 43, 230–238. doi:10.3189/172756406781811998
- Yde, J.C., Riger-Kusk, M., Christiansen, H.H., Knudsen, N.T., Humlum, O., 2008. Hydrochemical characteristics of bulk meltwater from an entire ablation season, Longyearbreen, Svalbard. *J. Glaciol.* 54, 259–272. doi:10.3189/002214308784886234
- Yershov, E.D., 2004. *General Geocryology*, Studies in Polar Research. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Yoshikawa, K., Hinzman, L.D., Kane, D.L., 2007. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska. *J. Geophys. Res. Biogeosciences* 112, G04S43. doi:10.1029/2006JG000294
- Zemp, M., Haeberli, W., 2007. Glaciers and Ice Caps, in: *Global Outlook for Ice and Snow*. Eamer, J., Nairobi, p. 38.

Liste des Figures

Figure 0-1 : Anomalies mensuelles des températures de l'air de surface présentée comme une fonction de la latitude (Hémisphère nord et sud) sur la période 2001-2009 par rapport à la période de référence 1951-2000. Source : SWIPA, 2011.	3
Figure 0-2 : Anomalies mensuelles cumulées des précipitations pour la période 1991-2009 (par rapport aux moyennes mensuelles correspondant à la période 1951-2000) en moyenne sur les terres au nord de 55°N. Source : SWIPA, 2011.	4
Figure 0-3 : Répartition en pourcentage de l'eau totale, de l'eau douce et de l'eau de surface à l'échelle de la planète. Source : Gleick, 1993.	4
Figure 0-4 : Comparaison de perte en glace cumulée et son équivalent potentiel en contribution à l'élévation du niveau de la mer (SLE : Sea Level Equivalent) entre les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique et la contribution des glaciers mondiaux à l'exclusion des glaciers groenlandais et antarctiques de 1991 à 2012. Source : IPCC, 2013.	5
Figure 0-5 : Distribution régionale des glaciers et calottes glaciaires à travers le monde. Source : WGMS, 2008.	6
Figure 0-6 : a. Image satellite de l'Europe avec localisation du Svalbard en Europe (cercle rouge). Source : NASA ; b. Image satellite du Svalbard avec localisation de Longyearbyen et de Ny-Ålesund, les principales communautés norvégiennes de l'archipel. Source : Image courtesy of MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC du 27 août 2003.	8
Figure 0-7 : Retrait glaciaire du glacier Austre Lovén : comparaison du positionnement du front en 1936 et 2006 à partir de photos aériennes obliques. Source : Delangle et al., 2010.	9
Figure I-1 : Schéma simplifié de la circulation des eaux au sein d'un bassin versant glaciaire à pergélisol.	13
Figure I-2 : Schéma simplifié du bilan de masse annuel d'un glacier avec la différence entre le gain (accumulation) et la perte (ablation) que subit le glacier entre le début (limite pleine bleue) et la fin (limite pointillées rouges) de l'année hydrologique.	14
Figure I-3 : Vue schématique de différents types de glaciers polythermaux avec en gris la glace tempérée et en blanc la glace froide. Source : Pettersson, 2004. Selon la classification proposée par Irvine-Fynn (2008) : a. et b. glaciers polythermaux froids ; c. glacier non tempéré à base froide ; d. et e. glaciers polythermaux chauds ; f : glacier non tempéré à base chaude.	16
Figure I-4 : Bilans de masse cumulés de systèmes glaciaires sélectionnés et compilés à partir de séries chronologiques individuelles et présentant des variations différentes dans le temps. Source : Dyurgerov et Meier, 2005.	17

Figure I-5 : Bilans de masse cumulés calculés à l'échelle régionale. Source : Dyurgerov et Meier, 2005.....	17
Figure I-6 : Image satellite de la région arctique (Source : NASA World Wind) avec localisation de la macro-région des « Îles arctiques » (cercle blanc) selon la classification du WGMS et de l'archipel du Svalbard.....	18
Figure I-7 : Cartes de localisation des différents suivis glaciologiques centralisés par le WGMS (point rouge si un seul glacier est suivi en ce lieu, cercle vert s'ils sont plusieurs avec un chiffre à l'intérieur du cercle qui correspond au nombre de glaciers concernés) : a. variation d'épaisseur ; b. positionnement du front ; c. bilan de masse avec détails des glaciers concernés : A.B. Austre Brøggerbreen, A.L. Austre Lovénbreen, K. Kongsvegen, M.L. Midtre Lovénbreen, E. Elisebreen, I. Irenebreen, Wa. Waldemarbreen, H. Hansbreen, We. Werenskiold (Tableau I-1). Source : cartes du WGMS.....	19
Figure I-8 : Localisation de la région du Kongsfjord (cadre rouge) par rapport au Spitsberg.....	21
Figure I-9 : Localisation des différents glaciers présents dans la région du Kongsfjord avec en jaune les glaciers dont les suivis glaciologiques sont centralisés par le WGMS.....	21
Figure I-10 : Changements de volume de 9 glaciers du Svalbard, de la Norvège et de la Suède à partir de leurs mesures de bilan de masse. Deux glaciers se situent sur la presqu'île de Brøgger au Spitsberg occidental : l'Austre Brøgger et le Midtre Lovén. Source : Dyurgerov et Meier, 2000.....	22
Figure I-11 : Réseau d'observation hydrologique en Arctique. Situation d'avril 2013. Source : The Global Runoff Data Center (GRDC).....	23
Figure I-12 : Photo illustrant la complexité du tracé des cours d'eau de type « chevelu hydrographique » en aval de l'exutoire choisi pour le bassin versant du glacier Austre Lovén. Au second plan se situe le Kongsfjord.....	24
Figure I-13 : Enregistrements (lignes pleines) et tendances (pointillés) des apports annuels total des eaux de ruissellement à l'Océan Arctique à partir des données relatives aux 6 plus importants fleuves de l'Arctique eurasien pour la période 1936-2007 (en rouge) et à 5 importants fleuves pan-arctiques nord-américains pour la période 1973-2006 (en bleu). Source : SWIPA, 2011.....	25
Figure I-14 : Variations saisonnières des apports en eau des 4 principaux fleuves alimentant l'Océan Arctique. Source : SWIPA, 2011.....	25
Figure I-15 : Evolutions des dates de débâcle et de regel de 1845 à 1995 dans de nombreux lacs et rivières arctiques. Source : Vörösmarty et al., 2001.	26
Figure I-16 : Photos prises sur le glacier Austre Lovén et illustrant la composante supra-glaciaire des écoulements avec a. petit chenal à gauche et importante bédrière encore	

partiellement recouverte de neige à droite (juillet 2012) ; b. saturation en eau de la couverture neigeuse (juillet 2012) ; c. moulin (octobre 2008) et d. lac supra-glaciaire (août 2011)..... 27

Figure I-17 : Illustration de l'évolution hypothétique de conduits intra-glaciaires formés à partir de crevasses et de ruissellements de surface : a. Formation classique de moulins ; b. Favorisation de l'hydro-fracture d'une crevasse remplie d'eau augmentant ainsi la profondeur de drainage ; c. Cas où la base d'une crevasse s'incise à une plus forte profondeur pour ensuite être isolée de la surface du fait de l'écoulement de la glace et les mouvements du glaciers ; d. Incision d'un flux supra-glaciaire (chenal, bédrière) couplé à un processus de fermeture en surface (en réponse à de l'accumulation de neige, son métamorphisme, à l'écoulement de la glace) qui conduit à la formation d'un conduit intra-glaciaire ; Les écoulements d'eau sont représentés par des flèches bleues et les forces qui agissent sur la glace par des flèches rouges. Source : Irvine-Fynn, 2008. 27

Figure I-18 : Localisation des stations de suivis hydrologiques du NVE avec les rivières 1. Diesetelva, 2. Londonelva, 3. la Bayelva et Tvillingvatn, 4. De Geerdalen, 5. Isdammen, Steintippdalen et Endalselva. Localisation des fjords Isfjord, Bellsund et Hornsund. Source : Sund, 2008. 29

Figure I-19 : Moyennes mensuelles des écoulements de surface mesurés au cours de la période 1990-2001 pour le bassin versant de la Bayelva et ceux d'Endalen et De Geerdalen (tous deux situés dans l'Isfjord). Source : Killingtveit et al., 2003..... 30

Figure I-20 : Principe de base du régime thermique d'un profil de sol présentant du pergélisol continu (en noir) et de l'impact d'un réchauffement de surface sur ce même régime thermique (en rouge). TAMS = température annuelle moyenne du sous-sol..... 32

Figure I-21 : Schéma en coupe latitudinale illustrant les changements de catégorie du pergélisol (continu, discontinu, sporadique et isolé)..... 33

Figure I-22 : Répartition du pergélisol en fonction de sa catégorie (continu, discontinu, sporadique et isolé) à l'échelle mondiale et à celle du Svalbard. Source : SWIPA, 2012..... 34

Figure I-23 : Températures annuelles moyennes du sous-sol (TAMS) déterminée à la profondeur d'amplitude annuelle nulle, ou à la profondeur du point de mesure le plus proche de celle-ci au cours de l'IPY. Source : SWIPA, 2011. 35

Figure I-24 : Illustration de la tendance au réchauffement du pergélisol avec la centralisation de 10 suivis de température de pergélisols profonds à travers l'Arctique dont le plus récent est celui du Svalbard. Source : SWIPA, 2012..... 36

Figure I-25 : Distribution dans l'hémisphère nord des sites de suivis de la couche active du réseau Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) en orange et les sites références en rouge avec leur nomenclature CALM. Source : SWIPA, 2011. 36

Figure I-26 : Enregistrements des variations d'épaisseur de la couche active sur 11 sites références du réseau CALM (Figure I-25) répartis sur trois secteurs géographiques : l'Arctique européen avec la couche la plus épaisse enregistrée au Svalbard (N1), l'Amérique du Nord et la Sibérie. Source : SWIPA, 2011.....	37
Figure I-27 : Localisation des 29 dispositifs de suivis thermiques du sous-sol centralisés dans la base de données GTN-P avec des indications de leurs profondeurs respectives et leur nomenclature respectives dans la base de données. Certains observatoires disposent de plusieurs profils.....	38
Figure I-28 : Présence de différents réservoirs d'eaux souterraines dans les régions présentant du pergélisol avec en A. les eaux souterraines supra-pergélisol ; en B. les eaux souterraines intra-pergélisol ; et en C. les eaux souterraines sub-pergélisol qui peuvent se présenter dans différents types de formations : C1. au niveau des formations karstiques ; C2. au niveau des failles ; C3. au niveau de formations poreuses (ex : sables) ; C4. au niveau des inter-stratifications du substratum rocheux ; C5. au niveau des formation alluviales. Source : French, 2007.....	41
Figure I-29 : Evolution mensuelle des débits du fleuve Yenisei au cours de la période 1936-1995 au niveau de la ville d'Igarka en Russie. Pour chaque mois de l'année, le graphique montre les conditions moyennes de chaque année de l'enregistrement. Source : Vörösmarty et al., 2001.....	42
Figure I-30 : Localisation des décharges d'eaux souterraines recensées au Svalbard dissociant les sources (cercles) des pingos en systèmes ouverts (étoiles). Précisions de localisation : B pour le Bockfjord et N pour Ny-Ålesund. Source : Haldorsen et al., 2011.....	45
Figure I-31 : Coupe géologique NNE-SSW de la presqu'île de Brøgger près de Ny-Ålesund et coupe schématique du système de circulation des eaux souterraines sub-pergélisol (source d'Ester). Source : van der Ploeg et al., 2012.....	46
Figure I-32 : Schéma illustratif de la dynamique annuelle de la couche active avec son dégel estival accompagné de la mise en place de la nappe d'eau superficielle supra-pergélisol. .	47
Figure I-33 : Bassins versants des six plus grands fleuves arctiques intégrés au projet original PARTNERS (2003-2007) et dorénavant inclus dans Arctic-GRO avec la localisation des sites d'échantillonnages et de suivis (cercles rouges). Source : Arctic-GRO.....	49
Figure I-34 : Différences de chimie élémentaire (%) et isotopique (‰) entre les 6 fleuves PARTNERS. Les signes (+) et (-) devant les étiquettes des paramètres indiquent respectivement leurs augmentations et diminutions des faibles débits vers les hauts débits, et ce pour toutes les rivières. Source : McClelland et al., 2008.....	50
Figure I-35 : Distribution mondiale des moyennes annuelles du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations collectées pour chaque station de la base de données GNIP sur toutes les années disponibles et	

du $\delta^{18}\text{O}$ des neiges de surface compilées pour l'Antarctique (Masson-Delmotte et al., 2008) et pour le Groenland (Masson-Delmotte et al., 2005). Source : Risi, 2009.....	58
Figure I-36 : Evolution théorique des isotopes stables de la molécule d'eau par rapport à la DMM (GMWL) dans a. l'eau de fonte lors de la fonte d'un manteau neigeux, sur la base d'un équilibre complet entre l'eau de fonte et le manteau neigeux (Source : Clark et Fritz, 1997) ; b. la glace lors du gel d'une eau à l'équilibre (Source : Lacelle, 2011).....	59
Figure I-37 : Enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glace de Lomonosovfonna (gris) et Hortedahlfonna (noir). Source : Beaudon et al., 2013.....	60
Figure I-38 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ - positionnant les droites de régression linéaire associées aux mesures de Glasser et Hambrey (2002) sur des échantillons de neige de surface, de glace de surface et de glace basale prélevés sur le bassin versant du glacier Midtre Lovén comparé à la DMM et à la DML de Ny-Ålesund.....	61
Figure II-1 : Localisation du bassin versant du glacier Austre Lovén et de la communauté scientifique de Ny-Ålesund sur la rive sud du Kongsfjord et nord de la presqu'île de Brøgger.....	69
Figure II-2 : a. Répartition des surfaces correspondant aux grands domaines du bassin versant du glacier Austre Lovén (contour bleu foncé) d'après le MNT de 2009 avec : le sous-bassin versant du Diable (contour jaune), les domaines du glacier (surface bleu clair), des versants (surface rouge) et de la moraine (surface orange) ; b. Courbes topographiques avec une équidistance de 25 m du bassin versant (contour bleu foncé) du glacier Austre Lovén (surface bleu clair) et localisation des principaux sommets.	70
Figure II-3 : Carte géologique simplifiée de l'archipel du Svalbard. Source : Norsk Polarinstitut.....	71
Figure II-4 : Carte géologique de la région du Kongsfjord. Source : Hjelle, 1993.	72
Figure II-5 : Carte géologique qui rend compte des similarités géologiques des bassins versants du glacier Midtre Lovén et de l'Austre Lovén. Source : Barbaroux, 1970.....	73
Figure II-6 : Localisation et aspect des affleurements carbonatés majeurs du bassin versant.....	74
Figure II-7 : Coupes géologiques FF' et GG' traversant le bassin versant du glacier Austre Lovén selon une orientation SW-NE. Source : Saalman et Thiedig (2002).	75
Figure II-8 : Cartes géologiques associées au bassin versant du glacier Austre Lovén suivant a. Hjelle (1993) et b. Saalman et Thiedig (2002) ; c. MNT du lit rocheux du glacier Austre Lovén obtenu par soustraction de l'épaisseur de glace du glacier (Saintenoy et al., 2011) au MNT de surface (HSF).....	75
Figure II-9 : a. Anomalies de température de surface décennale par rapport à la période de base 1951-1980 à l'échelle du globe ; b. Anomalies de température de surface saisonnière pour la période 1950-2009 à l'échelle du globe. Source : Hansen et al., 2010.	77

Figure II-10 : Carte de répartition de la banquise et des courants océaniques en Arctique. Source : Ministère de la Recherche et de l'Éducation supérieur norvégien (Research and higher education - regjeringen.no).	78
Figure II-11 : Traitement sur les données de température de l'air et de hauteur de précipitations à Ny-Ålesund pour la période 1970-2012 : a. Écart à la normale (1970-1999, soit -5,77°C) des moyennes annuelles des températures de l'air ; b. Écart à la normale (1970-1999) des moyennes annuelles des températures de l'air positives (en rose) et négatives (en bleu), soit respectivement 1,18°C et -6,95°C ; c. Hauteurs annuelles des précipitations solides (en bleu clair) et liquides (en bleu foncé). Source : Marlin et al., soumis.	80
Figure II-12 : Carte des réseaux hydrographiques associés aux glaciers Austre et Midtre Lovén datant de 1963. Cette carte donne une idée du positionnement des fronts glaciaires en 1963. Elle situe les différentes barres calcaires ainsi que les principaux exutoires des deux bassins versant, nommés par les français des équipes de Jean Corbel : les exutoires de la Goule et du Diable pour le bassin versant du glacier Austre Lovén et les exutoires des Norvégiens et de l'Échelle pour le bassin versant du glacier Midtre Lovén. Source : H. Vivian, 1964.	83
Figure II-13 : Chroniques des débits moyens journaliers mesurés du 17 juillet au 14 août aux deux exutoires du bassin versant du glacier Austre Lovén, la Goule et le Diable. Source : Vivian H., 1964.	84
Figure II-14 : Chroniques des débits moyens journaliers globaux (Goule + Diable) et des températures moyennes journalières sous abri au cours de l'été 1966. Source : Vincent et Geoffroy, 1970.	86
Figure II-15 : Réseau de balises installé par Geoffroy (1968) sur le glacier Austre Lovén. Source : Marlin et al., soumis.	87
Figure II-16 : Localisation des quatre cirques du glacier Austre Lovén sur une image satellite Formosat du 29 août 2009.	88
Figure II-17 : Illustration du retrait du front du glacier Austre Lovén jusqu'en 2012 avec ses positionnements successifs connus depuis 1948 reportés sur une image satellite Formosat de 2009. Source : Marlin et al., soumis.	89
Figure II-18 : Changements dans la surface du glacier Austre Lovén avec le temps avec une réduction en deux phases : (a) importante au début des suivis puis (b) atténuée depuis 1990 ; (c) matérialise une réduction moyenne sur toute la période considérée (1948-2012). Source : Marlin et al., soumis.	90
Figure II-19 : Comparaison des bilans de masse du glacier Austre Lovén (depuis 2008) avec les bilans de masses des glaciers Austre Brøgger (depuis 1967) et Midtre Lovén (depuis 1968). Source : Marlin et al., soumis.	91

Figure II-20 : Radargramme correspondant à un profil radar réalisé en avril 2010 le long de l'axe central du glacier Austre Lovén fournissant une coupe longitudinale du glacier (Figure II-21). Source : Saintenoy et al., 2013.....	91
Figure II-21 : Illustration du drainage intra-glaciaire présent au sein du glacier Austre Lovén : a. Positionnement des profils radar réalisés à la surface du glacier en avril 2010 ; b. Radargramme correspondant au profil radar CC'. Source : Saintenoy et al., 2013.....	92
Figure II-22 : Radargramme correspondant au profil radar BB' de la Figure II-21a réalisé en avril 2010 et illustrant la présence de drainage intra-glaciaire au sein du glacier Austre Lovén . Source : Saintenoy et al. (2013).....	92
Figure II-23 : Modélisation de l'état thermique (en °K) du glacier Austre Lovén pour l'année 2009 avec le profil de la surface du glacier à partir du MNT de 2009 (ligne en pointillés) et l'isotherme 0°C à travers le glacier (ligne en tirets). Source : Roux et al., 2012.....	93
Figure II-24 : Le développement du pergélisol le long de l'axe central du bassin versant du glacier Austre Lovén (axe AB) en lien avec le retrait glaciaire de l'année de référence 1925 de maximum d'extension à l'année 2125 avec une simulation tous les 50 ans (1 : 1975 ; 2 : 2025 ; 3 : 2075 ; 4 : 2125) et la situation de 2009 : la partie supérieure renseigne l'extension et l'épaisseur du glacier le long du profil AB et la partie inférieure renseigne en parallèle l'extension du pergélisol avec la profondeur de l'isothermes -0,5°C comme approximation de la position du toit du pergélisol selon deux scénarios (la température imposée est celle de l'air (négative : ligne noire) et 0°C (ligne grise)). Source : Roux et al., 2012.....	94
Figure II-25 : Photos de marges glacées de la zone proglaciaire du bassin versant de l'Austre Lovén et évolutions au cours du printemps : a. et b ; marges glacées en marches d'escalier d'avril 2014 (clichés de Florian Tolle) ; c. écoulements pérennes qui imbibent la neige en avril 2012 ; d. image satellite (Formosat) avec l'évolution des marges glacées en aval du glacier Austre Lovén au cours du printemps 2007 (Source : Programme HSF).....	95
Figure II-26 : Carte et photos des deux exutoires du bassin versant de l'Austre Lovén : la Goule (à l'ouest) et le Diable (à l'est).....	96
Figure II-27 : Réseau hydrographique du sous-bassin versant glaciaire de la Goule avec des photos des bédrières 1 2 et 3, localisée respectivement de la rive gauche à la rive droite du glacier Austre Lovén, et qui alimentent les principaux cours d'eau de la zone proglaciaire, B1, B2 et B3, qui se rejoignent au niveau de la confluence pour former la rivière de la Goule.	97
Figure II-28 : Réseau hydrographique du sous-bassin versant morainique du Diable avec des photos de la confluence entre les deux principaux affluents et du lac du Diable.....	98
Figure III-1 : Dispositifs de suivis météorologiques : a. Photo aérienne du bassin versant du glacier Austre Lovén (Source : Norsk Polar Institutt) associée au réseau de capteurs météorologiques installé à travers le bassin versant ; b. capteur de température de l'air sur	

trépied pour la moraine ; c. et d. capteur de température de l'air sur le glacier respectivement en avril et en septembre.....	104
Figure III-2 : Station météorologique de l'épaulement (500 m) et autres suivis des précipitations : a. vue d'ensemble sur la station et zoom sur ses dispositifs de suivis en b. ; c. pluviographe et pluviomètre totalisateur situés au front du glacier ; d. pluviographes et pluviomètre totalisateur situés à la base Corbel : cette image illustre bien la difficulté que peut représenter la faune locale pour les mesures.	105
Figure III-3 : Réservoir d'eau utilisé pour les mesures d'évaporation au cours de l'été 2012. Cette photo date du 20 septembre 2012 lorsque le premier disque de glace s'est formé à la surface de l'eau en 24h.	106
Figure III-4 : a. Répartition des balises à glace HSF (jaunes) et chinoises (rouges) à travers le glacier Austre Lovén ; b. Réalisation d'un carottage dans le manteau neigeux (cliché : Madeleine Griselin) ; c. Exemple d'une balise à glace présentant une mesure d'ablation (cliché : Madeleine Griselin). Source : Bernard, 2011.....	107
Figure III-5 : Stations hydrologiques de la Goule (cadre vert) et du Diable (cadre rouge) mises en place pour la saison d'écoulement 2012 avec une identification des différents dispositifs de suivi in situ (préleveurs automatiques, sondes Diver et sondes Actéon/aquaclip).	108
Figure III-6 : Maintenance des dispositifs de suivis à la station hydrologique de la Goule en septembre 2012 : a. intervention sur les tuyaux accueillant les sondes enregistreuses pour les redresser et les refixer à la paroi du canyon à la suite d'un l'événement qui les a désolidarisés de la roche avec la partie inférieure du tube flexible qui suit le courant (b.) et le tube en dur penché (c.). Cet événement a également entraîné la perte de la moitié des dispositifs de suivi en place suite à la section du câble (d.) qui maintenait la CTD 2012 (Tableau III-2) et l'évidage (f. et g.) de la CTD 2 (Tableau III-2) ; e. 2 sondes de suivis prises par le gel.	110
Figure III-7 : Mesure ponctuelle de débits par la méthode de dilution chimique à la station hydrologique de la Goule : injection d'une masse de sel (a.) et suivi du panache salin (b. et c.). Cette méthode permet d'obtenir la courbe de jaugeage et le débit associé (d.).....	112
Figure III-8 : Coupe transversale au courant en se positionnant en direction du fjord (nord) qui renseigne la géométrie du lit du canyon au niveau de la station hydrologique de la Goule : les tuyaux abritant les sondes de mesures sont fixés à la paroi ouest. Source : Delangle, communication personnelle.....	114
Figure III-9 : Courbe de tarage des débits à la station hydrologique de la Goule réalisée à partir des mesures de débits ponctuelles et de hauteurs d'eau totales associées de 2008 (orange), 2009 (bleu) et 2010 (violet). La courbe de tarage se décompose en deux droites du fait de la géométrie du lit du canyon de la Goule qui s'élargit au-delà d'une hauteur de 0,5 m au	

niveau du dispositif de suivis hydrologiques (Figure III-8) : une pour les basses eaux et une pour les hautes eaux (Tableau III-4). Source : Delangle, communication personnelle.....	114
Figure III-10 : Courbe de tarage des débits à la station hydrologique du Diable réalisée à partir des mesures de débit et de hauteur d'eau de 2008 (orange) et 2009 (bleu ; Tableau III-5). La courbe de tarage se compose d'une droite du fait d'une géométrie très homogène du lit du canyon du Diable.....	116
Figure III-11 : Localisation des caméras automatiques A et B avec une indication de leurs champs de vision respectifs et des exemples des prises de vue associées.	117
Figure III-12 : Schéma simplifié du dispositif de suivis de la dynamique de la nappe supra-pergélisol mis en place dans la zone proglaciaire du bassin versant de l'Austre Lovénbreen : la sonde Diver permet de suivre la dynamique du niveau piézométrique de la nappe et les capteurs de température du sol, si assez profonds, renseignent la profondeur de la base de la nappe.	118
Figure III-13 : Carte de localisation des différents sites instrumentés pour le suivi de la température du sous-sol S (cercles jaunes) et pour le suivi des variations piézométriques de la nappe supra-pergélisol P (ronds rouges).	119
Figure III-14 : Mise en place de piézomètres et de sondes de suivi de température le long de profils de sous-sol à partir d'un ouvrage obtenu par forage : a. et b. dispositif de forage ; c. équipement de l'ouvrage avec des tubes crépinés et 4 sondes thermiques disposées le long du tube ; d : têtes de forages diamant usée et neuve ; e : station Hobo sur laquelle les sondes thermiques sont raccordées.	120
Figure III-15 : Profils de forage associés aux ouvrages 3 et 4 avec l'indication des profondeurs auxquelles ont été disposés les capteurs de température et celles des différentes interfaces rencontrées.	121
Figure III-16 : Mise en place manuelle de piézomètres et de sondes thermiques le long de profils de sous-sol : a. équipement du profil thermique S1 avec b. enregistreurs à lecture optique ; c. et d. mises en place respectives des piézomètres P6 et P5 ; e. et f. mesures précises de l'altitude au DGPS respectivement du niveau de la rivière B2 et de la surface du sol au niveau de P1.	122
Figure III-17 : Dispositifs de protection des appareillages face aux conditions météorologiques et à la faune locale : a. et b. les enregistreurs des capteurs de température du sol sont abrités et immobilisés dans des boîtes ; c. les stations HOB0 et les boîtiers additionnels sont solidement fixés au tubage, abrités respectivement dans des sacs plastiques et des boîtes, le tout recouvert de housses de protection immobilisées le plus possible par des fixations (tendeurs, cordes) et des pierres (d. et e.).....	123

Figure III-18 : Carte situant les sites où des approches géophysiques ont été entreprises pour étudier l'ensemble couche active-pergélisol et la nappe supra-pergélisol : le profil de sondage électrique du sous-sol (VES en rose) ainsi que les trois transects GPR réalisés T1, T2 et T3.....	124
Figure III-19 : Dispositif Schlumberger de sondage de résistivité électrique du sous-sol : le profil électrique a été implanté selon un axe E-W à proximité du piézomètre P1. Les fils électriques reliant les électrodes de cuivre implantées dans le sol et la console de raccordement à l'appareil de mesure Syscal Pro sont couramment endommagés par les renards polaires.....	125
Figure III-20 : Photos des équipements et de la réalisation de profils GPR dans la zone proglaciaire.....	126
Figure III-21 : Echantillonnage des eaux de surface grâce aux préleveurs automatiques et à des prélèvements directs dans les cours d'eau et, des eaux souterraines en prélevant l'eau des piézomètres grâce à une seringue de prélèvement et en échantillonnant directement au niveau des sources et mares.....	127
Figure III-22 : Echantillonnage de carottes de sous-sol le long des profils de forages 3 et 4.....	129
Figure III-23 : Prélèvement d'une marge glacée présentant un flux d'eau continu pour la mesure ^3H - ^3He	130
Figure III-24 : Sites de prélèvements des échantillons d'eau dédiés à des analyses en isotopes stables de la molécule d'eau et en éléments majeurs pour les trois années de suivis 2010, 2011 et 2012. Les sites de prélèvements sont distingués en fonction de la nature de l'eau échantillonnée : eaux de surface (bleus), eaux de la nappe supra-pergélisol (jaunes et rouges), eaux sous-glaciaires (orange clairs et foncés), glaces (rose) et eaux de fonte (blanc).	132
Figure III-25 : Localisation des critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images fournies par la caméra automatique A (image datant du 22 septembre 2010 à 13h).....	138
Figure III-26 : Image de la caméra automatique A du 1 ^{er} octobre 2010 à 13h qui correspond à l'image présentant le plus fort débit pour l'année 2010 et qui sert de référence de maximum pour les échelles de notation associées au critère visuel du protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule.....	138
Figure III-27 : Etablissement de la courbe de tarage pour une estimation visuelle des débits à la station hydrologique de la Goule à partir des notes visuelles globales G attribuées pour les 249 images traitées de la caméra automatique A et des débits enregistrés à la station hydrologique de la Goule aux dates et heures correspondantes. La courbe de tarage se décompose en deux droites de part et d'autre d'une note visuelle globale établie à 55.....	139

Figure III-28 : Localisation des critères visuels associés au protocole d'estimation des débits à l'exutoire de la Goule à partir des images fournies par la caméra automatique B (image du 12 août 2011 à 13h).	140
Figure IV-1 : Pression d'eau brute enregistrée par la sonde Diver CTD à la station hydrologique de la Goule en 2011 (l'interruption de chronique au début de septembre est due à une saturation de la mémoire du capteur, le capteur fonctionnant en continu au pas de temps 30 minutes depuis le mois d'octobre 2010).	146
Figure IV-2 : Lame d'eau totale obtenue par correction de la pression d'eau enregistrée par une sonde Diver CTD (Figure IV-1) à la station hydrologique de la Goule en 2011.	147
Figure IV-3 : Débits obtenus par applications des équations de la courbe de tarage de la Goule sur la chronique de lame d'eau totale (Figure IV-2) liée aux enregistrements de la sonde Diver CTD à la station hydrologique de la Goule en 2011.	147
Figure IV-4 : Photographies de la caméra automatique de la Goule illustrant les différentes étapes de mise en eau du système : le 31 mai, la neige s'imbibe d'eau ; le 7 juin, des chenaux se forment en amont de l'exutoire (bâton rouge) ; le 11 juin, un important chenal remplace les chenaux individuels ; le 15 juin (les images du 14 juin manquent à la chronique de photographies), les écoulements s'intensifient dans le chenal principal.	148
Figure IV-5 : Début de la chronique de débits de la Figure IV-3 complété grâce aux observations réalisées sur les photos de la caméra automatique de l'exutoire de la Goule.	148
Figure IV-6 : Données de débits obtenues à partir des enregistrements de la sonde CTD (Figure IV-3) associées aux débits estimés correspondants obtenus à partir des images de la caméra automatique A sur la période 15/07/11 9h-01/09/11 17h. Les deux séries de débits présentent une très bonne relation linéaire avec toutefois quelques débits sous-estimés et surestimés au-delà de $2,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Légende : débits sous-estimés (cercle rouge) et débits surestimés (cercle vert).	149
Figure IV-7 : Evolution des écarts entre débits estimés à partir des images de la caméra automatique A et débits obtenus à partir des enregistrements de la sonde CTD (Figure IV-3) au cours de la période considérée, soit entre le 15/07/11 à 9h et le 01/09/11 à 17h. Légende : débits faibles (losanges bleus) débits moyens (carrés rouges) et débits élevés (triangles verts).	150
Figure IV-8 : Evolution des écarts entre les valeurs de débits estimées à partir des images de la caméra automatique A et les valeurs de débits obtenues par une correction des enregistrements de la sonde CTD de l'ensablement du tube de suivi au cours de la période considérée, soit entre le 15/07/11 à 9h et le 01/09/11 à 17h. Les écarts associés aux valeurs de débits faibles sont dorénavant centrés sur 0 tout au long de la période.	151

Figure IV-9 : Données de débits corrigés en fonction des débits estimés à partir des images de la caméra automatique A sur la période 15/07/11 9h-01/09/11 17h. Les données présentent une très bonne relation linéaire, passant quasiment par l'origine.....	151
Figure IV-10 : Chronique de débits de la Figure IV-5 complétée par les débits estimés à partir des images de la caméra automatique A. Légende : débits vérifiés (cercles bleus) et débits estimés au début de la saison (cercles orange) et du 2 septembre à 9h au 6 septembre à 13h (cercles jaunes).....	152
Figure IV-11 : Comparaison des résultats obtenus à partir des caméras automatiques A (vert) et B (rouge) sur la période présentant une lacune de données à la Goule. La barre d'erreur associée aux valeurs de débit obtenues à partir de la caméra automatique A a été estimée à $\pm 0,174 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et celle qui a été retenue pour être associée aux valeurs de débit déduites des images de la caméra automatique B a été estimée à $\pm 0,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ soit, l'écart maximal rencontré entre valeur minimale et maximale de débit estimé via le protocole B.	153
Figure IV-12 : Chronique de débits de la Figure IV-10 complétée par les débits estimés à partir des images de la caméra automatique B. Légende : débits vérifiés (cercles bleus) et débits estimés à partir de la caméra A au début de la saison (cercles orange) et du 2 septembre à 9h au 6 septembre à 13h (cercles jaunes) et débits estimés à partir de la caméra B (cercles rouges).153	153
Figure IV-13 : Hydrogrammes complets à l'exutoire du sous-bassin versant glaciaire pour les trois années hydrologiques suivies dans la thèse (2010, 2011 et 2012) avec les débits obtenus à partir des enregistrements de la station hydrologique de la Goule (traits pleins) et les débits estimés (pointillés).....	155
Figure IV-14 : Hydrogramme de l'exutoire du sous-bassin versant morainique du Diable pour l'année hydrologique 2012 au regard de la période de temps choisie pour encadrer les périodes d'écoulement à l'exutoire de la Goule.....	157
Figure IV-15 : Chroniques des températures de l'air sur le glacier (lignes grises) et dans la moraine (lignes noires) du bassin versant de l'Austre Lovénbreen et de la station météorologique de Ny-Ålesund (lignes bleues) pour les trois périodes d'écoulement 2010, 2011 et 2012.....	159
Figure IV-16 : Chroniques des hauteurs de précipitations enregistrées toutes les 12h à la station météorologique NMI de Ny-Ålesund pour les trois années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 avec une dissociation entre les précipitations pluvieuses (histogrammes noirs) et neigeuses (histogrammes gris) déterminée suivant la moyenne des températures de l'air au cours des 12 h qui ont précédé la mesure au niveau du capteur de température de l'air de référence de la moraine.....	161

Figure IV-17 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise)) avec l'hydrogramme de l'exutoire de la Goule pour l'été 2010.	165
Figure IV-18 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise)) avec l'hydrogramme de la Goule pour l'été 2011.	166
Figure IV-19 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise)) avec l'hydrogramme de la Goule pour l'été 2012.	168
Figure IV-20 : Coefficients de corrélation mensuels et saisonniers des droites de régression linéaire entre la température moyenne horaire de l'air sur le glacier et les débits horaires à l'exutoire pour les trois étés 2010, 2011 et 2012.....	169
Figure IV-21 : Lames d'eau journalières écoulées à l'exutoire de la Goule (lignes rouges) au regard des estimations de lames de fonte potentielles journalières en provenance du glacier Austre Lovén (lignes bleues) rapportées à la surface du sous-bassin versant glaciaire jusqu'au 30 septembre des saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012 (DOY 273 des années 2010 et 2011 et DOY 274 de l'année 2012).....	171
Figure IV-22 : Comparaison des chroniques météorologiques (hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et températures de l'air dans la moraine) avec l'hydrogramme du Diable pour l'été 2012.....	172
Figure IV-23 : Evolution de la température du sous-sol en fonction de la profondeur au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 sur les trois sites de suivi de 2010 : S1 (installé au cours de l'été 2010), S2 (installation en 2009) et S5 (2009).....	174
Figure IV-24 : Evolution de la température du sous-sol en fonction de la profondeur au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 sur les trois sites de suivi de 2011 : S1, S2 et S5.	175
Figure IV-25 : Evolution de la température du sous-sol en fonction de la profondeur au cours de la période de temps de référence DOY 130-300 sur les quatre sites de suivi de 2012 : S1, S2, S3 et S4 (installation en avril 2012).....	175
Figure IV-26 : Comparaison des hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et des températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise) avec l'évolution de la température du sous-sol au site de suivi S1 en fonction de la profondeur au cours de l'été 2010.....	179
Figure IV-27 : Comparaison des hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et des températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise) avec l'évolution	

de la température du sous-sol au site de suivi S1 en fonction de la profondeur au cours de l'été 2011.....	180
Figure IV-28 : Comparaison des hauteurs de précipitation mesurées à Ny-Ålesund et des températures de l'air dans la moraine (ligne noire) et sur le glacier (ligne grise) avec l'évolution de la température du sous-sol au site de suivi S1 en fonction de la profondeur au cours de l'été 2012.....	180
Figure IV-29 : Evolution du niveau piézométrique (P1) en regard de la température du sous-sol (S1) au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2010. En 2010, le suivi piézométrique n'a débuté qu'au 23 septembre (DOY 266), suite à l'installation d'un capteur de pression. La nappe peut avoir été active avant cette date.	181
Figure IV-30 : Evolution du niveau piézométrique (P1) en regard de la température du sous-sol (S1) au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2011.....	181
Figure IV-31 : Evolution du niveau piézométrique (P1) en regard de la température du sous-sol (S1) au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2012.....	182
Figure IV-32 : Evolution du niveau piézométrique (P3) en regard de la température du sous-sol (S3) et des mesures manuelles de la profondeur de l'interface gelé/dégelé au cours de la période de référence 130-300 de l'année 2012.	182
Figure IV-33 : Suivis piézométriques au site P5 (mesures manuelles) et P6 (capteur de pression) pour l'été 2012. Le 0 de l'échelle verticale représente la surface du sol.....	183
Figure IV-34 : Evolution interannuelle du niveau piézométrique de la nappe supra-pergélisol lors de son regel de fin de saison (P1).....	185
Figure IV-35 : Evolution du niveau piézométrique en regard des conditions météorologiques pour la période de référence 130-300 de l'année 2010 au site P1 (installation du capteur en septembre).....	186
Figure IV-36 : Evolution du niveau piézométrique en regard des conditions météorologiques pour la période de référence 130-300 de l'année 2011 au site P1.....	187
Figure IV-37 : Evolution du niveau piézométrique en regard des conditions météorologiques pour la période de référence 130-300 de l'année 2012 aux sites P1 (bleu foncé) et P3 (bleu clair).....	187
Figure IV-38 : Relation entre hauteurs de précipitation (associées aux épisodes de recharge majeurs de la nappe supra-pergélisol par les pluies pour les étés 2010, 2011 et 2012) et hausses piézométriques correspondantes.....	189
Figure IV-39 : Suivi temporel continu au niveau des piézomètres P3 (ligne bleue) et P6 (ligne verte) et ponctuel au niveau du piézomètre P5 (losanges verts) des variations d'altitude de la nappe supra-pergélisol en 2012 par rapport à l'altitude de la rivière B2 à la fin septembre 2012 (pointillé).....	190

Figure IV-40 : Comparaison des données météorologiques, débitmétriques (exutoire de la Goule) et piézométriques (P1, P3 et P6) suggérant une recharge de la nappe supra-pergélisol par la rivière au DOY 260, au niveau du piézomètre P6 (cercle vert), le plus proche de la rivière.	191
Figure IV-41 : Radargrammes obtenus le long des profils T1 (vert), T2 (orange) et T3 (jaune) et carte de localisation des profils dans la zone proglaciaire. Pour chaque profil, la surface du sol est indiquée par une flèche noire et l'interface profonde par une série de flèches de couleur.....	192
Figure IV-42 : Détermination de la profondeur de l'isotherme 0°C au site de suivi thermique du sous-sol S1 le 18 septembre 2012 à 15 h, date et heure du premier sondage électrique de septembre.	194
Figure IV-43 : Synthèse des modèles 1D 3 couches obtenus sur les VES de septembre 2012 avec une première couche de surface sèche (beige), une deuxième couche regroupant la ZNS et la ZS (bleu) et une troisième couche de sous-sol gelé (vert). Les valeurs de profondeur et résistivité électrique obtenues par la modélisation sont en noir et celles qui, au contraire, ont été fixées lors de la modélisation sont en marron.	194
Figure IV-44 : Teneur en eau des carottes échantillonnées le long du profil de forage du site 3.	195
Figure IV-45 : Bilans hydrologiques du sous-bassin versant de la Goule pour les saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012 et bilan hydrologique moyen sur trois ans avec les parts respectives (%) à l'écoulement des différentes composantes du système hydrologique ($Q_{f(\text{glacier})}$, lame de fonte en provenance du glacier, $Q_{f(z. \text{ pro.})}$, lame de fonte en provenance de la zone proglaciaire, $Q_{f(\text{versants})}$, lame de fonte en provenance des versants, P_{eff} , précipitations efficaces estivales, Q_{ssG} , lame d'eau sous-glaciaire, Q_{supraP} , lame d'eau souterraine supra-pergélisol, Q_{subP} , lame d'eau souterraine sub-pergélisol).....	201
Figure V-1 : Boîtes à moustaches présentant les gammes de conductivité électrique et de pH des différentes familles d'eau constituant le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén pour les trois saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012 confondues : les eaux de rivières, les eaux sous-glaciaires et les eaux souterraines.....	206
Figure V-2 : Diagrammes de Piper renseignant les signatures géochimiques des différentes familles d'eau rencontrées sur le bassin versant du glacier Austre Lovén pour les trois années de prélèvements 2010, 2011 et 2012 : eaux de rivières, eaux souterraines et eaux sous-glaciaires.....	208
Figure V-3 : Teneurs en anions majeurs (SO_4^{2-} , HCO_3^- et Cl^-) en fonction de la conductivité électrique des eaux échantillonnées lors des campagnes de 2010, 2011 et 2012.....	209

Figure V-4 : Teneurs en cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) en fonction de la conductivité électrique des eaux échantillonnées lors des campagnes de 2010, 2011 et 2012. 210

Figure V-5 : Mise en parallèle des données de débits (bleu foncé) à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2010 avec les enregistrements de conductivité électrique des eaux (bleu clair) au pas de temps de 30 minutes. Ces chroniques sont divisées selon les trois périodes d'écoulement définies dans le Chapitre IV sachant que seul le cœur de saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge) disposent de données de conductivité électrique exploitables..... 211

Figure V-6 : Mise en parallèle des données de débits (bleu foncé) à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2011 avec les enregistrements de conductivité électrique des eaux (bleu clair) au pas de temps horaire. Ces chroniques sont divisées selon les trois périodes d'écoulement définies dans le Chapitre IV sachant que seul le cœur de saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge) disposent de données de conductivité électrique exploitables. 212

Figure V-7 : Mise en parallèle des données de débits (bleu foncé) à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2012 avec les enregistrements de conductivité électrique des eaux (bleu clair) au pas de temps horaire. Ces chroniques sont divisées selon les trois périodes d'écoulement définies dans le Chapitre IV sachant que seul le cœur de saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge) disposent de données de conductivité électrique exploitables. 213

Figure V-8 : Relations entre les conductivités électriques de l'intégralité des échantillons prélevés à la Goule en 2010, 2011 et 2012 et les débits à l'exutoire lors de chaque prélèvement. Les échantillons appartenant à la période de mise en eau du système sont en orange, au cœur de la saison de fonte, violet, et à la période d'étiage, rouge..... 214

Figure V-9 : Diagrammes de Piper présentant le faciès chimique des eaux prélevées à la Goule en 2010, 2011 et 2012, présentées en fonction de leur appartenance aux différentes périodes hydrologiques qui partitionne la saison d'écoulement : la mise en eau du système (orange), le cœur de la saison de fonte (violet), la période d'étiage (rouge). 214

Figure V-10 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs (à l'exception des ions potassium dont les analyses sont manquantes) des eaux de la Goule au cours de la saison hydrologique 2010 suivant leur appartenance à la période de mise en eau du système (orange), du cœur de la saison de fonte (violet) ou d'étiage (rouge). 215

Figure V-11 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs des eaux de la Goule au cours de la période d'étiage de 2011 (seule période échantillonnée de la saison). 216

Figure V-12 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs des eaux de la Goule au cours des périodes échantillonnées de 2012, à savoir le cœur de la saison de fonte (violet) et la période d'étiage (rouge). 217

Figure V-13 : Evolution de la température des eaux en parallèle avec l'évolution des débits à l'exutoire de la Goule au cours de l'été 2012.....	218
Figure V-14 : Evolution du rapport Cl-/SO ₄ ²⁻ des eaux de la Goule au cours des saisons hydrologiques 2010, 2011 et 2012.....	219
Figure V-15 : Rapports Cl-/SO ₄ ²⁻ des eaux de rivière aux exutoires, des eaux souterraines et des eaux sous-glaciaires prélevées au cours des trois années en fonction de la conductivité électrique.....	219
Figure V-16 : Suivis de la température et de la conductivité électrique des eaux du Diable mis en parallèle avec l'hydrogramme du cours d'eau pour la saison hydrologique 2012.	220
Figure V-17 : Conductivité électrique des eaux à l'exutoire du Diable par rapport au débit au cours de la saison hydrologique 2012 en dissociant les eaux écoulées avant et après l'épisode de crue lié à l'événement de précipitation centré sur le DOY 244 (données respectivement en jaune et marron).....	221
Figure V-18 : Relation entre la conductivité électrique des eaux échantillonnées à l'exutoire du Diable au cours de la saison hydrologique 2012 et le débit correspondant lors du prélèvement associé au diagramme de Piper qui illustre la variation de faciès chimique des eaux avant et après l'épisode de crue (respectivement données jaunes et marron).	222
Figure V-19 : Evolution de la conductivité électrique et des teneurs en éléments majeurs des eaux du Diable au cours de l'été 2012 en dissociant les eaux prélevées avant et après l'épisode de crue (respectivement données jaunes et marron).	223
Figure V-20 : Photos des différentes sources minéralisées rencontrées le long de la rivière B1 comme l'alimentant : a. et c. sources acides ponctuelles qui alimentent tout un secteur appelé la « zone ocre » bien visible sur l'image a. ; b. source intra-morainique (clichés M. Griselin).....	224
Figure V-21 : Photos des différentes sources minéralisées rencontrées le long de la rivière B2 : a. source intra-morainique ; b. e. et f. sources acides ; c. échantillonnage du cours d'eau B2 en amont de la perte et en aval de l'apport d'eau minéralisée par la zone ocre ; d. résurgence d'une eau fortement chargée en MES juste à l'aval du front glaciaire (clichés M. Griselin).....	225
Figure V-22 : Photos de la zone ocre associée au cours d'eau B2 : a. et b. l'apport d'eau souterraine par la zone ocre est clair alors que la rivière B2 est chargée de MES en provenance du glacier ; c. et d. sources acides et lac de la zone ocre (clichés M. Griselin).....	226
Figure V-23 : Photos de la perte et de la résurgence d'une partie du cours d'eau B2 avec une image de la séparation du cours d'eau en deux bras, une de la zone de perte et une de la zone de résurgence, toutes deux sous le noyau de glace (clichés M. Griselin).....	226

Figure V-24 : Photo prise en rive droite du front du glacier Austre Lovén, où le cours d'eau B3 débute, au 13 juillet 2012, qui rend compte des bouleversements morpho-dynamiques au front et des arrivées d'eau multiples.	227
Figure V-25 : Photos des différentes sources minéralisées rencontrées le long des rivières de la Goule et B3 (respectivement a. et c.) et image de la confluence entre les rivières B3 et B1+B2 (b.).	227
Figure V-26 : Profil de la conductivité électrique de la rivière B1 (bleu) et de ses principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule en date du 22 juillet 2012. La Goule, à cette date, présente une conductivité électrique de $125 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	228
Figure V-27 : Profil de la conductivité électrique de la rivière B2 (bleu) et de ses principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule en date du 20 juillet 2012. La Goule, à cette date, présente une conductivité électrique de $125 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	228
Figure V-28 : Profil de la conductivité électrique de la rivière B3 (bleu) et de ses principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule en date du 13 juillet 2012. La Goule, à cette date, présente une conductivité électrique de $121 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	229
Figure V-29 : Diagramme de Piper présentant le faciès chimique de tous les échantillons associés au suivi de minéralisation du cours d'eau B1 en date du 22 juillet 2012 : l'évolution des eaux du cours B1 d'amont en aval (échantillons f, c puis b ; carrés vert), les différentes sources à l'origine de ces évolutions (d'amont en aval : les sources acides e et d (cercles verts) qui alimentent l'affluent de la zone ocre g, puis la source intra-morainique a (cercles bleus)) et enfin l'exutoire (triangle orange).	230
Figure V-30 : Diagramme de Piper présentant le faciès chimique de tous les échantillons associés au suivi de minéralisation du cours d'eau B2 en date du 20 juillet 2012 : l'évolution des eaux du cours B2 d'amont en aval (échantillons E, D puis B ; carrés vert), les différentes sources à l'origine de ces évolutions (d'amont en aval : l'apport G chargé en MES (cercle bleu), les sources acides H, F puis C (cercles verts) puis la source intra-morainique A (cercle bleu)) et enfin l'exutoire (triangle orange).	231
Figure V-31 : Diagramme de Piper présentant le faciès chimique de tous les échantillons associés au suivi de minéralisation du cours d'eau B3 en date du 13 juillet 2012 : l'évolution des eaux du cours B3 d'amont en aval (échantillons IX, VIII, VII puis III ; carrés vert), les différentes sources à l'origine de ces évolutions (d'amont en aval : l'apport d'eau sous-glaciaire (cercle rose), la source acide VI (cercle vert) et les sources intra-morainiques V, IV puis I (cercles bleus)), le cours d'eau B1+B2 (carré jaune) et enfin l'exutoire (triangle orange).	231
Figure V-32 : Profils de température des eaux des rivières B1, B2 et B3 (bleu) et de leurs principaux affluents (rouge) en fonction de la distance à l'exutoire de la Goule.	232

Figure V-33 : Suivi de la conductivité électrique des eaux de la nappe supra-pergélisol au niveau des 4 piézomètres opérationnels de l'été 2012 et des eaux de rivière aux abords de la zone de suivis piézométriques pour les rivières B1 et B2 et en amont de la confluence pour la rivière B3.....	233
Figure V-34 : Suivi du niveau piézométrique (trait plein) et de la conductivité électrique (pointillé) des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol au niveau du piézomètre P6 au cours de l'été 2012.	234
Figure V-35 : Suivi du niveau piézométrique (trait plein) et de la conductivité électrique (pointillé) des eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol au niveau du piézomètre P3 au cours de l'été 2012.	234
Figure V-36 : Suivi de la température des eaux de la nappe supra-pergélisol au niveau des 4 piézomètres opérationnels de l'été 2012 et des eaux de rivière aux abords de la zone de suivis piézométriques pour les rivières B1 et B2 et en amont de la confluence pour la rivière B3.	235
Figure V-37 : Suivi de la conductivité électrique des eaux sous-glaciaires au niveau de leur résurgence au front du glacier Austre Lovén et en parallèle de celle de la rivière B3 que les eaux sous-glaciaires alimentent au cours de la fin de saison 2012.....	236
Figure V-38 : Relations entre teneurs en ions calcium et teneurs en ions magnésium pour, d'une part, l'intégralité des eaux de rivières échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012, et, d'autre part, l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. Tous les échantillons se situent au-dessus de la droite (1:1) de dissolution de la dolomite.....	239
Figure V-39 : Mise en relation de la somme des teneurs en ions calcium et magnésium avec la teneur en ions bicarbonates de l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. La grande majorité des échantillons se positionnent au-dessus de la droite de dissolution simple de la calcite magnésienne et de la dolomite (1 :2).	240
Figure V-40 : Relation entre la somme des teneurs en ions bicarbonates et sulfates et la somme des teneurs en ions calcium et magnésium de l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. La grande majorité des données se situe bien le long de la droite (1:1) qui peut aussi bien être représentative de (1) la réaction de dissolution des carbonates (calcite magnésienne) et du gypse, (2) la réaction de dissolution des carbonates (calcite magnésienne) couplée à l'oxydation de la pyrite et (3) l'équilibre de charges entre anions et cations.....	241
Figure V-41 : Relation entre la somme des teneurs en ions calcium et magnésium et les teneurs en ions bicarbonates de l'intégralité des eaux échantillonnées au cours des saisons 2010, 2011 et 2012. La droite violette (1:1) indique la droite de dissolution des carbonates (calcite	

magnésienne) couplée à l'oxydation de la pyrite et la droite rouge (1:2) la droite de dissolution simple de la calcite magnésienne et de la dolomite.....	242
Figure V-42 : Relation de mélange entre le pôle de dissolution simple des carbonates magnésiens et le pôle de dissolution des carbonates couplée à l'oxydation de la pyrite. Un grand nombre d'échantillons ne se positionnent pas entre ces deux pôles, ce qui est très certainement le signe de réactions d'altération autres (altération des aluminosilicates).....	243
Figure V-43 : Mise en relation des teneurs en cations majeurs monovalents avec les teneurs en cations majeurs bivalents de l'intégralité des eaux échantillonnées en 2010, 2011 et 2012, montrant que tous les cations dissous dans les eaux du bassin sont globalement liés	244
Figure V-44 : Rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les roches sédimentaires au cours du Phanérozoïque (du Cambrien à nos jours). Source : site internet de la Faculté des sciences de l'Université d'Ottawa.....	245
Figure V-45 : Droite de mélange entre les eaux sous-glaciaires (carré bleu) et les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (cercles vert clair) sur laquelle se situe les eaux de l'exutoire de la Goule, révélée par la mise en relation du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du rapport élémentaire $\text{Ca}^{2+}/\text{Sr}^{2+}$	247
Figure V-46 : Relation entre la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux et le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de leur strontium dissous.....	248
Figure V-47 : Mise en relation entre teneurs en ions strontium et teneurs en ions calcium des eaux.....	249
Figure V-48 : Mise en relation de la teneur en ^{13}C du carbone inorganique dissous CID des eaux échantillonnées en 2011 avec leur pH.....	250
Figure V-49 : Mise en relation des valeurs théoriques en $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ du CO_2 à l'équilibre avec l'eau avec l'inverse de la teneur en carbone total (CT) des eaux échantillonnées en septembre 2011 : cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures des eaux par des processus de mélange avec les eaux de fonte et de dégazage.	251
Figure V-50 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les données de précipitation fournies par le suivi GNIP par rapport à la droite des eaux météoriques mondiale DMM.....	253
Figure V-51 : Données moyennes mensuelles obtenues à partir des 19 années de suivi valides de la base de donnée GNIP présentées sous forme d'un diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ ainsi que d'un diagramme température de l'air-d.	254
Figure V-52 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ avec les données isotopiques des précipitations du réseau GNIP avec distinction des mois d'hiver (d'octobre à mai ; données bleues) et des mois d'été (de juin à septembre ; données rouges). Deux droites des eaux météoriques locales (DML) sont ainsi obtenues par l'application de la méthode des moindres carrés sur ces deux séries de	

données : la DML Hiver ($\delta^2\text{H} = 6,89 \delta^{18}\text{O} - 1,22$; linéaire [hiver]) et la DML Été ($\delta^2\text{H} = 7,56 \delta^{18}\text{O} - 0,38$; linéaire [été]).....	254
Figure V-53 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ avec teneurs isotopiques des précipitations estivales prélevées au cours des étés 2010, 2011 et 2012. DMM (ligne rouge), DML Hiver (ligne bleue) et DML Été (ligne jaune).....	255
Figure V-54 : Evolution interannuelle de la signature isotopique en $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de neige prélevés le long des sondages d'avril 2008, 2009 et 2011.....	256
Figure V-55 : Evolution au cours du temps de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ de l'ensemble des échantillons de neige prélevés ponctuellement le long des carottes de drill au cours de la saison 2009.....	257
Figure V-56 : Comparaison de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ de l'ensemble des échantillons de neige prélevés ponctuellement le long de la carotte de drill avec l'ensemble des carottes complètes d'avril 2011.....	258
Figure V-57 : Relation entre teneur en ^{18}O et l'altitude des colonnes de neige prélevées selon l'axe central du glacier en avril 2011 (de la mer au Hobo H30).....	259
Figure V-58 : Signatures isotopiques en ^{18}O et ^2H des glaces prélevées à la surface du glacier Austre Lovén le long de son axe central à la fin de la saison d'ablation 2008 en fonction de l'altitude : a. Schéma en coupe du glacier avec les flèches bleues qui indiquent les lignes d'écoulement théoriques de la glace du glacier avec en surface les signaux isotopiques de la glace en fonction de l'altitude ; les valeurs qui semblent présenter des anomalies sont encadrées de rouge ; b. Graphique $\delta^{18}\text{O}$ -altitude de la glace avec mise en évidence des anomalies isotopiques de 3 échantillons de glace.....	260
Figure V-59 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des glaces prélevées à la surface du glacier Austre Lovén à la fin de la saison d'ablation 2008 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue) et à la DML Été (ligne jaune) avec une distinction des glaces qui semblent présenter des anomalies isotopiques (triangles rouges).....	260
Figure V-60 : Teneur en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux des carottes échantillonnées le long du profil de forage du site de suivi 3.....	261
Figure V-61 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux de la glace du sous-sol prélevées le long du profil de forage du site de suivi 3 en avril 2012 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue), à la DML Été (ligne jaune), aux pôles précipitations estivales et eau de fonte neige avec une distinction entre les eaux de la glace du pergélisol supposé (triangles verts) et celles de la glace de la couche active (triangles roses)..	262
Figure V-62 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux sous-glaciaires de 2010, 2011 et 2012 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue), à la DML Été (ligne jaune), aux pôles précipitations estivales et eau de fonte neige, à la	

glace frontale du glacier Austre Lovén et aux eaux souterraines sub-pergélisol de Longyearbyen avec une distinction entre les eaux sous-glaciaires estivales (carrés orange) et les marges glacées (eaux sous-glaciaires hivernales ; carrés bleus). 263

Figure V-63 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux souterraines de 2010, 2011 et 2012 par rapport à la DMM (ligne rouge), à la DML Hiver (ligne bleue), à la DML Été (ligne jaune), aux pôles précipitations estivales et eau de fonte neige ainsi qu'aux glaces de la partie du sous-sol qui est supposé être du pergélisol (triangles verts) et aux échantillons de la nappe sub-pergélisol de Longyearbyen (cercle violet) et de la rivière rouge (losange vert) avec une distinction entre les eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol (cercles verts) et les sources acides (cercles jaunes). 264

Figure V-64 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux de la Goule des années 2010, 2011 et 2012 par rapport aux droites des eaux météoriques (DMM, DML Hiver et DML Été) ainsi que par rapport aux différents pôles de mélange identifiés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén (eau de fonte neige, précipitations estivales, eaux souterraines et eaux sous-glaciaires). 265

Figure V-65 : Évolution de la signature isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de l'exutoire de la Goule au cours des étés 2010, 2011 et 2012 avec une distinction entre les eaux appartenant aux périodes de la mise en eau du système (losanges orange), du cœur de la saison de fonte (losanges violets) et de la période d'étiage (losanges rouges). 266

Figure V-66 : Diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ qui situe les valeurs isotopiques des eaux du Diable par rapport aux droites des eaux météoriques (DMM, DML Hiver et DML Été) ainsi que par rapport aux différents pôles de mélange identifiés sur le bassin versant du glacier Austre Lovén (eau de fonte neige, précipitations estivales, et eaux souterraines) et des eaux de la Goule. 267

Figure V-67 : Évolution de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de l'exutoire du Diable au cours de l'été 2012 avec une distinction entre les eaux s'étant écoulées avant et après la crue liée à l'épisode pluvieux centré sur le DOY 244 (losanges respectivement en jaune et en marron). 268

Figure V-68 : Relation entre teneurs en ^{18}O et en SO_4^{2-} a. des eaux de la Goule et du Diable, des eaux sous-glaciaires et des eaux souterraines échantillonnées au cours des étés 2010, 2011 et 2012 ; b. des eaux de la Goule détaillées en fonction de leur appartenance aux différentes périodes d'écoulement (mise en eau du système, cœur de la saison de fonte et période d'étiage) et du Diable. Les signatures des eaux aux deux exutoires sont dans une zone de mélange entre des pôles estimés pour les précipitations estivales, eau de fonte neige, eaux sous-glaciaires et eaux souterraines. 269

Figure V-69 : Chronique des teneurs en tritium des précipitations de Ny-Ålesund (données fournies par la base de données GNIP). 271

Figure V-70 : Chronique des teneurs en tritium des précipitations de Ny-Ålesund allégée des pics de teneurs importantes (supérieures à 120 UT) afin d'observer le signal de base (données fournies par la base de données GNIP).....	272
Figure V-71 : Synthèse des mesures en activités ^{14}C réalisées sur 14 échantillons d'eau prélevés dans différentes familles d'eau qui constituent le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén en fin de saison de 2011 (eaux de rivière, eaux souterraines de la nappe supra-pergélisol et eaux sous-glaciaires estivales) et en avril 2012 (marges glacées). L'activité ^{14}C mesurée sur l'échantillon d'eaux souterraines sub-pergélisol de Longyearbyen est également renseignée à titre indicatif.....	275
Figure V-72 : Modèle 1 : mise en relation de l' $A^{14}\text{C}$ du CID dans les 14 échantillons analysés avec les valeurs théoriques en $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ du CO_2 à l'équilibre calculées pour chaque eau. Cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures en carbone des eaux par des processus de mélange entre le CO_2 du sol et le CO_2 atmosphérique avec décroissance radioactive.....	276
Figure V-73 : Modèle 2 : mise en relation de l' $A^{14}\text{C}$ du CID dans les 14 échantillons analysés avec les valeurs théoriques en $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ du CO_2 à l'équilibre calculées pour chaque eau. Cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures en carbone des eaux par des processus de mélange entre un CO_2 du sol ancien et un CO_2 atmosphérique ancien avec décroissance radioactive.....	277
Figure V-74 : Modèle 3 : mise en relation de l' $A^{14}\text{C}$ du CID dans les 14 échantillons analysés avec les valeurs théoriques en $\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ du CO_2 à l'équilibre calculées pour chaque eau. Cette approche permet de proposer un modèle expliquant les signatures en carbone des eaux par des processus de mélange entre le CO_2 du sol mélangé au CO_2 atmosphérique et les carbonates marins avec décroissance radioactive.....	277
Figure V-75 : Mise en parallèle des teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et des $A^{14}\text{C}$ des 15 échantillons présentés dans la Figure V-71.	278

Liste des Tableaux

Tableau 0-1 : Répartition globale de la cryosphère continentale et son potentiel de contribution au niveau marin. Sources : IPCC, 2007 et IPCC, 2013.	5
Tableau I-1 : Moyenne des bilans de masse (BM) des 9 glaciers du Svalbard dont les suivis des BM sont reportés dans la base de données WGMS. Les glaciers sont localisés sur la Figure I-7c. Les moyennes de BM ont été calculées à partir des données disponibles en juin 2014.	20
Tableau II-1 : Synthèse des variations d'altitudes et des surfaces correspondant aux grands domaines présentés dans la Figure II-2 d'après le MNT de 2009, avec les pourcentages respectifs de chacun de ces domaines par rapport au bassin versant total et aux sous-bassins versants de la Goule et du Diable.	70
Tableau II-2 : Résultats du traitement des données de températures de l'air et de hauteurs de précipitation des stations météorologiques de Longyearbyen et de Ny-Ålesund. Sources : Førland et al. ; 2011 et Marlin et al., soumis.....	79
Tableau II-3 : Bilans de masse annuels du glacier Austre Lovén de 2008 à 2012. Source : Marlin et al., soumis.	90
Tableau III-1 : Bilan synthétique des principaux objectifs réalisés au cours des 4 missions de terrain accomplies durant la thèse.	108
Tableau III-2 : Détail des associations de sondes d'enregistrement multiparamètres mises en place à la station hydrologique de la Goule pour les trois années de suivi de la thèse : 2010, 2011 et 2012.	109
Tableau III-3 : Détail des associations de sondes d'enregistrements multiparamètres mises en place à la station hydrologique du Diable pour les trois années de suivi de la thèse : 2010, 2011 et 2012.	111
Tableau III-4 : Synthèse des débits et des hauteurs d'eau mesurés en hautes (supérieures à 0,5 m) et basses eaux (inférieures ou égales à 0,5 m) à la station hydrologique de la Goule en 2008 (orange), 2009 (bleu) et 2010 (violet). Source : Delangle, communication personnelle...	113
Tableau III-5 : Synthèse des débits et des hauteurs d'eau mesurés à la station hydrologique du Diable en 2008 (orange) et 2009 (bleu). Source : Delangle, communication personnelle.....	115
Tableau IV-1 : Comparaison des données horaires de température de l'air en °C sur le glacier et dans la moraine pour les trois années de suivi en moyennes annuelles et valeurs moyennes, minimales et maximales pour la période allant du DOY 130 à 300.....	160

Tableau IV-2 : Nombre de jours consécutifs avec une température de l'air positive au cours des étés 2010, 2011 et 2012. Les dates correspondantes aux périodes sont précisées. ...	160
Tableau IV-3 : Hauteurs de précipitations (en m) totales mesurées à la station NMI de Ny-Ålesund pour les années hydrologiques et les périodes DOY 301-129 et DOY 130-300 2010, 2011 et 2012. Les parts des hauteurs de précipitations neigeuses et pluvieuses respectives sont déterminées à partir des températures de l'air enregistrées par la station de référence de la moraine (H02).....	161
Tableau IV-4 : Résultats des 14 mesures d'évaporation (E) réalisées au cours de l'été 2012 et valeur extrapolée à l'échelle du sous-bassin versant glaciaire de la Goule.....	162
Tableau IV-5 : Hauteurs de précipitations (en m) mesurées à la station météorologique de Ny-Ålesund et calculées selon le gradient altitudinal associé au sous-bassin versant glaciaire de la Goule (soit + 15 % par 100 m d'élévation jusqu'à 400 d'altitude puis + 10 % par 100 m d'élévation pour les altitudes plus importantes) pour les trois années hydrologiques 2010, 2011 et 2012 et déduction des hauteurs de précipitations efficaces.....	163
Tableau IV-6 : Synthèse des données issues des enregistrements des sondes thermiques les plus superficielles des 5 sites de suivi de température du sous-sol avec les dates de dégel et de regel en chaque site ainsi que la durée maximale de dégel de la surface du sous-sol.	176
Tableau IV-7 : Période d'activité de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P1 en 2010, 2011 et 2012 et au piézomètre P3 en 2012 avec les profondeurs piézomètres et date de dégel et de regel des capteurs de pression.....	183
Tableau IV-8 : Amplitudes maximales des variations piézométriques de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P1 pour l'année 2011 et aux piézomètres P1, P3 et P6 pour l'année 2012.....	185
Tableau IV-9 : Synthèse des variations piézométriques survenant lors des principaux épisodes de recharge de la nappe supra-pergélisol au piézomètre P1 pour les saisons 2010, 2011 et 2012 ainsi qu'au piézomètre P3 pour la saison 2012. Lorsque l'épisode de recharge de la nappe est lié à un événement pluvieux, la hauteur de précipitation correspondante est renseignée.....	188
Tableau IV-10 : Déduction de la porosité cinématique de l'aquifère en P1 et en P3 par le calcul de la lame d'eau souterraine engendrée par l'événement de précipitation centrée sur le DOY 244 de l'année 2012, sachant que la lame précipitée totale de l'événement est de 39 mm.	196
Tableau IV-11 : Calcul de la lame d'eau souterraine mobile et du volume correspondant associé au réservoir d'eau souterraine de la nappe supra-pergélisol à partir des épaisseurs moyenne, minimale et maximale de nappe mesurées au niveau du site de suivi piézométrique et thermique 3 et des données de porosité cinématique estimées dans le Tableau IV-10.....	196

Tableau IV-12 : Calcul des lames d'eau précipitées à l'échelle de la surface de la moraine du sous-bassin versant glaciaire, de la surface totale du sous-bassin versant morainique et de la surface de la moraine du sous-bassin versant total du glacier Austre Lovén pour les années hydrologiques complètes 2010, 2011 et 2012 et pour leur période de référence respective DOY 130-300 en appliquant le gradient altitudinal (voir partie 3.2. du Chapitre II).	197
Tableau IV-13 : Etablissement des bilans hydrologiques des saisons 2010, 2011 et 2012 par la déclinaison des calculs associés à la détermination des lames d'eau propres à chaque composante du système hydrologique du sous-bassin versant de la Goule. Les valeurs entre parenthèses représentent l'écart lié à la marge d'erreur associée au calcul de la lame d'eau totale annuelle Q_t et qui se reporte sur la lame d'eau résiduelle.	200
Tableau V-1 : Nombre d'échantillons prélevés dans chaque famille d'eau constituant le système hydrologique du bassin versant du glacier Austre Lovén au cours des campagnes de 2010, 2011 et 2012 (eaux de rivières, eaux sous-glaciaires et eaux souterraines). La moyenne des conductivités électriques (CE), des pH et des températures (T) des différents sous-ensembles d'eau est détaillée.....	206
Tableau V-2 : Résultats des analyses de teneurs en Sr^{2+} ($mg.l^{-1}$) et des rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ correspondants.....	246
Tableau V-3 : Synthèse des analyses complémentaires obtenues sur les huit échantillons d'eau analysés pour leur rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$: teneurs en ions Sr^{2+} et Ca^{2+} et signature en $\delta^{18}O$...	247
Tableau V-4 : Synthèse des analyses isotopiques en $\delta^{18}O$ sur les neiges des mois d'avril 2008, 2009 et 2011 ainsi que des variations saisonnières des neiges propres à l'année 2009 (en bleu) sous forme de moyennes, médianes et écarts-types et en fonction de leur appartenance au domaine glaciaire (glacier) ou au domaine proglaciaire (moraine).....	257
Tableau V-5 : Concentrations en 4He , 3He et ^{20}Ne dans les eaux des deux échantillons prélevés (tube 1 et tube 2) au niveau de la marge glacée (MG4) d'avril 2012.....	273
Tableau V-6 : Calculs d'âges ^{14}C sur les 14 échantillons analysés : âges bruts et obtenus selon les modèles de Tamers, Pearson et Fontes et Garnier.....	278

