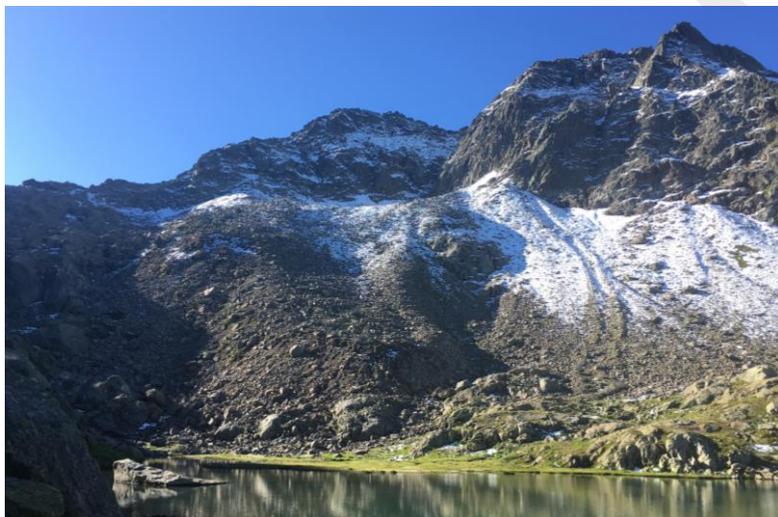


Master of Science in Geography

Origine et qualité de l'eau émergeant des glaciers rocheux. Études de cas dans les Alpes suisses.

Chantal Del Siro

Sous la direction du Dr. Christophe Lambiel, du Dr. Cristian Scapozza et de la prof. Marie-Elodie Perga



© Chantal Del Siro

Ce travail n'a pas été rédigé en vue d'une publication, d'une édition ou diffusion. Son format et tout ou partie de son contenu répondent donc à cet état de fait. Les contenus n'engagent pas l'Université de Lausanne. Ce travail n'en est pas moins soumis aux règles sur le droit d'auteur. A ce titre, les citations tirées du présent mémoire ne sont autorisées que dans la mesure où la source et le nom de l'auteur·e sont clairement cités. La loi fédérale sur le droit d'auteur est en outre applicable.

Remerciements

La réalisation de ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide précieuse et l'encouragement de nombreuses personnes. En particulier, j'aimerais à remercier très chaleureusement :

- Le Dr. Christophe Lambiel, mon directeur de mémoire, pour sa disponibilité, ses précieux conseils, sa grande passion pour les environnements périglaciaires alpins qui m'a transmis au long de mes années à l'Unil. Merci Christophe.
- Le Dr. Cristian Scapozza, mon directeur de mémoire et mon mentor, pour sa grande disponibilité, sa passion pour les environnements périglaciaires alpins, ses précieux conseils et enseignements et pour les innombrables heures de terrain passées ensemble. Sans lui, cette étude n'aurait tout simplement pas été possible. Grazie Cristian.
- La Prof. Marie-Elodie Perga, ma directrice de mémoire, pour ses précieux conseils, sa disponibilité et pour m'avoir encouragée à effectuer les analyses isotopiques de l'eau.
- Ma famille et mes plus proches amis pour m'avoir encouragée et soutenue au long de mes études à l'Unil. Un merci particulier à mon père, pour son aide précieuse sur le terrain.
- Toutes les personnes qui m'ont aidé à réaliser les analyses en laboratoire : le Prof. Torsten Vennemann, Laetitia Monbaron et Micaela Faria. Un merci spécial à Torsten pour sa disponibilité et ses précieux conseils.
- La Fondation Agassiz, qui a financé les analyses de laboratoire et les frais de transport.
- La société Téléverbier S.A., pour la gratuité accordée sur leurs remontées mécaniques.
- L'Istituto scienze della Terra de la SUPSI, qui a financé les déplacements en hélicoptère et avec les remontées mécaniques.
- Toutes les personnes qui m'ont accompagnée et aidée sur le terrain, en particulier Lia Franchini, Aurélien Ballu, Jérémie Gentizon, Daphné Giacomazzi et Georgia Scapozza avec les petits assistants Felice et Francesco.
- Elisa, Stylianos et Gustavo pour les moments très agréables passés ensemble à Lausanne durant les mois de rédaction. Un merci spécial à Bruno et à Mattia pour leurs précieux conseils avisés quant au traitement des données.

À Nicola

*Qui vit et vivra pour
toujours dans mon cœur*

Résumé

Avec le réchauffement climatique en cours, les glaciers rocheux pourraient devenir des ressources en eau de plus en plus importantes, bien que la fusion de la glace du sous-sol soit plus lente et moins prévisible que celle des glaciers. Alors que les connaissances liées à l'origine et à la dynamique des glaciers rocheux sont bien développées, un manque de compréhension de leur fonctionnement hydrologique et, en particulier, de l'origine et de la qualité de leur contribution hydrique aux systèmes aquatiques, est observable dans la littérature scientifique. Cette étude vise donc à explorer la contribution de la fusion de la glace du sous-sol dans l'eau émergeant des glaciers rocheux et son impact sur l'hydrochimie des systèmes aquatiques alpins. Les analyses isotopiques ont été combinées aux analyses physico-chimiques de l'eau émergeant de six glaciers rocheux des Alpes suisses, afin de surveiller l'origine et la qualité des eaux durant la saison chaude. La composition chimique (SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+}) s'avère être significativement différente entre les sources affectées par les glaciers rocheux et celles non alimentées par ces formations. L'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* est caractérisée par une augmentation des valeurs de la conductivité électrique, du contenu ionique (SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+}) et isotopique durant la saison chaude. Cette évolution de la composition physico-chimique et isotopique de l'eau pourrait indiquer la fusion progressive de la glace du sous-sol. On suppose que la cryosphère ait stocké des polluants atmosphériques et d'autres éléments chimiques issus de dépôts humides durant une période plus froide du passé récent (1960-1980) et que la fusion actuelle de la glace interne des glaciers rocheux permet de libérer ces composés chimiques dans les systèmes aquatiques alpins.

Table des matières

1. Introduction.....	11
1.1 Cadre général.....	11
1.2 Etat de la recherche.....	14
1.2.1 Le permafrost	14
1.2.2 La structure interne des glaciers rocheux	15
1.2.3 Hydrologie des glaciers rocheux	15
1.3 Objectifs du travail.....	22
2. Matériel et méthodes	23
2.1 Glaciers rocheux étudiés	23
2.1.1 Valle di Sceru	24
2.1.2 Alpe Pièi.....	26
2.1.3 Lago di Leìt	27
2.1.4 Ganoni di Schenadüi	29
2.1.5 Lago Nero.....	30
2.1.6 Lac des Vaux	32
2.2 Données disponibles.....	35
2.2.1 Température de surface et vitesse des glaciers rocheux investigués	35
2.2.2 Répartition du permafrost.....	36
2.3 Méthodes.....	37
2.3.1 Analyses physico-chimiques	37
2.3.2 Analyses isotopiques	38
2.3.3 Analyses statistiques.....	41
3. Résultats.....	42
3.1 Présentation générale	43
3.2 Présentation par site d'étude	46
3.2.1 Valle di Sceru	46
3.2.2 Alpe Pièi.....	53
3.2.3 Lago di Leìt	59
3.2.4 Ganoni di Schenadüi	66
3.2.5 Lago Nero.....	73
3.2.6 Lac des Vaux	80
3.3 Comparaisons inter-sites.....	87
3.3.1 Conductivité de l'eau.....	87
3.3.2 Température de l'eau.....	89
3.3.3 Valeurs isotopiques et chimiques	91
4. Discussion	93
4.1 Fonctionnement hydrologique.....	93
4.1.1 Glaciers rocheux actifs et <i>ice-patches</i>	93
4.1.2 Glaciers rocheux transitionnels	95
4.1.3 Glaciers rocheux fossiles.....	95
4.2 Origine de l'eau.....	97
4.2.1 Au début de la saison chaude	97
4.2.2 Durant la saison chaude.....	97
4.3 Géochimie de l'eau.....	102
4.3.1 Sulfates	103
4.3.2 Calcium, magnésium et carbone inorganique.....	107
4.3.3 Nitrates et carbone organique total.....	110
4.4 Synthèse des résultats	112
4.5 Modèle conceptuel général.....	113
4.6 Enseignements méthodologiques	116
5. Conclusion et perspectives de recherches futures.....	117

Références bibliographiques	120
Sitographie.....	132

1. Introduction

1.1 Cadre général

Les montagnes sont souvent définies comme « châteaux d'eau » grâce à leur important apport hydrique surtout dans les régions semi-arides et arides (Viviroli *et al.*, 2007). Cependant, les montagnes jouent un rôle clé dans l'approvisionnement en eau en plaine même dans les régions alpines, où leur contribution hydrique augmente considérablement durant la saison chaude, avec la fusion de neige et de glace (Messerli *et al.*, 2004). Les ressources en eau dans les régions alpines – telles que les glaciers, la neige et le permafrost – sont toutefois affectées par les changements climatiques, et en particulier par l'augmentation des températures atmosphériques liée à l'effet de serre additionnel ainsi que par les changements dans le régime des précipitations (par exemple Haeberli & Beniston, 1998, Seidel *et al.*, 1998). Sur la base des scénarios climatiques développés par l'Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse, les températures atmosphériques vont augmenter dans l'ensemble de la Suisse, notamment durant l'été et dans les régions de montagne de haute altitude. Le scénario le plus optimiste (RCP2.6) prévoit une augmentation de la température moyenne annuelle entre 0.6 et 1.9 °C à la fin du siècle dans l'ensemble de la Suisse par rapport à la période de référence (1981-2010). Par contre, le scénario intermédiaire (RCP4.5) et celui le plus pessimiste (RCP8.5) prévoient une augmentation de la température moyenne annuelle comprise entre 1.5 et 3.1°C et 3.3 et 5.4 °C respectivement dans l'ensemble de la Suisse d'ici à 2085 par rapport à la période de référence (1981-2010). Pour ce qui concerne les précipitations, il est prévu d'ici à la fin du siècle, une augmentation pendant la saison froide ainsi qu'une diminution pendant la saison chaude. Néanmoins, les quantités de neige ainsi que la durée de la couverture neigeuse durant la saison froide dans les Alpes suisses vont diminuer considérablement d'ici à la fin du 21^{ème} siècle (CH2018, 2018).

La perte en volume des glaciers alpins – qui a commencé après la fin du Petit Age Glaciaire dans la deuxième partie du 19^{ème} siècle – est en train de s'accélérer depuis les années 1970 : une diminution d'environ 25% a été enregistré entre 1975 et 2000, à savoir la moitié de la perte en volume observée entre 1850 et 1975 (Haeberli *et al.*, 2007). Un résultat similaire a été observé par Fischer *et al.* (2014), qui ont estimé une perte de la surface glaciaire de 27.7% entre 1973 et 2010 dans les Alpes suisses, avec la disparition totale de 733 glaciers. Avec une augmentation de la température atmosphérique estivale de 3°C, une diminution d'environ 80% de la surface glaciaire par rapport à la situation au début du 21^{ème} siècle est attendue (Zemp *et al.*, 2006). En termes de contribution hydrique, les glaciers représentent une importante ressource en eau à court terme, qui va devenir de plus en plus importante au cours des prochaines années en raison de la fusion accélérée du stock de glace. Néanmoins, une fois que cette ressource aura atteint son niveau maximal, l'apport en eau issu des glaciers va diminuer drastiquement à cause de la réduction progressive de la masse glaciaire (Jones *et al.*, 2019).

La réponse du permafrost dans les Alpes face aux changements climatiques, par contre, est plus lente – à cause notamment de l'inertie thermique liée à la consommation de chaleur

latente lors de la fusion de la glace – et plus difficilement prévisible par rapport à celle des glaciers (Haeberli & Hohmann, 2008). Selon Haeberli *et al.* (2017) les volumes de glace des glaciers pourraient devenir plus petit que ceux contenus dans le sous-sol à partir du milieu du 21^{ème} siècle dans les Alpes Européennes (fig. 1). Le permafrost serait ainsi plus résilient aux changements climatiques par rapport aux glaciers : en effet, bien qu’il soit aussi affecté directement par les conditions climatiques extérieurs, le permafrost peut bénéficier de conditions d’isolation créées par des couches de sol et de sédiments (Giardino *et al.*, 2011). Le climat (en particulier les températures atmosphériques), la topographie (qui affecte notamment le rayonnement solaire), la nature du terrain (notamment la granulométrie du substrat) et les conditions de couverture neigeuse sont les facteurs de contrôle principaux de l’état thermique du permafrost (par exemple Haeberli *et al.*, 2010, Christiansen *et al.*, 2010).

Les impacts du changement climatique sur le permafrost sont nombreux. Les réponses directes et les plus marquées de la dégradation du permafrost à la suite du réchauffement climatique sont l’épaississement de la couche active et le réchauffement en profondeur (PERMOS, 2019). En outre, l’augmentation des températures du sous-sol favorise la déformation de la glace souterraine, ce qui se traduit par un accroissement de la vitesse de surface des glaciers rocheux (par exemple Hoeszle *et al.*, 1998, Ikeda *et al.*, 2003, Lambiel & Delaloye, 2004). Cependant, dans les Alpes, l’impact le plus problématique des changements climatiques en termes de dangers naturels sur les terrains gelés en permanence est la dégradation du permafrost dans les fissures des parois rocheuses, car cette dernière peut provoquer des instabilités au niveau des versants comme par exemple des éboulements (par exemple Haeberli & Beniston, 1998, Ravanel *et al.*, 2017). La déstabilisation du terrain causée par la dégradation du permafrost peut également provoquer dommages importants aux infrastructures en montagne (par exemple Duvillard *et al.*, 2019). De plus, le changement climatique va diminuer fortement l’extension des surfaces gelées. En effet, une élévation de la limite inférieure du permafrost comprise entre 170 et 580m est attendue pour une augmentation de la température atmosphérique comprise entre 1.8°C et 6°C d’ici à la fin du siècle dans les Alpes suisses (Luetschg & Haeberli, 2005). Par contre, contrairement aux glaciers, le lien entre dégradation du permafrost et son impact sur le cycle hydrologique des bassins versants alpins est moins clair, même si les glaciers rocheux semblent devenir – sous l’emprise des changements climatiques – des sources d’eau de plus en plus importantes à cause de la fusion progressive du corps de glace (par exemple Duguay, *et al.*, 2015, Jones *et al.*, 2018, Winkler *et al.*, 2018).

Ce travail s’inscrit dans la thématique globale de la dégradation du permafrost en relation avec les changements climatiques en cours en visant à améliorer les connaissances sur l’hydrologie des glaciers rocheux. Plus précisément, ce travail vise à analyser l’eau émergeant des glaciers rocheux afin de comprendre le rôle de ces formations dans la contribution hydrique dans les bassins versants et ses impacts sur les écosystèmes aquatiques alpins.

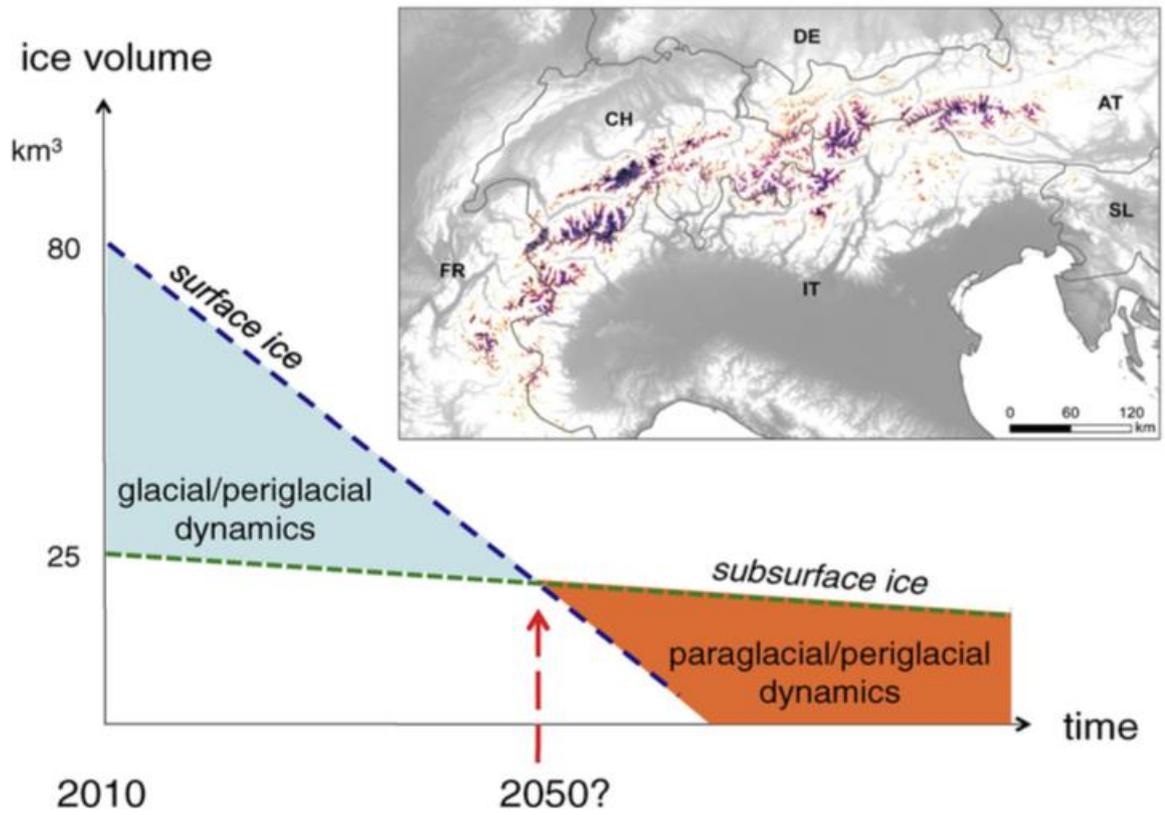


Figure 1 : Changements futurs possibles du volume de glace dans les Alpes Européennes et surface actuelle des glaciers et du permafrost. Source : Haeberli *et al.* 2017, p. 408.

1.2 Etat de la recherche

1.2.1 Le permafrost

Les régions alpines de haute montagne sont souvent caractérisées par des conditions climatiques favorables à la présence de permafrost dans le sous-sol, qui est généralement défini comme l'ensemble des « *matériaux de subsurface qui restent à des températures négatives du sol tout au long de l'année et qui peuvent contenir des quantités considérables de glace de subsurface* » (Haeberli *et al.*, 2010, p. 1043). Cependant, pendant la saison chaude, dans les premières couches de ce type de sol les températures peuvent dépasser 0°C : cette zone est définie comme « couche active ». Également, les températures peuvent être supérieures à 0°C dans les couches profondes du sol à cause des flux géothermiques, en définissant une couche de sol non-cryotique (Dobinski, 2011 ; fig. 2). La présence d'eau (à l'état solide ou liquide) dans le permafrost est directement liée à sa porosité efficace et à son niveau d'humidité. En outre, les matériaux non consolidés dans des conditions de permafrost peuvent être sursaturés en glace : cela se produit quand le volume d'eau à l'état solide est plus élevé de celui à l'état liquide qui serait mesuré dans des conditions de non-permafrost. La présence éventuelle de glace au niveau du permafrost peut rendre cette couche imperméable aux eaux d'infiltration et permettre des écoulements souterrains uniquement dans des secteurs non gelés. Ces terrains ont donc des propriétés hydrologiques différentes par rapport aux sols non affectés par ce phénomène typique des environnements périglaciaires (French, 2007).

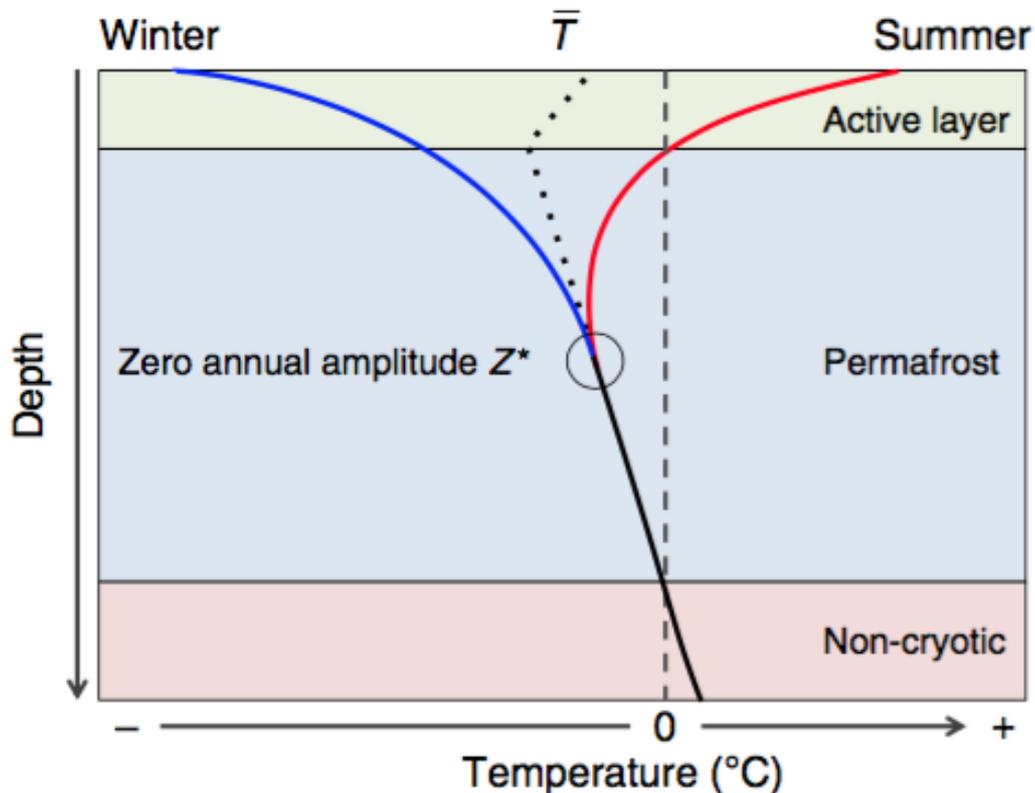


Figure 2 : Régime thermique du permafrost, avec la température minimale (en bleu) et maximale (en rouge) du sol. La ligne pointillée représente la température moyenne du sol. Source : Biskaborn *et al.* 2019, p. 7.

1.2.2 La structure interne des glaciers rocheux

Le glacier rocheux est généralement défini comme le résultat visible du « *fluage continu de débris constamment gelés et riches en glace sur les pentes non glaciaires des montagnes* » (Haeberli *et al.*, 2006, p. 190). La connaissance de la structure interne des glaciers rocheux est indispensable afin de comprendre l'hydrologie dans ces formations. Selon Haeberli (1985) la structure interne des glaciers rocheux est généralement constituée par quatre couches : une couche superficielle de débris (couche active) qui dégèle en été ; une matrice épaisse de glace et roches (couche de permafrost) ; une couche de sédiments non gelés à la base du glacier rocheux, où l'eau souterraine peut s'écouler ; le socle rocheux. La structure interne de cette forme géomorphologique peut être déterminée à partir de différentes mesures géophysiques. En effet, méthodes géophysiques telles que le sondage électrique, le géoradar (*ground penetrating radar*), la sismique à réfraction et la gravimétrie ont permis d'identifier ces quatre couches constituant la structure interne des glaciers rocheux (par exemple Isaksen *et al.*, 2000, Hausmann *et al.*, 2007, 2012 Maurer & Hauck, 2007). De plus, les mesures géophysiques peuvent permettre d'estimer la teneur en glace contenue dans le glacier rocheux. D'après Arenson *et al.* (2002) la teneur en glace en volume dans le glacier rocheux de Pontresina-Schafberg (Alpes suisses) varie entre 30% et 80%. Les études de Hausmann *et al.* (2007, 2012) ont trouvé des teneurs en glace similaires dans trois glaciers rocheux dans la région du Tyrol (Autriche). Ces teneurs en volume variaient entre 45% et 60% pour le glacier rocheux de Reichenkar et entre 40% et 60% pour les glaciers rocheux de Ölgrube et Kaiserberg.

1.2.3 Hydrologie des glaciers rocheux

1.2.3.1 Circulation de l'eau dans les glaciers rocheux

Dans le domaine périglaciaire de montagne, les formes les plus importantes en termes de contribution hydrique sont les glaciers rocheux actifs et transitionnels, à savoir ceux qui contiennent encore de la glace (Winkler, *et al.*, 2018, RGIK, 2021). Cette forme géomorphologique s'avère être une source d'eau importante durant la période de fonte nivale et glaciaire (Burger *et al.*, 1999). En effet, des écoulements d'eau de fonte sont parfois visibles au front des glaciers rocheux, lesquels peuvent participer à l'apport hydrique aux systèmes fluviaux (Geiger *et al.*, 2014). Cependant, jusqu'à présent, la plupart des travaux effectués sur les glaciers rocheux se sont focalisés sur la compréhension de leur naissance et évolution mais peu d'études ont exploré leur fonctionnement hydrologique (Krainer & Mostler, 2002, Harrington *et al.*, 2018, Winkler *et al.*, 2018).

Le corps des glaciers rocheux, qui est normalement constitué par un mélange de glace et de sédiments de granulométrie hétérogène, s'avère être un espace très poreux qui peut agir « *comme un aquifère ayant des caractéristiques de recharge, de décharge, d'écoulement et de stockage* » (Burger *et al.*, 1999, p. 124). Le glacier rocheux est caractérisé par deux types de stockage d'eau : un petit réservoir provisoire constitué par la glace annuelle, qui

peut se former notamment au printemps dans la couche active et qui peut dégeler pendant la saison chaude ; un réservoir à long terme constitué par le corps de permafrost, qui est plus résilient aux conditions climatiques extérieures (Duguay, *et al.*, 2015). L'imperméabilité partielle du corps de permafrost sursaturé en glace permet la formation de deux types d'écoulement d'eau à travers les glaciers rocheux : un écoulement défini comme *suprapermafrost*, qui s'écoule sur la couche gelée en permanence et un écoulement appelé *subpermafrost*, qui circule lentement au-dessous de cette couche à travers une nappe d'eau (Tenthorey, 1994, Burger *et al.*, 1999). La présence de taliks dans le corps gelé peut également permettre la présence d'un écoulement *intrapermafrost* (Vonder Mühl, 1992, Scapozza, 2008 ; fig. 3). Les temps de transfert de l'eau au sein des glaciers rocheux peuvent être donc variables. Les études de Tenthorey (1992) et Krainer & Mostler (2002) ont mesuré des vitesses d'écoulement comprises entre 54 et 327 m/h, ce qui indique que l'eau de fusion circule rapidement dans des chenaux au sein des glaciers rocheux investigués. Toutefois, des vitesses d'écoulement plus faibles – comprises entre 15.3 et 43.4 m/h – ont été mesurées par Buchli *et al.* (2012) dans un glacier rocheux situé dans le val de Tourtemagne.

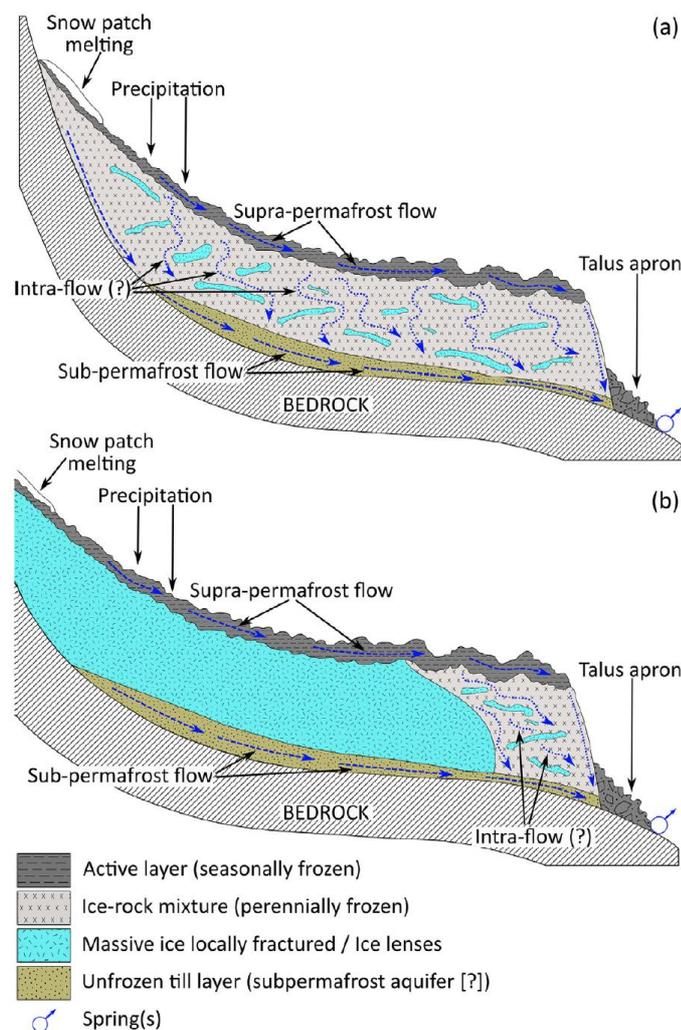


Figure 3 : schéma des écoulements d'eau à travers un glacier rocheux, d'origine périglaciaire (a) et d'origine glaciaire (b). Source : Jones *et al.* 2019, p. 80.

Les cours d'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et transitionnels sont ainsi potentiellement un mélange des écoulements *suprapermafrost*, *intrapermafrost* et *subpermafrost* et ils sont constitués par différentes sources d'eau, telles que « la fonte du manteau neigeux hivernal, la fonte des glaces internes et les précipitations atmosphériques pendant la période de fonte, en particulier lors des orages d'été » (Krainer *et al.*, 2007, p. 108). D'après Krainer *et al.*, (2007), les eaux souterraines peuvent aussi alimenter l'écoulement *subpermafrost*, même si leur contribution semblerait être minimale dans les sites investigués. L'étude de Krainer & Mostler (2002) a observé que les cours d'eau émergeant de trois glaciers rocheux actifs situés dans les Alpes autrichiennes sont soumis à des fluctuations journalières (visibles notamment durant les journées les plus chaudes où le manteau neigeux hivernal fond rapidement) et saisonnières. Les flux issus de ces glaciers rocheux sont donc alimentés davantage par la fonte de neige au début de la saison chaude. Ensuite, avec la disparition du manteau neigeux hivernal, les débits diminuent progressivement durant la saison chaude, comme observé aussi par l'étude de Geiger *et al.* (2014), pour un glacier rocheux situé à l'est de Utah (Etats-Unis). Les fortes précipitations, qui se produisent avec la présence du manteau neigeux sur la surface du glacier rocheux, permettent d'expliquer les pics de débit les plus élevés enregistrés par les hydrogrammes des ruisseaux (Krainer & Mostler, 2002) mais elles n'affectent pas la fonte du corps de glace (Geiger *et al.*, 2014). Par contre, les orages d'été permettent d'expliquer les pics de débits observés à la fin de saison chaude (Krainer & Mostler, 2002).

Les connaissances du rôle et du fonctionnement hydrologique des glaciers rocheux ont été traitées par un nombre limité d'articles. Ces connaissances demeurent donc actuellement lacunaires vu le nombre limité de données quantitatives disponibles dans la littérature scientifique (Jones *et al.*, 2019).

1.2.3.2 L'origine de l'eau émergeant des glaciers rocheux

Les connaissances sur l'origine et la qualité de la contribution hydrique liée aux cours d'eau émergeant des glaciers rocheux sont encore très peu développées (Winkler, *et al.*, 2018, Jones *et al.*, 2019).

Un petit nombre d'études ont analysé l'apport de la fusion de glace dans l'eau émergeant des glaciers rocheux à travers des analyses isotopiques (par exemple Williams *et al.*, 2006, Krainer *et al.* 2007, Harrington *et al.*, 2018). Les isotopes permettent de tracer la température à laquelle la vapeur d'eau est condensée dans l'atmosphère : plus la température atmosphérique diminue, plus il y a une perte d'eau dans le nuage liée à la condensation de la vapeur d'eau et plus il y a une diminution dans le contenu de $\delta^{18}\text{O}$ (Clark & Fritz, 1997).

L'étude de Krainer *et al.* (2007) a observé un changement dans la signature isotopique des cours d'eau émergeant de certains glaciers rocheux des Alpes autrichiennes pendant la saison chaude. En effet, au début de la saison de fonte, des faibles valeurs $\delta^{18}\text{O}$ sont mesurées à cause de l'important apport d'eau issue de la fonte de neige. Ensuite, à partir du mois de juillet, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans les ruisseaux augmentent progressivement en

raison d'une contribution hydrique de plus en plus importante issue des eaux souterraines (en bonne partie d'origine météorique) et de la fonte de glace du sous-sol au détriment de l'apport issu de la fonte de neige (fig. 4).

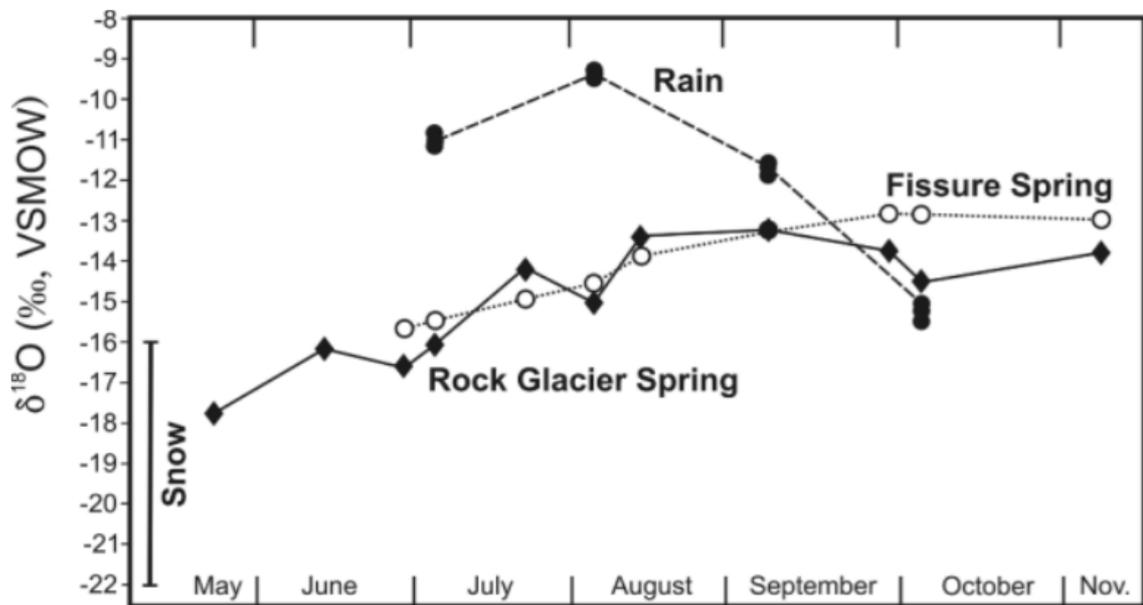


Figure 4 : variation de la signature isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) d'un ruisseau issu du glacier rocheux de Reichenkar, du flux issu des fissures, de la pluie et de la neige pendant la saison de fonte. Source : Krainer *et al.* 2007, p. 106.

Des résultats très similaires ont été obtenus par l'étude de Williams *et al.* (2006), qui ont analysé les compositions géochimiques et isotopiques d'un flux issu d'un glacier rocheux situé aux pieds d'un éboulis au Colorado. En effet, des faibles valeurs $\delta^{18}\text{O}$ dans cet écoulement sont mesurées de juin à août, en raison de la contribution importante issue de la fonte de neige. Un enrichissement des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ a été observé durant les mois de septembre et octobre, probablement dû à l'augmentation de l'apport issu de la fusion du corps de glace du glacier rocheux. En moyenne, la contribution hydrique de l'eau émergeant du glacier rocheux liée à la fonte de neige était de 30%, celle issue de l'eau du sol de 32% et celle constituée par l'écoulement de base de 38%, qui était alimenté essentiellement par la fusion du corps de glace. Bien évidemment, ces pourcentages varient entre le début, la période centrale et la fin de la saison de fonte nivale et glaciaire : dans la succession, la fonte de neige, l'eau du sol et l'écoulement de base s'avèrent être les sources d'eau les plus importantes du cours d'eau émergeant du glacier rocheux durant la saison chaude (Williams *et al.*, 2006 ; fig. 5). D'après Harrington *et al.* (2018), les eaux souterraines sont la source d'eau la plus importante du cours d'eau sortant du glacier rocheux de Helen Creek (Canada) et plus généralement, des bassins versants de haute montagne de l'Amérique du Nord. Dans ce cas, l'apport hydrique issu de la fonte de glace souterraine représente environ 3-5% du ruisseau émergeant du glacier rocheux pendant les mois de juillet et août, en confirmant les résultats obtenus par Krainer *et al.* (2015) pour un glacier rocheux au Tyrol (Italie), où la contribution hydrique issue de la fonte de la glace de sous-sol durant la saison chaude a été estimé à 2.3%.

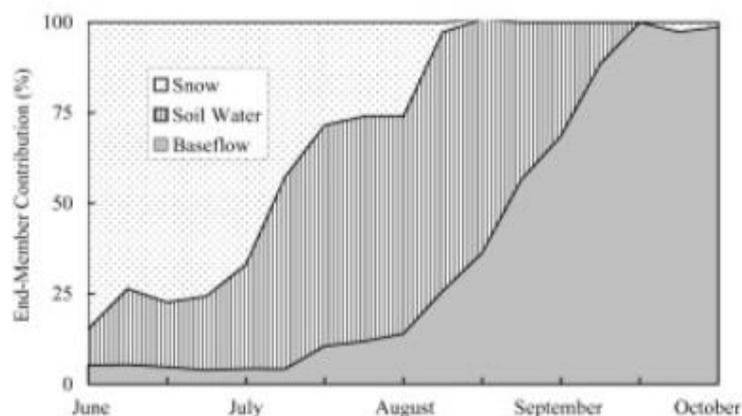


Figure 5 : variation de la contribution hydrique de trois différentes sources d'eau du glacier rocheux de Green Lake 5 durant la saison chaude. Source: Williams *et al.* 2006, p. 24.

1.2.3.3 La chimie de l'eau émergeant des glaciers rocheux

La fusion du corps de glace des glaciers rocheux semblerait affecter considérablement l'hydrochimie des bassins versants de haute montagne. En effet, il semble reconnu qu'une augmentation de la conductivité (qui reflète le temps de résidence de l'eau dans le sol) et de la concentration ionique dans l'eau émergeant des glaciers rocheux – pendant la saison de fonte et plus généralement au cours des dernières années – indique une contribution hydrique croissante issue des eaux souterraines et de la fusion de la glace du sous-sol (par exemple Thies *et al.*, 2007, 2013, Ilyashuk *et al.*, 2014, 2018, Fegél *et al.*, 2016, Brighenti *et al.*, 2019, Scapozza *et al.*, 2020a).

D'après les études de Thies *et al.* (2013) et de Brighenti *et al.* (2019), la fusion de la glace du sous-sol entraîne généralement une augmentation de la conductivité et de la concentration ionique dans les cours d'eau émergeant des glaciers rocheux actifs durant la saison chaude, comme il a été démontré par leurs résultats obtenus dans les Alpes de l'Ötztal (Autriche) et dans le Val de Sulden (Alpes centrales italiennes) respectivement. Des résultats similaires ont été mesurés dans des lacs alimentés par flux issus d'un glacier rocheux actif dans le Val Venosta, en Italie (Thies *et al.*, 2007, Ilyashuk *et al.*, 2014, 2018), où la conductivité et la concentration ionique sont en train d'augmenter depuis quelques années (fig. 6). En outre, selon l'étude de Thies *et al.* (2013), à certains endroits, une augmentation de la concentration de métaux lourds et de l'acidité dans ces ruisseaux peut être également associée à la dégradation du permafrost. D'après Ilyashuk *et al.* (2014, 2018), l'altération chimique, entraînée par un contact prolongé entre la surface des roches et l'eau à l'état solide/liquide au sein du glacier rocheux, a été évaluée comme la cause la plus probable de l'enrichissement ionique et métallique dans ces lacs. La topographie et la géologie locale peuvent donc affecter considérablement les processus d'altération chimique et par conséquent l'hydrochimie des flux issus des glaciers rocheux (Brighenti *et al.*, 2019). En outre, dans des environnements périglaciaires, « *en raison de la solubilité accrue du dioxyde de carbone à basse température, les solubilités des calcites, des dolomites et du gypse sont augmentées* » (French, 2007, p. 106).

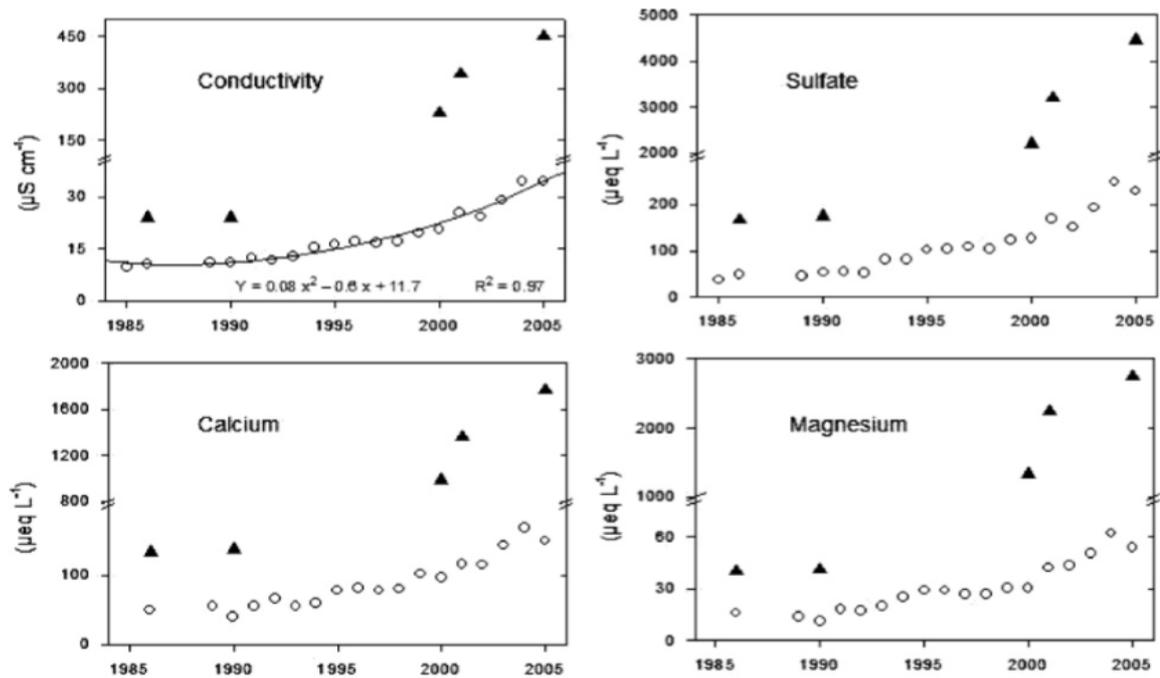


Figure 6 : conductivité et concentration de sulfate, calcium et magnésium dans les lacs Rasass (triangles) et Schwarzsee (cercles), les deux alimentés par des cours d'eau émergeant de glaciers rocheux actifs. Source : Thies *et al.* 2007, p. 84.

La dégradation du permafrost permet donc d'augmenter la durée et la surface de contact entre les roches et les écoulements d'eau au sein des glaciers rocheux, ce qui est la cause la plus probable de la minéralisation des cours d'eau émergeant de ce type de formation. Néanmoins, là où la lithologie du bassin versant ne permet pas d'expliquer les concentrations élevées d'ions dans l'eau à travers l'altération chimique, il est possible qu'il y ait d'autres processus qui affectent l'hydrochimie des eaux dans les environnements périglaciaires (Colombo *et al.*, 2018b).

L'étude de Scapozza *et al.* (2020a) a détecté une conductivité et une concentration ionique plus élevée dans les eaux issues de la zone périglaciaire (caractérisée surtout par la présence de *ice patches*) que dans le ruisseau sortant du lac situé dans le même bassin versant (Lago Nero, Alpes suisses). Néanmoins, la lithologie du bassin versant – qui est essentiellement constituée par des gneiss – ne permet pas d'expliquer la minéralisation de l'eau. Le seul secteur lithologique – constitué par une bande de marbres dolomitiques très solubles – qui pourrait augmenter la conductivité et les ions dissous dans l'eau se trouve en aval de la source à la base de *ice patches*, qui apporte toutefois de l'eau déjà minéralisée. Pour ce qui concerne les fortes concentrations de sulfates et d'ammonium mesurées, la « retombée atmosphérique » a été évaluée comme la cause la plus probable. Effectivement, les polluants d'origine atmosphérique semblent avoir été transférés dans le sol par les précipitations pendant une période particulièrement froide (entre 1960 et 1980). Dans un premier temps, les ions ont été stockés dans le manteau neigeux ; ensuite, les éléments chimiques ont été transférés dans le corps de glace à travers un processus de regel de l'eau issue de la fusion nivale. La fusion du corps de glace au cours des dernières années permet

donc de libérer les polluants atmosphériques stockés dans la cryosphère, ce qui expliquerait les concentrations élevées de sulfates et ammonium mesurées dans les eaux issues de la zone périglaciaire en correspondance des périodes avec les températures de la surface du sol maximales (Scapozza *et al.*, 2020a). À une augmentation de la conductivité et des ions dans l'eau émergeant des environnements périglaciaires, peut parfois s'ajouter un accroissement des métaux lourds (Thies *et al.*, 2013) : le changement hydrologique pourrait donc s'accompagner de modifications de la qualité des eaux et des écosystèmes aquatiques en montagne.

Pour ce qui concerne les composés azotés, l'activité des microbes au sein des glaciers rocheux semble être une des causes plus probables des valeurs élevées de nitrates mesurées dans les cours d'eau issus des environnements périglaciaires dans la Vallée des Lacs Verts (Colorado) (Barnes *et al.*, 2014). D'après Fegél *et al.* (2016), la porosité des glaciers rocheux permet d'accueillir un plus grand nombre et une plus grande variété de communautés de bactéries par rapport aux glaciers, ce qui expliquerait une complexité plus élevée de matière organique dissoute (DOM) mesurée dans les écoulements issus de ces formations dans les régions alpines de l'Ouest américain. La présence d'organismes végétaux sur les glaciers rocheux pourrait également favoriser la présence de valeurs importantes et complexes de DOM dans les eaux issues de la fonte de glace du sous-sol, via le processus de lixiviation qui affecterait les eaux d'infiltration (Fegél *et al.*, 2016). Il faut toutefois être prudent à comparer le contexte alpin avec celui des Montagnes Rocheuses, à cause des limites écologiques très différentes.

1.3 Objectifs du travail

Les connaissances sur la contribution hydrique issue de la fusion de la glace du sous-sol et ses impacts sur les systèmes aquatiques alpins demeurent fragmentaires et lacunaires. Comme suggéré par les études de Winkler, *et al.* (2018) et de Jones *et al.* (2019), les connaissances sur l'origine et la qualité de l'eau émergeant des glaciers rocheux doivent encore être approfondies, en vue de comprendre et d'évaluer le potentiel de ces derniers en termes de ressource hydrique. En outre, une meilleure connaissance de l'hydrologie des glaciers rocheux est nécessaire pour mieux appréhender la réponse des glaciers rocheux et, plus largement, du permafrost face au changement climatique. D'où l'intérêt d'explorer le rôle du permafrost en tant que « fournisseur hydrique » et « perturbateur » de la qualité des eaux issues de la fusion de la glace du sous-sol. Dans ce but, les analyses isotopiques de l'eau émergeant des glaciers rocheux ont été combinées à celles chimiques afin de consolider et améliorer les rares connaissances déjà acquises dans ce domaine d'étude et d'élargir la recherche dans les Alpes suisses (Alpes Léopontines et Penniques), où très peu de travaux de ce genre ont été effectués.

Les questions de recherche de cette étude peuvent être définies comme suit : (i) Les analyses de la composition physico-chimique et isotopique de l'eau émergeant des glaciers rocheux permettent-elles de détecter la contribution hydrique issue de la fonte de la glace du sous-sol ? (ii) La composition chimique et isotopique de l'eau émergeant des glaciers rocheux est-elle significativement différente à celle des ruisseaux non alimentés par des glaciers rocheux ?

L'objectif général du travail est donc de comprendre le rôle de la fonte de la glace du sous-sol dans les systèmes aquatiques alpins à travers des analyses isotopiques et physico-chimiques de l'eau émergeant de glaciers rocheux dans les Alpes suisses. Cette étude vise en particulier à comprendre les impacts de la fusion du corps de glace des glaciers rocheux sur l'hydrochimie des systèmes aquatiques alpins à travers des comparaisons avec des ruisseaux non concernés directement par la dégradation du permafrost.

2. Matériel et méthodes

2.1 Glaciers rocheux étudiés

Les glaciers rocheux sélectionnés pour cette étude sont situés dans les Alpes Lépointines et Penniques (fig. 7). Tous les glaciers rocheux étudiés sont actifs ou transitionnels, sont caractérisés par un flux d'eau émergeant de leur front et sont monitorés depuis plusieurs années par différentes institutions. Les principales caractéristiques de ces glaciers rocheux sont résumées dans le tableau 1.

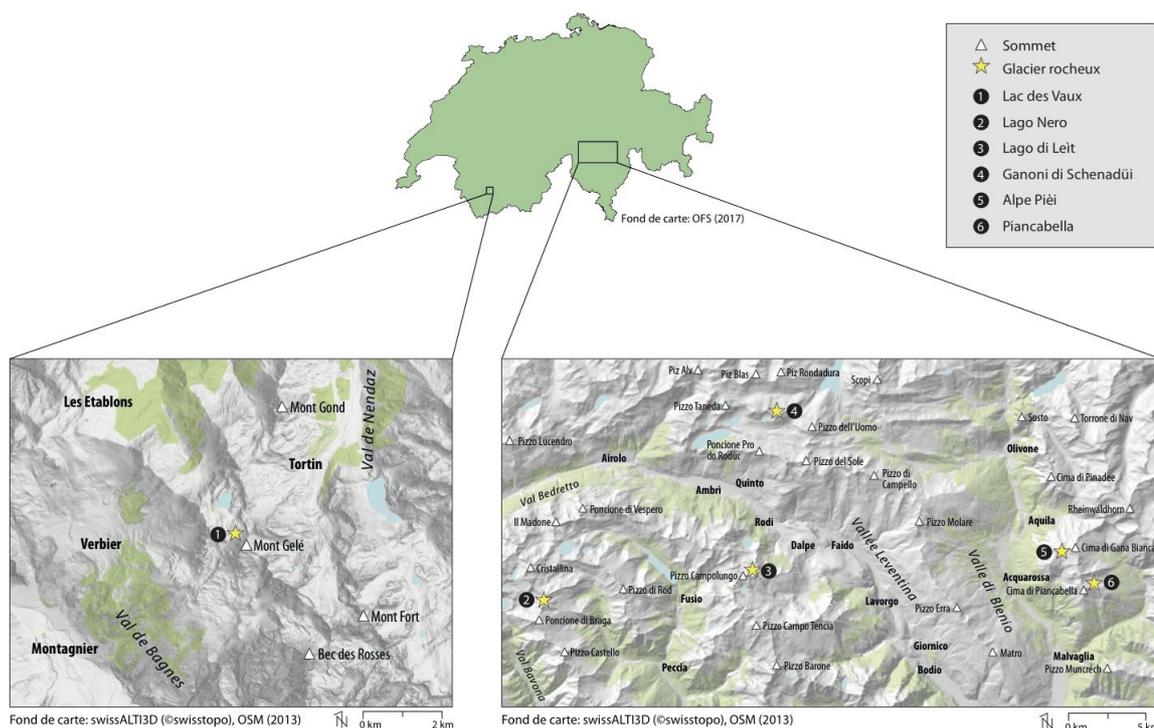


Figure 7 : localisation des régions d'étude dans les Alpes Penniques (glacier rocheux du Lac des Vaux) et dans les Alpes Lépointines (glaciers rocheux du Lago Nero, Leït, Ganoni di Schenadiü, Alpe Pièi et Piancabella).

Tableau 1: caractéristiques principales des glaciers rocheux de cette étude.

Site	Région	Coord. (CH1903+ / LV95)	Exposition	Altitude du front [m.s.m.]	Lithologie (UFAEG, 2005)	Activité	Références
Lac des Vaux	Verbier	2'587'455, 1'105'511	NO	2620	Gneiss et micaschiste	Actif	Lambiel (1999), Scapozza, (2013)
Lago Nero	Val Bavona	2'685'060, 1'144'555	O	2585	Gneiss et micaschiste	Intact	Scapozza <i>et al.</i> (2020a)
Ganoni di Schenadiü	Val Cadlimo	2'700'381, 1'156'853	N	2480	Gneiss et micaschiste	Actif	Scapozza <i>et al.</i> (2016, 2020b)

Site	Région	Coord. (CH1903+ / LV95)	Exposition	Altitude du front [m.s.m.]	Lithologie (UFAEG, 2005)	Activité	Références
Lago di Leit	Passo del Campolungo	2'698'729, 1'146'428	N	2270	Gneiss et micaschiste	Intact	Deluigi & Scapozza (2020), Steingruber <i>et al.</i> (2020)
Piancabella	Val Malvaglia	2'720'140, 1'145'593	NE	2440	Gneiss et micaschiste	Actif	Scapozza <i>et al.</i> (2016, 2020b)
Alpe Pièi	Valle di Blenio	2'718'742, 1'147'435	S	2340	Gneiss et micaschiste	Inactif	Scapozza <i>et al.</i> (2016, 2020b)

2.1.1 Valle di Sceru

La Valle di Sceru se trouve dans la région orientale de la Valle di Blenio et couvre une tranche d'altitude comprise entre 2000 et 2786 m.s.m. (Cima di Gana Rossa). Ce site d'étude présente un environnement périglaciaire alpin complexe et étendu (environ 37 ha), constitué par des protalus ramparts, ainsi que des glaciers rocheux actifs et fossiles. Le glacier rocheux actif de Piancabella (fig. 8C) fait partie du réseau PERMOS (par exemple PERMOS, 2019). Les deux sources d'eau principales de la vallée sont situées au pied du front d'un grand glacier rocheux fossile. Des études cartographiques, géophysiques et hydrologiques effectuées dans le passé dans cette région ont mis en évidence une distribution du permafrost nettement différente entre les versants gauche et droit de la vallée (Scapozza, 2008, 2009, Scapozza *et al.*, 2011, Mari *et al.*, 2013). Alors que la présence de permafrost dans le versant gauche soit improbable, sa présence dans le versant droit semble être probable. Dans le cadre de cette étude, la source d'eau du versant gauche (« Sceru BR » ; fig. 8B) et celle du versant droite (« Sceru RG » ; fig. 8A) ont été analysées, afin d'évaluer l'origine et la qualité physico-chimique de l'eau (tab. 2).

Tableau 2 : description et localisation des points d'échantillonnage, des stations météorologiques, du capteur et des loggers de température dans la Valle di Sceru.

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source données
Echantillonnage manuel et capteur de température et conductivité	Sceru RG	2'721'977, 1'145'950	1'996	
Echantillonnage manuel	Sceru BR	2'721'958, 1'145'191	1'964	
GST logger	Valle di Sceru bedrock	2'720'151, 1'145'742	2'483	IST-SUPSI
GST logger	Corps du glacier rocheux de Piancabella	2'720'173, 1'145'613	2'480	IST-SUPSI
Température de l'air	Piano del Simano	2'718'450, 1'147'400	2'450	SLF

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source données
Précipitations	Biasca Pontirone	2'723'875, 1'137'863	1'358	Ufficio dei corsi d'acqua (Repubblica e Cantone Ticino)

Du point de vue tectonique, la Valle di Sceru se trouve dans la nappe du Simano, qui représente l'ancien marge sud du continent européen avant l'orogénèse alpine et qui appartient aux nappes du domaine Pennique inférieur situées dans les Alpes Centrales (Rütli *et al.*, 2005). Cette région est caractérisée principalement par des paragneiss (riches en biotite) et par des gneiss polycycliques de composition variable (swisstopo 2020a, b).

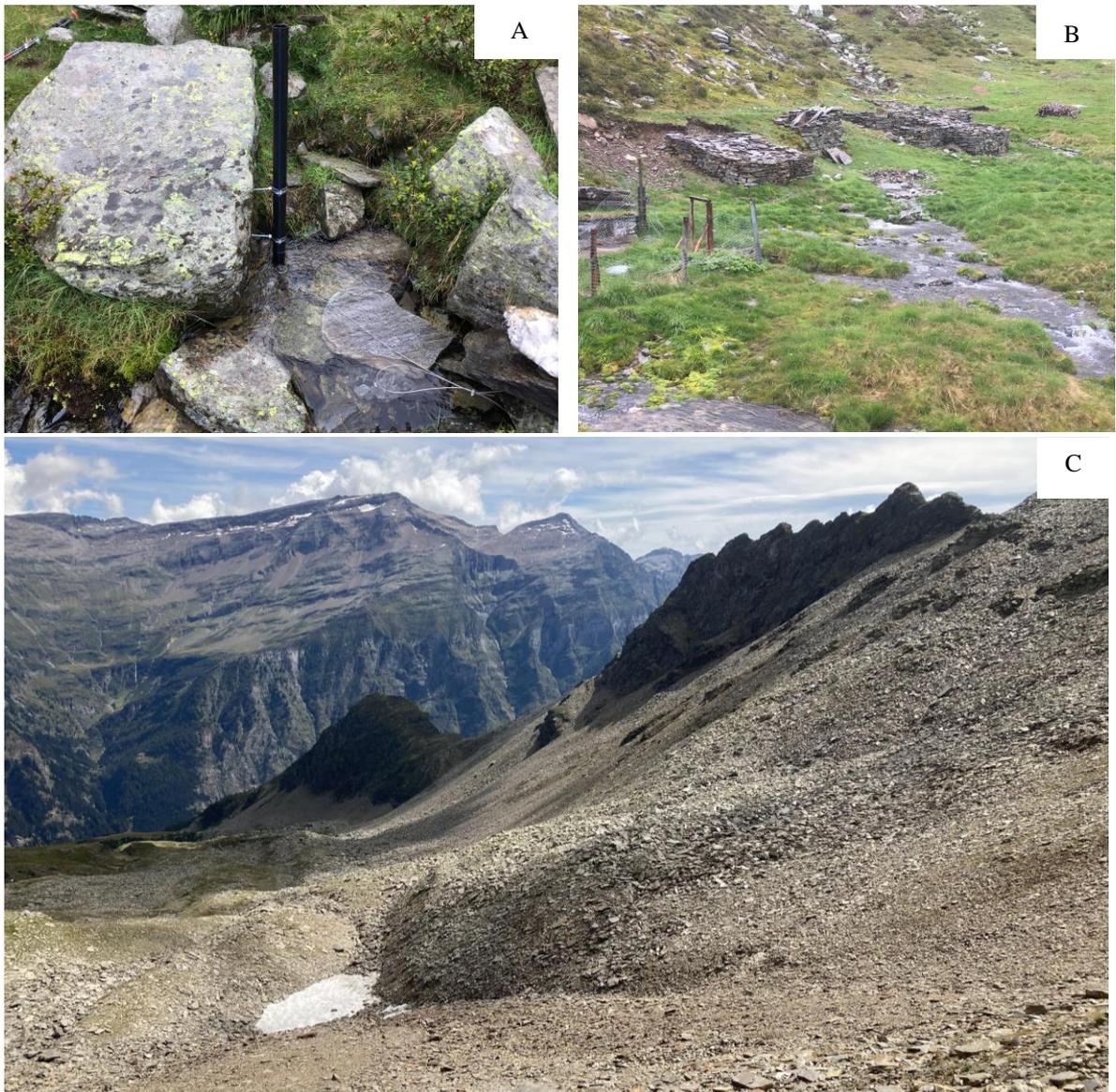


Figure 8 : la source Sceru RG avec le capteur de température et conductivité (A) ; la source Sceru BR (B) ; le glacier rocheux de Piancabella dans la Valle di Sceru (C). Source des photos : Chantal Del Siro.

2.1.2 Alpe Pièi

Le site d'étude de l'Alpe Pièi est situé dans la partie orientale de la Valle di Blenio et couvre une tranche d'altitude comprise entre 2300 et 2842 m.s.m. (Cima di Gana Bianca). Cette région présente un grand glacier rocheux d'environ 18.4 ha caractérisé par un lobe inférieur qui se superpose au lobe principal de cette forme périglaciaire (Scapozza & Reynard, 2007 ; fig. 9B). Les faibles vitesses horizontales mesurées à partir de 2009 indiquent que ce glacier rocheux est de type transitionnel : les déplacements visibles de cette structure sont causés par la fusion de la glace interne qui provoque son lent affaissement (Scapozza *et al.*, 2014).

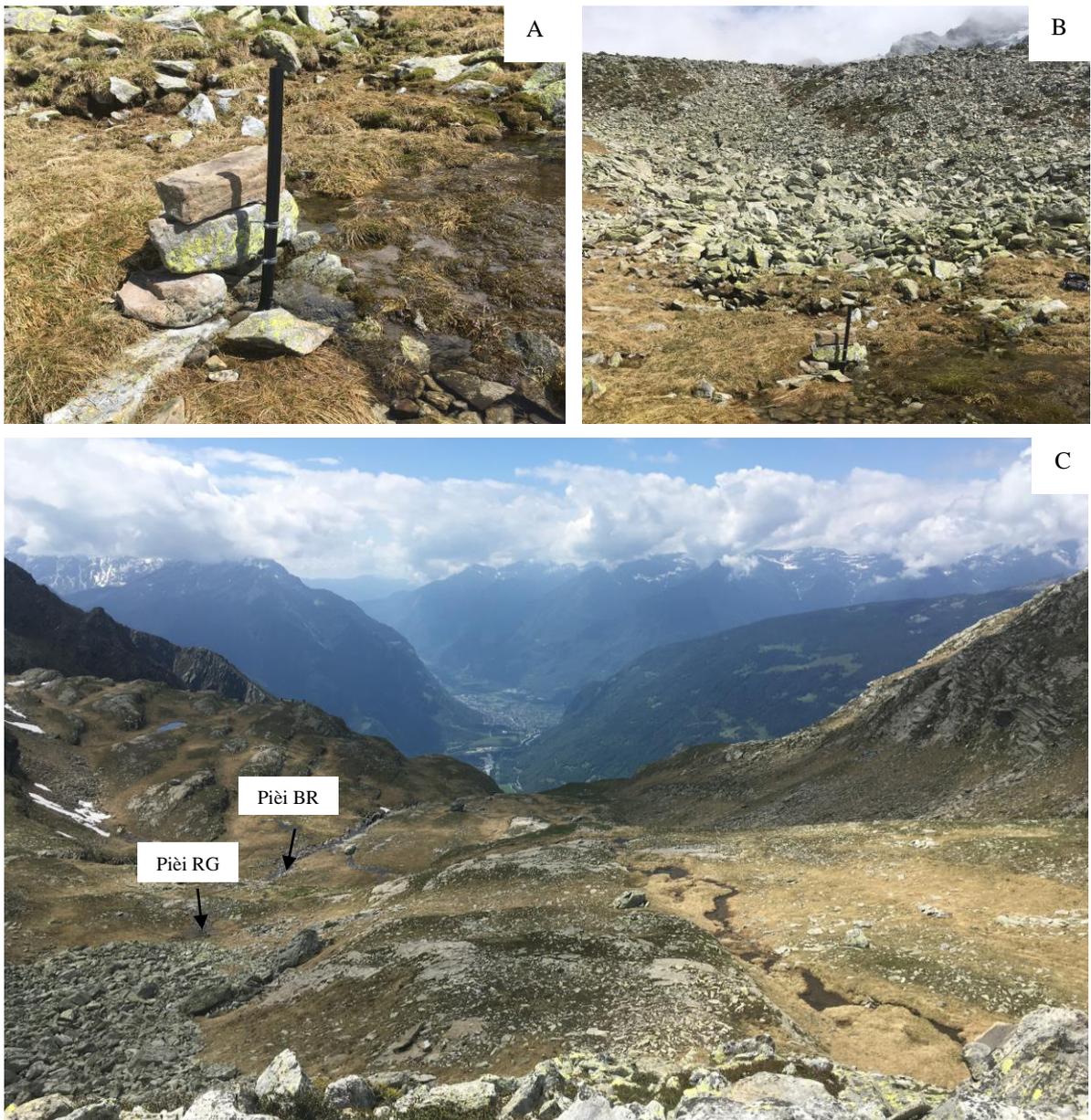


Figure 9 : la source Pièi RG avec le capteur de température et conductivité (A) ; le front du glacier rocheux de l'Alpe Pièi (B) ; les ruisseaux émergeant des sources Pièi RG et Pièi BR (C). Source des photos : Chantal Del Siro.

Tableau 3 : description et localisation des points d'échantillonnage, des stations météorologiques et du capteur dans la région de l'Alpe Pièi.

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source données
Echantillonnage manuel et capteur de température et conductivité	Pièi RG	2'718'690, 1'147'031	2'337	
Echantillonnage manuel	Pièi BR	2'718'813, 1'147'082	2'348	
Température de l'air, hauteur de la neige	Piano del Simano	2'718'450, 1'147'400	2'450	SLF
Précipitations	Matro	2'713'717, 1'140'779	1'884	SLF

Des mesures de températures ont été déjà effectuées aux sources d'eau qui se trouvent au front du glacier rocheux (Scapozza & Reynard, 2007). Ces relevés du passé ont montré que les températures des sources situées dans la partie occidentale du front du glacier rocheux indiquent la présence probable / possible de permafrost. Par contre, la température de la source située dans la partie orientale du front indique la présence improbable de permafrost. Ici, la source dans la partie centrale (« Pièi RG » ; fig. 9A) et celle dans la partie orientale du front (« Pièi BR ») sont étudiées (tab. 3, fig. 9C).

Au niveau tectonique, le site d'étude de l'Alpe Pièi se trouve dans la nappe du Simano mais – contrairement à la Valle di Sceru – la lithologie est caractérisée essentiellement par des micaschistes claires (Scapozza & Reynard, 2007) et par des gneiss ocellés (swisstopo, 2020a). À noter la présence d'une bande de sédiments datant du Trias – caractérisée par des dépôts clastiques, des marbres dolomitiques et des évaporites (cornieules et gypse) – dans le versant entre la Cima di Gana Bianca et la Cima dei Toroi (swisstopo, 2020a). Cependant, sur la base du levé géologique effectué par Mattia Cavargna pour la feuille Olivone de l'Atlas géologique de la Suisse 1 :25'000 (données non publiées), le secteur entre la Cima di Toroi et la Cima di Gana Bianca est caractérisé essentiellement par des « Ortogneiss della Gana Bianca », contenant généralement des micas blancs, des plagioclases, des feldspath alcalins et, localement, des biotites et des nodules de carbonates. Toujours sur la base de ce levé géologique, le secteur du Piano del Simano est caractérisé par une composition lithologique – constituée essentiellement par des paragneiss et gneiss polycycliques – similaire à celle de la Valle di Sceru.

2.1.3 Lago di Leità

Le site d'étude du Lago di Leità se trouve dans la région du Passo Campolungo, qui est localisée dans la partie occidentale de la Vallée Leventina, et couvre une tranche d'altitude comprise entre 2200 et 2680 m.s.m. (Pizzo Lei di Cima). Un glacier rocheux actif d'environ 5.4 ha est situé au sud-est du lac (fig. 10C). Plusieurs sources d'eau émergent de son front très raide. Les mesures de température de ces sources réalisées par Deluigi & Scapozza (2020) indiquent que la présence de permafrost dans ce secteur est probable. L'étude de Steingruber *et al.* (2020) a également mesuré des concentrations de sulfates et

de cations basiques très élevées dans ces sources en aval du glacier rocheux. Lors de cette étude, la source d'eau en aval du front (« Leït RG » ; fig. 10A) et l'eau issue de la fissure d'une roche à l'est du front du glacier rocheux (« Leït BR » ; fig. 10B) sont analysées (tab. 4). À l'instar des deux sites d'étude présentés ci-dessus, le secteur du glacier rocheux du Lago di Leït se situe – du point de vue tectonique – dans la nappe du Simano. La lithologie est caractérisée par gneiss (dont des gneiss à plagioclases et des gneiss à deux micas riches en quartz), micaschistes quartzitiques et schistes à deux micas quartzitiques (Bianconi & Strasky, 2015).



Figure 10 : la source Leït RG avec le capteur de température et conductivité (A) ; la source Leït BR alimentée par de l'eau émergeant de la fissure d'une roche (B) ; le glacier rocheux du Lago di Leït et le lac du même nom (C). Source des photos : Chantal Del Siro.

Tableau 4 : description et localisation des points d'échantillonnage, des stations météorologiques et du capteur dans la région du Lago di Leït.

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source
Echantillonnage manuel et capteur de température et conductivité	Leït RG	2'698'694, 1'146'636	2'263	

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source
Echantillonnage manuel	Leit BR	2'698'723, 1'146'629	2'265	
Echantillonnage manuel	Exutoire lac	2'698'389, 1'146'880	2'260	
Température de l'air, hauteur de la neige	Campolungo Fontane	2'698'230, 1'146'800	2'220	SLF
Précipitations	Quinto Piora	2'697'966, 1'155'861	1'960	Ufficio dei corsi d'acqua (Repubblica e Cantone Ticino)

2.1.4 Ganoni di Schenadüi

Le site d'étude des Ganoni di Schenadüi se trouve dans le Val Cadlimo, une vallée latérale située entre la région du Col du Lukmanier et celle du Saint Gothard. Il couvre une tranche d'altitude comprise entre 2400 et 2746 m.s.m. (Schenadüi) et présente un glacier rocheux actif dont la surface est d'environ 7.3 ha (fig. 11A). La source d'eau située au pied du front du glacier rocheux (« Cadlimo RG » ; fig. 11B) et l'eau issue d'un ruisseau situé à est du glacier rocheux (« Cadlimo BR » ; fig. 11C) ont été étudiées dans cette étude. À cause des fortes chutes de neige qui se sont produits au début d'octobre, le dernier échantillon à Cadlimo BR a été récolté plus en aval que lors des prélèvements précédents (tab. 5).

Au niveau tectonique, le site d'étude se trouve dans le massif cristallin du Gothard, qui appartient au domaine helvétique (marge continentale européenne) et qui est caractérisé principalement par des orthogneiss, paragneiss et amphibolites (Merz Arreaza, 1989, Glotzbach *et al.*, 2010). En particulier, la région des Ganoni di Schenadüi se compose de « Streifengneiss », à savoir du gneiss leucocratique contenant du feldspath alcalin et de la muscovite (Bianconi & Strasky, 2015).



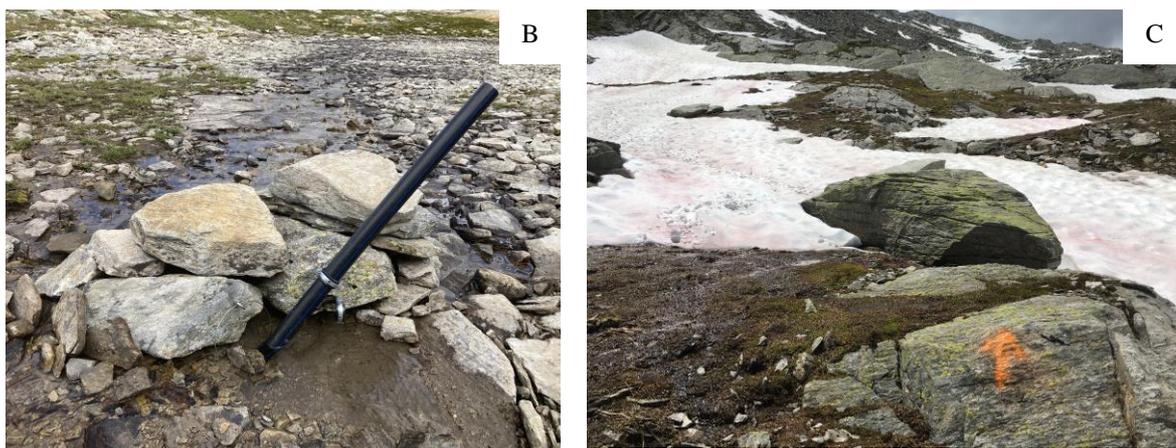


Figure 11 : le glacier rocheux des Ganoni di Schenadüi dans le Val Cadlimo (A) ; la source Cadlimo RG avec le capteur de température et conductivité (B) ; la source Cadlimo BR (C). Source des photos : Chantal Del Siro.

Tableau 5 : description et localisation des points d'échantillonnage, des stations météorologiques, du capteur et des loggers de température dans le Val Cadlimo.

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source données
Echantillonnage manuel et capteur de température et conductivité	Cadlimo RG	2'700'291, 1'157'038	2'472	
Echantillonnage manuel	Cadlimo BR (30.06.2020, 21.08.2020)	2'700'527, 1'157'124	2'452	
	Cadlimo BR (19.10.2020)	2'700'475, 1'157'200	2'435	
GST logger	Partie frontale du glacier rocheux de Ganoni di Schenadüi	2'700'326, 1'156'997	2'496	IST-SUPSI
Température de l'air	Campolungo Tremorgio	2'696'880, 1'148'700	2'669	SLF
Précipitations	Quinto Piora	2'697'966, 1'155'861	1'960	Ufficio dei corsi d'acqua (Repubblica e Cantone Ticino)

2.1.5 Lago Nero

Le site du Lago Nero, est situé dans la partie nord du Val Bavona et couvre une tranche d'altitude comprise entre environ 2400 et 2800 m.s.m. Il est caractérisé par la présence d'un glacier rocheux intact et des *ice patches* localisés au sud-est du lac (fig. 12C). L'eau issue du ruisseau en aval des *ice patches* (« Lago Nero IP » ; fig. 12A) – dont la composition chimique a été déjà étudiée dans le passé par Scapozza *et al.* (2020a) – a été

investiguée lors de cette étude. Des analyses de l'eau coulant sur une paroi rocheuse (« Lago Nero BR » ; fig. 12B) ont été également effectuées. À cause des fortes chutes de neige qui se sont produites au début d'octobre, le dernier échantillon de Lago Nero IP a été récolté plus en aval par rapport aux précédents prélèvements. Également, le dernier échantillon de Lago Nero BR a été récolté plus en aval de la paroi rocheuse : de l'eau sous forme de glace a été prélevée car tous les ruisseaux étaient congelés, sauf celui en aval des *ice patches* (tab. 6).



Figure 12 : la source Lago Nero IP avec le capteur de température et conductivité (A) ; la source Lago Nero BR (B) ; vue sur les *ice-patches* (C). Source des photos : Chantal Del Siro (A et C) et Daphné Giacomazzi (B).

Tableau 6 : description et localisation des points d'échantillonnage, des stations météorologiques et du capteur dans la région du Lago Nero.

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source données
Echantillonnage manuel et capteur de température et conductivité	Lago Nero IP (02.07.2020, 19.08.2020)	2'684'957, 1'144'435	2'534	
	Lago Nero IP (20.10.2020)	2'684'845, 1'144'528	2'451	
Echantillonnage manuel	Lago Nero BR (02.07.2020, 19.08.2020)	2'684'860, 1'144'530	2'457	
	Lago Nero BR (20.10.2020)	2'684'830, 1'144'540	2'444	
GST logger	Front du glacier rocheux du Lago Nero	2'685'040, 1'144'580	2'585	IST-SUPSI
GST logger	Accumulation de glace morte (<i>ice-patches</i>)	2'685'030, 1'144'400	2'572	IST-SUPSI
Température de l'air et précipitations	Robièi	2'682'587, 1'144'091	1'898	MétéoSuisse

Au niveau tectonique et lithologique, le site d'étude se trouve dans nappe de la Maggia (domaine Pennique) et il est caractérisé essentiellement par « *gneiss leucocratique composé par biotite et plagioclase, gneiss conglomératique (gneiss oeilé pséphitique), gneiss rubané et gneiss polycycliques de composition variable avec amphibolites et gneiss à hornblende* » (Scapozza *et al.*, 2020a, p. 4). Par ailleurs, une bande de marbres dolomitiques très solubles est observable en aval de la source à la base de *ice patches* (Scapozza *et al.*, 2020a).

2.1.6 Lac des Vaux

Le site du Lac des Vaux, qui est situé dans le domaine skiable de Verbier (Canton du Valais) et qui couvre une tranche d'altitude comprise entre environ 2500 et 3000 m.s.m., est caractérisé par la présence d'un glacier rocheux actif d'environ 12.5 ha localisé à sud-est du lac (fig. 13D). Une source d'eau située en aval de cette forme périglaciaire donne naissance au ruisseau *La Fare*, qui alimente à son tour le lac des Vaux. L'eau issue de ce ruisseau (« Vaux RG » ; fig. 13A) et celle issue du secteur situé à l'ouest du glacier rocheux (« Vaux BR » ; fig. 13B) ont été analysées lors de cette étude. La persistance du manteau neigeux au début de juillet et de l'arrivée précoce de la neige en octobre n'ont pas permis de récolter au même endroit les échantillons de Vaux BR durant la saison chaude (tab. 7). Les affleurements rocheux situés en amont du Lac des Vaux appartiennent à la nappe du Mont Fort (swisstopo, 2020c) – qui représente l'ancien marge de l'Océan liguro-piémontais dans le domaine du Pennique moyen (Genoud, 2008) – et sont constitués essentiellement par des gneiss, des prasinites et des ardoises (swisstopo, 2020c). Des traces

dolomitiques liées à la série du Greppon-Blanc (appartenant à la nappe du Mont Fort) ont été observées près du Lac des Vaux (Schaer, 1960). Sur la base de la carte géologique de Wust & Baehni (1986), la limite de la série du Greppon-Blanc se trouve à sud du Lac des Vaux et pourrait donc affecter la composition chimique de l'eau émergeant des source Vaux BR (19.08.2020 et 20.10.2020).



Figure 13 : la source Vaux RG avec le capteur de température et conductivité (A) ; la source Vaux BR en juin (B) ; le préleveur d'échantillons automatique (C) ; le glacier rocheux du Lac des Vaux (D). Source des photos : Chantal Del Siro.

Tableau 7 : description et localisation des points d'échantillonnage manuel et automatique, des stations météorologiques et du capteur dans le site du Lac des Vaux.

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source
Echantillonnage manuel et automatique et capteur de température et conductivité	Vaux RG	2'587'288, 1'105'910	2580	
Echantillonnage	Vaux BR (06.07.2020)	2'587'005, 1'105'464	2'664	
Echantillonnage	Vaux BR (20.08.2020)	2'586'908, 1'105'834	2'549	
Echantillonnage	Vaux BR (01.10.2020)	2'586'972, 1'105'863	2'548	

Type de mesure	Emplacement	Coordonnées (CH1903+, LV95)	Altitude [m.s.m.]	Source
Température de l'air, précipitations et hauteur de la neige	Lac des Vaux	2'586'953, 1'105'990	2'550	SLF

2.2 Données disponibles

2.2.1 Température de surface et vitesse des glaciers rocheux investigués

Le suivi thermique des glaciers rocheux situés dans les Alpes Lépointines est réalisé par la SUPSI (Istituto scienze della Terra) avec des mesures de la température de la surface au sol (GSTM : *Ground Surface Temperature Monitoring*), acquise avec des dataloggers UTL-3 (Geotest AG). Les températures sont enregistrées chaque deux heures, avec une précision de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ (Scapozza *et al.*, 2020a, 2020b). Les glaciers rocheux de Piancabella et Ganoni di Schenadüi sont surveillés depuis 2006 et 2009 respectivement (Mari *et al.*, 2012), alors que le glacier rocheux du Lago Nero l'est depuis 2015 (Scapozza *et al.*, 2020a). Concernant le glacier rocheux du Lago di Leït, des capteurs de température ont également été installés par l'*Ufficio dell'aria, del clima e delle energie rinnovabili* du Canton du Tessin, car le Lago di Leït est inscrit dans le programme international « ICP Waters »¹. Aucun monitoring de la température de surface n'est effectué actuellement pour le glacier rocheux de l'Alpe Pièi (il l'a été par le passé ; Ramelli *et al.*, 2011). Les mesures de température de la surface du sol sont également utiles pour déterminer le moment où le manteau neigeux disparaît : en effet, tant que la neige fond la température à la base du manteau neigeux reste à 0°C . Une fois que la neige a complètement disparu, la température au sol peut dépasser 0°C et varier en fonction des températures atmosphériques (Scapozza, 2009, Scapozza *et al.*, 2020a).

Les vitesses horizontales de surface des glaciers rocheux dans les Alpes Lépointines sont mesurées avec un GPS différentiel (dGPS) depuis 2009 par l'Université de Lausanne (Institut de géographie, 2009-2012) et par la SUPSI (Istituto scienze della Terra, depuis 2012). Néanmoins, aucune mesure de cinématique des glaciers rocheux du Lago di Leït et du Lago Nero n'a été effectuée jusqu'à présent (Mari *et al.*, 2012, Scapozza *et al.*, 2014, 2016, 2020b).

Dans les Alpes Lépointines, la température moyenne annuelle à la surface du sol (MAGST) est en train d'augmenter depuis plusieurs années (hausse qui a été estimée entre 0.8 et 1.1°C pour la décennie 2010-2019). Depuis l'année hydrologique 2017/2018, le réchauffement de MAGST a été plus marqué pour le glacier rocheux des Ganoni di Schenadüi et moins évident pour celui de Piancabella. Cependant, les anomalies thermiques positives observées en 2015 et en 2019 (avec une augmentation de MAGST comprise entre 1.10°C et 1.92°C) se sont traduites par une accélération des glaciers rocheux selon un facteur d'augmentation de la vitesse qui variait entre 1.4 et 2.5 fois. En 2019, le glacier rocheux de Piancabella a enregistré une vitesse horizontale moyenne annuelle de 0.23 m/an, à savoir une vitesse légèrement plus élevée que celle observée pour le glacier rocheux des Ganoni di Schenadüi (0.19 m/an au lobe ouest et 0.20 m/an au lobe est). Par contre, des vitesses horizontales moyennes annuelles très faibles (comprises entre 0.02 et 0.03 m/an) ont été mesurées en 2017 pour le glacier rocheux de l'Alpe Pièi (Scapozza *et al.*, 2020b).

¹ <http://www.icp-waters.no/>, consulté le 6.02.2020

Le monitoring des vitesses horizontales du glacier rocheux du Lac des Vaux est sous la responsabilité de l'Université de Lausanne, qui a commencé les relevés terrestres annuels en 2005. La vitesse horizontale moyenne annuelle observée dans les secteurs les plus rapides a été estimée entre 0.3 et 1 m/an (Delaloye *et al.*, 2010). De plus, des mesures géoélectriques et thermiques ont été effectuées dans l'éboulis situé en amont du glacier rocheux. Cet éboulis est caractérisé par trois lobes de fluage du permafrost qui alimentent le glacier rocheux. Les sondages géoélectriques, les profils ERT et les mesures de températures de la surface réalisés sur le dépôt ont montré que la présence de permafrost est probable dans l'éboulis du Lac des Vaux, bien que les quantités de glace varient fortement dans chaque lobe de fluage (Lambiel, 2006, Scapozza, 2013). Les vitesses de déplacement du lobe de fluage central – qui est sursaturé en glace (Scapozza, 2013) – sont en augmentation depuis 1990 (Vanay, 2016).

2.2.2 Répartition du permafrost

Les cartes de répartition du permafrost pour chaque site ont été reprises des études de Deluigi *et al.* (2017) pour les Alpes Penniques et de Deluigi & Scapozza (2020) pour les Alpes Lépointines. Ces cartes indiquent la probabilité d'occurrence du permafrost à grande échelle grâce à une approche de modélisation. Ce modèle classe chaque pixel d'une image dans deux catégories (à savoir « présence » ou « absence » de permafrost) à travers des algorithmes basés sur l'apprentissage automatique (*machine learning*). Le modèle utilise deux différents types de variables : des données de relevé sur le terrain (inventaire des glaciers rocheux, données géoélectriques et thermiques) et des paramètres environnementaux, tels que : l'altitude, l'exposition, la pente, la quantité de rayonnement solaire (PSIR), l'indice de végétation par différence normalisé (NDVI), la texture de surface, ainsi que la courbure du plan, du profil et de la surface.

2.3 Méthodes

2.3.1 Analyses physico-chimiques

Les mesures et les prélèvements d'échantillons sur chaque site ont commencé au début de la période des neiges en 2020. Pour le site du Lago Nero, les caractéristiques physico-chimiques (à savoir température, conductivité électrique, pH, ammonium, nitrates et sulfates) du cours d'eau sortant du glacier rocheux et de l'émissaire du lac sont mesurées depuis 2015 (Scapozza *et al.*, 2017, 2020a).

2.3.1.1 Température et conductivité

La température et la conductivité électrique de l'eau émergeant des glaciers rocheux ont été mesurées chaque heure sur l'ensemble des sites avec des capteurs *Hobo Fresh Water Conductivity*, qui ont été installés au début de la saison chaude 2020.

L'étude de Carturan *et al.* (2016) a démontré que la température de l'eau de source est une méthode simple qui permet d'examiner l'occurrence du permafrost dans les bassins versants alpins. Les températures de l'eau peuvent être classifiées selon les seuils définis par Haerberli (1975) :

- Permafrost probable : $T < 1^{\circ}\text{C}$
- Permafrost possible : $1^{\circ}\text{C} < T < 2^{\circ}\text{C}$
- Permafrost improbable : $T > 2^{\circ}\text{C}$

Cependant, ces seuils « classiques » de la température de l'eau peuvent être modifiés et adaptés au contexte spatio-temporel si des données liées à la répartition du permafrost à proximité de la source d'eau sont disponibles, telles que le monitoring de la température de la surface au sol et les données géophysiques (cf. Carturan *et al.*, 2016).

Scapozza (2009) a observé une relation intéressante entre la température de l'eau à la source et l'activité des glaciers rocheux dans la zone du massif de la Cima di Gana Bianca, où sont situés les glaciers rocheux de Piancabella et de l'Alpe Pièi. En effet, toutes les sources d'eau localisés au front de glaciers rocheux actifs ou transitionnels avaient une température indiquant la présence de permafrost probable. Cependant, les sources d'eau des glaciers rocheux transitionnels semblent avoir normalement des températures plus élevées que celles des glaciers rocheux actifs (Krainer & Mostler, 2002).

Sur le site du Lago di Leità, des mesures de température de 18 différentes sources d'eau avaient déjà été effectuées le 12 septembre 2019 (cf. Deluigi & Scapozza, 2020).

La conductivité électrique de l'eau est un paramètre physique qui peut témoigner de la dégradation du permafrost. En effet, une augmentation de la conductivité électrique dans les cours d'eau sortants des glaciers rocheux pendant la période de fonte nivale et glaciaire a été interprétée par plusieurs études comme un signal d'un accroissement de la fusion de la glace du sous-sol (par exemple Krainer & Mostler, 2002, Thies *et al.*, 2013, Colombo *et al.*, 2018c). Des valeurs de référence pour la conductivité électrique de l'eau sont présentées dans le tableau 8.

Tableau 8 : valeurs de référence pour la conductivité électrique de différentes sources d'eau.

Source d'eau		Site	Conductivité électrique [20°, µS/cm]	Source données
Neige		Glacier du Basodino	5 (2003-2007)	Steingruber & Colombo (2010a)
Précipitations		Robièi	9 (2003-2007)	Steingruber & Colombo (2010a)
Rivière	Ticino	Riazzino	255 (2015)	Hug <i>et al.</i> (2020)
	Rhône	Porte du Scex	270 (2017)	

2.3.1.2 Analyses chimiques

L'évolution de la contribution hydrique issue de la fusion de glace dans le sous-sol durant la saison chaude peut être aussi déterminée sur la base de l'hydrochimie des ruisseaux sortants des glaciers rocheux (par exemple Thies *et al.*, 2007, Brighenti *et al.*, 2019, Scapozza *et al.*, 2020a). Pour cette raison, les échantillons d'eau issus des cours d'eau sortants des glaciers rocheux et des ruisseaux non alimentés par cette formation ont été récoltés manuellement trois fois pendant la saison d'ablation : durant la période de fonte nivale (juin), à la fin de l'été (août) et à la fin de l'année hydrologique (octobre). L'eau prélevée a été filtrée (avec un filtre de 0.45 µm) et stockée dans des éprouvettes d'échantillonnage en plastique (50 ml), lesquelles ont été ensuite conservées dans un réfrigérateur jusqu'au moment des analyses en laboratoire.

Les concentrations des anions (F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}), des cations (Na^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , K^+ , Ca^{2+}) et du carbone total (carbone organique total et carbone inorganique) contenues dans l'échantillons ont été mesurées dans un laboratoire du bâtiment Géopolis auprès de l'Université de Lausanne le 11 novembre 2020. Des duplicats d'analyses ont été effectués pour les valeurs de cations et anions à travers l'instrument *Metrohm ion chromatography*. Les mesures du carbone ont été faites uniquement sur un échantillon à travers l'instrument *TOC-L Shimadzu*, qui a une précision de mesure d'environ ± 0.5 mg/L.

2.3.2 Analyses isotopiques

La composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène contenue dans l'eau a été mesurée tant pour les sources alimentées par des glaciers rocheux que pour des sources alimentées par d'autres types d'aquifères. L'échantillonnage a été effectué manuellement dans tous les sites, sauf pour le cours d'eau sortant du glacier rocheux du Lac de Vaux, où un préleveur d'échantillons automatique a été installé, ce qui a permis de collecter un échantillon d'eau par jour (fig. 13C). Conformément à la méthodologie adoptée par les études de Krainer *et al.* (2007) et de Harrington *et al.* (2018), des échantillons de neige dans tous les sites ont été également récoltés et analysés. L'eau prélevée a été stockée dans des bouteilles d'échantillonnage en plastique (30 ml), qui ont été conservées dans un frigo

jusqu'au moment des analyses en laboratoire. Les analyses ont été effectuées dans le Laboratoire des isotopes stables de l'Université de Lausanne entre novembre 2020 et fin janvier 2021. La composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau a été déterminée avec un système analytique de *Wavelength Selective Cavity Ringdown Spectroscopy* (WS-CRDS) de Picarro L-2140i. L'erreur de mesure est de $\pm 0.04\text{‰}$ pour les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\pm 0.7\text{‰}$ pour celles de δD .

2.3.2.1 Gradient isotopique pour les précipitations

La composition isotopique des précipitations dans les sites d'étude a été estimée en utilisant les valeurs du réseau NISOT (*Swiss National Network for Isotopes in the Water Cycle*) fournies par l'Office fédéral de l'environnement (OFEV) et l'Observation nationale des eaux souterraines (NAQUA), où les isotopes stables de deutérium et d'oxygène dans les eaux météoriques sont mesurés en différentes stations sur toute la Suisse (Schürch, *et al.*, 2003). En particulier, une relation linéaire entre la valeur isotopique et l'altitude a été développée, afin d'évaluer la composition isotopique de la pluie à différentes altitudes durant la période d'observation (juin-octobre). Pour ce faire, les quatre stations de mesure les plus élevées du réseau NISOT ont été choisies, à savoir Grimsel (1950 m.s.m.), Pontresina (1724 m.s.m.), Guttannen (1065 m.s.m.) et Meiringen (632 m.s.m.). De plus, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ dans les précipitations mesurées au Tessin (station de Locarno, 379 m.s.m.) et en Valais (station de Sion, 482 m.s.m.) ont été également sélectionnées, afin de développer deux gradients isotopiques des précipitations pour ces deux régions climatiques différentes. Pour chaque station, les valeurs mensuelles de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations entre juin et octobre mesurées de 2015 à 2019 ont été utilisées pour calculer l'intervalle de confiance à 95%, afin d'avoir une palette de valeurs isotopiques possibles pour chaque station de référence (tab. 9).

Tableau 9 : données statistiques relatives aux valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoriques des stations de mesure du réseau NISOT. Source données : Office fédéral de l'environnement (OFEV), Observation nationale des eaux souterraines (NAQUA).

Station du réseau NISOT	Moyenne (juin-octobre, 2015-19)	Intervalle de confiance à 95%	Max	Min
Grimsel	-9.76	1.01	-9.76	-10.77
Pontresina	-9.31	1.20	-9.31	-10.51
Guttannen	-8.59	0.92	-8.59	-9.51
Meiringen	-7.31	0.90	-7.31	-8.21
Locarno	-6.02	0.92	-6.02	-6.94
Sion	-5.57	1.28	-5.57	-6.84

Le développement d'un modèle de régression linéaire – en utilisant les altitudes des stations comme variable indépendante (y) et l'intervalle de valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations pour chaque station comme variable dépendante (x) – a permis de prédire la possible composition isotopique des eaux météoriques à l'altitude souhaitée. Pour chaque région climatique, deux équations des droites de régression ont été donc établies : une en

considérant les valeurs minimales $\delta^{18}\text{O}$ de l'intervalle de confiance à 95% de chaque station, l'autre en utilisant les valeurs maximales (tab. 10, fig. 14). La palette de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations pour chaque site sera déterminée en résolvant les équations des droites de régression linéaire en utilisant les altitudes médianes pour chaque site d'étude. Les altitudes médianes seront établies à travers des courbes hypsométriques des différents bassins versants dans chaque site d'étude, dont l'exutoire correspond au point d'échantillonnage d'eau.

Tableau 10 : équations des droites de régression linéaire utilisées pour déterminer la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des précipitations à différentes altitudes (ALT).

Région climatique	Equation pour les valeurs maximales de $\delta^{18}\text{O}$	Equation pour les valeurs minimales de $\delta^{18}\text{O}$
Tessin	$ALT = -440.21 \delta^{18}\text{O} - 2026.1$	$ALT = -408.67 \delta^{18}\text{O} - 2607.1$
Valais	$ALT = -328.07 \delta^{18}\text{O} - 1144$	$ALT = -376.31 \delta^{18}\text{O} - 2281.6$

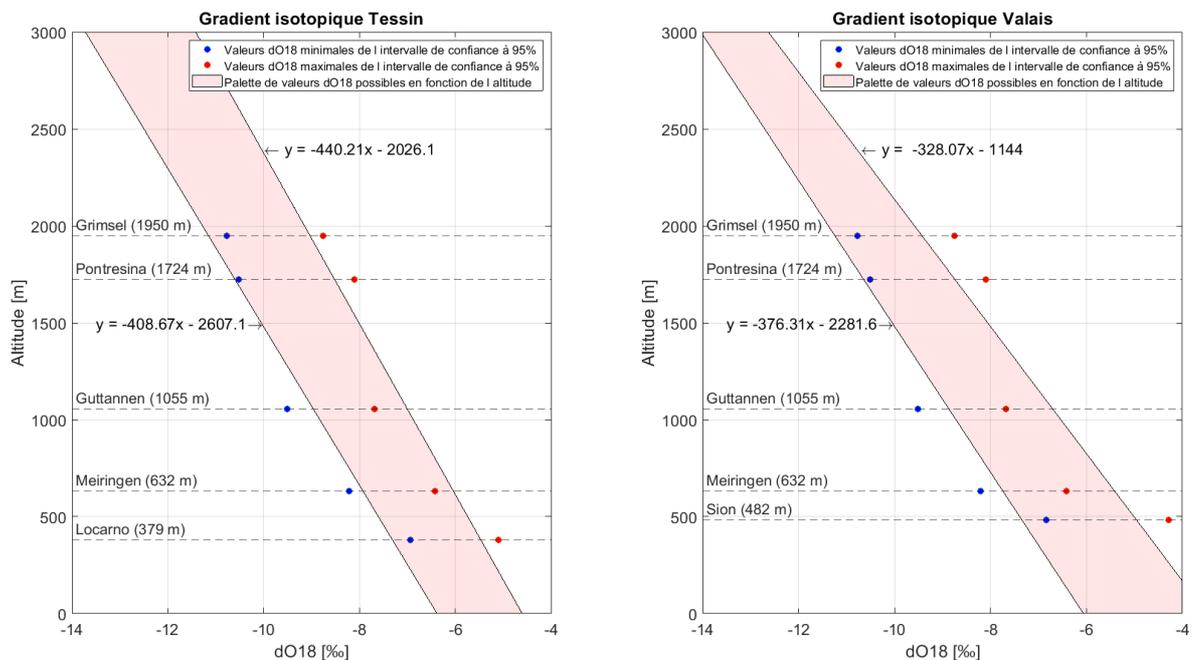


Figure 14 : droites de régression linéaire de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoriques en fonction de l'altitude pour les régions climatiques du Tessin et du Valais.

2.3.2.2 Relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$

La relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ peut permettre d'évaluer un effet possible de l'évaporation sur l'eau des échantillons récoltés, en examinant les déviations du deutérium par rapport à la ligne des eaux météoriques globale (GMWL) définie par Craig (1961) comme :

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad (1)$$

L'équation (1) décrit la relation en conditions d'équilibre entre δD et $\delta^{18}O$ dans les précipitations au niveau mondial. Cette relation est déterminée par les processus de fractionnement isotopique qui se produisent, d'un côté, lors de l'évaporation (fractionnement cinématique) de l'eau de mer dans une masse d'air sous saturée par rapport à la vapeur d'eau et, de l'autre côté, lors de la condensation de la vapeur (fractionnement à l'équilibre) qui permet la formation des précipitations (Gat *et al.*, 2001). La GMWL représente globalement la moyenne de plusieurs lignes des eaux météoriques locales (LMWL), qui sont caractérisées généralement par une pente et une ordonnée (excès de deutérium) différentes de celles de la GMWL. La déviation de la LMWL par rapport à la GMWL peut être expliquée par des fractionnements cinétiques qui provoquent une différenciation dans les rapports isotopiques de δD et $\delta^{18}O$. Ces fractionnements cinétiques peuvent être représentés par l'évaporation primaire qui se produit sur la surface de la mer et qui est fortement dépendante de l'humidité de l'air ou par l'évaporation secondaire qui se produit lorsque la pluie tombe sur le sol et qui est liée à la température de l'air (Benjamin *et al.*, 2004). Un tel fractionnement cinématique permettrait de concentrer les isotopes les plus lourds (^{18}O) dans la fraction d'eau liquide qui est tombée sur le sol, ce qui correspondrait à une pente plus petite dans la relation entre δD et $\delta^{18}O$ (Williams, *et al.*, 2006).

Dans cette étude, la LMWL est représentée par les valeurs de δD et $\delta^{18}O$ des précipitations mesurées mensuellement entre 2015 et 2019 à la station la plus élevée du réseau suisse NISOT (à savoir Grimsel, 1950 m.s.m. ; Schürch, *et al.*, 2003) et son équation est :

$$\delta D = 8.2\delta^{18}O + 15.4\text{‰} \quad (2)$$

L'équation de la LMWL de Grimsel (3) a une pente similaire à celle de GMWL, ce qui indique que les eaux météoriques suisses ne sont généralement pas affectées par des processus d'évaporation.

2.3.3 Analyses statistiques

Le test non paramétrique de Wilcoxon Mann-Whitney a été utilisé pour vérifier si les médianes des observations de l'eau émergent des glaciers rocheux et de celles des sources non alimentées par ces formations sont significativement différentes. De plus, une analyse en composantes principales a été effectuée afin de vérifier les relations entre les variables physiques, chimiques et isotopiques de l'eau des sources affectées par les glaciers rocheux et celles des sources non alimentées par ces formations. Cette analyse permet de réduire une bonne partie des variables et de détecter celles qui expliquent le maximum de la variabilité du jeu de données. Tous ces analyses statistiques ont été réalisées avec le langage de programmation R (R Core Team, 2020).

3. Résultats

Les résultats du monitoring des ruisseaux et des analyses en laboratoire des échantillons d'eau ont été présentés d'abord de façon générale et, ensuite, par site d'étude. Afin de faciliter l'interprétation des résultats, ces derniers ont été accompagnés par des mesures issues des stations météorologiques situées près des sites d'étude – telles que la température de l'air, les précipitations, la hauteur de la neige – et, là où elles sont disponibles, par les températures de la surface du sol.

Concernant les résultats des analyses chimiques, seules les concentrations des espèces chimiques les plus abondantes (> 2%) mesurées dans les échantillons d'eau ont été prises en compte dans cette étude : à savoir sulfates, calcium, carbone total (carbone organique total et carbone inorganique), nitrates et magnésium (fig. 15).

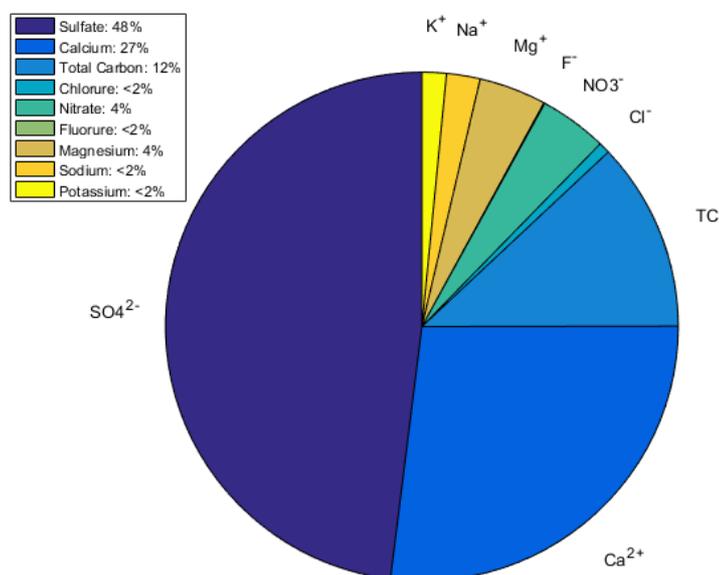


Figure 15 : concentrations totales des espèces chimiques mesurées dans tous les échantillons d'eau. Le carbone total inclut le carbone organique totale et le carbone inorganique.

3.1 Présentation générale

Une analyse en composantes principales (ACP) a été effectuée, afin de comprendre quelles sont les variables (entre NO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , carbone inorganique, carbone organique, $\delta^{18}\text{O}$, δD et d_{excess}) et les individus (représentés par les sites et les mois d'échantillonnage) qui jouent un rôle important dans l'explication de la variabilité totale dans le jeu de données des sources RG et BR. La figure 16 montre le cercle des corrélations des deux premières composantes principales, où les variables appartenant aux sources RG et BR sont représentées par les flèches bleues et rouges respectivement et les points indiquent le site et la date d'échantillonnage. La première composante explique le 32.7% de la variabilité totale, la deuxième le 29.5%. Les ions SO_4^{2-} , NO_3^- et Mg^{2+} des sources RG et BR et les valeurs de Ca^{2+} , $\delta^{18}\text{O}$ et δD des sources RG s'avèrent être positivement corrélées avec la première composante. La direction de la variation de l'axe 1 est représentée donc par un gradient du contenu ionique (pour les deux sources) et isotopique (pour les sources RG). Les valeurs de carbone inorganique des deux sources et les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} des sources BR sont corrélées positivement avec la deuxième composante. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD des sources BR et celles de d_{excess} des sources RG sont corrélées négativement avec la deuxième composante. Concernant les individus, le site de la Valle di Sceru est corrélé positivement avec la première composante. Au contraire, les sites du Lac des Vaux (en juillet), du Lago Nero (en juillet) et du Val Cadlimo (en juin) sont négativement corrélés avec la première composante. Les sites du Lac des Vaux (en août et octobre) sont positivement corrélés avec la deuxième composante, contrairement aux sites du Lago Nero (en août et octobre) et de l'Alpe Pièi (en octobre) qui sont négativement corrélés à la deuxième composante.

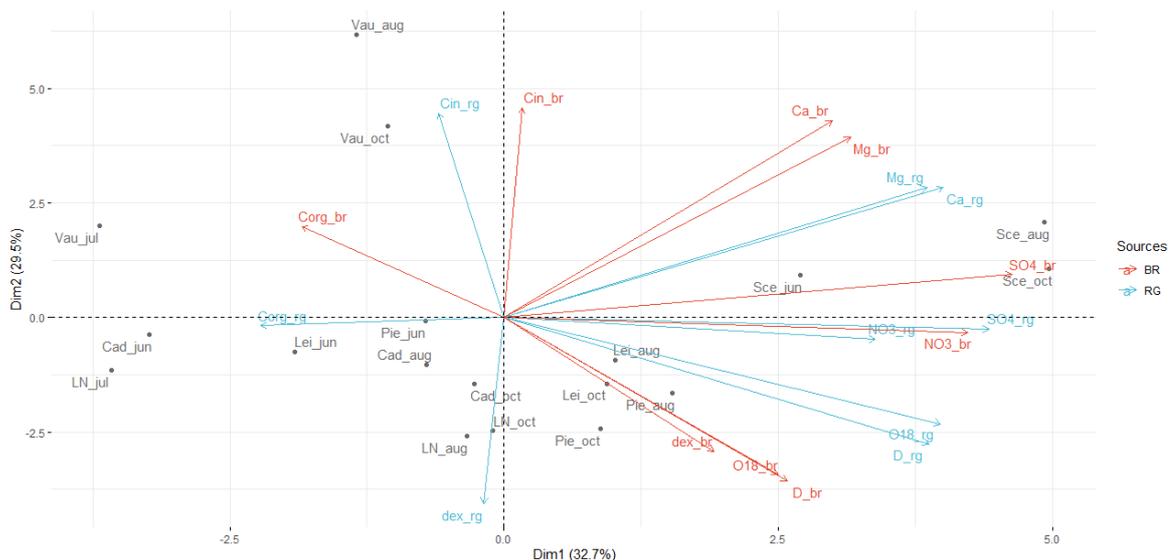


Figure 16 : cercle des corrélations des deux premières composantes principales pour le jeu de données des sources RG (en bleu) et BR (en rouge).

La corrélation positive du site de la Valle di Sceru avec la première composante indique que l'eau des sources Sceru RG et Sceru BR est, globalement, la plus minéralisée de cette étude. De plus, il est intéressant de noter que, durant la saison chaude, tous les points d'échantillonnage se déplacent le long de l'axe 1 (vers droite). Ce déplacement indique que

l'eau des sources RG et BR tend à se minéraliser (surtout en SO_4^{2-} , NO_3^- , Mg^{2+} et Ca^{2+}) et/ou que celle des sources RG tend à s'enrichir en isotopes lourds durant la saison chaude. L'enrichissement ionique et isotopique de l'eau est très marqué entre la fin de la fusion nivale (juin/juillet) et la fin de l'été (août). Cependant, les résultats de cette première analyse ne permettent pas d'observer les différences entre RG et BR pour chaque site, car la direction de variation le long de l'axe 1 est liée tant aux variables des sources RG qu'à celles des sources BR. A cet effet, il est nécessaire d'observer la composition chimique et isotopique dans les deux différents types de sources pour chaque site (cf. chap. 3.2).

À noter également que les points d'échantillonnage au Lac des Vaux (août et octobre) sont influencés également par la deuxième direction de la variation, ce qui indique que l'eau des sources BR sont caractérisées par des valeurs élevées de carbone inorganique, Ca^{2+} et Mg^{2+} et/ou que celle de la source RG a des valeurs élevées de carbone inorganique. Les points d'échantillonnage au Lago Nero (août et octobre) et à l'Alpe Pièi (octobre) sont aussi affectés par la deuxième direction de la variation mais dans le sens inverse. Cela indique que l'eau des sources BR est enrichie en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) et/ou que l'eau des sources RG a des valeurs élevées de d_{excess} .

Tableau 11 : matrice de corrélation entre les variables chimiques et isotopique mesurées dans l'eau émergeant des glaciers rocheux. En gras les coefficients de corrélation > 0.5 .

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	IC	TOC	δO^{18}	δD	d_{excess}
NO_3^-	1.00	0.16	0.22	0.15	0.05	-0.09	0.75	0.72	-0.17
SO_4^{2-}	0.16	1.00	0.71	0.80	-0.36	-0.43	0.35	0.37	0.18
Ca^{2+}	0.22	0.71	1.00	0.92	0.39	-0.31	0.24	0.20	-0.32
Mg^{2+}	0.15	0.80	0.92	1.00	0.23	-0.37	0.11	0.07	-0.28
IC	0.05	-0.36	0.39	0.23	1.00	0.14	-0.23	-0.31	-0.69
TOC	-0.09	-0.43	-0.31	-0.37	0.14	1.00	-0.12	-0.13	-0.07
δO^{18}	0.75	0.35	0.24	0.11	-0.23	-0.12	1.00	0.99	0.11
δD	0.72	0.37	0.20	0.07	-0.31	-0.13	0.99	1.00	0.23
d_{excess}	-0.17	0.18	-0.32	-0.28	-0.69	-0.07	0.11	0.23	1.00

Tableau 12 : matrice de corrélation entre les variables chimiques et isotopiques mesurées dans les ruisseaux non alimentés par un glacier rocheux. En gras les coefficients de corrélation > 0.5 .

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	IC	TOC	δO^{18}	δD	d_{excess}
NO_3^-	1.00	0.60	0.38	0.33	-0.04	-0.64	0.15	0.17	0.29
SO_4^{2-}	0.60	1.00	0.55	0.68	-0.04	-0.36	0.19	0.20	0.18
Ca^{2+}	0.38	0.55	1.00	0.94	0.80	0.19	-0.21	-0.21	-0.11
Mg^{2+}	0.33	0.68	0.94	1.00	0.67	0.18	-0.15	-0.16	-0.11
IC	-0.04	-0.04	0.80	0.67	1.00	0.53	-0.39	-0.40	-0.28
TOC	-0.64	-0.36	0.19	0.18	0.53	1.00	0.00	-0.03	-0.34
δO^{18}	0.15	0.19	-0.21	-0.15	-0.39	0.00	1.00	1.00	0.34
δD	0.17	0.20	-0.21	-0.16	-0.40	-0.03	1.00	1.00	0.42
d_{excess}	0.29	0.18	-0.11	-0.11	-0.28	-0.34	0.34	0.42	1.00

Les tableaux 11 et 12 présentent les matrices de corrélation des variables mesurées dans les sources RG et BR. Les variables SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} sont positivement corrélées entre elles dans l'eau des sources RG et BR. L'eau émergeant des glaciers rocheux montre aussi que la variable NO_3^- est positivement corrélée avec $\delta^{18}\text{O}$ et δD et que le carbone inorganique est négativement corrélé avec d_{excess} . Concernant les sources BR, la variable NO_3^- est corrélée positivement avec SO_4^{2-} et négativement avec le carbone organique total et le carbone inorganique est positivement corrélé avec Ca^{2+} et Mg^{2+} .

3.2 Présentation par site d'étude

3.2.1 Valle di Sceru

La figure 17 montre que les probabilités d'occurrence du permafrost dans la Valle di Sceru sont très élevées (75-90%) dans les sédiments grossiers situés dans la partie ouest et sud-ouest de la vallée, à proximité du glacier rocheux actif de Piancabella. Contrairement au versant gauche de la vallée, le versant droit est caractérisé par une répartition plus étendue et continue du permafrost, avec des probabilités d'occurrence comprises entre 50 et 75%. La carte indique également une probabilité d'occurrence du permafrost de 50% au niveau du petit glacier rocheux situé plus en aval.

Un monitoring de température et de conductivité a été effectué dans l'eau émergeant du lobe sud du glacier rocheux fossile (« Sceru RG »). L'échantillonnage manuel d'eau à Sceru RG et à Sceru BR a été effectué trois fois durant la saison chaude : le 11 juin, le 26 août et le 12 octobre 2020. Le bassin versant des deux sources a une surface de 181.9 ha et une altitude médiane de 2455 m.s.m.

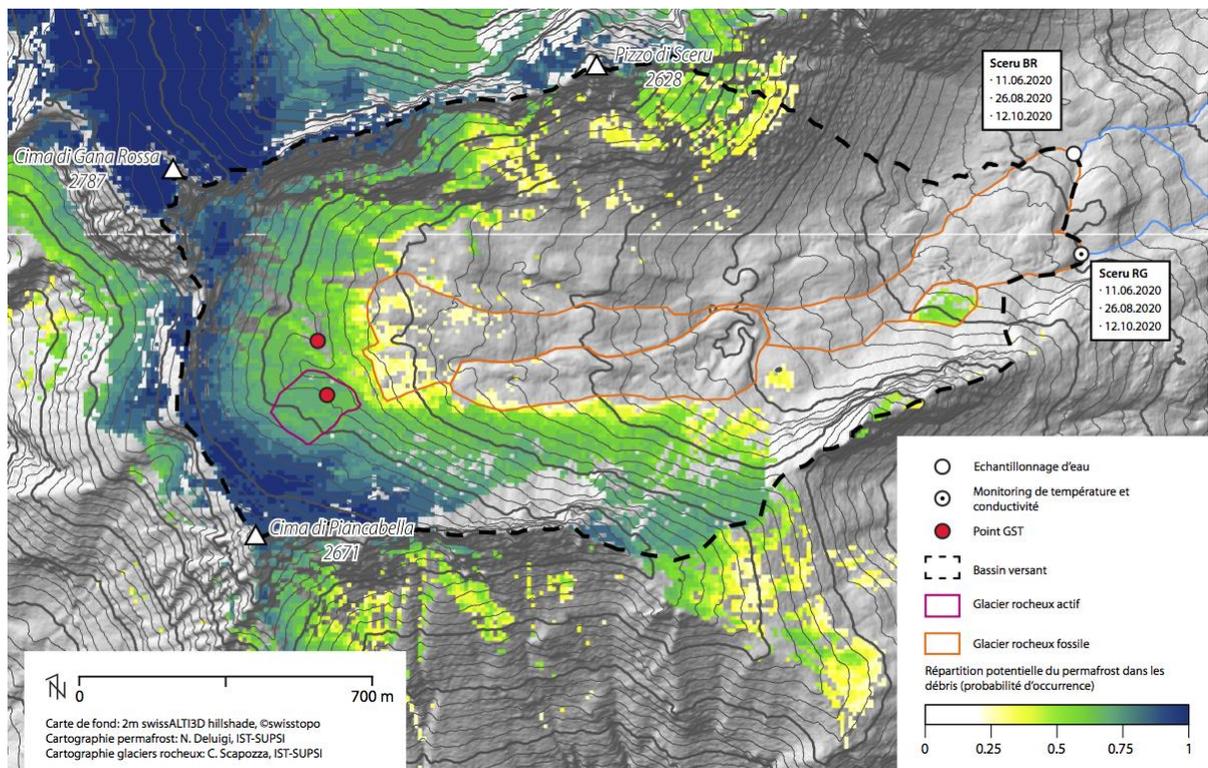
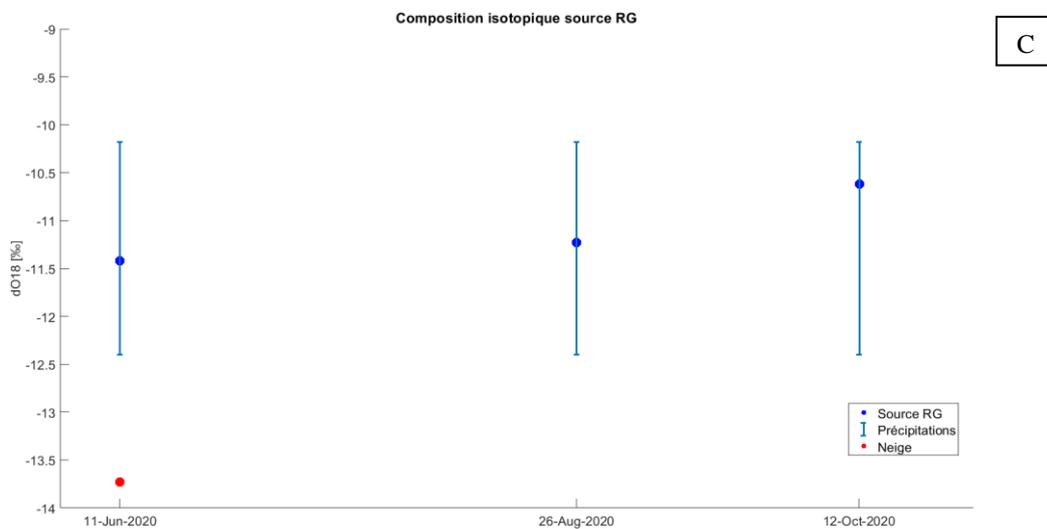
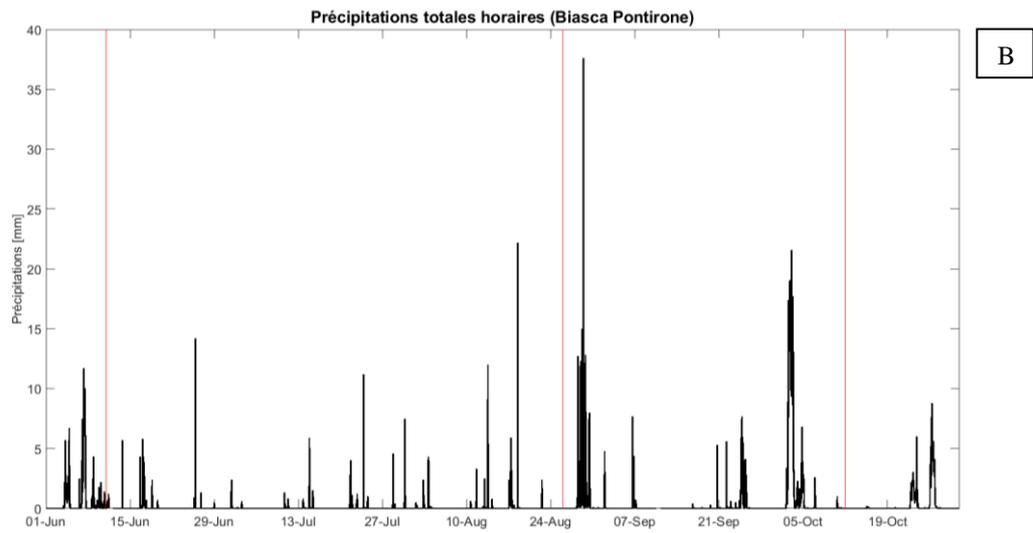
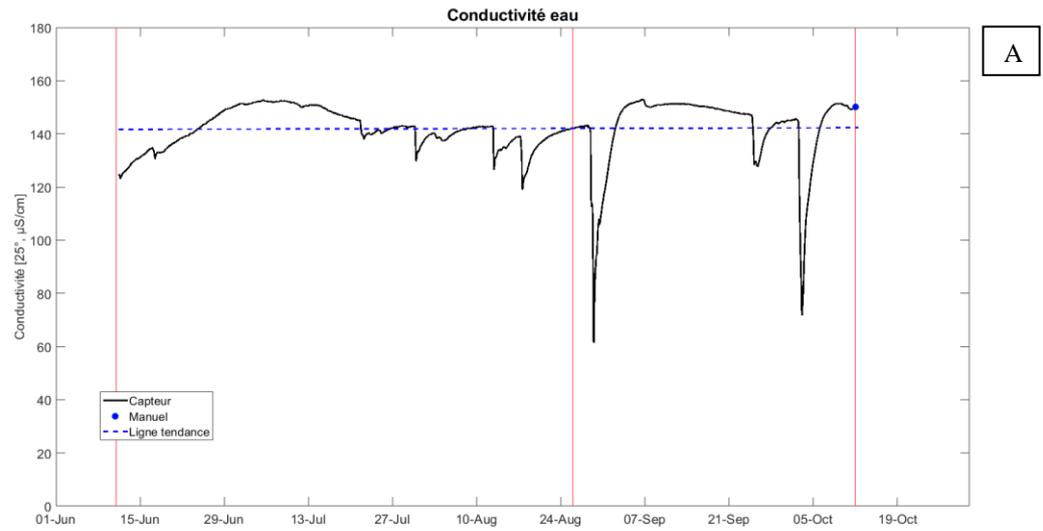
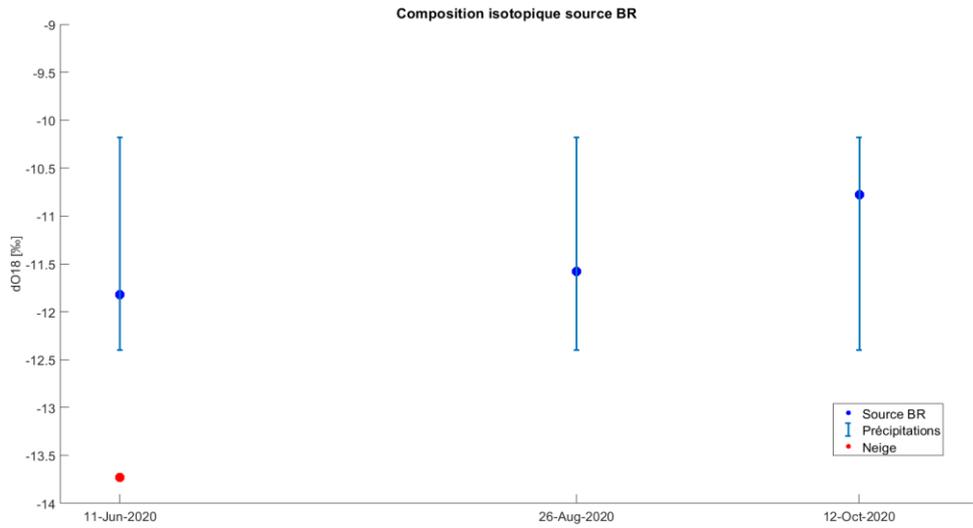


Figure 17 : site d'étude et répartition potentielle du permafrost dans la Valle di Sceru. Les bassins versant, les points de mesure et les dates d'échantillonnage d'eau sont également indiqués.

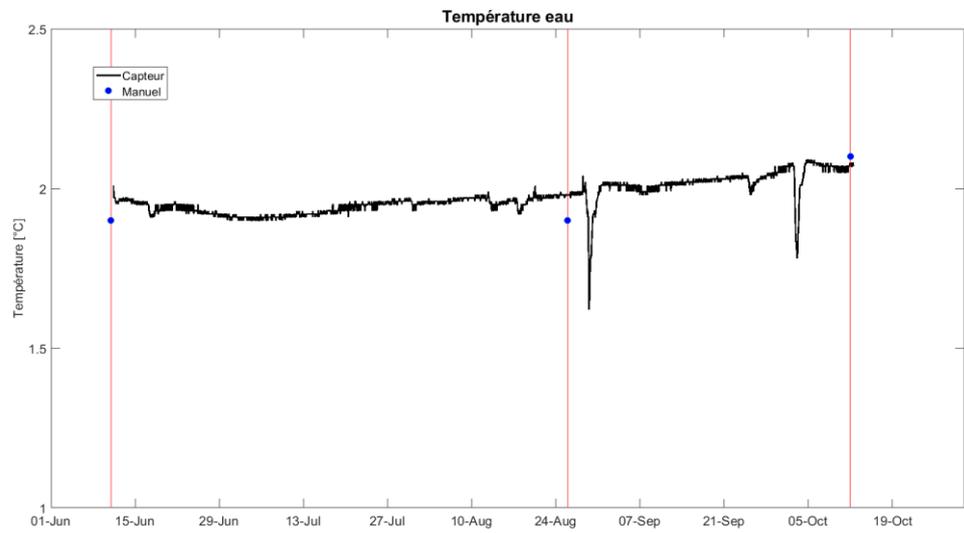
Les mesures de conductivité de l'eau à la source Sceru RG montrent des valeurs élevées (maximum autour de 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$) par rapport aux valeurs de référence (cf. tab. 8) et assez constantes durant la période d'observation (fig. 18A). Cependant, une augmentation progressive de la conductivité est observable depuis le début des mesures jusqu'au 6 juillet, où les valeurs passent de 123 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 152 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avant de stabiliser autour de 140-150 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Plusieurs chutes rapides de la conductivité de l'eau sont visibles : le 17 juin, le 23 et 30 juillet, le 12, 17 et 29 août, le 25 septembre et le 3 octobre. Ces diminutions de la

conductivité correspondent à événements pluvieux qui se sont produits dans les heures / jours précédents (fig. 18B).

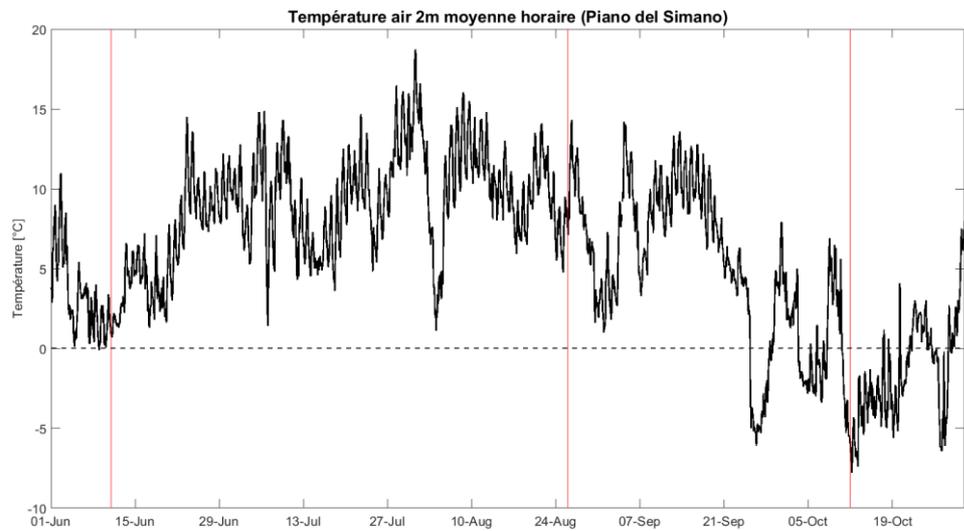




D



E



F

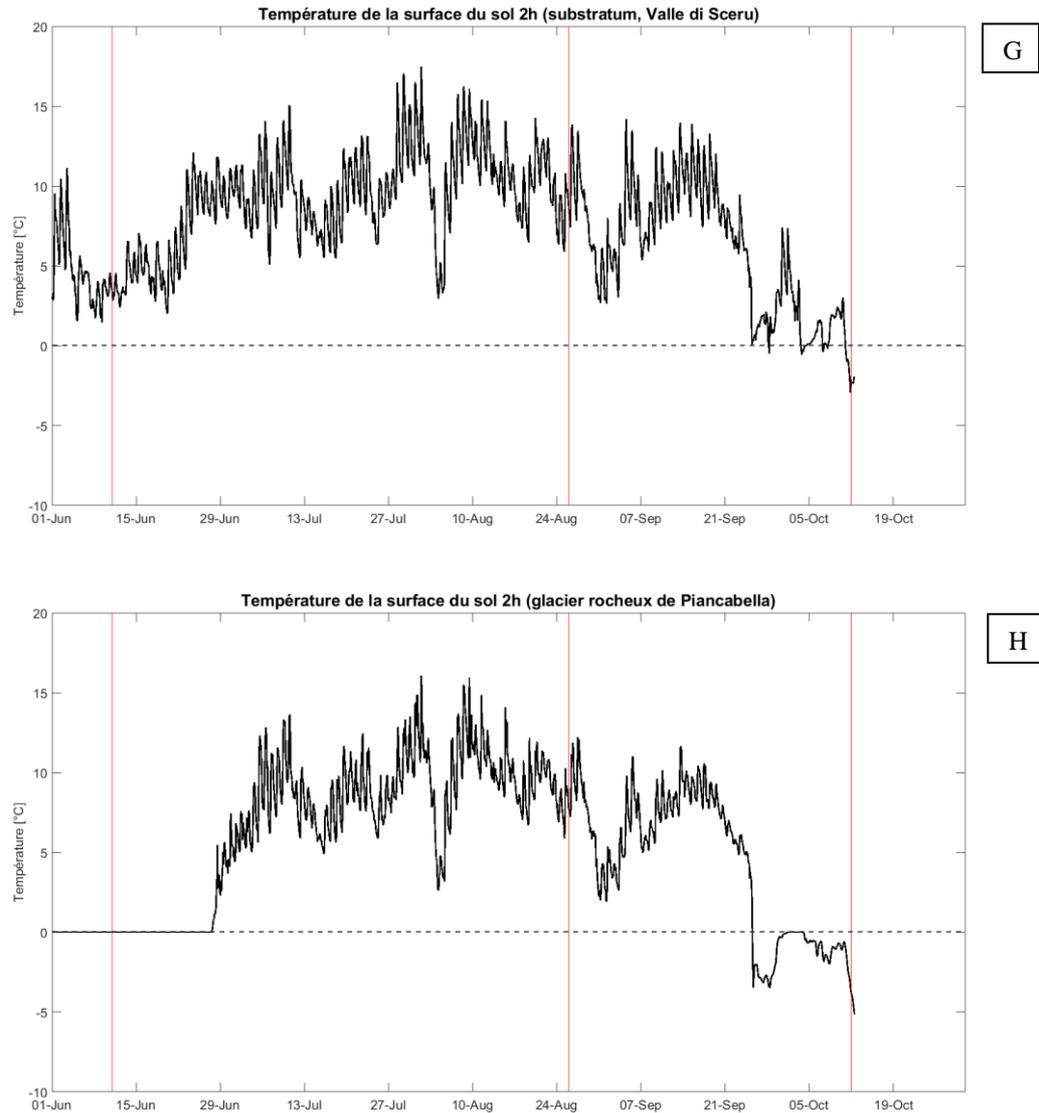


Figure 18 : conductivité de l'eau à la source Sceru RG (A) ; précipitations totales horaires à Biasca Pontirone (source : Ufficio dei corsi d'acqua, Repubblica e Cantone Ticino) (B) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Sceru RG (C) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Sceru BR (D) ; température de l'eau à la source Sceru RG (E) ; température moyenne horaire de l'air à 2m à Piano del Simano (source : Institut fédéral de recherche SLF) (F) ; température de la surface du sol chaque 2h du substratum dans la Valle di Sceru (source : IST-SUPSI) (G) ; température de la surface du sol chaque 2h du glacier rocheux de Piancabella (source : IST-SUPSI) (H). Les lignes verticales rouges indiquent les jours d'échantillonnage durant la saison chaude.

La température de l'eau à cette source montre une valeur stable autour de 2°C durant toute la saison chaude (même si une faible tendance à l'augmentation est observable). On observe toutefois deux pics de froid à la fin août et au début octobre (fig. 18E). Ces chutes de température correspondent à des événements pluvieux qui se sont produits avec des températures de l'air et de la surface du sol froides (fig. 18F, 18G, 18H). Les températures de l'air montrent de fortes variations journalières, qui sont bien suivies par les températures à la surface du sol (fig. 18G, 18H). À noter que les températures de la surface du sol mesurées sur le glacier rocheux de Piancabella permettent aussi d'estimer le moment où le manteau neigeux a libéré la surface du terrain, à savoir après la phase de «

zero curtain ». Dans ce cas, la neige a complètement fondu le 27 de juin (fig. 18H). Au mois d'août la couverture neigeuse était complètement absente sur tout le bassin versant, avant de s'accumuler à nouveau à début octobre.

Tableau 13 : mesures manuelles de la température et de la conductivité électrique de l'eau

Date et paramètre Source	11.06.2020	26.08.2020	12.10.2020	
	T [°C]	T [°C]	T [°C]	EC [µS/cm]
Sceru RG	1.9	1.9	2.1	150
Sceru BR	3.3	2.9	2.9	66

Les mesures manuelles de la température et de la conductivité effectuées dans les deux sources lors des échantillonnages sont présentées dans le tableau 13. Les températures à la source Sceru BR s'avèrent être plus élevées que celles mesurées à la source Sceru RG. En octobre la conductivité électrique mesurée à la source Sceru RG était environ 2.3 fois plus élevée que celle détectée à la source Sceru BR.

La signature isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de l'eau émergeant de la source Sceru RG (fig. 18C) est similaire (même si faiblement plus enrichie en ^{18}O) à celle de la source Sceru BR (fig. 18D) pendant toute la période observation. Cependant, les deux sources d'eau montrent un faible enrichissement en ^{18}O durant la saison chaude. La plus faible valeur de $\delta^{18}\text{O}$ est représentée par l'échantillon de neige récolté au mois de juin. La palette de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations est comprise entre -12.39‰ et -10.18‰ dans ce site. Ces valeurs sont représentées par les barres bleues dans les figures 18C et 18D.

La relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons récoltés dans le site de la Valle di Sceru est décrite par l'équation :

$$\delta\text{D} = 8.8\delta^{18}\text{O} + 21.3\text{‰} \quad (3)$$

La pente de 8.8 obtenue dans l'équation (3), qui est nettement plus grande que celles de GMWL et LMWL, indique que peu ou pas d'évaporation se produit dans ce site d'étude. Tous les échantillons d'eau suivent bien la LMWL et la GMWL (fig. 19A). Cependant, des informations additionnelles peuvent être obtenues en évaluant l'excès en deutérium (d_{excess}) dans les échantillons récoltés, qui peut être calculée selon la formule (4) proposée par Dansgaard (1964) :

$$d_{\text{excess}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (4)$$

L'excès de deutérium représente un « indice de taux d'évaporation », qui dépend essentiellement des processus de fractionnement cinétique liés à l'évaporation (Dansgaard, 1964). La source Sceru RG montre des valeurs d_{excess} très similaires (qui varient entre 12.5‰ et 12.8‰) durant la saison chaude. Alors que les valeurs d'excès de deutérium à la source BR déterminées en août et en octobre sont similaires à celles mesurées à la source

RG, celle trouvée au début des observations s'avère être plus faible (environ 12‰). L'échantillon de neige montre aussi une valeur d_{excess} faible en juin, d'environ 10.5‰ (fig. 19B).

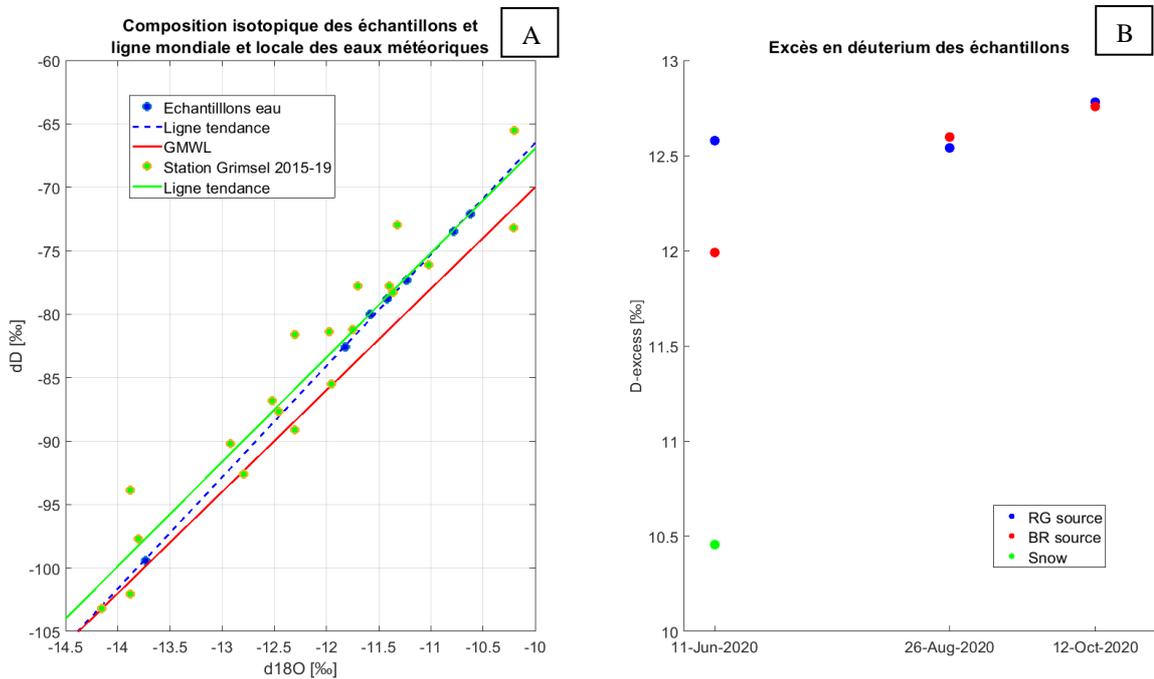


Figure 19 : relation entre δD et $\delta^{18}O$ pour les échantillons récoltés dans la Valle di Sceru (bleu), GMWL (rouge) et LMWL (vert) qui est représentée par les précipitations mesurées à la station NISOT de Grimsel (source données : Office fédéral de l'environnement OFEV et Observation nationale des eaux souterraines NAQUA) (A). Evolution de l'excès de deutérium durant la période d'observation dans les différentes sources d'eau (B).

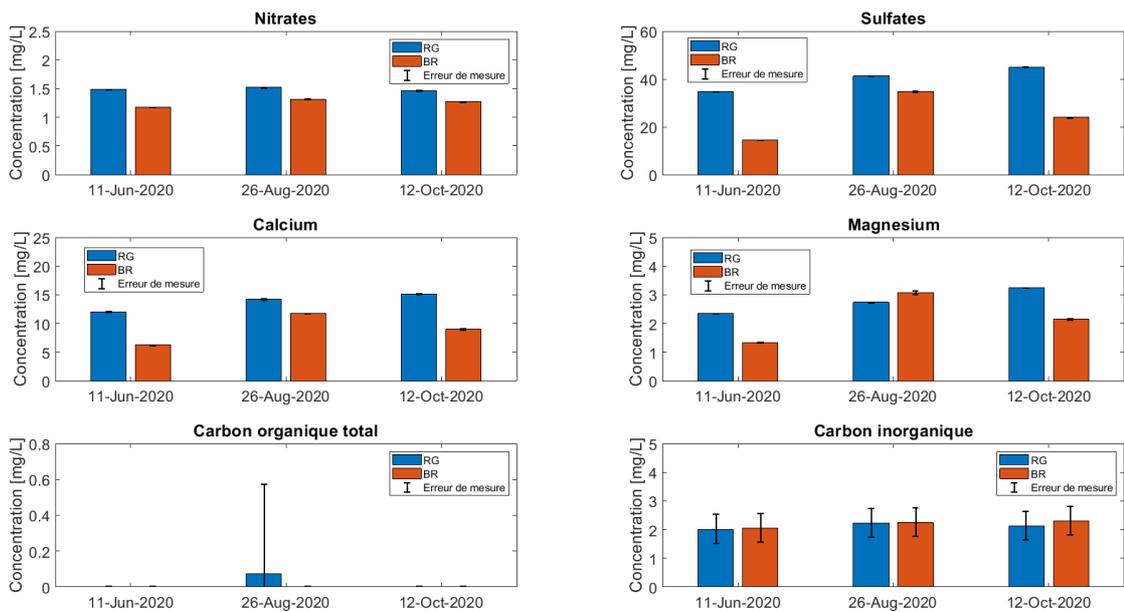


Figure 20 : comparaison entre la composition chimique de l'eau émergent du lobe sud (RG-Rock Glacier) et celle émergent du lobe nord (BR-Bedrock) dans le site de la Valle di Sceru.

Les analyses chimiques des échantillons d'eau montrent que la différence entre les compositions chimiques des deux sources d'eau dans la Valle di Sceru n'est pas marquée pour toutes les espèces chimiques (fig. 20). Les espèces chimiques dominantes dans les deux sources d'eau analysées s'avèrent être les sulfates et le calcium. Les concentrations de nitrates, sulfates, calcium et magnésium détectés à la source Sceru RG sont plus élevées que celles mesurées à la source Sceru BR pendant toute la période d'observation (sauf le 26 août pour le magnésium). Par contre, les valeurs de carbone inorganique sont similaires entre les deux sources d'eau et constantes durant la saison chaude. Il est également possible d'observer une augmentation des valeurs de sulfates, calcium et magnésium à la source Sceru RG durant la saison chaude. Aucune valeur significative de carbone organique n'a pas été mesurée dans les échantillons récoltés.

3.2.2 Alpe Pièi

La carte de répartition du permafrost dans la région de l'Alpe Pièi (fig. 21) indique que les probabilités d'occurrence les plus élevées de ce phénomène thermique sont observables dans les sédiments grossiers situés dans la partie orientale du site d'étude. De plus, les probabilités d'occurrence de permafrost sont plus élevées dans la partie en amont du glacier rocheux que dans la partie aval. La répartition de permafrost dans le versant occidental du site d'étude est sporadique et caractérisée par des faibles probabilités d'occurrence du phénomène.

Le capteur de température et de conductivité a été installé dans l'eau émergeant du centre du front du glacier rocheux (« Pièi RG »). L'échantillonnage d'eau a été effectué au même endroit que le capteur « Pièi RG » et à la source d'eau située dans la partie orientale du front (« Pièi BR ») trois fois durant la saison chaude : le 13 juin, le 20 août et le 11 octobre 2020. Les bassins versant des sources Pièi RG et Pièi BR ont une surface de 38.1 ha et de 29.0 ha et une altitude médiane de 2565 m.s.m. et de 2640 m.s.m. respectivement.

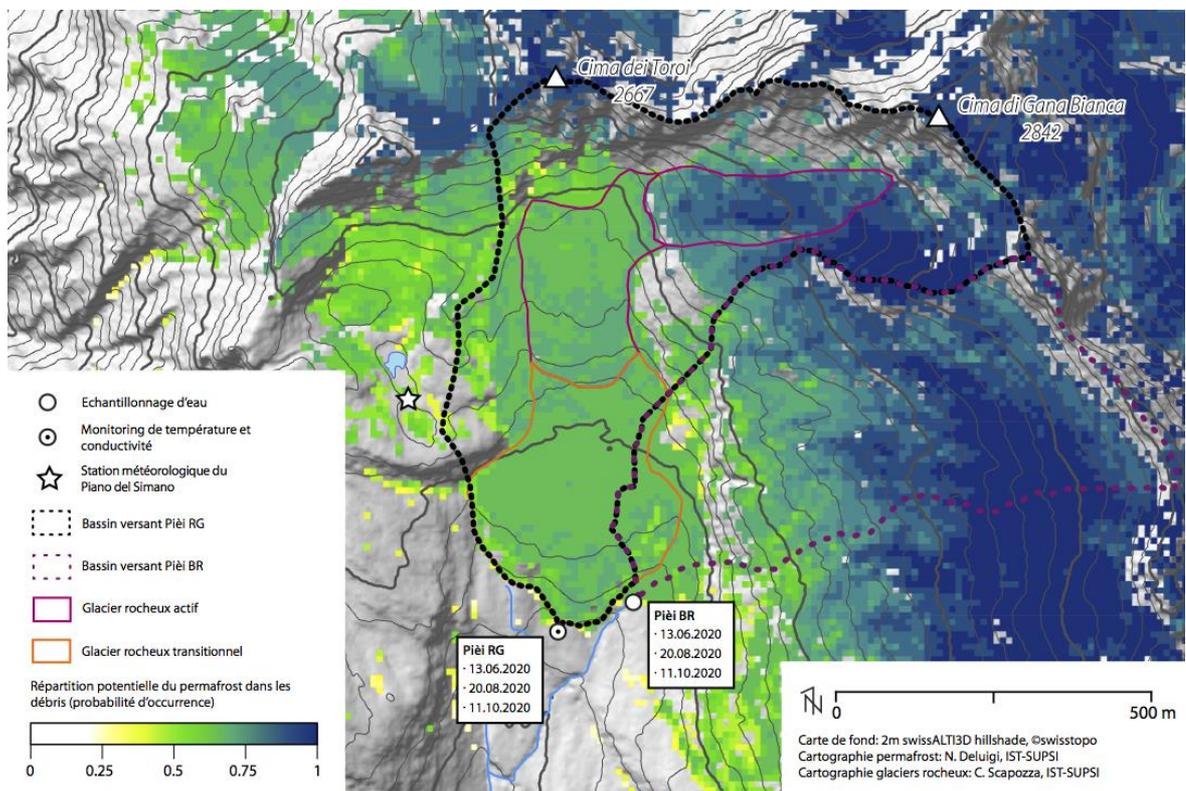
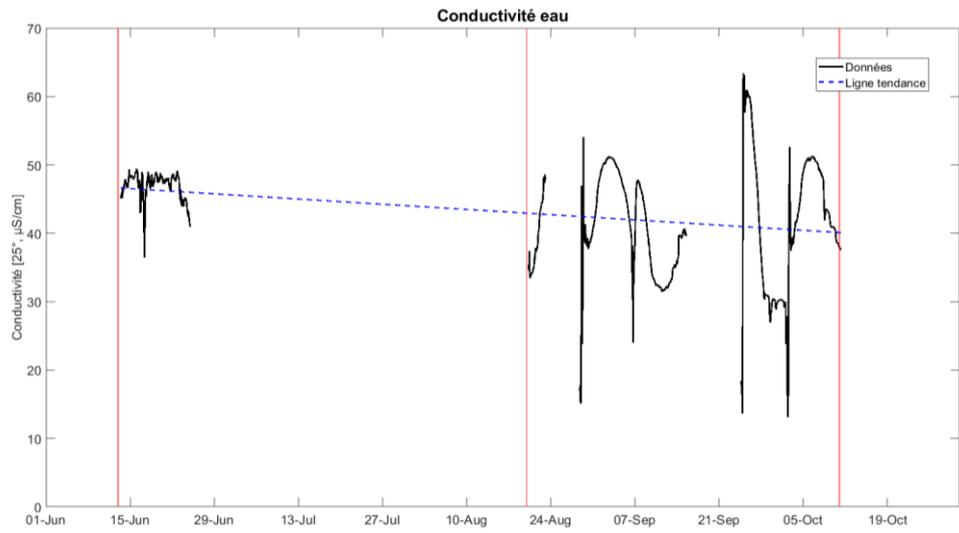
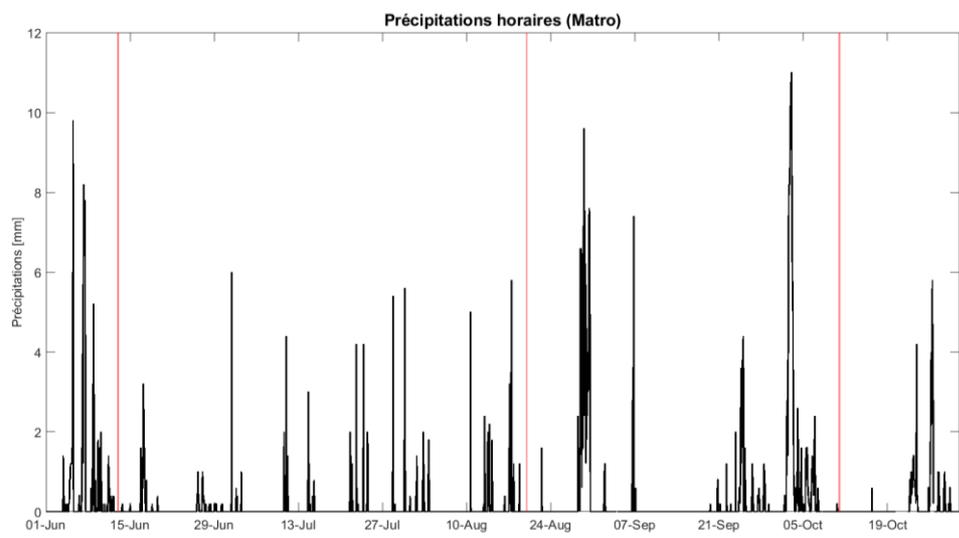


Figure 21 : site d'étude et répartition potentielle du permafrost dans la région de l'Alpe Pièi. Les bassins versant, les points de mesure et les dates d'échantillonnage d'eau sont également indiqués.

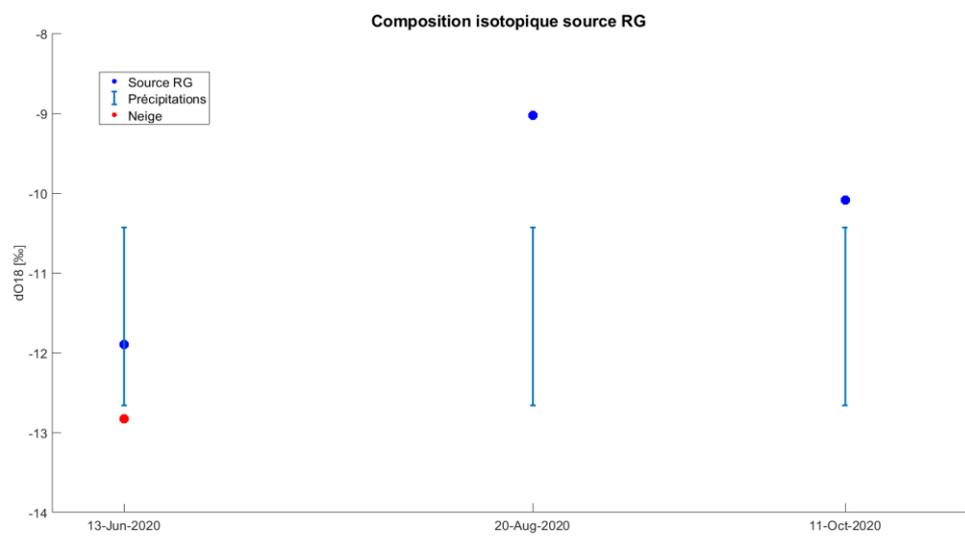
La série de mesures de conductivité et de température de l'eau à la source Pièi RG contient des données manquantes, qui correspondent aux périodes où le capteur n'était plus en contact avec l'eau à cause de la variation du débit.



A

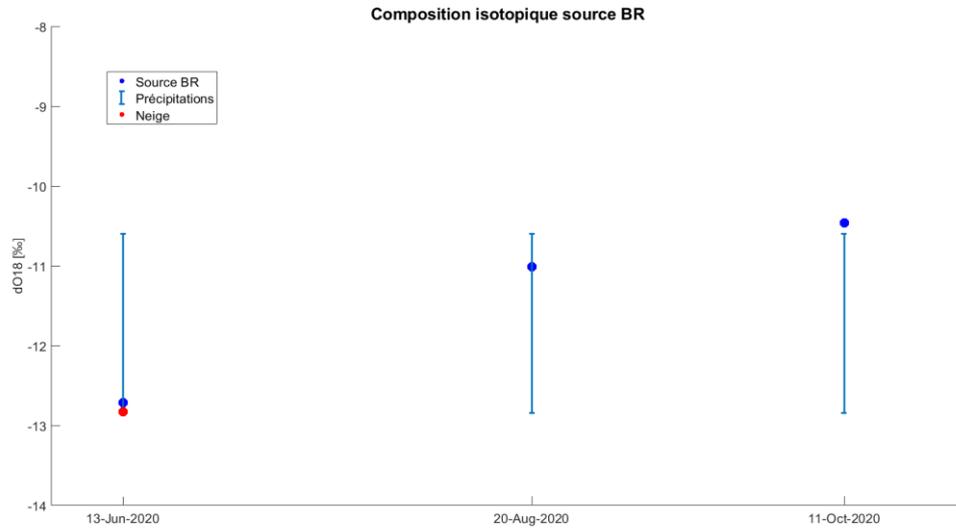


B

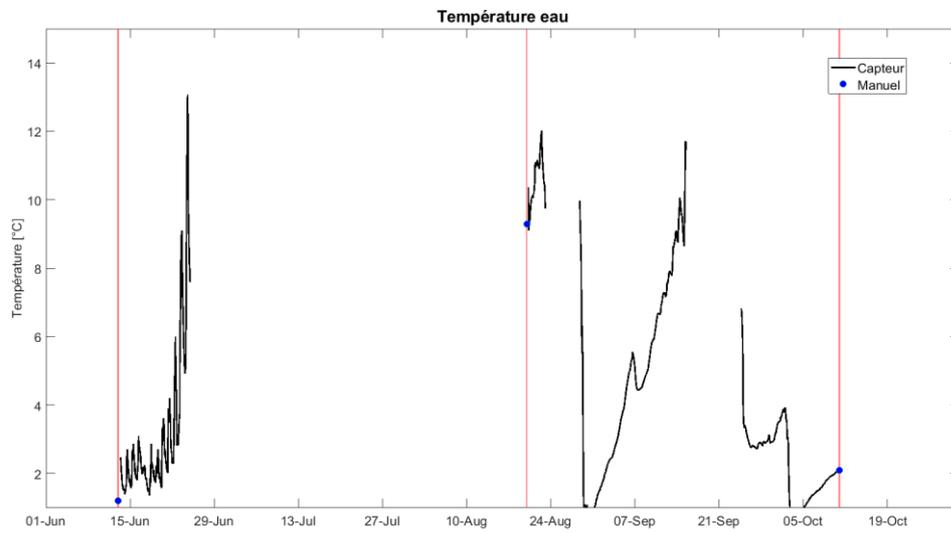


C

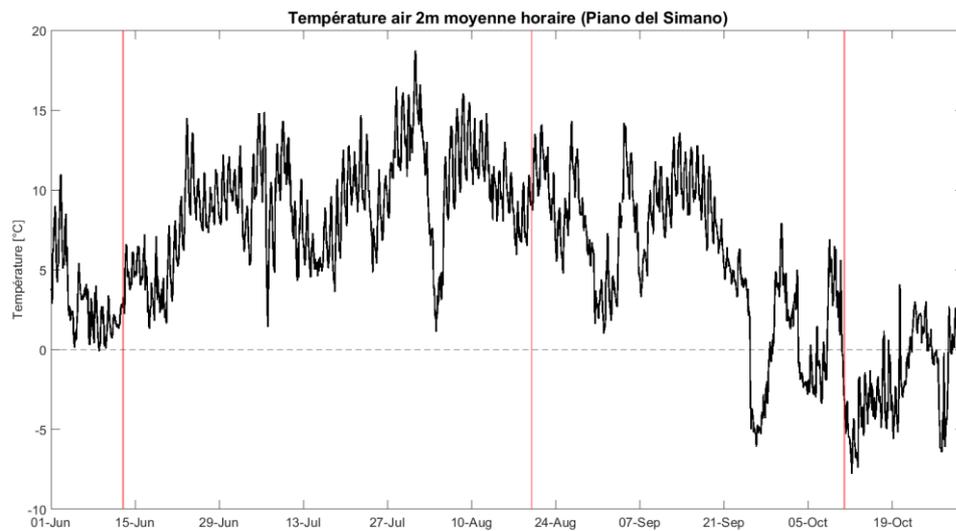
D



E



F



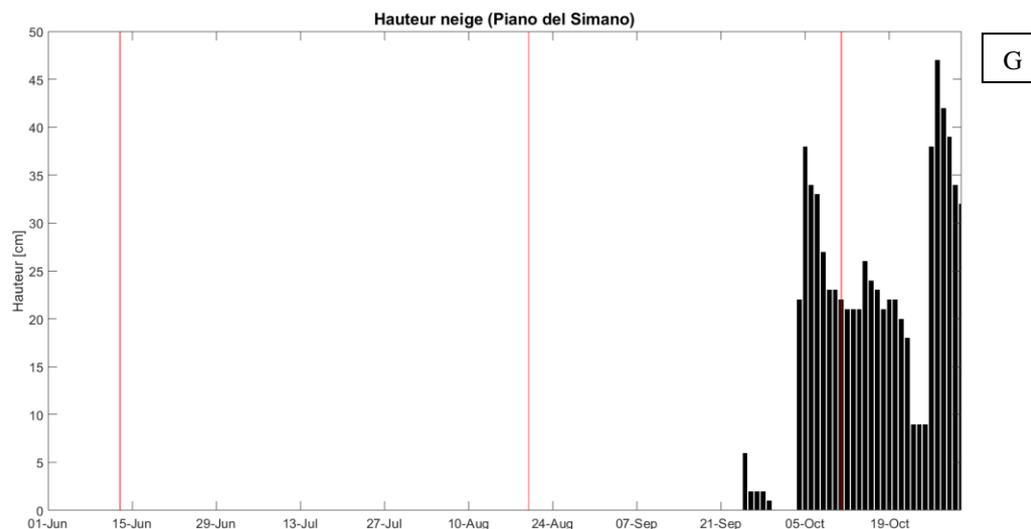


Figure 22 : conductivité de l'eau à la source Pièi RG (A) ; précipitations totales horaires à Matro (source : Institut fédéral de recherche SLF) (B) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Pièi RG (C) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Pièi BR (D) ; température de l'eau à la source Pièi RG (E) ; température moyenne horaire de l'air à 2m à Piano del Simano (source : Institut fédéral de recherche SLF) (F); hauteur totale de la neige à Piano del Simano (source : Institut fédéral de recherche SLF) (G).

Les lignes verticales rouges indiquent les jours d'échantillonnage durant la saison chaude.

Les mesures de conductivité enregistrées par l'instrument montrent une tendance à la diminution et des fortes fluctuations durant la saison chaude, avec des valeurs maximales autour de $65 \mu\text{S}/\text{cm}$ observées à la fin de septembre (fig. 22A). Des chutes rapides de la conductivité ont été enregistrées le 17 juin, le 28 août, le 6, le 24 et 26 septembre et le 2 octobre. Des pics de précipitations précèdent toujours ces diminutions rapides de la conductivité de l'eau (fig. 22B). Une forte variabilité de la température de l'eau à la source Pièi RG est également observable : les valeurs ont fortement augmenté jusqu'à la fin de juin (pic d'environ 13°C) et durant la première moitié de septembre et elles sont chutées à la fin d'août et au début d'octobre (fig. 22E). Des fluctuations journalières de la température de l'eau sont également observables au début de la période d'observation. Les périodes d'augmentation (vers 23 juin, 22 août et mi-septembre) et de diminution (fin août et fin septembre) de la température de l'eau correspondent bien à la hausse et la baisse des températures atmosphériques (fig. 22F). Les mesures de la hauteur de la neige à la station de mesure de SLF à Piano del Simano indiquent que le manteau neigeux avait déjà disparu au début de juin (bien que lors de l'échantillonnage du 13 juin il y avait encore des petites accumulations de neige sur le corps du glacier rocheux) et il s'est formé à nouveau à partir du début octobre (fig. 22G). Lors de l'échantillonnage en août, la couverture neigeuse était absente sur tout le bassin versant.

Les mesures manuelles de température effectuées dans les deux sources d'eau lors des échantillonnages sont présentées dans le tableau 14. Les températures à la source Pièi BR s'avèrent être plus élevées que celles mesurées à la source Pièi RG, à l'exception du mois d'août.

Tableau 14 : mesures manuelles de température de l'eau

Date et paramètre	13.06.2020	20.08.2020	11.10.2020
	T [°C]	T [°C]	T [°C]
Source			
Pièi RG	1.2	9.3	2.1
Pièi BR	1.9	4.9	3.6

La signature isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de l'eau émergeant de la source Pièi RG (fig. 22C) est plus enrichie en ^{18}O par rapport à celle de la source Pièi BR (fig. 22D) durant toute la période d'observation. Au début de la saison chaude, l'échantillon de neige est caractérisé par une faible valeur de $\delta^{18}\text{O}$, qui est très similaire à celle de la source d'eau Pièi BR. Un enrichissement en ^{18}O durant la saison chaude est observable pour les deux sources d'eau, bien que la valeur la plus élevée de $\delta^{18}\text{O}$ de Pièi RG ait été mesurée en août. L'intervalle de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations est compris entre -12.66‰ et -10.43‰ pour la source Pièi RG et entre -12.84‰ et -10.60‰ pour la source Pièi BR. Ces valeurs sont représentées par les barres bleues dans les figures 22C et 22D.

La relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons récoltés dans le site de l'Alpe Pièi est décrite par l'équation :

$$\delta\text{D} = 8.1\delta^{18}\text{O} + 13.8\text{‰} \quad (5)$$

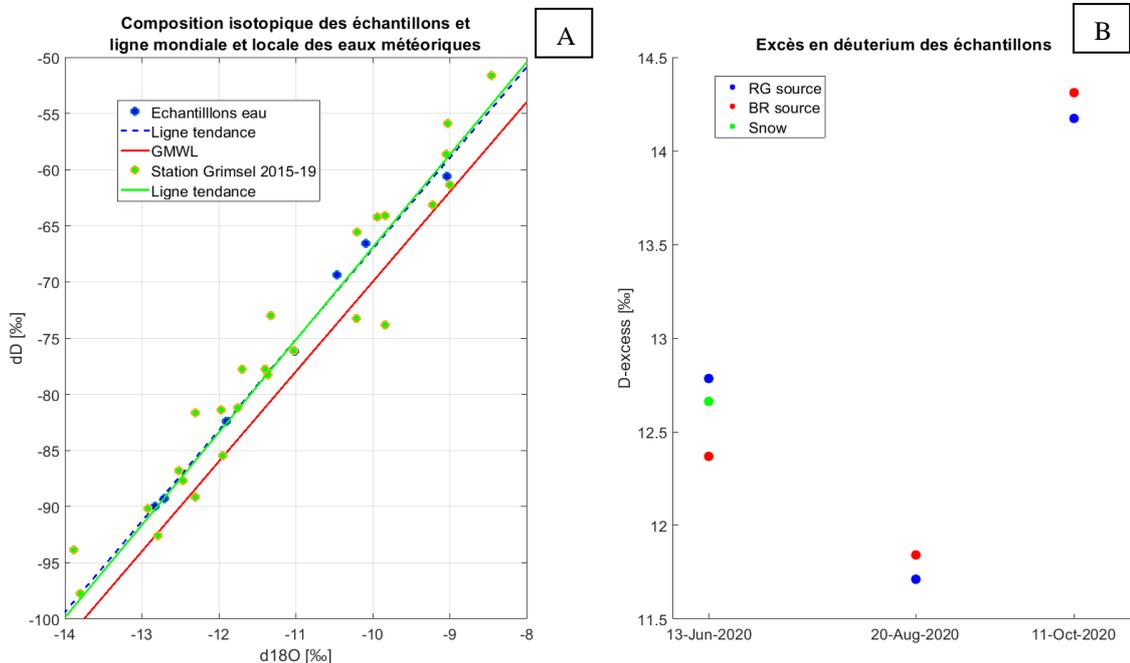


Figure 23 : relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons récoltés à l'Alpe Pièi (bleu), GMWL (rouge) et LMWL (vert) qui est représentée par les précipitations mesurées à la station NISOT de Grimsel (source données : Office fédéral de l'environnement OFEV et Observation nationale des eaux souterraines NAQUA) (A). Evolution de l'excès de deutérium durant la période d'observation dans les différentes sources d'eau (B).

La pente de 8.1 obtenue dans l'équation (5) est similaire à celles de GMWL (8) et LMWL (8.2), ce qui indique que peu ou pas d'évaporation se produit dans ce site d'étude. Tous les échantillons suivent bien la LMWL et la GMWL (fig. 23A). Concernant l'excès en deutérium, les deux sources d'eau ont suivi la même évolution durant la période d'observation : une diminution des valeurs d_{excess} a été enregistrée au mois d'août, suivie par une augmentation marquée au mois d'octobre. Les valeurs d_{excess} des échantillons récoltés en juin sont comprises entre 12.4 et 12.9‰, en août entre 11.7 et 11.8‰ et en octobre entre 14.2 et 14.3‰ (fig. 23B).

Les analyses chimiques des échantillons d'eau montrent que la concentration ionique des échantillons analysés est globalement faible, avec des valeurs au-dessous de 7 mg/L pour toutes espèces chimiques. La différence entre la composition chimique de Pièi RG et celle de Pièi BR n'est pas marquée et elle n'est visible qu'à certaines périodes d'échantillonnage (fig. 24). Pour ce qui concerne les valeurs de nitrates, la différence la plus grande entre les deux sources d'eau est observable en août, quand la concentration de Pièi RG est presque le double de celle de Pièi BR. L'écart majeur entre les deux sources d'eau pour les valeurs de sulfates, calcium est visible durant la fusion nivale, avec les concentrations de Pièi RG qui sont toujours plus élevées que celles de Pièi BR. La concentration de magnésium dans l'échantillon de Pièi BR à la fin de la saison chaude est deux fois plus grande que celle mesurée dans l'échantillon de Pièi RG. Les valeurs de carbone inorganique ne sont pas significativement différentes entre dates et entre sources, à l'exception des échantillons récoltés en juin (où la concentration de la source RG est plus grande que celle de la source BR) et de l'échantillon Pièi RG récolté en août (dont la concentration est plus faible que celle de de l'échantillon récolté en juin). Des traces de carbone organique ont été détectées uniquement dans les échantillons de Pièi RG en août et en octobre.

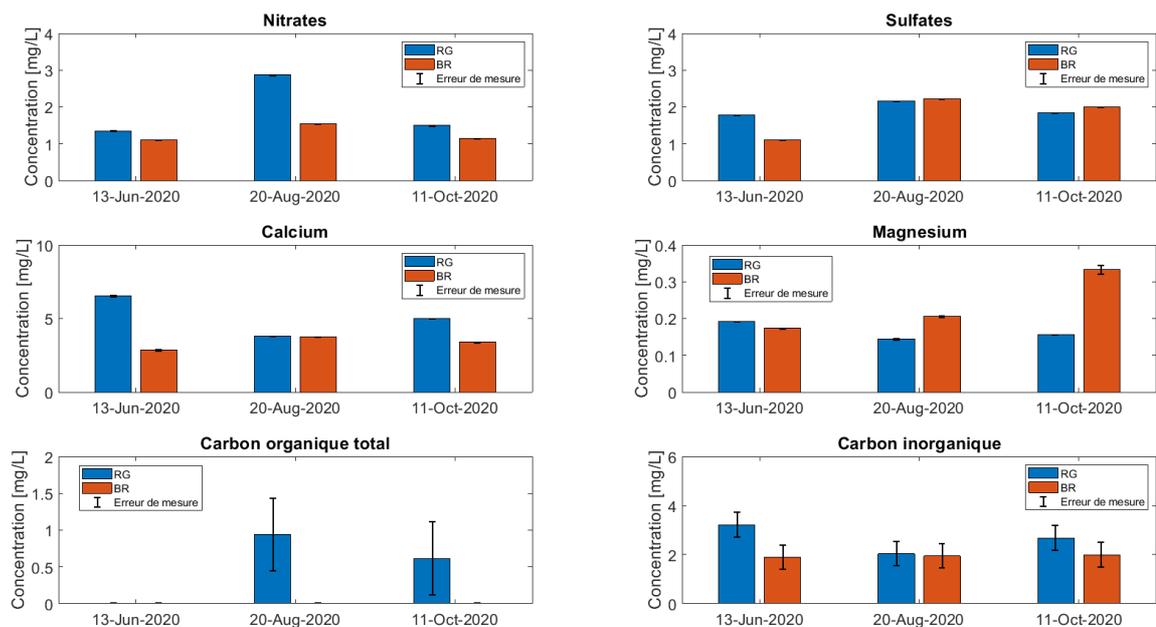


Figure 24 : comparaison entre la composition chimique de l'eau émergent de la source Pièi RG et celle émergent de la source Pièi BR dans le site de l'Alpe Pièi.

3.2.3 Lago di Leìt

La carte de répartition potentielle du permafrost dans le bassin versant du Lago di Leìt (fig. 25) montre des probabilités d'occurrence élevées (75%) dans les sédiments grossiers situés à sud-est du lac, où se trouve le glacier rocheux actif. En dehors de ce secteur, la présence de permafrost est sporadique et improbable.

Un monitoring de température et conductivité a été effectué dans l'eau qui s'écoule d'une des sources d'eau situées au front du glacier rocheux (« Leìt RG »), où des échantillons d'eau ont été également récoltés durant la saison chaude. Des autres échantillons ont été récoltés d'une source d'eau localisée à est du front du glacier rocheux, où l'eau coule directement de la fissure d'une paroi rocheuse (« Leìt BR »). L'échantillonnage a été réalisé trois fois pendant la saison chaude : le 20 juin, le 27 août et le 13 octobre 2020. Les bassins versant des sources Leìt RG et Leìt BR ont une surface de 10.4 ha et de 6.7 ha et une altitude médiane de 2535 m.s.m. et de 2445 m.s.m. respectivement.

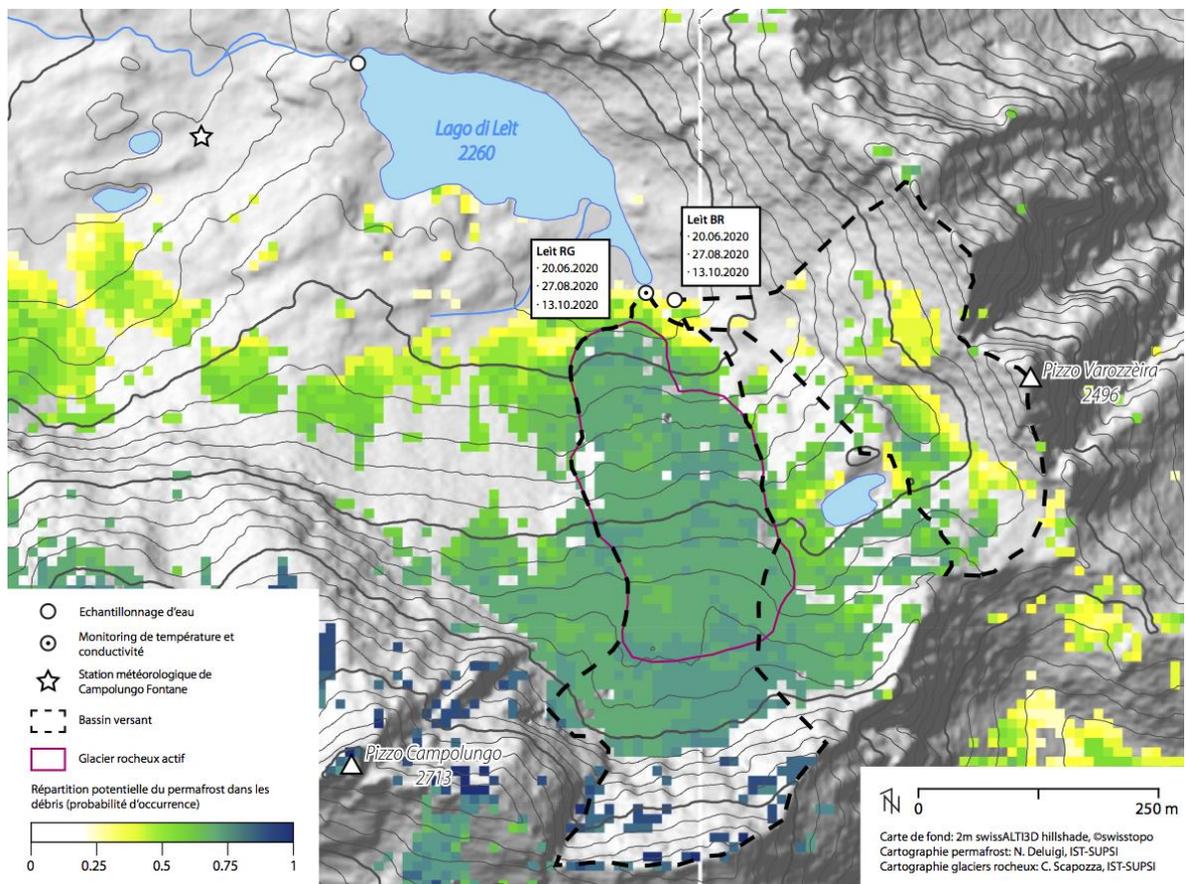
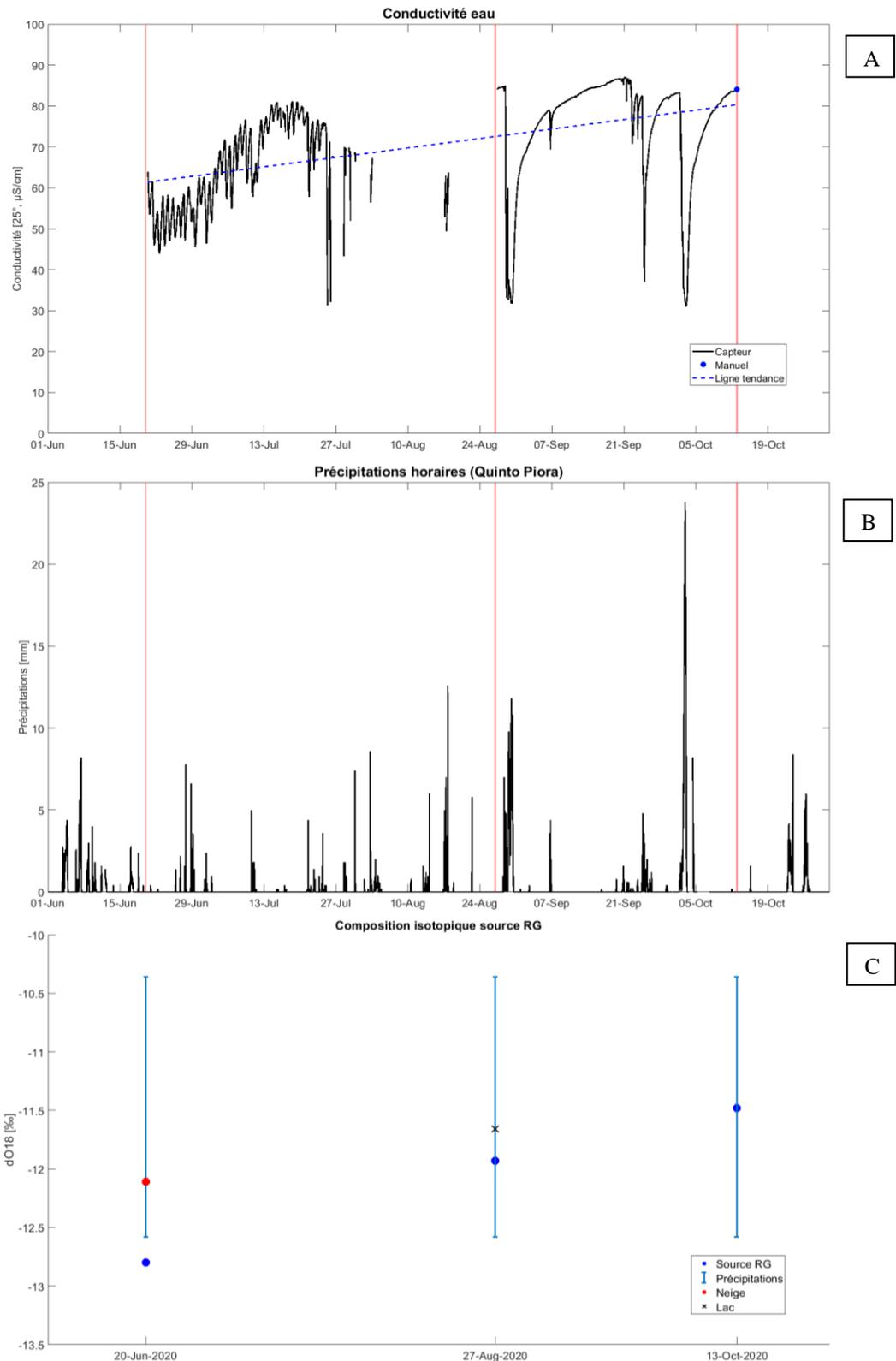
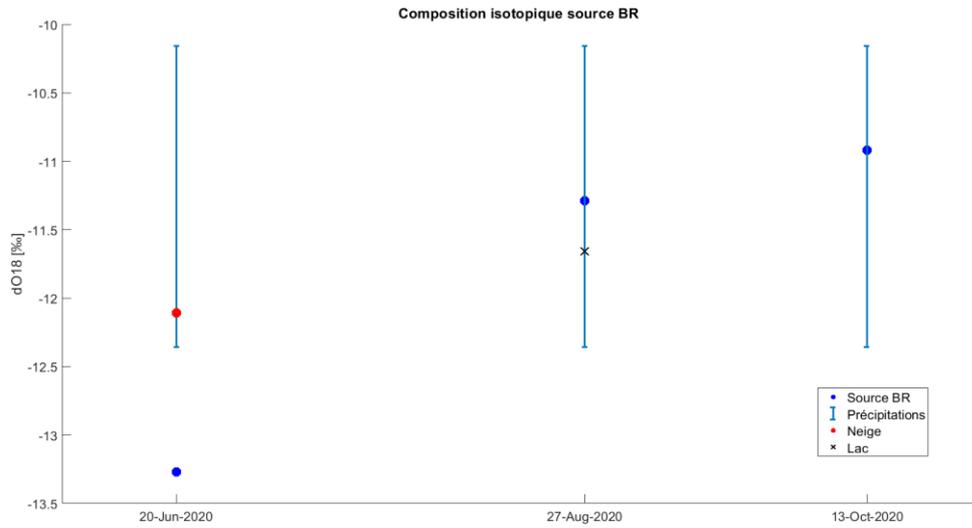


Figure 25 : site d'étude et répartition potentielle du permafrost dans la région du Lago di Leìt. Les bassins versants, les points de mesure et les dates d'échantillonnage d'eau sont également indiqués.

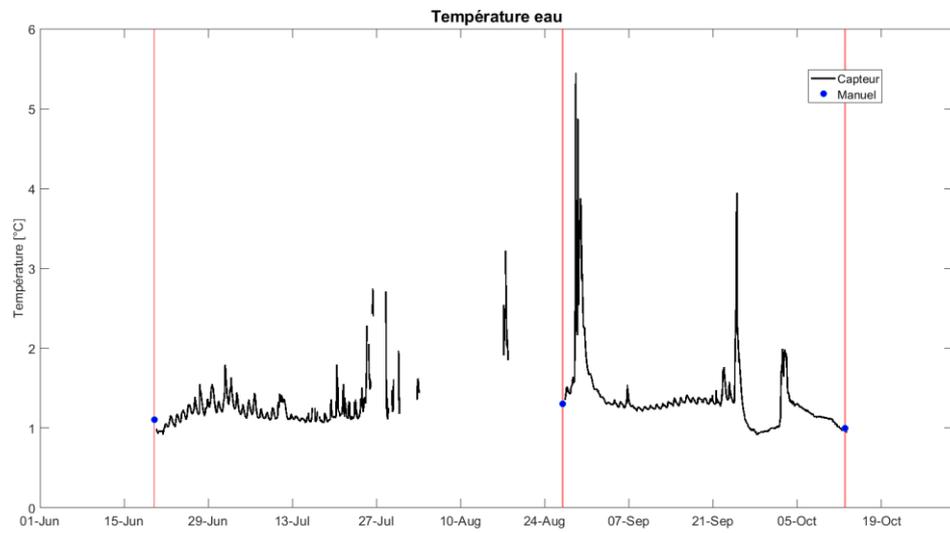
Les données manquantes dans la série de mesures de conductivité et de température de l'eau à la source Leìt RG correspondent aux périodes où le capteur n'était plus en contact avec l'eau à cause de la variation du débit. Une tendance à l'augmentation – mais avec des fortes variabilités – des mesures de conductivité est observable durant la saison chaude, avec les valeurs les plus élevées (autour de 85 $\mu\text{S}/\text{cm}$) enregistrées vers la fin de septembre. Il est également possible d'observer une augmentation de la conductivité de

l'eau au cours le premier mois d'observation, où les valeurs passent de 50-60 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$, puis se stabilisent autour de 70 $\mu\text{S}/\text{cm}$. De plus, des fluctuations journalières de la conductivité sont visibles au début des observations. Des fortes diminutions de la conductivité sont visibles vers la fin de juillet (25, 26, 28 et 29 juillet), le 2, 17 et le 30 août, le 24 septembre et le 3 octobre (fig. 26A). Ces chutes de la conductivité de l'eau sont précédées d'événements pluvieux (fig. 26B) et correspondent également à des hausses de la température de l'eau (fig. 26E).

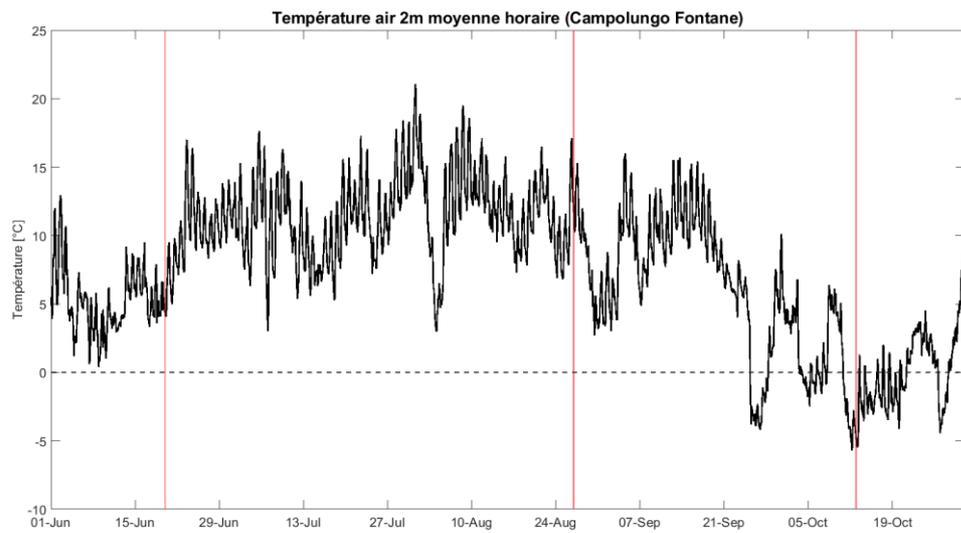




D



E



F

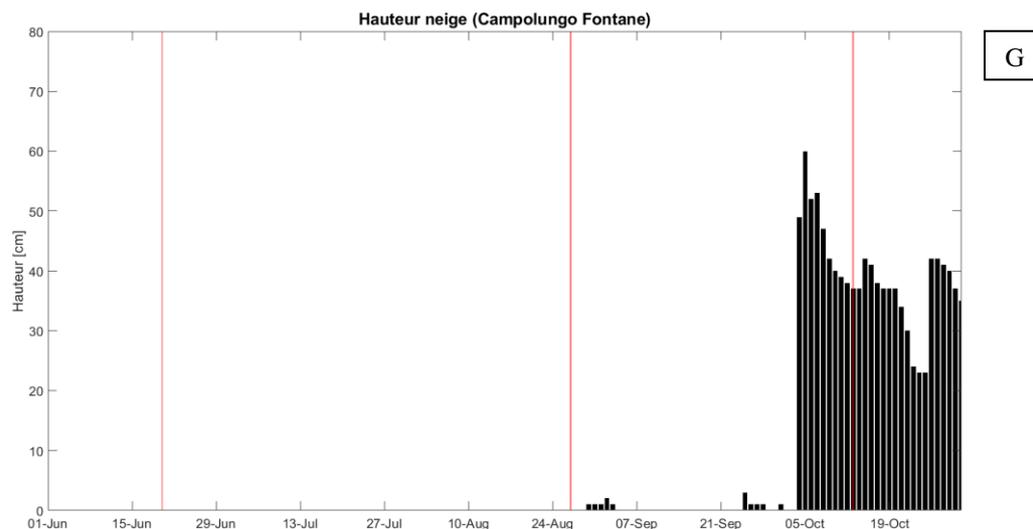


Figure 26 : conductivité de l'eau à la source Leït RG (A) ; précipitations totales horaires à Quinto Piora (source : Ufficio dei corsi d'acqua, Repubblica e Cantone Ticino) (B) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Leït RG (C) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Leït BR (D) ; température de l'eau à la source Leït RG (E) ; température moyenne horaire de l'air à 2m à Campolungo Fontane (source : Institut fédéral de recherche SLF) (F) ; hauteur totale de la neige à Campolungo Fontane (source : Institut fédéral de recherche SLF) (G). Les lignes verticales rouges indiquent les jours d'échantillonnage durant la saison chaude.

À noter que le 24 septembre et le 1^{er} octobre les événements pluvieux se sont produits avec des températures de l'air au-dessous 0°C, ce qui signifie que les précipitations étaient solides, comme le montre aussi la hauteur de neige mesurée à Campolungo Fontane (fig. 26G). La réponse de la conductivité aux précipitations solides est différente par rapport à celle observée avec des précipitations liquides. En effet, des chutes suivies par des hausses très rapides de la conductivité se produisent après des événements pluvieux, comme il est observable dès le début des observations jusqu'à la mi-août. Lors des chutes de neige il y a également une forte diminution de la conductivité mais la ré-augmentation est plus lente et prolongée dans le temps, comme il est observable le 24 septembre et le 3 octobre. Cette réponse prolongée de la conductivité est visible aussi le 30 août, lors des petites chutes de neige qui ont été enregistrées par la station météorologique de Campolungo Fontane (fig. 26G). Sans considérer les pics de variations thermiques, l'eau a eu une température assez constante durant la période d'observation autour de 1.2-1.3°C (fig. 26E).

Lors du premier échantillonnage en juin, le bassin versant était encore couvert partiellement par le manteau neigeux. À la fin août la couverture neigeuse était complètement absente sur tout le bassin versant, mais à partir du début octobre la neige a commencé à s'accumuler à nouveau (fig. 26G). Les mesures manuelles de température et conductivité effectuées dans les deux sources lors des échantillonnages sont présentées dans le tableau 15. Les températures à la source Leït BR s'avèrent être plus élevées que celles mesurées à la source Leït RG. En octobre la conductivité électrique mesurée à la source Leït RG était 2.1 fois plus élevée que celle détectée à la source Leït BR.

Tableau 15 : mesures manuelles de température et conductivité électrique de l'eau

Date et paramètre Source	20.06.2020	27.08.2020	13.10.2020	
	T [°C]	T [°C]	T [°C]	EC [µS/cm]
Leît RG	1.1	1.3	1	84
Leît BR	2.3	2.9	3.1	40

Un enrichissement en ^{18}O durant toute la période d'observation est visible dans les deux sources d'eau analysées. À l'exception des échantillons du mois de juin, l'eau de la source Leît BR (fig. 26D) s'avère être plus enrichie en ^{18}O par rapport à celle de la source Leît RG (fig. 26C) durant la saison chaude. Au mois de juin, la valeur isotopique de l'échantillon de neige est plus grande que celle mesurée dans des deux sources d'eau investiguées. Par contre, l'échantillon récolté en août à l'exutoire du lac a une valeur isotopique intermédiaire entre les compositions isotopiques des sources Leît RG et Leît BR. L'intervalle de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations est compris entre -12.58‰ et -10.36‰ pour la source Leît RG et entre -12.36‰ et -10.16‰ pour la source Leît BR. Ces valeurs sont représentées par barres bleues dans les figures 26C et 26D.

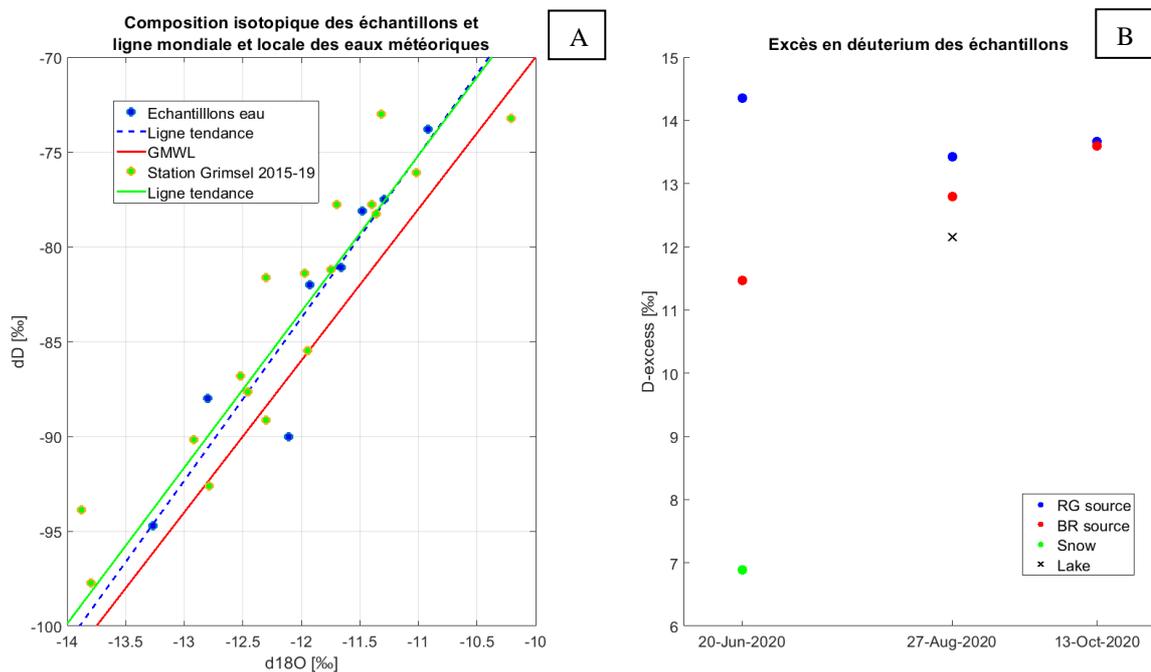


Figure 27 : relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons récoltés au Lago di Leît (bleu), GMWL (rouge) et LMWL (vert) qui est représentée par les précipitations mesurées à la station NISOT de Grimsel (source données : Office fédéral de l'environnement OFEV et Observation nationale des eaux souterraines NAQUA) (A). Evolution de l'excès de deutérium durant la période d'observation dans les différentes sources d'eau (B).

La relation entre δD et $\delta^{18}O$ pour les échantillons récoltés dans le site du Lago di Leït est décrite par l'équation :

$$\delta D = 8.6\delta^{18}O + 19.2\text{‰} \quad (6)$$

L'équation (6) de la corrélation entre δD et $\delta^{18}O$ montre une pente de 8.6 – qui est bien plus grande que celles de GMWL (8) et LMWL (8.2) – ce qui indique que peu ou pas d'évaporation se produit dans ce site d'étude. Tous les échantillons suivent bien la LMWL et la GMWL, à l'exception de l'échantillon de neige qui se trouve au-dessous de ces droites (fig. 27A). En ce qui concerne l'excès en deutérium, la source Leït RG montre des valeurs d_{excess} comprises entre 13.4‰ et 14.4‰ durant toute la période d'observation, avec la valeur la plus faible enregistrée au mois d'août. La source Leït BR est caractérisée par une augmentation linéaire de l'excès en deutérium durant la saison chaude, avec des valeurs d_{excess} qui passent de 11.5‰ à 13.6‰. La valeur d_{excess} la plus faible mesurée (6.9‰) est celle de l'échantillon de neige récolté au mois de juin (fig. 27B), qui s'avère être nettement plus basse des autres valeurs d_{excess} .

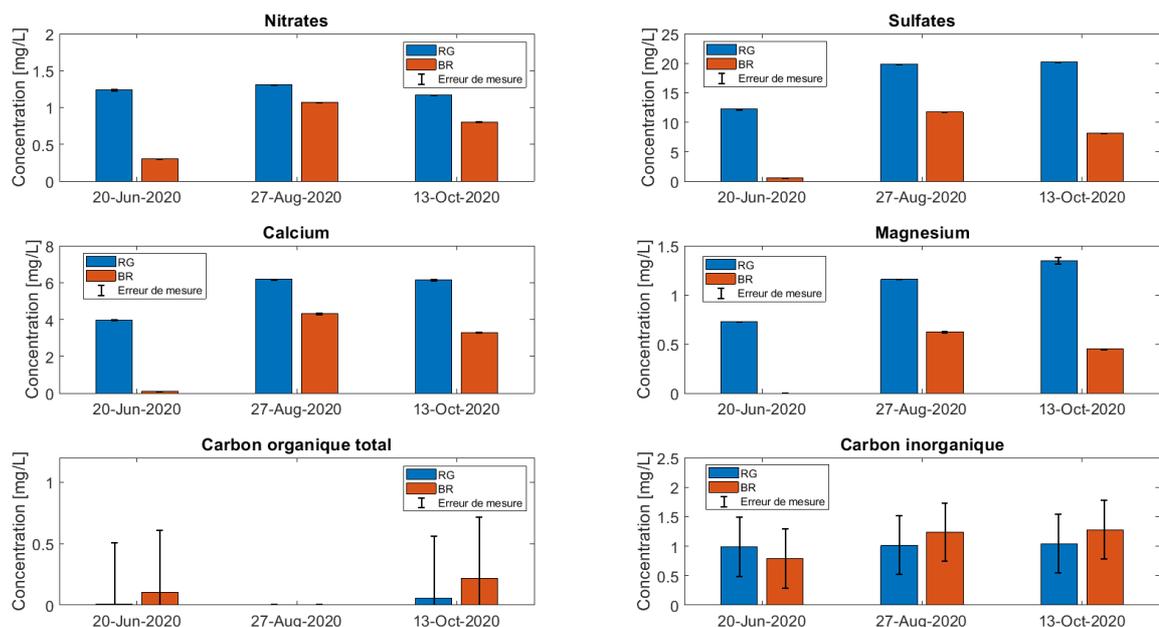


Figure 28 : comparaison entre la composition chimique de l'eau émergeant de la source Leït RG et celle émergeant de la source Leït BR dans le bassin versant du Lago di Leït.

Les analyses chimiques des échantillons indiquent que les sources d'eau Leït RG et Leït BR ont une composition chimique différente (fig. 28). Les concentrations de sulfate et de calcium sont les plus élevées mesurées dans les deux sources d'eau durant toute la saison chaude. Les valeurs de nitrates, sulfates, calcium et magnésium mesurées à la source Leït RG s'avèrent être toujours plus élevées que celles détectées à la source Leït BR. De plus, une augmentation des valeurs de sulfates, calcium et magnésium durant la saison chaude est également observable à la source Leït RG. Les valeurs de carbone inorganique ne sont pas significativement différentes entre dates et entre sources durant toute la période

d'observation. Aucune valeur significative de carbone organique n'a pas été mesurée dans les échantillons récoltés.

3.2.4 Ganoni di Schenadüi

La carte de répartition potentielle du permafrost (fig. 29) indique des probabilités d'occurrence très élevées dans les sédiments grossiers situés en aval de la crête de Schenadüi. En particulier, des conditions très probables de permafrost (95%) sont observable dans la partie en amont du corps du glacier rocheux.

Un capteur de température et conductivité a été placé dans l'eau émergeant d'une source située au pied du front du glacier rocheux (« Cadlimo RG »). L'échantillonnage d'eau a été réalisé à la source Cadlimo RG et dans un ruisseau situé à est du glacier rocheux (« Cadlimo BR ») trois fois pendant la saison chaude : le 30 juin, le 21 août et le 19 octobre 2020. Le bassin versant de la source Cadlimo RG couvre une surface de 10.7 ha et a une altitude médiane de 2615 m.s.m. Le bassin versant de Cadlimo BR de juin /août et celui d'octobre ont une surface de 5.4 ha et de 8.1 ha et une altitude médiane de 2575 m.s.m. et de 2560 m.s.m. respectivement.

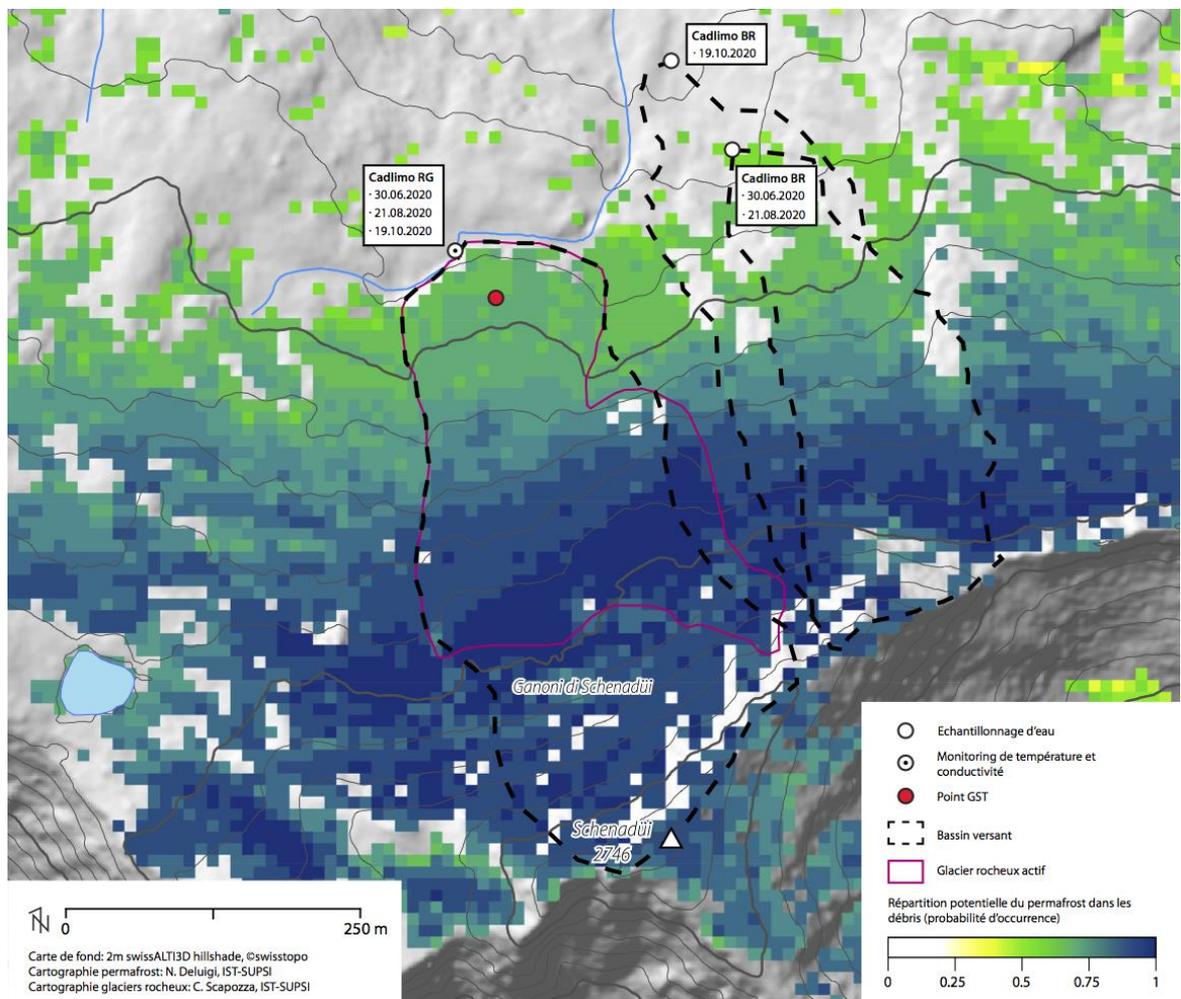
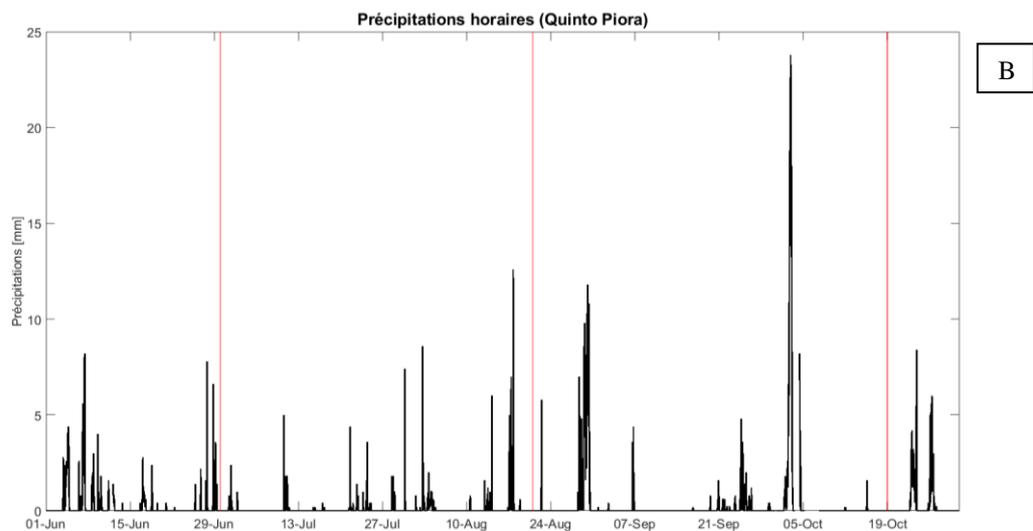
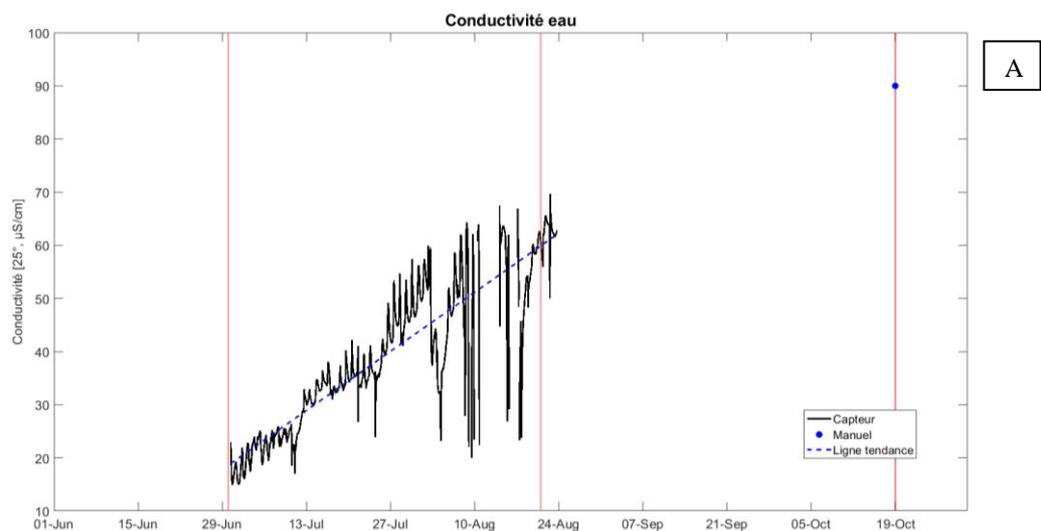
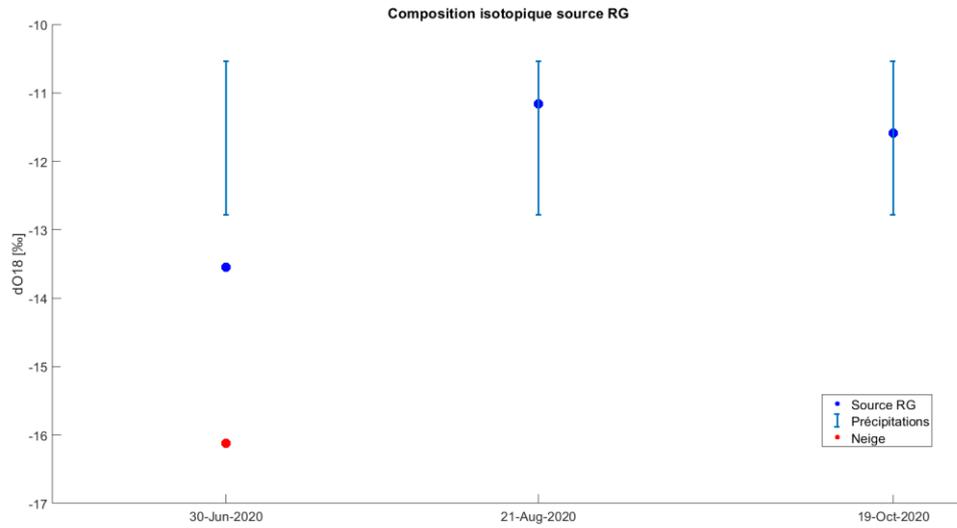


Figure 29 : site d'étude et répartition potentielle du permafrost dans le Val Cadlimo. Les bassins versants, les points de mesure et les dates d'échantillonnage d'eau sont également indiqués.

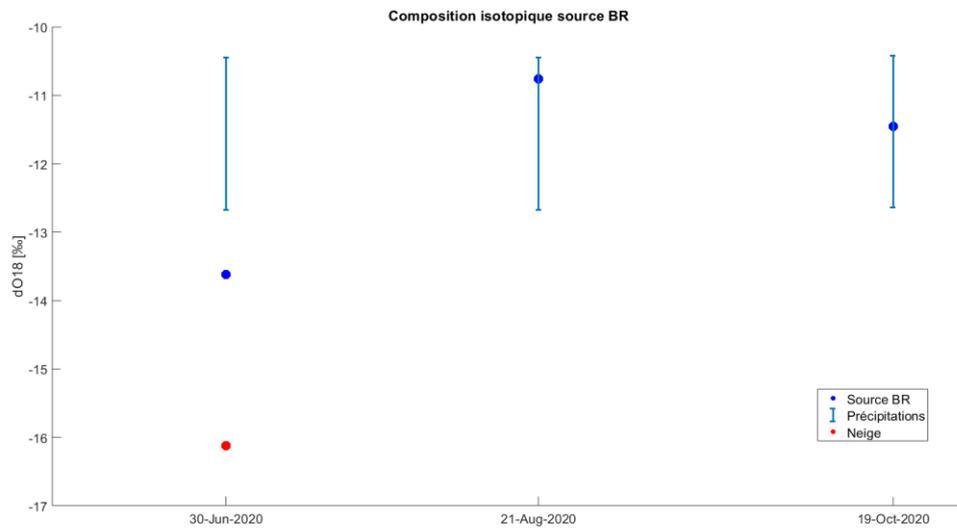
Entre le 10 et le 17 août le contact entre le capteur et le flux d'eau a été intermittent à cause de la variation du débit du ruisseau et à partir du 23 août l'instrument n'a plus été en contact avec l'eau de façon continue. Cela explique la présence de données manquantes dans la série de mesures de la température et de la conductivité de l'eau. Cependant, les données enregistrées par le capteur indiquent que la conductivité de l'eau a eu tendance à augmenter depuis le début des analyses, avec un pic d'environ $67 \mu\text{S}/\text{cm}$ observé le 22 août. Cette évolution est aussi confirmée par une mesure effectuée manuellement le 19 octobre avec un conductivimètre digital, qui a montré une conductivité électrique de $90 \mu\text{S}/\text{cm}$ (tab. 15), à savoir une valeur qui est 4.5 fois plus élevée de celle mesurée durant la fusion nivale. Durant la période d'observation il est possible d'observer plusieurs chutes rapides de la conductivité de l'eau – à savoir le 11, 21 et 24 juillet et le 2, 14 17 et 22 août – lesquelles se sont produites après des événements pluvieux (fig. 30A, 30B).



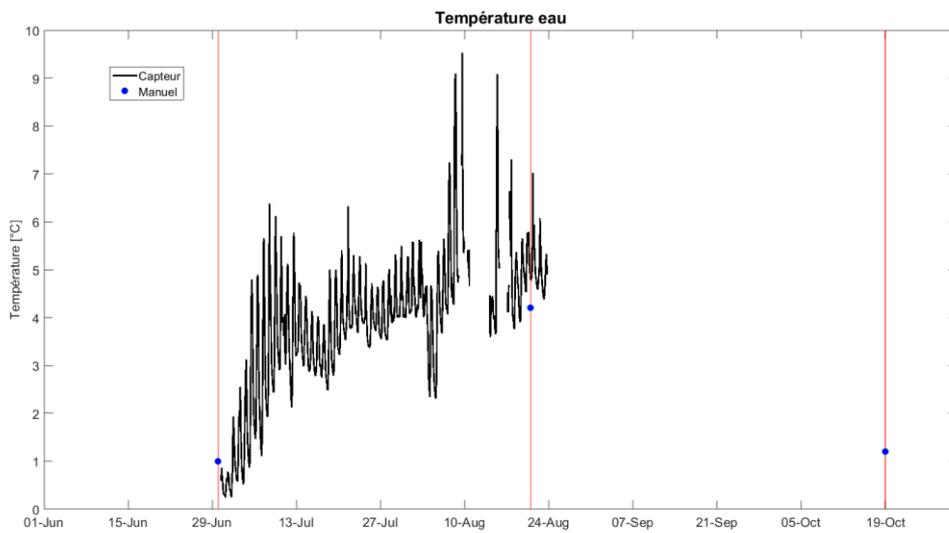
C



D



E



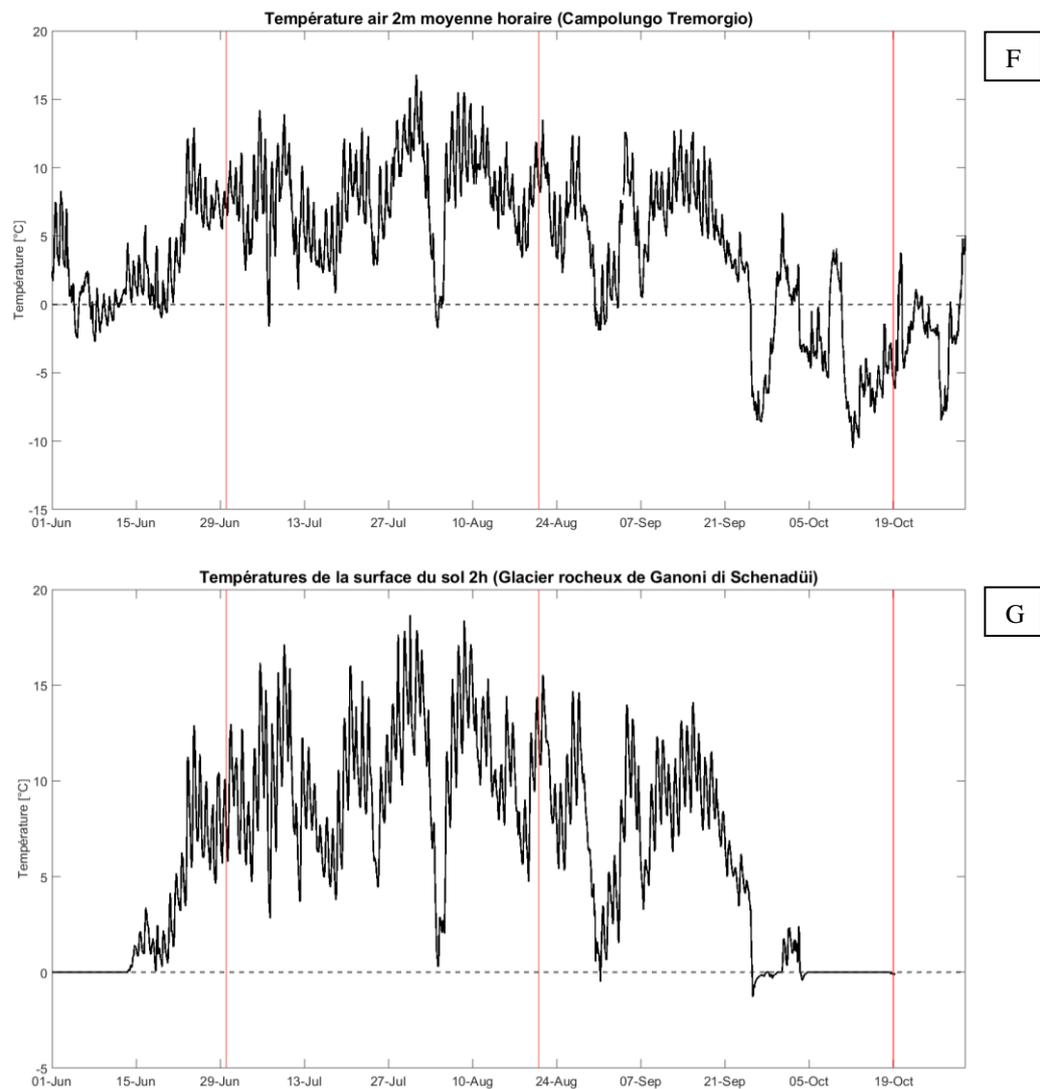


Figure 30 : conductivité de l'eau à la source Cadlimo RG (A) ; précipitations totales horaires à Quinto Piora (source : Ufficio dei corsi d'acqua, Repubblica e Cantone Ticino) (B) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Cadlimo RG (C) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Cadlimo BR (D) ; température de l'eau à la source Cadlimo RG (E) ; température moyenne horaire de l'air à 2m à Campolungo Tremorgio (source : Institut fédéral de recherche SLF) (F) ; température de la surface du sol chaque 2h du glacier rocheux des Ganoni di Schenadüi (source : IST-SUPSI) (G) ;

Les lignes verticales rouges indiquent les jours d'échantillonnage durant la saison chaude.

Alors que l'eau était très froide au début du monitoring (autour de 1°C), les températures ont rapidement augmenté pour osciller ensuite entre 2°C et 6°C durant le mois de juillet (fig. 30E). Les températures les plus élevées ont été enregistrées durant le mois d'août. En effet, trois pics de température au-dessus de 9°C sont visibles le 8, le 9 et le 15 août, qui correspondent à des températures de l'air et du sol très chaudes (fig. 30F, 30G). La valeur de 1.2°C mesurée manuellement avec un thermomètre digital le 19 octobre indique que la température de l'eau émergeant du glacier rocheux s'est refroidie et elle est redevenue similaire à celle observée au début du monitoring. Des températures très froides de l'air ont été également enregistré vers le 19 octobre. Les fluctuations journalières de la température

de l'eau sont bien visibles, avec les valeurs les plus élevées atteintes au début d'après-midi et celles les plus basses atteintes durant les premières heures du matin.

Les températures à la surface du sol mesurées dans la partie frontale du glacier rocheux des Ganoni di Schenadüi permettent d'estimer la disparition et l'apparition du manteau neigeux (fig. 30G). La fin de la phase de « zero curtain », qui indique la fusion totale de la neige, a eu lieu le 13 de juin. Cependant, lors du premier échantillonnage à la fin de juin, le glacier rocheux était encore partiellement couvert par le manteau neigeux. Inversement, le début de la phase de « zero curtain » – qui montre l'arrivée de la neige au sol – a eu lieu le 4 octobre.

Les mesures manuelles de température et conductivité effectuées dans les deux sources lors des échantillonnages sont présentées dans le tableau 16. Les températures à la source Cadlimo BR s'avèrent être plus élevées que celles mesurées à la source Cadlimo RG, à l'exception du mois de juin. En octobre la conductivité électrique mesurée à la source Cadlimo RG était 3.2 fois plus élevée que celle détectée à la source Cadlimo BR.

Tableau 16: mesures manuelles de température et conductivité électrique de l'eau

Date et paramètre Source	30.06.2020	21.08.2020	19.10.2020	
	T [°C]	T [°C]	T [°C]	EC [µS/cm]
Cadlimo RG	1	4.2	1.2	90
Cadlimo BR	0.7	9.6	2	28

Les analyses isotopiques des échantillons montrent que les signatures isotopiques sont très similaires entre Cadlimo RG (fig. 30C) et Cadlimo BR (fig. 30D). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus élevées ont été mesurées au mois d'août, celles plus faibles sont observables en juin, où l'échantillon de neige est fortement appauvri en ^{18}O . La palette de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations est comprise entre -12.78‰ et -10.54‰ pour la source Cadlimo RG et entre -12.68‰ et -10.45‰ (-12.64‰ et -10.42‰ pour le mois d'octobre) pour la source Cadlimo BR. Ces valeurs sont représentées par les barres bleues dans les figures 30C et 30D.

La relation de corrélation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons récoltés dans le Val Cadlimo est décrite par l'équation :

$$\delta\text{D} = 8.6\delta^{18}\text{O} + 20.6\text{‰} \quad (7)$$

La pente de 8.6 obtenue dans l'équation (7), qui est bien plus grande que celles de GMWL et LMWL, indique que peu ou pas d'évaporation se produit dans ce site d'étude. Tous les échantillons suivent bien la LMWL et la GMWL (fig. 31A). Concernant l'excès en deutérium, la source Cadlimo RG montre des valeurs d_{excess} comprises entre 11.8‰ et 14.2‰ durant toute la période d'observation, avec la valeur la plus faible enregistrée au mois d'août. Les valeurs d_{excess} à la source Cadlimo BR sont similaires en juin et en août (respectivement 12.7‰ et 12.6‰), avant d'augmenter en octobre (14.5‰). La valeur d_{excess} de l'échantillon de neige récolté au mois de juin (9.2‰) est la plus faible mesurée dans ce site (fig. 31B).

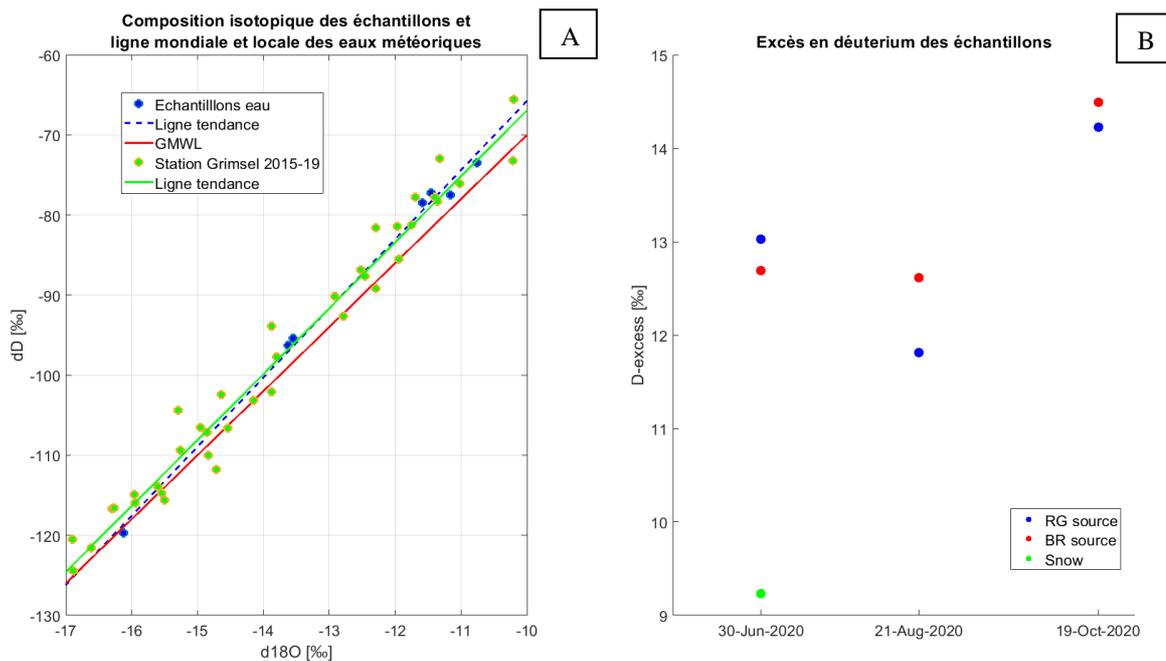


Figure 31 : relation entre δD et $\delta^{18}O$ pour les échantillons récoltés dans le Val Cadlimo (bleu), GMWL (rouge) et LMWL (vert) qui est représentée par les précipitations mesurées à la station NISOT de Grimsel (source données : Office fédéral de l'environnement OFEV et Observation nationale des eaux souterraines NAQUA) (A). Evolution de l'excès de deutérium durant la période d'observation dans les différentes sources d'eau (B).

Contrairement aux analyses isotopiques, où les signatures isotopiques sont similaires entre Cadlimo RG et Cadlimo BR, celles chimiques montrent que les échantillons récoltés ont une composition chimique différente (fig. 32). Les espèces chimiques dominantes de la source Cadlimo BR sont les sulfates et le calcium. Pour toutes les espèces chimiques mesurées (à l'exception du carbone inorganique), les concentrations dans les échantillons de Cadlimo RG sont toujours plus élevées que celles détectées dans Cadlimo BR. À titre d'exemple, les concentrations de sulfates et de calcium mesurées dans Cadlimo RG à la fin de la saison chaude sont 15 fois et respectivement 3.5 plus élevées que celles déterminées dans Cadlimo BR. Pour ce qui concerne les concentrations de sulfates, calcium et magnésium dans les échantillons de Cadlimo RG, il est également possible d'observer une tendance à l'augmentation durant la saison chaude. Par contre, les valeurs les plus élevées de nitrates mesurées dans la source Cadlimo RG sont observables au mois d'août. Les valeurs de carbone inorganique ne sont pas significativement différentes entre dates et entre sources durant toute la période d'observation. Aucune valeur significative de carbone organique n'a été mesurée dans les échantillons analysés, à l'exception de l'échantillon Cadlimo RG récolté en août.

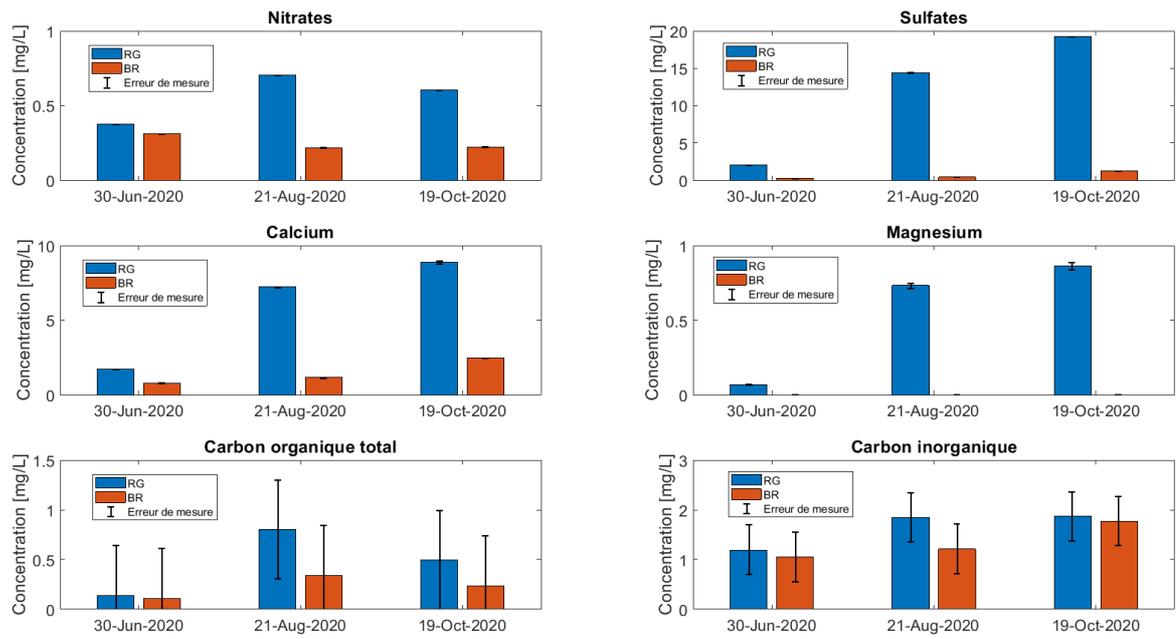


Figure 32 : comparaison entre la composition chimique de l'eau émergent de la source Cadlimo RG et celle émergent de la source Cadlimo BR.

3.2.5 Lago Nero

La carte de répartition potentielle du permafrost (fig. 33) indique des probabilités d'occurrence élevées (75-95%) dans les sédiments grossiers situés à est et à sud-est du lac, en aval de la crête entre Pizzo del Ghiacciaio di Sasso Nero et Btta del Mottone. Des probabilités d'occurrence de permafrost élevées sont également observables dans le secteur en aval de la Btta del Mottone, qui est caractérisé par la présence des *ice patches*.

Un capteur de température et conductivité a été installé dans le ruisseau en aval des *ice patches* (« Lago Nero IP »). Les échantillons d'eau ont été récoltés à la source Lago Nero IP et depuis l'eau coulant sur une paroi rocheuse (« Lago Nero BR ») trois fois pendant la saison chaude : le 2 juillet, le 19 août et le 20 octobre 2020. Le bassin versant de la source Lago Nero IP de juillet/août et celui d'octobre ont une surface de 5.9 ha et de 9.4 ha et une altitude médiane de 2692 m.s.m. et de 2650 m.s.m. respectivement. Le bassin versant de la source Lago Nero BR couvre une surface de 1.4 ha et a une altitude médiane de 2532 m.s.m.

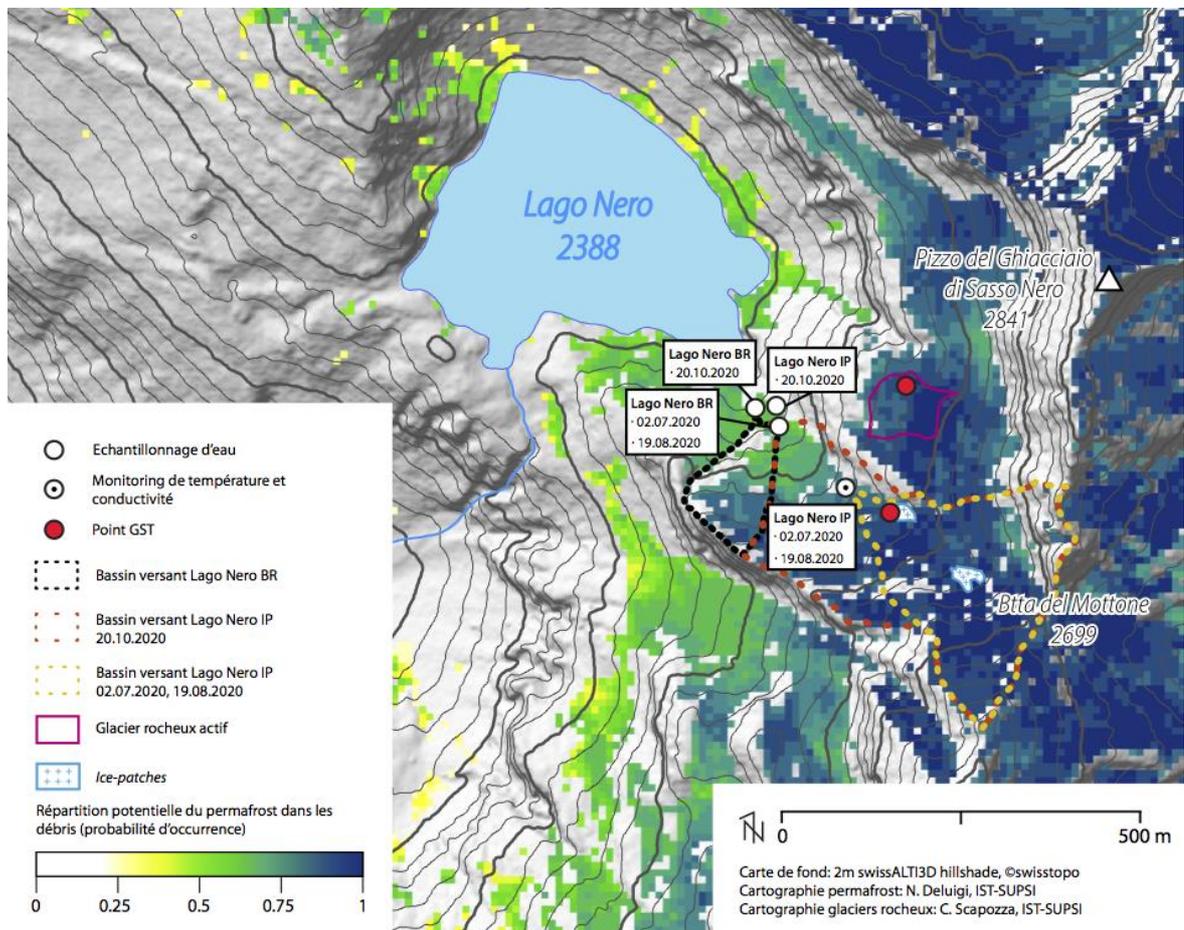
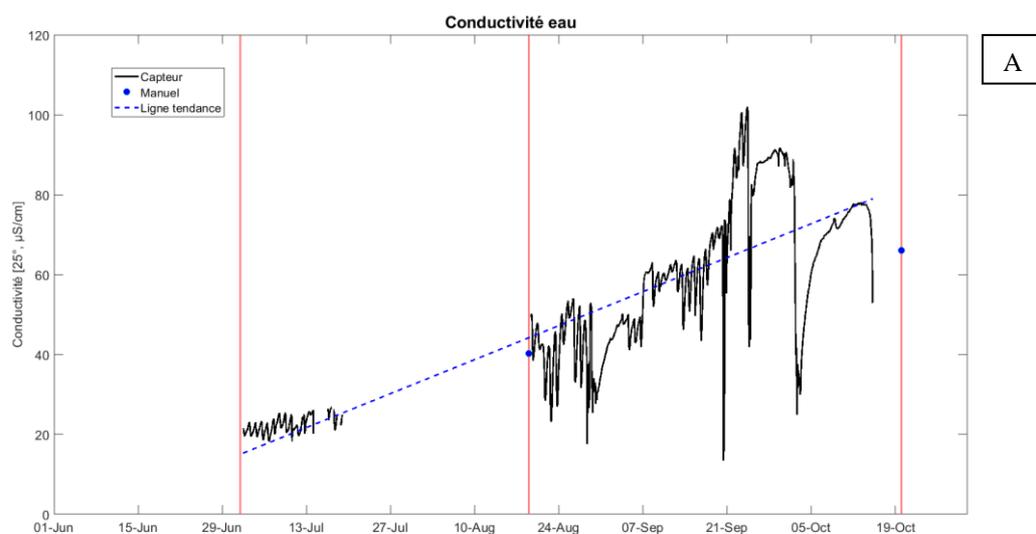
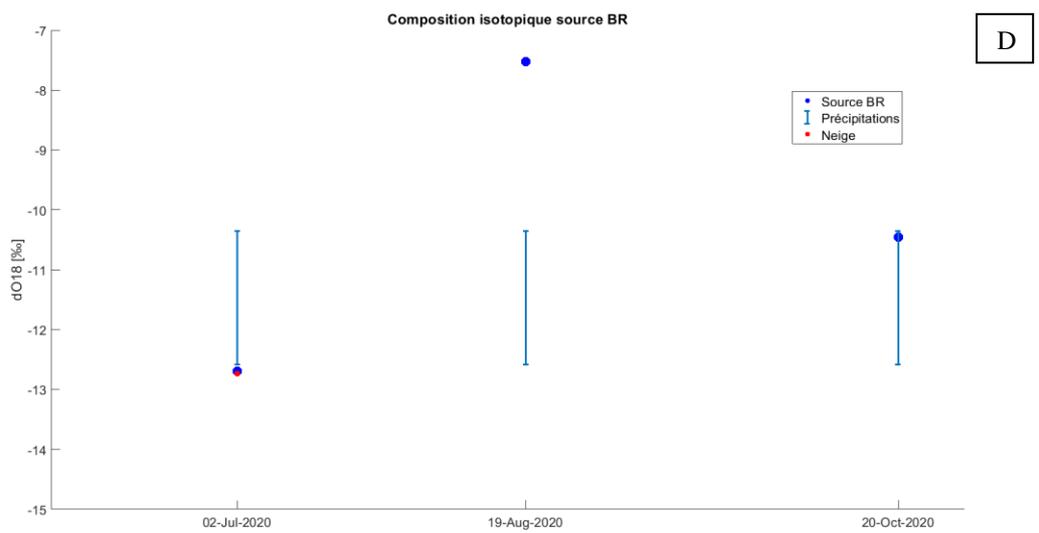
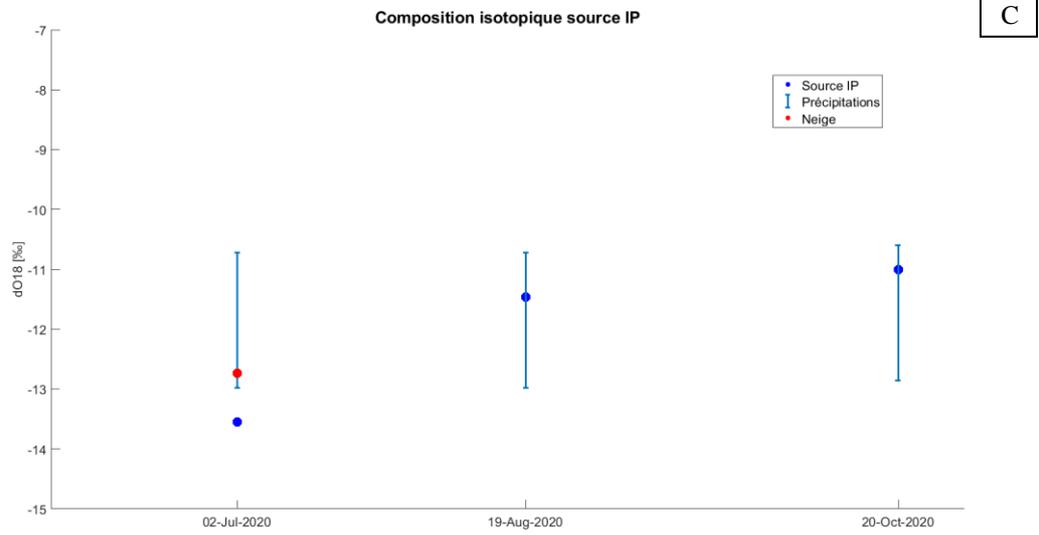
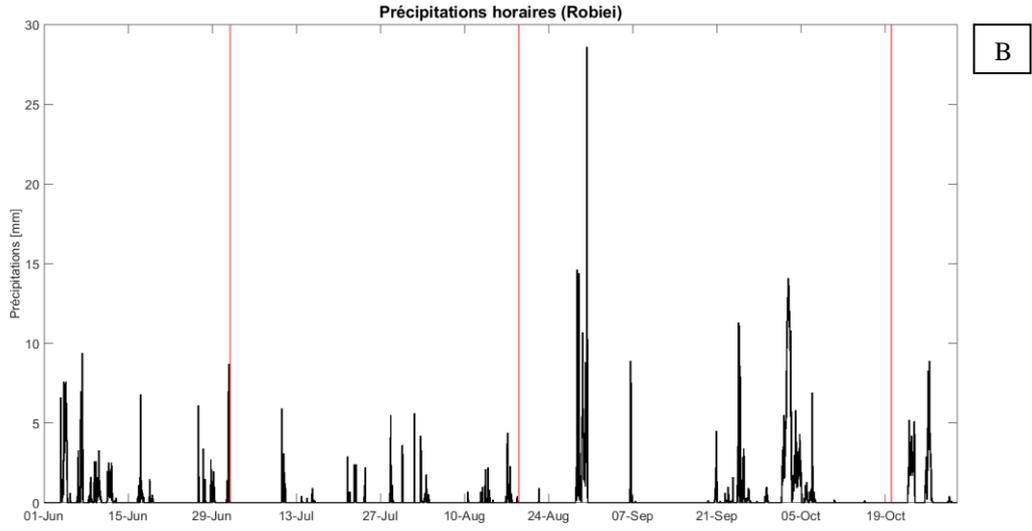


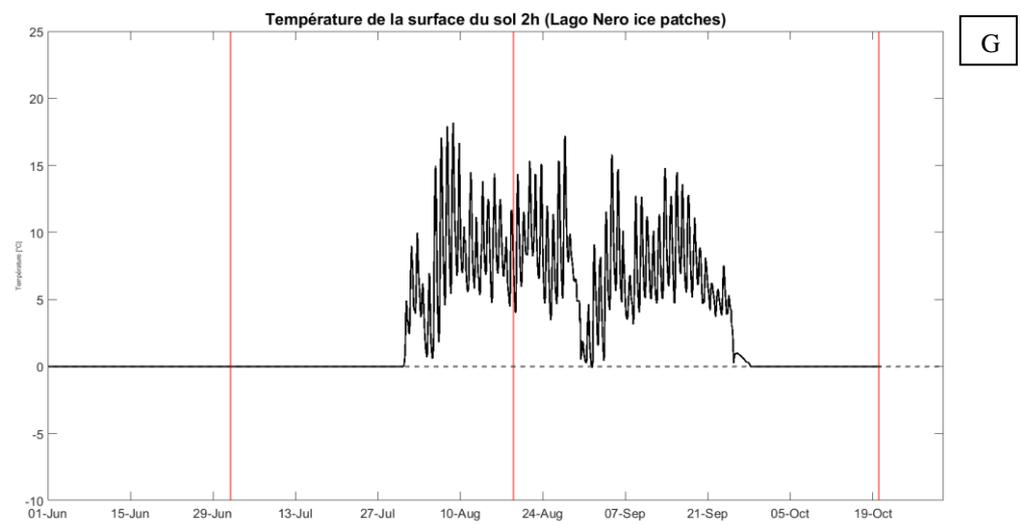
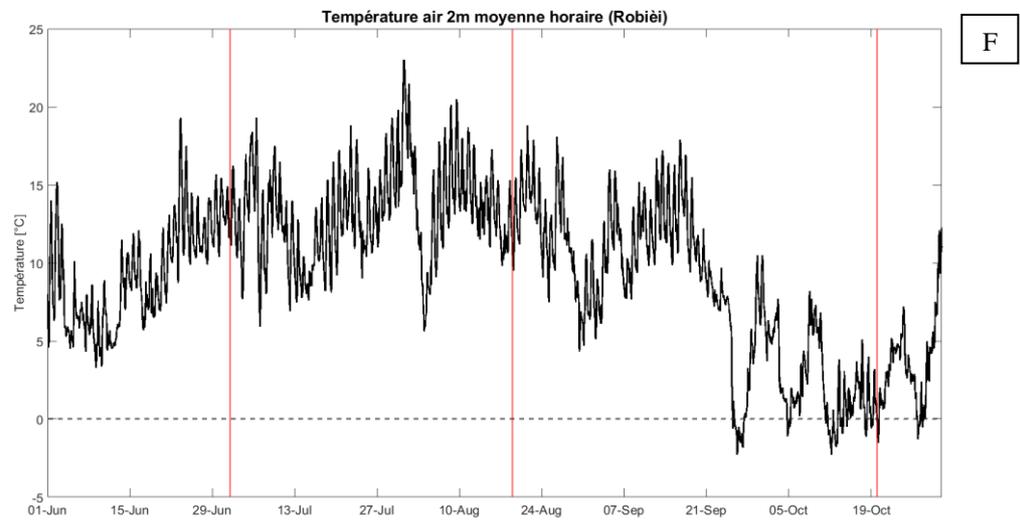
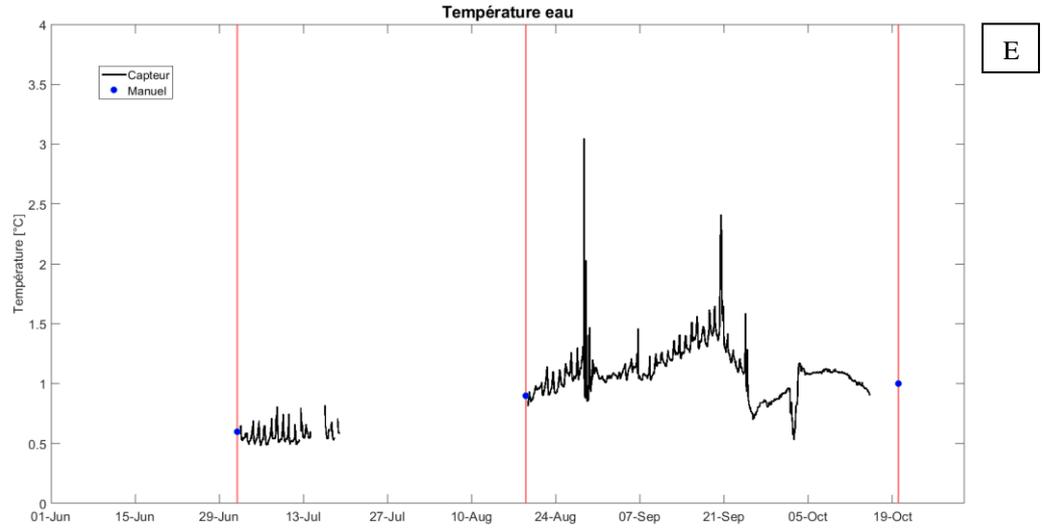
Figure 33 : site d'étude et répartition potentielle du permafrost dans la région du Lago Nero. Les bassins versants, les points de mesure et les dates d'échantillonnage d'eau sont également indiqués.

Le contact entre le capteur et le flux d'eau n'a pas été constant durant toute la saison chaude à cause de la variation du débit du ruisseau, ce qui explique la présence de données manquantes entre le 14 juillet et le 19 août et à partir du 15 octobre dans la série de mesures de température et de conductivité de l'eau. Les valeurs enregistrées par

l'instrument montrent que la conductivité a eu une tendance globale à augmenter durant la période d'observation. En effet, durant la fusion nivale la conductivité de l'eau était assez faible (environ 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$), avant d'accroître progressivement – en suivant toutefois des fluctuations – jusqu'à rejoindre le pic de conductivité (de 101.9 $\mu\text{S}/\text{cm}$) qui a été enregistré le 24 septembre. Le 20 octobre, lors de l'échantillonnage effectué à Lago Nero RG, une mesure manuelle effectuée avec un conductivimètre digital a montré une valeur de 66 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tab. 17), ce qui indique que la conductivité de l'eau est graduellement diminuée après le pic enregistré en septembre (fig. 34A). Plusieurs chutes marquées de la conductivité sont bien visibles durant la période d'observation : en particulier des fortes diminutions se sont produites le 22, le 28 août, le 6 (faible), le 20 et le 24 septembre et le 2 octobre (fig. 34A), lesquelles correspondent à des pics de précipitations importants (fig. 34B). En particulier, des chutes suivies par des ré-augmentations rapides de la conductivité sont observables le 22 août et le 20 septembre, lors d'événements pluvieux qui se sont produits avec des températures atmosphériques élevées (au-dessus de 10°C ; fig. 34F). En revanche, des diminutions rapides de la conductivité mais suivies par des ré-augmentations plus lentes et prolongées dans le temps sont observables vers le 29 août, le 24 septembre et le 2 octobre : au cours de ces journées les événements pluvieux se sont produits avec des températures atmosphériques froides (autour de 4-5°C ; fig. 34F). Cependant, la station météorologique de Robièi se trouve à 1898 m.s.m. d'altitude, ce qui signifie qu'il est possible que les précipitations observées correspondent à des chutes de neige dans le site d'étude du Lago Nero. Au début des mesures, les températures de l'eau étaient très froides (entre 0.5 et 0.8°C), ensuite elles ont fluctué entre 0.5 et 1.5°C. Le 2 octobre le capteur a mesuré une forte diminution de la température et de la conductivité de l'eau (fig. 34A, 34E). Il est également possible d'observer des pics de température de l'eau le 28 août, le 6, le 20 et le 24 septembre, qui correspondent aux chutes de conductivité décrites ci-dessus. La baisse des températures de l'air observée vers le 25 septembre correspond à une forte diminution de la température de l'eau ainsi que de la température du sol (fig. 34G, 34H).







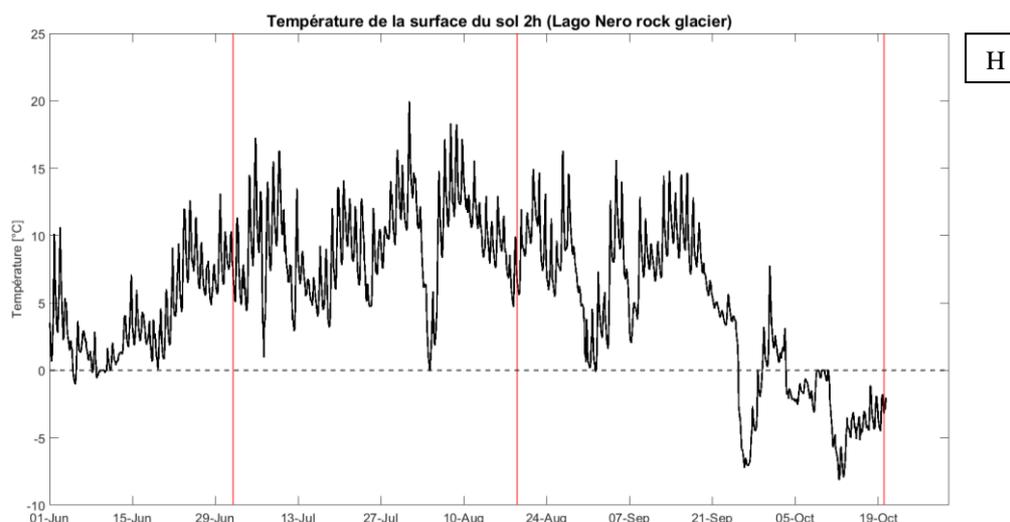


Figure 34 : conductivité de l’eau à la source Lago Nero IP (A) ; précipitations totales horaires à Robièi (source : MétéoSuisse) (B) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Lago Nero IP (C) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Lago Nero BR (D) ; température de l’eau à la source Lago Nero IP (E) ; température moyenne horaire de l’air à 2m à Robièi (source : MétéoSuisse) (F) ; température de la surface du sol chaque 2h à Lago Nero *ice patches* (source : IST-SUPSI) (G) ; température de la surface du sol chaque 2h du glacier rocheux du Lago Nero (source : IST-SUPSI) (H). Les lignes verticales rouges indiquent les jours d’échantillonnage durant la saison chaude.

Les températures de la surface du sol mesurées dans la zone des *ice-patches* permettent d’estimer le départ et l’arrivée de la couverture neigeuse dans ce site (fig. 34G). Sur la base de ces données, le manteau neigeux a disparu le 31 juillet et elle est ré-apparue le 28 septembre. En effet, lors du premier échantillonnage au début de juillet, le secteur en aval de la Btta del Mottone était encore partiellement couvert par le manteau neigeux. Lors du deuxième échantillonnage à fin août la neige était absente dans l’ensemble de ce secteur, contrairement au dernier prélèvement effectué en octobre, où la couverture neigeuse s’était déjà accumulée. Au front du glacier rocheux de Lago Nero la neige a fondu avant le début de la période d’observation (fig. 34H).

Les mesures manuelles de température et conductivité effectuées dans les deux sources lors des échantillonnages sont présentées dans le tableau 17. Les températures à la source Lago Nero BR s’avèrent être plus élevées que celles mesurées à la source Lago Nero IP. En août et en octobre la conductivité électrique mesurée à la source Lago Nero IP était 5.8 fois et, respectivement, 4.7 fois plus élevée que celle détectée à la source Lago Nero BR.

Tableau 17 : mesures manuelles de température et conductivité électrique de l’eau

Date et paramètre	02.07.2020		19.08.2020		20.10.2020	
	T [°C]	EC [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	T [°C]	EC [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	T [°C]	EC [$\mu\text{S}/\text{cm}$]
Source						
Lago Nero IP	0.6	40.2	0.9	66	1	66
Lago Nero BR	6.8	6.97	5.9	14	-	14

Les analyses isotopiques montrent que les échantillons de Lago Nero BR (fig. 34D) sont globalement plus enrichis en ^{18}O par rapport à ceux de Lago Nero IP (fig. 34C). Cependant, un enrichissement en ^{18}O durant la période d'observation est visible dans les échantillons de Lago Nero IP. Les mesures isotopiques de Lago Nero BR montrent également que la signature isotopique de l'échantillon de juin est la même de celle de la neige et que la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de l'échantillon d'août est la plus élevée mesurée dans ce site. La palette de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations est comprise entre -12.97‰ et -10.72‰ (-12.86‰ et -10.6‰ pour le mois d'octobre) pour la source Lago Nero IP et entre -12.58‰ et -10.35‰ pour la source Lago Nero BR. Ces valeurs sont représentées par les barres bleues dans les figures 34C et 34D.

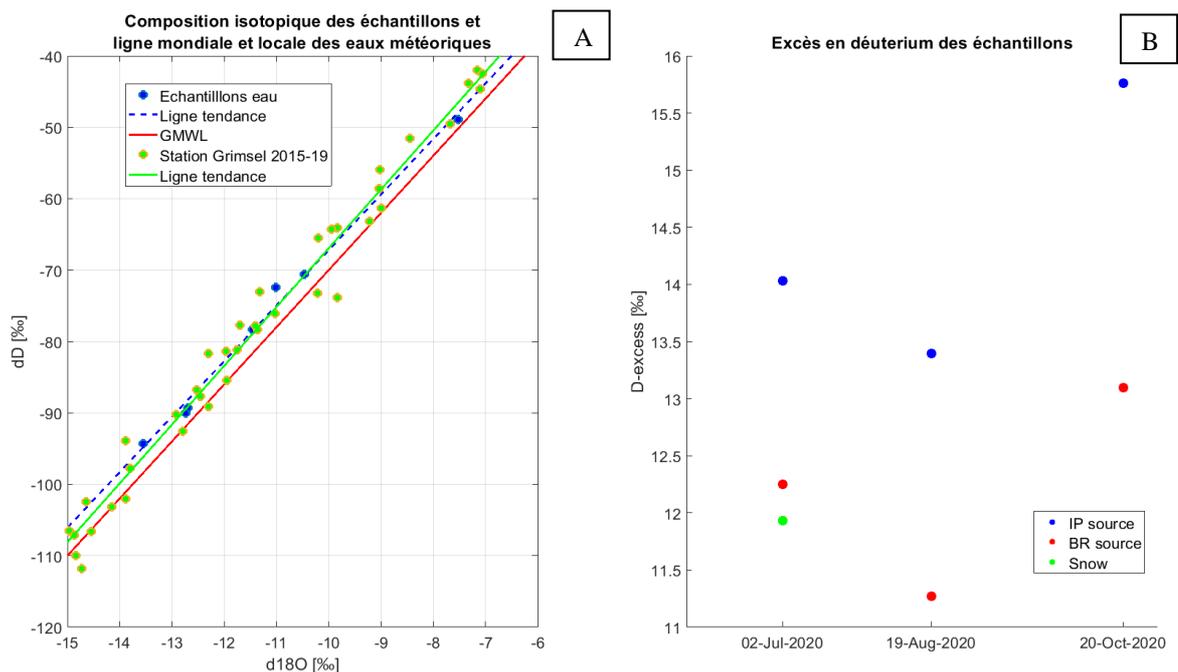


Figure 35 : relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons récoltés dans le site du Lago Nero (bleu), GMWL (rouge) et LMWL (vert) qui est représentée par les précipitations mesurées à la station NISOT de Grimsel (source données : Office fédéral de l'environnement OFEV et Observation nationale des eaux souterraines NAQUA) (A). Evolution de l'excès de deutérium durant la période d'observation dans les différentes sources d'eau (B).

La relation de corrélation entre les valeurs de δD et $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans les échantillons récoltés dans le site du Lago Nero peut être décrite par l'équation :

$$\delta\text{D} = 7.8\delta^{18}\text{O} + 10.5\text{‰} \quad (8)$$

La pente de 7.8 obtenue dans l'équation (8) est légèrement plus faible que celles de GMWL et LMWL, ce qui indique qu'une certaine évaporation pourrait se produire dans ce site d'étude. Cependant, tous les échantillons suivent bien la LMWL et la GMWL (fig. 35A). Concernant l'excès en deutérium, les deux sources d'eau montrent la même évolution : une diminution des valeurs d_{excess} entre juin et août et une augmentation entre août et octobre. La source Lago Nero IP montre des valeurs d_{excess} comprises entre 13.4‰

et 15.8‰ durant toute la période d’observation. En revanche, les valeurs d_{excess} mesurées à la source Lago Nero BR oscillent entre 11.3‰ et 13.1‰. L’échantillon de neige récolté au mois de juin a une valeur d_{excess} de 11.9‰ (fig. 35B).

Les analyses chimiques révèlent que la composition chimique des échantillons de Lago Nero IP et Lago Nero BR sont différentes (fig. 36). Les valeurs de nitrates, sulfates, calcium et magnésium mesurées dans les échantillons de Lago Nero IP sont nettement plus élevées que celles détectées dans les eaux prélevées au Lago Nero BR durant toute la période d’observation. À titre d’exemple, les concentrations de sulfates et calcium en août dans les échantillons de Lago Nero IP sont 9 et respectivement 12 fois plus élevées que celles mesurées dans les eaux de Lago Nero BR. De plus, les échantillons de Lago Nero IP montrent également une augmentation des concentrations de NO_3^- , SO_4^{2-} et Ca^{2+} durant la saison chaude. Par contre, les valeurs de carbone inorganique sont similaires entre les deux sources d’eau et constantes durant la période d’observation. Des concentrations de carbone organique ont été détectées dans l’eau des sources Lago Nero IP (en juillet) et Lago Nero BR (en août et en octobre). Les valeurs de carbone organique mesurées dans les échantillons de Lago Nero BR sont similaires entre elles et plus faibles que la concentration détectée à la source Lago Nero IP.

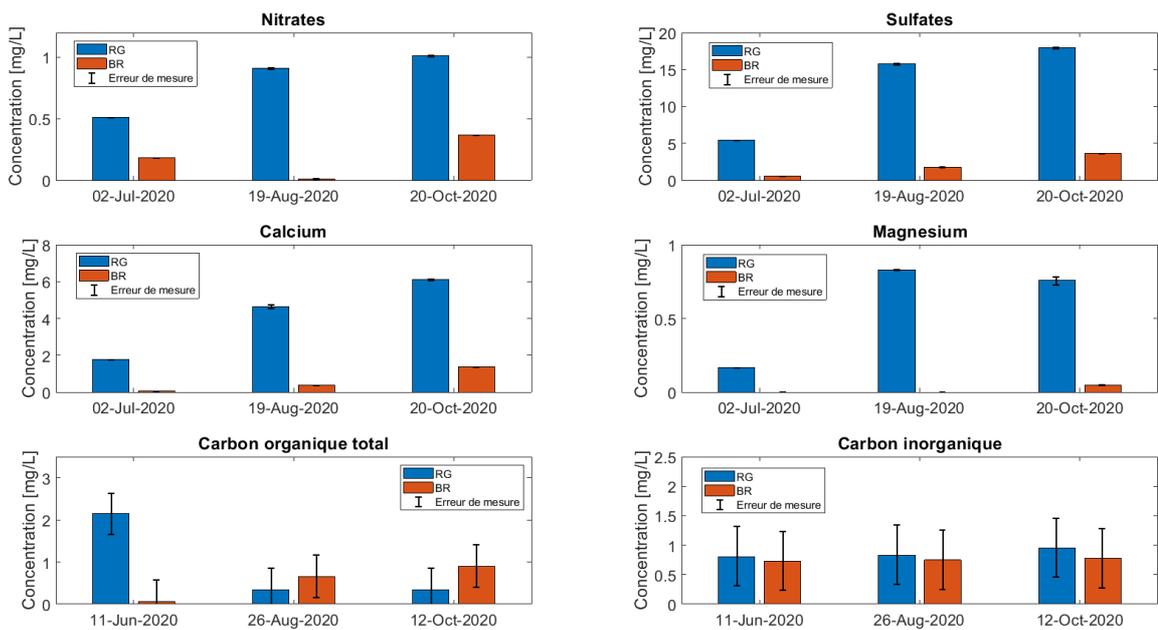


Figure 36 : comparaison entre la composition chimique de l’eau émergent de la source Lago Nero IP et celle émergent de la source Lago Nero BR.

3.2.6 Lac des Vaux

La carte de répartition potentielle du permafrost (fig. 37) indique des probabilités d'occurrence élevées (75-95%) dans les sédiments grossiers situés au sud et au sud-est du lac, entre le Col des Vaux et le Col de Chassoure. L'ensemble du corps du glacier rocheux actif est caractérisé par des probabilités d'occurrence de permafrost élevées. En dehors de ce secteur, la présence de permafrost est plus sporadique. De plus, il est important de noter qu'une partie de l'eau qui alimente la source Vaux RG provient du sous-bassin versant situé au nord du glacier rocheux, où la présence de permafrost est improbable. Le bassin versant de la source Lac des Vaux RG couvre une surface de 45.5 ha et a une altitude médiane de 2740 m.s.m. Les bassins versant de la source Lac des Vaux BR ont une surface de 1.4 ha (juillet), de 13.1 ha (août) et de 2.7 ha (octobre) et une altitude médiane de 2705 m.s.m. (juillet), de 2670 m.s.m. (août) et de 2627.5 m.s.m. (octobre).

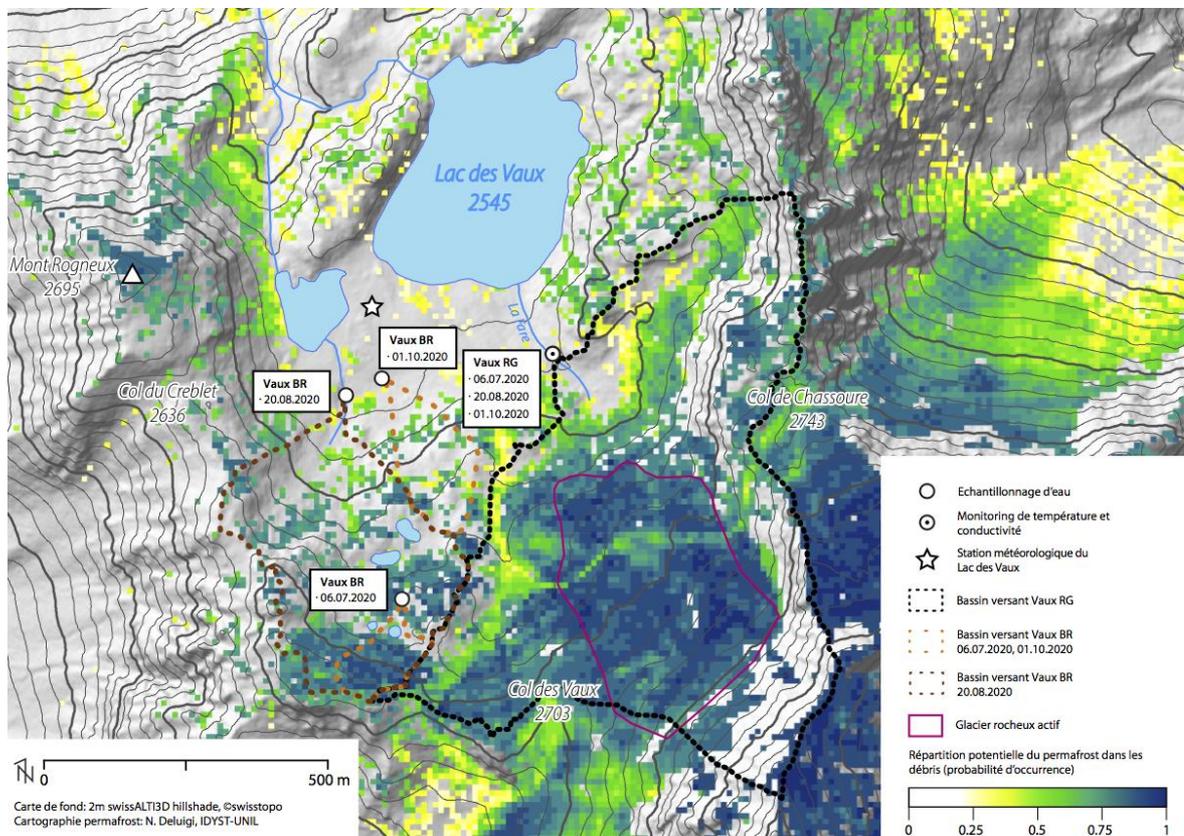
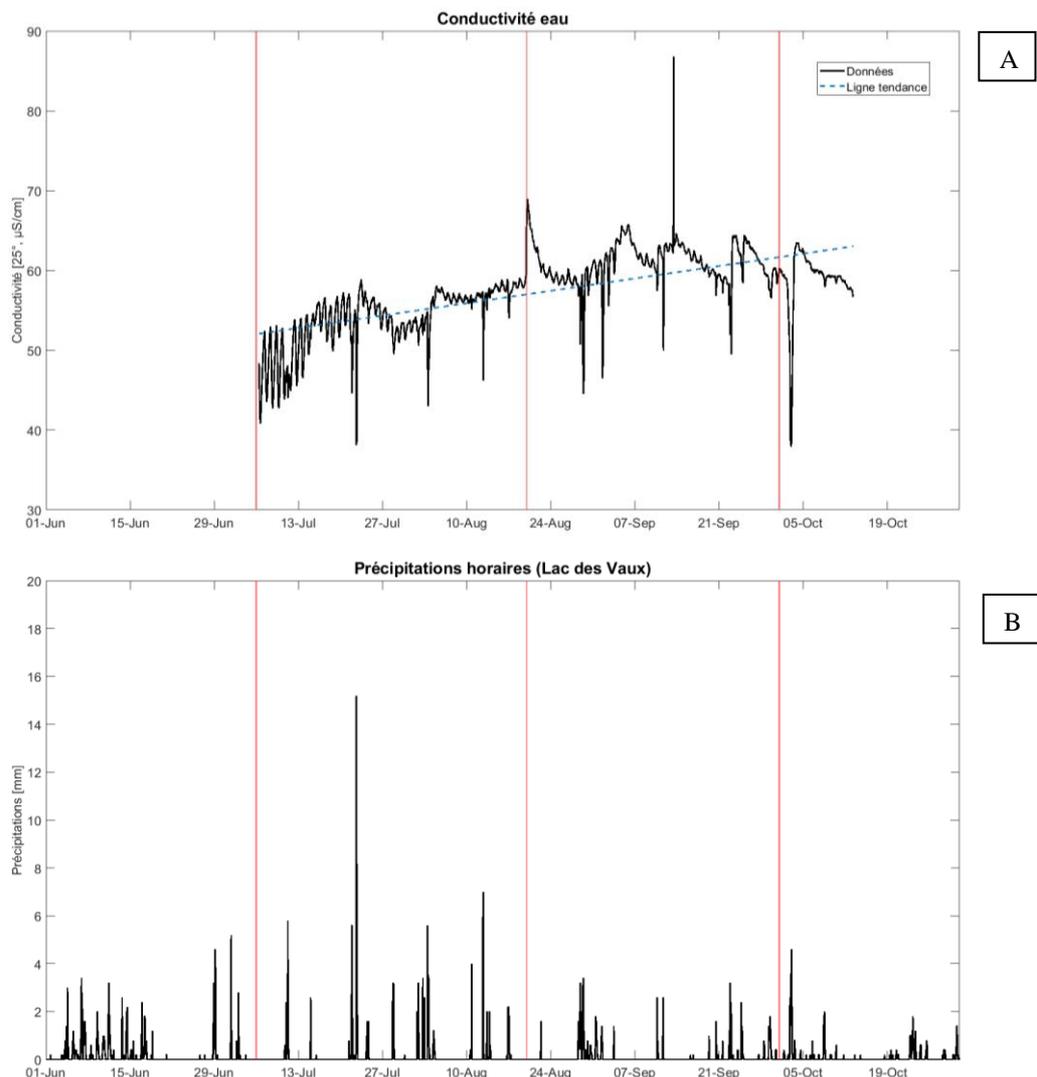
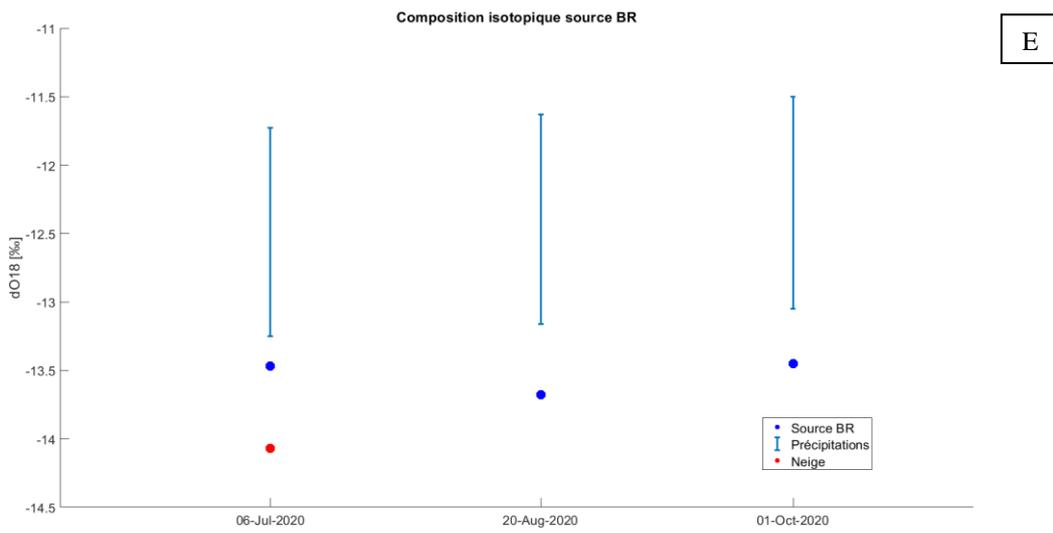
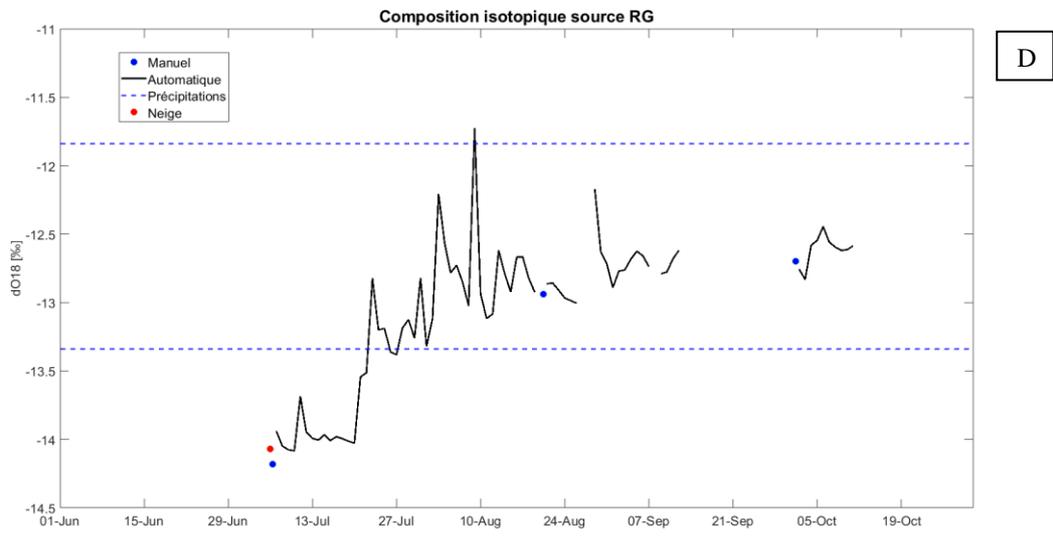
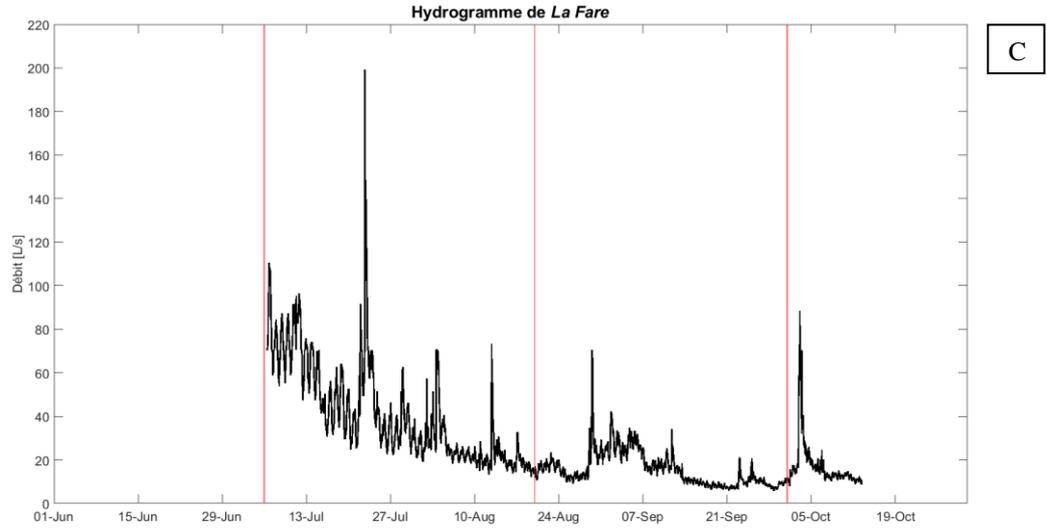


Figure 37 : site d'étude et répartition potentielle du permafrost dans la région du Lac des Vaux. Les bassins versants, les points de mesure et les dates d'échantillonnage d'eau sont également indiqués.

Un capteur de température et de conductivité et un préleveur d'échantillons automatique ont été installés dans *La Fare*, à mi-chemin entre la source d'eau et le lac (« Vaux RG ») car la source est trop diffuse plus haut. De plus, les débits de *La Fare* ont été mesurés à travers un instrument de mesure de pression submersible installé dans le site de Vaux RG et à travers des traçages au sel effectués durant la saison chaude (source des données : Lia Franchini, non publiées). L'échantillonnage manuel d'eau a été réalisé dans le site de Vaux RG et dans les sites de Vaux BR trois fois pendant la saison chaude : le 6 juillet, le 20 août et le 1^{er} octobre 2020.

Les mesures enregistrées par le capteur sur le site de Vaux RG montrent que la conductivité de l'eau tend à augmenter lentement durant toute la saison chaude : alors que les valeurs variaient entre 40 et 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au début de juillet, dès le 20 août la conductivité a fluctué autour de 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Au début de la période d'observation, des fluctuations journalières de la conductivité sont également observables. Plusieurs chutes de la conductivité ont été enregistrées par l'instrument : vers le 21 juillet, le 3 août, le 12 août, le 29 août, le 1^{er} septembre, le 11 septembre, le 23 septembre et le 3 octobre (fig. 38A). À noter que ces fortes diminutions de la conductivité correspondent toujours à des pics de précipitations mesurées par la station automatique de SLF au Lac des Vaux (fig. 38B). La réponse de la conductivité à la suite des événements pluvieux est toujours très rapide, à l'exception du 3 octobre, où la conductivité a diminué rapidement mais elle a ré-augmenté lentement après des fortes chutes de neige (fig. 38H). Des précipitations neigeuses se sont produites vers le 29 août et le 23 septembre (fig. 38H) mais la réponse de la conductivité à ces événements a été rapide. L'hydrogramme de *La Fare* montre que le débit est caractérisé par des variations saisonnières et journalières (fig. 38C). En effet, le débit tend à diminuer progressivement durant la saison chaude, avec une forte diminution enregistrée entre le début des mesures et fin août. De plus, le débit est soumis à des fluctuations journalières (visibles notamment en juillet) et des pics de débit sont observables dans les heures qui suivent un événement pluvieux durant toute la période d'observation.





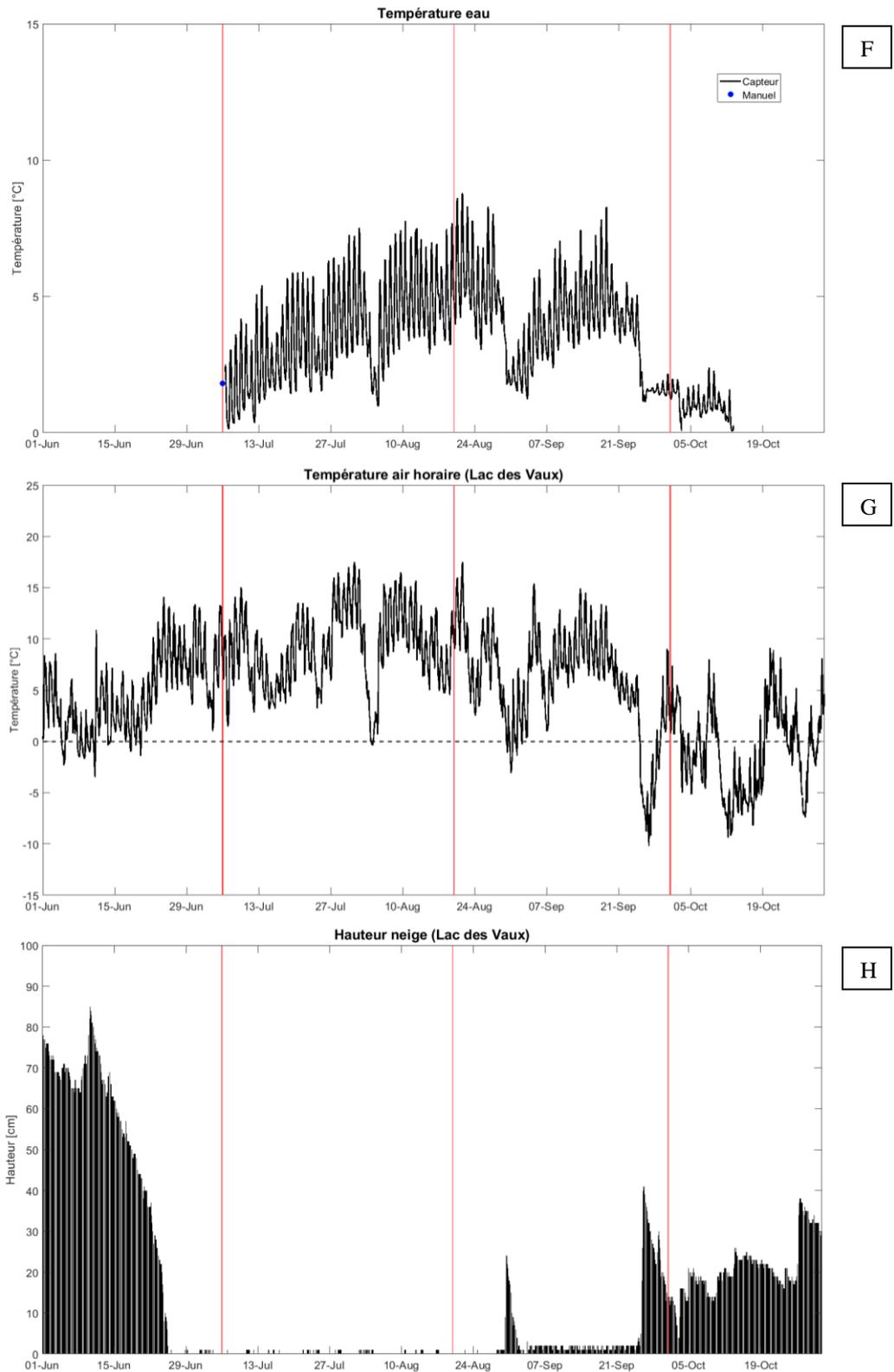


Figure 38 : conductivité de l'eau au site Vaux RG (A) ; précipitations horaires au Lac des Vaux (source : Institut fédéral de recherche SLF) (B) ; hydrogramme de *La Fare* (source des données : Lia Franchini, non publiées) (C) ; signature isotopique de l'eau récoltée quotidiennement dans le site de Vaux RG (D) ; composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de la source Vaux BR (E) ; température de l'eau au site Vaux RG (F) ; température horaire de l'air au Lac des Vaux (source : Institut fédéral de recherche SLF) (G) ; hauteur totale de la neige au Lac des Vaux (source : Institut fédéral de recherche SLF) (H). Les lignes verticales rouges indiquent les jours d'échantillonnage durant la saison chaude.

Lors du premier échantillonnage effectué au début de juillet une couverture neigeuse était encore présente dans le secteur du Lac des Vaux. La présence de neige sur le corps glacier rocheux était sporadique le 21 juillet et elle était presque complétement absente le 5 septembre. Deux pics positifs de la conductivité ont été également enregistrés vers le 20 août et le 13 septembre (fig. 38A). Au cours de ces journées des traçages au sel ont été également effectués, ce qui pourrait expliquer ces variations positives et rapides de la conductivité. Les températures de l'eau dans le site Vaux RG sont caractérisées par des fortes fluctuations journalières : alors que les températures les plus faibles sont généralement observées durant les premières heures du matin, les valeurs les plus élevées ont été enregistrées durant l'après-midi (fig. 38F). Des fortes diminutions de la température de l'eau sont bien visibles le 4 août, le 30 août et le 26 septembre. Ces baisses de la température de l'eau correspondent à des chutes de la température de l'air au-dessous de 0°C (fig. 38G).

Le préleveur d'échantillons automatique installé au site Vaux RG a récolté l'eau une fois par jour, ce qui a permis de reconstruire la variation de la signature isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) du ruisseau durant toute la saison chaude (fig. 38D). Les données manquantes correspondent aux échantillons qui ont été perdus à cause de problèmes liés à l'instrument. Au début du monitoring l'eau du ruisseau montre des faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (autour de -14‰). À partir du 20 juillet on observe une augmentation rapide des valeurs de δO^{18} de l'eau, puis, à partir de début août, les valeurs se stabilisent autour de -13/-12.5‰ en formant une sorte de plateau jusqu'à la fin des observations. Cependant, plusieurs pics de δO^{18} sont observables durant toute la saison chaude. Ces pics de δO^{18} – qui correspondent à un enrichissement rapide en ^{18}O dans l'eau – se produisent souvent après des événements pluvieux : cela est visible vers le 11, 23 et 29 juillet, le 3, 13, 17 et 29 août et le 12 septembre. Les analyses isotopiques des échantillons prélevés manuellement montrent que la signature isotopique de l'eau au site Vaux RG est différente de celle de Vaux BR (fig. 38E). À l'exception du début de la période d'observation, l'eau dans le site Vaux RG s'avère être plus enrichie en ^{18}O par rapport à celle de Vaux BR. L'intervalle de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations est compris entre -13.34‰ et -11.84‰ pour la source Vaux RG. Concernant la source Vaux BR, l'échantillonnage manuel a été effectué dans trois sites différents et pour cette raison il est possible de définir trois palettes de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations : entre -13.25‰ et -11.73‰ (juillet), entre -13.16‰ et -11.63‰ (août) et entre -13.05‰ et -11.50‰ (octobre). Ces valeurs sont représentées par les lignes et les barres bleues dans les figures 38D et 38E.

La relation de corrélation entre les valeurs de δD et $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans les échantillons récoltés dans le site du Lac des Vaux peut être décrite par l'équation :

$$\delta\text{D} = 8.2\delta^{18}\text{O} + 14\text{‰} \quad (9)$$

La pente de 8.2 obtenue dans l'équation (9) est similaire à celles de GMWL et LMWL, ce qui indique que peu ou pas d'évaporation se produit dans ce site d'étude. Tous les échantillons suivent bien la LMWL et la GMWL, à l'exception de l'échantillon de neige et d'un échantillon de la source Vaux RG (récolté le 9 août) qui se situent clairement au-dessous de ces droites (fig. 39A). Concernant l'excès en deutérium, les valeurs d_{excess} de la

source d'eau Vaux RG tendent à augmenter durant toute la période d'observation, où elles passent d'environ 10‰ (début de juillet) jusqu'à environ 12‰ (début d'octobre). La source Vaux BR montre une augmentation de l'excès en deutérium entre juillet et août, où les valeurs passent de 10‰ à 11.2‰. Par contre, la valeur d_{excess} mesurée en octobre s'avère être très similaire à celle mesurée en août. Les valeurs d_{excess} les plus faibles mesurées sont celles de l'échantillon de neige (6.7‰) et de l'échantillon de la source Vaux RG récolté le 9 août (6.5‰) (fig. 39B).

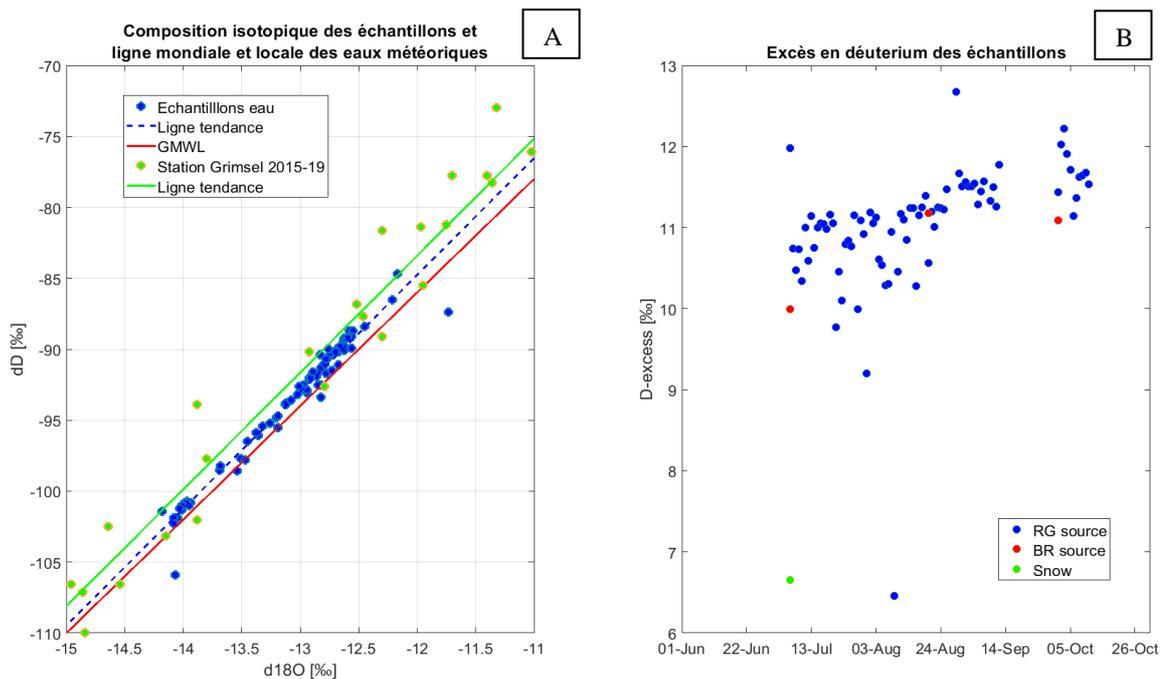


Figure 39 : relation entre δD et $\delta^{18}O$ pour les échantillons récoltés dans le site du Lac des Vaux (bleu), GMWL (rouge) et LMWL (vert) représentée par les précipitations mesurées à la station NISOT de Grimsel (source données : Office fédéral de l'environnement OFEV et Observation nationale des eaux souterraines NAQUA) (A). Evolution de l'excès de deutérium durant la période d'observation dans les différentes sources d'eau (B).

Les analyses chimiques montrent que la composition chimique de l'eau entre la source Vaux RG et celle Vaux BR est différente (fig. 40). Les concentrations de nitrates et sulfates s'avèrent être plus élevées dans les échantillons de Vaux RG que dans ceux de Vaux BR. De plus, il est possible d'observer une augmentation des concentrations de ces espèces chimiques dans la source Vaux RG durant la saison chaude. En effet, les concentrations de nitrates et de sulfates mesurées en juillet dans le ruisseau en aval du glacier rocheux sont presque tripliquées au mois d'octobre. Les valeurs de calcium, de magnésium et de carbone inorganique s'avèrent être plus grandes dans les échantillons de Vaux RG que dans ceux de Vaux BR, à l'exception du mois d'août. Des valeurs significatives et similaires de carbone organique total ont été mesurées à la source Vaux RG en octobre et à la source Vaux BR en août.

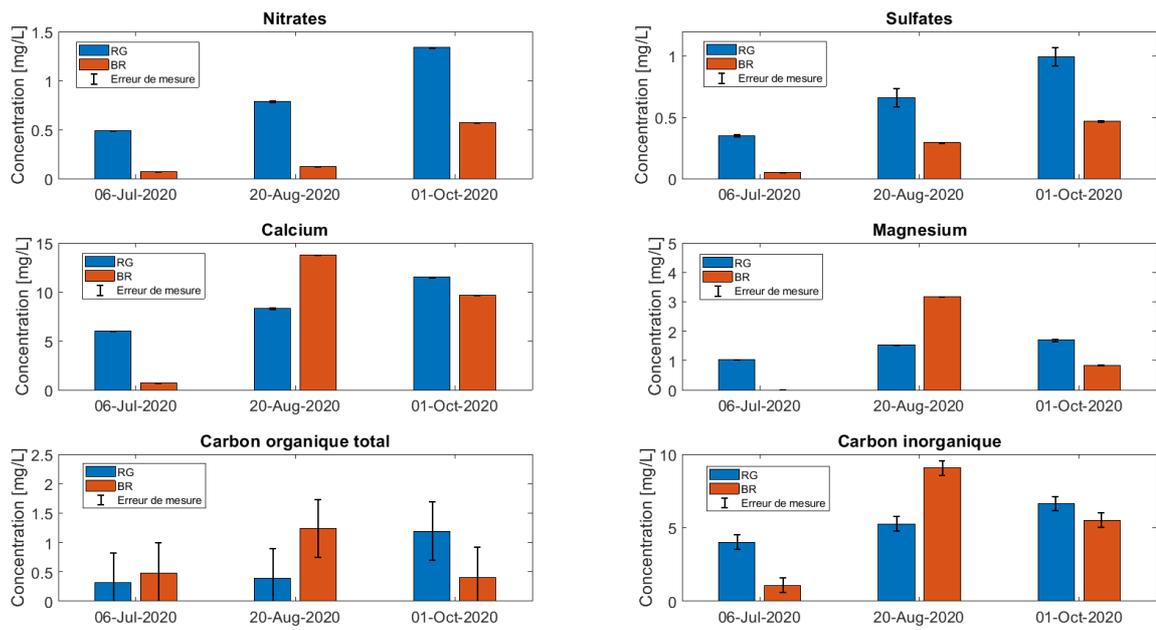


Figure 40 : comparaison entre la composition chimique de l'eau dans le site Vaux RG et celle dans le site Vaux BR.

3.3 Comparaisons inter-sites

3.3.1 Conductivité de l'eau

Les valeurs de conductivité de l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* sont caractérisées par une forte variabilité journalière au début de la période d'observation (juin et juillet). Cette variabilité est peu marquée dans l'eau émergeant du glacier rocheux transitionnel de l'Alpe Pièi et complètement absente dans la source d'eau en aval du glacier rocheux fossile de Sceru. Cependant, dans ce dernier site – dont les valeurs de conductivité sont les plus élevées mesurées dans cette étude – il est possible d'observer une lente augmentation de la conductivité depuis le début des mesures jusqu'au début de juillet, suivie par une lente diminution jusqu'à la fin du mois. La même séquence d'augmentation-diminution de la conductivité au début des observations est visible dans l'eau émergeant du glacier rocheux actif du Lago di Leìt, où cette évolution se déroule entre fin juin et début août. En revanche, l'eau émergeant du glacier rocheux actif des Ganoni di Schenadüi dans le Val Cadlimo est caractérisée par une augmentation constante de la conductivité au début de la période d'observation. Les sites de Lac des Vaux, Lago Nero et Alpe Pièi ne montrent pas des variations marquées de la conductivité au début des mesures, à l'exception des fluctuations journalières (fig. 41).

Concernant les chutes de conductivité liées aux événements pluvieux, il est intéressant de noter que les réponses les plus marquées ont été enregistrées à partir de la fin d'août dans les sites de Lago Nero, Lago di Leìt et Valle di Sceru. Comme indiqué précédemment, il est possible que les précipitations qui se sont produites vers la fin août, le 24 septembre et au début octobre étaient sous forme solide dans les sites de Lago Nero et Lago di Leìt. Ces précipitations correspondent à une forte diminution de la conductivité mais la ré-augmentation est lente et prolongée dans le temps. Cette réponse prolongée dans le temps est également visible au Lac des Vaux après les chutes de neige de début octobre et dans la Valle di Sceru après les événements pluvieux majeurs qui se sont produits durant toute la période d'observation. Entre le début des mesures et fin août, les réponses de la conductivité de l'eau à la suite de précipitations sous forme liquide sont rapides (forte diminution et re-augmentation rapide) dans tous les sites, sauf dans la Valle di Sceru. Dans tous sites la conductivité de l'eau diminue rapidement après l'arrivée des précipitations atmosphériques – bien que la réponse puisse être différente en fonction du site et du type et de l'intensité de l'événement – ce qui indique que les bassins versant étudiés représentent globalement des systèmes hydrologiques réactifs (fig. 41).

Le site de Lago Nero, enfin, est caractérisé par une corrélation négative entre les valeurs de conductivité de l'eau et celles de températures de la surface du sol au front du glacier rocheux (coefficient de corrélation de -0.59), ce qui signifie que plus la température à la surface du sol est faible et plus l'eau à la source est minéralisée, ce qui est observable en automne (fig. 42).

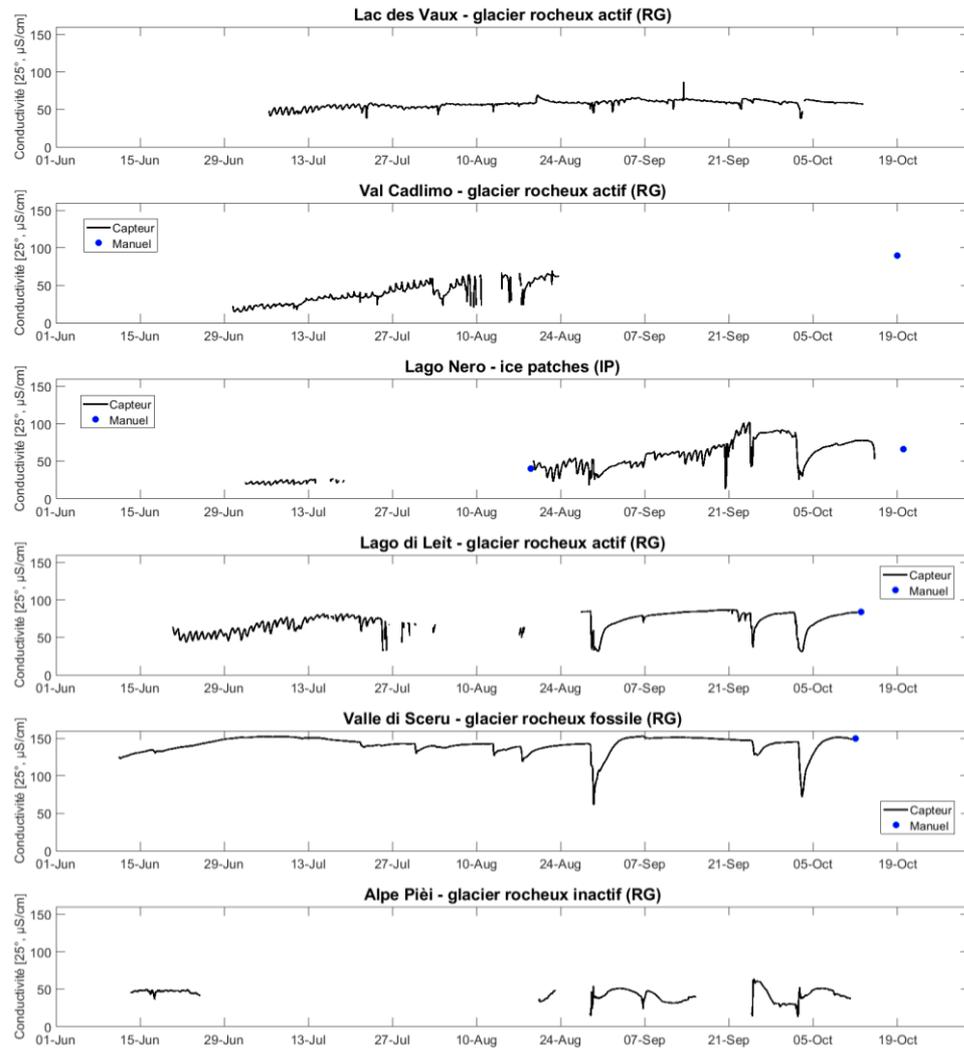


Figure 41: comparaison de la conductivité de l'eau enregistrée par les capteurs dans tous les sites d'étude.

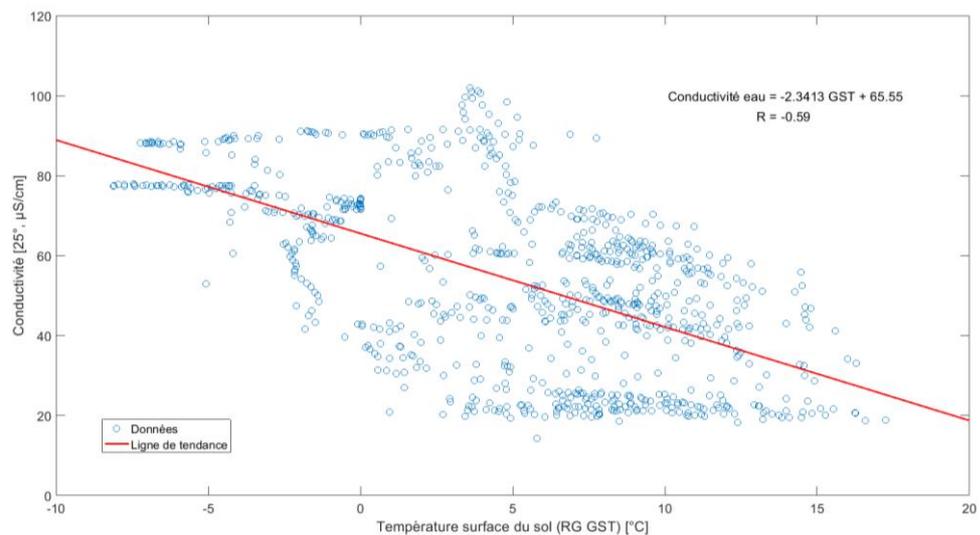


Figure 42 : comparaison entre la conductivité de l'eau et la température de la surface du sol sur le glacier rocheux du Lago Nero.

3.3.2 Température de l'eau

Les sites de Lac des Vaux, Val Cadlimo et Alpe Pièi (ce dernier qu'au début des mesures) sont caractérisés par des fluctuations journalières marquées de la température de l'eau émergeant des glaciers rocheux : alors que les valeurs maximales sont enregistrées durant l'après-midi, celles minimales sont observées aux petites heures du matin (fig. 43). Ces sites sont également caractérisés par des températures de l'eau qui sont les plus élevées mesurées dans cette étude et qui sont les plus corrélées avec les températures atmosphériques (fig. 44). Le site du Val Cadlimo est également caractérisé par des bonnes corrélations entre la température et la conductivité de l'eau (coefficients de corrélation de 0.61), ce qui signifie que plus l'eau est chaude et plus elle est minéralisée (fig. 44).

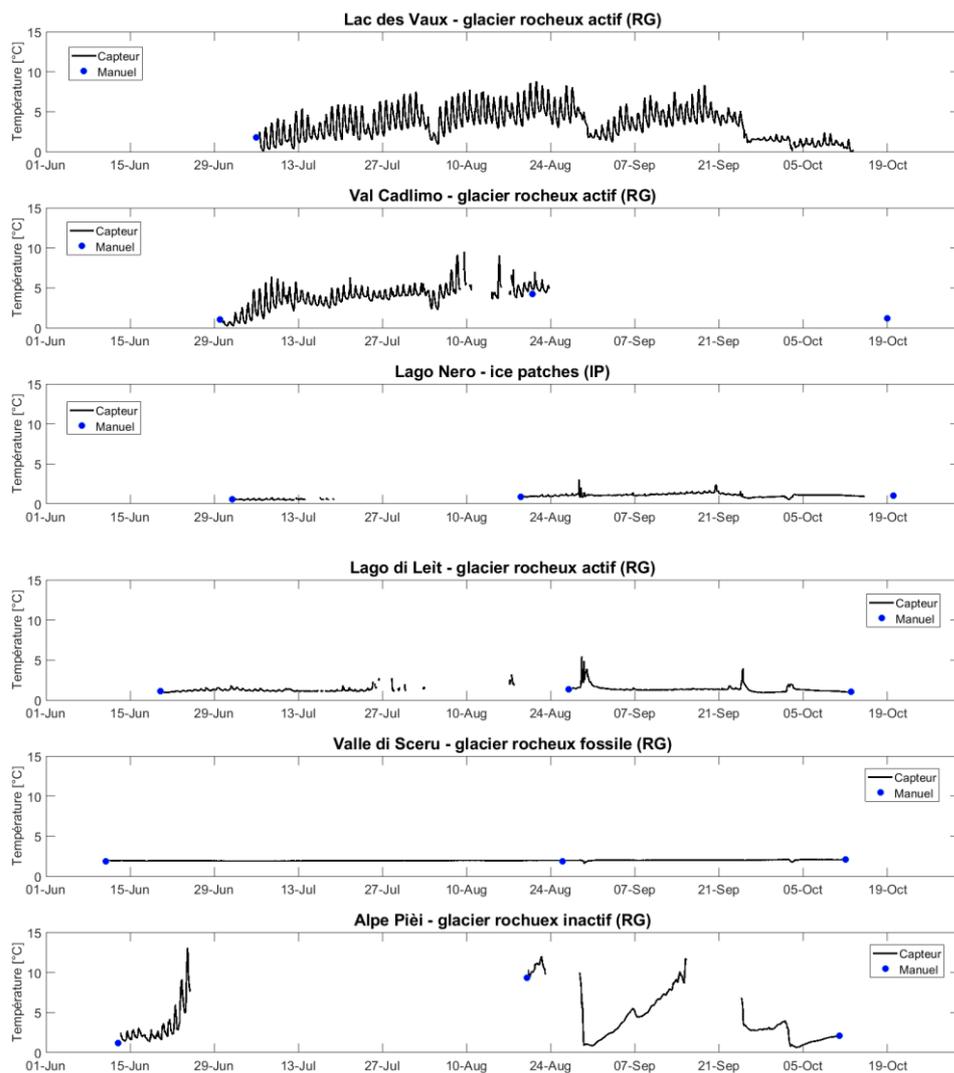


Figure 43 : comparaison de la température de l'eau enregistrée par les capteurs dans tous les sites d'étude.

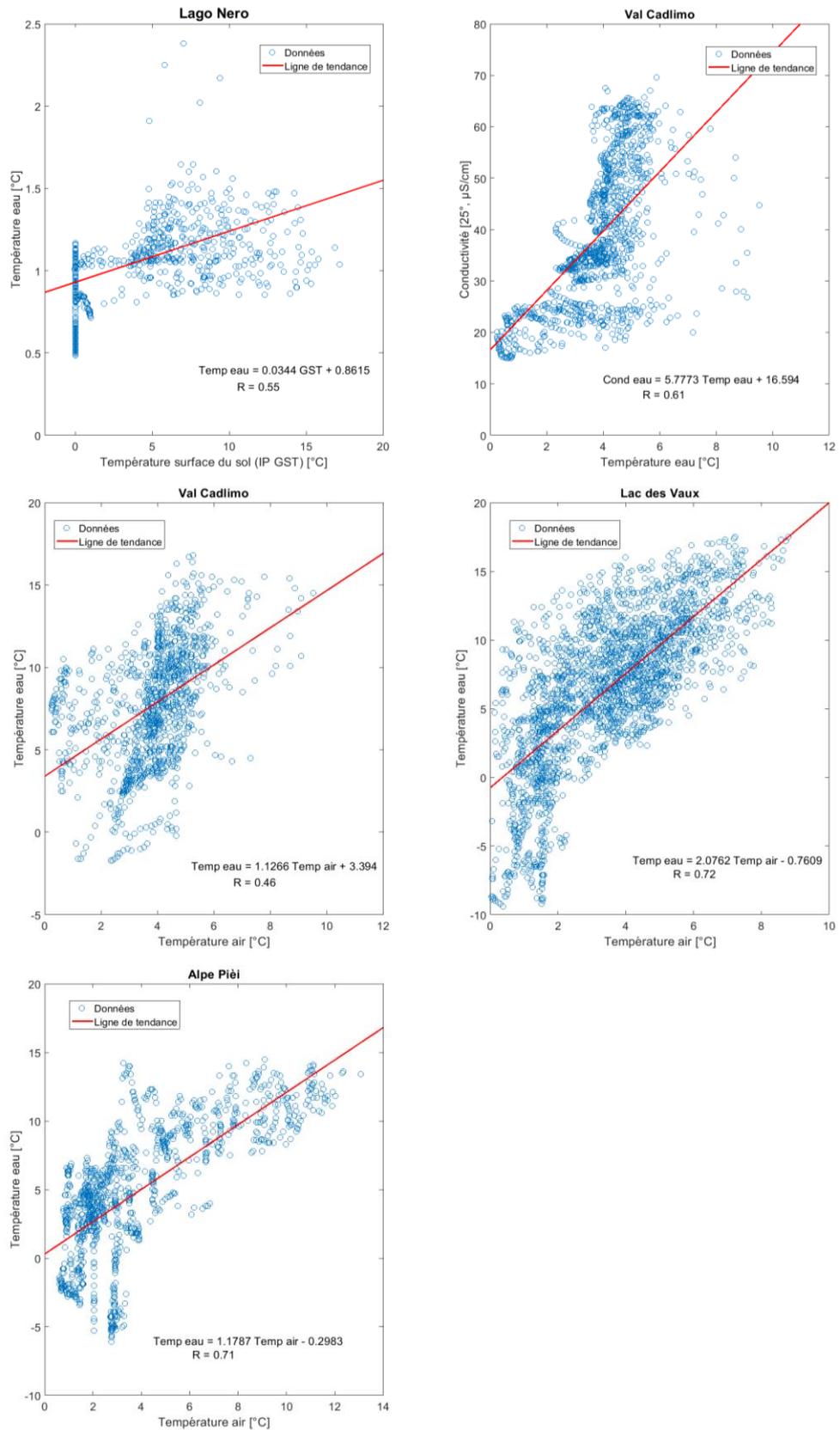


Figure 44 : comparaison entre la température de l'eau et la température de la surface du sol près des *ice-patches* du Lago Nero (A); entre la température de l'eau et la conductivité de l'eau dans le Val Cadlino (B) ; entre la température de l'eau et la température de l'air dans les sites du Val Cadlino, du Lac des Vaux et de l'Alpe Pièi (C, D, E).

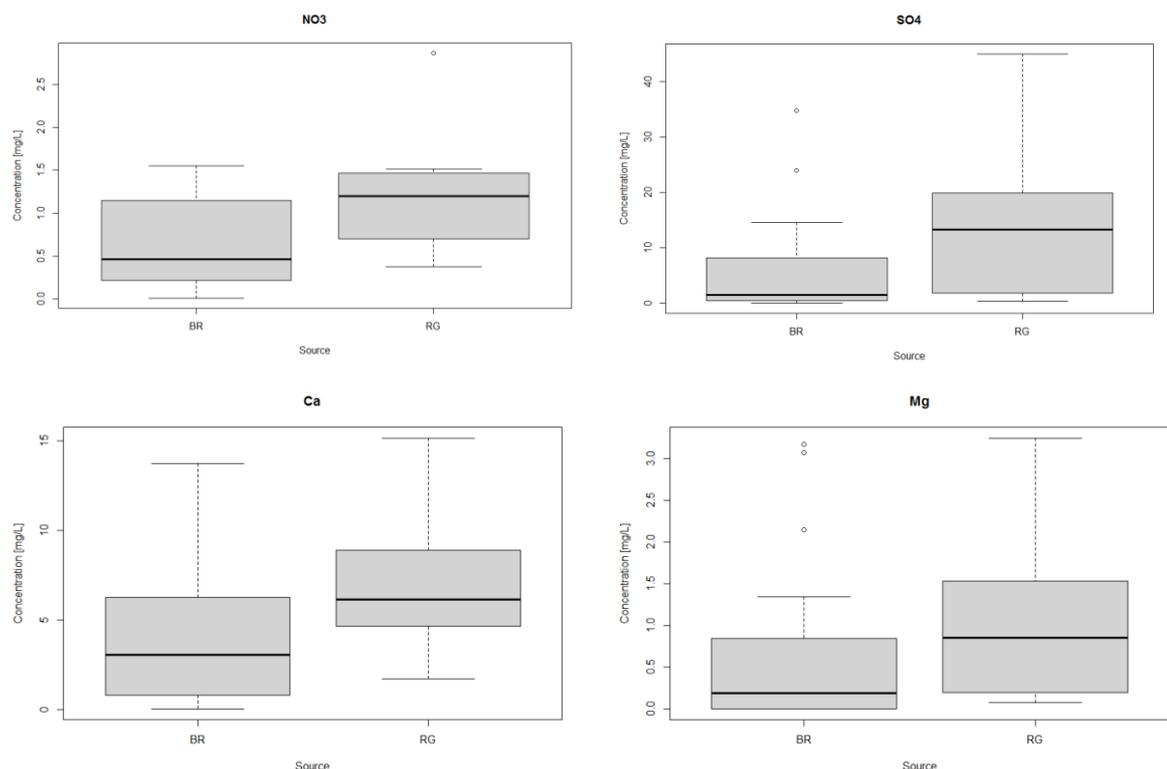
Les sites de Lago Nero et Lago di Leità présentent des températures de l'eau plus constantes et plus froides qu'aux autres sites, bien que des pics et des chutes de températures y soient également observables. Ces variations thermiques correspondent à des événements pluvieux, mais l'apport d'eau dans les systèmes hydrologiques peut avoir des effets différents. Un effet de diminution de la température de l'eau à la suite de précipitations atmosphériques est visible dans le site de la Valle di Sceru et de Lago Nero (ici qu'au début d'octobre). À l'inverse, les événements pluvieux provoquent généralement une augmentation de la température de l'eau dans le site de Lago di Leità e de Lago Nero.

Le site de Lago Nero montre également une bonne corrélation entre les températures de l'eau et les températures de la surface du sol auprès des *ice-patches* (coefficient de corrélation de 0.55), ce qui indique que plus la température de la surface du sol est élevée et plus l'eau à la source est chaude (fig. 44).

3.3.3 Valeurs isotopiques et chimiques

La répartition des valeurs chimiques et isotopiques mesurées dans l'eau émergeant des glaciers rocheux et dans les ruisseaux non alimentés par des glaciers rocheux est représentée dans la figure 45. Globalement, une différence dans la distribution entre ces deux types de sources semble être visible pour les concentrations de nitrates, sulfates, calcium et magnésium. En particulier, la médiane des distributions de ces valeurs chimiques s'avère être plus élevée dans les sources RG.

Au contraire, la médiane des distributions des valeurs de carbone organique total, carbone inorganique et les valeurs isotopiques (δO^{18} et d_{excess}) sont assez similaires entre les sources RG et celles BR.



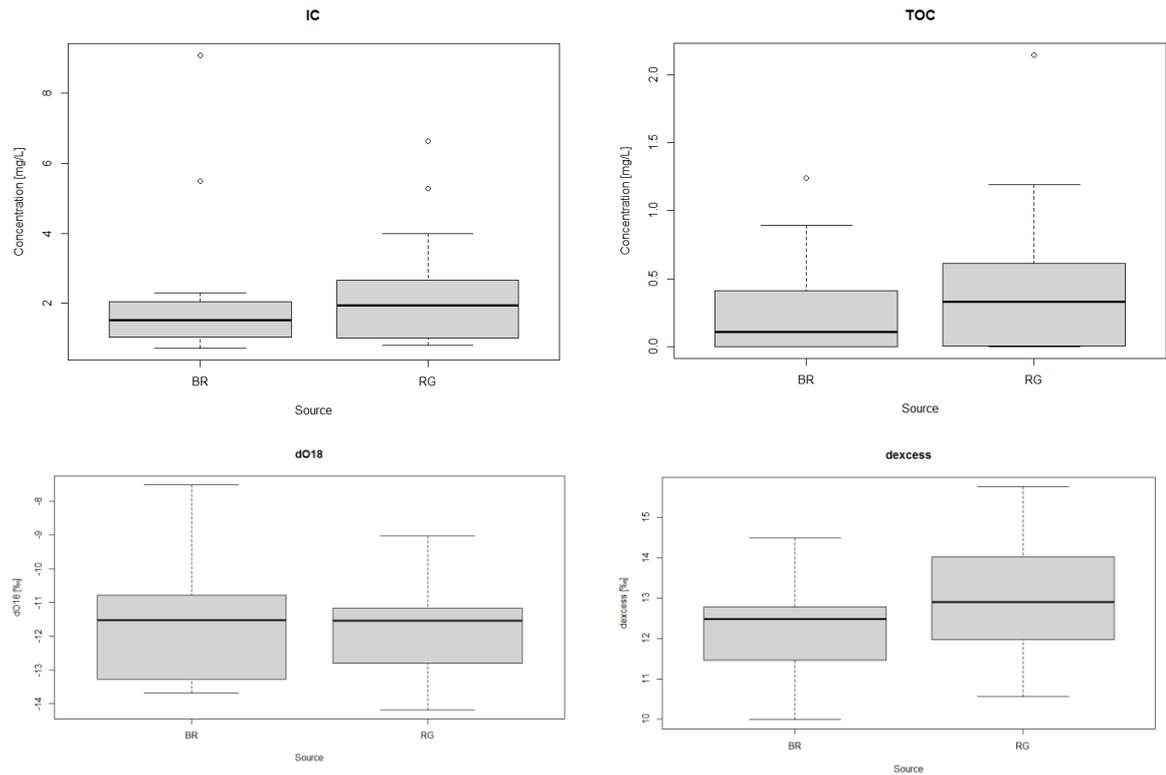


Figure 45 : distribution des valeurs chimiques et isotopiques mesurées dans les sources RG et dans celles BR.

Il est également possible de comparer les médianes des observations entre les sources RG et celles BR par le biais du test statistique non paramétrique de Wilcoxon Mann-Whitney. Les hypothèses sont ainsi formulées comme suit :

H0 : les médianes des groupes sont homogènes

H1 : les médianes des groupes sont statistiquement différentes

Le tableau 18 montre les valeurs propres obtenues pour chaque variable quantitative. Les résultats du test statistique confirment les observations formulées à travers les boîtes à moustache (fig. 45). En effet, si un seuil de risque $\alpha = 0.05$ est considéré, il est possible de rejeter H0 pour les variables SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} et Mg^{2+} et conclure que les médianes entre les sources RG et celles BR sont significativement différentes. En revanche, les médianes des variables IC, TOC, δO^{18} et d_{excess} ne sont pas significativement différentes entre ces deux sources ($p > 0.05$).

Tableau 18 : valeurs p du test Wilcoxon Mann-Whitney obtenues pour chaque variable quantitative.

Variable quantitative	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	IC	TOC	δO^{18}	d_{excess}
Valeur p	0.008	0.020	0.012	0.032	0.481	0.263	0.791	0.152

4. Discussion

4.1 Fonctionnement hydrologique

4.1.1 Glaciers rocheux actifs et *ice-patches*

Les eaux émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* montrent une variation saisonnière de la conductivité électrique : alors que les valeurs les plus faibles sont enregistrées au début de la saison chaude, celles les plus élevées sont observées à la fin de cette période (septembre et octobre). La même tendance saisonnière de la conductivité a été observée dans les ruisseaux émergeant de glaciers rocheux actifs investigués par différentes études (Krainer & Mostler, 2002, Krainer *et al.*, 2007, Thies *et al.*, 2013), où les faibles valeurs enregistrées au début de la saison chaude ont été attribuées à l'apport d'eau de fusion du manteau neigeux. De plus, une tendance à la diminution saisonnière du débit du ruisseau émergeant du glacier rocheux a été observée au Lac des Vaux, conformément aux mesures d'autres études (Krainer & Mostler, 2002, Berger *et al.*, 2004, Krainer *et al.*, 2007). Les faibles valeurs de conductivité et les fortes valeurs de débit mesurées au début des observations dans cette étude sont imputables à la fusion de la neige, dont l'eau de fusion est peu minéralisée. La fusion de la neige provoque également des fluctuations journalières de la conductivité (où les valeurs minimales sont normalement observées dans la soirée) et du débit (où les valeurs maximales sont normalement observées dans la soirée) de l'eau émergeant du glacier rocheux du Lac des Vaux. Cette corrélation négative entre la conductivité électrique et le débit a été également observée dans l'eau émergeant des glaciers rocheux investigués par Krainer *et al.* (2007).

L'augmentation saisonnière de la conductivité dans l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* pourrait indiquer la fusion du corps de glace de ces formations durant la saison chaude (voir par ex. Colombo *et al.*, 2018b). La couverture neigeuse joue un rôle fondamental dans le régime thermique des glaciers rocheux : la présence ou l'absence de neige peut empêcher ou permettre respectivement les échanges directs de chaleur entre la surface du sol et l'atmosphère. Avec le début de la saison chaude, le rayonnement solaire augmente, ce qui signifie que l'énergie disponible pour la fusion de la neige augmente. Une fois que la neige a complètement fondu il y a un couplage direct entre la surface du sol et l'atmosphère, et donc entre la surface du sol et le sous-sol via la couche active : la chaleur produite par le rayonnement solaire va pénétrer directement dans le sol en le réchauffant (par exemple Hanson & Hoelzle, 2004). L'augmentation des températures du sous-sol peut conduire à la fusion de la glace annuelle et, dans une moindre mesure, de la glace pérenne. La glace annuelle est formée par un processus de regel de l'eau percolant dans les espaces vides de la couche active, qui est issue principalement par la fusion de la neige vers fin printemps / début été (Arenson *et al.*, 2002). En effet, les températures du sous-sol encore froides durant cette période (par exemple Hanson & Hoelzle, 2004) ainsi que les grandes quantités d'eau issue de la fusion nivale (confirmées par les hauts débits mesurés dans les eaux émergeant des glaciers rocheux ; cf. Krainer & Mostler, 2002, Berger *et al.*, 2004) peuvent permettre la formation de glace dans la couche active. Le front de dégel saisonnier de la couche active va

augmenter progressivement durant la saison chaude, ce qui peut avoir deux effets sur le système hydrologique : d'un côté, une augmentation de la contribution de l'eau issue directement de la fusion de la glace du sous-sol ; de l'autre côté, une augmentation des surfaces minérales fraîchement exposées au sein des glaciers rocheux, ce qui favorise le processus d'altération chimique (Williams *et al.*, 2006, Colombo *et al.*, 2018b). Toutefois, la tendance à la diminution saisonnière du débit des ruisseaux émergeant des glaciers rocheux pourrait potentiellement défavoriser le contact eau-roche et donc l'altération chimique au sein des glaciers rocheux.

Les données récoltées montrent que les précipitations liquides provoquent une diminution rapide de la conductivité dans l'eau émergeant des glaciers rocheux – comme observé aussi dans les études de Krainer *et al.* (2007) et Harrington *et al.* (2018) – par un effet de dilution des ions dissous (Colombo *et al.*, 2018b). Les précipitations neigeuses qui se sont produites vers la fin de la période d'observation ont également provoqué une réduction de la conductivité de l'eau dans les sites de Lago di Leità, Lago Nero et Lac des Vaux, même si l'effet de dilution a duré plus longtemps à cause du temps nécessaire pour faire fondre le manteau neigeux. Les débits mesurés dans *La Fare* suivent également des variations journalières, où des pics sont observables dans les heures qui suivent un événement pluvieux durant toute la période d'observation, conformément aux mesures effectuées dans d'autres études (Krainer & Mostler, 2002 ; Berger *et al.*, 2004 ; Krainer *et al.*, 2007). Ces observations laissent penser que la plupart de l'eau météorique sort rapidement des glaciers rocheux actifs, sous la forme d'un écoulement superficiel (aussi appelé *suprapermafrost*) qui s'écoule à la surface de la glace présente sous le front de dégel dans la couche active ou dans la couche gelée en permanence (Krainer & Mostler, 2002). Toutefois, il n'est pas exclu qu'une partie des précipitations puisse s'infiltrer entre la matrice de glace/air et les débris rocheux ou à travers des *taliks*, en formant des écoulements *intrapermafrost* (Vonder Mühl, 1992 ; Scapozza, 2008), qui vont alimenter l'écoulement lent à la base du glacier rocheux, à savoir l'écoulement *subpermafrost* (Jones *et al.*, 2019). En effet, à titre d'exemple, l'étude de Krainer *et al.* (2007) a montré que le glacier rocheux actif de Reichenkar (Alpes autrichiennes), au mois de juin, ne libère qu'entre 40% et 68% des précipitations totales dans les 48 heures suivant l'événement pluvieux.

Les températures de l'eau mesurées dans les sites de Lago Nero (entre 0.5 et 1.5°C) et Lago di Leità (1.2-1.3°C) s'avèrent être plutôt constantes et froides durant toute la saison chaude, conformément aux résultats d'autres études (Krainer & Mostler, 2002, Krainer *et al.*, 2007, Geiger *et al.*, 2014). Cette tendance de la température de l'eau pourrait indiquer un écoulement en contact avec un corps de glace (Berger *et al.*, 2004, Scapozza *et al.*, 2020a). Cependant, la grande quantité d'eau issue des événements pluvieux provoque généralement des pics de la température de l'eau dans ces sites. Ces variations thermiques liées aux précipitations ont été observées également dans l'eau émergeant d'un glacier rocheux actif situé dans les Alpes centrales italiennes (Brighenti *et al.*, 2019).

En revanche, l'eau émergeant des glaciers rocheux dans les sites de Lac des Vaux et Val Cadlimo a été caractérisée par des variations journalières et par des valeurs élevées de la température durant toute la période d'observation. Concernant le site du Lac des Vaux, la

position du capteur de température – qui a été installé à mi-chemin entre le lac et le front du glacier rocheux – a joué un rôle probablement important dans l'évolution thermique observée. En effet, l'eau émergeant du glacier rocheux est vraisemblablement soumise à des échanges de chaleur avec l'atmosphère avant de rejoindre l'endroit où la mesure est effectuée, ce qui est confirmé par la bonne corrélation ($R = 0.72$) trouvée entre la température de l'eau et celle de l'air. Ces échanges de chaleur permettraient d'expliquer le rythme nyctéméral et les valeurs très élevées de la température de l'eau observés durant la saison chaude. Concernant le site du Val Cadlimo, il est possible que le petit volume d'eau presque stagnante à la sortie du front du glacier rocheux – comme le démontre aussi l'absence de contact entre l'eau et le capteur à partir du 23 août – ait joué un rôle important dans les températures de l'eau observées. Comme dans le cas du Lac des Vaux, l'eau émergeant du glacier rocheux a été probablement soumise à importantes échanges de chaleur avec l'atmosphère, comme le confirme la corrélation discrète ($R = 0.46$) trouvée entre la température de l'eau et celle de l'air.

4.1.2 Glaciers rocheux transitionnels

L'eau émergeant du glacier rocheux transitionnel de l'Alpe Pièi a montré une évolution différente de la conductivité durant la saison chaude par rapport aux glaciers rocheux actifs. En effet, une tendance globale à la diminution de la conductivité a été observée, alors qu'une tendance à l'augmentation a été observée dans les autres sites. Cependant, les valeurs de conductivité les plus élevées ont été mesurées à la fin de la saison chaude (fin septembre), conformément aux valeurs maximales mesurées pour les glaciers rocheux actifs. L'étude de Harrington *et al.* (2018) a montré que la conductivité de l'eau émergeant du glacier rocheux transitionnel de Helen Creek (Canada) varie durant la saison chaude, avec une augmentation marquée des valeurs après la fusion nivale et avec des chutes dues aux événements pluvieux. Ces diminutions rapides de la conductivité à la suite de l'apport d'eau météorique ont été observées aussi dans l'eau émergeant du glacier rocheux transitionnel de l'Alpe Pièi et sont probablement causées par un effet de dilution des ions dissous (Colombo *et al.*, 2018b). Concernant la température de l'eau, des valeurs élevées et des fortes variations ont été observées durant la saison chaude. Le débit très faible de l'eau émergeant du glacier rocheux (l'eau était presque stagnante) a probablement joué un rôle important dans les températures de l'eau observées, en favorisant les échanges de chaleur entre eau et atmosphère. La relation entre la température de l'eau et celle de l'air est aussi confirmée par une forte corrélation entre ces deux variables ($R = 0.71$).

4.1.3 Glaciers rocheux fossiles

Le fonctionnement hydrologique s'avère être différent pour les glaciers rocheux fossiles, qui ont généralement une importante capacité de stockage et des temps de séjour moyens prolongés pour l'eau circulant dans la structure interne (voir par ex. Winkler *et al.*, 2016). En effet, les valeurs plutôt constantes de la conductivité et de la température mesurées à la

source Sceru RG durant la saison chaude, suggèrent que les eaux se mélangent probablement longtemps dans un aquifère avant de sortir. La possible présence d'un aquifère dans la partie méridionale du glacier rocheux a été suggérée par Scapozza (2008) et Scapozza *et al.* (2008) sur la base de profils de polarisation spontanée réalisés dans la Valle di Sceru. Malgré le possible stockage de l'eau dans le corps du glacier rocheux, les événements pluvieux majeurs provoquent des diminutions de la conductivité de l'eau à la source Sceru RG probablement par un effet de dilution des ions dissous. Le même type de réponse de la conductivité à la suite d'événements pluvieux a été observé dans l'eau émergeant du glacier rocheux fossile de Schöneben (Alpes autrichiennes) qui est caractérisé par la possible présence d'un aquifère interne (Winkler *et al.*, 2016). Les chutes de la conductivité observées dans ce dernier glacier rocheux sont dues à l'infiltration d'eau météorique peu minéralisée qui se mélange avec de l'eau plus minéralisée qui est stockée depuis longtemps à l'intérieur du corps du glacier rocheux. Lors d'un événement pluvieux, le débit du ruisseau émergeant du glacier rocheux s'avère être composée d'environ 80% d'eau avec des temps de séjour longs (qui a été expulsée par l'arrivée de l'eau météorique) et d'environ 20% d'eau météorique (Winkler *et al.*, 2016). Néanmoins, la réponse de la conductivité de l'eau à la suite de l'arrivée d'eau météorique dans la Valle di Sceru sont prolongées dans le temps, ce qui pourrait indiquer que la source Sceru RG soit alimentée par un écoulement souterrain complexe et lent. Les résultats des traçages à la fluorescéine et à la sulforhodamine B effectués par Mari *et al.* (2013) avaient montré que l'écoulement souterrain qui débouche à la source Sceru RG est effectivement lent et qu'il est probablement ralenti par la présence possible de glace du sous-sol dans le versant droit du vallon. En outre, l'augmentation de la conductivité observée depuis le début des mesures jusqu'au début de juillet à la source Sceru RG pourrait indiquer la disparition progressive du manteau neigeux dans le bassin versant, dont la fusion libérait de l'eau peu minéralisée dans le système hydrologique (par exemple Krainer *et al.*, 2007, Harrington *et al.*, 2018).

La présence possible d'un aquifère souterrain dans la partie sud du vallon permettrait d'expliquer l'uniformité thermique de l'eau à la source Sceru RG. La température constante d'environ 2°C de l'eau à cette source se trouve à la limite entre la présence de permafrost possible et improbable sur la base des seuils définis par Haeberli (1975). Les températures froides enregistrées à la source Sceru RG pourraient donc être liées aux conditions froides du sol. En effet, les profils de résistivité apparente réalisés par Scapozza (2008) et Scapozza *et al.* (2011) ont montré la présence possible d'un noyau de glace en profondeur dans le lobe méridional du glacier rocheux, qui a peut-être été préservé grâce à de la ventilation interne. De plus, il est également possible que la source d'eau froide (dont la température est de 0.4°C ; cf. Scapozza & Reynard, 2007) située à la base du front du glacier rocheux actif de Piancabella alimente la source Sceru RG à travers un écoulement souterrain le long du versant sud du vallon, comme suggéré par Scapozza & Reynard (2007) et prouvé de manière directe par les traçages d'eau effectués par Mari *et al.* (2013). Le processus d'homogénéisation de la température de l'eau lié à la possible présence d'un aquifère a été interrompu deux fois durant la période d'observation. Ces interruptions ont probablement été causées par la grande quantité d'eau apportée par des événements pluvieux qui se sont produits avec des températures atmosphériques froides dans le vallon.

4.2 Origine de l'eau

4.2.1 Au début de la saison chaude

Les échantillons d'eau récoltés au début de la saison chaude (juin et juillet) montrent généralement des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ faibles et assez similaires à celles des échantillons de neige. Cela indique que tous les ruisseaux – émergeant ou pas de glaciers rocheux – sont alimentés essentiellement par de l'eau issue de la fusion du manteau neigeux hivernal. Cependant, la signature isotopique de la neige peut varier durant la saison de fusion nivale, comme démontré par Taylor *et al.* (2001). En effet, la couverture de neige a tendance à s'enrichir progressivement en ^{18}O au cours du processus de fusion à cause des échanges isotopiques entre l'eau liquide percolant dans le manteau neigeux et la glace. Ces fractionnements isotopiques tendent à concentrer les isotopes lourds dans le manteau neigeux, en appauvrissant en ^{18}O l'eau de fusion. Par conséquent, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau de fusion tendent à augmenter durant la fusion nivale étant donné que les isotopes lourds se concentrent de plus en plus dans le manteau neigeux restant (Taylor *et al.*, 2001). En outre, l'évaporation de la neige peut également changer sa signature isotopique, en concentrant les isotopes les plus lourds dans le manteau neigeux (Moser & Stichler, 1974). La conséquence de ces différents fractionnements isotopiques dans le manteau neigeux est donc un enrichissement progressif en ^{18}O de la neige durant la période de fusion nivale, comme montré par l'étude de Williams *et al.* (2006).

4.2.2 Durant la saison chaude

4.2.2.1 Sources RG

Après la fin de la fusion nivale, un enrichissement en ^{18}O dans l'eau sortant des glaciers rocheux est observable entre la période de fonte nivale (juin-juillet) et la fin de l'été (août). Les enrichissements en ^{18}O les plus marqués sont visibles dans les sites de l'Alpe Pièi, Val Cadlimo et Lago Nero, où les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ont augmenté de 2.87‰, 2.39‰ et 2.09‰ respectivement. Le source Sceru RG est celle caractérisée par le plus faible enrichissement en ^{18}O (+0.19‰). Entre la fin de l'été et la fin de l'année hydrologique (octobre) les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ont eu tendance à rester plutôt stables, avec des légères augmentations ou diminutions ($< \pm 0.6\text{‰}$), à l'exception du site de l'Alpe Pièi où les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ont diminué de 1.06‰. Ce processus d'enrichissement en ^{18}O entre la fusion nivale et la fin de l'été dans l'eau émergeant des glaciers rocheux est cohérent avec les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans le cours d'eau émergeant du glacier rocheux de Green Lake 5 (Colorado) par Williams *et al.* (2006). L'échantillonnage journalier dans le site du Lac des Vaux permet de mieux visualiser l'évolution complète des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau émergeant du glacier rocheux durant la saison chaude. Au début des observations, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont constamment faibles et similaires à la signature isotopique de la neige (environ -14‰). Un fort enrichissement en ^{18}O dans le ruisseau a eu lieu entre le 20 juillet et début août, suivi par une stabilisation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (autour de -13/-12.5‰). La diminution rapide de la couverture neigeuse pendant le mois de juillet est bien visible par les photos prises journalièrement par une webcam située auprès du glacier rocheux (fig. 46).

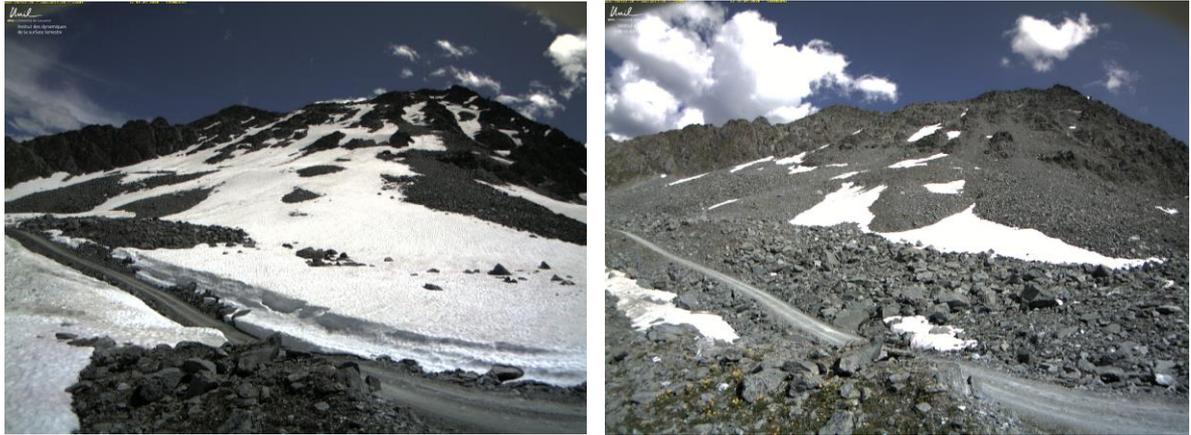


Figure 46 : photos prises par une webcam installée sur le glacier rocheux du Lac des Vaux le 01.07.2020 (gauche) et le 31.07.2020 (droite). Source : Institut des dynamiques de la surface terrestre (IDYST), UNIL.

Cette évolution saisonnière s'avère être similaire à celle observée par l'étude de Krainer *et al.* (2007), où les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont passées de -17.5‰ (fusion nivale) à environ -14‰ (depuis août jusqu'à la fin de la saison de fonte). L'étude de Harrington *et al.* (2018) a aussi observé une telle variation saisonnière de la signature isotopique dans l'eau émergeant du glacier rocheux de Helen Creek (Canada), même si la transition entre la fusion nivale (-20‰) et le plateau observé depuis août ($-19.5/-18.5\text{‰}$) est moins marquée que celle de Krainer *et al.* (2007) mais plus similaire à celle observée dans le site du Lac des Vaux. Cette transition de la signature isotopique dans l'eau émergeant des glaciers rocheux pourrait indiquer un changement du régime hydrologique durant la saison chaude. La source d'eau dominante au début des observations est l'eau issue de la fusion du manteau neigeux hivernal, qui est caractérisée par des faibles valeurs de conductivité électrique et de $\delta^{18}\text{O}$. Une fois que la plupart de la couverture neigeuse a complètement disparu, les valeurs de conductivité et de $\delta^{18}\text{O}$ tendent à augmenter dans l'eau émergeant des glaciers rocheux, ce qui indique probablement un changement dans l'origine de cette eau. Ces variations physico-isotopiques de l'eau durant la saison chaude sont principalement observables dans l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches*.

4.2.2.2 Processus d'enrichissement isotopique des sources RG

Comme suggéré par Krainer *et al.* (2007), quatre processus peuvent potentiellement expliquer l'enrichissement en ^{18}O dans l'eau émergeant des glaciers rocheux durant la saison chaude : (a) l'évaporation de la neige, (b) les échanges isotopiques entre l'eau liquide percolant dans le manteau neigeux et la glace, (c) les précipitations atmosphériques et (d) la fusion de la glace interne au glacier rocheux.

Concernant le manteau neigeux, une analyse de la relation δD et $\delta^{18}\text{O}$ permet d'évaluer un possible fractionnement isotopique causé par l'évaporation sur la surface de la couverture neigeuse. Cependant, les équations qui décrivent la relation entre δD et $\delta^{18}\text{O}$ pour les

échantillons d'eau récoltés sont caractérisées par une pente similaire ou supérieure à 8, ce qui indique que très peu ou pas d'évaporation s'est produite dans les différents sites d'études. Toutefois, il est possible qu'un enrichissement progressif en ^{18}O dans le manteau neigeux – causé par les échanges isotopiques entre l'eau liquide et la glace (cf. Taylor *et al.*, 2001) – ait eu lieu durant la période de fusion nivale. Ce processus pourrait être l'une des raisons pour lesquelles les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau de fusion tendent à augmenter durant la fusion nivale.

L'intervalle de valeurs possibles de $\delta^{18}\text{O}$ pour les précipitations s'avère être généralement plus élevé que la valeur isotopique de l'échantillon de neige. De plus, la source Vaux RG montre que les pics de δO^{18} enregistrés durant la saison chaude se produisent après des événements pluvieux, ce qui indique qu'il y a un apport d'eau enrichie en ^{18}O dans le système hydrologique. L'eau météorique est donc isotopiquement plus lourde que la neige, comme aussi démontré par d'autres études (Williams *et al.*, 2006, Krainer *et al.*, 2007, Harrington *et al.*, 2018). Les précipitations peuvent avoir deux effets sur la signature isotopique de l'eau émergeant des glaciers rocheux. À court terme, l'eau météorique qui s'écoule rapidement à la surface de la glace présente sous le front de dégel provoque des pics de $\delta^{18}\text{O}$ dans les heures suivantes l'événement pluvieux. À long terme, l'eau météorique qui s'infiltre et percole dans le mélange de glace/air et de blocs peut alimenter et enrichir en ^{18}O l'eau souterraine qui circule lentement à la base du glacier rocheux.

Finalement, comme suggéré aussi par l'évolution saisonnière des valeurs de conductivité électrique aux sources RG, il est possible que, durant la saison chaude, l'eau émergeant glaciers rocheux et des *ice-patches* soit alimentée de plus en plus par la fusion de la glace contenue dans ces formations. Comme suggéré par Williams *et al.* (2006), la fusion de la glace dans le corps du glacier rocheux peut provoquer un enrichissement en ^{18}O dans l'eau émergeant de ces formations. Cela s'expliquerait par le fait que la glace du sous-sol est soumise à plusieurs cycles de gel-dégel, où le fractionnement isotopique entre la glace et l'eau de fusion permet de concentrer les isotopes les plus lourds dans la glace. En effet, Steig *et al.* (1998) ont mesuré des valeurs d_{excess} élevées dans une carotte de glace prélevée dans le glacier rocheux de Galena (Etats-Unis), qui seraient dues aux nombreux cycles de gel-dégel qui se produisent dans le glacier rocheux durant l'été. Williams *et al.* (2006) ont déterminé que la valeur d'excès en deutérium passe de 11‰ (manteau neigeux) à 17.5‰ (eau émergeant du glacier rocheux en automne), avec donc un enrichissement d'environ +6‰ qui s'avère être similaire à celui mesuré dans la carotte de glace par Steig *et al.* (1998). Dans cette étude, l'augmentation de la valeur d_{excess} la plus marquée par rapport à la valeur de la neige a été mesurée dans l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et *ice-patches*, à savoir dans les sites de Lago di Leità (+7‰), Lac des Vaux (+5‰), Val Cadlìmo (+5‰) et Lago Nero (+4‰). Par conséquent, l'enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ et en d_{excess} dans l'eau durant la saison chaude dans ces sites pourrait signaler que la fusion de la glace – qui a été soumise à plusieurs cycles de gel-dégel – devienne une possible source d'eau après la fin de la fusion nivale. Il faut toutefois être prudent à détecter la fraction de fusion de la glace dans l'eau en considérant uniquement les analyses isotopiques. En effet, les tests statistiques présentés dans le chapitre 3.3.3 indiquent que, globalement, les médianes des

valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et d_{excess} ne sont pas significativement différentes entre les sources RG et celles BR. C'est pour cette raison qu'il est impératif de combiner ces résultats avec les valeurs physiques (conductivité électrique en particulier) et chimiques de l'eau afin de pouvoir discriminer la contribution de la fusion de la glace dans l'eau émergeant des glaciers rocheux et des *ice-patches*.

Dans les sites de l'Alpe Pièi et de la Valle di Sceru, la tendance à la minéralisation et à l'augmentation des valeurs isotopiques (en particulier d_{excess} pour la source Pièi RG ; $\delta^{18}\text{O}$ et d_{excess} pour la source Sceru RG) dans l'eau émergeant des glaciers rocheux durant la période d'observation est nettement moins marquée. Cela pourrait indiquer que, probablement, il y a peu ou pas d'apport d'eau issue de la fusion de la glace. À noter qu'à la source Sceru RG, les évidences d'un apport hydrique lié à la fusion de la glace pourraient être cachées par l'effet de mélange des eaux dans un aquifère souterrain. En effet, les valeurs très similaires de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées à la source Sceru RG durant toute la saison chaude pourraient confirmer la présence probable d'un aquifère dans le glacier rocheux fossile.

4.2.2.3 Sources BR

Des valeurs constantes de la signature isotopique de l'eau durant la saison chaude sont également observables à la source Vaux BR. La présence d'une nappe phréatique, qui permettrait un mélange d'eaux de différentes origines dans un réservoir souterrain, n'est pas exclue dans ce secteur du bassin versant du Lac des Vaux, qui est, par ailleurs, caractérisé par une présence sporadique et peu probable de permafrost (Deluigi *et al.*, 2017). Concernant les autres sources d'eau BR, il est probable que l'eau provienne surtout directement du substratum rocheux ou de dépôts meubles où la présence de permafrost est improbable, bien que les valeurs médianes de $\delta^{18}\text{O}$ et d_{excess} ne soient pas significativement différentes que celles mesurées dans les sources RG (cf. chapitre 3.3.3).

Dans la Valle di Sceru, les résultats des traçages à la fluorescéine et à la sulforhodamine B effectués par Mari *et al.* (2013) ont montré que la circulation de l'eau est rapide dans le versant gauche du vallon, ce qui indiquerait que l'eau émergeant de la source Sceru BR s'écoule principalement dans des dépôts non gelés. Une présence sporadique et improbable du permafrost dans le versant gauche de la Valle di Sceru a été postulée sur la base des mesures de température des sources et géophysiques par Scapozza *et al.* (2011) et aussi modélisée dans la carte de répartition du permafrost élaborée par Deluigi & Scapozza (2020). En outre, des mesures manuelles (cf. tableau 13) ont montré que la température de l'eau de la source Sceru BR est moins constante et plus élevée que celle de la source Sceru RG. L'eau de la source Sceru BR s'avère être aussi nettement moins minéralisée que celle de la source Sceru RG au mois d'octobre. Ces mesures physiques pourraient confirmer que l'eau de la source Sceru BR ne provient pas de terrains gelés en permanence.

Les bassins versants des sources BR dans les sites de Lago di Leità et Lago Nero sont caractérisés par une présence sporadique et improbable de permafrost (Deluigi &

Scapozza, 2020). De plus, les valeurs de température de l'eau de ces sources mesurées manuellement s'avèrent être plus élevées que celles mesurées aux sources Leìt RG et Lago Nero IP. En outre, au mois d'octobre, les valeurs de conductivité de l'eau aux sources Leìt RG et Lago Nero IP s'avèrent être respectivement 2.1 et 4.7 fois plus élevées de celles mesurées aux sources Leìt BR et Lago Nero BR (cf. tableaux 15 et 17). Ces valeurs pourraient confirmer que l'eau des sources BR ne provient pas de terrains gelés en permanence dans ces deux sites.

Sur la base de la carte de répartition du permafrost de Deluigi & Scapozza (2020), en revanche, la présence de permafrost n'est pas exclue dans les dépôts situés en amont des sources BR dans les sites de l'Alpe Pièi et Val Cadlìmo. Cependant, la source Pièi BR est caractérisée par des valeurs de températures plus élevées que celles mesurées à la source Pièi RG (à l'exception du mois d'août ; cf. tableau 14), ce qui pourrait indiquer une absence de permafrost dans ces dépôts, comme suggéré aussi par Scapozza & Reynard (2007). Les valeurs de température de la source Cadlìmo BR s'avèrent être plus élevées que celles mesurées à la source Cadlìmo RG, à l'exception du mois de juin. En outre, la conductivité de l'eau à la source Cadlìmo RG s'avère être 3.2 fois plus élevée que celle mesurée à la source Cadlìmo BR au mois d'octobre (cf. tableau 16). Ces valeurs pourraient indiquer que l'eau de source Cadlìmo BR ne provient pas principalement de terrains gelés en permanence.

Sur la base de ces constatations il est donc possible de supposer que l'eau des sources BR est essentiellement d'origine météorique et/ou géologique et qu'il y a peu ou pas d'apport hydrique issu de la fusion de glace du sous-sol. Les signatures isotopiques mesurées aux sources BR indiquent également qu'un changement du régime hydrologique est observable durant la saison chaude. Les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées au début des observations sont attribuables à l'eau issue de la fusion nivale ; l'enrichissement en ^{18}O observé en août et en octobre serait principalement dû à l'apport des précipitations qui s'infiltrent dans des terrains ou dans des substratums rocheux non gelés. Etant donnée la multitude d'origines possibles de l'eau émergeant (ou pas) des glaciers rocheux, la détection de l'apport lié à la fusion de la glace du sous-sol entre les différentes contributions hydriques demeure une tâche très difficile et compliquée (Krainer *et al.*, 2007, Colombo *et al.*, 2018a). La composition chimique des échantillons d'eau (cf. chapitre 4.3) pourrait aider dans la discrimination de la contribution de la fusion de la glace et dans la compréhension du fonctionnement hydrologique des glaciers rocheux durant la saison chaude.

4.3 Géochimie de l'eau

L'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* est caractérisée par une augmentation de la conductivité et des concentrations ioniques (par exemple SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+}) durant la saison chaude, conformément aux résultats de plusieurs études (Krainer & Mostler, 2002, Berger *et al.*, 2004, Williams *et al.*, 2006, Krainer *et al.*, 2007, Thies *et al.*, 2013, Colombo *et al.*, 2018a). De plus, les valeurs médianes des concentrations de SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} et Mg^{2+} mesurées dans les sources RG s'avèrent être significativement différentes et plus élevées que celles mesurées dans les sources BR (cf. chapitre 3.3.3). L'impact de l'enrichissement ionique de ces eaux sur l'hydrochimie des systèmes aquatiques alpins seraient causés par la dégradation du permafrost et des *ice-patches* induite par le changement climatique (Colombo *et al.*, 2018b, Scapozza *et al.*, 2020a). Dans les sites de la Valle di Sceru (glacier rocheux fossile) et Alpe Pièi (glacier rocheux transitionnel) la différence entre la composition chimique de l'eau émergeant des glaciers rocheux et celle des ruisseaux non alimentés par ces formations est peu marquée. L'espèce chimique dominante dans les sources d'eau en aval des glaciers rocheux et des *ice-patches* est le sulfate (SO_4^{2-}), à l'exception des sites du Lac des Vaux et de l'Alpe Pièi où l'élément chimique dominant est le calcium (Ca^{2+}).

L'évolution de l'exportation des substances dissoutes depuis les glaciers rocheux actifs et les *ice-patches* pourrait donc confirmer la détection de la fusion de la glace dans l'eau au cours de la saison chaude, qui avait été déjà suggérée par les variations saisonnières de la conductivité et de la signature isotopique. Comme déjà mentionné précédemment, l'augmentation du front de dégel saisonnier durant la saison chaude peut avoir deux effets sur le système hydrologique : d'un côté, une augmentation de la contribution de l'eau issue directement de la fusion de la glace du sous-sol ; de l'autre côté, une augmentation des surfaces minérales fraîchement exposées au sein des glaciers rocheux, ce qui favorise le processus d'altération chimique (Williams *et al.*, 2006, Colombo *et al.*, 2018b). Le processus saisonnier d'enrichissement ionique dans l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et les *ice-patches* peut être théoriquement provoqué par deux mécanismes : d'un côté, l'altération chimique des surfaces minérales fraîchement exposées au sein des glaciers rocheux (par exemple Williams *et al.*, 2006, Colombo *et al.*, 2018a, Ilyashuk *et al.*, 2014, Brighenti *et al.*, 2019, Colombo *et al.*, 2019) ; de l'autre côté, la restitution ionique à travers la fusion de glace (par exemple Thies *et al.* 2007, 2014), qui stocke temporairement des polluants atmosphériques déposés dans le passé à travers des précipitations (Scapozza *et al.*, 2020a).

En outre, il est possible d'exclure une importante exportation ionique depuis les bassins versants liée aux événements pluvieux, vu que les jours précédant les échantillonnages ont été caractérisés par des conditions sèches. Toutefois, cela ne concerne pas les échantillons récoltés au début des observations (juin/juillet) dans tous les sites et ceux récoltés en août dans les sites de l'Alpe Pièi (où un événement pluvieux a été enregistré trois jours avant l'échantillonnage) et Lago Nero (où un événement pluvieux a été enregistré deux jours avant l'échantillonnage).

4.3.1 Sulfates

Comme suggéré par l'étude de Scapozza *et al.* (2020a), l'origine des sulfates mesurés dans l'eau émergeant des glaciers rocheux peut être double. D'une part, cette espèce chimique peut avoir une origine géologique, par le biais d'un processus d'oxydation de minéraux sulfurés – tels que pyrrhotite, chalcopyrite et pyrite (par exemple Scapozza *et al.*, 2020a) – ou de dissolution du gypse et/ou de l'anhydrite (par exemple Pastorelli *et al.*, 2001). D'autre part, le sulfate peut avoir une origine atmosphérique. La fusion d'un corps de glace peut libérer les polluants atmosphériques qui y étaient stockés et qui ont été précédemment transférés dans le sol par des précipitations pendant une période particulièrement froide, à savoir entre les années 1960 et 1980 (Scapozza *et al.*, 2020a). En effet, une bonne partie des glaciers dans les Alpes européennes a connu une augmentation de leur longueur et un bilan de masse positif durant ces décennies (Wood, 1988). En Suisse, presque la moitié des glaciers – surtout ceux de petite taille et ayant donc un temps de réponse court – ont connu une phase de stagnation ou de progression durant les années 1970 et 1980 (Spinedi *et al.*, 2017). De plus, un pic dans les émissions anthropiques de dioxyde de soufre (SO₂) et, par conséquent, dans les dépôts de soufre a été enregistré en Europe dans les années 1960 et 1970 (Mylona, 1996). À partir des années 1980 les émissions industrielles de soufre ont diminué grâce à l'application de mesures de contrôle (Mylona, 1996). Une diminution de la concentration de soufre dans les précipitations et dans les dépositions atmosphériques après les années 1980 est également observable au Sud des Alpes, qui est une région particulièrement affectée par les émissions et les dépôts de polluants anthropiques à cause de sa proximité avec la Plaine du Pô (Steingruber, 2015, Rogora *et al.*, 2016). Les dépositions totales de soufre sur toute la surface du Canton du Tessin ont diminué d'environ 66% entre 1990 et 2012 (Steingruber, 2015). Une déposition atmosphérique moyenne de 0.6 mg SO₄²⁻ L⁻¹ (2015-2018) a été mesurée à la station météorologique de Robièi (CH1903+/LV95 : 2'682'470, 1'143'990, source de la donnée : S. Steingruber, Ufficio dell'aria, del clima e delle energie rinnovabili, cf. Scapozza *et al.*, 2020a).

Les bassins versants de cette étude sont lithologiquement caractérisés en prévalence par des roches cristallines telles que les gneiss et les paragneiss – qui sont plutôt résistants à l'altération chimique et mécanique (par exemple Kühni & Pfiffner, 2001) – et par une absence quasi-totale de roches évaporitiques et de minéraux sulfurés. Cette configuration lithologique suggère que l'altération chimique n'est probablement pas le processus principal de la libération de sulfates dans l'eau émergeant des glaciers rocheux dans la plupart des sites d'étude.

Les sites de Val Cadlimo et Lago Nero montrent un fort accroissement des concentrations de sulfates dans l'eau émergeant des glaciers rocheux et des *ice-patches* durant la saison chaude. Alors que durant la fusion nivale les concentrations mesurées sont très faibles, en octobre les valeurs s'avèrent être environ 9 et 3 fois plus élevées qu'au début des observations dans le site de Val Cadlimo et de Lago Nero respectivement. Les concentrations de sulfates mesurées à la source Lago Nero IP s'avèrent être cohérentes avec celles détectées par l'étude de Scapozza *et al.* (2020a) mais plus basses par rapport aux dépositions atmosphériques moyennes (2015-2018) de SO₄²⁻ mesurées à la station

météorologique de Robièi. Durant l'été 2020, la profondeur maximale du dégel estival – autrement dit la profondeur de la couche active – a augmenté sur tous les sites PERMOS. Les profondeurs maximales ont été atteintes entre mi-août et la fin de l'année, avec des valeurs comprises entre 2.8m et 11m (PERMOS, 2021). Le transfert de la chaleur depuis l'atmosphère dans le sol nécessite du temps, c'est la raison pourquoi les températures maximales à plus grandes profondeurs sont généralement mesurées avec un délai important par rapport aux températures maximales mesurées dans l'air. Ce lent transfert saisonnier de la chaleur depuis l'atmosphère dans le sol pourrait expliquer la libération progressive de sulfates à travers la fusion de la glace du sous-sol durant la saison chaude. Contrairement aux températures du sous-sol, celles de la surface du sol peuvent diminuer déjà fortement au début de l'automne, lorsque l'eau émergeant des glaciers rocheux est généralement très minéralisée. Cela a été observé sur le glacier rocheux du Lago Nero, où une corrélation négative ($R = -0.59$) a été trouvée entre valeurs de conductivité de l'eau et celles de températures de la surface du sol au front du glacier rocheux. En outre, les données de PERMOS (2021) confirment que la dégradation du permafrost dans les Alpes suisses a été prononcée en 2020, ce qui pourrait confirmer l'important rôle joué par la fusion de la glace sur l'hydrochimie de l'eau sortant des glaciers rocheux et des *ice-patches* dans les sites de Val Cadlimo et Lago Nero. Une origine géologique des sulfates est exclue, vu l'absence de roches évaporitiques et de minéraux sulfurés dans ces sites d'étude.

Les faibles concentrations de SO_4^{2-} mesurées aux sources BR pourraient confirmer la faible probabilité de présence de glace souterraine dans les dépôts en amont de ces sources.

L'accroissement de la concentration de sulfates durant la saison chaude est observable également dans l'eau émergeant du glacier rocheux du Lago di Leità. Contrairement aux sites de Val Cadlimo et Lago Nero, durant la fusion nivale la concentration de sulfates est déjà élevée (environ 12.2 mg/L) et en octobre la valeur s'avère être environ 1.7 fois plus élevée qu'au début des observations. Malgré le fait que l'Atlas géologique de la Suisse 1:25'000 (cf. Bianconi & Strasky, 2015) indique que ce secteur soit lithologiquement caractérisé essentiellement par des roches cristallines, l'étude de Steingruber *et al.* (2020), n'exclut pas la présence de marbres dolomitiques du Trias associés à des roches évaporitiques (surtout gypse/anhydrite). Sur la base des analyses isotopiques du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) effectuées par Steingruber *et al.* (2020), l'origine des concentrations de sulfates mesurées dans les ruisseaux émergeant du glacier rocheux serait principalement géologique, où l'altération chimique des roches évaporitiques est le processus principal de la libération de sulfates et de différents ions (comme Mg^{2+} et Ca^{2+}) dans l'eau. En effet, les concentrations des ions dissous dans l'eau sont strictement dépendantes de la solubilité des minéraux contenus dans les évaporites. La solubilité de ces minéraux est dans l'ordre inverse par rapport à leur séquence de précipitation dans l'eau de mer : en ordre décroissant de solubilité on a typiquement les minéraux MgSO_4 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 , CaSO_4 et calcite/dolomie (par exemple Spencer, 2000). L'accroissement saisonnier d'ions dissous dans l'eau – tels SO_4^{2-} , Mg^{2+} et Ca^{2+} – serait dû à la fonte progressive de glace durant la saison chaude, qui favoriserait le contact entre l'eau et les roches solubles fraîchement exposées et donc l'enrichissement ionique dans l'eau par un processus d'altération chimique (Steingruber *et al.*, 2020). Il est également intéressant de noter que la

concentration de SO_4^{2-} détectée en automne dans l'eau émergeant du glacier rocheux du Lago di Leità s'avère être similaire (même si faiblement plus élevée) à celle mesurée par l'étude de Steingruber *et al.* (2020). La valeur $\delta^{18}\text{O}$ mesurée en août dans cette étude à l'exutoire du lac indique que ce réservoir est alimenté à environ 50% par de l'eau émergeant de terrains gelés en permanence (dont Leità RG est la source représentative) et à environ 50% par de l'eau émergeant de terrains sans glace souterraine (dont Leità BR est la source représentative). Concernant la source Leità RG, cependant, il n'est pas possible d'exclure à priori une restitution de polluants d'origine atmosphérique – déposés entre les années 1960 et 1980 et stockés dans la glace du sous-sol – comme source additionnelle de l'enrichissement en SO_4^{2-} dans l'eau émergeant du glacier rocheux au cours de la saison chaude.

L'évolution saisonnière moins nette des sulfates à la source Leità BR, ainsi que les concentrations de SO_4^{2-} plus faibles par rapport à celles mesurées à la source Leità RG, pourraient signaler la faible probabilité de présence de glace souterraine dans les rares dépôts meubles en amont de la source Leità BR. Cela serait confirmé aussi par les mesures manuelles effectuées sur ce site (cf. tableau 15), qui montrent que l'eau de la source Leità BR est plus chaude (durant la saison chaude) et moins minéralisée (en octobre) que celle de la source Leità RG. De plus, une origine géologique des sulfates détectés à Leità BR est exclue, étant donné l'absence de roches évaporitiques dans les affleurements rocheux en amont de cette source. Par conséquent, il est probable que les valeurs de SO_4^{2-} mesurées à la source Leità BR aient une origine extérieure au bassin versant (retombée atmosphérique), bien que les mécanismes de stockage et restitution ne soient pas clairs.

Contrairement à l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et *ice-patches* dans les Alpes Léopontines, celle émergeant du glacier rocheux actif du Lac des Vaux est caractérisée par des faibles concentrations (< 1 mg/L) de sulfates. Toutefois, les valeurs de sulfates à la source Vaux RG augmentent progressivement durant la saison chaude, comme observé précédemment pour d'autres sites d'étude. De plus, les concentrations mesurées à la source Vaux RG sont plus élevées que celles détectées à la source Vaux BR. L'absence de roches évaporitiques et de minéraux sulfurés dans ce secteur suggère que cet accroissement de SO_4^{2-} n'est probablement pas lié à un processus d'altération chimique mais plutôt à une libération de polluants atmosphériques issue de la fusion de la glace du sous-sol. Les faibles valeurs de sulfates mesurées pourraient être dues à la position géographique de ce site d'étude. En effet, le Lac des Vaux – et plus globalement le canton du Valais – est enserré au nord et au sud par des hautes chaînes de montagne et il se trouve donc à l'abris du transport de polluants atmosphériques depuis les zones industrialisées du Plateau suisse et du nord de l'Italie. Ce gradient décroissant du dépôt de polluants atmosphérique en fonction de la topographie et de la distance depuis les sources d'émission a été observé par Rogora *et al.* (2016) au Sud des Alpes, où les valeurs de sulfates étaient nettement plus élevées dans les sites situés à proximité à la Plaine du Pô.

L'eau émergeant de la partie méridionale du glacier rocheux fossile de Sceru est caractérisée par des concentrations élevées de SO_4^{2-} (> 30 mg/L) et par une augmentation progressive durant la saison chaude des valeurs de sulfates. Bien qu'un possible apport

hydrique issu de la fusion de la glace à la source Sceru RG ne soit pas clairement visible dans les valeurs de conductivité électrique et de $\delta^{18}\text{O}$ (à cause probablement de « l'effet aquifère »), les concentrations de sulfates pourraient en revanche indiquer la possible présence – et fusion – de glace du sous-sol dans le versant sud du vallon. La possible présence de glace souterraine dans cette partie du vallon est aussi suggérée par les températures froides (environ 2°C) et constantes de l'eau mesurées à la source Sceru RG et par les traçages à la fluorescéine et à la sulforhodamine B effectués par Mari *et al.* (2013). Les profils de résistivité apparente réalisés par Scapozza (2008) sur le glacier rocheux de Piancabella ont montré qu'une importante quantité d'eau liquide peut se trouver à la base de la couche active durant l'été. De plus, selon Scapozza (2008), cet écoulement *suprapermafrost* serait partiellement alimenté par la fusion de la glace au toit du permafrost. Comme suggéré par Scapozza & Reynard (2007) l'eau émergeant du glacier rocheux de Piancabella pourrait alimenter la source Sceru RG à travers un écoulement souterrain le long du versant sud du vallon, bien que des analyses isotopiques seraient nécessaires pour confirmer ce fonctionnement hydrique. Le vallon est lithologiquement constituée exclusivement par des paragneiss et des gneiss polycycliques, ce qui exclue l'altération chimique comme origine possible des sulfates mesurés dans les échantillons d'eau. En revanche, il est plus probable que la fusion saisonnière de la glace du sous-sol libère progressivement les polluants atmosphériques qui y étaient précédemment stockés. Des valeurs élevées de SO_4^{2-} ont été mesurées également à la source Sceru BR, même si les concentrations s'avèrent être moins élevées que celles détectées à la source Sceru RG. Etablir l'origine des sulfates à la source Sceru BR s'avère être une tâche compliquée. En effet, l'évolution saisonnière peu nette de SO_4^{2-} , les valeurs de température et conductivité à la source Sceru BR (cf. tableau 12), la carte de répartition du permafrost (cf. Deluigi & Scapozza, 2020) ainsi que les essais de traçage (cf. Mari *et al.*, 2013) indiqueraient que le versant gauche du vallon est caractérisé par des dépôts non gelés. Toutefois, étant donnée la lithologie gneissique du vallon, il est probable que même les sulfates de la source Sceru BR aient une origine extérieure au bassin versant (retombée atmosphérique), bien que les mécanismes de stockage et restitution ne soient pas clairs.

Les concentrations de sulfates mesurées à la source Pièi RG (< 2.2 mg/L) sont nettement plus faibles que celles mesurées dans l'eau émergeant des glaciers rocheux et *ice-patches* dans les Alpes Lépointines. De plus, les valeurs de SO_4^{2-} mesurées à la source Pièi RG sont similaires à celles détectées à la source Pièi BR. Une origine géologique des sulfates mesurées à la source Pièi RG (et Pièi BR) est exclue, car, sur la base du levé géologique, le bassin versant est dépourvu de roches évaporitiques et de minéraux sulfurés (cf. chapitre 2.1.2). De plus, les valeurs de température et conductivité électrique (cf. chapitre 4.1.2) et celles isotopiques (en particulier d_{excess} ; cf. chapitre 4.2.2) mesurées à la source Pièi RG suggèrent que la contribution hydrique issue de la fusion saisonnière de la glace du sous-sol est vraisemblablement très faible/nulle. Il est donc possible de supposer que le corps de glace se trouve désormais en profondeur et que l'importante épaisseur de la couche active ne permet probablement plus le regel hivernal de la partie qui a dégelé durant la saison chaude (par exemple Scherler, *et al.*, 2013). Par conséquent, les sulfates mesurés à la source RG, tout comme ceux mesurés à la source BR, ont probablement une origine

extérieure au bassin versant (retombée atmosphérique), bien que les mécanismes de stockage et restitution ne soient pas clairs.

4.3.2 Calcium, magnésium et carbone inorganique

Comme dans le cas des sulfates, les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} mesurés dans les échantillons d'eau peuvent également avoir une double origine. Ces ions peuvent avoir été stockés dans un corps de glace après le dépôt de cations basiques à travers des précipitations atmosphériques. Au Sud des Alpes, la concentration de cations basiques dans les précipitations est passée de 40-60 $\mu\text{eq L}^{-1}$ (1980-1990) à 20-30 $\mu\text{eq L}^{-1}$ (après 2000) (Rogora *et al.*, 2016). Les cations basiques dans l'atmosphère peuvent avoir une origine anthropique (poussière issue par exemple des sols agricoles ou de la fabrication de béton) et/ou naturelle (mobilisation et suspension de particules par le vent) (Draaijers *et al.*, 1997). Au Sud des Alpes, les pics de cations basiques dans l'eau météorique sont souvent associés à des précipitations alcalines qui se sont produites en présence de poussière (riche surtout en calcium et bicarbonate) dans l'atmosphère, qui est généralement d'origine saharienne (Rogora *et al.*, 2004, 2016). La cryosphère peut stocker et conserver longtemps les dépôts humides de poussière saharienne qui se sont produits dans le passé. En effet, Bohleber *et al.* (2018) ont reconstruit ces événements de poussières sahariennes au cours des 1000 dernières années en analysant des carottes de glace prélevées au Colle Gnifetti (Mont Rose, Alpes Suisses), lesquels ont conservés les dépôts de Ca^{2+} dans le temps. Les analyses de conductivité effectuées par Wagenbach & Geis (1989) pour des autres carottes de glace récoltées toujours au Colle Gnifetti ont permis de reconstruire les dépôts de poussière minérale durant le 20^{ème} siècle. Les résultats des analyses ont montré que plusieurs événements de retombée de poussière minérale ont eu lieu durant les années 1970 et 1980, dont deux particulièrement importants en 1977 et 1982. L'étude de Sodemann *et al.* (2006) a analysé la composition chimique d'une carotte de glace récoltée dans le site de Piz Zupó (Alpes suisses). Deux événements de poussière saharienne ont été détectés dans la carotte de glace et ils ont été datés à mars et octobre 2000. La composition chimique de la poussière variait en fonction de l'événement, mais globalement était constituée par des concentrations élevées de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ . Des concentrations élevées de SO_4^{2-} , NO_3^- et NH_4^+ ont été également mesurées durant ces événements de poussières, mais il est probable que ces espèces chimiques aient une origine anthropique et que, par conséquent, elles aient été incorporées dans la masse d'air avant ou après la mobilisation des particules de sable (Sodemann *et al.*, 2006).

Les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} détectés dans les échantillons d'eau peuvent avoir également une origine géologique. En effet, l'altération chimique de roches évaporitiques et/ou de minéraux sulfurés peut également libérer des ions tels que Mg^{2+} , Ca^{2+} ainsi que SO_4^{2-} (par exemple Spencer, 2000). De plus, la dissolution de calcite (CaCO_3) et dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) peut enrichir l'eau en ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$ (par exemple Sherman & Barak, 2000, Frondini, *et al.*, 2014). Enfin, l'altération chimique par de l'eau acide (contenant de la CO_2 dissoute) de minéraux silicatés – tels que la biotite et le plagioclase – contenus dans les roches gneissiques peut libérer les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} ainsi que HCO_3^- (par exemple Giovanoli *et al.*, 1988, Drever & Zobrist, 1992). Cependant, la

contribution de cations basiques liée à roches résistantes à l'altération chimique telles que les gneiss s'avère être limitée, comme le démontre la haute sensibilité à l'acidification des lacs alpins situés dans des bassins versants granitiques (par exemple Marchetto *et al.*, 1994, Steingruber & Colombo, 2010b).

Dans le Val Cadlimo, la composition lithologique constituée exclusivement par du gneiss leucocratique (cf. Bianconi & Strasky, 2015) permet d'exclure probablement l'origine géologique des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} . Les concentrations de calcium et de magnésium mesurées à la source Cadlimo RG pourraient être associées à événements de retombée atmosphérique de poussière saharienne qui se sont produites dans le passé. L'augmentation des valeurs de Ca^{2+} et de Mg^{2+} durant la saison chaude pourrait indiquer la restitution ionique à travers la fusion progressive de la glace du sous-sol, comme suggéré aussi des concentrations de sulfates. Les valeurs de carbone inorganique mesurées à la source Cadlimo RG pourraient être liées aussi à la retombée atmosphérique de poussière saharienne, qui est riche en bicarbonate. Cependant, il n'est pas totalement exclu que les valeurs de carbone inorganique mesurées soient partiellement liées aussi à la faible dissolution de la muscovite par l'acide carbonique (cf. Giovanoli *et al.*, 1988). Les concentrations de SO_4^{2-} , Ca^{2+} et de Mg^{2+} mesurées à la source Cadlimo BR sont nettement plus faibles que celles détectées à la source Cadlimo RG, ce qui pourrait indiquer que les dépôts en amont de la source BR soient dépourvus de glace (comme les observations géomorphologiques et la modélisation de la répartition du permafrost indiqueraient).

L'évolution saisonnière du calcium et magnésium dans le site du Lago Nero s'avère être similaire à celle observée dans le Val Cadlimo. La restitution de cations basiques et bicarbonate – associés aux dépôts humides de poussière saharienne – à travers la fusion de la glace pourrait donc affecter l'hydrochimie de l'eau émergeant des *ice-patches* dans le site du Lago Nero, comme le prouve également l'évolution des valeurs de sulfates durant la saison chaude. Un apport de Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- lié à la dissolution de biotite et plagioclase n'est pas totalement exclu, bien que la résistance à l'altération chimique du substratum gneissique suggère plutôt une origine atmosphérique de ces espèces chimiques. L'eau à la source Lago Nero BR est caractérisée par des faibles concentrations ioniques (SO_4^{2-} , Ca^{2+} et Mg^{2+}), ce qui pourrait suggérer que la présence de glace dans le sous-sol est improbable dans ce secteur.

Les valeurs de Ca^{2+} et Mg^{2+} mesurées en automne dans l'eau émergeant du glacier rocheux du Lago di Leità s'avèrent être similaires à celles détectées par l'étude de Steingruber *et al.* (2020). Il est possible de supposer que ces cations basiques aient une double origine. D'un côté, comme dans le cas de l'eau émergeant du glacier rocheux actif des Ganoni di Schenadüi et des *ice-patches* au Lago Nero, la restitution des cations basiques et du carbone inorganique dans l'eau pourrait être liée à la fusion de la glace du sous-sol, qui stockerait ces espèces chimiques associées à des événements passés de poussière saharienne. De l'autre côté, comme déjà mentionné précédemment, la possible présence de roches évaporitiques suggérée par l'étude de Steingruber *et al.* (2020) pourrait contribuer à l'enrichissement ionique de l'eau à travers un processus d'altération chimique. La fusion progressive de la glace du sous-sol durant la saison chaude permettrait de favoriser le contact entre l'eau et les roches solubles fraîchement exposées, ce qui a pour résultat un

accroissement des concentrations de SO_4^{2-} , Mg^{2+} et Ca^{2+} dans l'eau sortant du glacier rocheux. De plus, une faible contribution de Ca^{2+} et HCO_3^- pourrait être également associée à la faible dissolution du plagioclase par l'acide carbonique.

L'évolution saisonnière moins nette de Ca^{2+} et Mg^{2+} à la source Leît BR, ainsi que les concentrations de ces éléments chimiques plus faibles par rapport à celles mesurées à la source Leît RG, pourraient signaler la faible (si pas nulle) probabilité de présence de glace souterraine dans les rares dépôts meubles situés en amont de la source Leît BR. Une possible source de Ca^{2+} et HCO_3^- pourrait être, dans une faible mesure, l'altération chimique du plagioclase par l'acide carbonique. Cependant, similairement aux sulfates, une origine extérieure au bassin versant (retombée atmosphérique) des espèces chimiques Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- est probable, bien que les mécanismes de stockage et restitution ne soient pas clairs.

Les concentrations des ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^-) à la source Vaux RG tendent à augmenter durant la saison chaude, tout comme celles des sulfates. Ce secteur est lithologiquement constitué essentiellement par des gneiss, des prasinites et des ardoises (cf. swisstopo, 2020c), ce qui indique que l'altération chimique joue un rôle mineur dans l'enrichissement ionique (en Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^-) de l'eau. Toutefois, un faible apport ionique (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^-) dans l'eau de la source Vaux RG pourrait être lié à l'altération chimique des affleurements rocheux gneissiques largement présents en amont du glacier rocheux et dans le sous-bassin versant situé au nord du glacier rocheux. Comme dans les sites du Val Cadlimo et Lago Nero, la restitution de cations basiques et bicarbonate – associés aux dépôts humides de poussières saharienne – à travers la fusion de la glace semblerait être le processus dominant dans la minéralisation progressive de l'eau émergeant des glaciers rocheux.

La source Vaux BR est caractérisée par des valeurs élevées de calcium, magnésium et carbone inorganique, surtout en août où les concentrations sont plus grandes que celles mesurées à la source Vaux RG. Les concentrations de ces espèces chimiques mesurées à la source Vaux BR en août et octobre pourraient avoir une origine géologique. En effet, des traces dolomitiques liées à la série du Greppon-Blanc (appartenant à la nappe du Mont Fort) ont été observées près du Lac des Vaux (Schaer, 1960). Sur la base de la carte géologique de Wust & Baehni (1986), la limite de la série du Greppon-Blanc se trouve au sud-est du Lac des Vaux et pourrait potentiellement affecter la composition chimique de l'eau émergeant des sources Vaux BR (19.08.2020 et 20.10.2020).

Similairement aux valeurs de sulfates mesurées à la source Sceru RG, les concentrations de Ca^{2+} et Mg^{2+} tendent également à augmenter dans ce site durant la saison chaude. Par contre, les valeurs de carbone inorganique sont restées stables durant la période d'observation. La différence des concentrations de ces espèces chimiques entre la source Sceru RG et Sceru BR n'est pas marquée. La lithologie du versant, caractérisée exclusivement par des paragneiss et des gneiss polycycliques, permet d'exclure une origine géologique de ces espèces chimiques, à l'exception d'un faible apport (de Mg^{2+} et HCO_3^-) qui pourrait être lié à la dissolution de biotite. Alors qu'un processus de restitution de Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- – associés aux dépôts humides de poussières saharienne – à travers la fusion de la glace pourrait expliquer la minéralisation progressive de l'eau à la source

Sceru RG, les mécanismes de libération de ces espèces chimiques à la source Sceru BR s'avèrent être moins clairs.

Concernant le site de l'Alpe Pièi, les valeurs de Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- mesurées dans les deux sources d'eau pourraient être liées à la dissolution des nodules de carbonates contenus dans les « Ortogneiss della Gana Bianca » observés entre la Cima di Toroi et la Cima di Gana Bianca lors du levé géologique (cf. chapitre 2.1.2). L'absence d'une augmentation progressive des concentrations de ces espèces chimiques durant la saison chaude permet probablement d'exclure l'impact de la fusion de la glace du sous-sol sur l'hydrochimie des systèmes aquatiques de ce site d'étude.

4.3.3 Nitrates et carbone organique total

Les valeurs de nitrates et de carbone organique total mesurées dans les cours d'eau de haute montagne peuvent être liées entre elles en fonction du type de couverture du sol des bassins versants. En effet, l'eau issue de bassins versants avec une forte couverture végétale est généralement caractérisée par des faibles concentrations en NO_3^- , puisque cet ion est retenu par les plantes car il est un nutriment essentiel pour leur croissance. En même temps, la présence de plantes permet d'observer des fortes quantités de carbone organique, car cette espèce chimique provient principalement par la décomposition de la matière organique végétale (par exemple Balestrini *et al.*, 2013). Inversement, l'eau issue des milieux poreux tels que les éboulis et les glaciers rocheux peut contenir des concentrations élevées de nitrates et de faibles teneurs en matière organique. La faible présence de couverture végétale dans ces milieux tend à rendre les sols limités en carbone, ce qui favorise l'activité microbienne de nitrification (par exemple Williams *et al.*, 2007, Balestrini *et al.*, 2013). Cependant, la couverture végétale n'est pas le seul facteur déterminant de la relation entre nitrates et carbone organique dans les cours d'eau. En effet, la source de la matière organique dans l'eau n'est pas liée qu'à la présence de végétation dans le bassin versant mais elle peut être associée également à la présence de bactéries et d'algues dans l'eau (Balestrini *et al.*, 2013). L'activité microbienne au sein des glaciers rocheux s'avère être le processus principal de l'apport de nitrates dans l'eau émergeant de ces formations dans les Montagnes Rocheuses (Barnes *et al.*, 2014, Fegel *et al.*, 2016). Les études de Colombo *et al.* (2018a, 2019) ont mesuré des valeurs élevées de NO_3^- dans des étangs alpins situés dans des bassins versants où l'occurrence de permafrost est probable, au nord-ouest des Alpes italiennes (Vallée d'Aoste). Ces études suggèrent que l'enrichissement en NO_3^- est probablement dû à l'écoulement de l'eau dans des sédiments où les activités microbiennes sont actives. La faible couverture végétale et les fortes pentes ont probablement favorisé la présence de nitrates dans l'eau en limitant la rétention d'azote.

Comme suggéré par Scapozza *et al.* (2020a), la restitution de polluants atmosphériques par la fusion de la glace peut également enrichir l'eau en NO_3^- . En effet, comme dans le cas des sulfates, le Sud des Alpes est particulièrement exposé au dépôt de polluants

atmosphériques tels que les oxydes d'azote (NO_x) émis depuis la zone industrialisée de la Plaine du Pô (Steingruber, 2015). Contrairement aux dépositions humides de soufre qui sont diminuées fortement à partir des années 1980, les dépositions d'azote n'ont baissé que faiblement à partir de 2006 au Sud des Alpes, et demeurent élevées (jusqu'à 120-140 meq L^{-1} ; Rogora *et al.*, 2016). Une déposition atmosphérique moyenne de 0.3 mg N L^{-1} (2015-2018) a été mesurée à la station météorologique de Robièi (cf. Scapozza *et al.*, 2020a).

Une augmentation progressive des valeurs de nitrates durant la saison chaude dans l'eau émergeant des glaciers rocheux n'est observable que dans les sites de Lago Nero et Lac de Vaux. Les valeurs de nitrates détectées à la source Lago Nero IP sont légèrement plus élevées que celles mesurées entre 2015 et 2018 par l'étude de Scapozza *et al.* (2020a). La similitude entre l'évolution saisonnière de NO_3^- et celle de SO_4^{2-} dans ces deux sites d'étude pourrait suggérer que la restitution de polluants atmosphériques par la fusion de la glace joue un rôle important dans l'enrichissement ionique de l'eau. Des plus, les valeurs de NO_3^- mesurées aux sources Lago Nero IP et Vaux RG s'avèrent être nettement plus élevées que celles détectées aux sources Lago Nero BR et Vaux BR.

Dans les autres sites d'étude, le pic de nitrate aux sources RG est, en revanche, mesuré en août. L'absence d'une augmentation progressive de NO_3^- dans l'eau entre le début et la fin de la saison chaude pourrait indiquer l'influence des activités microbiennes dans les sédiments sur les valeurs de nitrates exportées depuis les glaciers rocheux, comme suggéré par Colombo *et al.* (2018a, 2019). Les valeurs de NO_3^- mesurées en automne dans l'eau émergeant du glacier rocheux du Lago di Leità s'avèrent être similaires à celles détectées par l'étude de Steingruber *et al.* (2020). Les valeurs les plus élevées de NO_3^- ont été mesurées aux sources Pièi RG (2.9 mg/L) et Sceru RG (1.5 mg/L). Le glacier rocheux transitionnel de Pièi – où il est possible de supposer que le corps de glace se trouve désormais en profondeur – et le glacier rocheux fossile de Sceru pourraient potentiellement représenter des milieux poreux propices au développement de communautés microbiennes. Cependant, à la source Sceru RG, ainsi qu'aux sources Cadlimo RG e Leità RG, il n'est pas possible d'exclure un apport de NO_3^- lié à la restitution de polluants atmosphériques par la fusion de la glace au sein des glaciers rocheux actifs.

Toutes les sources BR sont caractérisées par des valeurs de NO_3^- plus faibles que celles mesurées aux sources RG. Cela pourrait être potentiellement dû à la présence importante d'affleurements rocheux en amont des sources BR, qui sont des milieux moins propices au développement de communautés microbiennes par rapport aux glaciers rocheux. De la même façon, les affleurements rocheux sont des milieux moins propices à héberger une couverture végétale par rapport aux dépôts meubles, ce qui expliquerait les plus faibles valeurs de carbone organique mesurées dans les sources BR.

4.4 Synthèse des résultats

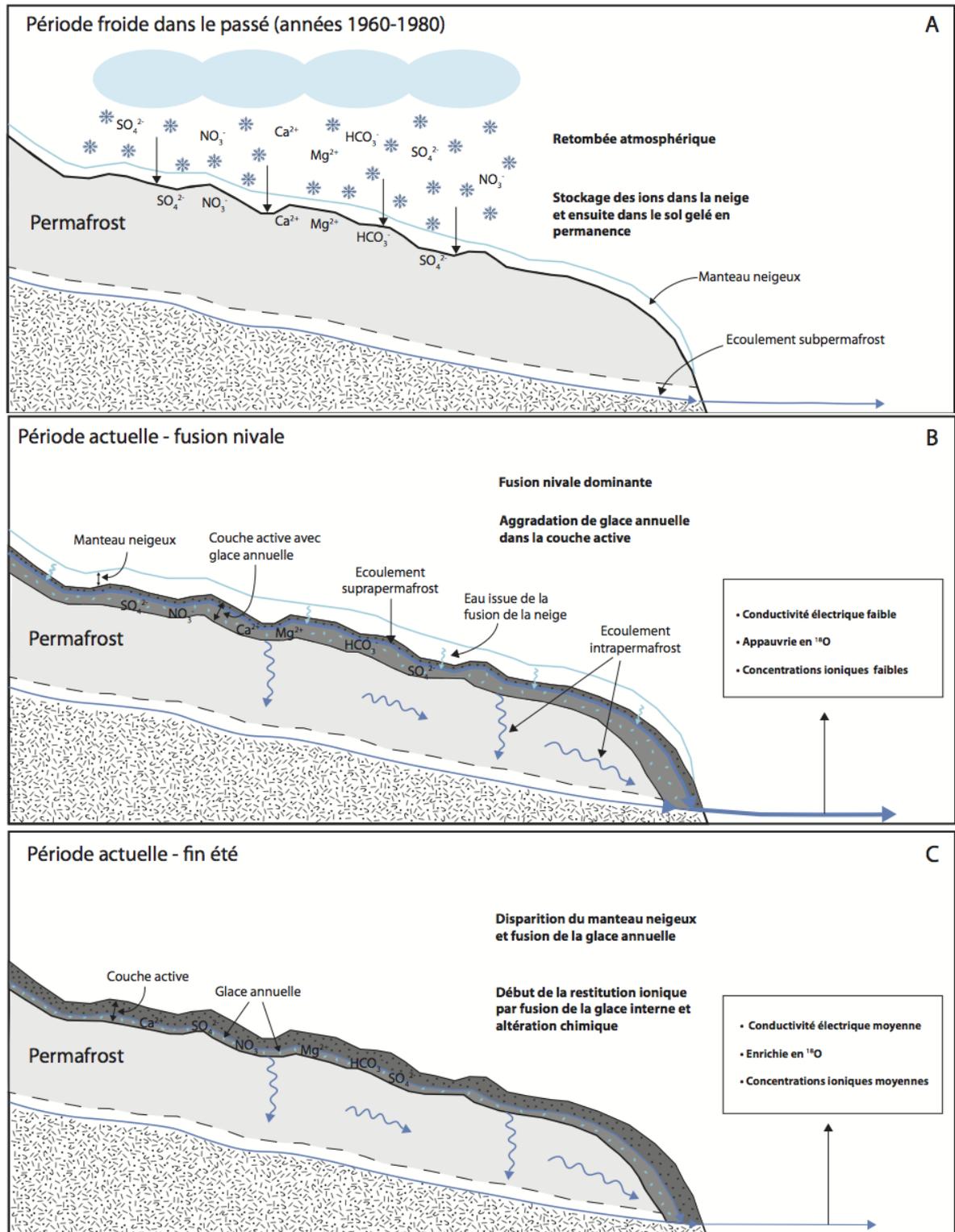
Les différents types de traceurs utilisés dans cette étude – tels que la conductivité électrique, le contenu ionique (en particulier SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NO_3^- et HCO_3^-) et isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et d_{excess}) des eaux – ont permis de détecter, vraisemblablement, la contribution de la fusion de la glace du sous-sol dans les différentes sources (tab. 19). La progressive fusion de glace du sous-sol durant la saison chaude a probablement affecté la composition physico-chimique et isotopique de l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches*. L'évolution de la composition chimique (SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+}) indique qu'il est possible que la source Sceru RG ait été affectée par la fusion saisonnière de la glace, bien que cet apport hydrique pourrait avoir été partiellement caché par l'effet de mélange des eaux dans un aquifère souterrain.

Tableau 19 : synthèse des principaux résultats. CE = conductivité électrique de l'eau.

Source	Fusion de glace durant la saison chaude	Traceurs qui pourraient indiquer la fusion de glace dans l'eau
Sceru RG	Possible	SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+}
Sceru BR	Improbable	-
Pièi RG	Improbable	-
Pièi BR	Improbable	-
Leit RG	Probable	CE, SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\delta^{18}\text{O}$, d_{excess}
Leit BR	Improbable	-
Cadlimo RG	Probable	CE, SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\delta^{18}\text{O}$, d_{excess}
Cadlimo BR	Improbable	-
Lago Nero IP	Probable	CE, SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NO_3^- , $\delta^{18}\text{O}$, d_{excess}
Lago Nero BR	Improbable	-
Vaux RG	Probable	CE, SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , NO_3^- , $\delta^{18}\text{O}$, d_{excess}
Vaux BR	Improbable	-

4.5 Modèle conceptuel général

Un modèle conceptuel qui explique les principaux processus hydro-chimiques au sein des glaciers rocheux actifs est ici proposé (fig. 47). Ce modèle a été élaboré sur la base des résultats de cette étude et des modèles conceptuels présentés dans les études de Williams *et al.* (2006) et de Colombo *et al.* (2018a).



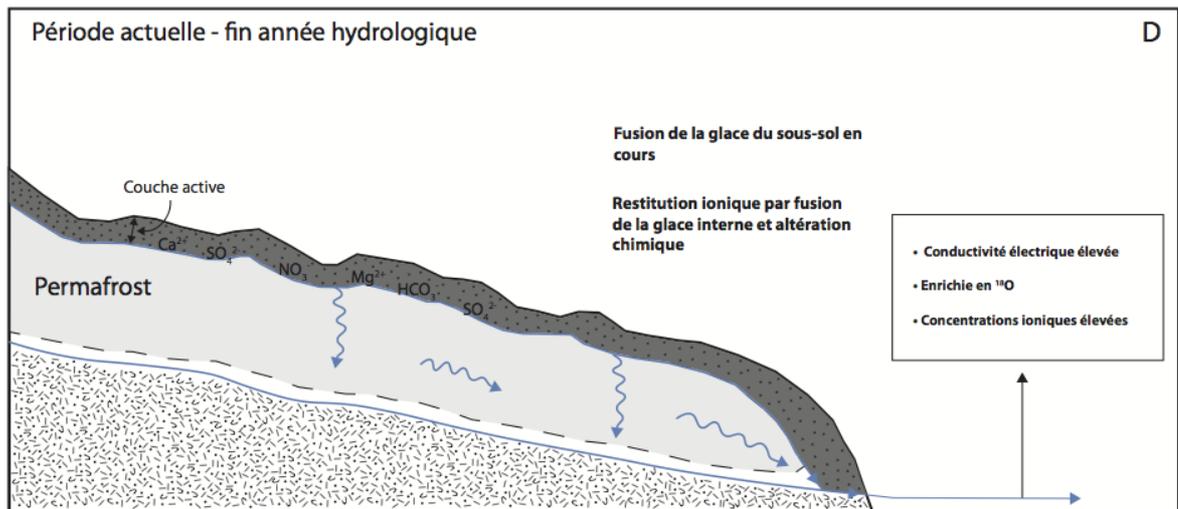


Figure 47 : modèle conceptuel des principaux processus hydro-chimiques qui se déroulent au sein des glaciers rocheux actifs.

La cryosphère – y compris les zones de permafrost – peuvent agir en tant que lieux de stockage temporaire de polluants atmosphériques et d'autres espèces chimiques (par exemple Sodemann *et al.*, 2006, Ferrario *et al.*, 2017, Bohleber *et al.*, 2018, Scapozza *et al.*, 2020a) déposés sur la surface par un processus de retombée atmosphérique. La dernière période froide favorable au stockage dans la glace des espèces chimiques issues des dépôts atmosphériques a été enregistrée durant les décennies 1960-1980. En effet, durant cette période une bonne partie des glaciers dans les Alpes européennes a connu une augmentation de leur longueur et un bilan de masse positif (Wood, 1988). Au même temps, des pics de dépôts de polluants atmosphériques (Mylona, 1996) ainsi que des événements de poussière minérale (Wagenbach & Geis, 1989) ont été observés durant ces décennies. Ces informations suggèrent donc que des espèces chimiques (telles que SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^-) aient été stockées dans la glace entre les années 1960 et 1980 à travers un processus de déposition atmosphérique. Dans un premier temps, les ions sont stockés dans le manteau neigeux ; ensuite, ils sont transférés dans le corps de glace à travers un processus de regel de l'eau issue de la fusion nivale (fig. 47A).

Durant la période de fusion nivale, l'eau émergeant du glacier rocheux est constituée essentiellement par l'eau issue de fusion du manteau neigeux, qui s'avère être peu conductrice et appauvrie en $\delta^{18}\text{O}$ et en ions (fig. 47B), conformément au modèle de Colombo *et al.* (2018a). Les débits les plus élevés sont normalement observés durant cette période, où la fusion de la neige alimente de façon importante l'écoulement *suprapermafrost*, qui s'écoule à la surface de la glace présente sous le front de dégel dans la couche active (cf. Krainer & Mostler, 2002, Krainer *et al.*, 2007). De la glace annuelle peut également se former durant cette période à travers un processus de regel de l'eau percolant dans la couche active, étant donné que les températures du sol sont encore négatives (par exemple Arenson *et al.*, 2002, Hanson & Hoelzle, 2004).

À la fin de l'été (fin août), la couverture neigeuse a complètement disparu et les échanges de chaleur directs entre la surface du sol et l'atmosphère et donc entre la surface du sol et

le sous-sol via la couche active commencent à réchauffer le sol. L'augmentation des températures du sous-sol peut conduire à la fusion de la glace annuelle. Il est supposé que la contribution hydrique liée à la fusion de glace dans l'eau sortant du glacier rocheux est encore relativement petite. La contribution liée à la fusion de la glace et l'absence de l'effet de dilution des ions dissous lié à l'apport hydrique issu de la fusion nivale, permettraient d'expliquer les changements physico-chimiques observés dans l'eau. En effet, l'eau émergeant du glacier rocheux à la fin de l'été s'avère être plus conductrice et plus enrichie en ^{18}O et en ions (surtout SO_4^{2-} , Ca^{2+} et Mg^{2+}) par rapport à celle observée durant la fusion nivale (fig. 47C). L'enrichissement ionique pourrait être lié à la fusion de la glace du sous-sol durant la saison chaude, qui peut avoir deux impacts au niveau hydrochimique au sein d'un glacier rocheux : d'un côté, la restitution ionique directement à travers la fusion de la glace (Thies *et al.*, 2007, 2013, Scapozza *et al.*, 2020a) ; de l'autre côté une augmentation des surfaces minérales fraîchement exposées au sein des glaciers rocheux, ce qui favorise le processus d'altération chimique (Williams *et al.*, 2006, Colombo *et al.*, 2018b). Selon Krainer *et al.* (2007), l'enrichissement en ^{18}O pourrait être causé principalement par une augmentation de la contribution issue de la fusion de glace interne (enrichie en ^{18}O à cause des cycles de gel-regel ; cf. Steig *et al.*, 1998, Williams *et al.*, 2006) et de l'eau souterraine (alimentée essentiellement par l'infiltration d'eau météorique enrichie en ^{18}O) au détriment de l'apport lié à la fusion de la neige (appauvri en ^{18}O).

Après la fin de l'année hydrologique (octobre), la contribution hydrique de la fusion de glace dans l'eau émergeant des glaciers rocheux devient de plus en plus importante, comme le démontre les valeurs élevées de conductivité et les fortes concentrations ioniques (surtout SO_4^{2-} , Ca^{2+} et Mg^{2+}) mesurées en octobre (fig. 47D). À ce stade, l'écoulement *suprapermafrost* s'écoule à la surface de la glace présente sous le front de dégel dans la couche gelée en permanence. Les faibles débits mesurés dans les ruisseaux émergeant des glaciers rocheux en fin saison chaude (voir par ex. Krainer & Mostler, 2002, Berger *et al.*, 2004, Krainer *et al.*, 2007) pourraient potentiellement défavoriser le contact eau-roche et donc l'altération chimique au sein des glaciers rocheux. Par conséquent, la restitution ionique à travers la fusion de la glace pourrait être le processus principal de l'enrichissement ionique de l'eau. Les valeurs isotopiques demeurent élevées et assez similaires à celles mesurées à la fin de l'été, ce qui pourrait indiquer que l'eau sortant du glacier rocheux est encore constituée par un mélange d'eaux souterraines (issues de l'infiltration d'eau météorique dans le sous-sol) et d'eaux liées à la fusion de la glace, comme suggéré par Krainer *et al.* (2007). Bien que l'apport hydrique issu de la fonte de glace souterraine joue probablement un rôle mineur dans le bilan hydrique total (sa contribution dans l'eau émergeant des glaciers rocheux a été estimée entre 2 et 5% ; cf. Krainer *et al.*, 2015, Harrington *et al.*, 2018), la dégradation du permafrost peut affecter significativement la composition physico-chimique des systèmes aquatiques alpins (Williams *et al.*, 2006, Thies *et al.*, 2007, Thies *et al.*, 2013, Ilyashuk *et al.*, 2014, Colombo *et al.*, 2018a, Ilyashuk *et al.*, 2018, Scapozza *et al.*, 2020a, Steingruber *et al.*, 2020).

4.6 Enseignements méthodologiques

Dans cette étude, un monitoring de température et de conductivité de l'eau a été effectué dans les ruisseaux émergeant des glaciers rocheux. Les capteurs doivent être installés le plus près possible de la source située au front du glacier rocheux, afin d'éviter toute influence hydro-chimique externe au glacier rocheux. Dans les sites du Lac des Vaux et de la Valle di Sceru, le débit suffisamment élevé des ruisseaux émergeant des glaciers rocheux a permis un contact constant entre le capteur et l'eau. Par contre, dans les sites du Lago Nero, du Val Cadlimo, du Lago di Leità et de l'Alpe Pièi le contact entre le capteur et le flux d'eau a été intermittent à cause de la variation du débit du ruisseau durant la saison chaude. Cela a causé une perte de données mais – au même temps – a permis d'observer une forte diminution du débit après la fusion nivale.

Concernant l'échantillonnage manuel, un échantillon par site a été récolté trois fois durant la saison chaude (fusion nivale, fin été et fin année hydrologique). Il est important de retarder autant que possible le dernier échantillonnage à la fin de la saison chaude, afin d'augmenter les probabilités de détecter la fusion de glace dans les échantillons d'eau. Les dates d'échantillonnage choisies ont permis de bien observer les changements de la composition chimique des eaux. Par contre, trois dates d'échantillonnage ne sont pas suffisantes pour bien visualiser les changements saisonniers de la signature isotopique des eaux. Il serait donc nécessaire d'augmenter la fréquence d'échantillonnage (au moins pour les analyses isotopiques) afin d'améliorer la compréhension du régime hydrique des glaciers rocheux. À ce propos, le préleveur d'échantillons automatique installé au Lac des Vaux s'est révélé être un instrument précieux dans l'échantillonnage d'eau journalier. Cependant, il est nécessaire de récupérer l'eau récoltée par cet instrument chaque deux semaines afin d'éviter que l'évaporation puisse affecter la composition isotopique des échantillons. Il est également recommandé d'appliquer du silicone liquide dans les bouteilles d'échantillonnage, afin de limiter au maximum le processus d'évaporation au sein du préleveur d'échantillons automatique.

Dans cette recherche, la composition isotopique des précipitations dans les sites d'étude a été estimée en utilisant les valeurs du réseau NISOT (*Swiss National Network for Isotopes in the Water Cycle*) fournies par l'Office fédéral de l'environnement (OFEV) et l'Observation nationale des eaux souterraines (NAQUA). Toutefois, un échantillonnage in-situ de l'eau météorique durant saison chaude permettrait de reconstruire la signature isotopique des précipitations pour chaque site d'étude et d'améliorer l'interprétation de l'origine de l'eau des ruisseaux. Il serait également très utile de récolter au moins un échantillon de glace, car ce dernier pourrait aider dans la discrimination de la contribution de la fusion de la glace dans l'eau émergeant des glaciers rocheux.

5. Conclusion et perspectives de recherches futures

Dans la thématique globale de la dégradation du permafrost en relation avec le réchauffement climatique en cours, une étude hydrologique des glaciers rocheux s'avère être essentielle en vue de comprendre et d'évaluer le potentiel de ces derniers en termes de ressource hydrique. À cet égard, cette recherche visait à améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrologique des glaciers rocheux et, en particulier, sur l'origine et sur la qualité de leur contribution hydrique aux systèmes aquatiques alpins. Les principaux enseignements à retenir de cette étude peuvent être résumés comme suit :

- Les précipitations liquides et neigeuses qui se sont produites durant la période d'observation ont provoqué des diminutions de la conductivité dans l'eau émergeant des glaciers rocheux, par un effet de dilution des ions dissous. Les glaciers rocheux représentent donc des systèmes hydrologiques réactifs, où la plupart de l'eau météorique sort rapidement de ces formations, sous la forme d'un écoulement superficiel (aussi appelé *suprapermafrost*) qui circule sur le niveau gelé imperméable.
- Les analyses isotopiques montrent un changement dans le régime hydrologique durant la saison chaude. Alors qu'au début des observations l'eau émergeant des glaciers rocheux est essentiellement alimentée par de l'eau de fusion nivale, à fin été / année hydrologique l'eau est probablement constituée par un mélange de différents apports hydriques. L'enrichissement en isotopes lourds dans l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* durant la saison chaude pourrait être lié à une augmentation de la contribution issue de la fusion de glace interne (qui a été soumise à plusieurs cycles de gel-dégel ; cf. Steig *et al.*, 1998, Williams *et al.*, 2006) et de l'eau souterraine (constituée essentiellement par de l'eau météorique) au détriment de l'apport lié à la fusion de la neige (cf. Krainer *et al.*, 2007).
- Les valeurs constantes de conductivité, de température et de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées à la source Sceru RG durant la saison chaude, suggèrent que les eaux se mélangent probablement longtemps dans un aquifère avant de sortir du glacier rocheux fossile. Par ailleurs, cet « effet aquifère » pourrait cacher les évidences d'un apport hydrique lié à la fusion de glace dans le versant sud de la vallée.
- Les valeurs médianes des concentrations de SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} et Mg^{2+} mesurées dans les sources RG s'avèrent être significativement différentes et plus élevées que celles mesurées dans les sources BR. Par contre, la composition isotopique (δO^{18} et d_{excess}) des sources RG n'est pas significativement différente de celle des sources BR.
- L'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches* montre une augmentation progressive de la conductivité électrique ainsi que du contenu

ionique (en particulier SO_4^{2-} , Ca^{2+} et Mg^{2+}) durant la saison chaude. Cette minéralisation saisonnière de l'eau pourrait être provoquée par la fusion de la glace annuelle et, dans une moindre mesure, de la glace pérenne. L'augmentation du front de dégel saisonnier durant la saison chaude peut avoir théoriquement deux effets sur la qualité de l'eau émergeant des glaciers rocheux. D'un côté, augmenter la restitution ionique à travers la fusion de glace (par exemple Thies *et al.* 2007, 2014), qui stocke temporairement des polluants atmosphériques issus de dépôts humides qui se sont produits dans une période froide du passé (probablement les décennies 1960-1980 ; Scapozza *et al.*, 2020a). De l'autre côté, augmenter les surfaces minérales fraîchement exposées au sein des glaciers rocheux, ce qui favorise un processus d'altération chimique (par exemple Williams *et al.*, 2006, Colombo *et al.*, 2018a).

- La configuration lithologique des bassins versants – caractérisée en prévalence par des roches cristallines et par une absence quasi-totale de roches évaporitiques et de minéraux sulfurés – suggère que l'altération chimique n'est probablement pas le processus principal de la restitution ionique dans l'eau émergeant des glaciers rocheux dans la plupart des sites d'étude. L'altération chimique ne pourrait jouer un rôle important qu'à la source Leït RG (où des roches évaporitiques telles que gypse/anhydrite pourraient affecter la composition chimique de l'eau) et à la source Pièi RG (où la dissolution des nodules de carbonates contenus dans les « Ortogneiss della Gana Bianca » pourrait affecter la composition chimique de l'eau). Toutefois, la tendance à la diminution saisonnière du débit des ruisseaux émergeant des glaciers rocheux pourrait potentiellement défavoriser le contact eau-roche et donc l'altération chimique au sein des glaciers rocheux.
- La tendance à la diminution des valeurs de conductivité électrique, ainsi que l'absence d'une augmentation progressive du contenu ionique (SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^-) durant la saison chaude suggèrent probablement que la contribution hydrique issue de la fusion saisonnière de la glace du sous-sol est vraisemblablement très faible/nulle à la source Pièi RG.

Ce travail de recherche a été réalisé en un an, ce qui n'a pas permis d'étudier l'impact à long terme des glaciers rocheux sur les systèmes aquatiques alpins. D'où l'intérêt d'étudier l'eau émergeant de glaciers rocheux avec des degrés différents d'activité (actifs, transitionnels et fossiles) ainsi que celle émergeant des *ice-patches*. La diversité des sites choisis et des traceurs utilisés (conductivité électrique, contenu ionique et isotopique) a permis de discriminer – vraisemblablement – l'apport hydrique issu de la fusion saisonnière de la glace dans l'eau émergeant des glaciers rocheux actifs et des *ice-patches*. À l'avenir, des mesures supplémentaires doivent être effectuées afin de vérifier et compléter les observations et les résultats de cette étude.

- Des mesures géophysiques doivent être entreprises afin de comprendre et monitorer la structure interne des glaciers rocheux de manière saisonnière et annuelle. Sur le long terme, le couplage entre les données hydro-chimiques et géophysiques pourra

permettre de vérifier si une (éventuelle) augmentation du contenu ionique (en particulier SO_4^{2-} , Ca^{2+} et Mg^{2+}) dans l'eau émergeant des glaciers rocheux correspond à une (éventuelle) diminution de la teneur en glace contenue dans les glaciers rocheux. À cet égard, il sera également intéressant de vérifier si une (éventuelle) augmentation du contenu ionique dans l'eau émergeant des glaciers rocheux correspond à une (éventuelle) augmentation des températures de surface du sol.

- Des mesures géodésiques doivent également être entreprises afin de monitorer le lent affaissement des glaciers rocheux, qui est causé par la fusion de la glace interne. Il sera donc intéressant de vérifier si une (éventuelle) perte d'altitude annuelle correspond à un (éventuel) changement saisonnier de la composition chimique de l'eau émergeant du glacier rocheux.
- Afin d'améliorer les connaissances du fonctionnement hydrologique des glaciers rocheux, les données hydro-chimiques doivent être couplées avec des mesures hydrologiques supplémentaires, comme par exemple des essais de traçage (pour estimer les temps de transfert de l'eau) et des mesures du débit des ruisseaux.
- Afin d'améliorer la compréhension de l'origine de l'eau émergeant des glaciers rocheux, d'autres analyses isotopiques sont nécessaires. En particulier, il sera primordial d'augmenter la fréquence d'échantillonnage des ruisseaux et de disposer de mesures isotopiques in-situ des précipitations et (là où c'est possible) de la glace, afin de discriminer – avec plus de précision – l'apport hydrique issu de la fusion saisonnière de la glace.
- Tous les bassins versants n'apparaissent pas sur les feuilles de l'Atlas géologique de la Suisse 1 :25'000. Or, on a vu qu'il est extrêmement important de connaître précisément la composition lithologique des différents sites afin de déterminer l'origine des différents éléments chimiques mesurés dans les échantillons. Des levés géologiques approfondis doivent donc être entrepris (là où c'est nécessaire) afin d'exclure une origine géologique des espèces chimiques contenues dans l'eau.

Références bibliographiques

- Arenson, L., Hoelzle, M., & Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 117-135.
- Balestrini, R., Arese, C., Freppaz, M., & Buffagni, A. (2013). Catchment features controlling nitrogen dynamics in running waters above the tree line (central Italian Alps). *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 989-1001.
- Barnes, R. T., Williams, M. W., Parman, J. N., Hill, K., & Caine, N. (2014). Thawing glacial and permafrost features contribute to nitrogen export from Green Lakes Valley, Colorado Front Range, USA. *Biogeochemistry*, 117(2-3), 413-430.
- Benjamin, L., Knobel, L. L., Hall, L. D., Cecil, L. D., & Green, J. R. (2004). Development of a Local Meteoric Water Line for Southeastern Idaho, Western Wyoming, and South-Central Montana. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations*, Report 2004-5126.
- Berger, J., Krainer, K., & Mostler, W. (2004). Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, 62(3), 233-242.
- Bianconi, F. & Strasky, S. (2015). Feuille 1252 Ambri-Piotta, carte 138 (Atlas géologique de la Suisse 1 :25'000). Wabern : Office fédéral de topographie swisstopo.
- Biskaborn, B. K., *et al.* (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature communications*, 10(1), 1-11.
- Bohleber, P., Erhardt, T., Spaulding, N., Hoffmann, H., Fischer, H., & Mayewski, P. (2018). Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium. *Climate of the Past*, 14(1), 21-37.
- Brighenti, S., Tolotti, M., Bruno, M. C., Engel, M., Wharton, G., Cerasino, L., Mair, V., & Bertoldi, W. (2019). After the peak water: the increasing influence of rock glaciers on alpine river systems. *Hydrological Processes*, 33(21), 2804-2823.
- Buchli, T., Merz, K., Zhou, X., Kinzelbach, W., & Springman, S. M. (2013). Characterization and Monitoring of the Furggwanghorn Rock Glacier, Turtmann Valley, Switzerland: Results from 2010 to 2012. *Vadose Zone Journal*, 12, 1–15.
- Burger, K. C., Degenhardt Jr, J. J., & Giardino, J. R. (1999). Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31(1-4), 93-132.

- Carturan L., Zuecco G., Seppi R., Zanoner T., Borga M., Carton A. & Dalla Fontana G. (2016). Catchment-Scale Permafrost Mapping using Spring Water Characteristics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(3), 253-270.
- Christiansen, H. H., *et al.* (2010). The thermal state of permafrost in the Nordic area during the International Polar Year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 156-181.
- CH2018 (2018). CH2018 – Climate Scenarios for Switzerland, Technical Report. *National Centre for Climate Services*, Zurich, 1-271.
- Clark, I. & Fritz, I. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Boca Raton: Lewis Publishers.
- Colombo, N., Gruber, S., Martin, M., Malandrino, M., Magnani, A., Godone, D., Freppaz, M., Fratianni, S., & Salerno, F. (2018a). Rainfall as primary driver of discharge and solute export from rock glaciers: The Col d'Olen Rock Glacier in the NW Italian Alps. *Science of the Total Environment*, 639, 316-330.
- Colombo, N., Salerno, F., Gruber, S., Freppaz, M., Williams, M., Fratianni, S., & Giardino, M. (2018b). Review: Impacts of permafrost degradation on inorganic chemistry of surface fresh water. *Global and Planetary change*, 162, 69-83.
- Colombo, N., Sambuelli, L., Comina, C., Colombero, C., Giardino, M., Gruber, S., Viviano, G., Vittori Antisari, L., & Salerno, F. (2018c). Mechanisms linking active rock glaciers and impounded surface water formation in high-mountain areas. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(2), 417-431.
- Colombo, N., Salerno, F., Martin, M., Malandrino, M., Giardino, M., Serra, E., Godone, D., Said-Pullicino, D., Fratianni, S., Paro, L., Tartari, G., & Freppaz, M. (2019). Influence of permafrost, rock and ice glaciers on chemistry of high-elevation ponds (NW Italian Alps). *Science of the Total Environment*, 685, 886-901.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468.
- Delaloye, R., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps: seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65(2), 135-145.
- Deluigi, N., Lambiel, C., & Kanevski, M. (2017). Data-driven mapping of the potential mountain permafrost distribution. *Science of The Total Environment*, 590, 370-380.
- Deluigi, N. & Scapozza, C. (2020). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi: riparizione potenziale attuale e futura. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 108, 15-27.

- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4), 158-169.
- Draaijers, G. P. J., Van Leeuwen, E. P., De Jong, P. G. H., & Erisman, J. W. (1997). Base-cation deposition in Europe—Part II. Acid neutralization capacity and contribution to forest nutrition. *Atmospheric Environment*, 31(24), 4159-4168.
- Drever, J. I., & Zobrist, J. (1992). Chemical weathering of silicate rocks as a function of elevation in the southern Swiss Alps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(8), 3209-3216.
- Duguay, M. A., Edmunds, A., Arenson, L. U., & Wainstein, P. A. (2015). Quantifying the significance of the hydrological contribution of a rock glacier – A review. Dans: *GeoQuebec 2015 – 68th Canadian geotechnical conference and 7th Canadian permafrost conference, Quebec, Canada, 20–23 September*.
- Duvillard, P. A., Ravel, L., Marcer, M., & Schoeneich, P. (2019). Recent evolution of damage to infrastructure on permafrost in the French Alps. *Regional Environmental Change*, 19(5), 1281-1293.
- Fegel, T. S., Baron, J. S., Fountain, A. G., Johnson, G. F., & Hall, E. K. (2016). The differing biogeochemical and microbial signatures of glaciers and rock glaciers. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121(3), 919-932.
- Ferrario, C., Finizio, A., & Villa, S. (2017). Legacy and emerging contaminants in meltwater of three Alpine glaciers. *Science of the Total Environment*, 574, 350-357.
- Fischer, M., Huss, M., Barboux, C., & Hoelzle, M. (2014). The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 933-945.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.
- Fronzoni, F., Zucchini, A., & Comodi, P. (2014). Water-rock interactions and trace elements distribution in dolomite aquifers: The Sassolungo and Sella systems (Northern Italy). *Geochemical Journal*, 48(3), 231-246.
- Gat, J. R., Mook, W. G., & Meijer, H. A. (2001). Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and Applications UNESCO/IAEA Series, 2, 63-7.
- Geiger, S. T., Daniels, J. M., Miller, S. N., & Nicholas, J. W. (2014). Influence of rock glaciers on stream hydrology in the La Sal Mountains, Utah. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(3), 645-658.

- Genoud, M. (2008). *Inventaire, évaluation et projets de valorisation des géomorphosites du Val de Bagnes* (mémoire de licence). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Suisse.
- Giardino, R., Regmi, N., & Vitek, J. (2011). Rock Glacier. Dans V. P. Singh, P. Singh, U. K. Haritashya (éds), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 1-1253). Dayton: Springer Netherlands.
- Giovanoli, R., Schnoor, J. L., Sigg, L., Stumm, W., & Zobrist, J. (1988). Chemical weathering of crystalline rocks in the catchment area of acidic Ticino lakes, Switzerland. *Clays and Clay minerals*, 36(6), 521-529.
- Glotzbach, C., Reinecker, J., Danišík, M., Rahn, M., Frisch, W., & Spiegel, C. (2010). Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: Evidence for steady state, long-term exhumation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F0317).
- Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen des VAW – ETH Zürich*, 17, 1-221.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 77, 1–142.
- Haeberli, W., & Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27(4), 258-265.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Vonder Mühl, D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189-214.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., & Zemp, M. (2007). Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of glaciology*, 46, 150-160.
- Haeberli, W., & Hohmann, R. (2008). Climate, glaciers and permafrost in the Swiss Alps 2050: scenarios, consequences and recommendations. Dans D. L. Kane, K. M. Hinkel, V. (éds), *Proceedings Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska, 29 June – 3 July, 2008* (pp. 607-612). Fairbanks: Institute of Northern Engineering.
- Haeberli, W., Noetzi, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., & Phillips, M. (2010). Mountain permafrost:

- development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043-1058.
- Haeberli, W., Schaub, Y., & Huggel, C. (2017). Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, 293, 405-417.
- Hanson, S., & Hoelzle, M. (2004). The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 273-282.
- Harrington, J. S., Mozil, A., Hayashi, M., & Bentley, L. R. (2018). Groundwater flow and storage processes in an inactive rock glacier. *Hydrological Processes*, 32(20), 3070-3088.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., & Mostler, W. (2007). Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(4), 351-367.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brueckl, E., & Ullrich, C. (2012). Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) de-termined from geophysical surveys. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 12-31.
- Hoelzle M, Wagner S, Käab A, & Vonder Mühl D. (1998). Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers in the Upper Engadin, Switzerland. Dans A. G. Lewkowicz & M. Allard (éds), *7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada* (pp. 465-472). Quebec: Université Laval.
- Hug, S., Schönenberger, U., & Dolf, R. (2020). NADUF - National long-term surveillance of Swiss rivers (2020) [Data set]. *Eawag: Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology*.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., & Käab, A. (2003). A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. Dans M. Phillips, S. M. Springman, & L. U. Arenson (éds), *8th International Conference on Permafrost, Zürich* (pp. 455-460). Lisse: A.A Balkema.
- Isaksen, K., Ødegård, R. S., Eiken, T., & Sollid, J. L. (2000). Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(3), 241-257.

- Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Psenner, R., Tessadri, R., & Koinig, K. A. (2014). Rock glacier outflows may adversely affect lakes: lessons from the past and present of two neighboring water bodies in a crystalline-rock watershed. *Environmental science & technology*, 48(11), 6192-6200.
- Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Psenner, R., Tessadri, R., & Koinig, K. A. (2018). Rock glaciers in crystalline catchments: Hidden permafrost-related threats to alpine headwater lakes. *Global change biology*, 24(4), 1548-1562.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., Selley, H. L., Wood, J. L., & Betts, R. A. (2018). The distribution and hydrological significance of rock glaciers in the Nepalese Himalaya. *Global and Planetary Change*, 160, 123-142.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., & Whalley, W. B. (2019). Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews*, 19, 66-90.
- Krainer, K., & Mostler, W. (2002). Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 142-149.
- Krainer, K., Mostler, W., & Spötl, C. (2007). Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100, 102-112.
- Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J. N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H., & Tonidandel, D. (2015). A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quaternary Research*, 83(2), 324-335.
- Kühni, A., & Pfiffner, O. A. (2001). The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41(4), 285-307.
- Lambiel, C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)* (Mémoire de Licence), Université de Lausanne, Faculté des Lettres, Suisse.
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités* (thèse de doctorat). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Suisse.
- Lambiel, C., & Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 15(3), 229-241.

- Luetschg, M., & Haeberli, W. (2005). Permafrost evolution in the Swiss Alps in a changing climate and the role of the snow cover. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 59(2), 78-83.
- Marchetto, A., Barbieri, A., Mosello, R., & Tartari, G. A. (1994). Acidification and weathering processes in high mountain lakes in Southern Alps. Dans: J. Fott (ed.), *Limnology of Mountain Lakes* (pp. 75-81). Heidelberg: Springer Netherlands.
- Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R. & Lambiel C. (2012). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2006–2011). Rapporto No. 1 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 100: 135-139.
- Mari, S., Scapozza, C., Pera Ibarguren, S., & Delaloye, R. (2013). Prove di multitracciamento di ghiacciai rocciosi e ambienti periglaciali nel Vallon de Réchy (VS) e nella Valle di Sceru (TI). *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 101, 13-20.
- Maurer, H., & Hauck, C. (2007). Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 53(180), 110-120.
- Merz Arreaza, C. (1989). *L’Intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard) : Déformation hétérogène et modifications chimiques associées dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques* (thèse de doctorat). Université de Neuchâtel, Faculté des Sciences, Suisse.
- Messerli, B., Viviroli, D., & Weingartner, R. (2004). Mountains of the world: vulnerable water towers for the 21st century. *Ambio*, 29-34.
- Mylona, S. (1996). Sulphur dioxide emissions in Europe 1880–1991 and their effect on sulphur concentrations and depositions. *Tellus B*, 48(5), 662-689.
- Moser, H., & Stichler, W. (1974). Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 114, 122-135.
- Pastorelli, S., Marini, L., & Hunziker, J. (2001). Chemistry, isotope values (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{34}SSO_4$) and temperatures of the water inflows in two Gotthard tunnels, Swiss Alps. *Applied Geochemistry*, 16(6), 633-649.
- PERMOS (2019). Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018. Dans J. Noetzli, C. Pellet, B. Staub (éds), *Glaciological Report (Permafrost) No. 16-19 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*. Bern: Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT).

- PERMOS (2021). Swiss Permafrost Bulletin 2019/2020. *Swiss Permafrost Monitoring Network PERMOS*, 1-22.
- R Core Team (2020). *R: a language and environment for statistical computing*. Vienna: R Foundation for Statistical Computing.
- Ramelli G, Scapozza C, Mari S, Lambiel C. (2011). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). Dans C. Lambiel, E. Reynard, C. Scapozza (éds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone* (pp. 177–193). Lausanne : Université, Institut de géographie.
- Ravanel, L., Magnin, F., & Deline, P. (2017). Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of the Total Environment*, 609, 132-143.
- RGIK (2021). Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers: baseline concepts (version 4.2). IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics (éd.), 13 pp.
- Rogora, M., Mosello, R., & Marchetto, A. (2004). Long-term trends in the chemistry of atmospheric deposition in Northwestern Italy: the role of increasing Saharan dust deposition. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 56(5), 426-434.
- Rogora, M., Colombo, L., Marchetto, A., Mosello, R., & Steingruber, S. (2016). Temporal and spatial patterns in the chemistry of wet deposition in Southern Alps. *Atmospheric Environment*, 146, 44-54.
- Rütti, R., Maxelon, M., & Mancktelow, N. S. (2005). Structure and kinematics of the northern Simano nappe, Central Alps, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 98(1), 63-81.
- Scapozza, C. (2008). *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales* (mémoire de Master). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Suisse.
- Scapozza, C. (2009). Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 97, 55-66.

- Scapozza, C. (2013). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin* (Géovisions n°40). Lausanne : Université, Institut de géographie et durabilité.
- Scapozza, C., & Reynard, E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, 10, 29-40.
- Scapozza, C., Gex, P., Lambiel, C., & Reynard E. (2008). Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. Dans D. L. Kane, K. M. Hinkel (eds), *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska* (pp. 1583–1588). Fairbanks, Alaska, USA: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Gex, P. & Reynard E, (2011). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le Sud des Alpes Suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 17(1), 15-32.
- Scapozza C., Mari S., Antognini M., Lepori V. & Ambrosi C. (2014). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2011/2012 e 2012/2013). Rapporto No. 2 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 102, 59-69.
- Scapozza C., Giaccone E., Mari S., Antognini M., Fratianni S. & Ambrosi C. (2016). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2013/2014 e 2014/2015). Rapporto No. 3 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 104, 37-44.
- Scapozza, C., Colombo, L., Domenici, M., Lepori, F., Pera, S., Pozzoni, M., Rioggi, S. & Bruder, A. (2017) Lago Nero—an example of mountain lake monitoring in a changing Alpine cryosphere. Dans S. Kleemola, M. Forsius (eds), *26th annual report 2017, convention on Long-range transboundary air pollution, reports of the Finnish environment institute 24* (pp. 43–49). Helsinki: Finnish Environment Institute.
- Scapozza, C., Deluigi, N., Bulgheroni, M., Ibarguren, S. P., Pozzoni, M., Colombo, L., & Lepori, F. (2020a). Assessing the impact of ground ice degradation on high mountain lake environments (Lago Nero catchment, Swiss Alps). *Aquatic Sciences*, 82(1), 5.

- Scapozza, C., Deluigi, N., Del Siro, C., Pollo & A., Antognini, M. (2020b). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2017/2018 e 2018/2019). *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 108: 13-23.
- Schaer, J. P. (1960). *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse)* (thèse de doctorat). Université de Neuchâtel, Faculté des Sciences, Suisse.
- Scherler, M., Hauck, C., Hoelzle, M., & Salzmann, N. (2013). Modeled sensitivity of two alpine permafrost sites to RCM-based climate scenarios. *Journal of geophysical research: earth surface*, 118(2), 780-794.
- Schürch, M., Kozel, R., Schotterer, U., & Tripet, J. P. (2003). Observation of isotopes in the water cycle—the Swiss National Network (NISOT). *Environmental Geology*, 45(1), 1-11.
- Seidel, K., Ehrler, C., & Martinec, J. (1998). Effects of climate change on water resources and runoff in an Alpine basin. *Hydrological Processes*, 12(10-11), 1659-1669.
- Sherman, L. A., & Barak, P. (2000). Solubility and dissolution kinetics of dolomite in Ca–Mg–HCO₃/CO₃ solutions at 25 C and 0.1 MPa carbon dioxide. *Soil Science Society of America Journal*, 64(6), 1959-1968.
- Sodemann, H., Palmer, A. S., Schwierz, C., Schwikowski, M., & Wernli, H. (2006). The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(3), 667-688.
- Spencer, R. J. (2000). Sulfate minerals in evaporite deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1), 173-192.
- Spinedi F, Kappenberger G, Soldati M, Corti G (2017). Cambiamenti climatici: conseguenze sul ritiro dei ghiacciai mondiali e ticinesi. *Dati*, 17(2), 5–17.
- Steig, E. J., Fitzpatrick, J. J., Potter, Jr, N., & Clark, D. H. (1998). The geochemical record in rock glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 80(3-4), 277-286.
- Steingruber, S. (2015). Deposition of acidifying and eutrophying pollutants in southern Switzerland from 1988 to 2013. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 103, 37-45.
- Steingruber S. & Colombo L. (2010a) Acidifying Deposition in Southern Switzerland. Assessment of the Trend 1988–2007. *Environmental Studies no. 1015. Federal Office for the Environment, Bern*, 1-82.

- Steingruber, S. M., & Colombo, L. (2010b). Effect of acid deposition on chemistry and biology of high-altitude alpine lakes. Dans: U. Bundi (ed.). *Alpine Waters* (pp. 119–140). Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Steingruber, S. M., Bernasconi, S. M., & Valenti, G. (2020). Climate Change-Induced Changes in the Chemistry of a High-Altitude Mountain Lake in the Central Alps. *Aquatic Geochemistry*, 1-22.
- swisstopo (2020a). Feuille 1253 Olivone, carte GC-V-V2-1253 (Données géologiques vectorielles GeoCover 1:25'000). Wabern: Office fédéral de topographie swisstopo.
- swisstopo (2020b). Feuille 1273 Biasca, carte GC-V-V2-1273 (Données géologiques vectorielles GeoCover 1:25'000). Wabern: Office fédéral de topographie swisstopo.
- swisstopo (2020c). Feuille 1326 Rosablanche, carte GC-V-V2-1326 (Données géologiques vectorielles GeoCover 1:25'000). Wabern: Office fédéral de topographie swisstopo.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., Klaue, B., & Renshaw, C. E. (2001). Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, 37(3), 759-769.
- Tenthorey, G. (1992). Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 247-252.
- Tenthorey, G. (1994). Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val de Réchy (Nax, VS). *Bull. Murithienne*, 112, 97-116.
- Thies, H., Nickus, U., Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B., & Psenner, R. (2007). Unexpected response of high alpine lake waters to climate warming. *Environmental science & technology*, 41(21), 7424-7429.
- Thies, H., Nickus, U., Tolotti, M., Tessadri, R., & Krainer, K. (2013). Evidence of rock glacier melt impacts on water chemistry and diatoms in high mountain streams. *Cold Regions Science and Technology*, 96, 77-85.
- UFAEG (2005). *Carte géologique de la Suisse*. 1:500'000.
- Vanay, C. (2016). *Variations décennales, annuelles et saisonnières des vitesses des glaciers rocheux : le cas de trois formes de fluage dans le secteur du Lac des Vaux (Valais)* (mémoire de master non publié). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et environnement, Suisse.

- Viviroli, D., Dürr, H. H., Messerli, B., Meybeck, M., & Weingartner, R. (2007). Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water resources research*, 43(7).
- Vonder Mühll, D. (1992). Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 169- 173.
- Wagenbach, D., & Geis, K. (1989). The mineral dust record in a high altitude alpine glacier (Colle Gnifetti, Swiss Alps). Dans M. Leinen & M. Sarnthein (éds), *Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport* (pp. 543-564). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Williams, M. W., Knauf, M., Caine, N., Liu, F., & Verplanck, P. L. (2006). Geochemistry and source waters of rock glacier outflow, Colorado Front Range. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(1), 13-33.
- Williams, M. W., Knauf, M., Cory, R., Caine, N., & Liu, F. (2007). Nitrate content and potential microbial signature of rock glacier outflow, Colorado Front Range. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(7), 1032-1047.
- Winkler, G., Wagner, T., Pauritsch, M., Birk, S., Kellerer-Pirklbauer, A., Benischke, R., Leis, A., Morawetz, R., Schreilechner, M. G., & Hergarten, S. (2016). Identification and assessment of groundwater flow and storage components of the relict Schöneben Rock Glacier, Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). *Hydrogeology Journal*, 24(4), 937-953.
- Winkler, G., Wagner, T., Krainer, K., Ribis, M., & Hergarten, S. (2018). Hydrogeology of rock glaciers—Storage capacity and drainage dynamics—An overview. Dans V. G. Sychev, L. Mueller (éds), *Novel methods and results of landscape research in Europe, Central Asia and Siberia* (Vol II/71, pp. 329–334). Moscow: FGBNU “VNII agrochimii”.
- Wood, F. B. (1988). Global alpine glacier trends, 1960s to 1980s. *Arctic and Alpine Research*, 20(4), 404-413.
- Wust, G. H., & Baehni, L. A. (1986). The distinctive tectonometamorphic evolution of two basement complexes belonging to the Grand-Saint-Bernard nappe (Val de Bagnes, Valais). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66(1-2), 53-71.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., & Paul, F. (2006). Alpine glaciers to disappear within decades?. *Geophysical Research Letters*, 33(13), 1-4.

Sitographie

ICP Waters. (s. d.). Consulté 11 février 2020, à l'adresse <http://www.icp-waters.no/>