

Master 2 GAED

PARCOURS GEMO

Mémoire 2021-2022

La déglaciation de la Haute vallée de l'Arve à la transition
Dryas récent - début Holocène



Julia AGZIOU
Soutenu le 27/07/2022

Sous la direction de

Tuteurs de stage : Jean-Louis Mugnier et Julien Carcaillet
Enseignant référent : Emmanuel Chapron

Résumé

La reconstitution de paléoenvironnements permet d'étudier la nature et l'implication des forçages lors de changements environnementaux. L'étude des paléo-marges glaciaires couplées aux méthodes de datation à partir des nucléides cosmogéniques fait partie des approches scientifiques permettant d'y parvenir. La fluctuation des glaciers en réponse aux changements de températures et de précipitation témoigne de leur sensibilité importante aux variations de climat. Dans ce mémoire, l'englacement de la Haute vallée de l'Arve a été reconstituée à partir des moraines datées au Petit Âge Glaciaire (XVII^e et XIX^e siècle) ainsi qu'à la période de transition entre le Dryas récent (YD, 12.9 - 11.7 ka) et le début de l'Holocène (EH, 11.7 - 8 ka). Ce travail a été mené sur les glaciers d'Argentière, du Tour, et deux glaciers de la partie Nord-Est du Massif des Aiguilles Rouges (glaciers du Belvédère et de la Remuaz), impliquant plusieurs méthodes : géomorphologie, géochimie, modélisation et SIG. La synthèse des moraines et des âges dans un premier temps a permis de corréliser des moraines datées et non-datées afin de reconstituer les extensions latérales du glacier aux stades marquant la transition entre le YD et l'EH. Nous avons trouvé que les moraines morphologiquement les plus développées pour tous les glaciers du versant du massif du Mont-Blanc ont finalement été déposées par les glaciers au début de l'Holocène, avec un âge moyen de 10.2 ± 0.4 ka (Age ^{10}Be). Même en introduisant des corrections d'érosion et de neige, l'âge estimé reste postérieur au Dryas récent. Les glaciers se sont retirés lentement malgré les changements abrupts de la température de l'air vers 11.6 ka, le climat EH ayant été ponctué de nombreuses oscillations froides. Dans un second temps, la modélisation géométrique des glaciers et de leur ligne d'équilibre a permis d'évaluer l'amplitude de la variation du bilan de masse des glaciers pour le stade ~ 10.2 ka et le stade PAG. L'épaisseur des glaciers en altitude n'a pas varié drastiquement entre les deux périodes alors que la ligne d'équilibre était plus basse de 275-391m au EH. Ceci est compatible avec un climat à la fois plus sec et plus froid au EH et relève l'importance du facteur de précipitations dans les variations du bilan de masse. Bien que la modélisation et les méthodes de datation présentent certaines limites, des informations nouvelles sont cependant apportées dans ce mémoire concernant la réponse des glaciers de la Haute vallée de l'Arve aux oscillations climatiques survenues au début de l'Holocène.

Mots-clés : Dynamique glaciaire ; fluctuations glaciaires ; climat ; paléoenvironnements ; forçages climatiques ; moraines ; modélisation ; cartographie ; nucléides cosmogéniques ; trajectoires temporelles ; géochronologie

Abstract

The reconstruction of paleoenvironments allows us to study the nature and implication of forcings during environmental changes. The study of glacial paleo-margins coupled with dating methods based on cosmogenic nuclides is one of the scientific approaches to achieve this. The fluctuation of glaciers in response to changes in temperature and precipitation is an evidence of their sensitivity to climate variations. In this thesis, the glacial extents of the Upper Arve Valley has been reconstructed from moraines dated to the Little Ice Age (17th and 19th century) and to the transition period between the Younger Dryas (YD, 12.9 - 11.7 ka) and the Early Holocene (EH, 11.7 - 8 ka). This work was carried out on the Argentière and Tour glaciers, and two glaciers in the northeastern part of the Massif des Aiguilles Rouges (Belvedere and Remuaz glaciers), involving several methods: geomorphology, geochemistry, modeling and GIS. The synthesis of moraines and ages in the first hand allowed to correlate dated and undated moraines in order to reconstruct the lateral extensions of the glacier at the transition stages between the YD and the EH. We found that the most morphologically developed moraines for all glaciers on the Mont Blanc massif were ultimately deposited by glaciers in the early Holocene, with a mean age of 10.2 ± 0.4 ka (Age ^{10}Be). Even introducing erosion and snow corrections, the estimated age remains later than the Recent Dryas. Glaciers retreated slowly despite abrupt changes in air temperature around 11.6 ka, with the EH climate punctuated by numerous cold oscillations. In a second step, geometric modeling of the glaciers and their equilibrium line allowed us to evaluate the magnitude of the change in glacier mass balance for the ~ 10.2 ka and PAG stages. Glacier thickness at high elevation did not change drastically between the two periods while the equilibrium line was lower by 275-391m at EH. This is consistent with both a drier and colder climate at EH and highlights the importance of the precipitation factor in mass balance variations. Although the modeling and dating methods have some limitations, new information is nevertheless provided in this thesis regarding the response of Upper Arve Valley glaciers to climatic oscillations during the early Holocene.

Keywords: Glacial dynamics; glacial fluctuations; climate; paleoenvironments; climate forcings; moraines; modeling; mapping; cosmogenic nuclides; temporal trajectories; geochronology

REMERCIEMENTS

Vive la Savoué, Vive ISTerre et vive la rattasse !

Jean-Louis Mugnier y Julien Carcaillet, merci pour avoir laissée une châlée indélébile dans mon esprit. Merci de m'avoir aussi bien cocolé durant mon stage ! J'espère avoir assez éjaratté à vos yeux pour légitimement y dignement lever ensemble une chopine à la fin de ce stage et de votre encadrement.

Julien, tu m'as montré les abysses de la géochimie, certes, mais aussi le chouia de la rigueur. Raide comme la justice de Berne, tu l'as parfois été, mais toujours avec bienveillance, y pour mon bien. Malgré mes capacités de concentration pas toujours adéquates aux manœuvres et ma maladresse légendaire, j'ai adoré apprendre à épeuffer du Béryllium !

Jean-Louis, merci d'avoir cru en la Miladiou des Pyrénées (presque) que je suis, ainsi que pour m'avoir entraîné dans ton nant d'expérience. Grâce à toi, j'ai réussi à terminer cette première partie du travail sur un rythme aussi rapide que si je patalais. Merci d'avoir cru en moi, et d'avoir énarapé mon souhait de poursuivre sur tes raouées.

A Emmanuel Chapron, mon tuteur pédagogique, enseignant chercheur passionnant, merci pour m'avoir transmis cet intérêt pour la géographie physique de la haute montagne. Je regrette n'avoir pas plus pidé en alpage d'avantage avec vous depuis dehors, drè dans la montagne. Merci pour vos encouragements, votre soutien et tous vos conseils !

Je tiens également à remercier tous les vigousses rattasseurs du laboratoire ISTerre avec qui j'ai eu l'opportunité de travailler, d'échanger, ou de partager un moment. Merci pour vos conseils y votre avis éclairé sur certaines questions. Merci de prouver que la ratasse est un environnement passionnant, fait de gens passionnés.

J'épourdis avec tous les doctorants, stagiaires 2022, le gestionnaire et les IRDs de ISTerre avec qui j'ai passé ces 4 derniers mois. Merci à tous ces javolets, à mille lieues des fénoles existants dans cette Savoué y bien au-delà, vous resterez mes petits gâtions y je serai ravie de continuer à faire la gamme avec vous ! Merci d'avoir partagé ces moments de décontraction mentale faits de rires y de rioules, y de contraction musculaire avec les baignades dans le lac du Bourget à 10°C. J'ai adoré ! Vous n'êtes pas des babans, y j'espère que vous allez continuer d'apprécier votre... Best life !

Enfin, je termine mes remerciements en citant Jérôme Letty, mon maître d'apprentissage de L3 pour m'avoir permis de sortir de ma perrière, y me rediriger vers horizon qui me semblait bien piogre : le monde de la rattasse. Même si la vie est faite de virolets, il faut toujours continuer damo !

SOMMAIRE

INTRODUCTION : CONTEXTE DU STAGE, MISE EN PERSPECTIVE DE LA COMMANDE p.1

1. *La recherche scientifique et ISTerre*..... p.1
2. *Focus sur l'équipe « TRB »* p.2
3. *Reconstitutions glaciaires : pourquoi ?* p.3

ETAT DE L'ART p.6

1. *Périodes glaciaires et interglaciaires*..... p.6
2. *Le paléoclimat depuis le dernier Maximum Glaciaire*..... p.10
3. *Fluctuations glaciaires : caractéristiques physiques et évidences géomorphologiques*..... p.12
4. *La vallée de Chamonix : une zone d'étude marquée par les glaciations*..... p.16

MÉTHODES p.22

1. *Synthèse cartographique des moraines et des âges*..... p.22
2. *Le Béryllium 10 et la datation des fluctuations glaciaires*..... p.24
3. *Reconstitution de l'extension géométrique des paléo-glaciers et de leur ligne d'équilibre*..... p.30

RÉSULTATS p.36

1. *La morphologie des moraines de la vallée de l'Arve : exemples des glaciers des Bossons et de la Mer de glace*..... p.36
2. *Apports de contraintes géochronologiques à la géométrie des extensions glaciaires dans la Haute vallée de l'Arve*..... p.40
3. *Reconstitution géométrique de l'englacement de la Haute vallée de l'Arve*..... p.51

INTERPRETATION DES RESULTATS ET DISCUSSIONS p.60

1. *Isotopes radioactifs et modélisation : facteurs influençant les résultats*..... p.60
2. *La déglaciation et ses multiples fluctuations*..... p.65
3. *Modélisation avec un modèle « précipitation-température journalière » (PDD) de l'extension de la Haute vallée de l'Arve*..... p.69

CONCLUSION : p.73

BIBLIOGRAPHIE : p.74

LISTE DES SIGLES ET ACCRONYMES

AABR : Area Altitude Balance Ratio (AABR)

AAO : Antarctic Oscillation

AAR : Accumulation Area Ratio

AMOC : Atmosphéric Meridonnal Overturning Circulation

AMS : Accélérateur de Masse par Spéctrométrie

BRGM : Bureau de recherches géologiques et minières

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique

CREP : Cosmic Ray Exposure Program

DEM : Digital Elevation Model

EH : Early Holocene

ELA : Equilibrium Line Altitude

FIS : Fennoscandian Ice Sheet

ISTERRE : Institut des Sciences de la Terre

LGM : Large Glacial Maximum

LIA : Little Ice Age

MGE : Median Glacier Elevation

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NAO : North-Atlantic Oscillation

NAIS : North-American Ice Sheet

PAG : Petit Âge Glaciaires

PBO : Pre-Boreal Oscillation

PDD : Precipitation Degree-Day

SLHL : Sea Level High Latitude

TCN : Terrestrial Cosmogenic Nuclide

UGA : Université Grenoble Alpes

USMB : Université Savoie Mont-Blanc

YD : Younger Dryas

INTRODUCTION : CONTEXTE DU STAGE, MISE EN PERSPECTIVE DE LA COMMANDE

1. La recherche scientifique et ISTerre

1.1 LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE APPLIQUEE AU FONCTIONNEMENT DE LA TERRE

ISTerre, l'Institut des Sciences de la Terre, est un laboratoire de recherche français rattaché aux universités Grenoble Alpes (UGA) et Savoie Mont-Blanc (USMB). Il a été créé en 2011 et dépend de trois organismes : le CNRS, l'IRD et l'IFSTTAR. Les travaux du laboratoire sont focalisés sur l'étude des processus géologiques, géochimiques et géophysiques des structures continentales notamment. Les projets de recherche s'articulent aux travers de plusieurs thématiques :

- Le noyau terrestre et son champ magnétique
- Les ondes sismiques permettant de fournir une image des structures
- Le fonctionnement géophysique des volcans
- Le fonctionnement des failles tectoniques
- L'étude géochimique et minéralogique des roches
- Les risques telluriques
- La déformation de la croûte terrestre
- La formation des montagnes et leurs évolutions

Ces thématiques se répartissent au sein de 9 équipes :

- Géochimie
- Mécanique des failles
- Ondes et structures
- Géophysique des volcans et géothermie
- Géophysique des risques sismiques et gravitaires
- Tectoniques, reliefs, bassins
- Géodynamo
- Minéralogie et environnements
- Cycle sismique et déformations transitoires

Cette répartition fonctionnelle n'empêche pas pour autant la transversalité des travaux : de nombreuses études mobilisent plusieurs équipes à la fois (eg. Transition énergétique, Risques et aléas, Déformation et rupture, etc.).

1.2 ISTERRE ET LA MONTAGNE

La montagne est un objet d'étude privilégié pour analyser les processus géologiques à l'origine de la formation des continents et des dynamiques géomorphologiques qui façonnent nos paysages. L'orogénèse des montagnes résulte d'une succession de processus débutant avec une tectonique des plaques induisant des zones de subduction (plaques continentales qui plongent dans le manteau terrestre) et de surrection (collision avec une plaque en subduction qui entraîne une élévation et une fragmentation de la croûte, et crée un relief (Francou, 1993). Dès lors, ces objets dynamiques vont faire l'objet de processus d'érosion multiples par des agents tels que l'eau, le vent, ou la glace, et depuis récemment, l'Homme, être déplacés par la sismicité et la tectonique continue, les phénomènes gravitaires, etc. Les modelés conservent aujourd'hui des traces de ces modifications successives qui s'étalent sur des temps géologiques très longs

(plusieurs centaines de milliers à millions d'années), directement observables ou nécessitant des études approfondies, permettant de comprendre les effets de chacun de ces processus sur les différents compartiments terrestres, à différentes échelles spatiales (du minéral à la chaîne de montagne) et temporelles (effet physique immédiat ou retardé).

1.3 POSITIONNEMENT DE ISTERRE DANS LA RECHERCHE

ISTerre est un laboratoire qui sait faire valoir ses compétences et savoir-faire dans de nombreux domaines, de la géochimie et géochronologie à l'analyse numérique des phénomènes géologiques et géophysiques (traitement de données imagerie, modélisation numérique, instrumentation) en passant par l'expertise terrain et aléas naturels.

Il accueille chaque année de nombreux stagiaires qu'il forme aux métiers de la science géologique et doctorant au métier de chercheur. Les collaborations avec d'autres laboratoires de recherche sont nombreuses à l'échelle nationale (LGGE, EDYTEM, IGE, INRAE, etc.) ainsi qu'avec d'autres organismes institutionnels (Région AURA, ANR, ESF, etc.). Il bénéficie également d'un partenariat avec des chercheurs du Sud (IGP Pérou, CNRSL-Beyrouth, CVGHM Indonésie, etc.).

2. Focus sur l'équipe « TRB »

2.1 PRESENTATION DE L'EQUIPE ET THEMATIQUES DE RECHERCHE

L'équipe Tectonique-Bassin-Relief (TRB) a pour vocation de collecter des données sur le terrain et en laboratoire dans l'optique de modéliser les facteurs à l'œuvre dans l'évolution du relief, et ce afin de comprendre les couplages intervenant dans le fonctionnement de la zone critique (de la tectonique au climat en passant par l'érosion). Bien que les interactions entre ces processus fassent l'objet de nombreuses études depuis des décennies, de nombreuses inconnues persistent et reflètent toute leur complexité.

L'équipe TRB travaille notamment sur la caractérisation structurale des chaînes de montagnes et de leur évolution au travers d'approches sédimentologiques, géochronologiques, et leur modélisation (figure 1).

Les objectifs sont divisés en 3 groupes de travail :

- Tectonique-érosion à l'échelle de cycles climatiques quaternaires : quantification des processus tectonique et érosion du quaternaire par rétro-observation de phénomènes analysés sur quelques dizaines de milliers d'années et observés actuellement
- Tectonique-érosion à l'échelle orogénique : évolution des reliefs et impacts des processus physiques à l'œuvre depuis leur création
- Bassins sédimentaires : études des paléomarges à l'échelle des bassins sédimentaires de l'échelle locale à l'analyse des chaînes de montagne

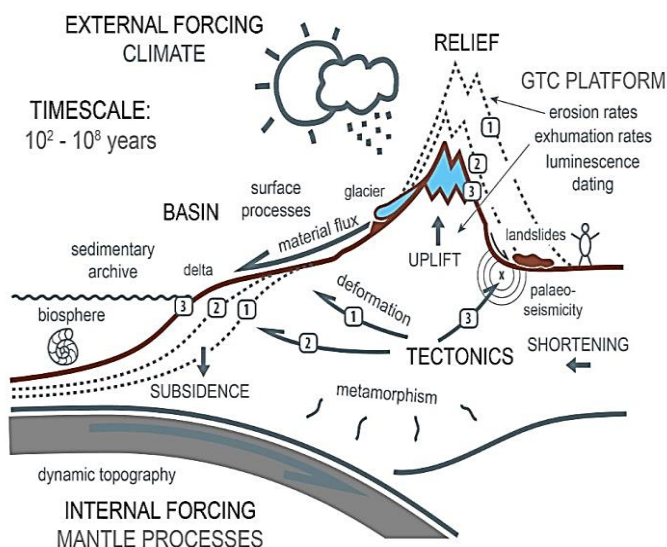


Figure 1 : schématisation des différents processus à l'œuvre dans l'évolution des reliefs, et dont l'équipe TRB de ISTerre s'intéresse notamment. Source : isterre.fr

2.3 OBJECTIF DE LA COMMANDE ET QUESTIONS DE RECHERCHE

Mon stage de Master 2 recherche (M2R) s'inscrit dans la continuité de travaux de recherche effectués dans le cadre de la thèse "*Etudes des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont-Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques in situ*" (Protin, 2019) et du M2R de L. Courtial-Manent (Courtial-Manent, 2021) en 2021 sur les ruptures de versants rocheux dans le massif des Aiguilles Rouges.

La vallée de Chamonix a déjà fait l'objet de nombreux travaux de recherche pour reconstituer les différents stades des langues glaciaires. Ces études portaient sur des approches géomorphologiques (Corbel, 1963 ; Lucéna et Ballandras, 1999 ; Jaillet et Ballandras, 1996 ; Coutterand et Buoncristiani 2006 ; Coutterand et Nicoud, 2005 ; Nicoud et al., 2005 ; Dorthe-Monachon, 1990, Nussbaumer et Zumbühl, 2012) basées sur l'analyse des formes proglaciaires corrélées par leur altitude avec les stades d'autres glaciers ou des datations faites au ^{14}C . Les approches géochronologiques se développent avec le progrès scientifique et l'amélioration des méthodes de datation, avec l'utilisation des isotopes cosmogéniques produits *in-situ* notamment (Wetter, 1987 ; Cara, 2017 ; Le Roy et al., 2015 ; Lehmann, 2019 ; Prud'homme et al., 2019 ; Protin et al., 2019 et 2021).

C'est un site de recherche privilégié pour étudier en raison de la documentation des phénomènes glaciaires très fournie et ce depuis un âge ancien (Nussbaumer et Zumbühl, 2011), du fait notamment du caractère patrimonial puisque le massif du Mont-Blanc revêt des plus hauts sommets français. Ainsi, l'instrumentation et le suivi précis des glaciers permet de disposer de nombreuses données corrélables à des phénomènes naturels particuliers (anomalie climatique, hydrologie, sismicité, etc.).

L'objectif du stage s'articule autour de la reconstitution des fluctuations glaciaires de la vallée de Chamonix depuis la fin du Dryas récent. Ainsi, plusieurs questions vont rythmer cette mission pour remplir l'objectif principal du stage :

- Quel est la chronologie des extensions glaciaires dans la vallée de Chamonix ?
- Quelles variations de conditions climatiques induisent les fluctuations aux stades connus ?
- Est-ce que les modèles utilisés peuvent fournir des résultats fiables et reproductibles ?
- Sous quelles conditions de précipitations et de températures les glaciers de la vallée de Chamonix ont atteint les ces extensions de la fin du Dryas récent et du début de l'Holocène ? Quelle est l'importance des précipitations dans l'évolution des bilans de masse des glaciers ?

Ce mémoire de fin d'études présentera les réponses apportées à ces questions grâce notamment à 1) l'élaboration d'une carte de synthèse des moraines et des âges de la vallée de Chamonix, 2) la préparation chimique des échantillons provenant de moraines et de leur datation au ^{10}Be , 3) la reconstitution des extensions glaciaires au Petit Âge Glaciaire et au Dryas récent/début de l'Holocène de la haute vallée de l'Arve et leurs lignes d'équilibres géométriques, et 4) la modélisation des extensions glaciaires au Petit Âge Glaciaire (PAG) et au Dryas récent (YD) / début de l'Holocène (EH) de la haute vallée de l'Arve et de la variation des conditions climatiques impliquées dans les différentes transitions.

3. Reconstitutions glaciaires : pourquoi ?

3.1 LES GLACIERS, TEMOINS DU CLIMAT

Les glaciers sont des éléments de la cryosphère avec le pergélisol et les manteaux neigeux pérennes, et s'étalent sur 2% des surfaces du globe. Les deux principales sources de glace du monde se situent en Antarctique (90% des glaces du monde) et au Groenland (Bennett et Glasser, 2009) et se présentent sous la forme de calottes de glace. Le reste de la cryosphère est répartie sur les sommets des chaînes de montagne au travers du monde :

- Les glaciers polaires des hémisphères Sud (la Patagonie et la Nouvelle Zélande) et Nord (Alaska et Islande)
- Les glaciers tempérés des zones continentales (Alpes, Pyrénées)
- Les glaciers tropicaux (Cordillère des Andes, Kilimandjaro)
- Les glaciers de la haute chaîne Himalayenne

La glace qui se forme durant des centaines d'années provient de la neige qui sous le poids des couches fusionne en extrayant une partie de l'air qui était emprisonné. Ainsi, les carottes glaciaires enregistrent de nombreuses informations (Martinerie et al., 1994) concernant les variations climatiques (figure 2 ; Ahn et al., 2004 ; Landais 2008), ou des phénomènes naturels de grande ampleur survenus des millénaires auparavant.

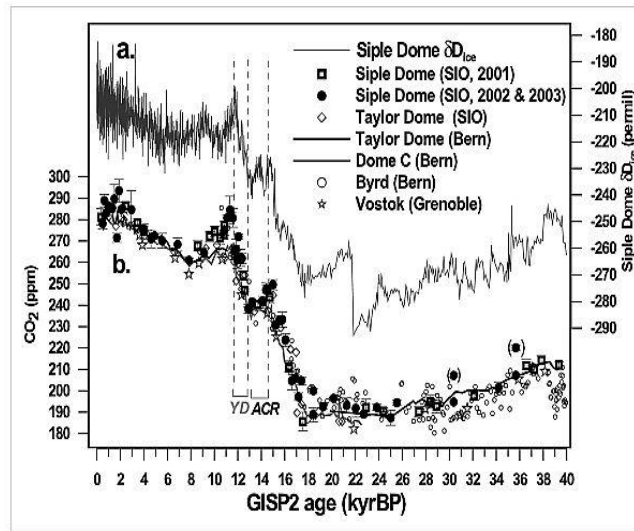


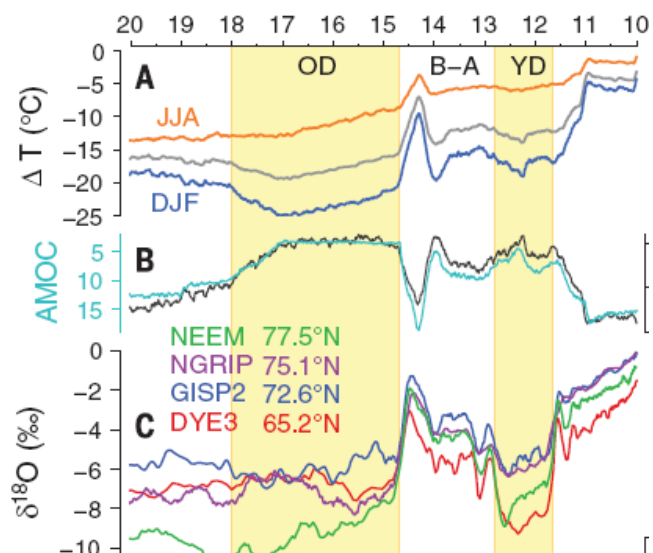
Figure 2 : variation des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère d'après l'échantillon de carottage Vostok en Antarctique. Source : Ahn et al., 2004

Les extensions glaciaires occupent également une place importante dans la compréhension des oscillations climatiques passées. Les avancées et reculs des glaciers pendant les périodes glaciaires et interglaciaires étaient contrôlés par des proxies climatiques nombreux, mais que la communauté scientifique s'affaire à comprendre. De nombreuses preuves de leur passage subsistent, du moins depuis la dernière glaciation (appelée glaciation de Würm en Europe), et permettent de reconstituer les trajectoires de ces dynamiques glaciaires en fonction de facteurs environnementaux divers qui en sont à l'origine.

3.2 LA TRANSITION DRYAS RECENT/DEBUT HOLOCENE : TEMOIN D'UN RECHAUFFEMENT ABRUPT

La limite entre le Dryas récent et le début de l'Holocène correspond à la sortie de la déglaciation et est très bien exprimée dans les glaces du Groenland (Rasmussen et al., 2006). Il existe cependant une controverse sur l'évolution à long terme des températures de l'hémisphère nord et le réchauffement en Europe durant et au tout début de l'Holocène (ex. Liu et al., 2014) : en effet pour cette période, les proxies climatiques et les résultats issus de modèles montrent encore des tendances divergentes des températures entre les différentes reconstructions (Fig. 3) : les modèles climatiques couplés océan-atmosphère (ex. Buizert et al, 2014) ne réussissent pas à reproduire le réchauffement brutal à la fin du Younger Dryas, pourtant clairement constaté dans des forages océaniques de l'Atlantique Nord ou dans la glace du Groenland.

Figure 3 : Modélisation de l'évolution des températures (A) en comparaison avec les variations de l'AMOC (B) en fonction de l'évolution de la teneur en $\delta^{18}O$ des forages de la calotte du Groenland (C) Notez le décalage de la période de réchauffement le plus rapide à 11.6 ka dans les forages et 11 ka dans les modélisations. Source : Buizert et al, 2014



De même, les reconstructions de la température continentale basées sur des proxys biologiques soit correspondent à un tel réchauffement brutal (par exemple, les enregistrements de chironomides de Heiri et al., 2015), soit indiquent un réchauffement beaucoup plus progressif (par exemple, les enregistrements de pollen de Marsicek et al., 2018). Si les reconstitutions cartographiques de la couverture végétale européenne basées sur le pollen pour l'Holocène ont un fort potentiel de mettre en

évidence des gradients climatiques (Githumbi et al., 2022), l'évolution des glaciers Alpins est susceptible de fournir des informations complémentaires sur ce réchauffement. Une complexité spatiale du schéma de température en Europe continentale est mise en évidence par des données récentes remettant en question la signification d'une reconstitution moyenne globale de la température en Europe (i.e. Affolter et al., 2019).

La distribution spatiale des glaciers à travers les Alpes permettrait ainsi d'étudier les gradients climatiques à l'échelle des Alpes. Des études antérieures (par exemple, Ivy-Ochs et al., 2008 ; Schindelwig et al., 2012 ; Schimmelpfennig et al., 2014, Wirsig et al., 2016) ont ainsi suggéré que les glaciers de la fin du YD montraient déjà une tendance à une déglaciation tandis que les glaciers de l'Holocène précoce se maintiennent ou progressent momentanément dans les Alpes, ceci possiblement en réponse à des courtes vagues de froid brutales observées dans les carottes de glace du Groenland. Ces petits événements, qui sont des anomalies par rapport à la déglaciation générale, fournissent cependant des informations sur cette dernière : en étudiant systématiquement l'importance de ces anomalies dans l'évolution glaciaire (moraine de stationnement ou moraine d'avancée) et leur timing pour des glaciers répartis à travers les Alpes, il serait possible de préciser les conditions du dé-englacement général et des conditions climatiques associées.

3.3 ANTICIPATION DES EVENEMENTS CLIMATIQUES FUTURS

Dans le contexte de réchauffement climatique actuel qui prévoit pour les scénarios les plus positifs une hausse moyenne de 1.8°C à l'échelle du globe (Masson et al., 2021), les sociétés actuelles tentent de définir des orientations politico-sociales futures pour leur permettre de s'adapter aux changements environnementaux à venir. De fait, la compréhension des changements passés induits par les oscillations climatiques des grands cycles glaciaires et interglaciaires devient une nécessité pour anticiper les effets de ce réchauffement. De nombreuses études portées sur les civilisations du paléolithique, de l'Âge de Bronze et leur capacité à s'être adaptées à ces changements, tout comme les processus de migration des grands biomes à l'échelle du globe font appel à de nombreuses disciplines attachées à l'explication des interactions entre l'Homme, son biotique et abiotique. La géomorphologie, la glaciologie et la climatologie peuvent travailler sur des projets transversaux tentant d'améliorer notre compréhension des différents forçages qui régissent les processus physiques de la Terre dans une période de transition. Néanmoins, la complexité de la machine climatique et des interactions multiples avec les compartiments terrestres imbriqués de la lithosphère à l'atmosphère : c'est ce que l'on appelle la zone critique (figure 4).

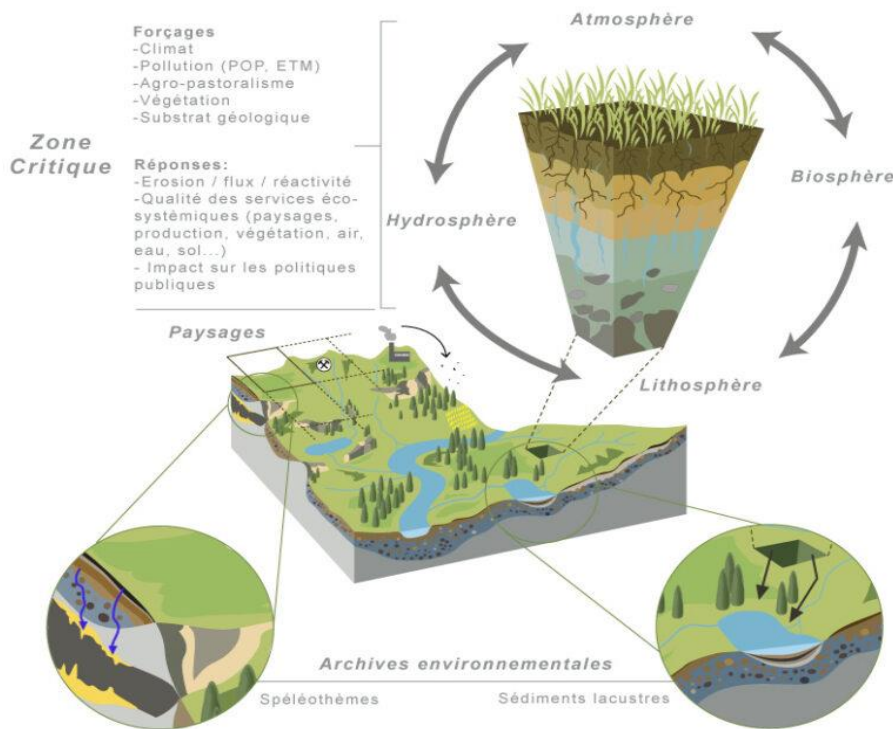


Figure 4 : représentation des différents compartiments de la zone critique et schématisation des interactions entre ces compartiments.
 Source : edytem.osug.fr

3.4 GESTION DE RISQUES LIES A LA FONTE DES GLACES

Au-delà de la recherche presque fondamentale appliquée aux changements globaux et leurs dynamiques, on accuse dans le monde entier un recul notable des glaciers corrélable à la hausse des émissions de Gaz à Effet de Serre (GES) depuis le début des années 1950, soit le début de l'anthropocène (Buizert et al., 2014).

Les effets de la fonte des glaces sont déjà connus et pourraient s'aggraver avec le temps, à mesure que les températures augmentent :

- Les glaciers sont reconnus pour leurs capacités aquifères : les montagnes sont de véritables châteaux d'eau. La calotte de glace de l'Antarctique représenterait quant à elle environ 70% des réserves théoriques en eaux douces du monde (Bennett et Glasser, 2009). L'eau de fonte provenant des glaciers est d'autant plus importante qu'elle permet de bénéficier de cette ressource de manière différée, la fonte saisonnière des glaciers ayant lieu durant la saison estivale caractérisée par une période de sécheresse, et dont de nombreuses sociétés dépendent.
- La fonte des glaciers signifie également la libération d'un volume important de matériel sédimentaire aujourd'hui piégé dans la glace. La manifestation de phénomènes comme les laves torrentielles seraient exacerbées sur la fréquence et l'importance des volumes exportés
- Lorsque la topographie et la géologie s'y prête, c'est à dire avec la présence d'un ombilic et d'un verrou, soit rocheux soit morainique, la marge proglaciaire peut se manifester par la présence d'un lac, directement né de la fonte du glacier ou remplit progressivement par ses eaux de fonte. Certains lacs se forment grâce au barrage en aval par un cordon morainique frontal. Certaines régions à forte sismicité pourraient être concernées par la vidange potentielle de ces lacs par la rupture du barrage naturel. L'érosion naturelle de la moraine ou encore la manifestation d'un landslide peut également être à l'origine de cette rupture, comme ça a déjà été le cas en Himalaya (Zheng et al., 2020).

ETAT DE L'ART

1. Périodes glaciaires et interglaciaires

1.1 LE PRINCIPE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE : EXEMPLE DU QUATERNAIRE

La Terre a connu au long de son existence une série de périodes glaciaires et interglaciaires évoluant de manière cyclique. Les phases de glaciation sont caractérisées par un climat global plus froid et l'expansion des calottes glaciaires. Elles sont suivies par des phases de réchauffement climatique entraînant une déglaciation : ce sont les périodes interglaciaires. La durée de ces périodes est variable : la visibilité de certains événements étant réduite en fonction de l'échelle temporelle considérée. De nombreuses études tendent à étudier les conditions climatiques et les forçages à l'œuvre, d'origine astronomiques-dits externes, terrestres, ou plus récemment anthropiques-dits internes à des fins de comparaison avec l'actuel. L'étude de Willeit et al. (2019) observe par exemple que les concentrations de CO₂ n'ont jamais atteint depuis les 3 derniers millions d'années des proportions similaires à celles qui sont présentes sur Terre depuis l'ère industrielle (milieu XIX^{ème} siècle).

Durant le Quaternaire (Pléistocène) qui se situe sur l'échelle géologique entre 2.6 millions et 11.600 ans, on compte environ plusieurs glaciations, dont 4 qui se démarquent par leur ampleur spatiale et temporelle, ainsi que l'empreinte qu'elles ont laissée sur le paysage : le Günz entre 1.200.000 et 750.000 ans, le Mindel entre 650 et 350.000 ans, le Riss entre 300 et 120.000 ans et le Würm entre 100.000 et 20.000 ans.

Les variations climatiques ont principalement été rythmées par les paramètres orbitaux de la Terre. Ces paramètres induisent une grande amplitude des cycles climatiques et leur périodicité est assez stable dans le temps pour expliquer et prédire en partie les grandes ères glaciaires (figure 5). Cependant, ces forçages externes ne sont pas les seuls paramètres à l'origine des périodes de glaciations et de réchauffements. La stochasticité de facteurs environnementaux terrestres joue également un rôle prédominant (Hyde et Crowley, 2002).

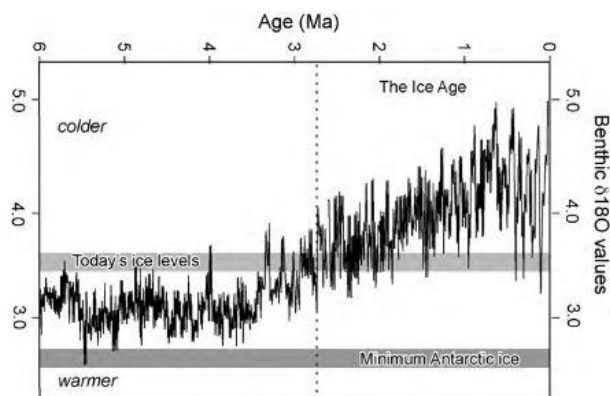


Figure 5 : modèle du changement climatique opéré ces 6 derniers millions d'années grâce aux valeurs $\delta^{18}\text{O}$. La courbe représente l'amplitude des cycles climatiques. On observe que l'amplitude de ces cycles s'agrandit à mesure que le climat refroidit. Le changement situé à 2.7 millions d'années représente le début de l'expansion glaciaire, avant le début du Quaternaire. Source : J. Rose, 2010

1.2 LES FORÇAGES ASTRONOMIQUES

Les forçages externes tiennent leur origine de la circulation orbitale de la terre ainsi que de l'activité solaire : le cycle de Milankovich (figure 6). L'excentricité de la Terre se caractérise par l'orbite qu'elle dessine autour du soleil dont la forme va déterminer la saisonnalité des climats ainsi que le niveau d'insolation. Durant les phases d'orbite circulaire, la distance entre le soleil et la Terre est presque égale en toute saison, ce qui va limiter la variabilité saisonnière et favoriser les périodes glaciaires. Durant les phases d'orbite en ellipse,

l'orbite de la Terre est décentrée par rapport au soleil. La proximité avec le soleil augmente ou diminue en fonction de sa position sur l'orbite. Ces changements orbitaux sont traduits par des changements de températures saisonnières importantes (Short et al., 2013). Les saisons seront plus froides lorsque la distance Terre-Soleil augmentera, et inversement.

Les paramètres de l'obliquité de la Terre et de précession sont reliés à l'axe de rotation de la Terre. La surface irradiée par les rayons solaires va ainsi varier en fonction de l'inclinaison terrestre, et la distance des équinoxes avec le soleil changer en fonction de l'oscillation de l'axe de 23.5°. Les températures induites par le changement des équinoxes sont plus marquées dans les régions équatoriales qu'aux hémisphères (Short et al., 1993). Les variations de l'activité solaire sont faibles, on inclut d'ailleurs ce facteur dans les bilans radiatifs généralement comme une constante (Le Roy, 2012). Elles pourraient tout de même avoir des impacts sur le climat comme cela a déjà été observé au PAG par exemple (Nussbaumer, 2011), du fait des processus amplificateurs des variations climatiques (Renssen, 2006).

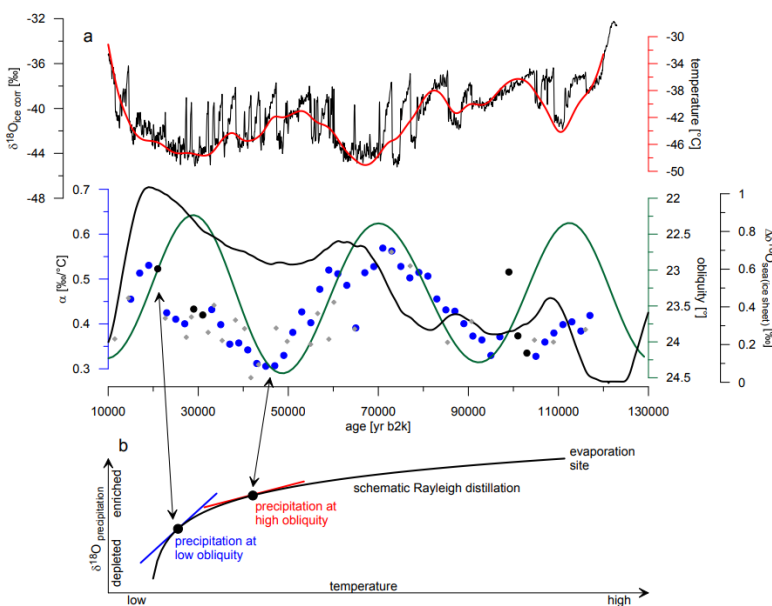


Figure 6 : comparaison entre les variations de températures (courbe rouge) calculées à partir de $\delta^{18}O$ (courbe noire-haut), les variations du niveau de la mer (courbe noire-milieu) avec l'obliquité de la Terre, et les répercussions apparentes sur les précipitations (courbe noire-bas) à partir du schéma de Rayleigh expliquant les variations α (courbe bleue). Source : Kindler et al., 2021

1.3 LES FORÇAGES TERRESTRES

Les forçages internes sont initiés par des phénomènes naturels de nature physique, géologique ou climatique, et interviennent directement sur les différents compartiments de la zone critique. Ils se superposent aux forçages astronomiques (Rose, 2010). Les conséquences de ces phénomènes peuvent entraîner des boucles de rétroaction, caractéristique de la cyclicité des climats présentée plus haut (Le Roy, 2012). On sait par exemple que l'activité volcanique est à l'origine de l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère, ce qui a permis dans le passé de désamorcer des glaciations. Certaines éruptions de grande ampleur sont également à l'origine de périodes climatiques en réduisant l'énergie émise par le soleil : le nuage dense de particules éjectées fait écran au rayonnement solaire (Menegoz et al., 2016). Plusieurs des oscillations climatiques au PAG ont été reliées à des événements volcaniques (Crowley et al., 2008).

Lorsque le CO_2 dans l'atmosphère augmente, la surface de la Terre se réchauffe, entraînant la fonte des glaces dans les montagnes mais également dans les pôles. Ces apports d'eau douce et froide dans les océans entraînent une augmentation du niveau de la mer, ce qui a pour conséquence de perturber la circulation océanique à l'origine de la régulation du climat (la thermohaline). Plusieurs forçages dans les calottes glaciaires au Groenland (eg. GISP2, NGRIP) ainsi qu'en Antarctique (eg. Vostok) ont permis de reconstituer l'évolution des températures afin d'identifier les forçages à l'œuvre, ainsi que des impacts ruisselant sur les régimes climatiques régionaux dans les Hémisphères Nord et Sud (Ahn et al., 2004 ; Buizert et al., 2019 ; Rasmussen, 2006). La localisation des événements engendre des réponses différenciées entre les deux hémisphères (Schulmeister, 2005). On observe grâce à ces carottes de glace que le refroidissement de

l'océan Nord Atlantique entraîne une chute des températures généralisée dans le Nord de l'hémisphère et une expansion de glace sur la calotte du Groenland ainsi que dans les montagnes et les fjords d'Europe et du Canada. Ces signaux sont cependant moins visibles et traduisent un effet moindre dans l'hémisphère sud, observé par une dynamique glaciaire moins importante que dans l'autre hémisphère.

La pompe thermohaline est caractérisée par des courants marins qui se différencient par leur densité (notamment due à la salinité), leur température, leur profondeur (Pauthenet et al., 2019). Les eaux de surface chargées en salinité du fait de l'évaporation se refroidissent avec la profondeur. Les courants plongent dans les abysses au niveau du Groenland et des mers du Labrador dans l'hémisphère Nord, et l'océan Austral dans l'hémisphère Sud. Deux courants majeurs interviennent dans les variations climatiques de l'hémisphère Nord : le Gulf Stream dans l'océan Nord Atlantique, et l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). Il a été constaté entre 1975-1988 que l'altération de l'AMOC s'est traduite en un changement de fonction de ce courant, stockant les excès de chaleur provoqués par l'augmentation des GES dans les profondeurs de l'Atlantique plutôt que de les entraîner dans le Nord de l'Europe (Chen et Tung, 2018) (figure 7). En fonction de l'intensité de ces perturbations, la circulation thermohaline peut provisoirement être stoppée (événements de Heinrich, Rahmstorf, 2006).

La circulation atmosphérique joue également un rôle prédominant dans le fonctionnement des courants marins et d'optimisation ou péjoration du climat. Ces interactions entre circulation atmosphérique et circulation océanique prouvent la prévalence des couplages océan-atmosphère dans les variations climatiques (figure 8). Dans l'hémisphère Nord, c'est l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) qui influence le climat du nord de l'hémisphère. On reconnaît deux phases de NAO : les phases positives (dépression atmosphérique localisée au Nord de l'Europe), et les phases négatives (régime anticyclonique des Açores en région Méditerranéenne). Cette alternance de basses et hautes pressions atmosphériques se traduit par des variations de précipitations différenciées entre le nord et le sud de l'Europe, ainsi qu'une variabilité généralisée des précipitations hivernales avec le couplage variation de l'activité solaire et NAO : les précipitations augmentent durant la phase positive durant les périodes de maxima solaire. Dans l'hémisphère Sud, le climat et la circulation océanique sont contraints par l'Oscillation Australe (AAO), également caractérisée par une différenciation des précipitations hivernales et de température entre l'ouest et l'est. Les phases positives et négatives de l'AAO est contrôlée par la position des vents d'ouest.

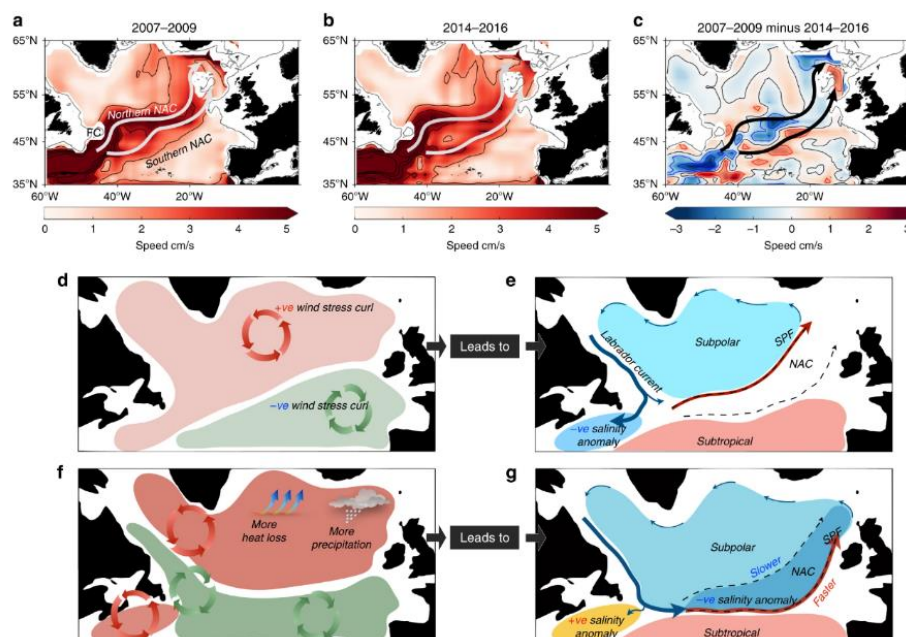


Figure 7 : Évolution des courants marins de l'océan Nord Atlantique (changement de vitesse, a-b-c) en conséquence de forçages atmosphériques influençant la salinité et la température de l'eau. La température et la localisation des vents en rotation (d-f) influencent la salinité et la température de l'eau. La température et la localisation des vents en rotation (d-f) influencent la force et la direction des courants, modifiant les apports de masses d'eau chaudes et froides dans l'océan Nord Atlantique et la dynamique des courants subtropicaux (e-g). Source : Holliday et al., 2020

2. Le paléoclimat depuis le dernier Maximum Glaciaire

2.1 LA PERIODE WÜRMIENNE

La glaciation du Würm représente la dernière grande glaciation de la Terre. Elle s'est déroulée sur une période d'environ 100.000 ans. Elle se compose de plusieurs stades glaciaires et interglaciaires marqués par des variations de températures abruptes (variations de températures entre 5 et 15.5°C). Cette période est rythmée par des changements orbitaux influençant le régime saisonnier des précipitations, et fait donc varier la superficie englacée du Groenland, alors que la récession de la calotte est initiée par une diminution voire un arrêt de l'AMOC (Kindler et al., 2014).

Dans les Alpes, la glaciation de Würm se traduit par une expansion des glaciers jusque dans les plaines dans les Alpes (figure 8), et à la fin des piémonts dans les Pyrénées (Ehlers et al., 2011). Dans les hautes altitudes ainsi que dans les vallées, les paysages actuels sont des processus d'érosion glaciaire à l'œuvre durant cette glaciation. Si de nombreuses variations climatiques de grande amplitude ont été enregistrées durant cette glaciation (figure 7) et ont pu être à l'origine de fluctuation des langues glaciaires, les glaciers ont atteint leur extension maximale durant le LGM (Last Glacial Maximum), situé autour de 20.000 ans.

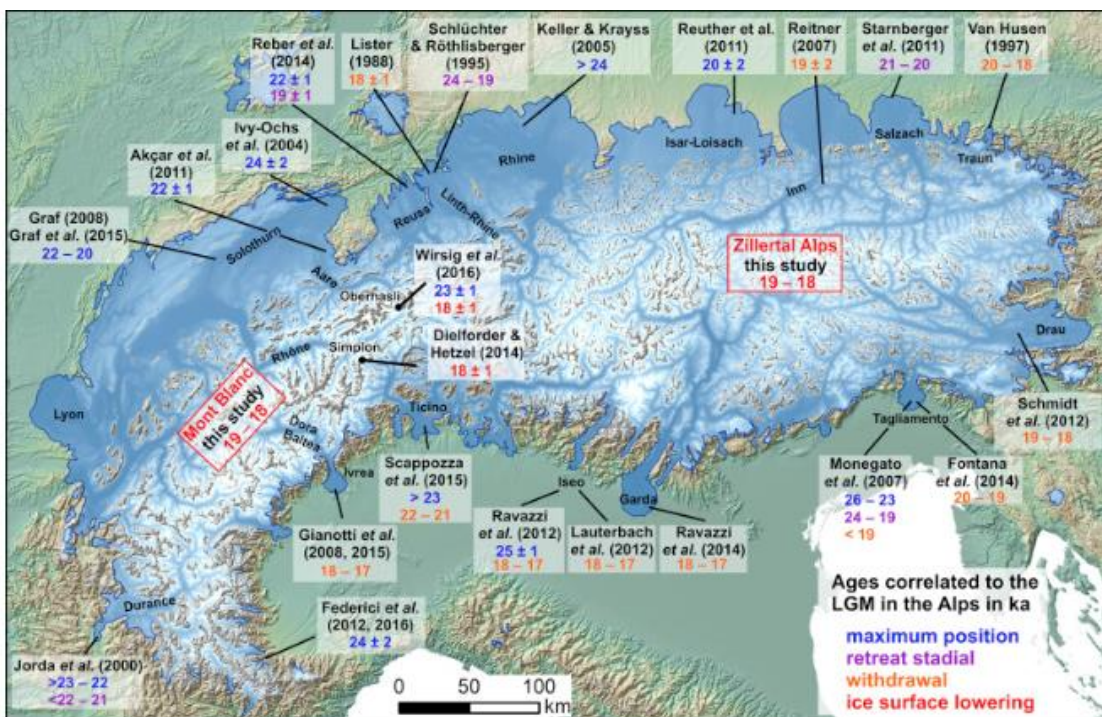


Figure 8 - Synthèse des âges compilés dans les travaux de Ivy-Ochs (2015) corrélés avec le LGM dans les Alpes Européennes, en raison des différents processus à l'œuvre dans les fluctuations glaciaires (eg. retrait, stationnement). Source : Wirsig et al., 2016 ; Ehlers et Gibbard (2004)

A cette période, les glaciers des Alpes (en France le Rhône, l'Arve, la Durance) ne formaient qu'un seul ensemble. Une calotte glaciaire recouvrait également le Jura qui rejoignait les glaciers alpins qui descendaient alors jusque dans la vallée Lémanique. En France, cet ensemble débordait jusqu'aux portes de Saint-Exupéry, formant ce que l'on appelle le lobe Lyonnais.

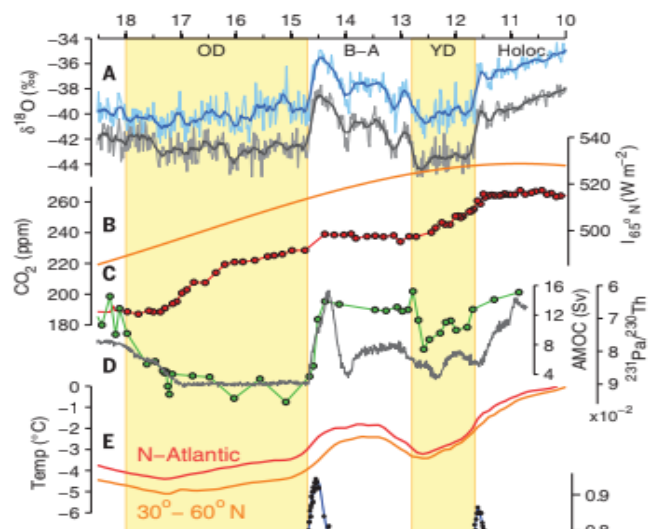
Les forçages à l'origine de la fluctuation des glaciers dans les Alpes durant le LGM proviennent de la variation des calottes Nord-Américaines (NAIS, aussi appelée le Laurentide) et Scandinaves (FIS). L'extension maximum des glaciers alpins est due à l'augmentation des précipitations provoquée par une modification des courants de l'océan Nord Atlantique poussés vers le sud de l'Europe qui doit son origine à la poussée de glace provenant de la calotte Nord-Américaine dans la mer. A la fin du LGM situé en 19 et 18.000 ans les glaciers entament une retraite due au rétablissement des courants induits par la réduction de la calotte Nord-Américaine et une augmentation de la calotte Scandinave, redistribuant l'humidité au nord de l'Europe (Monegato et al., 2017).

2.2 LES OSCILLATIONS DU TARDIGLACIAIRE

Le retrait glaciaire de la fin du LGM ne s'est pas opéré de manière abrupte comme cela a pu être le cas durant la glaciation du Würm (figure 9). A la fin du Pléistocène, la déglaciation s'est déroulée sur environ 10.000 ans jusqu'au début de l'Optimum climatique de l'Holocène. Elle a fait l'objet d'un processus très progressif, ponctuée par plusieurs péjorations/améliorations climatiques. On appelle "Tardiglaciaire" cette période d'intervalle située entre la fin du LGM (18 ka) et du Dryas récent (11.7 ka). De manière générale, le caractère abrupt des variations de température est révélateur des changements d'intensité de l'AMOC, induits par une variation de la température et de la densité de l'océan Nord Atlantique affecté par les apports massifs d'eau douce (figure 11). Ces variations ont entraîné des périodes de refroidissement et de réchauffement dont la durée varie de quelques siècles à quelques millénaires. Plusieurs périodes ont été identifiées, rythmées par des variations de précipitations et de température.

- Les péjorations climatiques des Dryas ancien, moyen et récent sont causées par une diminution de l'intensité de l'AMOC, voire un arrêt total, provoquant un repositionnement des courants froids du Gulf Stream vers des latitudes moyennes (Reixach et al., 2021). Cela a été observé par Moreno et al. (2010) durant le Dryas ancien entre 18 et 15 ka. Les glaciers des Alpes ont réagi à ces variations en stationnant ou par des avancées de petite ampleur.
- Les améliorations climatiques du Bolling et de l'Allerod sont traduites par des apports une augmentation des températures et de l'humidité globales, bien que plusieurs patterns climatiques soient spatialement différents (Moreno et al., 2010). La hausse des températures durant le Bolling notamment s'est réalisée de manière très abrupte sur une durée très courte : aucune évidence ne nous permet de déterminer si les glaciers se sont retirés dans les cirques à cette période, ou si leur retrait a été mesuré par la durée courte de l'événement.

Figure 9 - : valeurs $\delta^{18}\text{O}$ présentes dans les carottes prélevées au nord (NGRIP, bleu) et au sud (GISP, gris-haut) du Groenland, et corrélations avec les variations de l'insolation (orange-haut), de l'augmentation du CO_2 (points rouges) et des variations de l'intensité de l'AMOC (vert et gris-bas). Les modèles utilisés ont permis de reconstruire les températures liées à l'océan Nord Atlantique (rouge) et dans la zone terrestre située entre les latitudes 30 et 60° N (orange-bas). Source : Buizert et al., 2014



2.3 TRANSITION DRYAS RECENT ET HOLOCENE : DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ABRUPTS ET RAPIDES

Le passage de la fin du Dryas récent au début de l'Holocène s'est réalisé par une période transitoire située à entre 11.6 et 11.4 ka (Rasmussen, 2006). Elle est marquée par un changement climatique abrupt dont l'amplitude avec le climat du Dryas récent est similaire à celui observé lors du Bolling. La suite se déroule au Préboréal, période interne au début de l'Holocène (11.5-9.5 ka). L'ampleur des variations climatiques se stabilisent alors, mais on distingue tout de même deux détériorations climatiques de plusieurs décennies : l'Oscillation Préboréale (PBO) et l'anomalie climatique de 8.2 ka, toutes deux corrélables à la vidange de lacs proglaciaires au lac glaciaire Baltique dans la calotte Scandinave et au lac Agassiz dans la calotte du Laurentide (Nesje et al., 2004), entraînant encore une fois des apports massifs d'eau douce et froide dans l'océan Nord Atlantique.

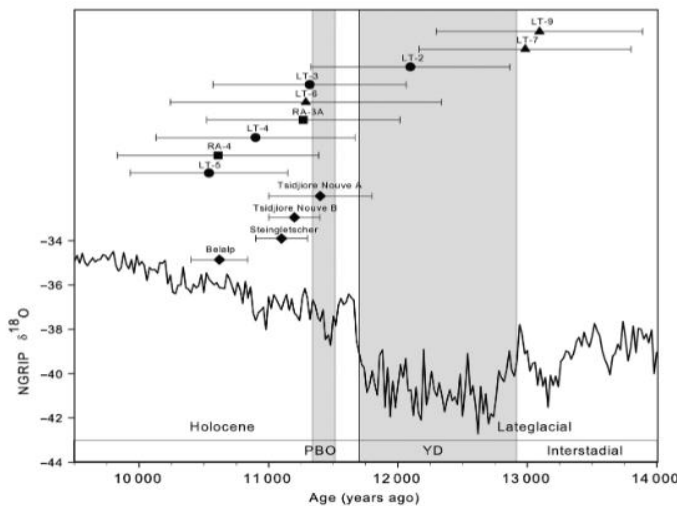


Figure 10 - Corrélation entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (Rasmussen et al., 2006) avec les âges des glaciers de Falgin et Hinteres dans les Alpes suisses (identifiés LT et RA) et les âges moyen d'autres glaciers suisses durant les périodes de péroration (Dryas récent et PBO) et d'amélioration climatiques (Bolling Allerod, Dryas récent-début de l'Holocène, Holocène). Source : Moran et al., 2016

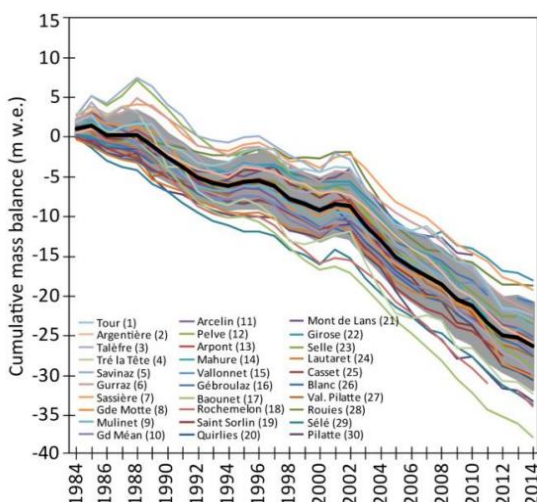
Les glaciers ont fluctué différemment dans le temps et leur amplitude à ces changements de climat (Baroni et al., 2017), entre les massifs mais aussi au sein d'une même vallée, alimentant les questionnements sur les effets

des facteurs autres que le couplage température/précipitation. De nombreuses évidences de ces dernières fluctuations persistent dans les paysages (moraines, polis glaciaires). Les méthodes récentes de datation et de modélisation permettent de reconstituer les glaciers à ces différents stades afin d'en extraire des informations sur le climat de l'époque (figure 10). Les effets de cette période sur la fluctuation des glaciers fait ainsi l'objet de nombreuses recherches depuis quelques décennies dans les Alpes italiennes (Baroni et al., 2021 et 2017), les Alpes suisses (Affolter et al., 2019 ; Schindelwig et al., 2012 ; Kelly et al., 2004 ; Kerschner et Ivy-Ochs, 2008), dans les Alpes françaises (Protin et al., 2019 ; Le Roy, 2012 ; Cossart et al., 2011) ou encore dans les Pyrénées (Fernandes et al., 2021 ; Pallas et al., 2016 ; Reixach et al., 2021 ; Jomelli et al., 2020). Si le retrait des glaciers a débuté dès la fin du LGM, cette période de transition représente les derniers stades des glaciers avant un recul important équivalent ou plus important par rapport à la position actuelle qu'ils occupent.

3. Fluctuations glaciaires : caractéristiques physiques et évidences géomorphologiques

3.1 FLUCTUATION D'UN GLACIER

La relation entre la variation de la longueur d'un glacier et les forçages climatiques se traduit par un changement dans le bilan de masse. Les variations de bilan de masse sont autant de réponses directes aux changements de précipitation et de température de l'air. Ils permettent de calculer le rapport entre les gains et pertes de glace sur une année hydrologique (sortie estivale) en $\text{m} \cdot \text{we} \cdot \text{an}^{-1}$ (meters - water equivalent). Un bilan de masse positif signifie que l'apport de neige est plus important que la fonte de glace. S'il est positif sur plusieurs années cumulées, le glacier va s'épaissir et couler vers l'aval. Lorsqu'un bilan est négatif, les apports de neige ne compensent pas la fonte de la glace (figure 11). Son épaisseur diminue et le glacier recule. Les valeurs du bilan de masse suivent un gradient altitudinal, qui reflète les gradients thermiques altitudinaux et les effets de l'albédo. Dans les Alpes, il serait entre 0.7 et $0.8 \text{ m} \cdot \text{we} (100\text{m}^{-1})$ (Haeberlit et Hoelzle, 1995).



Un bilan de masse positif signifie que l'apport de neige est plus important que la fonte de glace. S'il est positif sur plusieurs années cumulées, le glacier va s'épaissir et couler vers l'aval. Lorsqu'un bilan est négatif, les apports de neige ne compensent pas la fonte de la glace (figure 11). Son épaisseur diminue et le glacier recule. Les valeurs du bilan de masse suivent un gradient altitudinal, qui reflète les gradients thermiques altitudinaux et les effets de l'albédo. Dans les Alpes, il serait entre 0.7 et $0.8 \text{ m} \cdot \text{we} (100\text{m}^{-1})$ (Haeberlit et Hoelzle, 1995).

Figure 11 - Bilans de masse cumulés, calculés entre 1984 et 2014 pour 30 glaciers des Alpes. On remarque que la variabilité interannuelle du climat redresse positivement le bilan net des glaciers, mais seulement de

manière ponctuelle. La tendance générale est à la diminution (courbe noire en gras) : les glaciers des Alpes sont actuellement en état de déséquilibre en raison du réchauffement du climat. Source : Rabatel et al., 2016

Le calcul des bilans de masse (b) sont réalisables par la prise de mesure sur les zones d'ablation (abl) et d'accumulation (acc) du glacier, où $b = acc - abl$. Les zones d'accumulation situées dans les parties hautes du glacier, sont les zones de réception des précipitations solides, mais également des apports neigeux aéroportés, émanant de processus gravitaires (avalanches), du regel des eaux de surface également (Le Roy, 2012). Les précipitations solides qui persistent après la fonte estivale (névés) sont progressivement transformées en glace (compaction de la neige, expulsion de l'air, emboîtement des cristaux de glace ; Benett et Glasser, 2009). Dans cette zone, l'accumulation est supérieure à l'ablation. La zone d'ablation concerne la partie du glacier où le bilan est négatif (ablation de la glace supérieure à l'accumulation). Elle est située dans les altitudes inférieures du glacier, elle est donc soumise aux températures les plus élevées agissant sur le glacier. La fonte de la glace est induite par le bilan énergétique du glacier, déterminé entre le rayonnement solaire, l'albédo, et les flux thermiques échangés entre le glacier, son environnement et l'atmosphère. Le bilan énergétique des glaciers continentaux est principalement drivé par les facteurs de rayonnement (Oerlemans, 2001). L'ablation se déroule selon différents processus : la fonte directe de la glace de l'enveloppe externe mais également de la glace interne, le décrochement de glace, ou la sublimation.

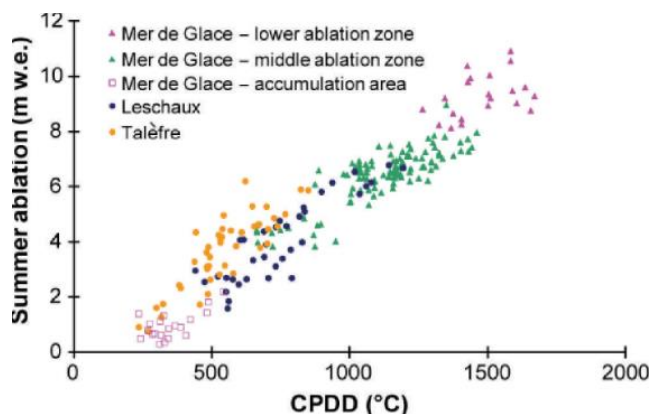


Figure 12 - résultats d'une simulation de l'ablation à différentes altitudes à partir d'un modèle degré-jour, permettant d'observer la relation linéaire entre l'augmentation de la température de surface et la répartition de l'ablation estivale entre les zones d'accumulation et d'ablation. Source : Six et Vincent, 2014

Le bilan de masse va conditionner l'écoulement du glacier : le transfert de la masse gagnée ou perdue est reflété dans les variations de la ligne d'équilibre (ELA - Equilibrium Line Altitude) qui va s'ajuster (Haeberli, 1994). La ligne d'équilibre représente l'isohypse du bilan de masse lorsqu'il est nul, c'est-à-dire lorsque la différence entre le gain et la perte de glace = 0. La variation de la ligne d'équilibre est directement corrélée avec le bilan de masse du glacier (Rabatel et al., 2008), qui change avec l'évolution des conditions climatiques régionales figure 12). Les variations saisonnières et interannuelles s'observent dans les différences de bilans de masse d'une année à l'autre, et donc des variations de ELAs. L'amplitude peut être élevée en raison de la variabilité interannuelle, c'est pourquoi il est important de considérer une tendance sur plusieurs années. La sensibilité des lignes d'équilibre aux variations de températures devient un proxy important en paléoclimatologie pour reconstituer les conditions de température et de précipitations passées.

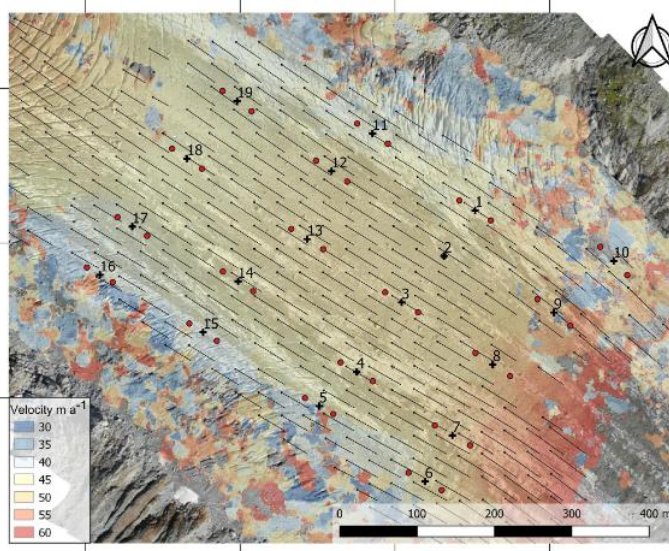
3.2 RHEOLOGIE GLACIAIRE : PRINCIPES DE BASE

L'écoulement des glaciers est fonction de 3 paramètres : la déformation de la glace, la topographie sous-glaciaire et le glissement basal (Hubbard, 2002). C'est sous l'effet de la gravité drivé par l'effet de la pente que le glacier va glisser sur le substrat rocheux. La pente est déterminée par la topographie du substrat rocheux sur lequel le glacier s'écoule, mais également par la répartition de la glace entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. L'écoulement de la glace n'est pas uniforme : sa densité est plus

élevée à mesure qu'on s'approche du substrat rocheux, et les vitesses d'écoulement sont généralement plus rapides au front.

La vélocité d'un glacier varie localement en fonction de la topographie sur laquelle il s'écoule (figure 13) : les déformations sous glaciaires vont entraîner des zones de compression et d'extension. Les zones de compression vont encourager la glace à s'épaissir lorsque la topographie présente des zones de replat ou de pente négative. Les zones d'extension de la glace vont engendrer un craquèlement à l'origine des crevasses lorsque la topographie est marquée par des zones de pente. Les crevasses sont d'autant plus grandes que la pente est importante (Benett et Glasser, 2009).

Figure 13 - sens d'écoulement et différence de vélocité d'une partie de la Mer de glace (images UAV). Source : Vincent et al., 2021



Ces déformations sont contrôlées par la contrainte cisailante du glacier (shear stress). Elle est traduite par la force, en Pascals ou en Bars, appliquée sur un point du glacier à une épaisseur/profondeur donnée, soumis à une certaine gravité (accélération due à la gravité - constante, et angle de la pente du glacier) en fonction de sa densité (Nye, 1952). Le principe de contrainte cisailante s'applique au sein du glacier, à l'interface du glacier avec son substrat (rocheux ou sédimentaire) ainsi qu'aux parois des versants contre lesquelles des forces de frictions sont à l'œuvre.

La contrainte cisailante à la base d'un glacier (basal shear stress) diffère en fonction de son régime thermique. Les glaciers "tempérés" sont généralement accompagnés d'une dynamique sous-glaciaire qui va faciliter le glissement du glacier sur son substrat rocheux, alors qu'avec des températures froides impliquant des glaciers "froids" l'écoulement se fait par déformation, sans ou avec très peu de glissement basal (figure 14). L'impact géomorphologique entre ces deux types de glacier n'est ainsi pas le même : la vélocité du glacier augmentée par la pellicule d'eau à l'interface de la glace et de son substrat rocheux contribue à l'érosion et aux dépôts sédimentaires sous glaciaires.

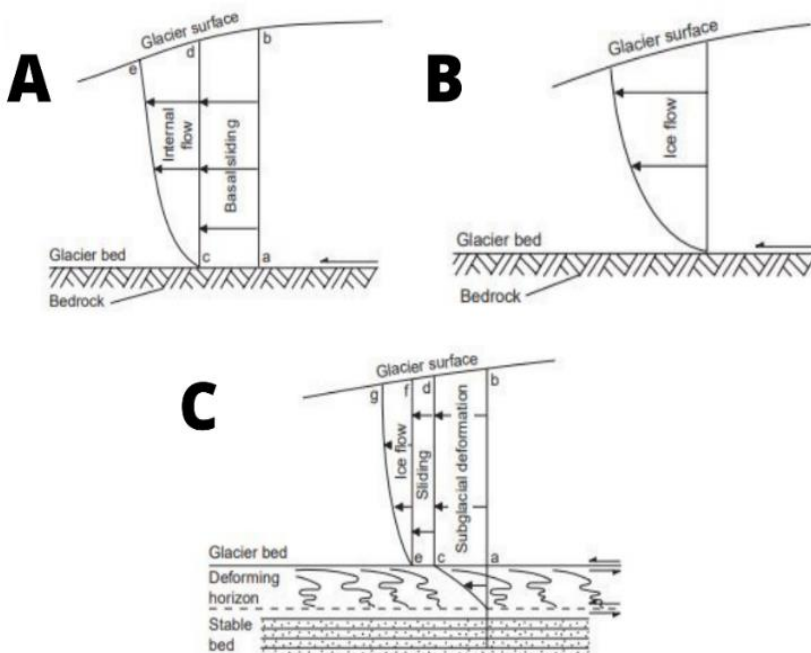


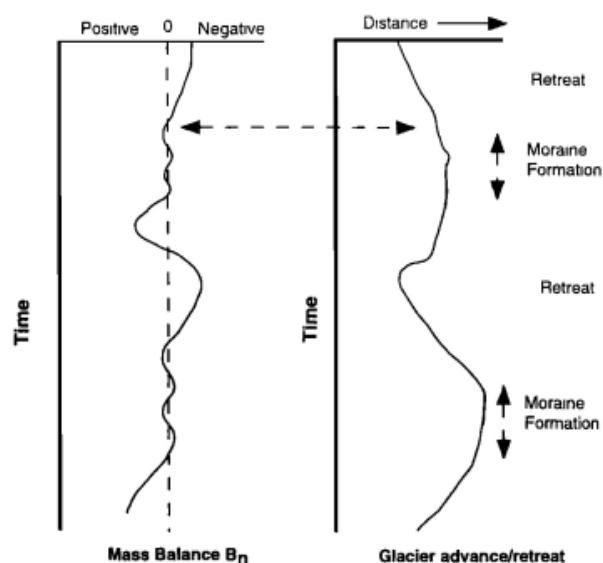
Figure 14 - représentation de l'écoulement de la glace en fonction du régime thermique basal du glacier (A, tempéré et B, froid) et du substrat (C, glacier tempéré sur un substrat de type sédimentaire). L'intersection a-b nous montre comment l'écoulement vers l'intersection c-d et c-e s'opère. On remarque sur les glaciers tempérés s'écoulent d'abord par glissement basal avant de s'écouler par déformation de la glace, alors que les glaciers froids ne s'écoulent que par déformation interne de la glace. Les glaciers situés sur un substrat sédimentaire se déplacent avant tout par déformation des sédiments sous-glaciaires. Source : Bennett et Glasser, 2009.

3.3 GEOMORPHOLOGIE GLACIAIRE : ARCHIVES NATURELLES FLUCTUATIONS

Les processus glaciaires à l'origine de la création, du transport et du dépôt de sédiments sont contrôlés par les variations de bilans de masse. L'écoulement du glacier entraîne l'abrasion et donc l'érosion de son lit rocheux, et assure le transport sédimentaire des roches issues de processus gravitaires (éboulements, avalanches) ou hydrologiques (débris flows) de l'amont vers l'aval. On distingue les sédiments sous-glaciaires, supra-glaciaires et interglaciaires, qui lorsqu'ils sont acheminés au front du glacier (où sur les bords latéraux) vont être déposés par le glacier pour former une moraine. La position des moraines dans une vallée indique l'extension maximale d'un glacier durant un stade. Leur position en comparaison à d'autres moraines permet d'estimer leur âge. Les moraines les plus externes ou qui sont positionnées en aval dans un cirque ou une vallée sont plus anciennes que les moraines internes ou positionnées en amont (Le Roy, 2012).

Figure 15 - Relation entre le bilan de masse d'un glacier, entraînant un retrait, un stationnement ou une avancée du front, et la construction d'une moraine.
Source : Andrews, 2000

Les moraines sont ainsi un proxy important pour reconstituer les fluctuations passées. Les méthodes de datation par isotopes radioactifs permettent ainsi de révéler l'âge minimum d'un stade glaciaire correspondant à l'abandon de la moraine (figure 16). Qu'elles soient situées à la marge proglaciaire ou sur les zones latérales, on distingue 3 types de moraines établies à partir de leur profil et de la dynamique du glacier :



- Les moraines de poussée (push moraine) sont construites à partir de la déformation des sédiments proglaciaires (bulldozed), leur taille est relativement peu élevée puisqu'elles sont construites suite à un événement relativement court (Winkler et Matthews, 2010). Elles ont généralement une forme de pont à crête marquée si le glacier n'est pas resté dans une position stable par la suite. Cependant, les moraines déforment et poussent des sédiments sur une grande distance, durant des avancées glaciaires importantes leur taille peut devenir plus imposante comme cela a été observé sur des moraines du LGM en aval des vallées glaciaires (jusqu'à quelques centaines de mètres).
- Les moraines de dépôt (dump moraine) requièrent que le glacier ait connu une phase stationnaire pour permettre aux sédiments de s'accumuler au front ou sur les bords latéraux du glacier. Ces moraines ont des formes plus arrondies que les moraines de poussée, et leur taille varie notamment en fonction de la durée du stationnement et la vitesse du retrait de la marge.
- Les moraines d'ablation (ablation moraine) sont construites à partir de la désolidarisation de la marge glaciaire avec le reste du glacier en raison de l'épaisseur des débris supra-glaciaires importante. Les sédiments sont déposés par la fonte de cette glace isolée, formant une succession de petits renflements (Benett et Glasser, 2009).

La taille globale d'une moraine est fonction de 1) la vitesse de la glace, qui traduit une fourniture plus rapide des sédiments transportés de l'amont vers l'aval, 2) la quantité de matériel disponible sur, sous et au sein du glacier, et 3) la durée du dépôt conditionné par retrait ou le stationnement du glacier notamment (figure 15). Bien entendu, une moraine peut être construite par une combinaison de processus glaciaires

avec des moraines de dépôt superposant ou juxtaposant des moraines de poussée par exemple, entraînant la formation d'un vallum complexe (figure 18-d).

Les polis glaciaires et les sédiments glacio-lacustres et fluvio glaciaires sont également de bons indicateurs des fluctuations glaciaires, même si l'interprétation des fluctuations requiert des analyses plus poussées. L'observation de stries sur les polis glaciaires peut révéler le ou les sens de l'écoulement d'un glacier. Les surfaces de ces roches sont plates et abrasées par le passage du glacier. Dans le paysage, on distingue bien ces roches polies par le passage glaciaire de celles qui en ont été conservées : la limite entre les deux s'appelle "trimline" et correspond à la limite altitudinale maximum atteinte par le glacier lors des glaciations maximales.

Les dépôts lacustres permettent de fournir des informations sur la fluctuation des glaciers à partir de carottes sédimentaires échantillonnées dans des lacs proglaciaires, périglaciaires ou encore des paléolacs. Le type de sédimentation du lac reflète, entre autres, la dynamique du glacier : la taille et la contenance des dépôts laminés varient en fonction de l'hydrologie glaciaire et donc en fonction de la fluctuation d'un glacier.

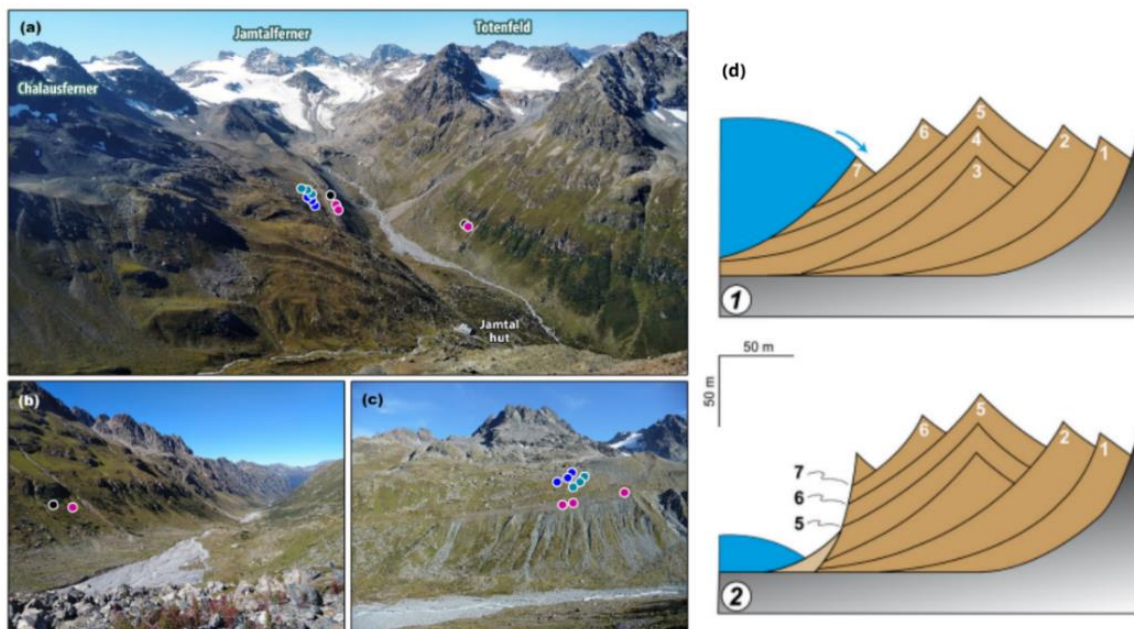


Figure 16 - Photographie de la vallée glaciaire de Jamtal (a - Alpes autrichiennes) et ses moraines (b-c) échantillonnées relevant des périodes du PAG et Néoglaciel (rose et noir) et du début de l'Holocène (bleus), et schématisation de la construction de moraines superposées avant (1) et après l'érosion, laissant apparaître les différents horizons nés des différents stades de dépôt. Sources : Braumann et al., 2021 ; Röthlisberger et Schneebeli, 1979 et Winkler, 2009 adapté par Le Roy, 2012.

4. La vallée de Chamonix : une zone d'étude marquée par les glaciations

4.1 PRESENTATION DE LA VALLEE

La zone d'étude sur laquelle les travaux de ce mémoire sont portés se situe en Haute vallée de l'Arve dans la vallée de Chamonix. Elle est délimitée par le plateau du Lavancher en aval, et remonte jusqu'au glacier du Tour en amont, incluant la combe de l'Arve en aval du col de Balme, et la partie aval du col des Montets.

Les caractéristiques géologiques de la vallée sont marquées par une dynamique glaciaire forte : le replat du fond de la vallée est composé de sédiments d'origine fluvio-glaciaire variés : blocs et roches grossiers, graviers, sables, limons et argiles au faciès laminé, qui attestent de la présence d'un paléo-lac formé

probablement à l'époque du retrait glaciaire, puis comblé par les apports de versants importants incombés au retrait glaciaire. Un forage géothermique du BRGM par exemple a révélé une profondeur de 110 mètres de sédiments morainiques et fluvio-glaciaire avant d'atteindre le substrat rocheux. La nature de la roche est différenciée par une faille séparant les gneiss sur les parties plus basses, des granites présents sur les hauts sommets sur le massif du Mont-Blanc. Le socle du massif du Mont-Blanc se sépare de celui des Aiguilles Rouges par la faille de Chamonix, située sur le synclinal de la vallée. Ce massif est en majeure partie composé de gneiss, à l'exception d'une surface située aux abords Nord de la faille de la Remuaz qui concentre une partie de granite.

Le synclinal de la vallée est traversé par la rivière de l'Arve qui tient sa source au col de Balme. Elle possède de nombreux affluents d'origine périglaciaire ou proglaciaire, comme le torrent du Bisme provenant des eaux de fonte du glacier du Tour. Le glacier d'Argentière possède un torrent sous-glaciaire qui depuis 1955 fait l'objet d'un captage pour alimenter le barrage d'Emosson en Suisse. La rivière de l'Arve est un torrent très actif puisque sa dynamique reflète la dynamique glaciaire dont elle est tributaire : l'hydrologie est suie un régime nival avec une augmentation des débits et la mise en mouvement du matériel sédimentaire en été provoquée par la fonte des neiges et des glaces, suivie d'une diminution en hiver imputable à la forme des précipitations principalement solide et l'arrêt de la fonte des glaces.

Enfin, la vallée a connu évolution urbaine importante depuis le début du XXème siècle (figure 17), du fait de l'attrait grandissant pour les sports d'hiver, mais également pour l'aspect symbolique et patrimonial du Massif du Mont Blanc où les nombreuses arrêtes et aiguilles du massif s'avèrent aujourd'hui être le chef-lieu des disciplines de l'escalade et de l'alpinisme. La ville d'Argentière n'y a pas fait exception : la création du domaine skiable des Grands Montets lui a valu un développement économique important, traduit par l'émergence de nombreuses infrastructures touristiques. Les nombreux hameaux présents autour, en aval et en amont de la ville, bien que la plupart des logements présents ne sont que des habitations secondaires. Ces constats faits, ajoutés à la grande diversité des activités présentes (loisirs, sylviculture, agriculture, élevage), attestent du degré d'anthropisation élevé de la vallée (artificialisation des sols et des berges des torrents, dérangement de la faune et érosion des sols).



Figure 17 - étalement urbain de la vallée de Chamonix entre les Plans et les Moussoux, avec le Brévent qui surplombe ce cône de déjection aménagé en terrasses agricoles sur la photo de gauche, puis totalement urbanisé et végétalisé sur la photographie de droite. Source : Geologie-montblanc.fr

4.2 DISPOSITIF MORAINIQUE ET CHRONOLOGIE DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DE LA VALLEE DE CHAMONIX AU PETIT ÂGE GLACIAIRE

Bossons et Taconnaz : Son extension maximum aurait été atteinte en 1820 (Nussbaumer et Zumbühl, 2011). Les extensions antérieures de moindre ampleur devraient donc être effacées par cette avancée glaciaire. Cependant, les extensions maximales atteintes par les autres glaciers de la vallée de Chamonix sont principalement reliées au XVIIIe siècle, et de nombreuses autres moraines témoignent des fluctuations glaciaires du PAG. L'une des moraines latérales a été datée aux années 1620 et 1680 au 14C (Vivian, 1969).

Une moraine latérale droite plus récente à 1500 mètres d'altitude semble avoir été déposée après une avancée ponctuelle (trois ré-avancées ont été enregistrées entre 1900 et 1983, Nussbaumer et Zumbühl, 2011) survenues durant la phase de recul constant que le glacier connaît depuis sa dernière extension maximale.

Mer de glace : Les Tines représentent l'extension maximum atteinte par la Mer de glace en 1644 (Wetter, 1987). Le front du glacier semblait néanmoins s'étaler en direction du nord-est, la courbe dessinée par cette moraine latéro-frontale en forme de lobe témoigne de la volonté du glacier d'agrandir la largeur de son front, en plus de s'écouler vers l'aval de la vallée. Le recul du glacier durant les périodes de réchauffement au PAG s'est donc traduit par une diminution de la largeur du lobe avant d'entamer un recul de son terminus, la distance maximum du glacier n'ayant pas significativement changé entre les stades du XVIIe et XIXe siècle. La côte du Piget fait partie des témoins de la dynamique glaciaire du PAG encore bien préservés : cette moraine latérale dont la crête s'élève à plus de 40 mètres de haut marque les dernières avancées glaciaires du XIXe siècle, atteintes en 1820 et 1850 (Wetter, 1987). Au niveau du plateau du Lavancher, les cordons morainiques situés les plus en amont pouvaient appartenir à la période où la Mer de Glace et le glacier d'Argentièr commençaient à se dissocier aux alentours de 12.5 ka (Girard et al., 2021).

Le glacier de Talèfre était anciennement un glacier affluent de la Mer de Glace. Il est disjoint depuis 1945 tout comme le glacier de Leschaux (Protin, 2019) et laisse apparaître au centre de son cirque glaciaire une zone dénudée de glace laissant apparaître le bedrock et les sédiments morainiques déposés par la glace. Appelé le Jardin de Talèfre, cette singularité des glaciers du Mont Blanc ne semblait pas totalement recouverte de glace au XIXe siècle, en atteste la carte d'Etat Major (Protin, 2019).

Argentièr : au PAG on retrouve différents stades dont les extensions maximales atteintes au XVIIe siècle (1620) et au XIXe (1820). Le glacier atteignait le milieu de la vallée : le front s'étalait jusqu'à une altitude de 1300 mètres, menaçant les villages des Chosalets et d'Argentièr (Bless, 1984). Les moraines du glacier des Rognons par exemple redessinent la confluence avec la langue principale encore à cette période. Un jardin similaire à celui de Talèfre était déjà apparu et marqué par une ceinture de moraine sur son pourtour. Les moraines latérales des glaciers du Chardonnet et du Milieu attestent également des limites que le glacier d'Argentièr dessinait avec ses affluents. Durant le LGM, le glacier d'Argentièr confluaient avec le glacier du Tour et la Mer de Glace : ils formaient le glacier de l'Arve (Coutterand et Nicoud, 2005). Lorsque la déglaciation a été amorcée, les glaciers ont commencé à être disjoints, marquant le début de la déglaciation, et donc du retrait progressif des glaciers. Au niveau du terminus du glacier d'Argentièr, les moraines situées en aval du plateau du Lavancher reflètent quant à elles un stade pendant lequel la Mer de Glace et le glacier d'Argentièr étaient encore à peu près joints à la fin du Younger Dryas (Girard et al., 2021). En amont, les glaciers affluents du Passon, Adams Reilly et du Trident n'ont que peu laissé de traces de leur attache avec la langue principale, les cartes anciennes montrent qu'ils n'étaient déjà plus joints avec la langue principale au PAG, leur confluence pourrait remonter à la fin de la dernière glaciation. Ces moraines n'étant pas datées, il est encore impossible d'associer leur séparation avec le glacier d'Argentièr avec un stade en particulier.

Tour : Le complexe morainique du PAG permet de se rendre compte des nombreuses progressions du PAG. L'extension maximale atteinte en 1640 est marquée par un cordon morainique latéro-frontal présent sur la rive droite du glacier. Il atteignait alors presque l'actuel village du Tour, son terminus atteignait alors 1470 mètres d'altitude, mais son relief a fortement été impacté par les dynamiques d'érosion de la combe de Vormaine située en amont. L'avancée glaciaire de 1820 a déposé une moraine plus reculée mais de bien plus grande envergure (environ 40 mètres) avant de reculer et de marquer une phase stationnaire à la fin du XIXe (1870).

4.3 ZONE D'ETUDE RAPPROCHEE :

4.3.1 Le glacier du Tour et d'Argentière dans le massif du Mont-Blanc

Le glacier du Tour

Le glacier du Tour est le dernier glacier de la Haute vallée de l'Arve : il marque la limite naturelle Franco-Suisse au Nord et Italo-Française dans sa partie Nord-Est, dont le tracé se dessine par la crête dominée par l'Aiguille du Tour (3540 m), et encore par la Grande Fourche (3619 m). Le glacier est caractérisé par un grand replat dans sa partie haute, dessinant une forme d'amphithéâtre, alors que les pentes raides de sa marge pro-glaciaire en ont fait dans le passé un glacier de type suspendu, notamment par la présence du verrou rocheux latéral assez plat qui se termine par une rupture de pente très forte, et qui a dans le passé marqué l'écoulement du glacier par la présence de nombreux séracs. Son front est aujourd'hui situé à une altitude de 2200 mètres, sous lequel de nombreux torrents prennent leur source, et affluent dans le Bisme. Les épaisseurs de ce glacier sont globalement faibles, et expliquent la propension au recul de ce glacier plus élevée que les autres glaciers du massif. Durant le Petit-Âge Glaciaire, période de péjoration climatique durant l'interglaciaire actuel, le glacier du Tour a fait l'objet d'un suivi et d'une documentation de ses crues et décrues glaciaires importantes, du fait de sa proximité avec le petit village du Tour située juste en aval, et des aléas provenant de son activité. En effet, plusieurs oscillations ont été décryptées grâce aux nombreuses données recueillies à propos des avancées et reculées de l'extension du glacier du Tour : ainsi, la 1^{ère} crue glaciaire historique aurait eu lieu en 1643 et serait documentée par la Collégiale de Sallanches, suivie d'une nouvelle crue dans les années 1780, appuyée par "des hivers rigoureux et des étés pluvieux" (Vivian et Mallon, 1967). Enfin, dans les années 1820, le glacier du Tour avait atteint sa dernière extension. Il atteignait à ce moment-là (1818) les prairies du hameau du Tour. Il a connu une phase de récession lente, ponctuée par un stade stationnaire dans les années 1870 (Mougin, 1910) avant de reculer de manière continue jusqu'à nos jours.



Figure 18 - A gauche, photographie du glacier du Tour en 1863, prise par M. Tairraz. Source : Mr Magendie, institut ST. A droite : photographie du glacier du Tour prise en mai 2022. Source : Julia Agziou. La photo de droite a été prise à partir de de Tré-le-Champ le Haut, et à en noter l'angle très similaire, probablement celle de gauche également.

Le glacier d'Argentière

Le glacier d'Argentière est un glacier de vallée classique, et fait partie, avec la Mer de glace, des glaciers les plus suivis en France. Orienté Nord-ouest, de nombreux petits glaciers affluents alimentent la langue de glace, notamment par les chutes de séracs et avalanches : on en compte 7 sur sa rive droite et un seul, plus grand, sur sa rive gauche. On observe une désolidarisation de la plupart de ces glaciers avec la langue principale du glacier d'Argentière, dont la période de recul est attribuée à des temps plus ou moins anciens selon les glaciers : les Glaciers du Passon et Adams Reilly ont probablement été disjointes lors du

réchauffement de l'Holocène, le recul des autres semble coïncider avec la période post-néoglaciale/le début de l'anthropocène (Glaciers du Trident, du Chardonnet et du Milieu. Les glaciers situés plus en amont comme les glaciers des Améthystes ou du Tour Noir, et la partie Sud-Est du glacier des Rognons, préservent encore leur continuité avec le glacier d'Argentière. Entourés de nombreuses aiguilles très raides aux hauts sommets, comme l'Aiguille d'Argentière (3900 m), Le Triolet (3870 m), le Mont Dolent (3823 m), les Droites (4000 m) et l'Aiguille Verte (4122 m). Sa vallée fait plus de 13 km de long, et se termine par une rupture de pente importante aux alentours de 2000 m d'altitude (Refuge de Lognan), qui provoqué avec le recul du glacier, une scission du front de la langue terminale avec le reste du glacier. La partie aval continue cependant d'être alimentée, pour le moment, avec la chute de séracs d'avalanches.

Tout comme le glacier du Tour, le glacier d'Argentière a fait l'objet de nombreuses fluctuations au cours du PAG, très bien documentées également : la première mention d'une extension est faite en 1605 (Vivian et Mallon, 1967), mais l'extension maximum aurait été atteinte en 1643 (Mougin, 1910). Il aurait par la suite entamé une phase régressive jusqu'en 1770 avant de progresser de nouveau jusqu'au front de 1819 qui sera par la suite devenu un stade de référence pour mesurer les fluctuations à venir. Après 1830, moment où le glacier aurait atteint une position très avancée, son recul a été toujours plus important, bien que ponctué par de petites avancées courtes aussi bien dans le temps que dans l'espace. Les années 1885 ont été le début d'une crue glaciaire importante, la dernière, qui aura duré jusqu'en 1892 (Mougin, 1910). Bien que les périodes de fluctuations coïncident avec celles du glacier du Tour, le temps de réponse du glacier d'Argentière aux variations climatiques rencontrées pendant les oscillations du PAG semble plus long tout comme la durée des crues glaciaires. En effet, plus un glacier est long, plus son temps de réponse à des changements climatiques le sera également (Francou et Vincent, 2017).



Figure 19 - A gauche, photographie du glacier d'Argentière aux alentours de 1860, prise par M. Aimé Civiale, et à droite, photographie du glacier d'Argentière, prise en 2019 par A. Cerdan et R. Noyon. Source : Nouvelobs.fr, 2019

4.3.2 *Le massif des Aiguilles Rouges : glacier du Belvédère, et glacier de la Remuaz*

Le massif des Aiguilles Rouges est un massif cristallin des Alpes principalement composé de schistes et de gneiss, dont la hauteur moyenne des sommets se situe vers 2500 m, et pour lequel sa face exposée Sud se situe en face du massif du Mont-Blanc. La longue crête débute de l'Aiguillette des Houches (2285 m), en haut du village portant le même nom au Sud-Ouest, et se termine avec l'Aiguille des Morris (2781 m) en haut du col des Montets au Nord-Est. On y trouve parmi les sommets emblématiques le Brévent (2525 m) et l'Aiguille du Belvédère (2965 m). Les reliefs du versant Sud-Est, du Brévent jusqu'à l'Aiguille de Mesure, sont marqués par des aiguilles raides aux sommets pouvant s'élever sur plus de 200 mètres de haut, mais suivis replats, ponctué de pentes douces sur lesquelles des lacs proglaciaires ont pu s'installer, sur la partie orientale notamment (lac blanc, lacs des Cheserys). La fin du versant jusqu'en bas de la vallée est caractérisée par une rupture de pente nette et une inclinaison importante, recouvert de boisements. La géomorphologie de ce massif est propice à l'installation de plusieurs petits glaciers de cirques : c'est d'ailleurs ce que les versants du côté Nord confirment avec la présence de nombreux petits glaciers

résiduels (Glacier de Beugeant, de Berard, de la Floria). Aujourd'hui, le massif est presque dépourvu de glaciers : en face du massif du Mont-Blanc, sous l'Aiguille du Belvédère, le versant Sud continue d'abriter le seul glacier persistant du même nom.



Figure 20 - vue sur le massif des Aiguilles Rouges à partir de Pierre Pointue, la carte postale est écrite au dos et datée de "Juillet 55". Le visionnage de photographies et cartes postales plus récentes de points de vue similaires nous permet d'estimer qu'il s'agit d'une prise de vue faite avant la moitié du XIXème siècle. Source : Delcampe.net

Les fluctuations glaciaires à la période du PAG, de bien moindre ampleur que celles du massif du Mont-Blanc, n'ont pas été aussi bien étudiées et référencées : les glaciers ne descendant pas jusqu'en bas des vallées n'étaient pas menaçants pour les sociétés installées. La Faille active de la Remuaz, longe le massif des Aiguilles Rouges du col des Montets au Lac Blanc, a fait l'objet d'analyses et de nombreuses datations qui ont également permis de révéler des informations à propos du retrait glaciaire sur le massif, notamment à l'époque du Tardiglaciaire et de la transition vers l'Holocène. Finalement, la taille de ces glaciers et leur exposition, additionnés à la taille réduite du bassin-versant et des modes d'alimentation provenant certainement en majeure partie des mécanismes d'avalanches, ont pu être prédominants dans leur dynamique glaciaire et le recul presque total que l'on observe aujourd'hui.

MÉTHODES

Les extensions glaciaires peuvent être reconstituées à partir de preuves géomorphologiques attestant de la présence jadis d'un glacier. La constitution de moraines peut donner une indication, outre son extension, à propos de la dynamique du glacier (retrait rapide, stationnement). Les polis glaciaires confirment le passage d'un glacier sur une partie de bedrock. La présence de blocs erratiques témoigne aussi du passage du glacier : ils ont été transportés, puis abandonnés lors de son retrait. Ils sont généralement reconnaissables par le type de roche dont ils sont composés, différente des caractéristiques géologiques de l'environnement dans lequel il a été déposé. C'est à partir de ces signaux que l'on peut prétendre pouvoir reconstituer les extensions des glaciers de la vallée de Chamonix, ou de la vallée de l'Arve. Ces approches géomorphologiques sont depuis quelques décennies couplées à des méthodes de datation absolues, comme l'utilisation d'isotopes cosmogéniques, ou pour les âges plus récents, la dendrochronologie, ou la lichénométrie. Elles permettent de confirmer les hypothèses de corrélation de certains stades à des périodes connues en fournissant un âge minimum de la structure étudiée, et ainsi retracer l'histoire de la dynamique glaciaire et des conditions climatiques associées.

1. Synthèse cartographique des moraines et des âges

De nombreux travaux ont été portés sur la vallée de Chamonix visant à relier les vestiges des dynamiques glaciaires à des stades d'avancées ou de retrait des glaciers grâce à leur forme, leur position altitudinale et par rapport à d'autres témoins, mais également grâce à plusieurs échantillons datés par la mesure d'isotopes cosmogéniques produits *in-situ*. Une synthèse de toutes les datations et des moraines, associées à des stades, des âges, ou non, a permis de déterminer les marges glaciaires des périodes en lien avec les différentes oscillations climatiques enregistrées depuis la fin de la déglaciation et au PAG.

1.1 TRAVAIL PRELIMINAIRE ET ORIGINE DES DONNEES

La synthèse des moraines et des âges a d'abord fait l'objet d'une recherche bibliographique basée sur les études géomorphologiques et géochronologiques, en lien avec l'activité glaciaire : les glaciers des Alpes, et précisément ceux de Chamonix, sont à l'origine de nombreux travaux depuis le début des années 1980.

Pour le travail de cartographie, toutes les moraines déjà décrites ont ainsi été recensées dans une liste à partir d'un tableau Excel (disponible en annexe), ainsi que les travaux ayant fait appel aux méthodes de datations ^{10}Be ou ^{14}C , OSL, ou encore de dendrochronologie, où toutes les informations nécessaires à la création d'une cartographie de synthèse ont été relevées, à savoir :

- Leur nom attribué, et le nom du glacier concerné par leur dépôt
- La localité précise du "lieu-dit" dans lequel elles se trouvaient
- Les coordonnées GPS quand elles étaient disponibles
- La période à laquelle elles ont été déposées, lorsque leur âge a été confirmé par datation absolue, ou estimé par des approches purement géomorphologiques

Le travail de cartographie fait à partir du logiciel QGIS version 3.22 s'est ensuite déroulé en trois temps :

1. A partir d'un fond de carte *OpenStreetMap*, avec l'aide en parallèle de l'IGN Topo à partir de la plateforme *Géoportail*, tous les lieux-dits dans lesquels la présence d'une moraine potentiellement du PAG ou de périodes antérieures a été citée ont été marqués par des points sur une couche vectorielle. Ce travail a permis une analyse géomorphologique plus rapide des moraines à partir du DEM, notamment pour les formes dont le relief est peu marqué, comme pour les moraines anciennes érodées ou sur lesquelles des aménagements ont été faits, ou de plus petite envergure.
2. La couche de points a ensuite été superposée sur un DEM haute-résolution 50 cm couvrant une partie de la vallée de Chamonix de la pointe de la Paz à Très-le-champ le Haut pour le massif des

Aiguilles Rouges, et des moraines de Taconnaz jusqu'au début de la grande moraine du PAG située sur le versant droit du glacier du Tour, mais n'incluant ni la combe de Balme, ni la Combe de Vormaine. Une prospection des formes géomorphologiques caractéristiques des moraines été menée sur ce MNT dans la zone qu'il couvrait, mais le reste de la vallée, notamment sur les parties hautes du massif du Mont-Blanc, a été rendu possible grâce au MNT de l'IGN *RGE-Alti 1 m* mis à jour en 2020. La résolution de ce MNT n'étant pas suffisante pour travailler sur des objets au relief souvent peu marqué comme le sont les moraines du Dryas récent, le travail d'analyse a dû être complété avec l'utilisation d'orthophotographies aériennes, précisément à partir de la *BD-Ortho 20 cm* de l'IGN mis à jour en 2020 également. Cette double analyse a également permis de confirmer la présence de certaines moraines grâce à certaines évidences (linéaire continu de sédiments rocheux grossiers), notamment pour les moraines les plus récentes (non recouvertes par la végétation).

3. Les moraines cartographiées ont été différenciées et classées dans les différentes périodes chronologiques des fluctuations glaciaires qui nous intéressent grâce aux nombreux âges référencés par datation absolue, mais également grâce aux systèmes morainiques et limites de fronts décrits par des approches géomorphologiques ayant permis d'estimer un âge relatif.

Certaines moraines n'ayant jamais été décrites ou datées ont pu être corrélées à des stades précis en tenant compte de leur profil altitudinal, de leur ampleur et de leur position par rapport aux moraines présentes sur la rive d'en face : la taille des moraines étant vecteur de la vitesse de glissement de la glace ainsi que du mode de retrait du glacier (retrait lent ponctué de phases stationnaires ou retrait rapide) (Benett et Glasser, 2009), la forme et la taille des moraines des rives opposées doivent être similaires. Certaines variations de taille peuvent toutefois être observées si des horizons géologiques conditionnant la disponibilité de matériel sédimentaire ou la nature du bedrock à éroder diffère entre les deux rives. Néanmoins, ces variations de hauteur ne semblent pas être significatives à l'échelle spatiale à laquelle nous portons ce travail.

Certains doutes ont pu être levés après avoir effectué des observations sur le terrain, comme pour les moraines de Frasserands qui peuvent se confondre avec les différentes terrasses alluviales creusées par l'Arve, ou encore avec les moraines en rive gauche du glacier d'Argentièrre sur le plateau du Lavancher.

1.2 SELECTION DES DONNEES ET CLASSIFICATION

Les données recensées ont été triées dans un premier temps afin d'extraire les âges obtenus par datation absolue des autres afin d'élaborer une liste générale des datations ^{10}Be et ^{14}C effectués dans la vallée, peu importe les objectifs de l'étude à l'origine. Les coordonnées, systématiquement disponibles dans le CRS WGS84, ont été converties en Lambert 93. Le fichier Excel créé a par la suite été importé dans QGIS afin d'effectuer une cartographie de synthèse des âges et des moraines de la vallée. Les âges ne permettant pas de fournir une information pouvant servir à interpréter les dynamiques de fluctuations glaciaires ont été enlevées. Les datations faites à proximité ou sur les systèmes morainiques relevés en amont a pu permettre de préciser leur appartenance à différents stades (figure 21), et ont été regroupées dans un premier niveau de classification :

- Les moraines antérieures au Dryas récent (12.9 Kyr B.P. (Buizert et al., 2014))
- Les moraines déposées lors de la transition entre le Younger Dryas et Early Holocene (EH) dont la limite est datée à 11.7 Kyr B.P. (Rasmussen et al., 2006), mais le réchauffement ayant provoqué le recul des glaciers ayant été progressif, nous considérons une période de transition YD/EH entre 12 et 10 ka pour cette période. Il est d'autant plus important les y inclure compte tenu du temps de réponse des glaciers en fonction des oscillations climatiques mais aussi de leur taille (Haebelri, 1993).

- Les moraines du PAG, étudiées notamment à partir de travaux effectués grâce aux méthodes de dendrochronologie et radiocarbone (^{14}C)

Les différents processus à l'origine des constructions de moraines (push, dump, still-stand) pouvant intervenir dans l'âge de celle-ci sont également pris en compte. Enfin, une seconde classification regroupe simplement les moraines déposées pendant et après le PAG des moraines déposées avant. Cette classification était en effet nécessaire pour simplifier la lecture de la carte sur une emprise de la taille de la vallée de Chamonix.

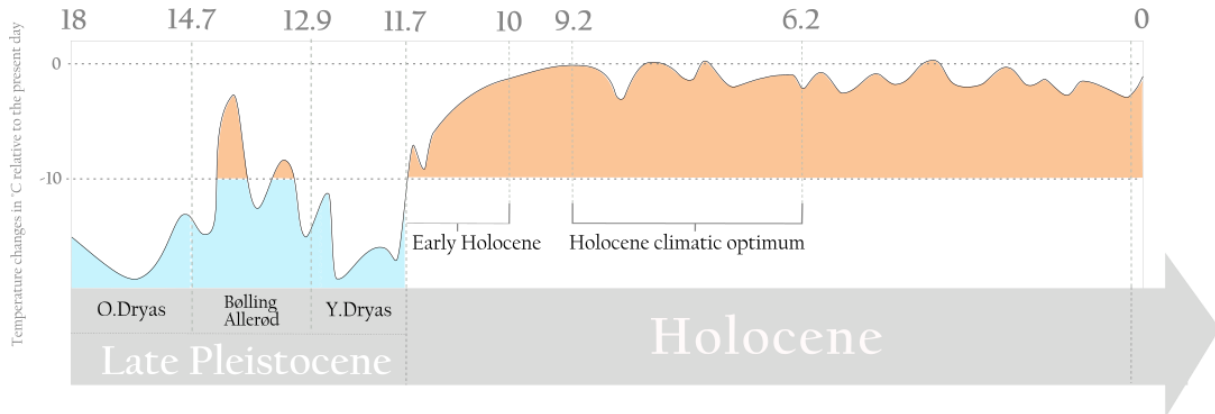


Figure 21 - reconstitution de la chronologie de la fin de la dernière glaciation du Würm (Last Pleistocene, ou Tardiglaciaire) à la période actuelle, et des âges (Kyr B.P.) pour les différents stades glaciaires et interglaciaires (Rasmussen et al., 2006, Buizert et al., 2014) et des oscillations climatiques reliées au travers des variations de températures comparées au présent (Grämiger et al., 2018). Source : modifié de Engelmark et Buckland, 2005

2. Le Béryllium 10 et la datation des fluctuations glaciaires

Le Béryllium 10 (^{10}Be) est un nucléide cosmogénique dont la fraction *in-situ* (i.e. produit dans les premiers mètres de la surface terrestre) permet de dater, en autres, les durées d'exposition aux rayonnements cosmiques. Il fait partie des quelques isotopes radioactifs pour lesquels cette propriété leur confère la particularité d'être des géochronomètres pour quantifier les processus affectant la surface terrestre. Ils sont sélectionnés pour différentes raisons : 1) pour leur stabilité qui leur permet de se cristalliser dans les minéraux, les caractéristiques de la plupart des isotopes radioactifs les rendent instables avec les autres éléments 2) pour leur demi-vie, conditionnant la période avant laquelle les atomes de se désintègrent et donc la limite d'âge qu'ils peuvent indiquer, et 3) en fonction de notre capacité à résoudre les interférences qui influencent leurs conditions de production et donc la détermination des âges (Dunai, 2010). Tous les isotopes cosmogéniques n'ont pas les mêmes cibles minérales, ni les mêmes modalités de production. Le taux de production détermine ainsi le nombre d'atomes produit pour chacun des isotopes cosmogéniques : la valeur est toujours renseignée "at SLHL" (Sea-Level High-Latitude). Le taux de production standard pour le ^{10}Be est de $4.10 \text{ at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$ (Claude et al., 2014). Ces valeurs sont cependant vouées à évoluer avec l'amélioration des méthodes et de la connaissance.

2.1 ORIGINE DU BERYLLIUM 10 : PRINCIPES DES ISOTOPES COSMOGENIQUES UTILISES EN GEOCHRONOLOGIE

Les nucléides cosmogéniques sont produits par des réactions nucléaires, provoquées par l'impact entre les particules du rayonnement cosmique et les éléments de la biosphère (atmosphère, hydrosphère, lithosphère, etc). Les rayons cosmiques sont composés principalement de protons et de particules-alphas, et se produisent de manière constante depuis environ 10 Ma (Dunai, 2010). Leur énergie dépend du phénomène dont ils sont à l'origine, galactique (eg. avec les explosions de supernovas) ou solaire. Les

rayons produits par l'activité solaire ont un potentiel énergétique trop faible, seuls les rayons cosmiques d'origine galactique participent à la production d'isotopes radioactifs sur Terre (comm. orale J. Carcaillet).

Dans le cas du Béryllium (Be), l'impact entre les particules issues du rayonnement cosmique et les atomes de l'atmosphère est basé un phénomène nucléaire appelé spallation : les rayons cosmiques les plus chargés en énergie produits dans la galaxie, appelés rayons cosmiques primaires, vont traverser le champ magnétique terrestre et entrer en collision avec les atomes de l'atmosphère terrestre. Le choc produit par la collision entre le proton, d'origine cosmique, et l'atome va modifier quantité de neutrons et protons contenus dans l'atome et ainsi former des Nucléides cosmogéniques. Ces particules expulsées peuvent à leur tour entrer en collision avec d'autres atomes présents sur leur trajectoire et produire, si leur énergie est suffisante, de nouveau nucléides cosmogéniques (Protin, 2019). Ces rayons issus de la spallation sont appelés "rayons secondaires". Cette chaîne de réactions se poursuit tant que les atomes et les particules expulsés ont suffisamment d'énergie pour entraîner une nouvelle collision et expulser des nucléons. L'intensité de l'énergie des rayons secondaires diminue à mesure que les réactions s'enchaînent et par conséquent avec la profondeur d'atmosphère traversée. Ce processus se reproduit ainsi jusqu'à la surface terrestre malgré une proportion très faible (0,1%) des rayons secondaires qui y parviennent (Le Roy, 2012). Lorsque c'est le cas, la spallation continue de se produire à l'intérieur même des roches et crée ainsi ce que l'on appelle les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* ou TCN (Terrestrial Cosmogenic Nuclide) (figure 22). Certains facteurs font varier les taux de production produits *in-situ* : la latitude dont la rigidité du champ magnétique terrestre dépend, l'altitude en lien avec l'épaisseur d'atmosphère traversée et la profondeur de la roche interviennent principalement dans les variations des taux de production (Dunai, 2010), mais l'angle de la surface de réception des rayons, la densité de la roche ou encore la topographie y prennent également part.

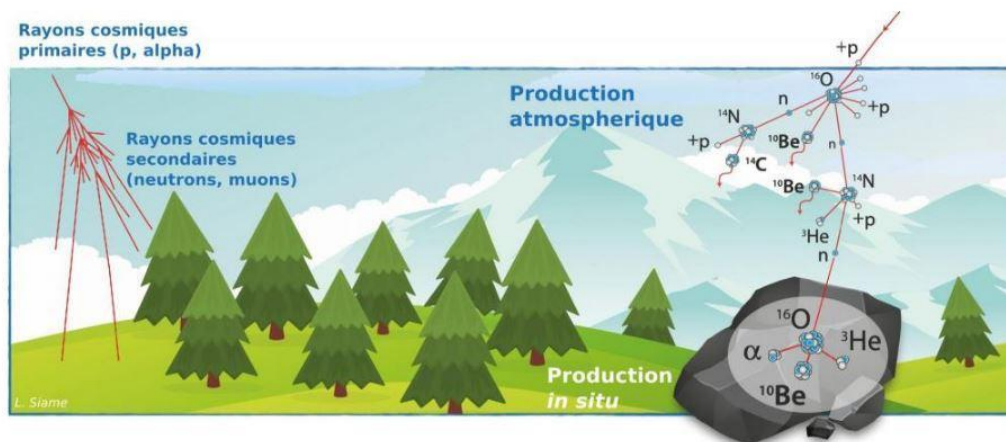


Figure 22 - représentation des productions d'isotopes cosmogéniques atmosphériques et *in-situ* par le processus de spallation des rayons cosmiques secondaires. Source : Cerege.fr

Le ^{10}Be produit *in-situ* est un isotope radioactif produit au sein des roches contenant des minéraux siliceux (Si) ou contenant de l'Oxygène (comm. orale J. Carcaillet), comme le quartz (SiO_2). Le pouvoir de pénétration des particules issues du rayonnement dans la roche est différent selon les particules (eg. les muons pénètrent plus en profondeur que les neutrons. Dunai, 2010), mais elle diminue de manière exponentielle avec la profondeur. C'est donc en surface que l'on retrouvera les concentrations de ^{10}Be les plus importantes. C'est d'après ce principe que l'exposition nulle ou partielle des roches, recouvertes par un sol ou de la glace, peut limiter la portée des rayons cosmiques et donc de la concentration en nucléides cosmogéniques. La concentration de ^{10}Be augmente donc à partir du moment où elles sont découvertes (figure 25) selon l'équation de Dunai (2010) :

$$C_{total}(t, z) = C_{inh}(z)e^{-t\lambda} + \sum_i \frac{P_i(z)}{\lambda} (1 - e^{-t\lambda})$$

La concentration totale de ^{10}Be calculée (C_{total}) pour une durée d'exposition (t) et une profondeur donnée (z), en supposant une érosion nulle, est calculée fonction des particules présentes avant la production in-situ (C_{inh}) par l'héritage d'une exposition antérieure à celle qui est mesurée par exemple, de la constante de décroissance radioactive (λ) impliquant une diminution du nombre d'atomes, et de la production (P) qui varie notamment avec la profondeur et la densité de la roche.

Le calcul de la concentration en nucléides cosmogéniques nous permet de déterminer un âge de leur exposition sur la base d'un modèle de production constant qui sera calibré d'après un modèle d'échelle qui considère des corrections liées à divers paramètres tels que l'altitude, la latitude, l'épaisseur de l'échantillon, la topographie environnante, etc. (partie 2.4). Il s'agit toutefois d'un âge minimum donné en raison des paramètres cités ayant pu affecter la concentration.

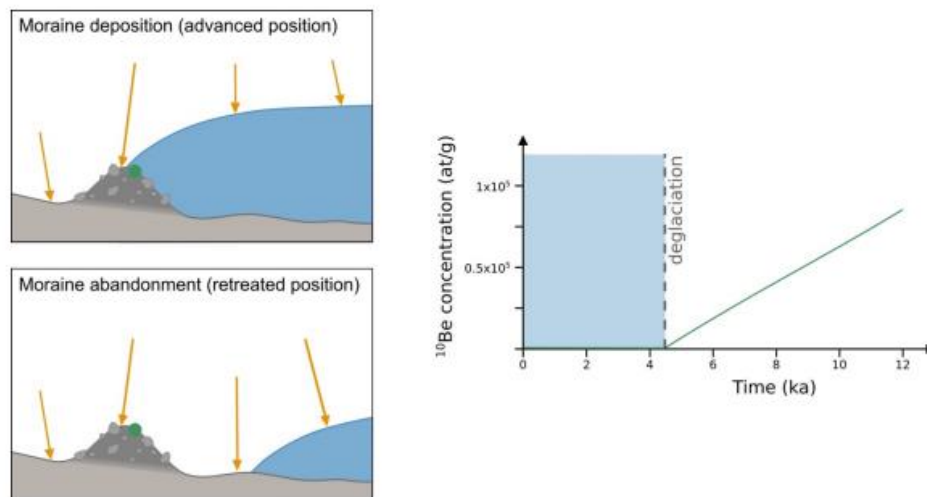


Figure 23 - Représentation des relations entre la dynamique glaciaire (avancées et reculs, images de gauche) et la concentration en ^{10}Be . Le retrait d'un glacier détermine la durée à partir de laquelle l'exposition d'une surface qu'il a recouvert est soumise au rayonnement cosmique, et donc de la concentration croissante en ^{10}Be (graphique de droite). Source : Protin, 2019

Dans le cadre d'étude de l'activité glaciaire passée, la mesure du ^{10}Be à partir de surfaces ayant été recouvertes par la glace (eg. les roches moutonnées, blocs erratiques, dépôts morainiques) nous permet de déterminer l'âge minimum à partir duquel un glacier s'est retiré (figure 23). Les moraines étant issues de sédiments provenant de l'érosion latérale et sous-glaciaire et de sédiments supraglaciaire transportés issus de processus gravitaires, les mécanismes de transport des sédiments avant leur dépôt peuvent intervenir sur leur exposition potentielle antérieure au retrait du glacier : on appelle "héritage" la concentration de ^{10}Be produit avant son abandon (Prud'Homme, 2019).

2.2 PREPARATION DES ECHANTILLONS : PURIFICATION DU QUARTZ ET EXTRACTION DU ^{10}Be

L'extraction du Béryllium a été réalisée selon le protocole de Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999) (figure 24). Les échantillons de granite ont été broyés et tamisés pour obtenir une fraction située entre 250 et 500 μm . Une opération de tri magnétique a permis de dissocier faiblement magnétiques (dont les quartz) des grains magnétiques. Dans un deuxième temps, les minéraux à l'exception des quartz, ont été dissous par des bains successifs à partir d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) et d'acide chlorhydrique (HCl). Cette étape permet la dissolution notamment des feldspaths résiduels et permet l'obtention de quartz pur à partir duquel le ^{10}Be sera extrait.

La purification chimique ^{10}Be nécessite l'extraction de la fraction atmosphérique par la dissolution séquentielle (3 fois 10% de la masse) avec de l'acide fluorhydrique (HF). L'ajout d'un entraîneur (quantité connue de solution de concentration de Be, 998 ppm) permet de fixer le rapport entre le ^{10}Be / ^9Be présent dans l'échantillon.

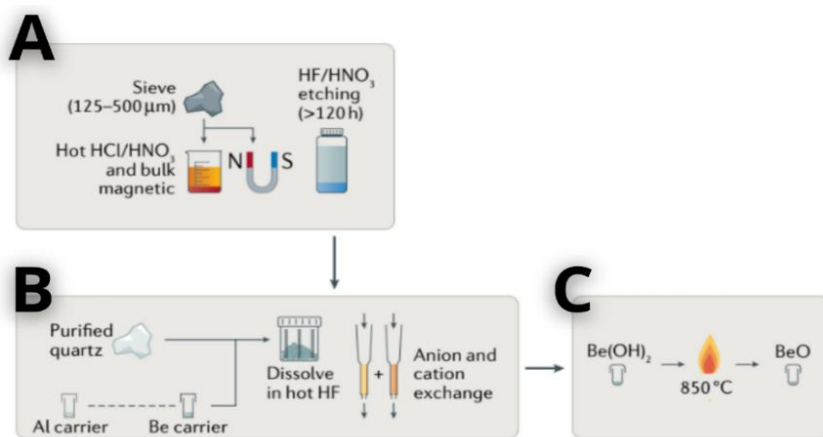


Figure 24- protocole de préparation des échantillons pour la mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. Les fractions de grains de granite broyés sont séparées par diverses méthodes (magnétique, chimique ou flottation) avant d'être dissous pour obtenir du quartz pur (A). L'échantillon est ensuite dissous et séparés d'autres éléments chimiques pour que le Béryllium soit extrait (B). Le précipité préalablement séché est ensuite oxydé par réchauffement dans un four à plus de 800°C (C). Modifié de Schaefer et al., 2022.

En effet, la mesure par un spectromètre de masse par accélérateur se base sur la mesure de ce rapport. Le quartz est ensuite dissous totalement par l'ajout d'HF. Un échantillon de blanc analytique est aussi réalisé à ce moment pour mesurer la pollution possible liée à l'usage de produits et consommables chimiques ainsi que la quantité de ^{10}Be contenu dans l'entraîneur. L'échantillon est ensuite substitué par ajout d'acide perchlorique (HClO_4) et d'acide nitrique (HNO_3) avant d'être récupéré avec de l'HCl.

L'échantillon est ensuite purifié à l'aide de résines échangeuses d'ions permettant l'extraction des anions (par ex. Fer, Manganèse) et des cations (Bore). Le pH de l'échantillon est ensuite réajusté (7-8) pour précipiter le Béryllium avant d'être transféré dans un creuset de quartz à partir duquel l'échantillon va être évaporé sur une plaque chauffée (250 à 400 °C) (figure 25) puis oxydé dans un four chauffé à 800°C.

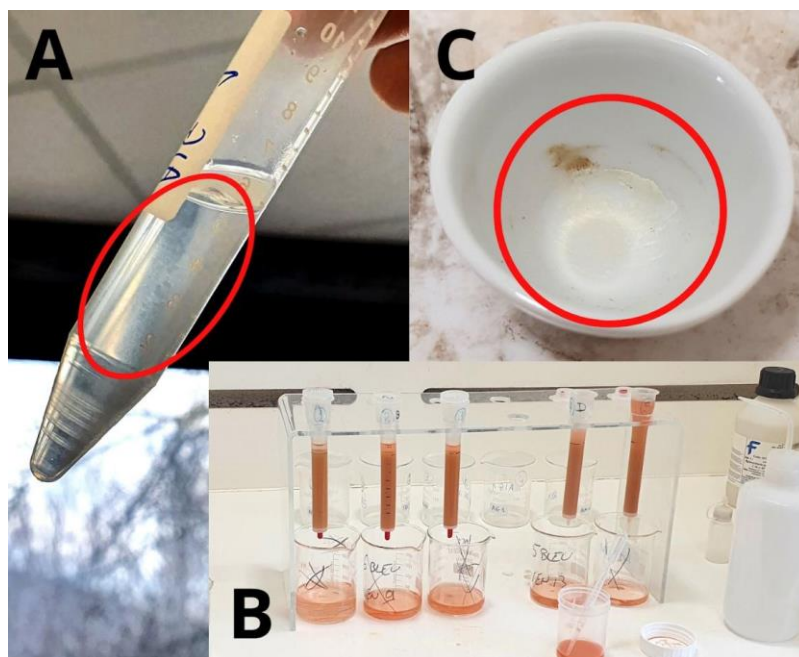


Figure 25 : photographies de différentes étapes du procédé d'extraction du Béryllium : (A) la précipitation du Be(OH)_2 qui se manifeste sous la forme d'un voile blanchâtre, (B) la séparation du Bore du reste de l'échantillon avec les résines échangeuses d'ions et (C) l'évaporation de la solution dans le creuset après extraction totale du Béryllium.

2.3 DETERMINATION D'UN AGE MINIMUM : CALCUL, CONCENTRATION ET FACTEURS D'ECHELLE

Les échantillons ont été mesurés sur le spectromètre de masse par accélérateur AMS Aster : le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est mesuré par un spectromètre de masse par accélérateur et comparé à un rapport standard (Braucher & al NIMB 2015). La concentration de ^{10}Be est calculée à partir des rapports et des erreurs analytiques liées :

- L'erreur systématique de l'AMS Aster (0.5% - Arnold et al. NIMB 2010)
- A l'erreur statistique de calcul (basée sur le nombre N de coup lié au nombre d'atomes détectés, soit $\sqrt{\frac{N}{N}}$)
- A l'erreur théorique standard (ratio = 1, 191.10^{-11})

Le calcul de l'âge minimum est effectué sur le calculateur en ligne de l'Université de Lorraine : le Cosmic Ray Exposure Program (CREP, tableau 1) (Martin et al., 2016). Le site fonctionne sur la base d'une série de calculs incluant divers paramètres :

- La concentration de ^{10}Be et son incertitude exprimé en at.g^{-1}
- Le taux de production calculé à l'échelle du globe, ou d'une région, ici précisément Chironico. Comme le taux de production est affecté par des facteurs comme la latitude ou l'altitude, un taux de production a été calculé à partir du landslide de Chironico (Claude et al., 2014). Sa situation géographique et l'altitude du site d'étude comporte les particularités inhérentes au taux de production les plus proches de la vallée de Chamonix dans les Alpes.
- Un scaling scheme (Lifton et al., 2015) permettant d'adapter le taux de production aux facteurs pouvant l'influencer :
 - L'altitude est le facteur prédominant dans les variations de taux de production. La valeur de référence est toujours donnée au niveau de la mer, alors que la production d'isotopes cosmogéniques augmente nettement avec l'altitude en lien avec l'épaisseur d'atmosphère traversée par les rayons cosmiques.
 - L'épaisseur de la roche conditionne également le taux de production puisque les réactions de spallation diminuent de manière exponentielle avec l'épaisseur d'une roche, mais également en fonction de sa densité.
 - L'érosion superficielle qui peut baisser la quantité de ^{10}Be
 - Les positions géographiques des échantillons qui permettent notamment d'indiquer la latitude à partir de laquelle le champ magnétique terrestre, plus ou moins rigide, limite le franchissement des rayons cosmiques et influence le taux de production
 - La topographie environnante du site d'échantillonnage à partir duquel sera calculé un "shielding factor" permettant de déterminer notamment l'ouverture ou l'obstruction du paysage environnant en fonction de l'angle des pentes, pouvant limiter la réception des rayons cosmiques.
- Un modèle de pression atmosphérique
- Un une base de données géomagnétique à partir duquel sont prises en compte les variations temporelles du champ magnétique terrestre (Lifton, 2016).

Tableau 1 - Références des paramètres appliqués au calcul des âges minimums sur le calculateur CREP.

<u>SCALING SCHEME</u>	<u>ATMOSPHERIC MODEL</u>	<u>GEOMAGNETIC DATABASE</u>	<u>PRODUCTION RATE</u>
LSD <i>Lifton et al., 2015</i>	ERA40 (Uppala et al., 2005)	Lifton VDM 2016 (Lifton, 2016)	4.16 $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ <i>Chironico landslide</i>

2.4 PRESENTATION DES ECHANTILLONS

10 échantillons prélevés dans le massif des Aiguilles Rouges (REM13, REM17, REM19, AIG1 et AIG2) et le massif du Mont-Blanc (FRA1, FRA2, FR3, FR4 et FRA5) ont été prélevés durant en Août et Novembre 2021 respectivement (figure 26).

Les échantillons "FRA" ont été prélevés dans le complexe morainique de Tré-le-Champ le bas, précisément sur le grand cordon morainique principal (figure 29). Il s'agit d'une moraine latéro-frontale dont le faciès frontal a été modelé 1) par le comblement d'un paléolac comblé probablement barré par cette moraine, et 2) l'incision de l'Arve durant les différentes oscillations climatiques ayant impacté son niveau de base et donc le réajustement de son lit. 5 échantillons ont été prélevés sur des blocs de granite disposés sur la crête. Ce nombre peut être considéré comme suffisant pour permettre d'exclure des échantillons dont les âges suggèrent une exposition antérieure héritage avec un âge statistiquement plus vieux) ou une exhumation tardive avec un âge statistiquement plus jeune (les outliers). Un échantillon provenant d'une coupe faite sur la terrasse supérieure de l'Arve au niveau de Frasserands avait permis de dater au ^{14}C le début d'un remplissage proglaciaire à 12.200-10.800 ans CAL. BP (Jaillet et Ballandras, 1999). Deux autres échantillons provenant de polis glaciaires au niveau du stade de Tré-le-champ le Haut avait également été daté au 10Be à relativement à 15.4 et 13.9 ka. (Courtial-Manent, 2021). On estime alors que les blocs de granite échantillonnés sur cette moraine se situent entre 14 et 9.5 ka, toutefois l'intervalle reste large et demande à être précisé.

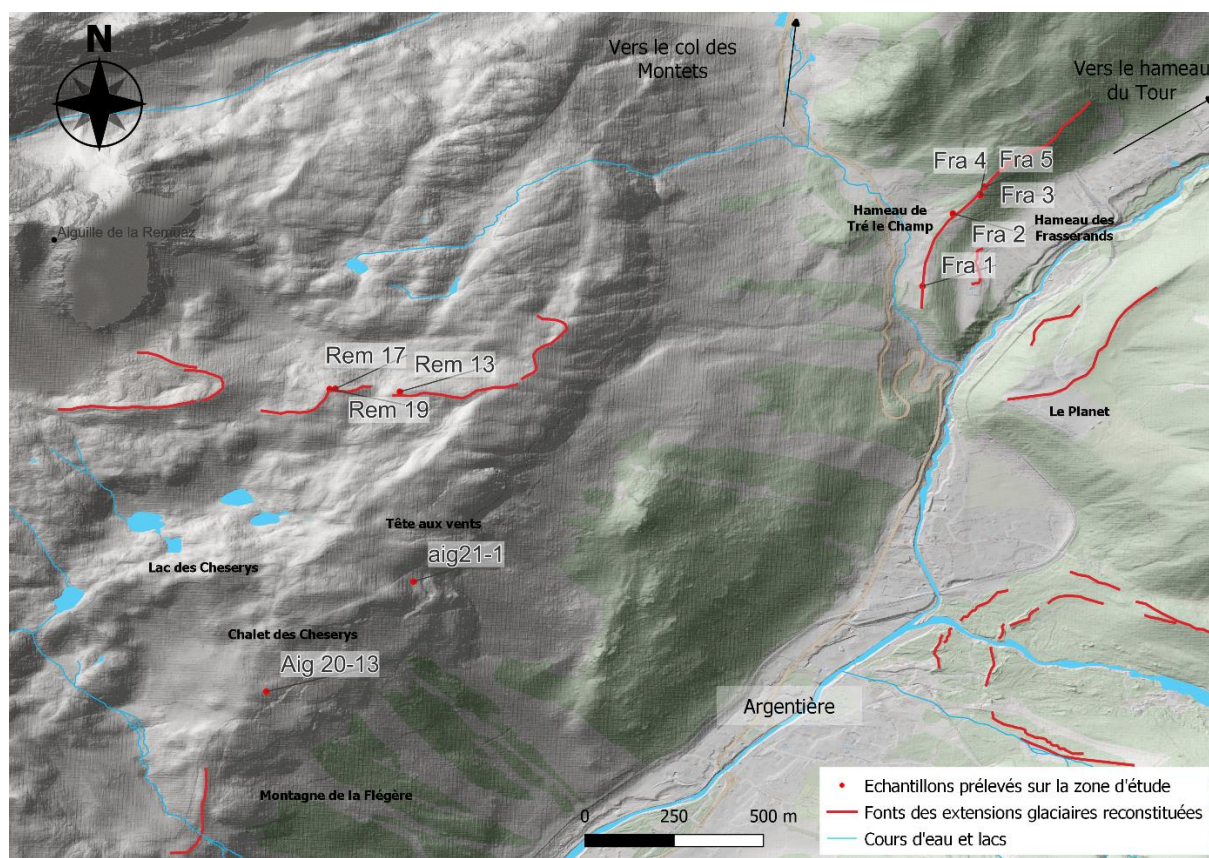


Figure 26 - Localisation des échantillons provenant de blocs de granite (triangle) ou de polis glaciaires (losange) prélevés pour les dater, dans le massif des Aiguilles Rouges (à l'ouest) et le vallum morainique de Tré-le-champ le Bas (à l'est).

Plusieurs campagnes d'échantillonnage et de datation avaient déjà été menées sur le massif des Aiguilles Rouges afin de comprendre comment et quand la faille active de la Remuaz a fonctionné (Carra, 2017 ; Courtial-Manent, 2021). Certains échantillons ont fourni des informations permettant de contraindre le retrait glaciaire.



Figure 27 - Moraine de Tré-le-champ le Bas (vue en amont) qui s'inscrit dans un vallum morainique diversifié. La moraine visible en premier plan est caractérisée par un relief de 3 mètres de haut et 65 mètres de long. La moraine principale accuse une hauteur de 8 mètres de haut. On note toutefois son élévation de 50 mètres du bas des terrasses alluviales de l'Arve.

Un système morainique au relief bien conservé (Figure 27, 28) délimite certains stades des glaciations dans le massif, mais la complexité de leur position rend difficile la corrélation avec les oscillations climatiques Pleisto-Holocène. Dans ce contexte, les échantillons "REM" ont été prélevés sur une moraine latérale droite appartenant au glacier de la Remuaz aujourd'hui disparu (figure 28). Plusieurs blocs de granite déposés sur la crête présentaient des dispositions idéales pour être échantillonnés (enchâssement du bloc dans la moraine qui limite les hypothèses de remobilisation postérieure au dépôt de la moraine, taille du bloc qui peut limiter l'influence de la couverture neigeuse). Les échantillons "AIG" proviennent de polis glaciaires qui ont été prélevés au-dessus de la rupture de pente du massif des Aiguilles Rouges, en aval des Lacs de Cheserys et du Lac Blanc. La présence des polis glaciaires témoigne du passage du glacier jusqu'à cette rupture de pente, probablement au tardiglaciaire : les moraines du LIA sont situées bien plus en amont sur le versant. Plusieurs polis glaciaires avaient également été datés entre 12 et 18 ka (Courtial-Manent, 2021). La datation de polis glaciaires supplémentaires permettra de préciser la contrainte chronologique sur l'initiation du retrait des glaces dans les versants.



Figure 28 - Localisation des échantillons "REM" situés sur la crête de la moraine latérale du glacier de la Remuaz supposée au Younger Dryas.

3. Reconstitution de l'extension géométrique des paléo-glaciers et de leur ligne d'équilibre

La reconstruction des paléo-glaciers à partir d'un outil géométrique de type SIG permet de visualiser leur extension globale à partir d'un modèle simplifié qui se base des processus standardisés. C'est à partir de cette reconstitution de la surface occupée par le glacier qu'il est possible de reconstituer également sa ligne d'équilibre, marqueur important des conditions climatiques présentes à l'époque puisque son élévation ou

son abaissement induit un changement dans le bilan de masse du glacier (Gerbaux et al., 2017 ; Benett et Glasser, 2009, ; Wallinga et Wal., 2017) (figure 29). Des gradients de variation des ELAs à des changements de températures ont déjà été retrouvés dans certaines études dans les Alpes françaises (Six et Vincent., 2017), sur le glacier d'Argentière (Rabatel et al., 2013), et permettent de supposer des conditions de températures à l'époque du glacier reconstitué.

Bien que de nombreux paramètres physiques (lois régissant les bilans de masse, écoulement et viscosité de la glace, rôle de la microtopographie sous-glaciaire, spécificité des variations climatiques à une échelle très locale, etc.) soient omis, les résultats des reconstitutions utilisant des outils de calcul du bilan de masse ou de reconstruction des glaciers semblent coïncider avec les résultats actuels ou les reconstitutions élaborées à partir de modèles plus complexes intégrant d'autres paramètres géophysiques (Jomelli et al., 2007 ; Protin, 2019), encourageant de fait l'utilisation de cet outil pour l'étude des paléoenvironnements glaciaires dans le monde (Hofmann et al., 2022, Garton, 2019).

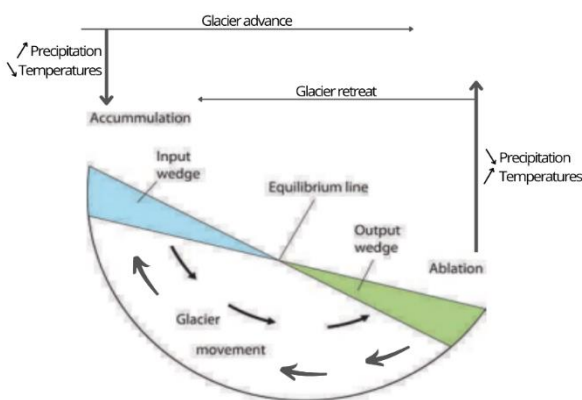


Figure 29 - Schématisation de l'impact des conditions climatiques sur le bilan de masse d'un glacier et son écoulement. Source : Modifié de Matthew et Bennett (2009) et Kerr (1993).

3.1 PRINCIPE GENERAL, OUTIL ET PACKAGE UTILISE

Les glaciers d'Argentière, du Tour de la Remuaz et du Belvédère ont été reconstitués sur la base d'une approche SIG grâce à l'outil "GlaRe" (*Glacier Reconstruction tool*) développé par Pellitero et al. (2016), disponible sous licence ArcGis "Analyst Tool". Il s'agit d'un outil permettant de reconstituer des glaciers en supposant qu'ils soient à l'équilibre.

La reconstruction de leur extension n'est toutefois possible qu'à condition de disposer de preuves de l'extension des glaciers sur lequel le modèle se base (au moins le terminus. Il peut s'agir d'une moraine frontale, d'un bloc erratique daté en aval d'une vallée, etc. Le modèle se construit à partir de la création d'un réseau hiérarchisé de flowlines de points, suivant généralement la topographie que pourrait emprunter un réseau hydrographique disposés à intervalle régulier et de l'aval vers l'amont. A partir des valeurs topographiques d'un DEM, chaque point de la flowline va être relié à une valeur d'épaisseur de glace qui sera calculé en fonction :

- D'une valeur de contrainte de cisaillement basal déterminée au préalable
- De la variation altitudinale d'un pixel à l'autre du DEM traduisant la pente

La glace va ensuite être dispersée dans la vallée et sur les versants par une méthode d'interpolation qui s'effectue perpendiculairement aux flowlines : les épaisseurs s'amenuisent à mesure que la topographie devient marquée, et elle s'accumule sur les zones de replat. Le calcul de la surface se base un modèle d'écoulement de la glace supposant une plasticité parfaite et pas de glissement basal particulier. Dans l'hypothèse que les températures dans les Alpes au Dryas récent étaient plus froides qu'actuellement, les glaciers devaient avoir un profil de "glaciers froids" (Renssen et al., 2018) : il ne devrait pas y avoir d'eau, ou peu, située à l'interstice du glacier avec son lit rocheux facilitant son glissement. Le fluage de la glace devrait donc être impacté par la contrainte de cisaillement basale en fonction de son épaisseur, sa densité,

et la topographie sous-glaciaire. Ce modèle se base sur l'équation de Benn et Hulton (2010) qui démarre au front du glacier où la différence d'altitude de la glace avec le bedrock = 0 :

$$h_i^2 + h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta X \tau_{av}}{Fg} = 0$$

où h est l'altitude de la glace, b est l'altitude du bedrock, H l'épaisseur de la glace, τ_{av} la contrainte de cisaillement basal et g l'accélération de la glace par la gravité.

Le glissement des glaciers de vallée notamment serait fortement impacté par les forces latérales appliquées par la topographie contraignante de la vallée. Il est possible de calculer un facteur de friction de forme (F factor). Le shape factor est le produit d'un croisement entre une section transversale et la taille du périmètre "glacé" (équivalent au périmètre mouillé dans les cours d'eau). Le shape-factor est donc calculé de la manière suivante :

$$F = \frac{A}{HP}$$

où A est la section transversale, H est l'épaisseur de glace sur un point donné et p la longueur du transect où la glace est en contact avec le lit. Le facteur calculé se situe entre 0 et 1. Plus la valeur sera proche de 1, plus le glacier sera contraint par une vallée étroite et les forces latérales appliquées seront élevées. Plus la valeur sera proche de 0, moins le glacier sera contraint par des forces latérales comme les glaciers de plateau, de vallées larges ou de piémont. Le shape factor est estimé en détail dans un deuxième temps, après une première modélisation basée sur un shape factor constant et égal à 1. Les excès de glace, ou au contraire les fragments de topographie non recouverts sont ainsi corrigés grâce au shape factor a posteriori.

Le calcul des lignes d'équilibre, aussi basé sur une approche SIG grâce à l'outil "ELA calculation tool", et également développé par Pellitero et al. (2015) disponible sous licence ArcGis "Analyst Tool". L'outil nécessite simplement le choix d'un DEM du glacier reconstruit. Plusieurs méthodes de calcul de la ligne d'équilibre sont proposées :

- Median Glacier Elevation (MGE) : cette méthode se base sur un calcul linéaire spécifiant que le bilan de masse d'un glacier est une fonction de l'altitude : d'après ce constat, la ligne d'équilibre devrait se trouver sur l'altitude médiane du glacier. Une étude portée sur plusieurs glaciers a pu démontrer une corrélation importante entre la méthode et les ELAs "vraies". (Braithwaite and Raper, 2009).
- Accumulation Area Ratio (AAR) : bien qu'elle soit utilisée la plupart du temps, cette méthode se base sur un ratio calculé entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation (Accumulation area/Total glacier area), mais il ne tient pas compte du gradient de bilan de masse puisqu'il suppose que le ratio reste constant dans le temps, ce qui peut paraître vrai tant que le glacier est à l'équilibre.
- Area Altitude (AA) et Area Altitude Balance Ratio (AABR) : plus robuste que les deux précédentes puisque cette méthode tient compte de l'hypsométrie du glacier, ainsi que du gradient de bilan de masse (les calculs sont basés sur les zones supposées d'accumulation mais également d'ablation) (Rea, 2009) :

$$AABR = \frac{b_{nab}}{b_{nac}} = \frac{Z_{ac}A_{ac}}{Z_{ab}A_{ab}}$$

Où ac et ab sont les zones d'accumulation et d'ablation, b_n est le gradient de bilan de masse net, A est la surface et Z l'altitude moyenne pondée en fonction de la surface.

Un "Balance Ratio" (BR) peut être appliqué, calculé manuellement si les bilans de masse annuels sont disponibles (*moyenne d'altitude pondérée de la zone d'accumulation et aire de la zone d'accumulation/moyenne d'altitude pondérée de la zone d'ablation et aire de la zone d'ablation*), mais

il existe aussi de nombreuses références à travers le monde. Le calcul de la ligne d'équilibre se fait en deux temps :

- Le découpage du glacier à intervalle altitudinale régulier, et à partir desquelles sera calculée une ELA d'après distribution hypsométrique du glacier (aires des ceintures et leur altitude moyenne) et l'aire totale du glacier (c'est la méthode AA) pour un BR de 1.
- L'application du BR sur les résultats provenant du calcul du bilan de masse du glacier. Une ELA aléatoire choisie par le modèle est soustraite à l'altitude moyenne de chaque contour des intervalles. La multiplication du résultat par l'aire de ces contours et du BR doit fournir une valeur positive ou négative déterminant le bilan de masse du glacier. La ELA se situe à l'altitude où le bilan de masse est nul.

La méthode AABR a été privilégiée dans ce mémoire par rapport aux autres (AAR et MGE) pour sa précision de calcul puisqu'elle inclut le gradient altitudinal du bilan de masse, alors que les autres méthodes s'appuient sur une distribution linéaire en fonction de l'altitude, et tient compte de la répartition des surfaces du glacier pour chaque tranche altitudinale. Le BR choisit est 1.59 et correspond à la référence des BR-types pour les glaciers des Alpes (Protin, 2019).

3.2 PARAMETRES DE RECONSTITUTION DE LA SURFACE

Le traitement initial des données cartographiques a été élaboré sous *QGIS 3.2 Białowitza*.

Dans un premier temps, le DEM utilisé dans le modèle a été adapté. Initialement, il provient de la base de données de l'IGN (géoservices - *BD-Altitude 25m, 2020*). Afin d'obtenir un MNT avec la présence du bedrock au sein des vallées et des cirques glaciaires actuellement occupés par la glace, les données d'épaisseurs de glace datant de 2015, disponibles sur la base de données Theia (Milan et al., 2022) ont été soustraites au MNT d'origine grâce à l'outil "calculatrice de raster" (figure 30).

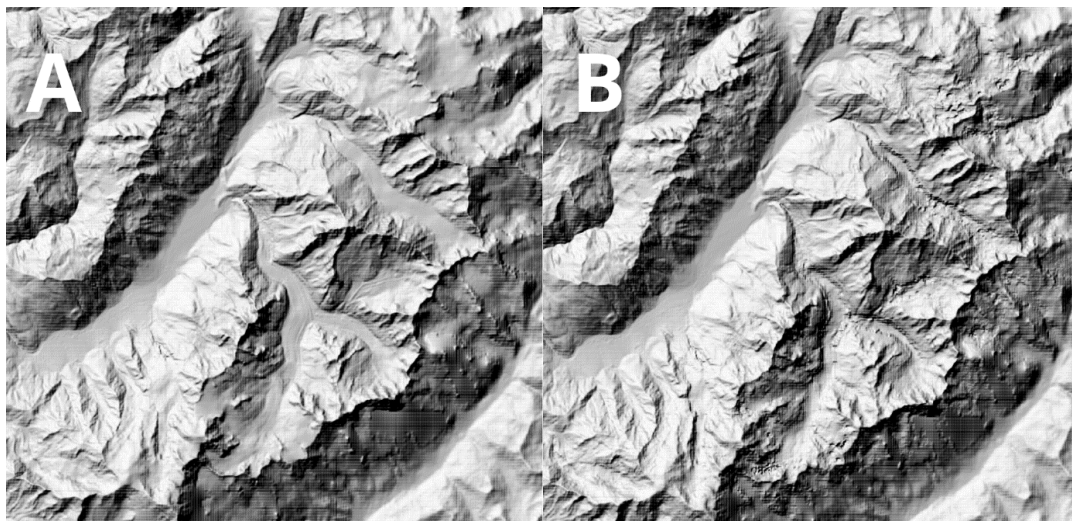


Figure 30 - Résultat du traitement du MNT d'origine (A) et après soustraction de la glace (B), laissant apparaître uniquement le bedrock dans les zones couvertes actuellement par de la glace.

Le traitement révèle une topographie sous-glaciaire marquée, cependant les moraines déposées ainsi que les sédiments fluvioglaciers présents notamment dans les parties aval de la vallée n'ont pas été retirés : peu de données de forage existent dans cette partie du massif. Les seuls retrouvés sur la base de données du BRGM ne descendent pas systématiquement jusqu'au bedrock et accusent quand même des profondeurs atteignant plus de 100 mètres : il est donc difficile d'estimer le remplissage total dans lequel le glacier a pu fluctuer. Seules les moraines de Rognons et des Oreilles de lapin du glacier d'Argentière ont été retirées en utilisant une méthode d'interpolation IDW afin de limiter la restriction du glacier, leur envergure limitant la dispersion latérale du glacier par le modèle.

Le modèle a d'abord été calibré sur les extensions du PAG médianes, correspondant aux périodes pendant lesquelles les glaciers ont commencé à être instrumentés. Ceci a permis d'estimer la contrainte de cisaillement basal et la distribution des flowlines. Les résultats ont également été comparés avec ceux des travaux précédemment réalisés, notamment sur le glacier d'Argentière (Protin, 2019). Une fois le modèle ajusté, il n'y avait qu'à étendre la flowline principale au front de l'extension souhaitée.

Les fluctuations des glaciers du Tour et d'Argentière, pour lesquels il existe des traces évidentes au PAG et au YD ont été reconstitués sur 4 stades au total à partir desquels la ligne d'équilibre et les volumes de glace calculés pourront être comparés (figure 31) :

- L'extension maximum (au XVIIème siècle) et médiane (vers 1820) au PAG
- L'extension du glacier à la fin du Dryas récent (entre 12 et 13 kyr. BP.) et au début de l'Holocène (entre 12 et 10 kyr. BP.)

Les glaciers du Belvédère et de la Remuaz n'ont été modélisés que d'après un stade du LIA et du Younger Dryas pour deux raisons :

- Au LIA, l'emprise spatiale des glaciers était déjà faible. Compte tenu de la résolution du pixel utilisé pour ce travail (25m), le calcul des ELAs apporterait des variations inchangées ou trop peu significatives.
- Le complexe morainique au Younger Dryas supposé et antérieur de nature imbriqué rend difficile l'attribution d'une moraine ou d'un groupe de moraine à un stade en particulier, d'autant que peu de moraines sont encore datées.

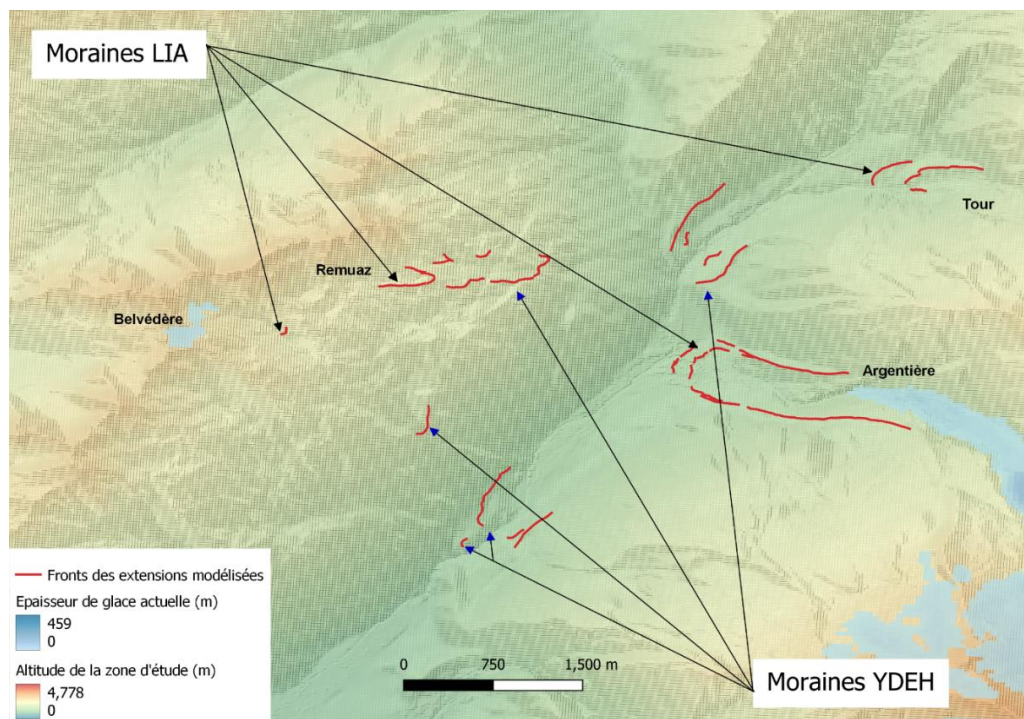


Figure 31 - Représentation des moraines utilisées pour déterminer les fronts des glaciers aux différents stades du LIA et du YD-EH.

Le paramétrage de la contrainte de cisaillement basal, qui détermine la résistance apportée au glissement basal du glacier (appelée "shear-stress") et qui détermine usuellement son écoulement, a d'abord été effectué d'après la valeur standard qui s'élève à 100 kPa (+/- 50 kPa), proposée par Pellitero et al. (2016) et Benett et Glasser (2009). Les valeurs de contraintes ont par la suite été adaptées par essais/erreurs pour que l'épaisseur modélisée du glacier corresponde avec la présence de moraines attestant de l'emprise du glacier.

Des masques d'interpolation ont été ajoutés aux limites du modèle afin de produire un modèle conforme aux évidences géomorphologiques. Ces masques permettent à l'outil de cesser l'interpolation et la création

de glace lorsque les limites du masque sont atteintes. Si la topographie permet à l'interpolation de limiter la dissipation de glace, il arrive qu'une topographie moins marquée par endroit n'ait suffi à limiter l'expansion du glacier (ie. Des moraines ou des polis datés prouvent que le glacier ne dépassait pas une extension donnée ou qu'une surface a été découverte lors d'un stade modélisé). Ces masques consistent en une couche shapefile qui délimite l'extension « théorique » du glacier, basé sur la position de moraines frontales ou latérales dans les parties en aval, ou encore la limite des arrêtes du cirque glaciaire dans les parties hautes.

Le shape factor permet tenir compte des frictions latéraux du glacier. Il a été appliqué dans les parties où les valeurs de shear-stress ont dû être poussées pour que le glacier atteigne certaines moraines (eg. Verrou de la Fenêtre du Tour), ou dans les parties aval de la vallée où la langue glaciaire s'écoule sur un replat qui n'avait probablement pas existé et qui peut exagérer les épaisseurs de glace (eg. Hameau du Tour).

3.3 PARAMETRES DE RECONSTITUTION DE LA ELA GEOMETRIQUE ET CALCUL DES TEMPERATURES

Les extensions reconstituées des deux stades du PAG et des deux stades du Younger Dryas et de l'Early Holocene pour le glacier du Tour et le glacier d'Argentière ont permis le calcul de leur ELA respective, et donc de la variation de la ligne d'équilibre et des bilans de masse entre ces périodes transitionnelles. Le calcul des ELAs des glaciers du Belvédère et de la Remuaz ont été fait à partir des stades du début de l'Holocène (supposé pour le glacier du Belvédère) et au dernier stade du LIA.

Les variations des lignes d'équilibre reflètent un changement dans le bilan de masse des glaciers, et donc des conditions de précipitation et de températures. La sensibilité des ELAs à la variation des températures peut être utilisée pour estimer ces variations de température, en se basant sur un calcul simplifié :

$$\Delta T = \Delta ELA / S$$

où T correspond à la température atmosphérique, et S à la sensibilité, supposée constante de la ELA aux températures atmosphériques (Protin, 2019). Cette constante est estimée à partir de l'évolution récente des glaciers et pourraient ainsi varier de 115 mètres (Rabatel et al., 2013) à 72 mètres (Six et Vincent, 2014) par degré-Celsius : ces deux valeurs seront utilisées pour chacune des extensions reconstituées. Néanmoins, les résultats du calcul ne reflètent pas les spécificités liées aux variations des conditions de précipitations et estiment qu'elles sont similaires aux conditions actuelles. Si cette méthode ne permet pas de fournir des résultats précis, on peut toutefois utiliser les résultats pour mettre en évidence des tendances.

RÉSULTATS

1. La morphologie des moraines de la vallée de l'Arve : exemples des glaciers des Bossons et de la Mer de glace

1.1 OBSERVATION GENERALE DES FORMES DES MORAINES DE LA VALLEE

De nombreux dispositifs morainiques dans la vallée de l'Arve résultent des fluctuations glaciaires qui ont rythmé la déglaciation depuis le dernier maximum glaciaire (LGM) lorsque tous les glaciers encore conjoints formaient le glacier de l'Arve. La géomorphologie permet de distinguer des générations de moraines, certaines d'entre elles ayant déjà été par des méthodes absolues (figure 32).



Figure 32 - Faciès des crêtes de moraines en fonction de leur âge. Le relief encore frais de la moraine latérale du Tour au PAG (en bas) est marqué par une pente raide et un bord assez saillant. La moraine de la Joux (en haut), datée à environ 11 kyr. BP., présente un relief beaucoup plus arrondi.

Ces informations ont permis de regrouper ces moraines en fonction des périodes climatiques auxquelles elles appartiennent et de les par leur faciès :

- Les moraines du PAG et postérieures au PAG marquent une avancée glaciaire d'environ 400 ans et dont l'extension maximum a été atteinte XVIIème siècle. Les moraines frontales sont faciles à repérer puisque situées à des altitudes plus élevées que les moraines de périodes antérieures. L'analyse du DEM LiDar révèle des faciès généralement frais et bien conservés avec des crêtes au relief encore marqué, et ce même avec le recouvrement par une végétation arborée. La conservation du relief des moraines est d'autant plus marquée avec l'altitude car l'empreinte de l'Homme et les dynamiques de la végétation y sont moindres.
- Les moraines de la fin du Tardiglaciaire couvrent une période allant du Dryas récent au début de l'Holocène. Elles sont caractérisées par un relief peu marqué, dû notamment à leur exposition pendant une dizaine de milliers d'années aux processus d'érosion, à la création d'un sol et la mise en

- place d'une végétation, mais également à l'urbanisation. On observe cependant une envergure imposante pour certaines d'entre elles (moraine de la Joux, moraine de Tré-le-champ le Bas, moraines superposées du glacier des Bossons) qui peuvent atteindre plus de vingt mètres de hauteur.
- Les moraines antérieures du Tardiglaciaire (fin du LGM, début Dryas ancien) semblent peu représentées. La vallée de Chamonix était alors probablement remplie par le glacier de l'Arve, et ces moraines sont probablement recouvertes par l'urbanisation, les dynamiques gravitaires et hydrologiques, ou effacées ou par les processus d'érosion.

De manière générale, toutes les moraines présentent un faciès arrondi laissant présumer des moraines de dépôt ou de stationnement. Quelques moraines se démarquent par leur taille (20 mètres de haut et plus) comme les moraines de La Joux du glacier d'Argentière, la Côte du Piget sur la Mer de glace ou encore la moraine de Tré le champ-le Bas. Elles pourraient indiquer un retrait plus lent au stade où elles ont été datées, et refléter l'impact d'un refroidissement ou de la durée d'une péjoration du climat. Ce stationnement pourrait être provoqué par péjoration du climat. Le profil des nombreuses petites moraines latérales qui se succèdent et forment un vallum complexe du glacier de la Remuaz ou en amont de Tré le Champ-le Bas, juste au-dessus de la moraine principale déjà citée, pourraient quant à elles correspondre à des moraines d'ablation (figure 33).



Figure 33 - photographie du vallum morainique de Tré le champ-le Bas qui semble appartenir à la catégorie des moraines d'ablation, caractérisées par une couverture en débris élevée.

1.2 LES MORAINES DES GLACIERS DES BOSSONS ET DE TACONNAZ

Le glacier des Bossons fait partie avec le glacier de Tacconnaz des appareils directement reliés au Mont-Blanc, sommet des Alpes françaises (4809m). Pour cette raison, il fait l'objet d'un suivi précis (deux stations hydro-sédimentaires ont été placées à la sortie du glacier, et plus en aval sur un des torrents qui en découle). Leurs fluctuations durant le PAG notamment ont fait l'objet de descriptions et datations précises (Nussbaumer, Vivian, Prud'Homme). Les moraines latérales et frontales du PAG sont situées en bas des versants. Le front du glacier des Bossons était alors scindé en deux langues terminales tandis que les limites frontales du glacier de Tacconnaz sont complètement effacées par les aménagements anthropiques : seules les moraines latérales droites subsistent.

Les moraines frontales et latérales du Dryas récent et antérieures sont presque imperceptibles : le front des glaciers des Bossons et de Tacconnaz demeure inconnu. Seuls deux cordons morainiques presque effacés aux abords de la route nationale et en aval du Tremblay dans le quartier du Pont de Tacconnaz, et trois autres moraines superposées en amont du Parking des Eaux Rousses au niveau des Houches permettent d'imaginer le sens de l'écoulement de la langue du glacier, ou de la hauteur qu'il aurait pu atteindre dans la vallée (située entre 1000 et 1050 mètres d'altitude). Deux moraines latérales du glacier des Bossons, entre lesquelles le torrent des Bossons s'écoule, s'élèvent à une hauteur d'une centaine de mètres de haut. Ce sont des moraines juxtaposées, elles présentent un faciès sédimentaire particulier : les sédiments provenant des dynamiques d'érosion et de transport supra et sous-glaciaire sont accumulés verticalement

au fil du temps. On retrouve ainsi les sédiments morainiques les plus anciens à la base de la moraine, leur âge diminue à mesure que l'on s'approche de la crête sommitale. La similitude des horizons pétrographiques rend cependant l'interprétation chronologique de leurs sédiments difficiles. Pour ces raisons, les moraines des glaciers de Bossons et de Taconnaz ne sont pas incluses dans l'analyse de la dynamique glaciaire de la vallée de l'Arve.

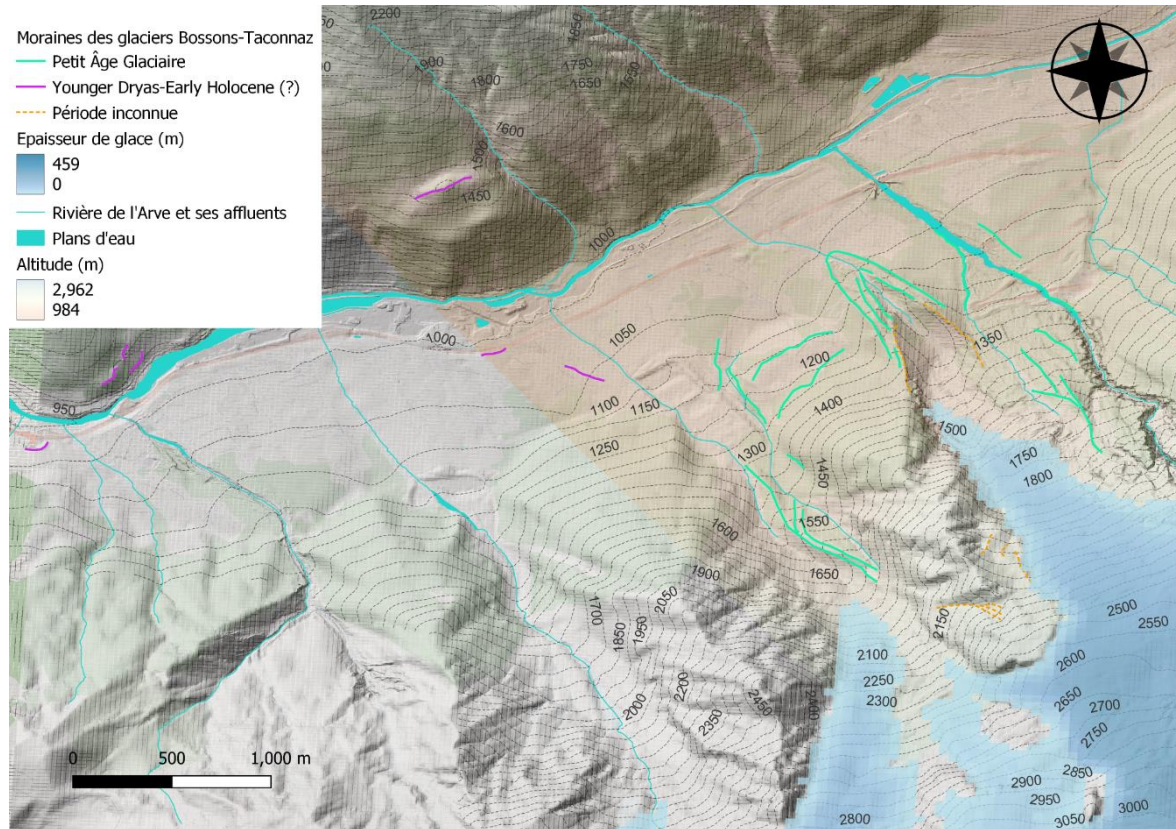


Figure 34 - système morainique des glaciers des Bossons et de Taconnaz. Les moraines du PAG (bleu cyan) et les moraines potentiellement Dryas récent/début de l'Holocène (violet) sont différenciées. On remarque les moraines juxtaposées au Nord (en pointillés orange), notées indéterminées pour l'enchevêtrement de sédiments morainiques déposés à des âges différents.

1.3 LA MER DE GLACE ET LE JARDIN DE TALEFRE

La Mer de glace était autrefois appelée "le glacier des bois" en référence au lieu-dit que la langue terminale avait atteint durant le PAG. Les moraines des Tines, de la côte du Piget et des Bois sont aujourd'hui les témoins restants de fluctuations glaciaires de cette époque. Plusieurs moraines ont été datées (Wetter, 1987, Le Roy, 2015 ; Lehmann et al., 2019 et 2020, Protin, 2019, Protin et al., 2021) retraçant de manière précise les différentes trajectoires temporelles des reculs et avancées de la Mer de Glace au PAG. Les vestiges de la fin du LGM témoignant des limites frontales et latérales de la Mer de glace sont peu présents. Certains polis ont été étudiés au travers la datation des polis glaciaires à haute altitude (Lehman et al., 2019 et 2020).

Sur les versants des Aiguilles Rouges en face du plateau du Lavancher sont superposées une succession de petits cordons morainiques entre 1250 et 1150 mètres. Ils font face à deux moraines frontales présentes en bordure du plateau situées à 1210 mètres. La moraine du Casino reste le seul indice d'une position frontale du glacier : elle se situe dans la ville de Chamonix où elle se démarque par sa hauteur de 5 mètres, et marque la limite de la marge proglaciaire de la Mer de Glace au "Stade de Chamonix" défini par Coutterand et Nicoud (2005). Deux moraines latérales situées sur le bas des versants des glaciers de la Blaitière et des Nantillons à des altitudes comprises entre 1100 et 1200 mètres délimitent l'extension latérale atteinte par la Mer de glace dans la vallée au tardiglaciaire, cependant elles n'ont jamais été datées (Lucéna et Ballandras, 1999). Face au peu d'informations disponibles, la Mer de glace n'est pas incluse dans l'analyse des fluctuations glaciaires de la vallée de Chamonix.

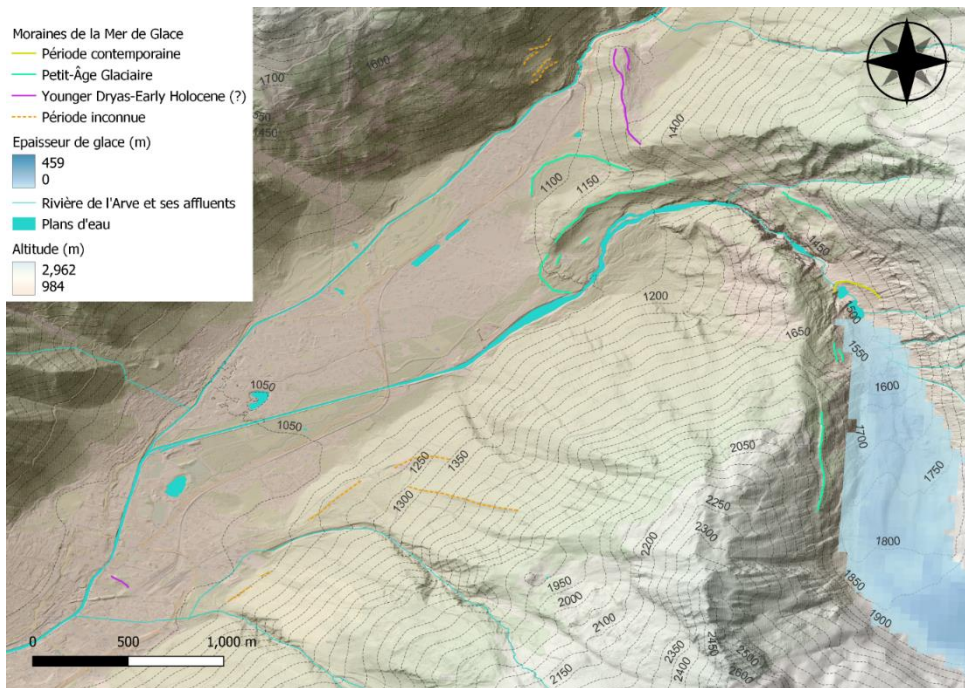


Figure 35 - système morainique de la Mer de Glace différenciant les moraines du PAG et postérieures au PAG (bleu) et les moraines du Tardiglaciaire et du début Holocène (violet) et des moraines indéterminées (orange). On remarque les moraines juxtaposées au Nord en orange, notées indéterminées pour l'enchevêtrement de sédiments morainiques déposés à des âges différents.

Au Jardin de Talèfre, dans la partie amont d'un des glaciers affluent de la Mer de Glace, la datation de polis glaciaires et de dépôts morainiques ont confirmé que les moraines les plus externes avaient été construites durant le PAG. D'autres datations effectuées sur les moraines internes ont permis de relier leur construction durant la période de transition entre le Dryas récent et le début de l'Holocène (Protin, 2019). Des polis glaciaires présents au Nord dans la zone interne du jardin ont été datés à $11.16 \text{ ka} \pm 0.42$ et $11.06 \text{ ka} \pm 0.38$ (TAL3, figure 39). On montre ainsi que le Jardin de Talèfre était entièrement recouvert de glace durant les périodes antérieures. Les moyennes des dates obtenues sur les cordons morainiques du début de l'Holocène le plus interne et le plus externe s'élèvent respectivement à $10.4 \text{ ka} \pm 0.41$ et $10.19 \text{ ka} \pm 0.48$. La dynamique du glacier a donc été marquée par une fonte de la glace au début de l'Holocène, découvrant latéralement cet espace central du glacier caractérisé par un substratum surélevé.

Une coupe que j'ai réalisé à partir d'un MNT haute résolution (0,25 m) montre que les morphologies des moraines du début de l'Holocène se démarquent par leur relief moins marqué que celles du PAG.

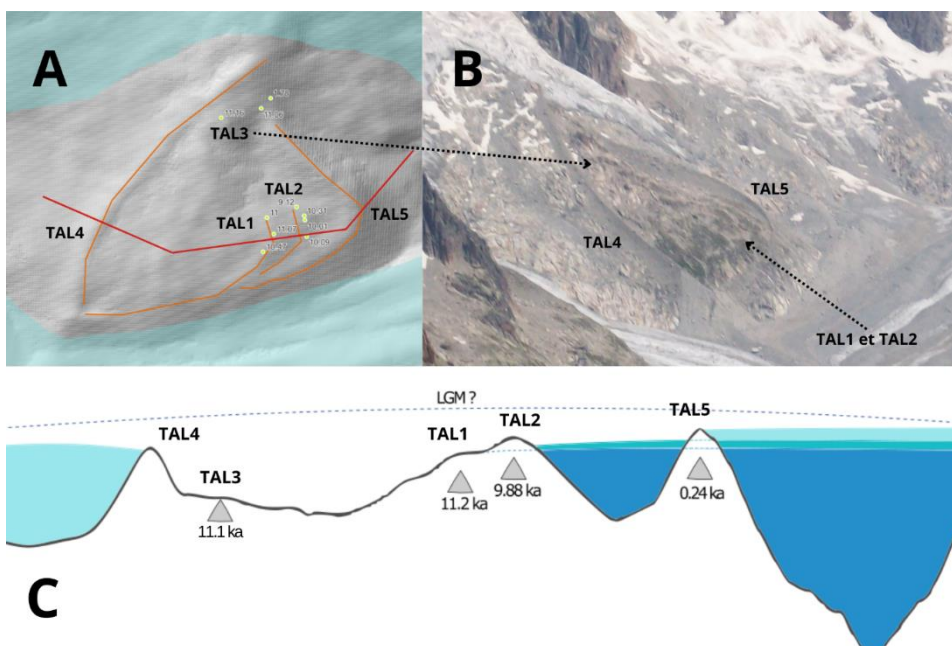


Figure 36 - reconstitution du recouvrement en glace du Jardin de Talèfre en fonction des contraintes géochronologiques existantes (A), du profil et de l'altitude de ces moraines (B) en réalisant une coupe topographique transversale (C). Le déglaciation de cet espace est antérieure à 11 ka. Les moraines datées au début de l'Holocène (TAL1 et TAL2) sont superposées et démontrent une déglaciation par étapes ponctuée par des stationnements plus ou moins longs.

2. Apports de contraintes géochronologiques à la géométrie des extensions glaciaires dans la Haute vallée de l'Arve

La synthèse bibliographique des études concernant le cadre de la dynamique glaciaire de la Vallée de Chamonix contiennent de nombreux âges, quoique mal répartis : les glaciers des Bossons, de Taconnaz et du Tour ainsi que ceux du massif des Aiguilles Rouges n'ont pas bénéficié du même suivi (figure 37). Les extensions des paléo glaciers du glacier d'Argentière sont déjà bien connues et étudiées (Le Roy, 2015 ; Protin, 2019). De nouveaux âges obtenus dans le cadre de ce travail vont nous permettre d'amener de nouvelles contraintes chronologiques afin de préciser les trajectoires des fluctuations glaciaires survenues dans la Haute vallée de l'Arve.

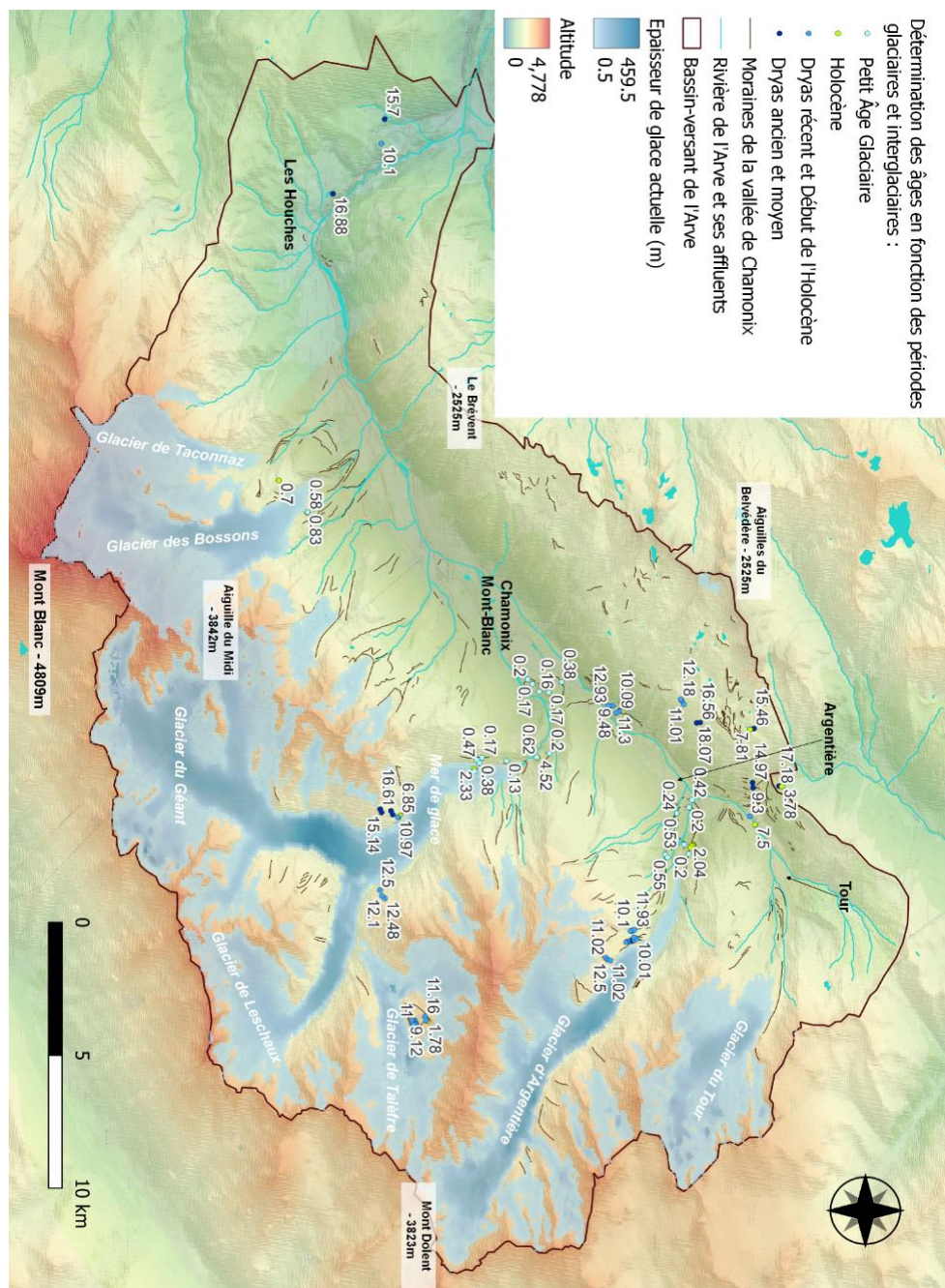


Figure 37 - Répartition des âges publiés et concernant la dynamique glaciaire de la vallée de Chamonix. Âges obtenus par datation aux isotopes cosmogéniques (^{10}Be pour la plupart, et ^{14}C pour quelques-uns, voir Tableau X en annexe pour la position exacte et les incertitudes) au travers des différentes études menées dans la vallée de Chamonix. La Mer de glace et le glacier d'Argentière sont largement favorisés par ces études, notamment pour des raisons d'instrumentation et de disponibilité de données variées sur ces glaciers. Le massif des Aiguilles Rouges fait l'objet d'un suivi précis dans le cadre d'une étude menée sur la faille active de la Remuaz.

2.1 DATATION AU BERYLLIUM 10 : RESULTAT DE LA GEOCHIMIE ET PRESENTATION DES NOUVEAUX AGES

Tableau 2 - présentation des caractéristiques de chaque échantillon nécessaire à la calibration du taux de production, et donc au calcul des âges.

Sample name	Sample type	Latitude ° (Y)	Longitude ° (X)	Elevation (m)	Sample thickness (cm)	Shielding factor
AIG20-13	Polished bedrock	45.98963	6.90923	1979	3.0	0.927
REM13	Moraine deposit	45.989736	6.906894	2116	3.0	0.988
REM17	Moraine deposit	45.989725	6.906685	2174	3.0	0.986
REM19	Moraine deposit	45.993446	6.928109	2188	3.0	0.986
AIG21-1	Polished bedrock	45.996065	6.929208	1969	3.0	0.682
FRA1	Moraine deposit	45.996732	6.930199	1388	3.0	0.968
FRA2	Moraine deposit	45.996777	6.930199	1405	3.0	0.960
FRA3	Moraine deposit	45.997034	6.930359	1419	3.0	0.951
FRA4	Moraine deposit	45.982775	6.90972	1422	3.0	0.951
FRA5	Moraine deposit	45.9788	6.9044	1440	3.0	0.951

La préparation des échantillons a permis la mesure du rapport $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$ par le spectromètre de masse par accélérateur pour l'intégralité des 10 échantillons préparés. Les rapports $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$ et leurs incertitudes ont été corrigés en incluant les rapports du blanc analytique élaboré durant la préparation pour mesurer la pollution émanant de l'environnement de travail et de l'application du protocole d'extraction du ^{10}Be produit in-situ. Le rapport du blanc s'élevait à $1,01671 \cdot 10^{-14}$ avec une incertitude de 15,6%, ce qui représente 9 (AIG20-13) à 23% (FRA5) des valeurs des rapports d'origine (figure 38), ce qui est élevé comparé aux moyennes. Les concentrations ont ensuite été calculées en atomes. g^{-1} en tenant compte de la masse de quartz (g). Elles varient dans nos échantillons de 222 856 (REM19) à 113 802 (FRA2) atomes. g^{-1} avec une moyenne sur les 10 échantillons de 160 450 atomes. g^{-1} . De manière générale, les concentrations de ^{10}Be sont nettement moins élevées dans les échantillons provenant des moraines de Tré le Champ ($< 130\,000$ atomes. g^{-1}), alors que les autres échantillons ont des concentrations supérieures à 180 000 atomes. g^{-1} .

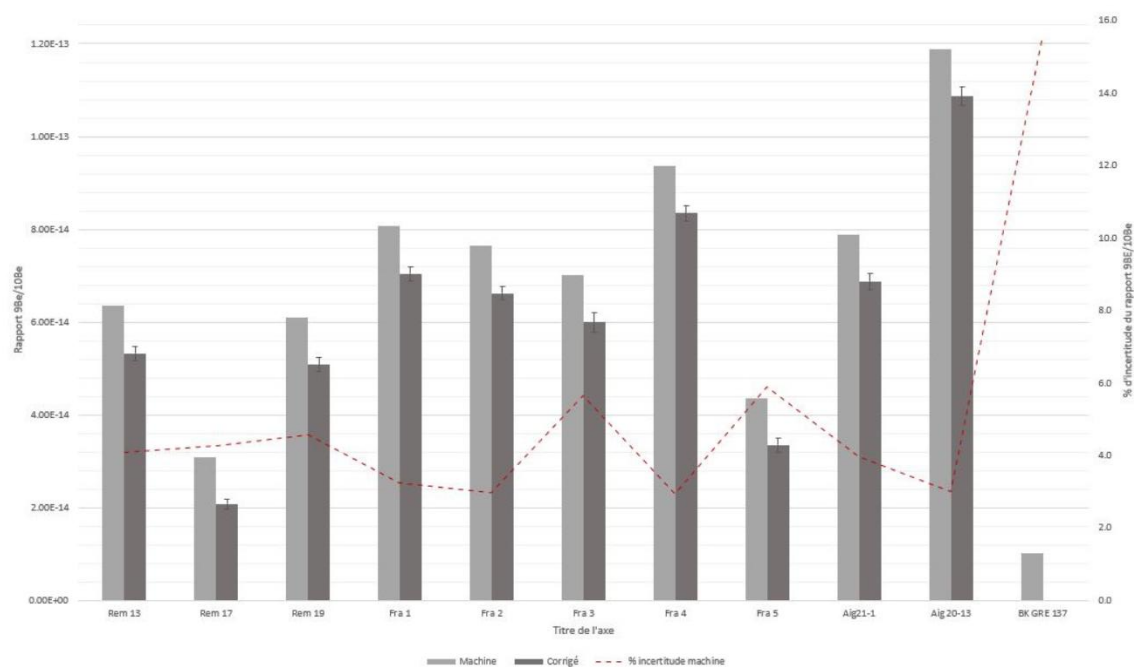


Figure 38- résultats des ratios $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$ calculés par le spectromètre de masse par accélérateur (gris clair) et le pourcentage d'incertitude associé (erreurs analytique, systématique et théorique standard, en pointillés rouges) comparément au rapport corrigé en incluant l'échantillon de blanc analytique BK-GRE-137 (gris foncé).

Les âges ont été calculés à partir du calculateur CREP de l'Université de Lorraine selon l'hypothèse que le taux d'érosion était nul. On remarque sur le tableau 3 que les résultats sont plutôt homogènes et peuvent

être situés au début de l'Holocène (entre $9.18 \text{ ka} \pm 0.47$ et $10.17 \pm 0.49 \text{ ka}$), sauf pour l'échantillon de polis glaciaire AIG20-13 dont l'âge minimum s'élève à $13.23 \pm 0.72 \text{ ka}$ et appartiendrait donc à la période intermédiaire entre le Dryas ancien et le Dryas récent.

La moraine principale de Tré le Champ-le Bas pourrait être âgée de $9.63 \text{ ka} \pm 0.6 \text{ ka}$ d'après la moyenne faite sur les âges provenant des 5 échantillons. La moraine latérale de la Remuaz aurait un âge minimum de $9.28 \text{ ka} \pm 0.72$ d'après la moyenne faite sur les âges des 3 échantillons. Le second polis glaciaire échantillonné au-dessus de la faille de la Remuaz (AIG21-1) aurait un âge minimum de $9.75 \text{ ka} \pm 0.42$: cette partie aurait été déglacée au début de l'Holocène.

Tableau 3 - résultats des rapports $9\text{Be}/10\text{Be}$, des concentrations de 10Be et des âges provenant des moraines (REM13, REM17 et REM19) et des polis glaciaires (AIG20-13 et AIG21-1) échantillonnées dans le massif des Aiguilles Rouges, et des moraines de Tré le Champ (glacier du Tour, FRA1, FRA2, FRA3, FRA4 et FRA5).

Sample name	Quartz weight (g)	Spike mass (g)	$10\text{Be}/9\text{Be}$ corrected ratio (10^{-14})	Uncertainty corrected (10^{-14})	10Be concentration (at.g^{-1})	Uncertainty (at.g^{-1})	Age (ka)	Uncertainty (ka)	Uncertainty without PR (ka)
AIG20-13	73.78	0.5036	1.0867	0.391	183217.2	6631.3	9.75	0.42	0.35
REM13	13.39	0.4921*	5.331	0.304	214115.0	12250.7	9.63	0.6	0.55
REM17	6.01	0.5024	2.082	0.206	202820.7	20113.0	8.71	0.91	0.88
REM19	11.31	0.5018	5.084	0.320	222856.3	14044.2	9.52	0.65	0.61
AIG21-1	17.75	0.5037	6.874	0.350	182899.8	9348.1	13.23	0.72	0.65
FRA1	28.04	0.50115	7.045	0.305	125329.3	5439.8	10.17	0.49	0.43
FRA2	29.80	0.5039	6.623	0.278	113802.7	4786.6	9.18	0.47	0.4
FRA3	26.45	0.5025	5.997	0.427	120035.6	8558.9	9.67	0.72	0.68
FRA4	33.69	0.5025	8.345	0.318	125946.5	4736.2	9.98	0.44	0.37
FRA5	15.65	0.5025	3.350	0.302	115483.0	10434.6	9.15	0.87	0.85

2.2 ANALYSE CHRONOLOGIQUE DES EXTENSIONS GLACIAIRES DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE

2.2.1 Le glacier d'Argentière

Les moraines latéro-frontales du glacier d'Argentière datant du PAG ont déjà été décrites par Wetter en 1987, puis plus récemment par le biais de plusieurs études (Le Roy, 2015 ; Protin, 2019). Plusieurs cordons morainiques d'ampleur variable indiquent autant d'oscillations marquées par des avancées et des reculs glaciaires durant cette période (figure 39). La plus avancée correspond à 1620 mais la mieux marquée correspondrait à une avancée du XIXème siècle (Wetter, 1987). Les moraines du Tardiglaciaire et du Dryas récent sont encore bien préservées : elles se situent dans la haute vallée où l'impact de l'urbanisation et les dynamiques de versants ont été moins importants qu'en aval de la vallée.

Des moraines situées au lieu-dit du Planet et sur le versant d'en face correspondent à la fin de la confluence entre le glacier d'Argentière et le glacier du Tour. L'analyse du DEM a permis de révéler deux autres moraines frontales situées sur la partie haute du plateau du Lavancher qui ont été partiellement effacées par le cône de déjection provenant des processus d'érosion de la combe en amont (actuel torrent de la Pendant). Les moraines latéro-frontales de la période de transition YD-EH sont situées à une altitude de 1200-1250 mètres au niveau des hameaux de la Joux, de la Chauffria et sur le plateau du Lavancher. La forme courbée des cordons morainiques nous permet de distinguer 4 fronts du glacier différents, décrivant le long retrait du glacier d'Argentière aussi bien marqué par la régression du terminus que par sa largeur comme le démontrent les moraines latérales qui se superposent.

La moraine de la Joux (LJ1, figure 40) a été datée à $10.7 \pm 0.6 \text{ ka}$ (Protin, 2019) à partir de deux échantillons ^{10}Be . Elle représente la dernière position bien marquée du glacier avant son retrait. Sa position est la plus interne du vallum dans lequel elle s'intègre et son relief est plus marqué que les autres moraines avec une hauteur d'environ 10 mètres. La moraine la plus interne de la rive d'en face (LJ3) se situe à une latitude égale et permet de représenter l'extension latérale atteinte par le glacier à cette date. Deux moraines latérales (CH3 et LJ4, figure 40-A) représentent les extensions latérales maximum connues du glacier d'Argentière. La relation entre la moraine LJ4 et le remplissage glacio-lacustre du Lavancher (Lucena et

Ballandras, 1999) suggère que la moraine LI4 est antérieure. Leur position altitudinale ne permet pas de les relier à la moraine de la Chauffria (CH1, figure 40-D) située plus bas.

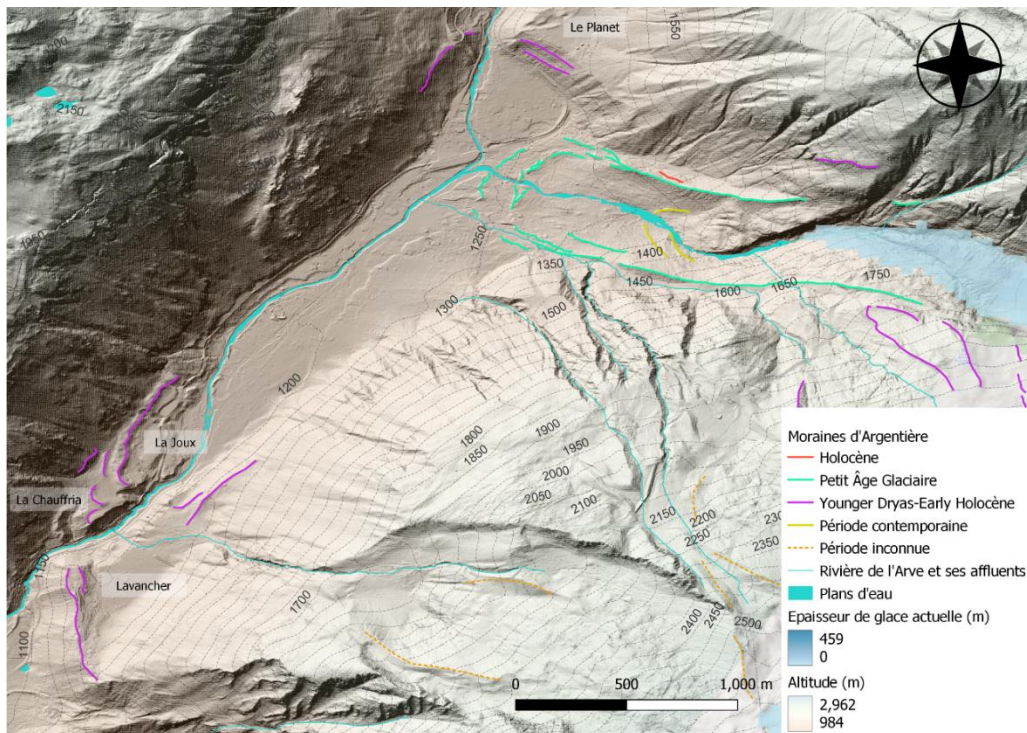


Figure 39 - cartographie des moraines représentant les différentes extensions du glacier d'Argentière au LIA (bleu) et au Younger Dryas (violet).

Un bloc erratique situé à proximité de la moraine de la Chauffria a été daté en 12.93 ± 0.5 ka. Aussi la moraine de la Chauffria et le stade d'extension marqué par CH3-LJ4 serait donc antérieur à environ 13 ka. Les moraines LJ2 et CH2 représentent des stades intermédiaires. Un bloc erratique a été daté à 9.48 ka \pm 0.4 sur la crête de CH2, mais il ne s'intègre pas dans la trajectoire temporelle élaborée à partir des échantillons prélevés sur CH1 et LJ2 et est considéré comme un « outlier » lié à un recouvrement pendant une période indéterminé. Ainsi, LJ2 et CH2 représentent deux stades temporellement situés entre 12.9 et 10.7 ka. Ces contraintes temporelles nous permettent ainsi de redessiner les fluctuations du glacier d'Argentière et délimiter ses extensions latérales au travers de 5 stades qui correspondent, du plus ancien au plus récent, au stade du Lavancher (non daté), au stade de la Chauffria appartenant à la période du Bolling

Allerod/Dryas moyen, aux deux stades intermédiaires de la Chauffria-la Joux (CH2, LJ2, non daté,) et au dernier stade de la Joux appartenant au début de l'Holocène. Leur position altitudinale ne permet pas

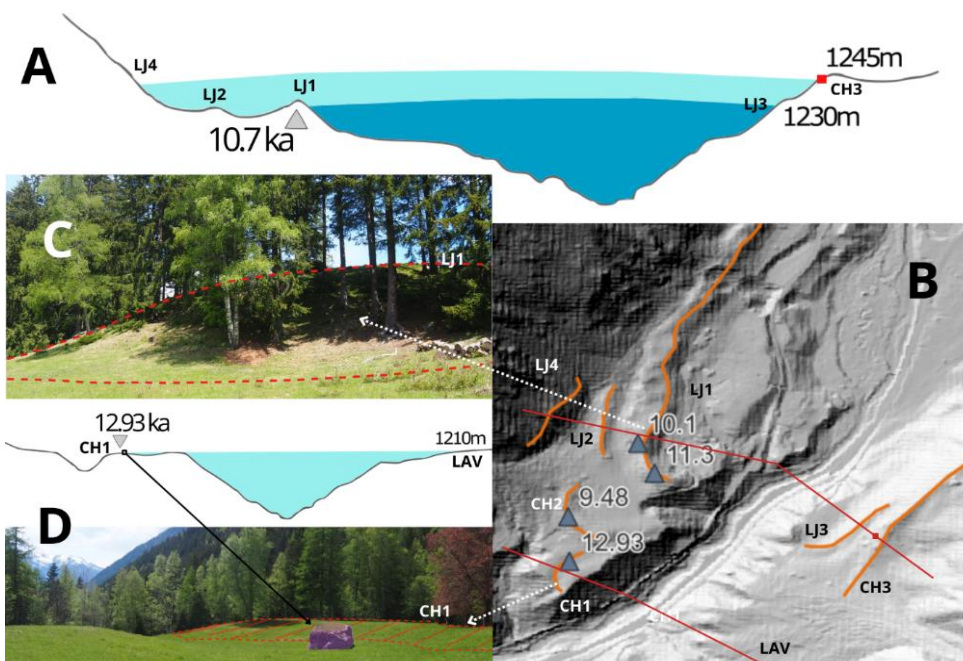


Figure 40 - corrélation des différentes moraines avec les extensions latérales du glacier d'Argentière (A, D) en fonction des contraintes géochronologiques existantes, du profil et de l'altitude attribuée à ces moraines (C et D), par le biais de deux coupes transversales (B). Cette figure permet de se rendre également compte des différences d'envergure des moraines aux différents stades représentés entre les moraines du hameau de la Joux (B) et de la Chauffria (D).

de les relier à la moraine de la Chauffria (CH1, figure 40-D), dont un bloc erratique situé à proximité de la moraine de la Chauffria a été daté en 12.93 ± 0.5 ka.

2.2.2 Le glacier du Tour

Le PAG est caractérisé par deux avancées glaciaires majeures au XVIIe et au XIXe siècles pour le glacier du Tour également. Si ces moraines n'ont jamais été datées, de nombreuses archives historiques (registres paroissiaux, cartes postales anciennes, gravures et peintures) permettent de retracer les fluctuations de ce glacier à cette période (Figure 41). Plusieurs moraines latérales et frontales entre 1700 et 1500 mètres d'altitude témoignent des fluctuations qu'a connu le glacier durant le PAG : leurs marques sont encore bien conservées. Plus en amont, la largeur du glacier est représentée par deux moraines latérales présentes au niveau de la rupture de pente du versant vers 2200 mètres. L'une d'entre-elles sur la rive droite, qui commence au niveau de la Fenêtre du Tour, est située derrière un verrou rocheux surélevé et indique qu'il était majoritairement recouvert par la glace.

Les moraines marquant la fin de la déglaciation forment un complexe très diversifié : on y trouve de nombreuses moraines secondaires marquant des fluctuations secondaires, et trois moraines de grande envergure à Tré le champ-le Haut et Tré le champ-le Bas sur la rive droite, et au Planet sur la rive gauche. Il s'agit pour la plupart de moraines latérales : l'incision de l'Arve a érodé la partie frontale des moraines qui subsistent (Jaillet et Ballandras, 1999). Le cordon morainique principal de Tré le Champ-le Haut (TCH1, figure 42) serait antérieur au Dryas récent : il est situé entre deux pols glaciaires respectivement datés à 14.9 ± 1.68 et 13.55 ± 0.82 ka, et appartiendrait à la période du Dryas moyen. Cette moraine témoigne de la tentative de confluence du glacier du Tour vers la vallée de Vallorcine par le col des Montets (Coutterand et Nicoud, 2005) dont l'âge de dé-englacement a été estimé à 17 ka (Courtial-Manent, 2021), soit le début de la déglaciation au LGM. Sur la rive gauche, aucune marque géomorphologique ne se relie à cette moraine, dont l'altitude est clairement supérieure à celle du Planet.

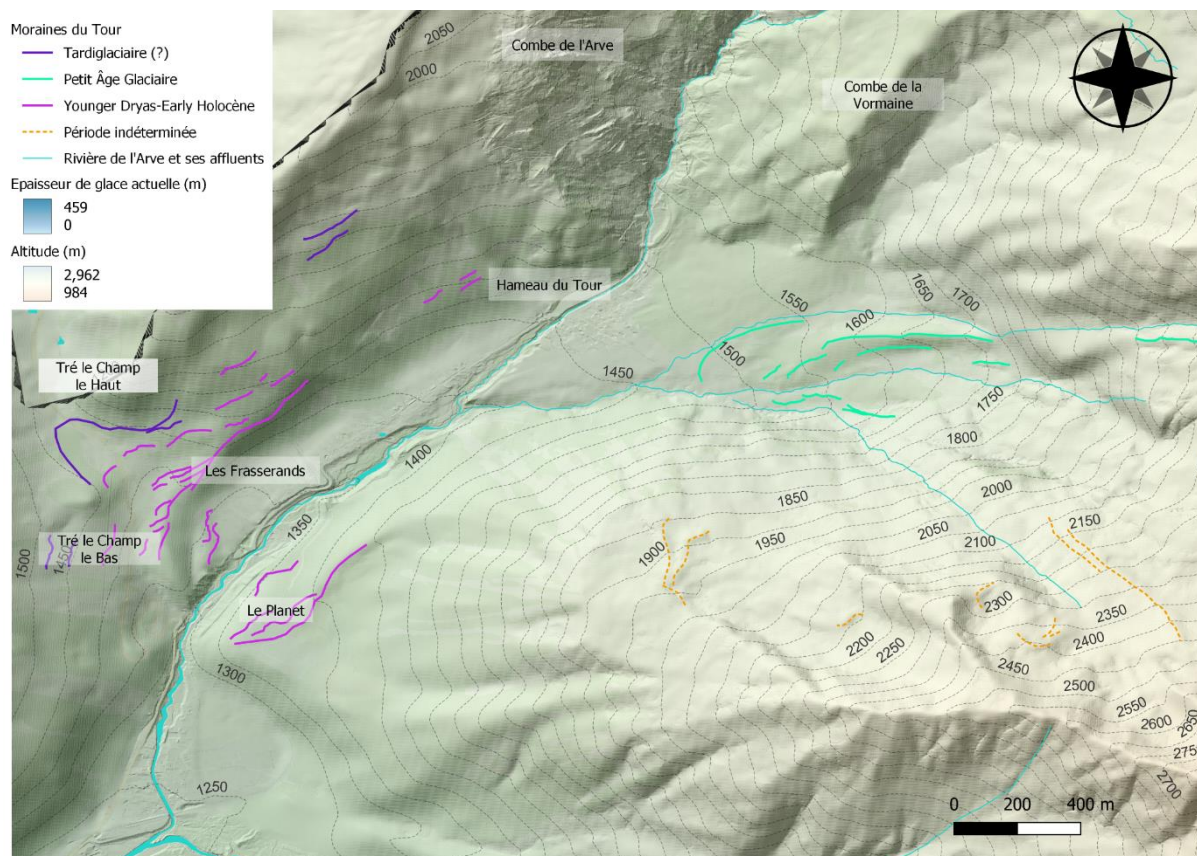


Figure 41 - cartographie des extensions du Tour au travers de différentes moraines au tardiglaciaire (violet foncé), à la transition Dryas récent et début de l'Holocène (rose) et au PAG (bleu).

Le stade de Tré le Champ-le Bas est caractérisé par une grande moraine principale (TLCB1, figure 42) qui s'élève jusqu'à 50 mètres de haut sur près de 1000 mètres de long. Son âge minimum moyen, sur la base des 5 échantillons analysés, s'élève à 9.6 ± 0.5 ka. De nombreuses moraines secondaires divergent vers la partie externe en se superposant à cette moraine. Ce complexe permet d'imaginer la dynamique de retrait glaciaire ponctuée par des phases de stationnement plus ou moins longues : on en compte au moins 6. Ces punctuations ne sont pas retrouvées sur la rive gauche pour laquelle seule une grande moraine principale (TLCB2) reste présente, ainsi que deux moraines secondaires mais sur sa partie interne. Les dynamiques de construction des moraines semblent différentes sur les deux rives.

Plus bas, sur la terrasse alluviale de l'Arve deux cordons morainiques se dessinent mais leur relief diffus se confond avec les limites des terrasses moyenne et supérieure (FRAS1 et FRAS2). Seule la moraine FRAS1 se démarque dans le paysage par sa forme bombée. Sur la rive gauche de la vallée de l'Arve en aval du Planet, une seule moraine (FRAS3) est présente. Le faciès plat du fond de la vallée témoigne de la présence d'une surface sédimentaire faiblement inclinée vers le Sud-Ouest et correspondant soit au comblément d'un paléolac soit d'un sandur à l'amont des moraines de Tré le champ-le Bas et des Frasserands, avant d'avoir été incisé par la rivière de l'Arve. Compte tenu de l'âge de la moraine de Tré le champ-le Bas, la moraine des Frasserands aurait donc été abandonnée après 9.6 ka. Ces indications permettent de situer la moraine inférieure de Tré le champ-le Haut (TCLH2) entre 13.5 et 9.6 ka.

Deux coupes sédimentologiques ont été datées dans le cadre d'une étude (Jaillet et Ballandras, 1999). La coupe faite au niveau du moulin des Frasserands avait permis de dater le remplissage sédimentaire d'un lac à 12.200 – 10.800 ans BC (cal. 14C). Ces contraintes temporelles complexifient l'interprétation des fluctuations glaciaires puisque la moraine de Tré-le-Champ a été datée à 9.6 ± 0.5 ka : toute ces dates sont très proches et leur interprétation est discutée plus loin.

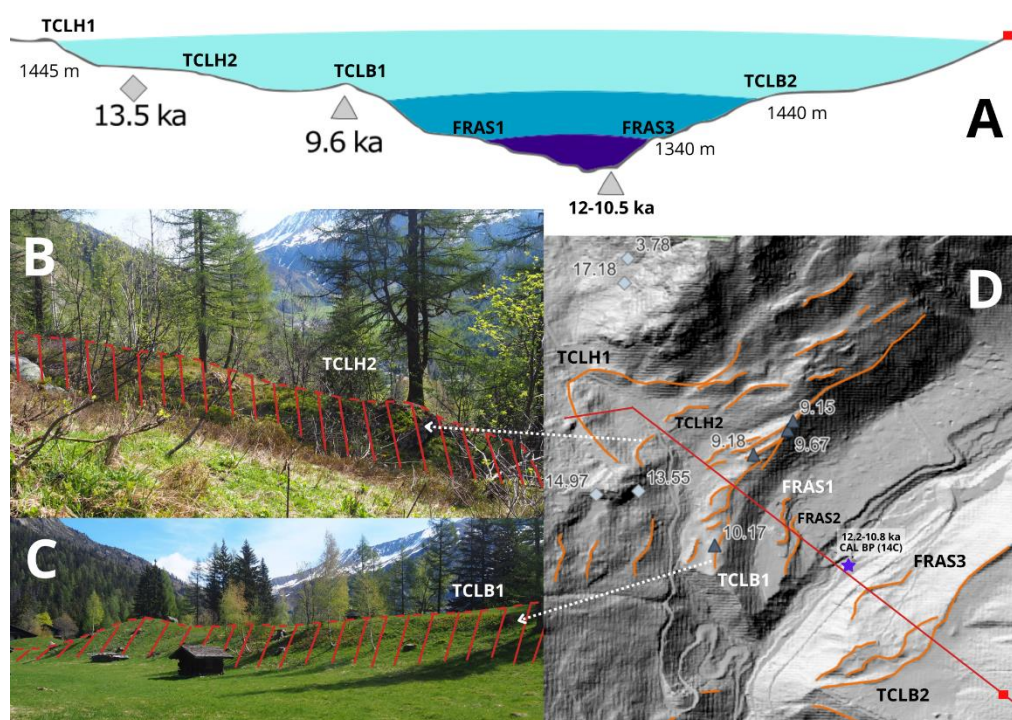


Figure 42 - reconstitution des différentes extensions latérales atteintes par le glacier du Tour à partir des moraines latérales de Tré le champ-le Haut (TLCH) et le Bas (TLCB) et des Frasserands (FRAS), en fonction des contraintes géochronologiques existantes sur les polis glaciaires situés à proximité de TLCB1 et TLCB2, et des échantillons prélevés sur TLCB1 (D), du profil et de l'altitude attribuée à ces moraines (B et C) grâce à une coupe transversale (A).

2.2.3 Le massif des Aiguilles Rouges

Contrairement au massif du Mont-Blanc pour lequel les fluctuations au PAG sont très bien documentées, le massif des Aiguilles Rouges n'a pas fait l'objet d'un suivi méticuleux équivalent. Et pour cause, leur extension ne menaçait pas autant le bas de la vallée et restaient suspendus au pied des aiguilles. Peu de

moraines témoignent de la position des glaciers durant le PAG. Le glacier du Belvédère ne possède qu'une seule moraine qui délimite son terminus au PAG en amont du Lac Blanc à 2400 mètres d'altitude (figure 43). Il se situe sur la trajectoire d'un couloir d'éboulis qui a pu recouvrir d'autres évidences des fluctuations glaciaires de cette période, les sédiments issus de l'érosion des versants étant fréquemment remobilisés par des processus avalancheux ou de ruissellement (Wilhelm et al., 2013). Ce phénomène est exacerbé avec les dynamiques de fluctuations glaciaires dont les relargages sédimentaires lors du recul des glaciers ont aussi pu recouvrir ou emporter des vallums morainiques plus développés. Les nombreux cônes de déjections présents au pied de la montagne de la Flégère confirment d'ailleurs l'importance de l'activité de ces versants. Le glacier de la Remuaz a connu plusieurs fluctuations pendant le PAG. La moraine la plus avancée se situe à 2300 mètres d'altitude : elle descend plus bas que la moraine du glacier du Belvédère. La régression du glacier de la Remuaz s'est effectuée en deux temps : on remarque un léger recul grâce à la moraine située quelques mètres en amont de la moraine la plus en aval, suivi d'une fonte rapide caractérisée par deux phases de recul successive éloignant le front de 150 puis de 100 mètres de la moraine la plus en aval. Le lac périglaciaire de la Tête sur les Lacs est également barré par une moraine pouvant être reliée au PAG en raison de l'altitude à laquelle elle est située (2450 mètres), similaire aux moraines PAG des glaciers du Belvédère et de la Remuaz.

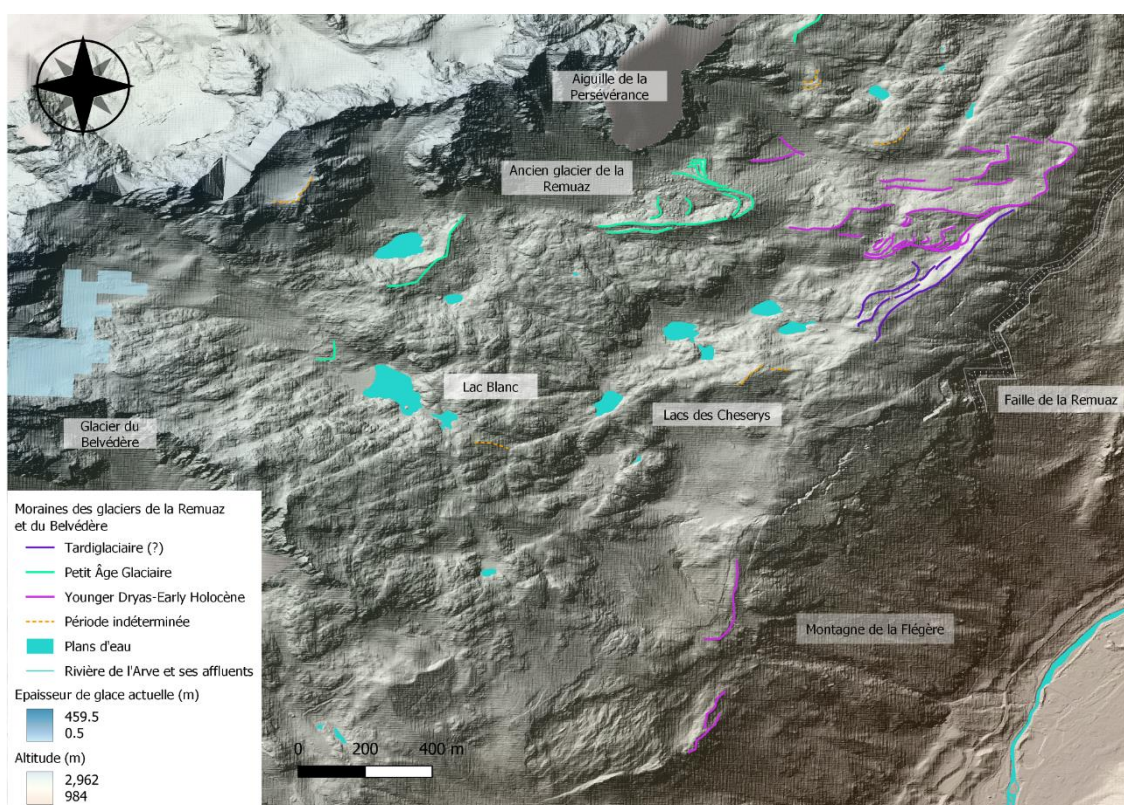
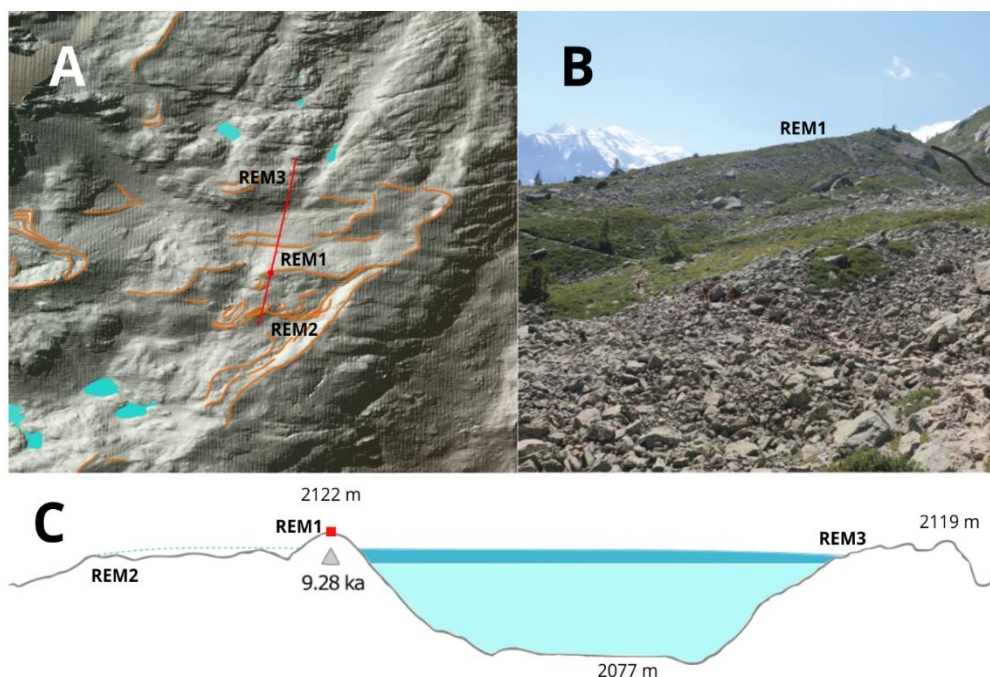


Figure 43 - cartographie des moraines de la partie Nord-Est du massif des Aiguilles Rouge des glaciers du Belvédère et de la Remuaz représentant leur extension au PAG (bleu), à la transition Dryas récent-début de l'Holocène (rose) et au possiblement au tardiglaciaire (violet foncé).

A l'image des traces glacio-géomorphologiques des extensions au PAG, les moraines de la période de transition entre le Dryas récent et le début de l'Holocène sont très développées pour le glacier de la Remuaz (figure 44) avec de nombreuses moraines frontales et latérales qui traduisent une diminution de son étendue latérale dans un premier temps avant d'entamer un recul de l'aval vers l'amont. Peu d'évidences subsistent pour le glacier du Belvédère : les moraines latérales sont quasiment inexistantes, et seules deux moraines frontales sont présentes au bord de la rupture de pente du versant entre 1650 et 1800 mètres. Trois polis glaciaires bordant une faille active, situés à proximité de ces moraines, ont été datés à $12.18 \text{ ka} \pm 0.52$, $11.5 \text{ ka} \pm 0.51$ et $11.01 \text{ ka} \pm 0.46$ respectivement. Il est ainsi possible d'associer les deux petits cordons morainiques ainsi que la moraine frontale la plus élevée à un stade postérieur à ces âges.

Cette dynamique latérale couplée à la topographie peu marquée qui s'étend des aiguilles du Belvédère à l'Aiguille de l'Encrenaz laisse supposer que ces glaciers de cirque étaient joints durant le LGM. Une moraine frontale a également été décrite et son extension latérale a conduit à la définition du "stade de la Montagne de la Parsa" (Wetter, 1987), délimite le terminus d'un glacier à flanc des aiguilles rouges mais disjoint du glacier de l'Arve. Elle corrélable au stade des Houches qui définit le début du Tardiglaciaire pendant lequel



les glaciers du Mont Blanc formaient encore le grand glacier de l'Arve. Deux pols glaciaires datés à $16.5 \text{ ka} \pm 0.73$ et $18.7 \text{ ka} \pm 0.73$ entre les moraines latérales droites du glacier de la Remuaz et les pols glaciaires du glacier du Belvédère renforce cette hypothèse.

Figure 44 - reconstitution des extensions latérales du glacier de la Remuaz à partir des moraines latérales du glacier de la Remuaz (A) en fonction des contraintes géochronologiques existantes sur la moraine REM1 (B), et de l'altitude attribuée à ces moraines ou aux éléments de topographie (pols glaciaires - REM 3) grâce à une coupe transversale (C). La coupe permet de se rendre compte de la topographie légère et imbriquée des moraines secondaires (REM2) au sud de la moraine principale REM1 laissant penser à des moraines d'ablation.

2.3 CORRELATION DES STADES DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE

La fluctuation des marges proglaciaires ont été analysées et corrélées en fonction des glaciers et des oscillations climatiques qui ont rythmé la déglaciation depuis le LGM. Ainsi, les stades glaciaires déjà proposés dans la littérature, souvent basés sur des méthodes de datation relatives, ont pu être précisés à partir des âges absolus nouvellement mesurés et corrélés à partir d'évidences géomorphologiques entre les différents sites de la Haute vallée de l'Arve.

2.3.1 Les stades antérieurs au Dryas récent

Aux alentours de 18 ka, les glaciers du massif du Mont Blanc était encore joints, le glacier de l'Arve remontait jusqu'au col des Montets : un polis glaciaire a été daté à $17.18 \pm 1.87 \text{ ka}$, soit entre 19.05 et 15.31 ka qui correspond au Tardiglaciaire (Dryas ancien). La langue frontale du glacier atteignait le village actuel des Houches à la même période, entre 18.64 ka et 15.12 ka. Ce stade a été nommé dans la littérature comme étant le Stade des Houches (Coutterand et Nicoud, 2005). Plusieurs des glaciers de cirque du massif des Aiguilles Rouges étaient encore joints, mais des pols glaciaires situés au niveau de la Tête aux vents sous la rupture de pente de la Montagne de la Flégère étaient déjà libérés des glaces. La déglaciation s'est poursuivie par une diminution du lobe de glace qui remontait vers le col des Montets, jusqu'à atteindre la partie supérieure du hameau de Tré le champ-le Haut entre 16.65 et 13.29 ka, juste en amont de la moraine TLCH1 (figure 42).

Durant la période du Bolling-Allerod, plusieurs oscillations froides ont été enregistrées (Rasmussen et al., 2006) dont celle du Dryas moyen qui est la plus longue. Un poli glaciaire à proximité, en aval, de la moraine inférieure Tré le champ-le Haut (TLCH2, figure 42) a été daté à 13.55 ka (entre 14.37 et 12.71 ka). Ceci

suggère que l'abandon de la moraine TLCH2 correspond à cette période froide enregistrée aux alentours de 13.9 ka (Buizert et al., 2014). Elle coïncide avec la déglaciation d'un poli dans le massif des Aiguilles Rouges qui atteint le dernier stade daté de la Tête aux vents à 13.23 ka (entre 13.95 et 12.51 ka). Le stade de la Chauffria (CH1, figure 40) du glacier du Tour intervient à la fin de cette période (entre 13.43 et 12.43), précisément à la fin de l'Allerod survenue entre 13.7 et 13ka, marquée par un réchauffement qui s'est terminé par une diminution progressive des températures.

2.3.2 Les fluctuations du début de l'Holocène

Le début de l'Holocène, aussi connu sous le nom de Préboréal, a connu une augmentation rapide et élevée des températures, similaire à l'oscillation chaude du Bolling (Buizert et al., 2014). Cependant, la transition a été marquée par une succession de petites oscillations froides au cours de cette hausse jusqu'à l'optimum climatique de l'Holocène. Un premier stade aux alentours de 11 ka est représenté par les moraines supérieures de Lognan (LO1, figure 45), datées entre 11.98 et 10.72 ka, et des polis déglacés situés au nord du glacier des Rognons datés entre 11.99 et 11.03 ka (Partie IV, figure 57). Les moraines supérieures de Lognan indiquent que débordait alors jusqu'à 300 mètres de sa position latérale gauche actuelle. La déglaciation des polis marque la fin de la confluence totale du glacier des Rognons avec le glacier d'Argentière. A cette même période, la déglaciation du Jardin de Talèfre découvre déjà un espace d'au moins 250 mètres de large (JDT, figure 45). Le stade du Chalet des Cheserys (Partie IV, figure 57) dans les Aiguilles Rouges daté sur la moyenne des 3 échantillons de polis glaciaires entre 11.56 et 10.43 ka marque la déglaciation latérale des glaciers de cirque avec l'individualisation du glacier du Belvédère au début de l'Holocène. Durant cette phase, un lac proglaciaire se forme aux alentours de 11 ka (12.150 à 10.812 ans CAL. 14C). La hausse soudaine des températures du début de l'Holocène après le Dryas récent, dont le pic aurait été atteint vers 11 ka, pourrait avoir pu provoquer une fonte rapide des glaciers et l'ombilic du Tour aurait favorisé l'apparition d'un lac proglaciaire, ou Juxtaglaciaire comme semblerait indiquer le replat du hameau du Planet (Nicoud et al., 2005).

Sur le hameau de Tré le champ-le Bas, les nombreuses moraines secondaires divergeant de la grande moraine principale rendent compte de la variabilité climatique de la période transition entre le Dryas récent et le début de l'Holocène. Une oscillation froide majeure est notamment représentée par la moraine latéro-frontale principale (TCLB1) datée entre 10.23 ka et 9.03 ka. Son âge coïncide avec le stade de la Joux (LJ1) daté à partir de la moraine latéro-frontale à 10.7 ± 0.6 ka, et les moraines latérales inférieures de Lognan (LO2, LO3, LO4 et LO5) à 10.42 ± 0.4 . Ces moraines traduisent néanmoins respectivement un recul de 300 mètres du front du glacier depuis la moraine de la Chauffria, ainsi qu'une diminution de la largeur du glacier d'environ 170 mètres de la moraine latérale supérieure de Lognan. Sur le glacier de Talèfre la moraine la plus externe du Jardin de Talèfre (JDT2, figure 45) est datée à 9.88 ± 0.4 ka : le Jardin de Talèfre est à ce moment déglacé sur presque 400 mètres. Les moraines du Jardin de Talèfre, de Lognan inférieur et de la Joux correspondent au dernier stade connu avant le recul total des glaciers d'Argentière et de Talèfre.

2.3.3 Les stades au Dryas récent

Finalement, peu de témoins de la période du Dryas récent et de la limite entre le début de l'Holocène et la fin du Dryas récent, subsistent dans la Haute vallée de l'Arve. Toutes les datations ont néanmoins permis de contraindre la période d'appartenance de deux moraines non datées sur le glacier d'Argentière (LJ2, figure 45) et le glacier du Tour (TLCH2) antérieure au début de l'Holocène et postérieure au Bolling-Allerod.

Compte tenu des incertitudes, le stade de la Chauffria (CH1, figure 40) correspondrait également à un stationnement du glacier au cours du recul depuis le front du Lavancher, lors de la diminution plutôt brutale des températures entre l'Allerod et le début du Dryas récent. Les moraines supérieures de Lognan (LO1) pourraient également avoir été construites durant le Dryas récent en tenant compte des incertitudes liés à l'âge minimum calculé, notamment durant la partie où il s'est traduit par un réchauffement progressif des températures encore froides, avant d'entamer une hausse brutale au début de l'Holocène.

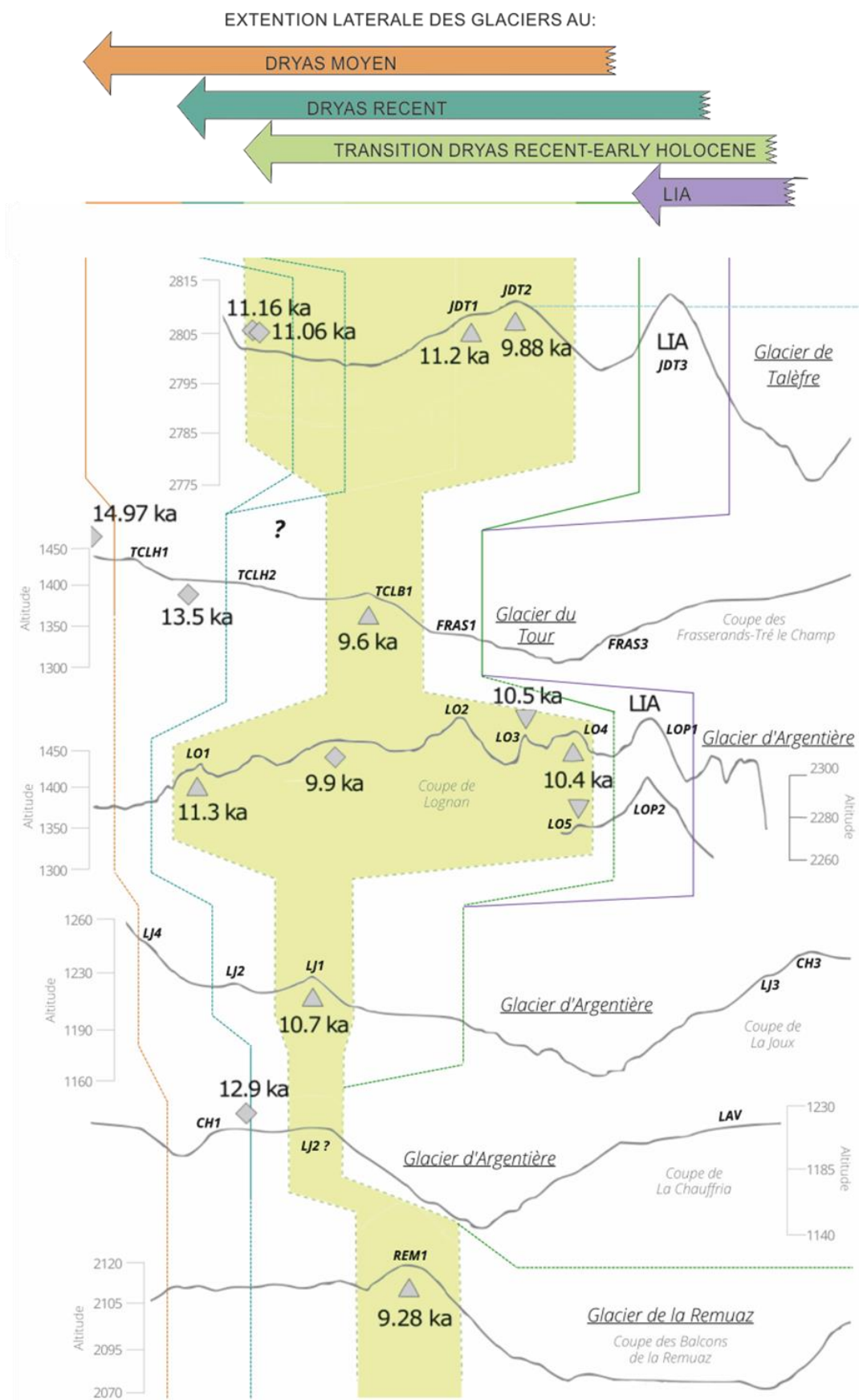


Figure 45 - corrélation des âges étudiés sur les échantillons de moraines (triangle) ou les pols glaciaires (losange) des glaciers de Talèfre, du Tour, d'Argentière et de la Remuaz à partir de plusieurs coupes transversales (cf figures X) avec les différentes périodes du Tardiglaciaire (Dryas ancien et moyen en orange), du Dryas récent (bleu), de l'Holocène (vert foncé) et du LIA (violet) avérées par datation absolue, ou supposée (pointillés). Seuls les vallums morainiques des glaciers de Talèfre et d'Argentière sur la coupe de Lognan intègrent des moraines déposées au LIA (JDT3, LOP1 et LOP2), les autres coupes représentent des systèmes morainiques déposés par les glaciers lorsqu'ils descendaient beaucoup plus bas dans la vallée de l'Arve (coupes de La Joux, La Chauffria, des Frasserands-Tré le champ) ou lorsque les glaciers persistaient encore dans le massif des Aiguilles Rouges (coupe des Balcons de la Remuaz).

3. Reconstitution géométrique de l'englacement de la Haute vallée de l'Arve

3.1 PRESENTATION GENERALES DES EXTENSIONS : L'EXEMPLE DU TOUR

La reconstitution géométrique du glacier d'Argentière avait déjà été modélisée dans le cadre de l'étude de M. Protin (2019). Pour cette raison, la présentation des reconstitutions est principalement concentrée sur le glacier du Tour.

3.1.1 Présentation générale des extensions du Tour

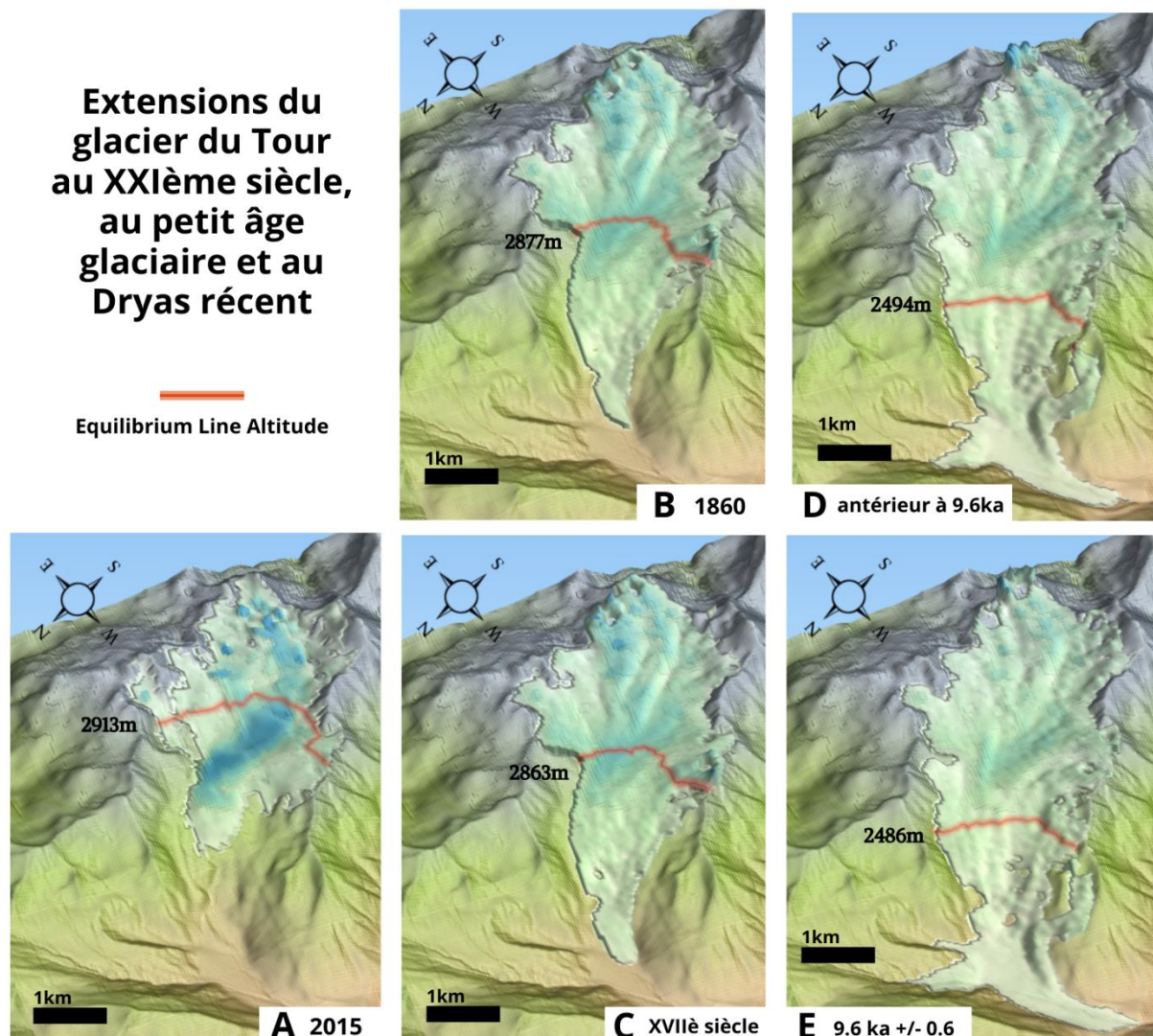


Figure 46 - Extensions glaciaires du Glacier du Tour dont le stade actuel (2015 est estimé à partir des données Théia (A) et reconstituées au PAG (B et C) ainsi qu'au début de l'Holocène (D et E). Les stades intermédiaires ont finalement un faible impact sur la variation de la ligne d'équilibre (XIX^{ème} et XVII^{ème} siècles, Dryas récent et transition avec début Holocène). Les glaciers sont plus étendus aux stades plus froids, mais pas nécessairement beaucoup plus épais.

Trois étapes de reconstitution ont été utilisées pour La reconstitution des extensions du glacier du Tour. D'abord le stade actuel (2015) a été modélisé avec le logiciel GlaRE et comparé aux mesures actuelles données Theia (Millan et al., 2022) afin d'estimer l'ordre de grandeur des erreurs induites par ce type de modélisation. Ces erreurs sont dans la suite considérées comme un ordre de grandeur des incertitudes associées aux reconstitution des paléo-glaciers.

La modélisation des extensions du glacier durant le Petit Âge Glaciaire ont permis de calibrer les paramètres du modèle GlaRE utilisé (géométrie des flows lines principales, estimation des contraintes cisailantes basales et de leurs variations spatiales). Le front du glacier descendait presque jusqu'au hameau du Tour au XIX^e siècle. Les flowlines ont été dessinées de sorte à ce que chaque combe ou petit cirque glaciaire dans lequel de la glace est encore aujourd'hui présente, ou pour lesquels des moraines permettent de déterminer qu'il y avait de la glace au PAG de glace puissent être couvertes de glace par le modèle (Figure 46, B). Le masque venant en complément des épaisseurs de glace calculée sur les flowlines lors de la procédure d'interpolation est basé sur plusieurs descriptions et photographies anciennes. Les courbes de niveau ont été suivies pour délimiter ce masque lorsque la topographie ne permettait pas de contraindre spatialement l'interpolation et qu'il n'y avait aucun repère auquel se fier (figure 47, A). On remarque sur la figure 46 que le choix du terminus du glacier n'influence pas la répartition de la glace : le front au XVIII^e siècle est simplement plus arrondi et descend plus en aval, conformément au masque réalisé à partir de la position des moraines latéro-frontales. Les épaisseurs de glace calculées sur les flowlines ne changent également que très peu : seuls 3 mètres d'épaisseur en plus ont été calculés en moyenne sur la totalité des flowlines entre les deux stades du PAG. Le verrou rocheux situé au niveau de la Fenêtre du Tour est cependant entièrement recouvert par la glace, alors que sur les photographies anciennes, le glacier formait plutôt des séracs sur les bords de la partie interne, laissant la pente dénudée de glace. Malgré ces détails, la géométrie des extensions du Tour au PAG semble fiable si l'on compare les résultats de la figure 46 avec les photographies anciennes (figure 18, partie II-4.3).

Les flows lines et le masque utilisés ont été allongés pour les reconstitutions des stades des Frasserands et de Tré le champ-le Bas. Dans la partie aval du glacier, le masque a été agrandi jusqu'à la combe du Bec de Lachat, la combe de l'Arve qui remonte jusqu'au col de Balme et la combe de Vormaine. En effet, le glacier du Tour s'insérerai vraisemblablement dans les combes de l'Arve et de la Vormaine, bien que peu d'indices du passage du glacier subsistent dans ces milieux sensibles à l'érosion. Une prospection réalisée dans le cadre de ce travail sur le versant est de la combe de l'Arve a néanmoins permis de trouver des blocs de granite et amphibolite attestant du passage du glacier du Tour chargé de ces roches provenant du massif du Mont Blanc, alors que le substratum de la combe de Vormaine et de l'Arve est différent : on y trouve des schistes ardoisiers du carbonifère et des calcaires marneux du Lias. Leurs propriétés en font des roches friables. Le profil longitudinal de la figure 48 confirme la superposition de terrasses qui pourraient correspondre à des moraines latérales plaquées par le passage du glacier. Les masques utilisés pour délimiter le glacier ont été agrandi à ces zones après avoir observé que la glace s'épaississait à ces limites : l'écoulement du glacier se faisait jusque dans ces combes.

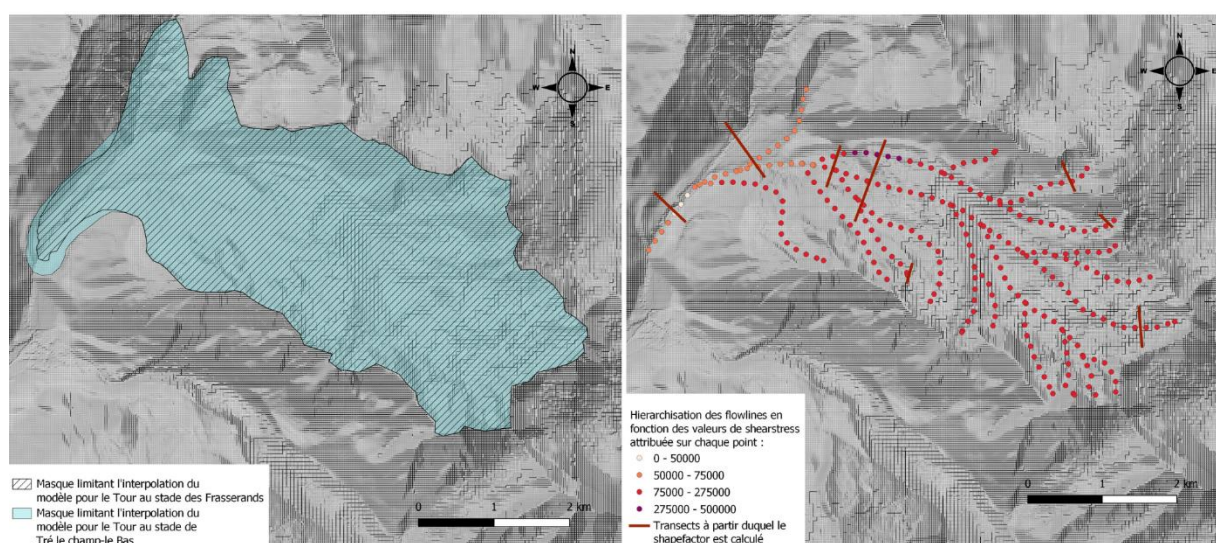
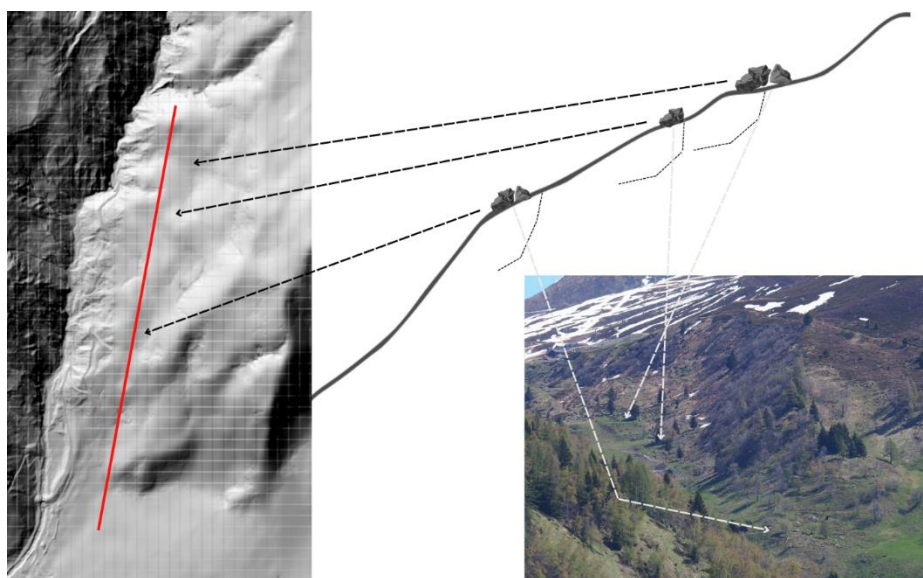


Figure 47 - Présentation des masques (A) et de la flowline dessinée pour la reconstitution du stade de Tré le Champ-le Bas (B) utilisés pour calibrer le modèle de reconstitution géométrique GlaRe pour le glacier du Tour au début de l'Holocène.

Les extensions glaciaires de Tré le Champ-le Bas et des Frasserands figurant sur la figure 46 représentent la position que les glaciers occupaient au début de l'Holocène. On remarque que les combes du Bec de la Cluy et du Bec de Lachat sont remplies de glace, une langue descend d'ailleurs de la combe de Lachat pour venir rejoindre la langue principale. Le glacier remonte aussi jusque sur les versants Nord, et s'insère dans les combes de Vormaine et de l'Arve. Le verrou rocheux situé juste en dessous de la Fenêtre du Tour est moins recouvert par la glace sur ces reconstitutions que celles du PAG.

Si les géométries globales sont également similaires entre le stade des Frasserands et le stade de Tré le champ-le Bas, à l'exception de la langue glaciaire qui accuse un rétrécissement à l'image du retrait du glacier, la répartition de la glace est différente par endroits. On observe un recouvrement de glace plus continu et plus épais au stade des Frasserands par endroits, malgré que le retrait du glacier par rapport au stade de Tré le Champ traduise une diminution de glace dans sa zone d'accumulation. Il y a plus de glace dans la combe de l'Arve.



elle recouvre aussi une partie plus importante du verrou rocheux. L'extension du glacier dans les combes de Vormaine et de l'Arve est cependant supérieure au stade de Tré le Champ.

Figure 48 - profil longitudinal du versant est de la combe de l'Arve au travers de laquelle on observe un étagement à 1660, 1720 et 1740 mètres d'altitude, et sur laquelle des blocs de granite et amphibolite ont été trouvés.

3.1.2 PARTICULARITES DE LA RECONSTITUTION EN LIEN AVEC LES CONDITIONS DU MODELE ET LES CARACTERISTIQUES DU GLACIER

Le modèle GlaRe est notamment élaboré pour reconstruire des glaciers de vallées (Pellitero et al., 2015). Les caractéristiques du glacier du Tour, qui en font un glacier en amphithéâtre dans sa partie amont et un glacier suspendu dans sa partie aval, ont nécessité l'application de valeurs de contraintes de cisaillement basal beaucoup plus élevées que les valeurs que l'on retrouve dans diverses études (Protin, 2019 ; Roattino comm. personnelle, 2022 ; Pellitero et al., 2015). En effet, les pentes marquées du glacier du Tour favorisent le glissement du glacier ce qui limite l'accumulation de la neige. Ainsi, avec des contraintes standard appliquées, l'épaisseur de glace calculée par le modèle était insuffisante pour que l'interpolation disperse assez de neige pour recouvrir le glacier. Les valeurs de shear stress sont ainsi généralement supérieures aux valeurs conseillées (figure 47, B) pour favoriser un épaissement de la couche de glace en renforçant la contrainte basale. Le verrou rocheux situé sur la Fenêtre du Tour derrière lequel une moraine du PAG se trouve par exemple, n'a pu être recouvert de glace pour la reconstitution du PAG qu'après avoir appliqué un shear stress de minimum 275 kPa, soit presque le double du maximum préconisé (150 kPa). Pour la reconstitution du début de l'Holocène, la taille du glacier a nécessité que l'on augmente le shear stress sur la partie de la flowline qui recouvre ce verrou jusqu'à 500 kPa.

Le glacier du Tour s'insère vraisemblablement dans les combes de l'Arve et de la Vormaine (figure 48), cependant ces milieux étant sensibles à l'érosion, peu d'indices du passage du glacier subsistent. Une prospection sur le versant est de la combe de l'Arve a néanmoins permis de trouver des blocs de granite et amphibolite attestant du passage du glacier du Tour chargé de ces roches provenant du massif du Mont

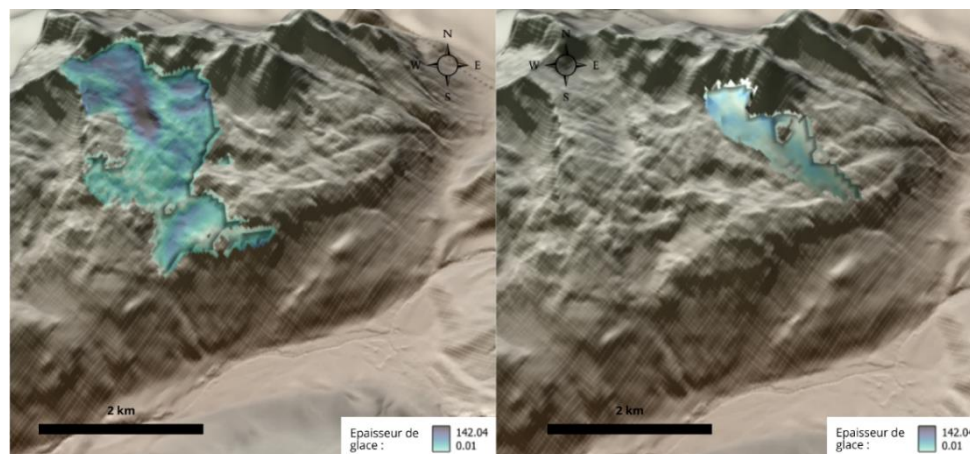
Blanc, alors que la géologie au sein de la combe de Vormaïne et de l'Arve sont différentes : on y trouve des schistes ardoisiers du carbonifère et des calcaires marneux du Lias. Leurs propriétés en font des roches friables. D'ailleurs, la dynamique d'érosion est élevée dans ces zones, et pourrait être à l'origine de l'effacement des indices potentiels du passé glaciaire. Le profil longitudinal visible sur la figure X confirme la superposition de terrasses observées sur site : il pourrait s'agir de moraines latérales plaquées par le passage du glacier.

3.1.3 Présentation des extensions du Massif des Aiguilles Rouges et du glacier d'Argentière

Les glaciers du Lac Blanc et de la Remuaz au PAG ont principalement été reconstitués sur la base du masque. La topographie peu marquée a tendance à laisser le modèle interpoler les épaisseurs de glace presque infiniment même lorsque des moraines sont présentes. C'est l'inconvénient de l'utilisation de ce modèle sur des glaciers de cirque. C'est d'autant plus vrai pour le glacier de la Remuaz pour lequel on enregistre des épaisseurs plus importantes que pour le glacier du Tour que pour le glacier du Belvédère contenu dans un petit vallon.

Les reconstitutions des stades passés, basées sur les moraines latérales datées à 9.28 ka pour le glacier de la Remuaz, sont en réalité peu évidentes à faire. D'un côté, cette partie du massif n'est pas tant recouvert de moraines, et celles qui existent ne sont pas datées. Sur tout le massif, en dessous de la trimline, on trouve des polis glaciaires : il est difficile d'imaginer des stades et des limites latérales et frontales dans ces conditions. C'est pour ces raisons que le glacier de la Remuaz qui correspond à une extension datée à 9.28 ka (figure 49, B) est reconstitué à une période différente du glacier du Belvédère. Seuls des polis glaciaires (Chalet des Cheserys et la Tête aux vents) situés au niveau de la rupture de pente permettent de délimiter l'extension frontale du glacier. De cette manière, la reconstitution du glacier du belvédère (figure X, A) coïncide avec l'extension frontale datée à 10.98 ka +/- 0.58 ka.

Figure 49 - Extensions glaciaires du Glacier du Belvédère (A) et de la Remuaz (B) à partir des moraines latérales ouest datées à 9.28 ka +/- 0.7. La reconstitution du glacier du Belvédère a été élaboré d'après une extension latérale qui serait postérieure à 9.28 ka. Sur l'extension frontale du glacier, les épaisseurs de glace sont élevées en raison de la rupture de pente. La limite de la partie centrale du terminus (Chalet des Cheserys) a été découverte par la glace entre 11.56 et 10.43 ka. La limite ouest du front (la Tête aux vents) se situe sur des polis datés entre 18.07 ka +/- 0.7 et 16.56 +/- 0.7.



Concernant le glacier d'Argentière, les moraines du PAG et antérieures sont relativement bien conservées et permettent de modéliser des extensions fiables. Certaines moraines imposantes du LIA dans les parties hautes des glaciers affluents à la langue principale ont dû être gommées (Glacier des Rognons, des Améthystes et du Milieu). Le glacier de Adams Reilly est encore présent mais déconnecté de la langue principale au PAG. On observe également la propension de la langue terminale à se diriger vers le glacier du Tour encore au début de l'Holocène.

3.2 L'INFLUENCE DU TERMINUS DES GLACIERS SUR LES VARIATIONS D'ELAS

3.2.1 Variation des lignes d'équilibre

Les lignes d'équilibres actuelles ont été calculées grâce à l'outil GlaRe à partir des données d'épaisseurs de glace datant de 2015 disponibles sur la base de données Théia, et comparées à la moyenne des glaciers entre 2000 et 2010 présentées dans l'étude de Rabatel et al. (2016). Les lignes d'équilibre actuelles sont situées entre 2826 et 2809 mètres d'altitude pour le glacier d'Argentière, entre 2913 et 2936 mètres d'altitude pour le glacier du Tour et à 2620 mètres pour le glacier du Belvédère. Pour les glaciers du Tour et d'Argentière on trouve ainsi une marge d'erreur de 20 mètres entre les deux ELA. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.

Tableau 4 - synthèse des travaux d'estimation des lignes d'équilibre géométriques en m a.s.l. avec le logiciel GlaRe, des volumes de glace en m³ avec Raster Surface Volume de QGIS, des températures estimées à partir des sensibilités de lignes d'équilibre (Rabatel et al. 2013, Six et al. 2017) et des différences associées pour chaque transition entre les périodes actuelles, au PAG et au Dryas récent pour chacun des glaciers d'Argentière, du Tour, du Belvédère et de la Remuaz. L'altitude de la ligne d'équilibre pour le glacier d'Argentière entre la période actuelle et celle du PAG augmente alors que les glaciers étaient plus étendus : facteurs à l'œuvre/précision du modèle ?

Glacier	Variables	Actual century		Little Ice Age		Younger Dryas-Early Holocene		Δ XXIth-XIXth	Δ Little Ice Age	Δ YD-EH transition	Δ YD-XXIth	Δ EH-XXIth
		XXIth	XXIth calculated	XIXth	XVIIth	Early Holocene	Younger Dryas					
Argentière	ELA	2826	2809	2836	2823	2561	2528	27	-13	-33	-308	-248
	Volume km ³	--	5.63E+09	7.75E+10	8.11E+10	1.01E+11	1.02E+11	7.19E+10	3.56E+09	1.05E+09	2.42E+10	23.19x10 ⁶
	temp °C	1.13		--	--	--	--	0.23 - 0.38	0.11 - 0.18	0.29 - 0.46	2.68 - 4.28	2.16 - 3.44
Tour	ELA	2913	2935	2877	2863	Holocene ? 2494	Early Holocene 2486	-58	-14	-8	-391	-449
	Volume m ³	--	8.62E+06	1.81E+10	1.83E+10	3.96E+10	4.30E+10	1.81E+10	1.58E+08	3.41E+09	2.48E+10	21.42x10 ⁶
	temp °C	1.13		--	--	--	--	0.50 - 0.81	0.12 - 0.19	0.07 - 0.11	3.9 - 5.43	3.90 - 6.24
Belvédère	ELA	--	2620	2578		2301	2354	-42	--	53	-224	-319
	Volume m ³	--	8615.89	1.49E+08		2.37E+09	2.62E+09	1.49E+08	--	2.52E+08	2.47E+09	2.22x10 ⁶
	temp °C	1.13		--		--	--	0.37 - 0.58	--	0.46 - 0.74	1.95 - 3.11	2.77 - 4.43
Remuaz	ELA	--	--	2444		2268		--	--	--	-176	--
	Volume m ³	--	--	7.40E+07		7.09E+08		--	--	--	6.35E+08	--
	temp °C	1.13		--		--		--	--	--	1.53 - 2.44	--

Par rapport à l'actuel, l'altitude des lignes d'équilibre (ELA) au stade du XIX^e siècle du PAG a augmenté pour le glacier d'Argentière 10 à 27 mètres. Cela implique une réduction de la surface de sa zone d'accumulation alors que son extension était plus large. Ce constat permet de mettre en avant le rôle de l'épaisseur de la glace dans la variation des lignes d'équilibre. Il est possible que l'élévation de la ligne d'équilibre reflète l'évolution des conditions climatiques impactant déjà la zone d'accumulation avant que les répercussions sur le front ne soient observées. L'extension du XIX^e siècle représente également la dernière extension maximum du glacier d'Argentière avant qu'il n'entame la dynamique de retrait que l'on connaît aujourd'hui. Entre le stade du XVII^e et le stade du XIX^e, les terminus du glacier sont éloignés de 150 mètres, et cela implique une différence dans le bilan de masse des glaciers, qui se traduit par une augmentation de la ligne d'équilibre de 13 mètres.

Depuis la dernière extension maximum, l'altitude des lignes d'équilibre du glacier du Tour et du Belvédère a augmenté de 36 à 58 mètres et de 42 mètres respectivement. Cette hausse a impliqué un retrait de plus de 1,5 km pour le glacier du Tour et presque 500 mètres pour le glacier du Belvédère. Les conséquences pour le glacier du Belvédère sont d'autant plus importantes que la taille de son bassin versant est plus réduite et son exposition est orientée en adret : le glacier ne recouvre aujourd'hui que 0.107 km² de surface.

Entre le Dryas récent et le début de l'Holocène, l'altitude de la ligne d'équilibre du glacier d'Argentière a augmenté de 33 mètres, contre seulement 8 mètres pour le glacier du Tour. Cependant, ces variations de lignes d'équilibre ne reflètent pas les mêmes transitions : alors que l'ablation provoquée par l'augmentation de la ligne d'équilibre entre les stades de la Chauffria et la Joux s'est opérée entre le début du Dryas récent et le début de l'Holocène, l'augmentation plus timide observée pour le glacier du Tour concerne deux stades survenus durant la période de réchauffement de l'Holocène où les différences de températures étaient moins brutales. Sur le massif des Aiguilles Rouges, le glacier du Belvédère reconstitué d'après deux stades théoriques dont l'extension latérale n'a pas été contrainte, les lignes d'équilibre s'élèvent à 2301 mètres

d'altitude pour le stade à priori le plus récent, et 2354 mètres d'altitude pour le stade le plus étendu. Le glacier de la Remuaz n'ayant été reconstitué qu'à partir d'un stade, la ligne d'équilibre du glacier au début de l'Holocène s'élevait à 2268 mètres d'altitude.

3.2.2 Différences de variation entre les différents glaciers et implications

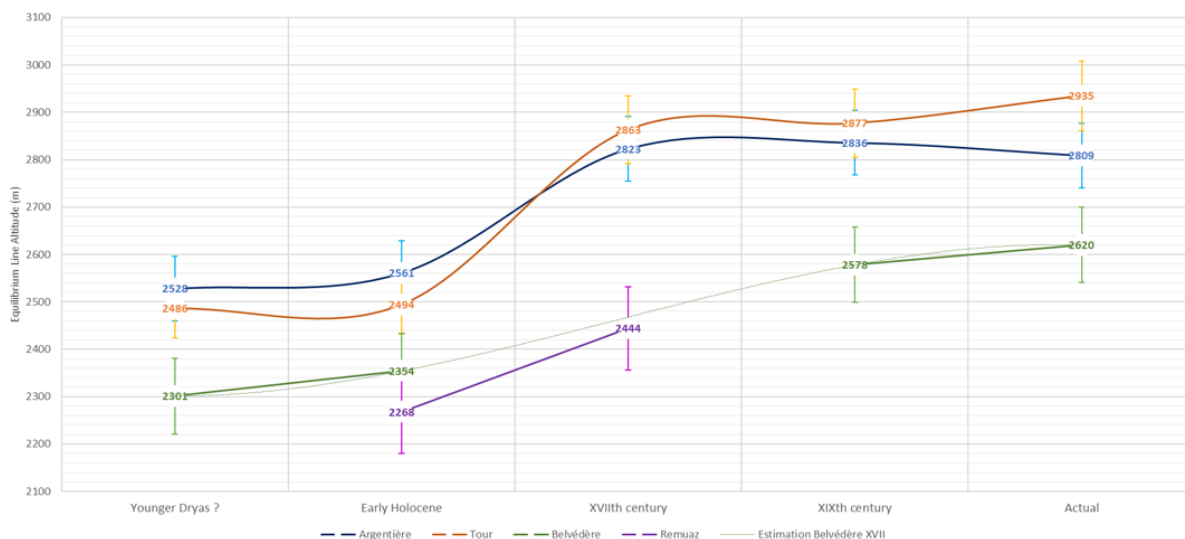


Figure 50 - Evolution des lignes d'équilibre (AABR ?) des glaciers de la haute vallée de l'Arve. L'incertitude a été estimée à partir de la différence entre ELA calculée et ELA mesurée pour les glaciers d'Argentière et du Tour (Rabatel et al., 2013). Les lignes d'équilibres des glaciers du massif du mont blanc (Argentière en bleu, Tour en orange) empruntent une des trajectoires différentes de celles des glaciers présents dans le massif des Aiguilles Rouges (Belvédère en vert, Remuaz en rouge) : un effet de taille du bassin versant, plus petit sur le massif des Aiguilles Rouges (altitude maximum élevée à 2965 mètres, contre plus de 4800 mètres dans le massif du Mont Blanc), d'exposition de versant, de types de glaciers (de cirques dans les Aiguilles Rouges, et de vallées dans le massif du Mont Blanc), pourraient expliquer cette différence de ligne d'équilibre pour les glaciers d'une même vallée.

Il n'y a presque pas de différence entre l'altitude des lignes d'équilibre est quasi égale au PAG entre les stades du XVII^e et du XIX^e siècle (14 et 13 mètres de différence) (figure 50). En revanche, celles observées aux périodes du début de l'Holocène et du Dryas récent le sont d'autant plus :

- Les ELA d'Argentière sont situées à 2561 et 2528 mètres d'altitude
- Les ELA du Tour sont situées à 2494 et 2486 mètres d'altitude

L'écart de l'altitude entre les lignes d'équilibre lors d'un stade chronologiquement similaire, représenté par les extensions de la Joux et de Tré le Champ-le Bas, est plus important qu'avec le stade de la Chauffria qui représente l'extension atteinte par le glacier d'Argentière durant une période plus froide. Il s'élève à 75 mètres. Ces différences peuvent provenir de la taille du bassin versant nettement plus réduit pour le glacier du Tour d'une part, mais également à ses caractéristiques de glacier en amphithéâtre induisant une surface propice à l'accumulation de glace plus élevée.

La différence d'altitude des lignes d'équilibre sont aussi notables entre le massif des Aiguilles Rouges et le massif du Mont Blanc :

- Au PAG, elles s'élèvent à 2578 et 2444 mètres dans le massif des Aiguilles Rouges, mais ne descendent pas en dessous de 2800 mètres dans le massif du Mont Blanc, soit environ 300 mètres de différence
- Durant les extensions du début de l'Holocène et du Younger Dryas, elles oscillent entre 2268 et 2354 mètres dans le massif des Aiguilles Rouges, et entre 2486 et 2561 mètres dans le massif du Mont Blanc. Ces écarts s'élèvent à plus de 200 mètres de différence entre les stades de Tré le Champ-le Bas et celui du glacier de la Remuaz dont les âges sont similaires (9.6 et 9.28 ka)

Ces résultats mettent en avant l'impact de la taille du bassin sur les variations d'altitude des lignes d'équilibre déjà présenté avec le glacier du Tour. L'exposition des versants semble également jouer un rôle

important dans l'évolution des dynamiques glaciaires avec des écarts encore plus creusés entre les deux massifs.

Les variations de températures ont été extraites des deltas de lignes d'équilibre à partir du changement qui serait induit par un changement de température, traduit par une variation de 115 m.°C⁻¹ pour l'hypothèse haute et 72 m.°C⁻¹ pour l'hypothèse basse (figure 51).

On observe ainsi un changement des températures moyennes au PAG variant de +0.38°C à -0.8°C dans le massif du Mont Blanc par rapport à nos jours, avec une amplitude plus élevée à partir des variations de ELA sur le glacier du Tour, et de -0.37°C à -0.58°C dans le massif des Aiguilles Rouges. On doit la hausse des températures à l'élévation altitudinale calculée de la ligne d'équilibre du glacier d'Argentière entre 2015 et 1820. Durant les deux stades reconstitués du PAG, les températures ont peu changé. Entre l'avancée du XVII^e siècle du PAG et le début de l'Holocène, les températures auraient augmenté de 2.28°C à 5.24°C dans le massif du Mont Blanc et de 2.41 à 3.85°C dans celui des Aiguilles Rouges.

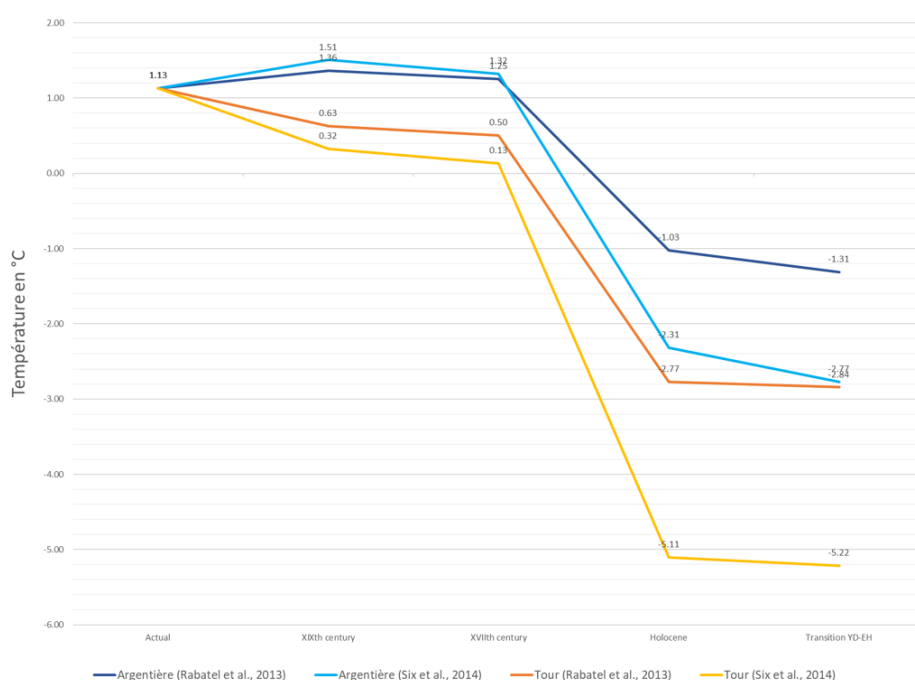


Figure 51 - Evolution des températures sur le glacier d'Argentière (bleu) et variation des températures entre deux périodes sur le glacier du Tour (orange) en fonction de la sensibilité des lignes d'équilibre. Hypothèse haute : variation de 115 mètres par degré °C (couleurs foncées) d'après Rabatel et al., (2015), et hypothèse basse : variation de 72 mètres par °C (couleurs claires) d'après Six et al., (2016). Les incertitudes demeurent grandes, surtout entre le PAG et la transition EH-YD : la surface occupée par les glaciers était largement plus grande. Le peu de variation entre la période du LIA et la période actuelle permet de supposer l'importance des précipitations dans la fluctuation des glaciers.

Si l'on considère que depuis ces dernières extensions du Début de l'Holocène, le réchauffement avait pu provoquer un retrait au moins similaire à celui que nous connaissons actuellement, les températures auraient augmenté de 3.44 à 6.24 °C pour l'hypothèse basse et de 2.16 à 3.90 pour l'hypothèse haute, provoquant une hausse de l'altitude des lignes d'équilibre située en 248 et 449 mètres. Entre le XVII^e et le XIX^e siècle, elles ont peu changé (entre 0.1 et 0.2°C seulement). Au début de l'Holocène, les variations de températures provoquées par les petites oscillations froides survenues au cours du réchauffement sont aussi faibles : on remarque qu'entre le stade des Frasserands et le stade de Tré le champ-le Bas, on enregistre une différence de 0.07 à 0.1°C seulement. Entre le Dryas récent et le début de l'Holocène pour lequel on enregistre une diminution de 0.3 à 0.45°C survenue en 2000 ans environ.

Le rôle des précipitations est également mis de côté alors qu'elles jouent un rôle important sur les variations de ELA. C'est ce que l'on remarque notamment avec les variations températures enregistrées sur le glacier d'Argentière au LIA : il semblerait que le glacier puisse être plus sensible aux variations de précipitations que de température (Protin, 2019).

Mais également, puisque les hypothèses haute et basse choisies pour les reconstitutions des ELAs répondent à des standards pour les Alpes françaises et spécifiques au glacier d'Argentière, il est possible que les variations de températures calculées dans le massif des Aiguilles Rouges pourraient être sous-

estimées en raison de la particularité du massif, caractérisé par ses pentes fortes, son exposition Sud ainsi que pour le type de glaciers présents et leur mode d'alimentation.

3.3 VARIATION DE L'ÉPAISSEUR DES GLACIERS

Parce que l'évolution de l'épaisseur des glaciers est déterminée globalement par les variations du climat et plus localement à l'échelle du glacier en raison des processus de compression et d'élongation produits, il est important de considérer les changements occasionnés au cours du temps. Les glaciers ont des épaisseurs plus élevées durant les périodes froides du Dryas récent et du PAG comparément aux glaciers actuels sans être excessives pour autant. On note également l'évolution différente des épaisseurs entre les 3 glaciers aux différents stades présentés dans la figure 52.

L'évolution des épaisseurs est d'abord différente entre deux glaciers situés au sein d'un même massif. Pour le glacier actuel du Tour par exemple, on trouve des épaisseurs réparties entre 1 et 250 mètres mais la l'épaisseur est surtout. Le glacier est néanmoins majoritairement recouvert par une couche de glace épaisse 1 à 50 mètres. Au début de l'Holocène, l'épaisseur globale du glacier varie entre 0 et plus de 500 mètres. Il est plus étendu, et cette extension résulte d'un volume de glace plus important dans la zone d'accumulation pour que le glacier ne s'écoule. Cependant, à ce stade aussi le glacier est majoritairement recouvert d'une glace dont l'épaisseur varie entre 1 et 50 mètres. Mais rappelons-nous que les caractéristiques des glaciers suspendus favorisent des épaisseurs relativement faibles en raison de leurs fortes pentes. Pour les glaciers de vallée comme Argentière, si les épaisseurs aux stades du PAG et EH sont très semblables (la couche de glace la plus largement répartie sur le glacier est épaisse de 50 à 200 mètres), alors que le glacier actuel est nettement moins épais (l'épaisseur du glacier varie de 1 à 50 mètres, les parties du glacier dont l'épaisseur est supérieure à 50 mètres sont peu représentées. Concernant le glacier du Belvédère dans le massif des Aiguilles Rouges par exemple, l'épaisseur diminue presque linéairement avec le recul du front du glacier.

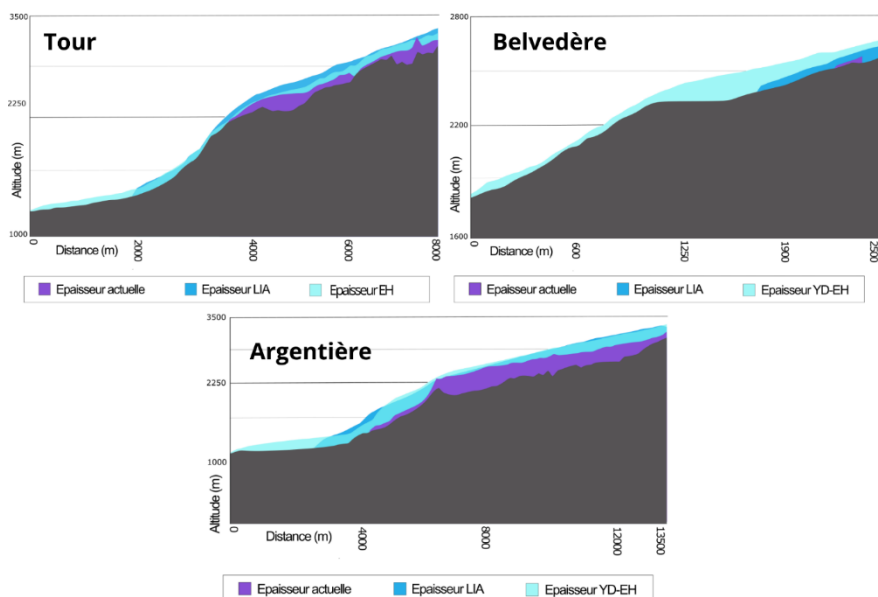


Figure 52 - présentation du profil en long des glaciers du Tour, du Belvédère et d'Argentière à partir des épaisseurs actuelles (Milan et al., 2021), et des extensions reconstituées à partir du logiciel GlaRe, aux périodes du PAG (XIXème siècle) et du début de l'Holocène (9.66 +/- 0.6 ka pour le Tour, 10.7 +/- 0.5 ka pour Argentière et non daté pour le Belvédère).

Si l'on estime que les glaciers se sont retranchés dans les cirques à un niveau similaire à l'actuel durant l'optimum climatique de l'Holocène, l'avancée des glaciers jusque dans la vallée de l'Arve avec des épaisseurs de glace aussi importantes qu'à la

fin du Tardiglaciaire confirme la particularité des conditions climatiques de l'époque. Dans la zone d'accumulation les apports en précipitations solides étaient importants en raison des hivers froids et humides. Les étés doux ont limité l'ablation estivale et produits ainsi une succession de bilans de masse positifs ayant favorisé l'augmentation de l'épaisseur de glace et entraîné des surges glaciaires dont la mieux représentée et la plus importante est celle de 1620. Le PAG est cependant un épisode climatique bref (quelques centaines d'années) : les surges ont été importantes et rapides. A la fin du Tardiglaciaire, les épaisseurs de glace n'étaient globalement beaucoup plus élevées, traduisant ainsi des conditions de précipitations ou de températures peut être moins sévères.

INTERPRETATION DES RESULTATS ET DISCUSSIONS

1. Isotopes radioactifs et modélisation : facteurs influençant les résultats

Le Dryas récent et le début de l'Holocène sont caractérisés par une augmentation élevée et soudaine des températures (Buizert et al, 2014, Rasmussen, 2006). Or, la majorité des moraines qui témoignent du dernier stade avant le retrait des glaciers dans la Haute vallée de l'Arve ont été datées au début de l'Holocène. En fin de compte, seule la moraine latérale de Lognan ainsi que les polis glaciaires du glacier des Rognons et du Chalet des Cheserys s'intègrent dans chronologie de la déglaciation accélérée durant la période de transition entre le Dryas récent et le début de l'Holocène. La question se pose de savoir si ces résultats ne sont pas influencés par des biais liés à la méthode des isotopes cosmogéniques. Un recouvrement des échantillons peut en effet impacter la densité des atomes de nucléides cosmogéniques produits in-situ en limitant leur production au sein des roches tandis que l'érosion peut supprimer des couches minérales externes. Dans les deux cas, les âges seraient alors globalement sous-estimés par la méthode.

1.1 LE ROLE DU MANTEAU NEIGEUX ET DE L'ÉROSION

La couverture neigeuse atténue les rayons cosmiques (Delunel et al., 2014), impactant de fait la production de nucléides cosmogéniques produits in-situ. En fonction de la densité de la neige, de l'épaisseur du manteau et sa durée de persistance, il est possible de déterminer des taux de correction des âges calculés à partir de la concentration en isotopes radioactifs. Ce taux de correction pourrait atteindre 14% lorsque l'on considère des âges anciens (Schildgen et al., 2004) mais est difficile à estimer car basé sur paramètres non mesurables. Dans ce mémoire, j'ai estimé l'influence maximum que pouvait avoir le recouvrement neigeux et l'érosion sur mes résultats afin de déterminer si mes conclusions majeures en étaient affectées.

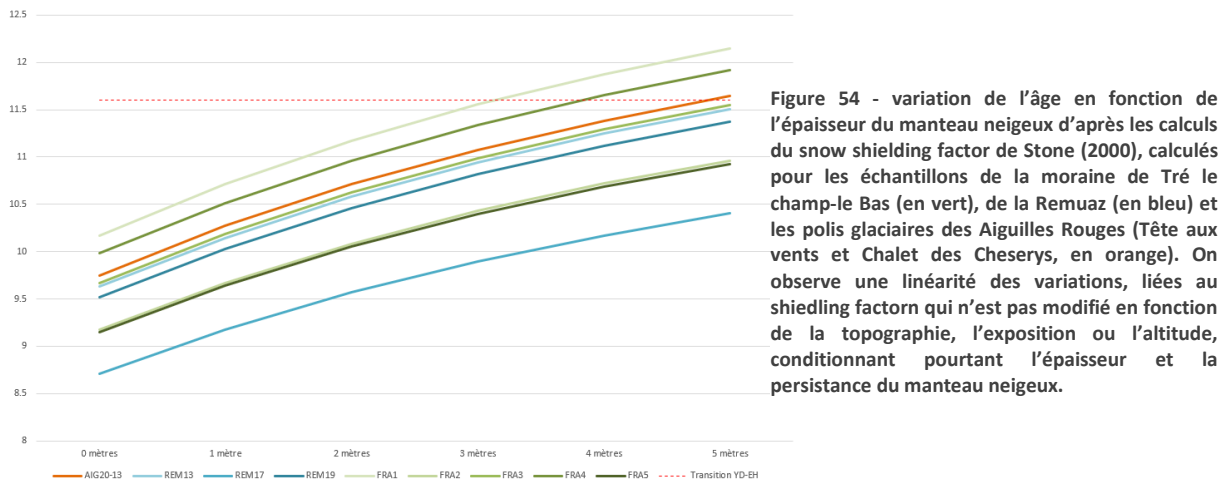


Figure 53 - photographie du Massif des Aiguilles Rouges réalisée en décembre, représentant les deux polis glaciaires récemment échantillonnés (en rouge) et ceux réalisés en amont dans le cadre des travaux de Master 2 de L. Courtial-Manent (2021). On observe l'importante couche de neige qui recouvre le versant, ainsi que les nombreuses combes à neige favorisant leur maintien sur une longue période.

Dans le massif des Aiguilles Rouges notamment, la topographie favorise l'apparition et la persistance d'un manteau neigeux important (figure 53) avec de nombreuses combes à neige. Un taux d'écrantage de neige a été calculé à partir de la méthode de Stone (2000). Pour les polis du Chalet des Cheserys et de la Tête aux

vents, et la moraine latérale de la Remuaz, en supposant que le massif est couvert durant 4 mois consécutifs d'un manteau neigeux d'une épaisseur de 1 mètre, pour une densité neigeuse de 0,28 g.m³, on pourrait inclure dans ces âges une erreur de 5,35%. Ces valeurs sont relativement proches de l'enneigement connu actuellement sur le massif, mais de cette manière l'âge minimum de la moraine de la Remuaz ne pourrait atteindre encore que 9.78 ka (figure 54). Pour que l'erreur soit telle que la moraine frontale représente en fait l'un des derniers stades de la transition avec le début de l'Holocène, il faudrait compter plus de 5 mètres de neige sur une période de 4 mois consécutifs.

Plus généralement à l'échelle de la zone d'étude, la majorité des stades représentés sont plus récents que la limite entre le Dryas récent et l'Holocène, malgré la marge d'erreur de 19% calculée sur un écrantage de neige d'une épaisseur de 5 mètres.



Les effets de l'érosion semblent négligeables dans la Haute vallée de l'Arve, notamment sur un pas de temps aussi court que celui de la fin de la déglaciation. Néanmoins, dans ce contexte, le retrait des glaciers et le réchauffement du climat pourraient être à l'origine d'une augmentation de l'érosion provoquée par une hausse de la dynamique hydrologique et des flux sédimentaires dus à la fonte de la glace ainsi que du pergélisol. L'érosion dans la vallée de Chamonix aurait ainsi connu une période d'érosion faible durant l'interglaciaire, mais elle aurait augmenté avec le temps jusqu'à nos jours pour atteindre jusqu'à 1mm/an, mais les moyennes d'érosion dans les hautes chaînes des Alpes s'articulent généralement autour de 0.5mm/ka. L'impact de l'érosion sur un bloc ou un poli peut être estimé en couplant deux méthodes de datation sur le même (Lehmann, 2019). Dans le cas des surfaces morphologiques dominant la mer de glace, des taux d'érosion très variables d'un échantillon à l'autre ont ainsi pu être mis en évidence, notamment pour les périodes postérieures à 16 ka : ils varient entre des valeurs négligeables et plusieurs mm/an.

Les taux d'érosion compris entre 0 et 0.4 mm/an ont été intégrés dans le calcul des durées d'exposition des échantillons analysés pour ce travail. On remarque sur la figure 55 que les âges minimums des moraines et des polis échantillonnés ne varient alors que très peu. Pour un taux d'érosion de 0.4mm/ka par exemple, les âges augmentent de 0.31 ka en moyenne, et les incertitudes associées sont presque inchangées. La moraine de Tré le Champ le bas par exemple passerait de 9.66 ka à 9.98 ka +/- 0.6. Dans ce contexte également, la différence entre l'âge des dernières grandes moraines de retrait et fin de la période du Dryas récent ne pourrait être expliqué qu'avec des taux d'érosion importants (supérieurs à 1mm/ka). Il est peu probable que de telles valeurs de l'érosion puisse affecter l'ensemble de nos échantillons et la plupart des objets datés sont donc postérieurs au Younger Dryas.

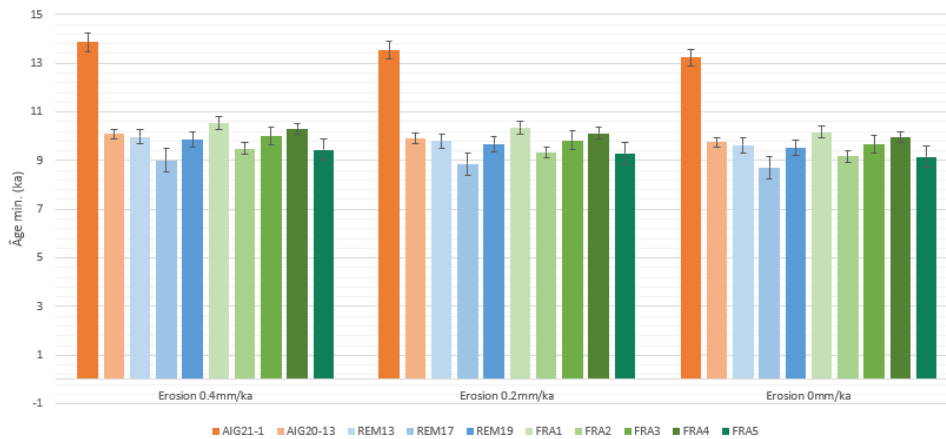


Figure 55 - variation de l'âge minimum en fonction de différents taux d'érosion : de gauche à droite, 0.4mm /ka, 0.2mm /ka, et aucune érosion pour les différents échantillons de la moraine de Tré le champ-le Bas (en vert), de la Remuaz (en bleu) et les polis glaciaires des Aiguilles Rouges (Tête aux vents et Chalet des Cheserys, en orange). L'impact de l'érosion augmente avec l'âge des échantillons

1.2 COMPARAISON DES AGES 10BE ET 14C AVEC LE CAS DU DISPOSITIF MORAINIQUE DU GLACIER DU TOUR

L'un des moyens le plus efficace pour valider des âges absolus est de croiser plusieurs méthodes distinctes. Dans le cas du glacier du Tour, la datation d'échantillons 14C ont été effectués par Jaillet et Ballandras en 1999. L'analyse d'un échantillon de débris végétaux tourbeux présent dans une coupe faite au Moulin des Frasserands a permis de dater les premières lamines d'une matrice argileuse varvée témoignant du comblement d'un paléolac présent dans l'ombilic du Tour. Ces varves ont été datées entre 12.200 et 10.800 ans (âge 14C calibré). Elles sont situées entre des une couche de tills d'ablation, et celle d'un talus de progradation. L'interprétation de Jaillet et Ballandras en 1999 stipule que le retrait du glacier du Tour durant la période de transition entre le Dryas récent et le début de l'Holocène aurait laissé place à l'émergence d'un lac proglaciaire à l'intérieur des moraines. Or la grande moraine principale de Tré le Champ-le Bas a été datée dans ce travail à 9.66 +/- 0.6 ka (entre 10.2 et 9 ka) donc après l'âge estimé du dépôt lacustre.

Cette contradiction apparente peut-être envisagée de deux manières différentes :

1. la méthode 10Be sous-estime l'âge des moraines
2. le lac se serait comblé ou vidangé avant qu'une ré-avancée glaciaire ne se produise au-dessus et construise la moraine de Tré le Champ-le Bas.

En effet, une seconde coupe faite en aval de la première (la coupe du réservoir des Frasserands) laisse aussi apparaître la présence d'un paléolac (tills d'ablation subaquatique, matrice varvée argilo-limoneuse, etc) à la base de cette moraine. Le sommet de cette coupe a été clairement identifié comme la moraine de Tré le Champ (Jaillet et Ballandras, 1999). L'origine de l'âge 14C étant un débris végétal peut refléter la signature d'un environnement tourbeux et devrait qualifier le comblement du lac ou la faible profondeur du lac qui a pu favoriser le développement d'une végétation et vie microbienne aquatique importante.

L'étagement des horizons pourrait suggérer que plusieurs lacs proglaciaires ont existé au fil des fluctuations du Tour. La coupe du réservoir (Figure 56, coupe B) qui débute à 1303 mètres témoignerait de la présence d'un premier paléolac, comblé et recouvert à l'altitude 1315 m par des sédiments morainiques identifiés dans l'étude de Jaillet et Ballandras (1999) comme appartenant à la moraine de Tré le champ-le Bas. La seconde coupe (figure 56, coupe A) réalisée 300 mètres en amont dans le hameau des Frasserands révèle à la base un faciès caractéristique des sédiments glaciaires (un profil de tills d'ablation) sur lequel se superpose à l'altitude ~1320 m les reliquats d'un autre paléo-lac. Cette configuration a amené Jaillet et Ballandras, (1999) à estimer que deux lacs d'origine glaciaire s'insèrent dans la chronologie du Tour. La

présence d'un delta progradant sur la coupe du moulin des Frasserands et son absence en aval suggère également une vidange du lac par rupture du front de la moraine.

En superposant les coupes (Figure 56 à droite), on peut supposer que les tills d'ablation du fond de la coupe des Frasserands pourraient être reliés aux sédiments morainiques du haut de la coupe du réservoir. Cependant, l'âge 14C sus-jacent ne nous permet pas de corréler ces tills d'ablation avec les moraines des Frasserands ou de Tré le champ-le Bas. Il pourrait en finalité s'agir de sédiments appartenant à une moraine plus ancienne que les moraines des Frasserands et de Tré le champ-le Bas et sur laquelle les sédiments lacustres se sont plaqués (Figure 56 à gauche). Ainsi, on peut estimer qu'un lac-proglaciaire rempli l'ombilic du Tour à la fin du Dryas récent : il devait être barré par des moraines plus anciennes que celle de Tré le Champ en aval, et le glacier en amont.

La concordance des coupes et des âges peut aussi faire l'objet d'une interprétation tout autre de la trajectoire environnementale : les coupes étant réalisées à deux endroits différents, elles ne se superposeraient pas mais se complèteraient latéralement (carte des localisations des échantillons en annexe). De cette manière, le recul du glacier à la fin du Younger Dryas aurait laissé émerger un seul lac proglaciaire qui aurait été comblé avant d'être recouvert par la grande moraine de Tré le champ-le Bas.

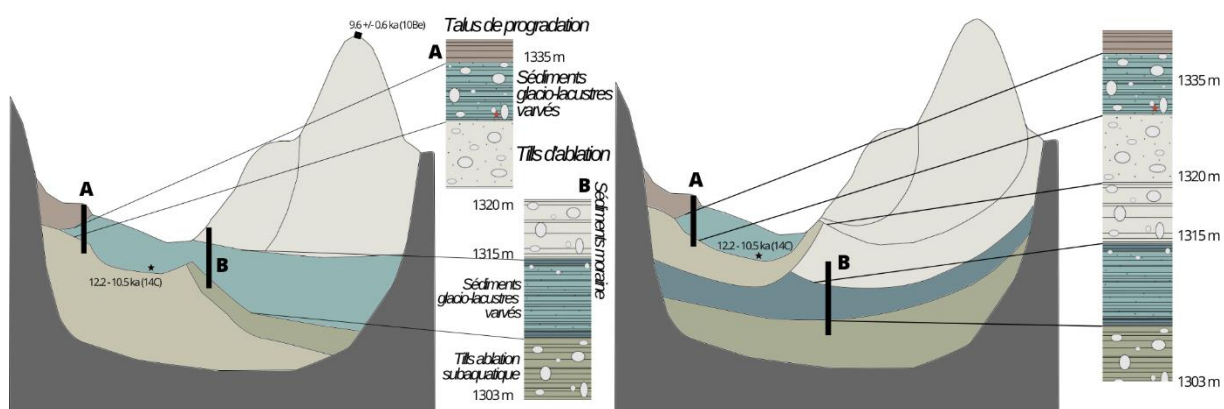


Figure 56 - présentation de profils transversaux réalisés du Moulin des Frasserands à la moraine de Tré le champ-le Bas, représentant les deux coupes réalisées dans les travaux de Jaillet et Ballandras (2a = B et 2b = A), et leur interprétation possible en tenant compte des âges 14C et 10Be.

Il apparaît donc que le contexte glacio-lacustre dans lequel se sont déposés ces différentes unités sédimentaires est si complexe qu'il n'est pas possible de conclure définitivement concernant leurs relations. Les âges obtenus dans cette zone ne sont donc pas nécessairement contradictoires. Nous considérons donc nos résultats, qui rajeunissent l'âge proposé jusqu'à présent pour les moraines du Tour, comme fiables.

1.3 LIMITES DU MODELE GEOMETRIQUE

Les dynamiques glaciaires sont tributaires de multiples paramètres physiques, climatiques ou géologiques. Dans ces conditions, la reconstitution des extensions glaciaires à partir de modèles géométriques peut nécessiter l'utilisation de variables exagérées et fournir des résultats incohérents ou en partie inexacts.

L'interprétation des anomalies présentes dans les résultats peuvent néanmoins nous renseigner sur des phénomènes les ayant produites. Par exemple, les parties hautes des aiguilles sont recouvertes d'une importante épaisseur de glace au niveau de la Grande fourche (55 mètres mètres) pour les reconstitutions du début de l'Holocène, et au niveau des Aiguilles du Tour (520 mètres) et du Bec Rouge inférieur (371 mètres) pour celles du PAG. Pour ces reconstructions, le masque de modélisation a limité le recouvrement de glace au glacier du Tour, ce qui pourrait expliquer que la glace s'accumule par endroits plutôt que de s'écouler de l'autre côté du versant.

La constance du shear stress est homogènement répartie au sein d'un glacier, mais également plus largement à l'échelle des glaciers : elle ne peut physiquement pas dépasser les 150 kPa (Benett et Glasser, 2009). Ces résultats nous permettent en partie de mettre en avant la diversité des dynamiques glaciaires et de l'importance des processus à l'œuvre. Sur le glacier du Tour, la contrainte de cisaillement basal très élevée témoigne de l'importance du rôle de la micro topographie sous-glaciaire, qui a permis ici à l'écoulement du glacier d'être limité malgré les pentes fortes. L'utilisation des valeurs de shear-stress présentées dans le cadre de nos reconstitutions met en avant la simplification des modèles géométriques nécessitant l'exacerbation de certains paramètres pour pallier le rôle important de la micro topographie ou encore du climat dans la balance du glacier.

Les modèles appliqués sont généralement construits à partir d'observations actuelles. Cependant, dans le cadre des reconstitutions paléo-glaciaires par exemple, la complexité des interactions entre les différents et nombreux facteurs n'est pas encore acquise et de nombreuses inconnues subsistent dans la compréhension facteurs à l'œuvre dans la fluctuation des glaciers. Le climat plus froid et sec du Dryas récent (Renssen, 2018) pourrait également expliquer, en partie, que la contrainte de cisaillement basal des glaciers augmente avec le refroidissement du substrat rocheux. En effet, parmi les facteurs à l'œuvre dans le processus du glissement basal, le régime géothermique basal joue un rôle majeur et conditionne la nature des glaciers : s'ils sont froids, ou tempérés. Les glaciers froids caractérisés par un lit rocheux froid impactent le glissement basal : le glacier ne glisse plus sur son substrat, mais par déformation interne tant la contrainte contrôlée par la température est élevée. Pour les glaciers tempérés, le glissement est favorisé par l'hydrologie sous-glaciaire, précisément par l'épaisseur de la pellicule d'eau entre la glace et la roche, et sa pression qui contrôle la friction (Benett et Glasser, 2009). Il est également important de mettre en avant le rôle des débris piégés dans la glace sur la contrainte du cisaillement basal. Ces débris vont augmenter l'abrasion sous-glaciaire. L'importance de cette abrasion est conditionnée notamment par la densité et la taille des fragments de roche contenus dans le glacier. Dans le cadre du réchauffement observé depuis la fin du LGM, les flux sédimentaires ont probablement été augmentés en raison des processus gravitaires provoqués par la fonte du pergélisol ou encore par les fluctuations glaciaires entraînant l'érosion du bedrock ou les relargages sédimentaires. Les moraines de la transition entre le Dryas récent et le début de l'Holocène attestent d'ailleurs d'une mobilisation importante des sédiments. Dans ce contexte, la densité de sédiments intra-glaciaires serait élevée et l'hypothèse d'une contrainte de cisaillement basal élevée peut être considérée.

En parallèle à cela, les conséquences de la déglaciation sur les formes du paysage actuel nous amènent à réfléchir sur l'état des formes dans lequel le glacier s'est intégré. Le profil de la vallée joue un rôle sur la répartition des forces entraînées par l'écoulement du glacier par exemple, et donc la capacité de la glace à se comprimer et s'épaissir. Dans le fond des vallées, comme au niveau de l'ombilic du Tour, ou du replat d'Argentière, les milieux au relief peu marqué et aux pentes faibles entraînent une diminution de la vitesse de la glace qui se traduit par une compaction et une poussée du front. Si aucun élément du paysage ne contraint la langue de glace qui se forme, l'écoulement dessinera un lobe. La reconstitution des glaciers du Tour et d'Argentière a été menée à partir d'un MNT représentant le relief actuel de la Haute vallée de l'Arve. Les forages de la banque du sol réalisés par le BRGM nous ont informé d'au moins 100 mètres de remplissage sédimentaire de nature glaciaire. On imagine que l'écoulement des glaciers était en partie conditionné par des fonds de vallées plus incisés qu'actuellement. Les comptes-rendus des forages ne nous permettent pas cependant de quantifier avec plus de précision le volume global de remplissage fluvio-glaciaire, ni de déterminer la part de chacune des fluctuations dans ce remplissage.

2. La déglaciation et ses multiples fluctuations

2.1 INTERPRÉTATION DES ÂGES DE LA VALLÉE AVEC LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES À L'ORIGINE DES FLUCTUATIONS

La période froide du Dryas récent s'est déroulée après l'oscillation chaude de l'Allerod devrait s'être traduite par une avancée du front des glaciers. Les moraines non datées de La Joux (LJ2) et de Tré le champ-le Haut (TLCH2) pourraient représenter le stade occupé par les glaciers durant l'avancée du Dryas récent, mais elles ne sont pas datées. Pour le reste, de nombreuses moraines présentes dans la Haute vallée de l'Arve dont la plupart sont datées après 11.7 ka reflètent finalement les oscillations climatiques du début de l'Holocène traduites par une diminution des températures (Buizert et al., 2014) couplé à une augmentation progressive de l'humidité (Furlanetto et al., 2018) en comparaison au YD qui était une période sèche (Renssen et al., 2018). Le relief de ces moraines traduit des stationnements ou des retraits très lents survenus tout au long de la déglaciation, ayant entraîné plusieurs stationnements du glacier au cours de son retrait (figure 57).

La hausse des températures entre le Dryas récent et le début de l'Holocène s'étale sur une plage de 2 à 6°C (Protin et al., 2019) mais sur une période très courte (quelques décennies, Affolter et al. 2021). Plusieurs oscillations froides sont ensuite observées durant cette phase de transition. Les deux oscillations majeures sont l'anomalie du Préboréal, daté à environ 11.4 ka et l'événement de 8.2 ka. Dans le cas des moraines de stationnement ou de retrait lent, l'âge calculé concernerait donc le dépôt de la moraine, et donc l'abandon et le début du glacier. Un delta temporel entre la période de construction de la moraine et que la période à laquelle le glacier se retire est à considérer. Si l'on considère les incertitudes des moraines et polis analysés dans ce mémoire (La Joux, les moraines latérales de Lognan et la moraine interne de Talèfre, le stade intermédiaire du Chalet des Cheserys), l'anomalie du PBO coïncide avec leur stade.

La synchronicité de ces événements entre le glacier du Tour et le glacier d'Argentière ne peut être confirmée qu'en admettant les incertitudes des âges. Même si la trajectoire temporelle globale est cohérente, il a déjà été noté que les glaciers répondaient individuellement aux variations climatiques (Ivy-Ochs et al., 2008 ; Baroni et al., 2017). Les enregistrements dans ces carottes du Groenland font aussi état d'une variabilité climatique locale entre les 2 sites échantillonnés au Nord et au Sud de la calotte (figure 9). Les deux glaciers ont une proximité élevée en plus d'être situés sur le même massif, cependant, les caractéristiques assez différentes entre les deux glaciers (type de glaciers, taille du bassin versant) pourraient être à l'origine d'une réponse asynchrone à ces variations de températures. Le réchauffement soudain observé dans l'hémisphère nord à la fin du Dryas récent coïncide également avec l'émergence d'un lac proglaciaire qui aurait été comblé rapidement ou vidangé suite à la rupture d'une moraine (cf. partie IV.1.2), avant d'être recouvert par les moraines de Tré le champ-le Bas lors de la péjoration climatique suivante.

Dans le massif des Aiguilles Rouges, le résultat des reconstitutions géométriques, soutenues à l'aide des polis glaciaires datés entre 11 et 12 ka et de la moraine de la Remuaz datée à 9 ka permettent de soulever deux hypothèses concernant la déglaciation du massif 1) la déglaciation s'est faite de manière progressive laissant peu à peu et de manière latérale apparaître des zones découvertes de glace avant d'entamer leur recul. Les glaciers du Belvédère et de la Tête sur les Lacs ne formaient encore qu'un seul appareil jusqu'au début de l'Holocène, où les glaciers étaient enfin dissociés. 2) La déglaciation ponctuée par des oscillations chaudes comme celle du Bolling ont entraîné le retrait des glaciers dans leurs cirques, ne laissant que de petites zones d'accumulation subsister individuellement. Les oscillations froides du Dryas moyen et du Dryas récent auraient entraîné des ré-avancées formant plusieurs langues glaciaires individualisées

Pour le moment, les contraintes chronologiques apportées sur cette partie du massif ainsi que l'organisation des indices géomorphologiques ne permettent pas d'y répondre, les deux possibilités sont envisageables.

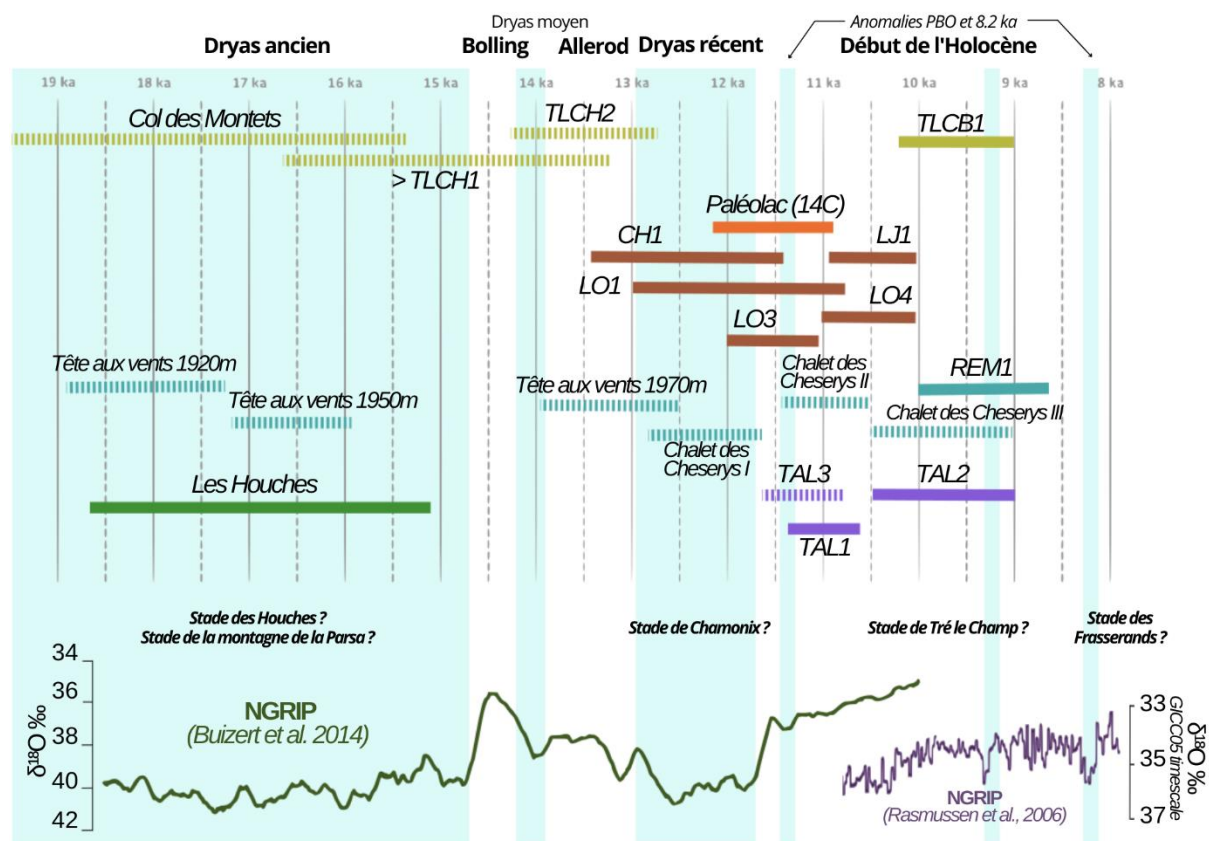


Figure 57 - reconstitution chronologique des différents stades glaciaires dans la Haute Vallée de l'Arve pour le glacier du Tour (vert), le glacier d'Argentière (marron), dans le massif des Aiguilles Rouges (bleu), le glacier de Talèfre (violet) et le glacier de l'Arve (rouge) obtenus à partir des datations de blocs morainiques (trait plein) qui nous informe sur la position du glacier avant son retrait, et de poliss glaciaires (trait hachuré) nous informant sur la déglaciation d'une surface. Différents stades admis dans la littérature (Montagne de la Parsa, Wetter 1987 ; Houches, Coutterand et Nicoud, 2005 ; Chamonix, Tré le Champ et Frasserands, Dorthe-Monachon, 1990) ont été restitués dans cette frise afin d'y intégrer ces nouveaux âges.

On se rend ainsi compte que la déglaciation a continué jusqu'au début de l'Holocène, la vallée est marquée par de nombreux stationnements incombés à de courts épisodes de refroidissement du climat, ou de modification du régime des précipitations.

2.2 IMPLICATIONS DES FORÇAGES TERRESTRES DANS LA FLUCTUATION DES GLACIERS DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE

L'évolution des bilans de masse des glaciers de la Haute vallée de l'Arve, et plus largement dans les Alpes, reflète les changements de couplages précipitation/températures conditionnés par des forçages climatiques. Même s'il y a un effet régional important sur les effets de ces changements, un signal global est perceptible (Heiri et al., 2015) et l'on observe sur les Alpes une synchronicité de la réponse des glaciers à ces changements (Wirsig et al., 2016).

L'amplitude des oscillations chaudes et abruptes aux stades du Bolling et lors de la transition à la fin du Dryas récent avec l'Holocène sont similaires. Aucune évidence ne nous permet d'affirmer si le front des glaciers a autant reculé durant le Bolling-Allerod qu'à l'époque de l'optimum climatique de l'Holocène dans la Haute Vallée de l'Arve. Ces oscillations ont été très courtes (environ un demi-millénaire) et séparées par la péjoration climatique du Dryas ancien. Les périodes du Bolling-Allerod sont également caractérisées par une augmentation importante de l'humidité (Moreno et al., 2010).

Les oscillations froides survenues au fil de la déglaciation sont presque systématiquement provoquées par des forçages en lien avec des apports massifs d'eau douce et froide dans l'océan Atlantique Nord. Si le refroidissement des températures du Dryas récent provient de la rupture d'icebergs en provenance des calottes glaciaires (Heinrich Stadials, Allard et al., 2021), les nombreuses variations notées au début de l'Holocène sont engendrées par la vidange de lac glaciaires situées dans les calottes Nord-Américaine et Scandinave. L'événement PBO est incombé par exemple à la rupture du Lac glaciaire Baltique (Nesje et al., 2004). Le signal de la vidange d'un lac dans la calotte du Laurentide vers 9.3 ka a également été retrouvé (Affolter et al., 2021) et pourrait être relié aux âges récents trouvés dans la vallée de Chamonix (moraine de la Remuaz et moraine de Tré le Champ le Bas). De manière générale, l'évolution du climat à cette période, notamment concernant la diminution des précipitations serait caractéristique à une phase négative de l'Oscillation Atlantique Nord (Rea et al., 2020). La fonte progressive de la calotte Scandinave serait à l'origine des détériorations climatiques nombreuses, d'amplitude plus ou moins importante, que l'on retrouve aujourd'hui dans le paléopaysage glacier. Elle a totalement disparu aux alentours de 9.7 ka : elle jouait un rôle de barrière topographique et sa disparition a entraîné une perturbation de la circulation atmosphérique (Buizert et al., 2014). L'impact a surtout été important en Méditerranée puisque le recul des glaciers dans les Pyrénées ne suit pas tout à fait la même chronologie que dans les Alpes.

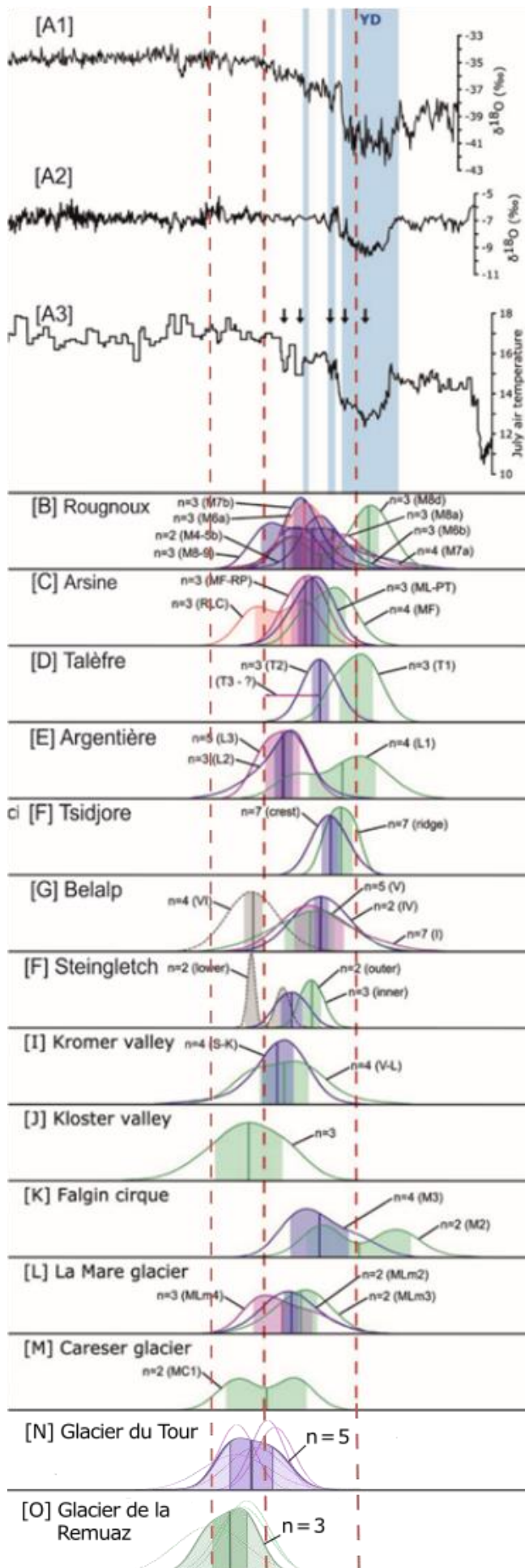
Tous ces éléments nous permettent de mettre en évidence que le retrait des glaciers rythmé par les oscillations chaudes. Les détériorations climatiques du Dryas ancien, moyen, récent et de l'oscillation préboréale ont surtout encouragé le stationnement des glaciers plus que des avancées glaciaires, confirmant la supposition que les moraines de la vallée de Chamonix sont des moraines de dépôt très lent et/ou de stationnement, plutôt que des moraines reflétant une avancée glaciaire. Dans les montagnes Pyrénéennes aussi, le phénomène NAO- a induit un manque de précipitations (Reixach et al., 2021) qui s'est traduit par un stationnement des glaciers au cours de leur retrait plus que d'avancées (Allard et al., 2021).

2.3 LA REPONSE DES GLACIERS EN EUROPE AUX VARIATIONS DE CLIMAT DU DEBUT HOLOCENE

Les traces laissées par les glaciers dans le paysage en réponse aux oscillations survenues au cours du début de l'Holocène sont nombreuses. Les détails des conditions précises de cette succession d'amélioration et de détérioration climatiques ne sont pas encore totalement connues car l'éventail des valeurs de température et de précipitation est grand. La déglaciation à la fin du Dryas récent ne s'est pas déroulée linéairement : l'âge des moraines échantillonnées et présentées dans ce mémoire le démontre. On retrouve aussi bien ce phénomène dans la vallée de Chamonix qu'ailleurs dans les Alpes où plusieurs stades ont été notés de la transition entre la fin du Dryas récent et le début de l'Holocène. Grâce à cette étude et d'autres travaux dans lesquels des moraines datées (ie. Baroni et al., 2017 avec le glacier de la Mare ; Schindlewing et al., 2012 et Kelly et al., 2012 avec le glacier d'Altesch ; Baumann et al., 2022 dans massif Silvretta en Autriche), au moins 3 stades, représentés dans la figure 58, sont identifiés au cours de la transition entre la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène :

- Un stade 12-11 ka, imputable au stade du Dryas récent et de l'événement PBO
- Un stade 10 ka qui n'est pas particulièrement décrit dans les études, sauf pour celle du spéléothème de la grotte de Millandre (Affolter et al., 2021)
- Un stade 9 ka qui correspondrait à la péjoration climatique imputable à la vidange d'un lac glaciaire dans la NAIS

Ce pattern de la dynamique glaciaire a très peu été retrouvé en dehors des Alpes : dans les Pyrénées, très peu de traces postérieures à 11 ka subsistent dans le paysage (Fernandes et al., 2021), les moraines déposées aux alentours de 10 et 9 ka sont rares. On retrouve quand même un stade 10 ka dans la vallée haute de Noguera Ribagorçana (Pyrénées Centrales) ainsi qu'en Ariège dans la vallée de Médecourbe (Jomelli et al., 2020).



Le réchauffement abrupt survenu au début de l'Holocène n'a à priori pas affecté les glaciers au point de provoquer leur retranchement dans les vallées glaciaires : les moraines datées entre 11 et 9 ka dans les Alpes témoignent de leur position encore au début de l'Holocène. Les informations récoltées dans les reconstitutions de ELAs nous permettent d'observer que les glaciers n'étaient pas significativement sensibles aux variations de climat de grande amplitude, ou que les signaux étudiés dans les carottes de glace ne résonnaient pas de la même manière dans les Alpes. Les ELAs reconstituées pour les glaciers du Tour et d'Argentière à deux stades différents ne varient pas significativement. Si les glaciers avaient largement reculé durant les périodes de réchauffement décrits du Bolling-Allerod ou du début de l'Holocène, les conditions de précipitations et de températures doivent se dégrader drastiquement pour permettre aux glaciers une avancées jusqu'aux fronts étudiés. Ceci impliquerait des formes de paysage différentes. Pour le glacier d'Argentière par exemple, la position de la moraine de la Chauffria dont un bloc erratique à proximité est daté du Dryas récent, la ligne d'équilibre n'avait finalement varié que de 33 mètres, impliquant un recul du front de 250 mètres sur environ 2000 ans.

Figure 58 - Comparaison de proxys paléoclimatiques avec la chronologie de stades d'avancées des glaciers alpins basée sur des âges ^{10}Be (Adapté de Protin et al., 2021). [A1] : Enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte du Groenland NGRIP (Rasmussen et al., 2006), les bandes bleues représentent le Younger Dryas et les pics de froid pendant l'Holocène précoce identifiés dans la carotte de glace du Groenland, [A2] Enregistrement des isotopes de l'oxygène provenant des inclusions fluides dans des spéleo-thèmes en Suisse (Affolter et al., 2019) [A3] Température de l'air en juillet dans les Alpes, estimée à partir des chironomes (Heiri et al., 2015). Les extensions YD-EH des glaciers alpins [B] à [O] sont par l'âge des moraines datées de ces extensions. Les lignes verticales en pointillés délimitent la période de transition YD/EH entre 12 et 10 ka. Chaque moraine est représentée par une courbe de probabilité formée en additionnant celles des blocs datés ($n=x$), les lignes verticales et la bande colorée représentent les moyennes arithmétiques et les écarts types (1σ). [B] (Hofmann, 2018), [C] (Schimmelpfennig et al., 2019), [D] (Protin et al., 2021) ; [E] (Protin et al., 2019), [F] (Schimmelpfennig et al., 2012), [G] (Schindelwig et al., 2012), [H] (Schimmelpfennig et al., 2014), [I] (Moran et al., 2016a), [J] (Moran et al., 2016a), [K] (Moran et al., 2016b), [L] (Baroni et al., 2017) et [M] (Baroni et al., 2017).

L'envergure des moraines (La Joux), ou la complexité de certains vallums (Remuaz et Tré el champ-le Bas) nous permettent de mettre en avant l'importance des épisodes de détériorations climatiques au début de l'Holocène sur la vitesse de retrait des glaciers à la fin de la déglaciation. Les glaciers semblent ainsi avoir réagi autant à des épisodes de détérioration climatiques courts qu'aux épisodes abrupts de réchauffements observés dans les calottes Groenlandaises. Cette information confirme également l'importance relative du Dryas récent qui n'était finalement pas un événement majeur mais une détérioration climatique inhérente aux nombreuses oscillations de la déglaciation (Shakun et al., 2010).

3. Modélisation avec un modèle « précipitation-température journalière » (PDD) de l'extension de la Haute vallée de l'Arve

3.1 RECONSTITUER DES CONDITIONS CLIMATIQUES : QUELS OUTILS ?

L'estimation des températures et précipitations à partir de la géométrie des glaciers est un vaste domaine abordé par des équipes glaciologiques (Par exemple Vincent et al., 2019, Clauzel, 2021) étudiant les évolutions récentes des glaciers. La complexité du problème est telle que les modèles développés sur les glaciers actuels ne peuvent pas être directement utilisés pour étudier l'évolution des paléoglaciers. Ceci explique que des approches géométriques très simples, comme celles utilisées dans ce mémoire, sont le plus souvent retenues.

Il existe cependant des modèles de complexité intermédiaires qui ont parfois été utilisés. Ces modèles ont ainsi été utilisés pour les glaciers du Pacifique central par Blard et al. (2007), dans les Andes par Jomelli et al. (2011) et au Groenland par Biette et al. (2018) ou dans les Alpes (Protin et al., 2019). Ces modèles sont basés sur un modèle dynamique de flux de glace et le calcul du bilan de masse (accumulation versus ablation) d'un glacier à partir des températures moyenne et des précipitations. Une attention particulière est portée au nombre de jour pour lesquels la température est positive, et donc la fonte est possible, ce qui explique que ces modèles de bilan de masse sont regroupés sous l'appellation « PDD (Precipitation-Degree-Day) ».

Compte tenu du temps imparti pour la réalisation de ce mémoire, il n'a pas été possible de réaliser des modélisations spécifiques concernant ce sujet. Une re-analyse des modèles développés par Protin (2019) permet cependant d'ouvrir des perspectives de travail : en effet les modélisations effectuées portaient sur l'ensemble de la haute vallée de l'Arve, mais seule l'évolution du glacier d'Argentière avait été analysée par Protin et al. (2019). Dans ce chapitre, nous allons donc analyser les évolutions calculées pour le glacier du Tour et ceux du versant sud des Aiguilles rouges en parallèle à celles du glacier d'Argentière.

3.2 CALIBRATION DES PARAMETRES DU MODELE PDD DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE

Ce type de modèle PPD nécessite de calibrer le bilan de masse à partir de données concernant les périodes récentes. Dans le cas de la Haute Vallée de l'Arve, le glacier d'Argentière, particulièrement bien observé, a été utilisé (Protin, 2019) : les paramètres de cette modélisation ont été estimés à partir de données climatologiques actuelles (précipitations cumulées et relation altitude/bilan de masse) acquises au suivi du glacier d'Argentière et des données glaciologiques (fonte et accumulation) mesurées par le service d'observation GLACIOCLIM.

Dans un premier temps, les coefficients de la relation PDD actuelle sont déterminés afin de fournir une relation entre bilan de masse et conditions météorologiques (température et précipitation) en fonction de l'altitude (Figure 59). Le bilan de masse pour une période passée est alors estimé en introduisant un changement de précipitation et un changement de température dans cette relation PDD. Pour chaque valeur du changement de précipitation et du changement de température, le bilan de masse calculé permet alors de calculer une extension et une épaisseur du glacier.

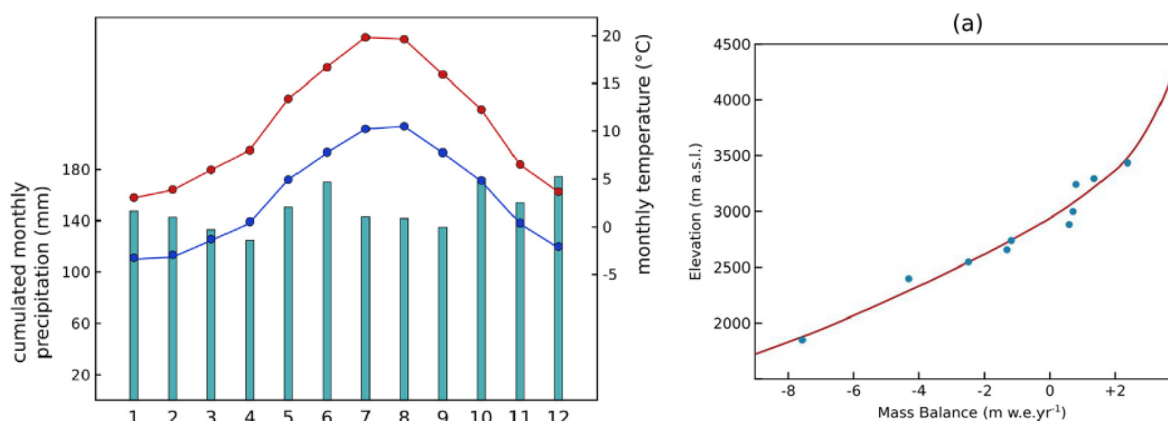


Figure 59 - Données climatiques actuelles pour le glacier d'Argentière (à gauche, d'après Protin et al., 2019), et relation entre bilan de masse et élévation. Les données du bilan de masse, mesurées à différentes altitudes du glacier sont exprimés en mètre/an (équivalent épaisseur d'eau) (Points bleus), avec des valeurs négatives dans la zone d'ablation et des valeurs positives dans la zone d'accumulation. La courbe rouge représente une relation PDD de relier le bilan de masse aux grandeurs climatiques ci-dessus (d'après Protin et al., 2019).

Il faut noter que pour la position du front d'un glacier, il existe un grand nombre de valeurs du couple « température/précipitation » qui décrivent au total une courbe dans un diagramme précipitation par rapport au changement de température (Figure 60).

Dans le cas du glacier d'Argentière, Protin (2019) a utilisé la position de la moraine LIA (1850) et de la moraine de la Joue pour déterminer ces courbes. Celles-ci ont permis d'obtenir les résultats suivants : 1) Compte tenu des températures mesurées inférieures d'environ -1°C en 1820, l'extension du glacier permet d'estimer des précipitations alors supérieures à celles de la période actuelle. 2) Compte tenu de l'altitude de ~2400 m atteinte par les moraines à la transition YD/EH, la température ne pouvait alors être inférieure à -5.5 °C par rapport à l'actuel (figure 60).

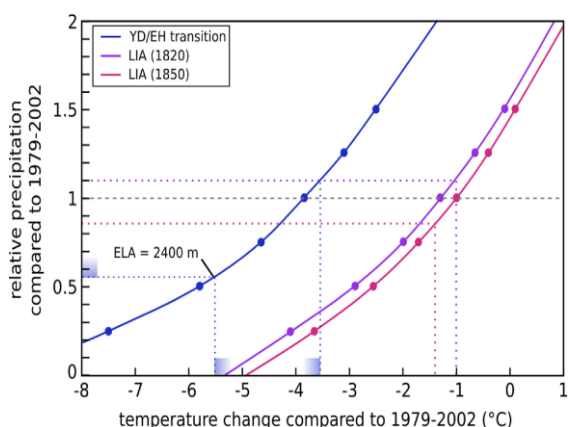


Figure 60 - Calcul des couples (changement de précipitation, changement de température) en fonction de l'extension du glacier d'Argentière à la transition YD/EH (en bleu) et au petit âge glaciaire en violet et en rouge) (Adapté de Protin et al., 2019).

4.3 EXTENSION DES GLACIERS DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE EN FONCTION DES PALEO-PRECIPITATIONS ET TEMPERATURES INTRODUITES DANS LE MODELE PDD

Il faut noter qu'à chaque couple précipitation/température correspond à une modélisation de l'ensemble des glaciers de la zone (Figure 61), qui prédit leur épaisseur et leur extension, et donc aussi celles du glacier du Tour et des glaciers des Aiguilles Rouges.

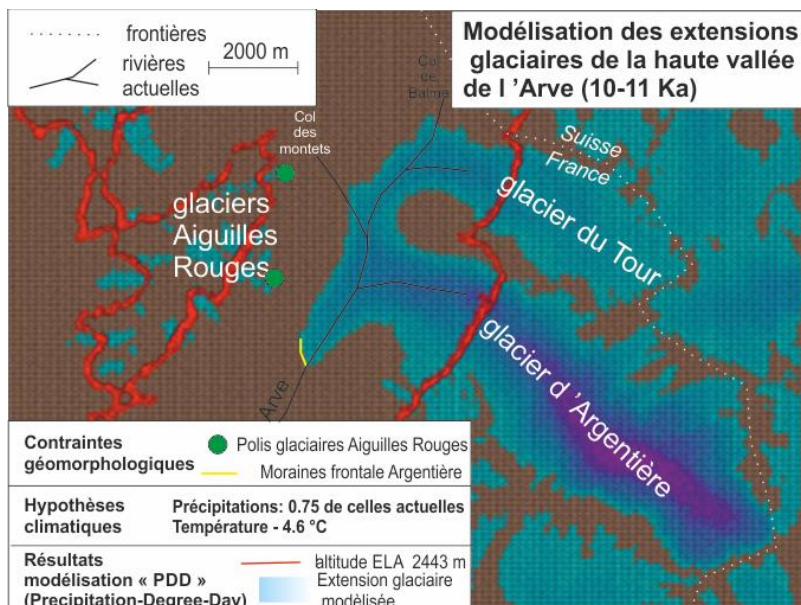


Figure 61 - : extensions glaciaires de Haute vallée de l'Arve (glaciers d'Argentière, du Tour et des Aiguilles Rouges) modélisées pour des précipitations inférieures à la période actuelle (0.75 fois celle de l'actuel) et des températures inférieures de 4.6 ° C

Pour les valeurs qui semblent les plus probables pour le glacier d'Argentière, d'après Protin et al. (2019) (précipitations 0.75 fois celles de l'actuel et température -0.46° C), il s'avère que le glacier du Tour est trop étendu et les glaciers des Aiguilles Rouges (Belvédère, La Remuaz) s'individualisent bien. Pour des valeurs extrêmes des conditions, soit les glaciers des Aiguilles Rouges disparaissent pratiquement pour des précipitations et des températures élevées, soit ils se raccordent presque tous pour des précipitations et des températures faibles.

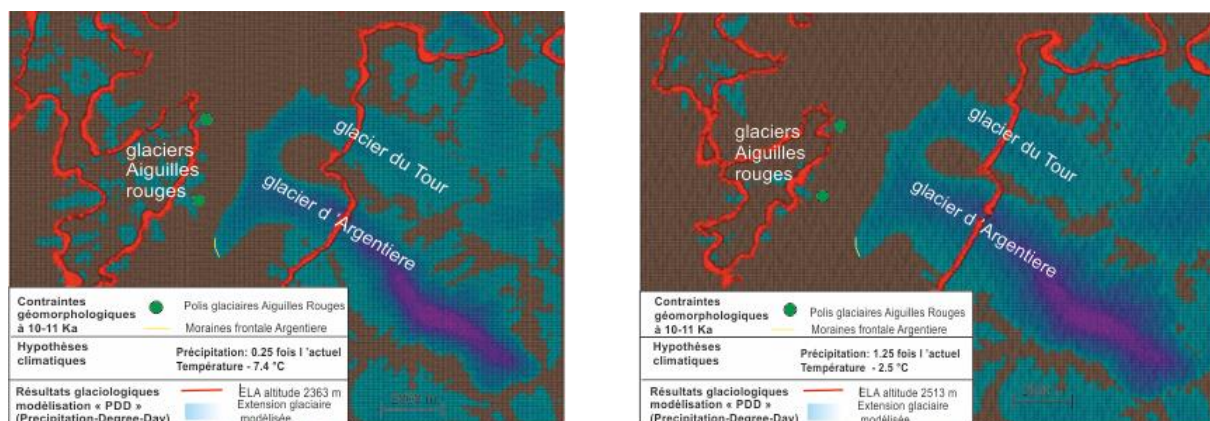


Figure 62 - influence des conditions précipitations et températures à travers 2 modèles extrêmes: A gauche : précipitation (par rapport à l'actuel) = 0,25 et température -7,4°; (en rouge ELA= 2363 m) ; A droite : précipitation (par rapport à l'actuel) multipliée par 1,5 et température -2,5° ; (en rouge, ELA=2513 m)

Les résultats préliminaires de ces modèles sont donc :

- Du point de vue méthodologique, la réponse des petits glaciers situés sur des pentes raides est très sensible aux paramètres introduits dans la modélisation. En effet, un même changement de l'altitude de la ligne d'équilibre induit des changements relatifs plus importants de la surface de la zone d'accumulation pour un petit glacier que pour un grand.
- Quelques soient les couples précipitation/température utilisés, le glacier du Tour a une superficie trop grande lorsque le glacier d'Argentière voisin est correctement simulé. Ceci suggère des conditions climatiques différentes, un rôle de variables morpho-topographiques ou encore une relation altitude / bilan de masse mal estimée à haute altitude. En effet, les distributions des altitudes des bassins-versants du glacier d'Argentière et de celui du Tour sont différentes. Le rôle de cette distribution devrait être analysée en détail.

Du point de vue climatique, ces modélisations confirment la nécessité d'un climat à la fois plus froid et plus sec plus sec à cette période. Les modélisations (Figure 62 vs 49) montrent que l'extension des glaciers des Aiguilles Rouges est très affectée par la valeur des paramètres. Pour que leur front soit situé à une altitude de moins de 2000 m, comme indiqué par les datations obtenues, il apparaît que le climat à la transition Dryas/Holocène devait être plus froid et sec qu'à l'actuel. La modélisation qui fournit une extension des glaciers la plus proche des marqueurs paléo-morphologiques est celle obtenue avec des précipitations correspondant à 0,75 fois celle de l'actuel et une température au moins 4.6° inférieure à celle du présent.

CONCLUSION

La déglaciation de la Haute vallée de l'Arve s'est déroulée en plusieurs phases : d'abord, la langue principale du glacier de l'Arve s'est divisée en plusieurs parties, donnant lieu aux glaciers individualisés que nous connaissons aujourd'hui. Ces glaciers se sont ensuite retirés progressivement dans les vallées glaciaires ou dans les cirques jusqu'à l'optimum climatique de l'Holocène. La hausse progressive des températures additionnée à des conditions de précipitations a priori moins importantes que durant l'Holocène à l'origine de la déglaciation a cependant été ponctuée par de nombreuses oscillations abruptes, froides et chaudes, survenues à plusieurs reprises durant le Tardiglaciaire, mais également le début de l'Holocène.

Les évidences géomorphologiques témoignant de ces fluctuations au début de l'Holocène sont très bien représentées dans la haute vallée de l'Arve. L'envergure des appareils morainiques est d'autant plus importante que ceux déposés à une période antérieure. Les effets de ces oscillations pourtant courtes et de faible amplitude en comparaison avec celle du Bolling-Allerod ou de la fin du Dryas récent par exemple pourraient néanmoins avoir eu un impact tout aussi important sur la dynamique glaciaire. La réponse des glaciers à ces événements laisse toutefois apparaître un delta temporel entre l'identification d'un forçage climatique et ses répercussions sur leur fluctuation. Les âges étudiés 10Be à partir de certaines moraines ont permis d'identifier que leur construction révèle d'une dynamique de stationnement ou de retrait lent plutôt que de moraines de poussée. Etant donné la capacité de réponse des glaciers à des événements climatiques courts, il est possible d'estimer que la déglaciation s'est déroulée non linéairement, que le retrait des glaciers aurait notamment été drivé par les oscillations abruptes du Bolling Allerod et du début de l'Holocène, mais que ce recul a été ralenti par un stationnement des glaciers plus ou moins long en réponse aux périodes froides survenues.

La reconstitution des conditions climatiques à l'aide de la sensibilité des lignes d'équilibre aux variations de températures notamment produit une fourchette large. D'autres facteurs importants pourraient intervenir dans la réduction de cette fourchette : la variation des précipitations est un facteur prépondérant dans l'évolution des bilans de masse. Les paléoglaciers de la haute vallée de l'Arve n'étaient pas significativement plus épais que lors du Petit Âge Glaciaire alors que leur front était beaucoup plus étendu, laissant présager l'importance du facteur précipitations sur l'évolution des bilans de masse des glaciers : les Alpes de la fin du Tardiglaciaire étaient froides, mais sèches. La différence de réponse des glaciers aux variations du climat, traduit ici par l'âge minimum calculé temporellement décalé des moraines, les reconstitutions des épaisseurs de glace variant d'un glacier à l'autre, ou la variation des lignes d'équilibre dont l'altitude est différente entre deux massifs met en avant l'importance d'un effet local dont les rouages doivent encore être étudiés. Les effets d'exposition, de pente, de caractéristiques des glaciers ou encore de bassin versants sont autant de possibilités qu'il reste à approfondir pour améliorer notre connaissance à ce sujet.

Il serait intéressant de mettre en parallèle les taux d'ablation et des vitesses de fonte entre le PAG et la période actuelle avec ceux des périodes de transition au début de l'Holocène avec l'optimum climatique de l'Holocène pour observer comment les glaciers pourraient évoluer dans le futur, dans le contexte de réchauffement climatique et de changement global. Alors que le GIEC prévoit différents scénarios d'ici 2100 impliquant une augmentation des températures entre 1.9°C pour le scénario le plus optimiste et 8.5°C pour le plus extrême, quelle serait la réponse des glaciers ? Est-ce que leur retrait serait plus rapide que celui de la déglaciation depuis la fin du Dryas récent ? Les conséquences d'une fonte rapide des glaciers sur nos sociétés seraient nombreuses et variées. Ils induisent des changements globaux dont les répercussions sur les activités économiques de la vallée seraient importantes, basées principalement sur les sports d'hiver. Des impacts sont également à prévoir pour les activités secondaires comme l'agriculture avec une augmentation de la durée de sécheresse et donc du besoin d'irrigation artificielle, et une accélération des processus d'érosion liés à la fréquentation des milieux et à l'exacerbation des événements climatiques.

Ainsi, bien que les processus naturels à l'oeuvre dans la Haute vallée de l'Arve soient connus et suivis (dynamiques d'érosion dans la combe de Balme et de la Vormaine, érosion fluviale des terrasses alluviales récentes, activité des cônes de déjection, sismicité notamment au niveau de la faille active de la Remuaz, mudflows), et que leurs effets tentent d'être limités, de nombreux risques persistent pour ces zones urbaines construites en aval des versants qui sont à l'origine des phénomènes de production et de transport de matériel sédimentaire : les phénomènes de laves torrentielles pourraient être exacerbées, de nombreuses espèces inféodées aux milieux alpins viendraient à disparaître. Les aménagements créés par l'Homme pour contenir l'eau des glaciers (barrages hydrauliques) ou pour la rediriger (canaux) deviendraient désuets face à leur disparition et de nombreuses villes viendraient à souffrir du manque d'eau.

BIBLIOGRAPHIE

- Affolter, S., Häuselmann, A.D., Fleitmann, D., Edwards, R.L., Cheng, H., Leuenberger, M.C., 2019. Inferred temperatures from Milandre Cave, Switzerland. In supplement to: Affolter, S et al. (2019): Central Europe temperature constrained by speleothem fluid inclusion water isotopes over the past 14,000 years. *Science Advances*, 5(6), eaav3809, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav3809>. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.904948>
- Agassiz, L., Bettannier, J., 1840. *Etudes sur les glaciers / par L. Agassiz. Aux Frais de l'auteur ; Soleure : En Commission chez Jent et Gassmann, Neuchâtel.*
- Ahn, J., Wahlen, M., Deck, B.L., Brook, E.J., Mayewski, P.A., Taylor, K.C., White, J.W.C., 2004. A record of atmospheric CO₂ during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109. <https://doi.org/10.1029/2003JD004415>
- Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters, 1994. . *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 99, 10565–10576. <https://doi.org/10.1029/93JD03223>
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* 14, 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Andrews, J.T., 2000. Dating Glacial Events and Correlation to Global Climate Change, in: *Quaternary Geochronology*. American Geophysical Union (AGU), pp. 447–455. <https://doi.org/10.1029/RF004p0447>
- Avant-après : regardez comme les glaciers français ont fondu en 150 ans [WWW Document], 2019. . L'Obs. URL <https://www.nouvelobs.com/planete/20190628.OBS3872/avant-apres-regardez-comme-les-glaciers-francais-ont-fondu-en-150-ans.html> (accessed 5.16.22).
- Baroni, C., Casale, S., Salvatore, M.C., Ivy-Ochs, S., Christl, M., Carturan, L., Seppi, R., Carton, A., 2017. Double response of glaciers in the Upper Peio Valley (Rhaetian Alps, Italy) to the Younger Dryas climatic deterioration. *Boreas* 46. <https://doi.org/10.1111/bor.12284>
- Baroni, C., Gennaro, S., Salvatore, M.C., Ivy-Ochs, S., Christl, M., Cerrato, R., Orombelli, G., 2021. Last Lateglacial glacier advance in the Gran Paradiso Group reveals relatively drier climatic conditions established in the Western Alps since at least the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews* 255, 106815. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106815>
- Benn, D., Hulton, N., 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences* 36, 605–610. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.016>
- Bennett, M., Glasser, N., 2009. *Glacial Geology : Ice Sheets and Landforms*, Wiley-Blackwell. ed, Second edition.
- Biette, M., Jomelli, V., Favier, V., Chenet, M., Agosta, C., Fettweis, X., Ho Tong Minh, D., Ose, K., 2018. Temperature estimation at the beginning of the last millennium in western Greenland: preliminary results from the application of a degree-day glaciological model on the Lyngmarksbræen glacier. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 24, 31–41. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11977>
- Bilan de masse annuel pour glaciers sélectionnés [WWW Document], n.d. . observatoire.espace-mont-blanc.com. URL <http://observatoire.espace-mont-blanc.com/indicateurs/bilan-de-masse-annuel-pour-glaciers-selectionnees> (accessed 6.16.22).
- Blard, P.-H., 2006. *Les isotopes cosmogéniques ³He et ¹⁰Be dans les minéraux mafiques : développements analytiques, calibration et nouvelles applications (phdthesis)*. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., Bourlès, D., 2007. Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature* 449, 591–594. <https://doi.org/10.1038/nature06142>
- Bless, R., 1984. *Beiträge zur spät- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont-Blanc-Gebiet*. Universität Zürich-Irchel, Geographisches Institut.
- Braithwaite, R.J., Raper, S.C.B., 2009a. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology* 50, 127–132. <https://doi.org/10.3189/172756410790595930>
- Braithwaite, R.J., Raper, S.C.B., 2009b. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology* 50, 127.
- Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house ¹⁰Be/⁹Be standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, The Thirteenth Accelerator Mass Spectrometry Conference* 361, 335–340. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>

- Braumann, S., Schaefer, J., Neuhuber, S., Fiebig, M., 2022. Moraines in the Austrian Alps record repeated phases of glacier stabilization through the Late Glacial and the Early Holocene. *Scientific Reports* 12. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-12477-x>
- Braumann, S., Schaefer, J., Neuhuber, S., Lüthgens, C., Hidy, A., Fiebig, M., 2021. Early Holocene cold snaps and their expression in the moraine record of the eastern European Alps. *Climate of the Past* 17, 2451–2479. <https://doi.org/10.5194/cp-17-2451-2021>
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90103-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90103-C)
- Buizert, C., Gkinis, V., Severinghaus, J.P., He, F., Lecavalier, B.S., Kindler, P., Leuenberger, M., Carlson, A.E., Vinther, B., Masson-Delmotte, V., White, J.W.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Brook, E.J., 2014. Greenland temperature response to climate forcing during the last deglaciation. *Science* 345, 1177–1180. <https://doi.org/10.1126/science.1254961>
- Cara, M., Woerd, J. van der, Alasset, P.-J., Benjumea, J., Meriaux, A.-S., 2017. The 1905 Chamonix earthquakes: active tectonics in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges massifs. *Swiss Journal of Geosciences* 110, 631. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0262-7>
- Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 586–600. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.015>
- Chen, X., Tung, K.-K., 2018. Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation. *Nature* 559, 387–391. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0320-y>
- Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., Kubik, P.W., 2014. The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. *Swiss J Geosci* 107, 273–291. <https://doi.org/10.1007/s00015-014-0170-z>
- Clauzel, L., Gilbert, A., Ménégot, M., Gagliardini, O., 2022. Sensitivity of Alpine glaciers to anthropogenic atmospheric forcings (No. EGU22-5099). Presented at the EGU22, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-5099>
- Corbel, J., 1963. Glaciers et climats dans le massif du Mont-Blanc. *Revue de Géographie Alpine* 51, 321–360. <https://doi.org/10.3406/rga.1963.3132>
- Cossart, É., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Fort, M., Siame, L., 2011. L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 17, 123–142. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9336>
- Courtial-Manent, L., 2021. Grandes ruptures de versants rocheux dans la vallée de Chamonix : origines et évolutions 68.
- Coutterand, S., 2010. Étude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation (phdthesis). Université de Savoie.
- Coutterand, S., Buoncristiani, J.-F., 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire* 17. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.633>
- Coutterand, S., Nicoud, G., 2005. Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 85–94. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.296>
- Crowley, T., GA, Z., Vinther, B., Udisti, R., Kreutzs, K., Cole-Dai, J., Castellano, E., 2008. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newslett.* 16, 22–23. <https://doi.org/10.1029/2002GL0166335>
- Döös, K., Nilsson, J., Nycander, J., Brodeau, L., Ballarotta, M., 2012. The World Ocean Thermohaline Circulation. *Journal of Physical Oceanography* 42, 1445–1460. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0163.1>
- Dorthe-Monachon, C., 1988. Les variations glaciaires dans la vallée de l'Arve (Haute-Savoie), après le dernier maximum würmien et jusqu'à l'Holocène. *Quaternaire* 25, 97–101. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1870>
- Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 2004. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A closer look*, Elsevier. ed.
- Engelmark, R., Buckland, P., 2005. The Early Holocene Environment of North Fennoscandia and its Implications for Colonisation.
- Fernandes, M., Oliva, M., Vieira, G., Palacios, D., Fernández-fernández, J., Garcia-oteyza, J., Schimmelpfennig, I., Antoniades, D., 2021. Glacial oscillations during the Bølling–Allerød Interstadial–Younger Dryas transition in the Ruda Valley, Central Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 37, 42–58. <https://doi.org/10.1002/jqs.3379>
- Franco, B., Vincent, C., 2017. Chapitre 10. Le XXI^e siècle vu par les modèles : Réponses des glaciers au nouveau climat, in: *Les Glaciers à l'épreuve Du Climat, Référence*. IRD Éditions, Marseille, pp. 217–241.

- Furlanetto, G., Ravazzi, C., Pini, R., Vallè, F., Brunetti, M., Comolli, R., Novellino, M.D., Garozzo, L., Maggi, V., 2018. Holocene vegetation history and quantitative climate reconstructions in a high-elevation oceanic district of the Italian Alps. Evidence for a middle to late Holocene precipitation increase. *Quaternary Science Reviews* 200, 212–236. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.001>
- Garton, T., 2019. Analysis of a paleoglaciation reconstruction model for valley glaciers of the Wind River Range, Wyoming. *Dissertations and Theses @ UNI*.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., Dedieu, J.P., 2005. Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change. *Journal of Glaciology* 51, 561–572. <https://doi.org/10.3189/172756505781829133>
- Girard, J.-F., Coutterand, S., Ferhat, G., Cara, M., Cara, F., 2021. Un témoin des fluctuations de la Mer de Glace durant l'Holocène : la Côte du Piget en vallée de Chamonix. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 239-252. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.15958>
- Githumbi, E., Fyfe, R., Gaillard, M.-J., Trondman, A.-K., Mazier, F., Nielsen, A.-B., Poska, A., Sugita, S., Theuerkauf, M., Woodbridge, J., Azuara, J., Feurdean, A., Grindean, R., Lebreton, V., Marquer, L., Combourieu-Nebout, N., Stancikaite, M., Tanțău, I., Tonkov, S., Shumilovskikh, L., David, R., Leroyer, C., Marguerie, D., 2022. European pollen-based REVEALS land-cover reconstructions for the Holocene: methodology, mapping and potentials. *Earth System Science Data* 14, 1581–1619. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1581-2022>
- Glaciers vers 1900 [WWW Document], n.d. URL <http://www.geologie-montblanc.fr/1900....htm> (accessed 5.16.22).
- Grämiger, L., Moore, J., Gischig, V., Loew, S., 2018. Thermomechanical Stresses Drive Damage of Alpine Valley Rock Walls During Repeat Glacial Cycles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123. <https://doi.org/10.1029/2018JF004626>
- Haerberli, W., 1994. Accelerated glacier and permafrost changes in the Alps, in: *Mountain Environments in Changing Climates*. Routledge, p. 14.
- Haerberli, W., Hoelzle, M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* 21, 206–212. <https://doi.org/10.1017/S0260305500015834>
- Heiri, O., Ilyashuk, B., Millet, L., Samartin, S., Lotter, A., 2015. Stacking of discontinuous regional palaeoclimate records: Chironomid-based summer temperatures from the Alpine region. *The Holocene* 25, 137–149. <https://doi.org/10.1177/0959683614556382>
- Hofmann, F.M., Preusser, F., Schimmelpfennig, I., Léanni, L., Aster team (Georges Aumaître, K.K. & F.Z., 2022. Late Pleistocene glaciation history of the southern Black Forest, Germany: ¹⁰Be cosmic-ray exposure dating and equilibrium line altitude reconstructions in Sankt Wilhelmer Tal. *Journal of Quaternary Science* 37, 688–706. <https://doi.org/10.1002/jqs.3407>
- Holliday, N.P., Bersch, M., Berx, B., Chafik, L., Cunningham, S., Florindo-López, C., Hátún, H., Johns, W., Josey, S.A., Larsen, K.M.H., Mulet, S., Oltmanns, M., Reverdin, G., Rossby, T., Thierry, V., Valdimarsson, H., Yashayaev, I., 2020. Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic. *Nat Commun* 11, 585. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14474-y>
- Hubbard, B., 2002. Direct measurement of basal motion at a hard-bedded, temperate glacier: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Journal of Glaciology* 48, 1–8. <https://doi.org/10.3189/172756502781831610>
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., 2002. Stochastic forcing of Pleistocene ice sheets: Implications for the origin of millennial-scale climate oscillations. *Paleoceanography* 17, 19-1-19–8. <https://doi.org/10.1029/2001PA000669>
- Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 295–315. <https://doi.org/10.18172/cig.2750>
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559–573. <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Jaillet, S., Ballandras, S., 1999. La transition Tardiglaciaire/Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (Vallée de Chamonix, Alpes du Nord françaises) [Lateglacial/Holocene transition through glacier du Tour fluctuations (upper Chamonix valley, French Alps)]. *Quaternaire* 10, 15–23. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1625>
- Joly, D., Berger, A., Buoncristiani, J.-F., Champagne, O., Pergaud, J., Richard, Y., Soare, P., Pohl, B., 2018. Geomatic downscaling of temperatures in the Mont Blanc massif. *International Journal of Climatology* 38, 1846–1863. <https://doi.org/10.1002/joc.5300>
- Jomelli, V., Chapron, E., Favier, V., Rinterknecht, V.R., Braucher, R., Tournier, N., Gascoïn, S., Marti, R., Galop, D., Binet, S., Deschamps-Berger, C., Tissoux, H., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., 2020. Glacier fluctuations during the Late Glacial and Holocene on the Ariège valley, northern slope of the Pyrenees and reconstructed climatic conditions. *Mediterranean Geoscience Reviews* 2, 37. <https://doi.org/10.1007/s42990-020-00018-5>
- Kelly, M.A., Kubik, P.W., Von Blanckenburg, F., Schlüchter, C., 2004. Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ¹⁰Be. *Journal of Quaternary Science* 19, 431–441. <https://doi.org/10.1002/jqs.854>

- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., 2008. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60, 58–71. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.034>
- Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., Leuenberger, M., 2014. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Climate of the Past* 10, 887–902. <https://doi.org/10.5194/cp-10-887-2014>
- Landais, A., Barkan, E., Luz, B., 2008. Record of $\delta^{18}\text{O}$ and 17O -excess in ice from Vostok Antarctica during the last 150,000 years. *Geophysical Research Letters* 35. <https://doi.org/10.1029/2007GL032096>
- Le Roy, M., 2012. Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ (phdthesis). Université de Grenoble.
- Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade, L., Edouard, J.-L., Miramont, C., Arnaud, F., 2015. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quaternary Science Reviews* 108, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.033>
- Lebatard, A.-E., Bourlès, D., 2015. Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 193–213. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7339>
- Lehmann, B., Herman, F., Valla, P.G., King, G.E., Biswas, R.H., 2019a. Evaluating post-glacial bedrock erosion and surface exposure duration by coupling in situ optically stimulated luminescence and ^{10}Be dating. *Earth Surface Dynamics* 7, 633–662. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-633-2019>
- Lehmann, B., Herman, F., Valla, P.G., King, G.E., Biswas, R.H., Ivy-Ochs, S., Steinemann, O., Christl, M., 2019b. Postglacial erosion of bedrock surfaces and deglaciation timing: New insights from the Mont Blanc massif (western Alps). *Geology* 48, 139–144. <https://doi.org/10.1130/G46585.1>
- Lifton, N., 2016. Implications of two Holocene time-dependent geomagnetic models for cosmogenic nuclide production rate scaling. *Earth and Planetary Science Letters* 433, 257–268. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.006>
- Lifton, N., Caffee, M., Finkel, R., Marrero, S., Nishiizumi, K., Phillips, F.M., Goehring, B., Gosse, J., Stone, J., Schaefer, J., Theriault, B., Jull, A.J.T., Fifield, K., 2015. In situ cosmogenic nuclide production rate calibration for the CRONUS-Earth project from Lake Bonneville, Utah, shoreline features. *Quaternary Geochronology, The CRONUS-EARTH Volume: Part I* 26, 56–69. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.11.002>
- Liu, Z., Zhu, J., Rosenthal, Y., Zhang, X., Otto-Bliesner, B.L., Timmermann, A., Smith, R.S., Lohmann, G., Zheng, W., Elison Timm, O., 2014. The Holocene temperature conundrum. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, E3501–E3505. <https://doi.org/10.1073/pnas.1407229111>
- LN2C - Principes des Nucléides Cosmogéniques [WWW Document], n.d. URL <https://www.cerege.fr/fr/ln2c-principes-des-nucleides-cosmogeniques> (accessed 5.19.22).
- Lucéna, S., Ballandras, S., 1999. Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord) [Glacial fluctuations rhythm and postglacial alluvial detritism in high Arve valley (French North Alps)]. *Quaternaire* 10, 25–36. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1626>
- Marsicek, J., Shuman, B.N., Bartlein, P.J., Shafer, S.L., Brewer, S., 2018a. Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures. *Nature* 554, 92–96. <https://doi.org/10.1038/nature25464>
- Marsicek, J., Shuman, B.N., Bartlein, P.J., Shafer, S.L., Brewer, S., 2018b. Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures. *Nature* 554, 92–96. <https://doi.org/10.1038/nature25464>
- Martin, L.C.P., Blard, P.-H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., Laurent, V., 2017. The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary Geochronology*. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006>
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, Ö., Yu, R., Zhou, B. (Eds.), 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Ménégoz, M., Bilbao, R., Bellprat, O., Guemas, V., Doblas-Reyes, F., 2018. Forecasting the climate response to volcanic eruptions: Prediction skill related to stratospheric aerosol forcing. *Environmental Research Letters* 13. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac4db>
- Merchel, S., Hergers, U., 1999. An Update on Radiochemical Separation Techniques for the Determination of Long-Lived Radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–220. <https://doi.org/10.1524/ract.1999.84.4.215>
- Méthode de travail BQ – Datation par isotopes cosmogéniques – Géologie Québec [WWW Document], 2021. URL <https://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-quaternaires/methode-de-travail-bq-datation-par-isotopes-cosmogeniques/> (accessed 5.19.22).

- Millan, R., Mougnot, J., Rabatel, A., Morlighem, M., 2022. Ice velocity and thickness of the world's glaciers. *Nat. Geosci.* 15, 124–129. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00885-z>
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Sci Rep* 7, 2078. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7>
- Moran, A., Ivy-Ochs, S., Schuh, M., Christl, M., Kerschner, H., 2016. Evidence of central Alpine glacier advances during the Younger Dryas-early Holocene transition period. *Boreas* 45, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1111/bor.12170>
- Moreno, A., Heather, S., Monserrat, J.-S., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R., 2010. A speleothem record of glacial (25–11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change* 71, 218–231. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.10.002>
- Mougin, 1910. Études glaciologiques en Savoie. Collections de glaciologie 2, 1–15.
- Nesje, A., Dahl, S., Bakke, J., 2004. Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene* 14, 299–310. <https://doi.org/10.1191/0959683604h1708fa>
- Nicoud, G., Coutterand, S., Moreau, L., 2005. Arrêt 4 -L'ombilic de Chamonix - Les Houches (Les Bossons). Collection EDYTEM. *Cahiers de géographie* 3, 40–46. <https://doi.org/10.3406/edyte.2005.913>
- Nussbaumer, S.U., Zumbühl, H.J., 2012. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic Change* 111, 301–334. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0130-9>
- Nye, J., 1952. The Mechanics of Glacier Flow. *Journal of Glaciology* 2, 82–93. <https://doi.org/10.3189/s0022143000033967>
- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and climate change*. CRC Press.
- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–2963. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.004>
- Pauthenet, E., Roquet, F., Madec, G., Sallée, J., Nerini, D., 2019. The Thermohaline Modes of the Global Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0120.1>
- Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Hughes, P., Lukas, S., Ribolini, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences* 82. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C.R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H., 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences* 94, 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Pierce, K.L., 1979. History and dynamics of glaciation in the northern Yellowstone National Park area. Professional Paper. <https://doi.org/10.3133/pp729F>
- Protin, M., 2019. Études des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont- Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques in situ (phdthesis). Aix Marseille Université.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Buoncristiani, J.-F., Le Roy, M., Pohl, B., Moreau, L., 2021. Millennial-scale deglaciation across the European Alps at the transition between the Younger Dryas and the Early Holocene - evidence from a new cosmogenic nuclide chronology. *Boreas* 50, 671–685. <https://doi.org/10.1111/bor.12519>
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Ravanel, L., Le Roy, M., Deline, P., Favier, V., Buoncristiani, J.-F., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., 2019. Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentière glacier (French Alps). *Quaternary Science Reviews* 221, 105863. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105863>
- Prud'Homme, C., 2013. Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques : qu'est-ce que l'on date ? 30.
- Prud'homme, C., Vassallo, R., Crouzet, C., Carcaillet, J., Mugnier, J.-L., Cortés-Aranda, J., 2019. Paired 10Be sampling of polished bedrock and erratic boulders to improve dating of glacial landforms: an example from the Western Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 45. <https://doi.org/10.1002/esp.4790>
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Thibert, E., Letréguilly, A., Vincent, C., 2008. 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology* 54, 307–314. <https://doi.org/10.3189/002214308784886063>
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Vincent, C., 2016. Spatio-temporal changes in glacier-wide mass balance quantified by optical remote sensing on 30 glaciers in the French Alps for the period 1983–2014. *Journal of Glaciology* 62, 1153–1166. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.113>
- Rabatel, A., Sirguey, P., Drolon, V.V., Maisongrande, P., Arnaud, Yves, Berthier, E., Lucas, D., Dedieu, J.-P., Dumont, M., 2017. Annual and Seasonal Glacier-Wide Surface Mass Balance Quantified from Changes in Glacier Surface State: A Review on Existing Methods Using Optical Satellite Imagery. *Remote Sensing* 9. <https://doi.org/10.3390/rs9050507>

- Rahmstorf, S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation, in: Encyclopedia of Quaternary Sciences. S. A. Elias.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews, Early Holocene climate oscillations - causes and consequences* 26, 1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>
- Rea, B.R., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews, Special Theme: Modern Analogues in Quaternary Palaeoglaciological Reconstruction* (pp. 181–260) 28, 237–248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Reixach, T., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Mahé, C., Calvet, M., 2021. Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe. *Quaternary Science Reviews* 260, 106923. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106923>
- Renssen, H., Goosse, H., Muscheler, R., 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the Past* 2, 79–90.
- Renssen, H., Goosse, H., Roche, D.M., Seppä, H., 2018. The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. *Quaternary Science Reviews* 193, 84–97. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.033>
- Roethlisberger, F., Schneebeli, W., 1979. Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks| indicator of postglacial climatic fluctuation in Moraines and varves. *Origin/Genesis/Class. GéoProdig, portail d'information géographique* 387–419.
- Rose, J., 2010. Quaternary climates: a perspective for global warming. *Proceedings of the Geologists' Association* 121, 334–341. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2010.07.001>
- Schildgen, T., Phillips, W.M., Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67–85. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.05.003>
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz, R., Finkel, R.C., Zimmerman, S., Schlüchter, C., 2014. A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. *Earth and Planetary Science Letters* 393, 220–230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.046>
- Schindelwig, I., Akçar, N., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2012a. Lateglacial and early Holocene dynamics of adjacent valley glaciers in the Western Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 27, 114–124. <https://doi.org/10.1002/jqs.1523>
- Schindelwig, I., Akçar, N., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2012b. Lateglacial and early Holocene dynamics of adjacent valley glaciers in the Western Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 27, 114–124. <https://doi.org/10.1002/jqs.1523>
- Serra, E., Valla, P., Gribenski, N., Carcaillet, J., Deline, P., 2022. Post-LGM glacial and geomorphic evolution of the Dora Baltea valley (western Italian Alps). *Quaternary Science Reviews* 282, 107446. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107446>
- Shakun, J.D., Carlson, A.E., 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews, Special Theme: Arctic Palaeoclimate Synthesis* (PP. 1674–1790) 29, 1801–1816. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.016>
- Shakun, J.D., Clark, P.U., He, F., Marcott, S.A., Mix, A.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., Bard, E., 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature10915>
- Short, D.A., Mengel, J.G., Crowley, T.J., Hyde, W.T., North, G.R., 1991. Filtering of Milankovitch Cycles by Earth's Geography. *Quaternary Research* 35, 157–173. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(91\)90064-C](https://doi.org/10.1016/0033-5894(91)90064-C)
- Shulmeister, J., Fink, D., Augustinus, P.C., 2005. A cosmogenic nuclide chronology of the last glacial transition in North-West Nelson, New Zealand—new insights in Southern Hemisphere climate forcing during the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 233, 455–466.
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quaternary Science Reviews* 89, 27–43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.008>
- Six, D., Vincent, C., 2014. Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps. *Journal of Glaciology* 60, 867–878. <https://doi.org/10.3189/2014JoG14J014>
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>

- Thibert, E., Faure, J., Vincent, C., 2005. Bilans de masse du Glacier Blanc entre 1952, 1981 et 2002 obtenus par modèles numériques de terrain. <http://dx.doi.org/10.1051/lhb:200502010> 91. <https://doi.org/10.1051/lhb:200502010>
- Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Berg, L.V.D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P. a. E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961–3012. <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>
- Vincent, C., Cusicanqui, D., Jourdain, B., Laarman, O., Six, D., Gilbert, A., Walpersdorf, A., Rabatel, A., Piard, L., Gimbert, F., Gagliardini, O., Peyaud, V., Arnaud, L., Thibert, E., Brun, F., Nanni, U., 2021. Geodetic point surface mass balances: a new approach to determine point surface mass balances on glaciers from remote sensing measurements. *The Cryosphere* 15, 1259–1276. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1259-2021>
- Vivian, R., 1969. Les glaciers des Bossons et de Taconna. *Revue de Géographie Alpine* 57, 871–874. <https://doi.org/10.3406/rga.1969.3454>
- Vivian, R., Mallon, R., 1967a. Le glacier d'Argentière. *Revue de Géographie Alpine* 55, 579–582. <https://doi.org/10.3406/rga.1967.3335>
- Vivian, R., Mallon, R., 1967b. Le glacier du Tour. *Revue de Géographie Alpine* 55, 583–586. <https://doi.org/10.3406/rga.1967.3336>
- Wallinga, J., Wal, R.S.W.V.D., 1998. Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model. *Journal of Glaciology* 44, 383–393. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002719>
- Weertman, J., 1971. Shear Stress at the Base of a Rigidly Rotating Cirque Glacier. *Journal of Glaciology* 10, 31–37. <https://doi.org/10.3189/S0022143000012971>
- Wetter, W.K., 1987. Spät- und Postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet: Untere Vallee de Chamonix- Val Montjoie (Thèse). Institut de Géographie de l'Université de Zurich.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E., Delannoy, J.J., 2013. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science* 28, 189–199. <https://doi.org/10.1002/jqs.2609>
- Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V., 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Science Advances* 5, eaav7337. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7337>
- Winkler, S., 2009. First attempt to combine terrestrial cosmogenic nuclide (¹⁰Be) and Schmidt hammer relative-age dating: Strauchon Glacier, Southern Alps, New Zealand. *Central European Journal of Geosciences* 1. <https://doi.org/10.2478/v10085-009-0026-3>
- Winkler, S., Matthews, J.A., 2010. Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers. *Geomorphology* 116, 87–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.10.011>
- Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews* 143, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>
- Zheng, G., Mergili, M., Emmer, A., Allen, S., Bao, A., Guo, H., Stoffel, M., 2021. The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. *The Cryosphere* 15, 3159–3180. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021>

Table des figures et tableaux :

Figure 1 : schématisation des différents processus à l'oeuvre dans l'évolution des reliefs, et dont l'équipe TRB de ISTerre s'intéresse notamment. Source : истерre.fr	2
Figure 2 : variation des concentrations de CO ₂ dans l'atmosphère d'après l'échantillon de carottage Vostok en Antarctique. Source : Ahn et al., 2004	4
Figure 3 : Modélisation de l'évolution des températures (A) en comparaison avec les variations de l'AMOC (B) en fonction de l'évolution de la teneur en δ ¹⁸ O des forages de la calotte du Groenland (C) Notez le décalage de la période de réchauffement le plus rapide à 11.6 ka dans les forages et 11 ka dans les modélisations. Source : Buizert et al, 2014	5
Figure 4 : représentation des différents compartiments de la zone critique et schématisation des interactions entre ces compartiments. Source : edytem.osug.fr	6
Figure 5 : modèle du changement climatique opéré ces 6 derniers millions d'années grâce aux valeurs δ ¹⁸ O. La courbe représente l'amplitude des cycles climatiques. On observe que l'amplitude de ces cycles s'agrandit à mesure que le climat refroidit. Le changement situé à 2.7 millions d'années représente le début de l'expansion glaciaire, avant le début du Quaternaire. Source : J. Rose, 2010.....	7
Figure 6 : comparaison entre les variations de températures (courbe rouge) calculées à partir de δ ¹⁸ O (courbe noire-haut), les variations du niveau de la mer (courbe noire-milieu) avec l'obliquité de la Terre, et les répercussions apparentes sur les précipitations (courbe noire-bas) à partir du schéma de Rayleigh expliquant les variations α (courbe bleue). Source : Kindler et al., 2021	8
Figure 7 : Évolution des courants marins de l'océan Nord Atlantique (changement de vitesse, a-b-c) en conséquence de forçages atmosphériques influençant la salinité et la température de l'eau. La température et la localisation des vents en rotation (d-f) influençant la salinité et la température de l'eau. La température et la localisation des vents en rotation (d-f) influencent la force et la direction des courants, modifiant les apports de masses d'eau chaudes et froides dans l'océan Nord Atlantique et la dynamique des courants sub-tropicaux (e-g). Source : Holliday et al., 2020.....	9
Figure 8 - Synthèse des âges compilés dans les travaux de Ivy-Ochs (2015) corrélés avec le LGM dans les Alpes Européennes, en raison des différents processus à l'oeuvre dans les fluctuations glaciaires (eg. retrait, stationnement). Source : Wirsig et al., 2016 ; Ehlers et Gibbard (2004).....	10
Figure 9 - : valeurs δ ¹⁸ O présentes dans les carottes prélevées au nord (NGRIP, bleu) et au sud (GISP, gris-haut) du Groenland, et corrélations avec les variations de l'insolation (orange-haut), de l'augmentation du CO ₂ (points rouges) et des variations de l'intensité de l'AMOC (vert et gris-bas). Les modèles utilisés ont permis de reconstruire les températures liées à l'océan Nord Atlantique (rouge) et dans la zone terrestre située entre les latitudes 30 et 60° N (orange-bas). Source : Buizert et al., 2014	11
Figure 10 - Corrélation entre les valeurs δ ¹⁸ O de NGRIP (Rasmussen et al., 2006) avec les âges des glaciers de Falgin et Hinteres dans les Alpes suisses (identifiés LT et RA) et les âges moyen d'autres glaciers suisses durant les périodes de péjoration (Dryas récent et PBO) et d'amélioration climatiques (Bolling Allerod, Dryas récent-début de l'Holocène, Holocène). Source : Moran et al., 2016	12
Figure 11 - Bilans de masse cumulés, calculés entre 1984 et 2014 pour 30 glaciers des Alpes. <i>On remarque que la variabilité interannuelle du climat redresse positivement le bilan net des glaciers, mais seulement de manière ponctuelle. La tendance générale est à la diminution (courbe noire en gras) : les glaciers des Alpes sont actuellement en état de déséquilibre en raison du réchauffement du climat.</i> Source : Rabatel et al., 2016	12
Figure 12 - résultats d'une simulation de l'ablation à différentes altitudes à partir d'un modèle degré-jour, permettant d'observer la relation linéaire entre l'augmentation de la température de surface et la répartition de l'ablation estivale entre les zones d'accumulation et d'ablation. Source : Six et Vincent, 2014	13
Figure 13 - sens d'écoulement et différence de vitesse d'une partie de la Mer de glace (images UAV). Source : Vincent et al., 2021	14
Figure 14 - représentation de l'écoulement de la glace en fonction du régime thermique basal du glacier (A, tempéré et B, froid) et du substrat (C, glacier tempéré sur un substrat de type sédimentaire). <i>L'intersection a-b nous montre comment l'écoulement vers l'intersection c-d et c-e s'opère. On remarque sur les glaciers tempérés s'écoulent d'abord par glissement basal avant de s'écouler par déformation de la glace, alors que les glaciers</i>	

<i>froids ne s'écoulent que par déformation interne de la glace. Les glaciers situés sur un substrat sédimentaire se déplacent avant tout par déformation des sédiments sous-glaciaires. Source : Bennett et Glasser, 2009.</i>	14
Figure 15 - Relation entre le bilan de masse d'un glacier, entraînant un retrait, un stationnement ou une avancée du front, et la construction d'une moraine. Source : Andrews, 2000.....	15
Figure 16 - Photographie de la vallée glaciaire de Jamtal (a - Alpes autrichiennes) et ses moraines (b-c) échantillonnées relevant des périodes du PAG et Néoglaciale (rose et noir) et du début de l'Holocène (bleus), et schématisation de la construction de moraines superposées avant (1) et après l'érosion, laissant apparaître les différents horizons nés des différents stades de dépôt. Sources : Braumann et al., 2021 ; Röthlisberger et Schneebeli, 1979 et Winkler, 2009 adapté par Le Roy, 2012.....	16
Figure 17 - étalement urbain de la vallée de Chamonix entre les Plans et les Moussoux, avec le Brévent qui surplombe ce cône de déjection aménagé en terrasses agricoles sur la photo de gauche, puis totalement urbanisé et végétalisé sur la photographie de droite. Source : Geologie-montblanc.fr.....	17
Figure 18 - A gauche, photographie du glacier du Tour en 1863, prise par M. Tairraz. Source : Mr Magendie, institut ST. A droite : photographie du glacier du Tour prise en mai 2022. Source : Julia Agziou. La photo de droite a été prise à partir de de Tré-le-Champ le Haut, et à en noter l'angle très similaire, probablement celle de gauche également.	19
Figure 19 - A gauche, photographie du glacier d'Argentière aux alentours de 1860, prise par M. Aimé Civiale, et à droite, photographie du glacier d'Argentière, prise en 2019 par A. Cerdan et R. Noyon. Source : Nouvelobs.fr, 2019	20
Figure 20 - vue sur le massif des Aiguilles Rouges à partir de Pierre Pointue, la carte postale est écrite au dos et datée de "Juillet 55". Le visionnage de photographies et cartes postales plus récentes de points de vue similaires nous permet d'estimer qu'il s'agit d'une prise de vue faite avant la moitié du XIXème siècle. Source : Delcampe.net.....	21
Figure 21 - reconstitution de la chronologie de la fin de la dernière glaciation du Würm (Last Pleistocene, ou Tardiglaciaire) à la période actuelle, et des âges (Kyr B.P.) pour les différents stades glaciaires et interglaciaires (Rasmussen et al., 2006, Buizert et al., 2014) et des oscillations climatiques reliées au travers des variations de températures comparées au présent (Grämiger et al., 2018). Source : modifié de Engelmark et Buckland, 2005	24
Figure 22 - représentation des productions d'isotopes cosmogéniques atmosphériques et in-situ par le processus de spallation des rayons cosmiques secondaires. Source : Cerege.fr	25
Figure 23 - Représentation des relations entre la dynamique glaciaire (avancées et reculs, images de gauche) et la concentration en ^{10}Be . Le retrait d'un glacier détermine la durée à partir de laquelle l'exposition d'une surface qu'il a recouvert est soumise au rayonnement cosmique, et donc de la concentration croissante en ^{10}Be (graphique de droite). Source : Protin, 2019	26
Figure 24- protocole de préparation des échantillons pour la mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$. Les fractions de grains de granite broyés sont séparées par diverses méthodes (magnétique, chimique ou flottation) avant d'être dissous pour obtenir du quartz pur (A). L'échantillon est ensuite dissous et séparés d'autres éléments chimiques pour que le Béryllium soit extrait (B). Le précipité préalablement séché est ensuite oxydé par réchauffement dans un four à plus de 800°C (C). Modifié de Schaefer et al., 2022.	27
Figure 25 : photographies de différentes étapes du procédé d'extraction du Béryllium : (A) la précipitation du BeOH_2 qui se manifeste sous la forme d'un voile blanchâtre, (B) la séparation du Bore du reste de l'échantillon avec les résines échangeuses d'ions et (C) l'évaporation de la solution dans le creuset après extraction totale du Béryllium.	27
Figure 26 - Localisation des échantillons provenant de blocs de granite (triangle) ou de polis glaciaires (losange) prélevés pour les dater, dans le massif des Aiguilles Rouges (à l'ouest) et le vallum morainique de Très-le-champ le Bas (à l'est).	29
Figure 27 - Moraine de Tré-le-champ le Bas (vue en amont) qui s'inscrit dans un vallum morainique diversifié. La moraine visible en premier plan est caractérisée par un relief de 3 mètres de haut et 65 mètres de long. La moraine principale accuse une hauteur de 8 mètres de haut. On note toutefois son élévation de 50 mètres du bas des terrasses alluviales de l'Arve.	30
Figure 28 - Localisation des échantillons "REM" situés sur la crête de la moraine latérale du glacier de la Remuaz supposée au Younger Dryas.	30

Figure 29 - Schématisation de l'impact des conditions climatiques sur le bilan de masse d'un glacier et son écoulement. Source : Modifié de Matthew et Bennett (2009) et Kerr (1993).	31
Figure 30 - Résultat du traitement du MNT d'origine (A) et après soustraction de la glace (B), laissant apparaître uniquement le bedrock dans les zones couvertes actuellement par de la glace.....	33
Figure 31 - Représentation des moraines utilisées pour déterminer les fronts des glaciers aux différents stades du LIA et du YD-EH.	34
Figure 32 - Faciès des crêtes de moraines en fonction de leur âge. Le relief encore frais de la moraine latérale du Tour au PAG (en haut) est marqué par une pente raide et un bord assez saillant. La moraine de la Joux (en bas), datée à environ 11 kyr. BP., présente un relief beaucoup plus arrondi.	36
Figure 33 - photographie du vallum morainique de Tré le champ-le Bas qui semblent appartenir à la catégorie des moraines d'ablation, caractérisées par une couverture en débris élevée.	37
Figure 34 - système morainique des glaciers des Bossons et de Tacconnaz. Les moraines du PAG (bleu cyan) et les moraines potentiellement Dryas récent/début de l'Holocène (violet) sont différenciées. On remarque les moraines juxtaposées au Nord (en pointillés orange), notées indéterminées pour l'enchevêtrement de sédiments morainiques déposés à des âges différents.	38
Figure 35 - système morainique de la Mer de Glace différenciant les moraines du PAG et postérieures au PAG (bleu) et les moraines du Tardiglaciaire et du début Holocène (violet) et des moraines indéterminées (orange). On remarque les moraines juxtaposées au Nord en orange, notées indéterminées pour l'enchevêtrement de sédiments morainiques déposés à des âges différents.	39
Figure 36 - reconstitution du recouvrement du Jardin de Talèfre (B) en fonction des contraintes géochronologiques existantes (A), du profil et de l'altitude de ces moraines en réalisant une coupe topographique transversale (C). Le déglacement de cet espace est antérieur à 11 ka. Les moraines datées au début de l'Holocène (TAL1 et TAL2) sont superposées et démontrent une déglaciation par étapes ponctuée par des stationnements plus ou moins longs.....	39
Figure 37 - Répartition des âges publiés et concernant la dynamique glaciaire de la vallée de Chamonix. Âges obtenus par datation aux isotopes cosmogéniques (10Be pour la plupart, et 14C pour quelques-uns, voir Tableau X en annexe pour la position exacte et les incertitudes) au travers des différentes études menées dans la vallée de Chamonix. La Mer de glace et le glacier d'Argentière sont largement favorisés par ces études, notamment pour des raisons d'instrumentation et de disponibilité de données variées sur ces glaciers. Le massif des Aiguilles Rouges fait l'objet d'un suivi précis dans le cadre d'une étude menée sur la faille active de la Remuaz.	40
Figure 38- résultats des ratios 9Be/10Be calculés par le spectromètre de masse par accélérateur (gris clair) et le pourcentage d'incertitude associé (erreurs analytique, systématique et théorique standard, en pointillés rouges) comparément au rapport corrigé en incluant l'échantillon de blanc analytique BK-GRE-137 (gris foncé).	41
Figure 39 - cartographie des moraines représentant les différentes extensions du glacier d'Argentière au LIA (bleu) et au Younger Dryas (violet).	43
Figure 40 - corrélation des différentes moraines avec les extensions latérales du glacier d'Argentière (A, D) en fonction des contraintes géochronologiques existantes, du profil et de l'altitude attribuée à ces moraines, par le biais de deux coupes transversales (B). Cette figure permet de se rendre également compte des différences d'envergure des moraines aux différents stades représentés entre les moraines du hameau de la Joux (B) et de la Chauffria (D).	43
Figure 41 - cartographie des extensions du Tour au travers de différentes moraines au tardiglaciaire (violet foncé), à la transition Dryas récent et début de l'Holocène (rose) et au PAG (bleu).	44
Figure 42 - reconstitution des différentes extensions latérales atteintes par le glacier du Tour à partir des moraines latérales de Tré le champ-le Haut (TLCH) et le Bas (TLCB) et des Frasserands (FRAS), en fonction des contraintes géochronologiques existantes sur les pols glaciaires situés à proximité de TLCH1 et TLCH2, et des échantillons prélevés sur TLCB1 (D), du profil et de l'altitude attribuée à ces moraines (B et C) grâce à une coupe transversale (A).	45
Figure 43 - cartographie des moraines de la partie Nord-Est du massif des Aiguilles Rouge des glaciers du Belvédère et de la Remuaz représentant leur extension au PAG (bleu), à la transition Dryas récent-début de l'Holocène (rose) et au possiblement au tardiglaciaire (violet foncé).	46
Figure 44 - reconstitution des extensions latérales du glacier de la Remuaz à partir des moraines latérales du glacier de la Remuaz (A) en fonction des contraintes géochronologiques existantes sur la moraine REM1 (B), et	

de l'altitude attribuée à ces moraines ou aux éléments de topographie (polis glaciaires - REM 3) grâce à une coupe transversale (C). La coupe permet de se rendre compte de la topographie légère et imbriquée des moraines secondaires (REM2) au sud de la moraine principale REM1 laissant penser à des moraines d'ablation.

.....	47
Figure 45 - corrélation des âges étudiés sur les échantillons de moraines (triangle) ou les polis glaciaires (losange) des glaciers de Talèfre, du Tour, d'Argentièrre et de la Remuaz à partir de plusieurs coupes transversales (cf figures X) avec les différentes périodes du Tardiglaciaire (Dryas ancien et moyen en orange), du Dryas récent (bleu), de l'Holocène (vert foncé) et du LIA (violet) avérées par datation absolue, ou supposée (pointillés). Seuls les vallums morainiques des glaciers de Talèfre et d'Argentièrre sur la coupe de Lognan intègrent des moraines déposées au LIA (JDT3, LOP1 et LOP2), les autres coupes représentent des systèmes morainiques déposés par les glaciers lorsqu'ils descendaient beaucoup plus bas dans la vallée de l'Arve (coupes de La Joux, La Chauffria, des Frasserands-Tré le champ) ou lorsque les glaciers persistaient encore dans le massif des Aiguilles Rouges (coupe des Balcons de la Remuaz).	49
Figure 46 - Extensions glaciaires du Glacier du Tour dont le stade actuel (2015 est estimé à partir des données Théia (A) et reconstituées au PAG (B et C) ainsi qu'au début de l'Holocène (D et E). Les stades intermédiaires ont finalement un faible impact sur la variation de la ligne d'équilibre (XIX ^e et XVII ^e siècles, Dryas récent et transition avec début Holocène). Les glaciers sont plus étendus aux stades plus froids, mais pas nécessairement beaucoup plus épais.	50
Figure 47 - Présentation des masques (A) et de la flowline dessinée pour la reconstitution du stade de Tré le Champ-le Bas (B) utilisés pour calibrer le modèle de reconstitution géométrique GlaRe pour le glacier du Tour au début de l'Holocène.	51
Figure 48 - profil longitudinal du versant est de la combe de l'Arve au travers de laquelle on observe un étagement à 1660, 1720 et 1740 mètres d'altitude, et sur laquelle des blocs de granite et amphibolite ont été trouvés.	52
Figure 49 - Extensions glaciaires du Glacier du Belvédère (A) et de la Remuaz (B) à partir des moraines latérales ouest datées à 9.28 ka +/-0.7. La reconstitution du glacier du Belvédère a été élaboré d'après une extension latérale qui serait postérieure à 9.28 ka. Sur l'extension frontale du glacier, les épaisseurs de glace sont élevées en raison de la rupture de pente. La limite de la partie centrale du terminus (Chalet des Cheserys) a été découverte par la glace entre 11.56 et 10.43 ka. La limite ouest du front (la Tête aux vents) se situe sur des polis datés entre 18.07 ka +/- 0.7 et 16.56 +/- 0.7.	53
Figure 50 - Evolution des lignes d'équilibre (AABR ?) des glaciers de la haute vallée de l'Arve. L'incertitude a été estimée à partir de la différence entre ELA calculée et ELA mesurée pour les glaciers d'Argentièrre et du Tour (Rabatel et al., 2013). Les lignes d'équilibres des glaciers du massif du mont blanc (Argentièrre en bleu, Tour en orange) empruntent une des trajectoires différentes de celles des glaciers présents dans le massif des Aiguilles Rouges (Belvédère en vert, Remuaz en rouge) : un effet de taille du bassin versant, plus petit sur le massif des Aiguilles Rouges (altitude maximum élevée à 2965 mètres, contre plus de 4800 mètres dans le massif du Mont Blanc), d'exposition de versant, de types de glaciers (de cirques dans les Aiguilles Rouges, et de vallées dans le massif du Mont Blanc), pourraient expliquer cette différence de ligne d'équilibre pour les glaciers d'une même vallée.	55
Figure 51 - Evolution des températures sur le glacier d'Argentièrre (bleu) et variation des températures entre deux périodes sur le glacier du Tour (orange) en fonction de la sensibilité des lignes d'équilibre. Hypothèse haute : variation de 115 mètres par degré °C (couleurs foncées) d'après Rabatel et al., (2015), et hypothèse basse : variation de 72 mètres par °C (couleurs claires) d'après Six et al., (2016). Les incertitudes demeurent grandes, surtout entre le PAG et la transition EH-YD : la surface occupée par les glaciers était largement plus grande. Le peu de variation entre la période du LIA et la période actuelle permet de supposer l'importance des précipitations dans la fluctuation des glaciers.	56
Figure 52 - présentation du profil en long des glaciers du Tour, du Belvédère et d'Argentièrre à partir des épaisseurs actuelles (Milan et al., 2021), et des extensions reconstituées à partir du logiciel GlaRe, aux périodes du PAG (XIX ^e siècle) et du début de l'Holocène (9.66 +/- 0.6 ka pour le Tour, 10.7 +/- 0.5 ka pour Argentièrre et non daté pour le Belvédère).	57
Figure 53 - photographie du Massif des Aiguilles Rouges réalisée en décembre, représentant les deux polis glaciaires récemment échantillonnés (en rouge) et ceux réalisés en amont dans le cadre des travaux de Master 2	

de L. Courtial-Manent (2021). On observe l'importante couche de neige qui recouvre le versant, ainsi que les nombreuses combes à neige favorisant leur maintien sur une longue période.....	58
Figure 54 - variation de l'âge en fonction de l'épaisseur du manteau neigeux d'après les calculs du snow shielding factor de Stone (2000), calculés pour les échantillons de la moraine de Tré le champ-le Bas (en vert), de la Remuaz (en bleu) et les polis glaciaires des Aiguilles Rouges (Tête aux vents et Chalet des Cheserys, en orange). On observe une linéarité des variations, liées au shiedling factorn qui n'est pas modifié en fonction de la topographie, l'exposition ou l'altitude, conditionnant pourtant l'épaisseur et la persistance du manteau neigeux.	59
Figure 55 - variation de l'âge minimum en fonction de différents taux d'érosion : de gauche à droite, 0.4mm /ka, 0.2mm /ka, et aucune érosion pour les différents échantillons de la moraine de Tré le champ-le Bas (en vert), de la Remuaz (en bleu) et les polis glaciaires des Aiguilles Rouges (Tête aux vents et Chalet des Cheserys, en orange). L'impact de l'érosion augmente avec l'âge des échantillons	60
Figure 56 - présentation de profils transversaux réalisés du Moulin des Frasserands à la moraine de Tré le champ-le Bas, représentant les deux coupes réalisées dans les travaux de Jaillet et Ballandras (2a = B et 2b = A), et leur interprétation possible en tenant compte des âges 14C et 10Be	61
Figure 57 - reconstitution chronologique des différents stades glaciaires dans la Haute Vallée de l'Arve pour le glacier du Tour (vert), le glacier d'Argentière (marron), dans le massif des Aiguilles Rouges (bleu), le glacier de Talèfre (violet) et le glacier de l'Arve (rouge) obtenus à partir des datations de blocs morainiques (trait plein) qui nous informe sur la position du glacier avant son retrait, et de pols glaciaires (trait hachuré) nous informant sur la déglaciation d'une surface. Différents stades admis dans la littérature (Montagne de la Parsa, Wetter 1987 ; Houches, Coutterand et Nicoud, 2005 ; Chamonix, Tré le Champ et Frasserands, Dorthe-Monachon, 1990) ont été restitués dans cette frise afin d'y intégrer ces nouveaux âges.	64
Figure 58 - Comparaison de proxys paléoclimatiques avec la chronologie de stades d'avancées des glaciers alpins basée sur des âges 10 Be (Adapté de Protin et al., 2021). [A1] : Enregistrement $\delta 18 O$ dans la carotte du Groenland NGRIP (Rasmussen et al., 2006), les bandes bleues représentent le Younger Dryas et les pics de froid pendant l'Holocène précoce identifiés dans la carotte de glace du Groenland, [A2] Enregistrement des isotopes de l'oxygène provenant des inclusions fluides dans des spéléothèmes en Suisse (Affolter et al., 2019) [A3] Température de l'air en juillet dans les Alpes, estimée à partir des chironomes (Heiri et al., 2015). Les extensions YD-EH des glaciers alpins [B] à [O] sont par l'âge des moraines datées de ces extensions. Les lignes verticales en pointillés délimitent la période de transition YD/EH entre 12 et 10 ka. Chaque moraine est représentée par une courbe de probabilité formée en additionnant celles des blocs datés ($n=x$), les lignes verticales et la bande colorée représentent les moyennes arithmétiques et les écarts types (1σ). [B] (Hofmann, 2018), [C] (Schimmelpfennig et al., 2019), [D] (Protin et al., 2021) ; [E] (Protin et al., 2019), [F] (Schimmelpfennig et al., 2012), [G] (Schindelwig et al., 2012), [H] (Schimmelpfennig et al., 2014), [I] (Moran et al., 2016a), [J] (Moran et al., 2016a), [K] (Moran et al., 2016b), [L] (Baroni et al., 2017) et [M] (Baroni et al., 2017).	66
Figure 59 - Données climatiques actuelles pour le glacier d'Argentière (à gauche, d'après Protin et al., 2019), et relation entre bilan de masse et élévation. Les données du bilan de masse, mesurées à différentes altitudes du glacier sont exprimés en mètre/an (équivalent épaisseur d'eau) (Points bleus), avec des valeurs négatives dans la zone d'ablation et des valeurs positives dans la zone d'accumulation. La courbe rouge représente une relation PDD de relier le bilan de masse aux grandeurs climatiques ci-dessus (d'après Protin et al., 2019).	68
Figure 60 - Calcul des couples (changement de précipitation, changement de température) en fonction de l'extension du glacier d'Argentière à la transition YD/EH (en bleu) et au petit âge glaciaire en violet et en rouge) (Adapté de Protin et al., 2019).	68
Figure 61 - : extensions glaciaires de Haute vallée de l'Arve (glaciers d'Argentière, du Tour et des Aiguilles Rouges) modélisées pour des précipitations inférieures à la période actuelle (0.75 fois celle de l'actuel) et des températures inférieures de 4.6 ° C.....	69
Figure 62 - influence des conditions précipitations et températures à travers 2 modèles extrêmes: A gauche : précipitation (par rapport à l'actuel) = 0,25 et température -7,4°; (en rouge ELA= 2363 m) ; A droite : précipitation (par rapport à l'actuel) multipliée par 1,5 et température -2,5° ; (En rouge, ELA=2513 m)	69

Liste des Tableaux

Tableau 1 - Références des paramètres appliqués au calcul des âges minimums sur le calculateur CREP.	28
Tableau 2 - présentation des caractéristiques de chaque échantillon nécessaire à la calibration du taux de production, et donc au calcul des âges.	41
Tableau 3 - résultats des rapports $9\text{Be}/10\text{Be}$, des concentrations de 10Be et des âges provenant des moraines (REM13, REM17 et REM19) et des polis glaciaires (AIG20-13 et AIG21-1) échantillonnées dans le massif des Aiguilles Rouges, et des moraines de Tré le Champ (glacier du Tour, FRA1, FRA2, FRA3, FRA4 et FRA5).	42
Tableau 4 - synthèse des travaux d'estimation des lignes d'équilibre géométriques en m a.s.l. avec le logiciel GlaRe, des volumes de glace en m^3 avec Raster Surface Volume de QGis, des températures estimées à partir des sensibilités de lignes d'équilibre (Rabatel et al. 2013, Six et al. 2017) et des différences associées pour chaque transition entre les périodes actuelles, au PAG et au Dryas récent pour chacun des glaciers d'Argentière, du Tour, du Belvédère et de la Remuaz. L'altitude de la ligne d'équilibre pour le glacier d'Argentière entre la période actuelle et celle du PAG augmente alors que les glaciers étaient plus étendus : facteurs à l'œuvre/précision du modèle ?	54

Table des matières

INTRODUCTION : CONTEXTE DU STAGE, MISE EN PERSPECTIVE DE LA COMMANDE	1
1. La recherche scientifique et ISTerre	1
1.1 LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE APPLIQUEE AU FONCTIONNEMENT DE LA TERRE	1
1.2 ISTERRE ET LA MONTAGNE	1
1.3 POSITIONNEMENT DE ISTERRE DANS LA RECHERCHE	2
2. Focus sur l'équipe « TRB »	2
2.1 PRESENTATION DE L'EQUIPE ET THEMATIQUES DE RECHERCHE	2
2.3 OBJECTIF DE LA COMMANDE ET QUESTIONS DE RECHERCHE.....	3
3. Reconstitutions glaciaires : pourquoi ?	3
3.1 LES GLACIERS, TEMOINS DU CLIMAT	3
3.2 LA TRANSITION DRYAS RECENT/DEBUT HOLOCENE : TEMOIN D'UN RECHAUFFEMENT ABRUPT ...	4
3.3 ANTICIPATION DES EVENEMENTS CLIMATIQUES FUTURS.....	5
3.4 GESTION DE RISQUES LIES A LA FONTE DES GLACES	6
ETAT DE L'ART	7
1. Périodes glaciaires et interglaciaires	7
1.1 Le principe de la variabilité climatique : exemple du Quaternaire	7
1.2 Les forçages astronomiques.....	7
1.3 Les forçages terrestres	8
2. Le paléoclimat depuis le dernier Maximum Glaciaire	10
2.1 La période Würmienne	10
2.2 LES OSCILLATIONS DU TARDIGLACIAIRE	11
2.3 TRANSITION DRYAS RECENT ET HOLOCENE : DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ABRUPTS ET RAPIDES	11
3. Fluctuations glaciaires : caractéristiques physiques et évidences géomorphologiques	12
3.1 FLUCTUATION D'UN GLACIER	12
3.2 RHEOLOGIE GLACIAIRE : PRINCIPES DE BASE.....	13
3.3 GEOMORPHOLOGIE GLACIAIRE : ARCHIVES NATURELLES FLUCTUATIONS.....	15
4. La vallée de Chamonix : une zone d'étude marquée par les glaciations.....	16
4.1 PRESENTATION DE LA VALLEE	16
4.2 DISPOSITIF MORAINIQUE ET CHRONOLOGIE DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES DE LA VALLEE DE CHAMONIX AU PETIT ÂGE GLACIAIRE	17
4.3 ZONE D'ETUDE RAPPROCHEE :	19
MÉTHODES.....	22
1. Synthèse cartographique des moraines et des âges.....	22
1.1 TRAVAIL PRELIMINAIRE ET ORIGINE DES DONNEES	22
1.2 SELECTION DES DONNEES ET CLASSIFICATION	23

2. Le Béryllium 10 et la datation des fluctuations glaciaires	24
2.1 ORIGINE DU BERYLLIUM 10 : PRINCIPES DES ISOTOPES COSMOGENIQUES UTILISES EN GEOCHRONOLOGIE	24
2.2 PREPARATION DES ECHANTILLONS : PURIFICATION DU QUARTZ ET EXTRACTION DU 10BE	26
2.3 DETERMINATION D'UN AGE MINIMUM : CALCUL, CONCENTRATION ET FACTEURS D'ECHELLE	27
2.4 PRESENTATION DES ECHANTILLONS	29
3. Reconstitution de l'extension géométrique des paléo-glaciers et de leur ligne d'équilibre	30
3.1 PRINCIPE GENERAL, OUTIL ET PACKAGE UTILISE	31
3.2 PARAMETRES DE RECONSTITUTION DE LA SURFACE	33
3.3 PARAMETRES DE RECONSTITUTION DE LA ELA GEOMETRIQUE ET CALCUL DES TEMPERATURES	35
RÉSULTATS	36
1. La morphologie des moraines de la vallée de l'Arve : exemples des glaciers des Bossons et de la Mer de glace	36
1.1 OBSERVATION GENERALE DES FORMES DES MORAINES DE LA VALLEE	36
1.2 LES MORAINES DES GLACIERS DES BOSSONS ET DE TACONNAZ	37
1.3 LA MER DE GLACE ET LE JARDIN DE TALEFRE	38
2. Apports de contraintes géochronologiques à la géométrie des extensions glaciaires dans la Haute vallée de l'Arve	40
2.1 DATATION AU BERYLLIUM 10 : RESULTAT DE LA GEOCHIMIE ET PRESENTATION DES NOUVEAUX AGES	41
2.2 ANALYSE CHRONOLOGIQUE DES EXTENSIONS GLACIAIRES DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE	42
2.3 CORRELATION DES STADES DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE	47
3. Reconstitution géométrique de l'englacement de la Haute vallée de l'Arve	50
3.1 PRESENTATION GENERALES DES EXTENSIONS : L'EXEMPLE DU TOUR	50
3.2 L'INFLUENCE DU TERMINUS DES GLACIERS SUR LES VARIATIONS D'ELAS	54
3.3 VARIATION DE L'EPAISSEUR DES GLACIERS	57
INTERPRETATION DES RESULTATS ET DISCUSSIONS	58
1. Isotopes radioactifs et modélisation : facteurs influençant les résultats	58
1.1 LE ROLE DU MANTEAU NEIGEUX ET DE L'EROSION	58
1.2 COMPARAISON DES AGES 10BE ET 14C AVEC LE CAS DU DISPOSITIF MORAINIQUE DU GLACIER DU TOUR	60
1.3 LIMITES DU MODELE GEOMETRIQUE	61
2. La déglaciation et ses multiples fluctuations	63
2.1 INTERPRETATION DES AGES DE LA VALLEE AVEC LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES A L'ORIGINE DES FLUCTUATIONS	63

2.2 IMPLICATIONS DES FORÇAGES TERRESTRES DANS LA FLUCTUATION DES GLACIERS DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE	64
2.3 LA REPOSE DES GLACIERS EN EUROPE AUX VARIATIONS DE CLIMAT DU DEBUT HOLOCENE	65
3. Modélisation avec un modèle « précipitation-température journalière » (PDD) de l'extension de la Haute vallée de l'Arve	67
3.1 RECONSTITUER DES CONDITIONS CLIMATIQUES : QUELS OUTILS ?	67
3.2 CALIBRATION DES PARAMETRES DU MODELE PDD DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE	67
4.3 EXTENSION DES GLACIERS DE LA HAUTE VALLEE DE L'ARVE EN FONCTION DES PALEO-PRECIPITATIONS ET TEMPERATURES INTRODUITES DANS LE MODELE PDD...	68
CONCLUSION	71
BIBLIOGRAPHIE.....	73
Table des figures et tableaux :	80
Table des matières	86
Annexes	89
Annexe 1 – Synthèse des Âges dans la vallée de Chamonix	89
Annexe 2 – Cartographie des âges 10Be en lien avec la dynamique glaciaire	91
Annexe 3 – Comparaison de l'épaisseur de glace sur les profils en longs des glaciers à l'actuel, au PAG et au EH.....	92
Annexe 4 – Distribution des valeurs d'épaisseur de glace pour le glacier d'Argentière, du Tour et du Belvédère (de haut en bas) à l'actuel, au PAG et au EH.....	93
Annexe 5 – Présentation des reconstitutions du glacier d'Argentière d'après les différentes extensions au PAG et au YD-EH	94
Annexe 6 – Localisation des échantillons 14C de Jaillet et Ballandras dans leurs coupes le long de la rivière de l'Arve.	95

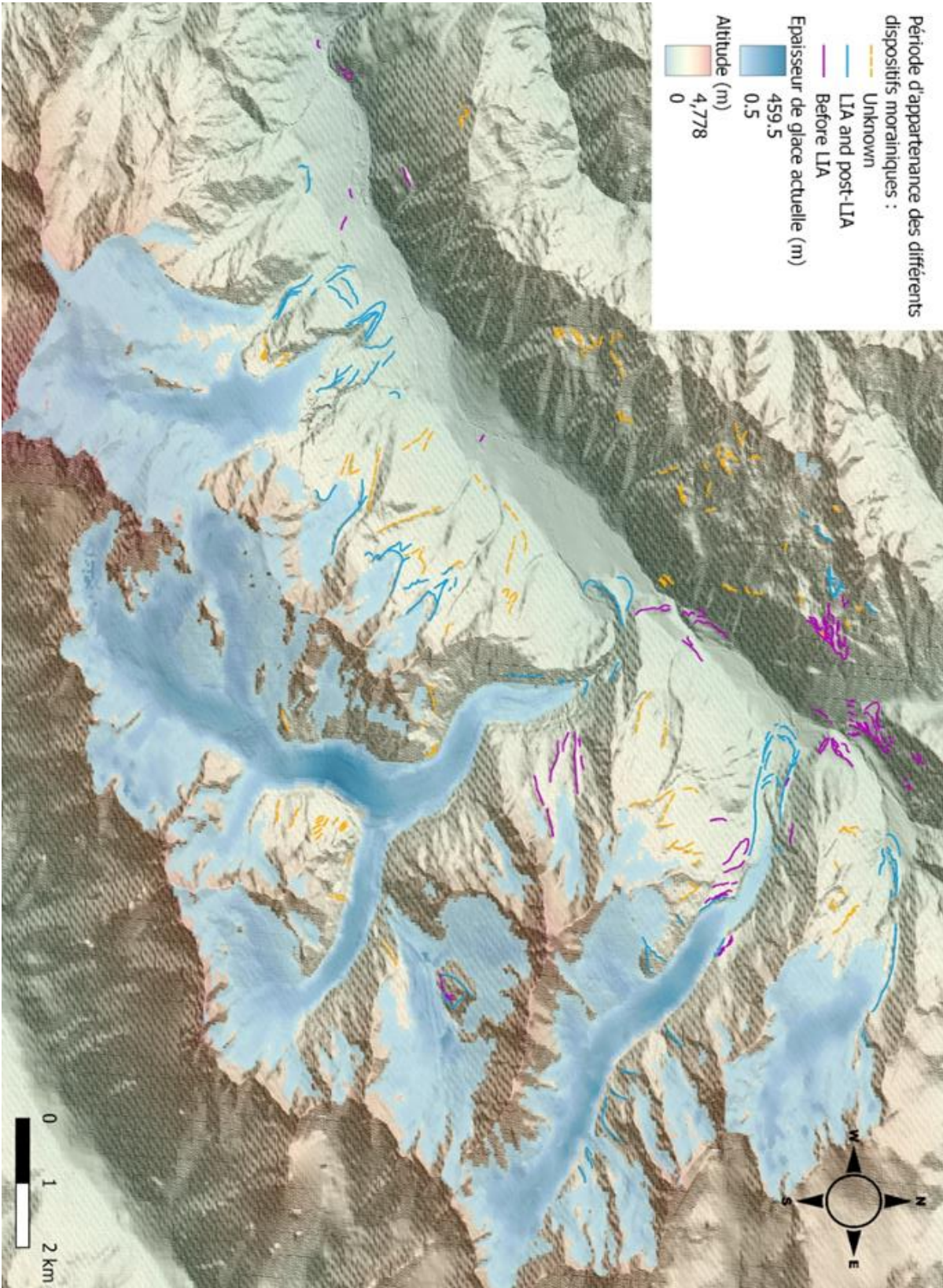
Annexes

Annexe 1 – Synthèse des Âges dans la vallée de Chamonix

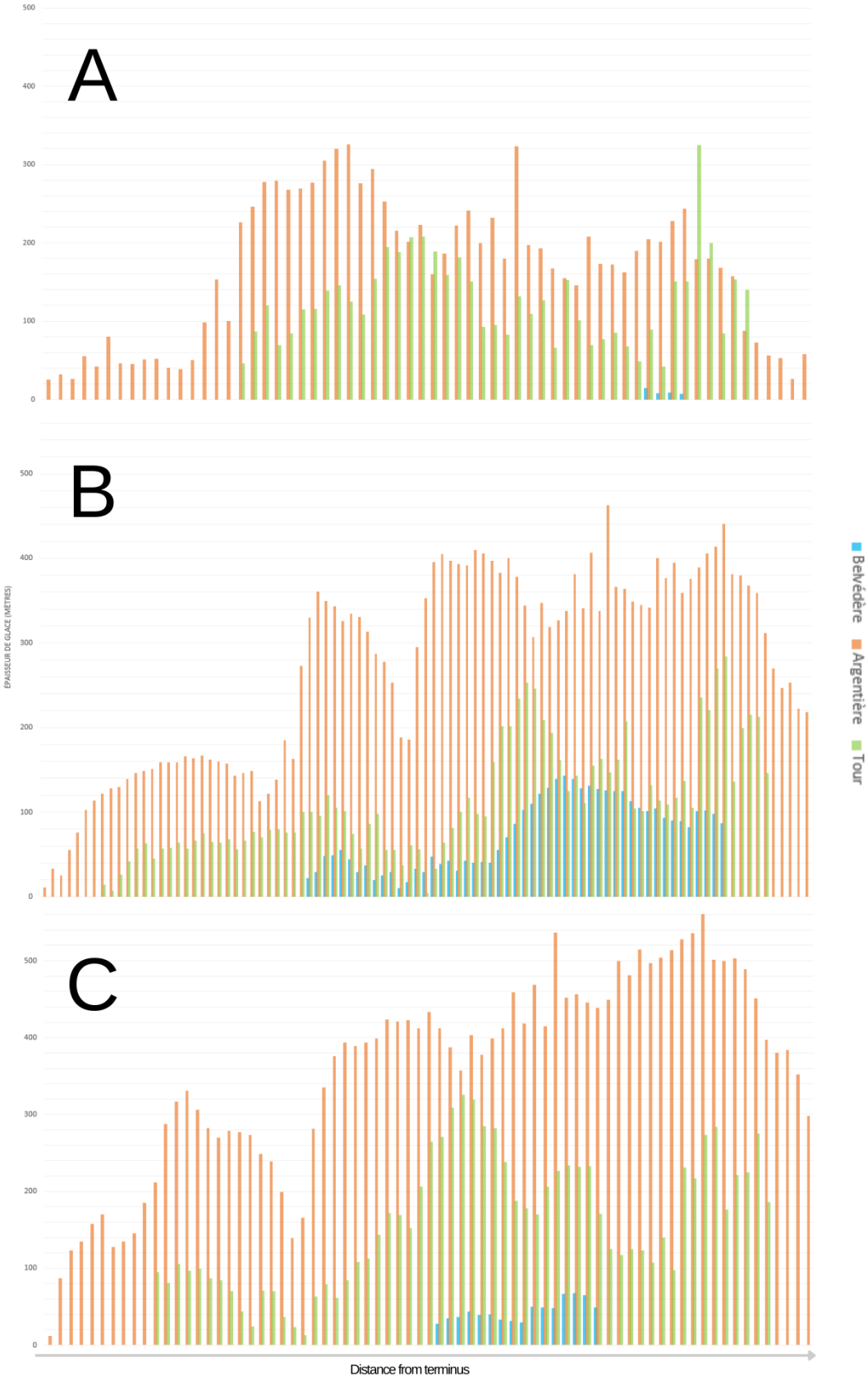
Glacier	Sample	Site	Type	Age_min (ka)	Uncert. (ka)	Datation method	Lat (North)	Long (East)	Altitude (m)	Source
Aiguilles Rouges	ARG 20-1/6	Crevasse N/E	Scarp	16.56	0.73	10Be	45.9827	6.9101	1950	Courtal-Mametz, 21
Tour	ARG 20-7	Tre le champ le Haut	Glacially polished bedrock	18.07	0.73	10Be	45.9819	6.9102	1895	Courtal-Mametz, 21
Tour	ARG 20-8	Tre le champ le Haut	Glacially polished bedrock	17.18	1.87	10Be	46.001	6.9255	1512	Courtal-Mametz, 21
Tour	ARG 20-9	Tre le champ le Haut	Glacially polished bedrock	3.78	0.48	10Be	46.0017	6.9256	1521	Courtal-Mametz, 21
Aiguilles Rouges	ARG 20-10	Crevasse S/O	Glacially polished bedrock	12.07	0.51	10Be	45.9783	6.9047	1943	Courtal-Mametz, 21
Aiguilles Rouges	ARG 20-11	Crevasse S/O	Glacially polished bedrock	12.18	0.52	10Be	45.9782	6.9045	1947	Courtal-Mametz, 21
Aiguilles Rouges	ARG 20-12	Crevasse S/O	Glacially polished bedrock	11.01	0.46	10Be	45.9789	6.9057	1930	Courtal-Mametz, 21
Tour	ARG 20-14	Tre le champ le Bas	Glacially polished bedrock	13.55	0.82	10Be	45.995	6.9259	1439	Courtal-Mametz, 21
Tour	ARG 20-15	Tre le champ le Bas	Glacially polished bedrock	14.97	1.68	10Be	45.9949	6.9247	1472	Courtal-Mametz, 21
Bossons	ARG 20-20	Les Houches	Scarp	16.88	1.76	10Be	45.8973	6.7821	1038	Courtal-Mametz, 21
Argentiere	ARG-16-9	Lognan	Momin d'qposit	12.21	0.64	10Be	45.9667	6.96065	2252	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-10	Lognan	Momin d'qposit	10.1	0.68	10Be	45.9668	6.96056	2246	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-11	Lognan	Momin d'qposit	10.63	0.48	10Be	45.96691	6.9605	2239	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-12	Lognan	Momin d'qposit	11.88	0.73	10Be	45.96704	6.96041	2235	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-13	Lognan	Momin d'qposit	11.93	0.61	10Be	45.96744	6.96031	2216	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-1	Lognan	Momin d'qposit	10.28	0.7	10Be	45.96575	6.96317	2287	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-2	Lognan	Momin d'qposit	10.39	0.69	10Be	45.96575	6.9632	2274	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-11	Lognan	Momin d'qposit	10.65	0.4	10Be	45.96551	6.96333	2265	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-3	Lognan	Momin d'qposit	10.61	0.41	10Be	45.96641	6.96312	2255	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-4	Lognan	Momin d'qposit	10.52	0.4	10Be	45.96648	6.96289	2247	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-12	Lognan	Momin d'qposit	10.87	0.4	10Be	45.96686	6.963	2235	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-5 (O)	Lognan	Momin d'qposit	17.42	1.55	10Be	45.96703	6.96292	2234	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-6	Lognan	Momin d'qposit	10.04	0.38	10Be	45.96736	6.96278	2216	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-7	Lognan	Momin d'qposit	10.01	0.41	10Be	45.9679	6.96246	2189	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-5	Lognan	Glacially polished bedrock	11.02	0.45	10Be	45.96075	6.96705	2502	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-6	Lognan	Glacially polished bedrock	12.5	0.54	10Be	45.96123	6.96753	2465	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-7	Lognan	Glacially polished bedrock	11.02	0.46	10Be	45.96181	6.96773	2427	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-8	Lognan	Glacially polished bedrock	10.44	0.58	10Be	45.9665	6.96061	2384	Protin, 14
Argentiere	ARG-16-14	Lognan	Glacially polished bedrock	9.97	0.46	10Be	45.96727	6.96208	2252	Protin, 14
Argentiere	ARG-17-1 (D)	Cremerie	Momin d'qposit	1.16	0.21	10Be	45.98111	6.93959	1396	Protin, 14
Argentiere	ARG-17-2	Cremerie	Momin d'qposit	0.9	0.14	10Be	45.98112	6.93975	1399	Protin, 14
Argentiere	ARG-17-3 (D)	Cremerie	Momin d'qposit	0.89	0.23	10Be	45.98099	6.93985	1403	Protin, 14
Argentiere	ARG-17-4 (D)	Cremerie	Momin d'qposit	2.04	0.31	10Be	45.9807	6.93989	1407	Protin, 14
Argentiere	ARG-17-5 (D)	Cremerie	Momin d'qposit	3.24	0.35	10Be	45.98046	6.94044	1408	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-3	Cremerie	Momin d'qposit	0.37	0.08	10Be	45.97459	6.9421	1550	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-2	Cremerie	Momin d'qposit	0.55	0.13	10Be	45.97511	6.94278	1516	Protin, 14
Argentiere	ARG-15-4	Cremerie	Momin d'qposit	0.53	0.17	10Be	45.97758	6.93878	1392	Protin, 14
Argentiere	LIX-17-2	La Joux	Momin d'qposit	10.09	0.68	10Be	45.9638	6.90743	1216	Protin, 14
Argentiere	LIX-17-3	La Joux	Momin d'qposit	11.3	0.51	10Be	45.96318	6.90777	1213	Protin, 14
Argentiere	LIX-17-4	La Joux	Momin d'qposit	9.48	0.38	10Be	45.96231	6.90604	1215	Protin, 14
Argentiere	LIX-17-5	La Joux	Momin d'qposit	12.93	0.52	10Be	45.96139	6.90607	1209	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-1	Chapau	Momin d'qposit	4.52	0.31	10Be	45.94491	6.9187	1572	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-2	Chapau	Momin d'qposit	0.62	0.12	10Be	45.94469	6.91849	1555	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-8	Montevens	Momin d'qposit	0.62	0.06	10Be	45.93163	6.91909	1860	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-3	Montevens	Momin d'qposit	0.47	0.08	10Be	45.93076	6.91915	1832	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-4	Montevens	Momin d'qposit	0.38	0.07	10Be	45.93133	6.91992	1782	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-5	Montevens	Momin d'qposit	2.48	0.26	10Be	45.93013	6.92125	1735	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-5	Montevens	Momin d'qposit	2.33	0.13	10Be	45.93013	6.92125	1735	Protin, 14
Mer de Glace	MDG-15-6	Montevens	Momin d'qposit	0.11	0.08	10Be	45.93024	6.9219	1683	Protin, 14
Aiguilles Rouges	REM1	Remuz	Glacially polished bedrock	15.46	1.6	10Be	45.99521	6.91136	2040	Cara, 17
Aiguilles Rouges	REM3	Remuz	Glacially polished bedrock	8.58	0.84	10Be	45.99428	6.91179	2070	Cara, 17
Aiguilles Rouges	REM4	Remuz	Glacially polished bedrock	10.75	1	10Be	45.99428	6.91179	2068	Cara, 17
Aiguilles Rouges	REM5	Remuz	Glacially polished bedrock	7.81	0.8	10Be	45.99428	6.91179	2060	Cara, 17
Mer de Glace	CHAP01	Chapau	Wood	3.1	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-14	--	Wood	0.8	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-18	--	Wood	0.92	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-09	--	Wood	0.91	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG S1a	--	Wood	0.88	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG S2a	--	Wood	0.92	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG S3	--	Wood	0.92	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG S4	--	Wood	0.86	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-06	--	Wood	0.96	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-11	--	Wood	0.93	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG S5	--	Wood	0.98	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-10	--	Wood	1.13	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-08	--	Wood	1.22	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-16	--	Wood	1.66	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MOTT06	Mottets	Wood	1.54	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG1-20_G	--	Wood	1.79	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG2-01	--	Wood	1.69	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MOTT01	Mottets	Wood	1.68	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MOTT02	Mottets	Wood	1.87	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MOTT08	Mottets	Wood	2.44	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG5-02	--	Wood	2.58	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG3-07	--	Wood	2.66	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG3-06	--	Wood	2.69	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG3-02	--	Wood	2.92	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG5-04A	--	Wood	2.87	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG5-04B	--	Wood	2.91	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG3-01	--	Wood	3.04	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Mer de Glace	MDG5-01_G	--	Wood	3.39	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Argentiere	ARG01	--	Wood	1.23	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Argentiere	ARG04	--	Wood	2.1	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Talefre	JDT-16-17	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	11	0.41	10Be	45.91642	6.98233	2825	Protin, 21
Talefre	JDT-16-13	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	11.07	0.41	10Be	45.91604	6.98249	2817	Protin, 21
Talefre	JDT-16-16	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	10.47	0.4	10Be	45.91564	6.98224	2798	Protin, 21
Talefre	JDT-16-20	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	9.12	0.4	10Be	45.91667	6.98301	2835	Protin, 21
Talefre	JDT-16-19	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	10.31	0.39	10Be	45.91647	6.98318	2827	Protin, 21
Talefre	JDT-16-22	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	10.01	0.38	10Be	45.91636	6.9832	2824	Protin, 21
Talefre	JDT-16-18	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	10.09	0.41	10Be	45.91599	6.98324	2805	Protin, 21
Talefre	JDT-16-11	Jardin de Talefre	Momin d'qposit	0.23	0.02	10Be	45.91683	6.9843	2842	Protin, 22

Talefre	JDT-16-10	Jardin de Talefre	Moraine deposit	0.21	0.02	10Be	45.91788	6.98305	2903	Protin, 23
Talefre	JDT-16-9	Jardin de Talefre	Moraine deposit	0.17	0.03	10Be	45.9184	6.9826	2923	Protin, 24
Talefre	JDT-16-3	Jardin de Talefre	Moraine deposit	1.78	0.08	10Be	45.91918	6.98241	2951	Protin, 21
Talefre	JDT-16-1	Jardin de Talefre	Glacially polished bedrock	11.16	0.42	10Be	45.91873	6.98128	2950	Protin, 21
Talefre	JDT-16-2	Jardin de Talefre	Glacially polished bedrock	11.06	0.38	10Be	45.91894	6.98219	2943	Protin, 21
Mer de Glace	MBTP1	Trelaporte	--	16.61	0.7	OSL	45.9083	6.9311	2545	Lehman, 19
Mer de Glace	MBTP6	Trelaporte	--	6.85	0.9	OSL	45.9129	6.9326	2094	Lehman, 19
Mer de Glace	MBAM1	Glacier du moine	--	12.48	--	10Be	45.9094	6.9527	2447	Lehman, 20
Mer de Glace	MBAM2	Glacier du moine	--	12.1	--	10Be	45.9087	6.9521	2363	Lehman, 20
Mer de Glace	MBAM3	Glacier du moine	--	12.5	--	10Be	45.9082	6.9507	2259	Lehman, 20
Mer de Glace	MBTP2	Trelaporte	--	15.14	--	10Be	45.9086	6.9319	2460	Lehman, 20
Mer de Glace	MBTP5	Trelaporte	--	20.2	--	10Be	45.9112	6.9324	2220	Lehman, 20
Mer de Glace	MBTP9	Trelaporte	--	10.97	--	10Be	45.9124	6.933	2133	Lehman, 20
Mer de Glace	MBTP11	Trelaporte	--	14.48	--	10Be	45.9108	6.9315	2310	Lehman, 20
Bossons	BOSS2101	--	Erratic boulder	0.7	--	10Be	45.8847	6.8515	1700	Prudhomme, 13
Bossons	BOSS2102	--	Erratic boulder	0.72	--	10Be	45.8847	6.8515	1700	Prudhomme, 13
Bossons	BOSS2103	--	Erratic boulder	1.5	--	10Be	45.8847	6.8515	1700	Prudhomme, 13
Bossons	BOSS12_B1_01	--	Erratic boulder	0.83	--	10Be	45.89132	6.85928	1700	Prudhomme, 19
Bossons	BOSS12_B1_02	--	Erratic boulder	1.08	--	10Be	45.89132	6.85928	1700	Prudhomme, 19
Bossons	BOSS12_B1_03	--	Erratic boulder	3.66	--	10Be	45.89132	6.85928	1700	Prudhomme, 19
Bossons	CRO12_P1_02	--	Glacially polished bedrock	0.91	--	10Be	45.89141	6.85918	1762	Prudhomme, 19
Bossons	CRO12_P1_04	--	Glacially polished bedrock	0.58	--	10Be	45.89141	6.85918	1762	Prudhomme, 19
Tour	ARC1346	Pont de Montroc	Vegetal debris	7.5	--	14C	--	--	--	Jaillet et Ballandras, 96
Tour	ARC1378	Moulin des Frasserands	Vegetal debris	9.3	1.3	14C	--	--	--	Jaillet et Ballandras, 99
Mer de Glace	--	Les Times	--	0.38	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Cote du Piget	--	0.17	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Les Bois	--	0.16	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Les Bois	--	0.17	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Les Bois	--	0.2	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Le Chapeau	--	0.2	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Montenvers	--	0.17	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Mer de Glace	--	Rocher des Mottets	--	0.13	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Cremerie	--	0.17	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Grande moraine droite	--	0.2	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Pagnolet	--	0.42	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Pagnolet	--	0.2	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Grande moraine gauche	--	0.42	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Grande moraine gauche	--	0.24	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Grande moraine gauche	--	0.2	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Pierres a Bossons	--	0.13	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Pierres a Bossons	--	0.13	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Argentiere	--	Pierres a Bossons	--	0.1	--	Relative	--	--	--	Wetter et Nussbaumer (Le Roy, 15)
Bossons	BOS05	--	Wood	1.56	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Bossons	BOS17	--	Wood	1.62	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Bossons	BOS07	--	Wood	1.7	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Bossons	BOS08	--	Wood	1.68	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Bossons	BOS12	--	Wood	1.77	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Bossons	BOS13	--	Wood	2.46	--	14C	--	--	--	Le Roy, 15
Arve	VAU12_P1_01	Vaudagne	Erratic boulder	10.1	1.9	10Be	45.90929	6.76412	1037	Prud'homme, 20
Arve	VAU12_P2_01	Vaudagne	Glacially polished bedrock	15.7	3.8	10Be	45.90798	6.7703	1025	Prud'homme, 20

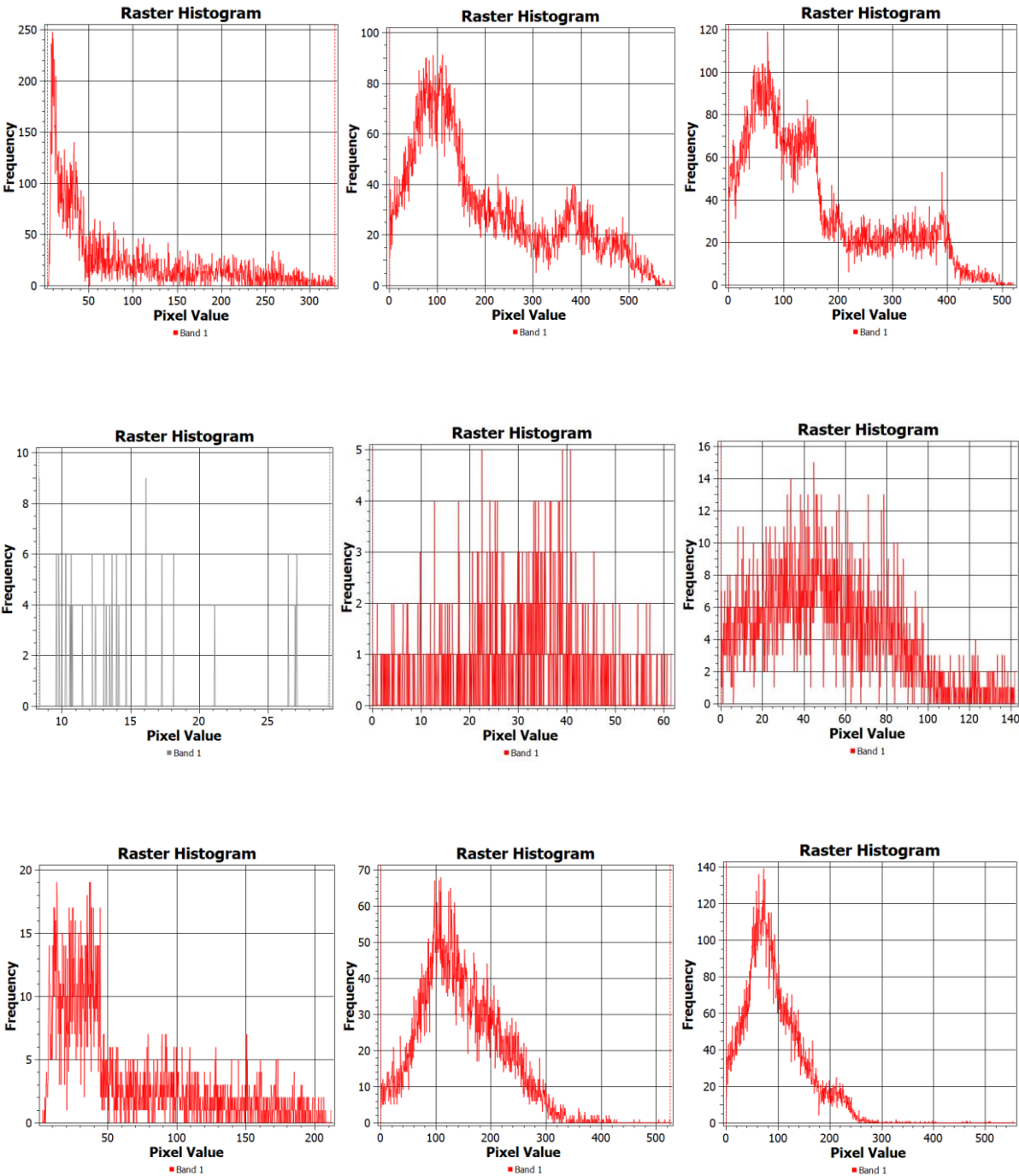
Annexe 2 – Cartographie des moraines de la vallée de l’Arve en lien avec la dynamique glaciaire et leur période de construction



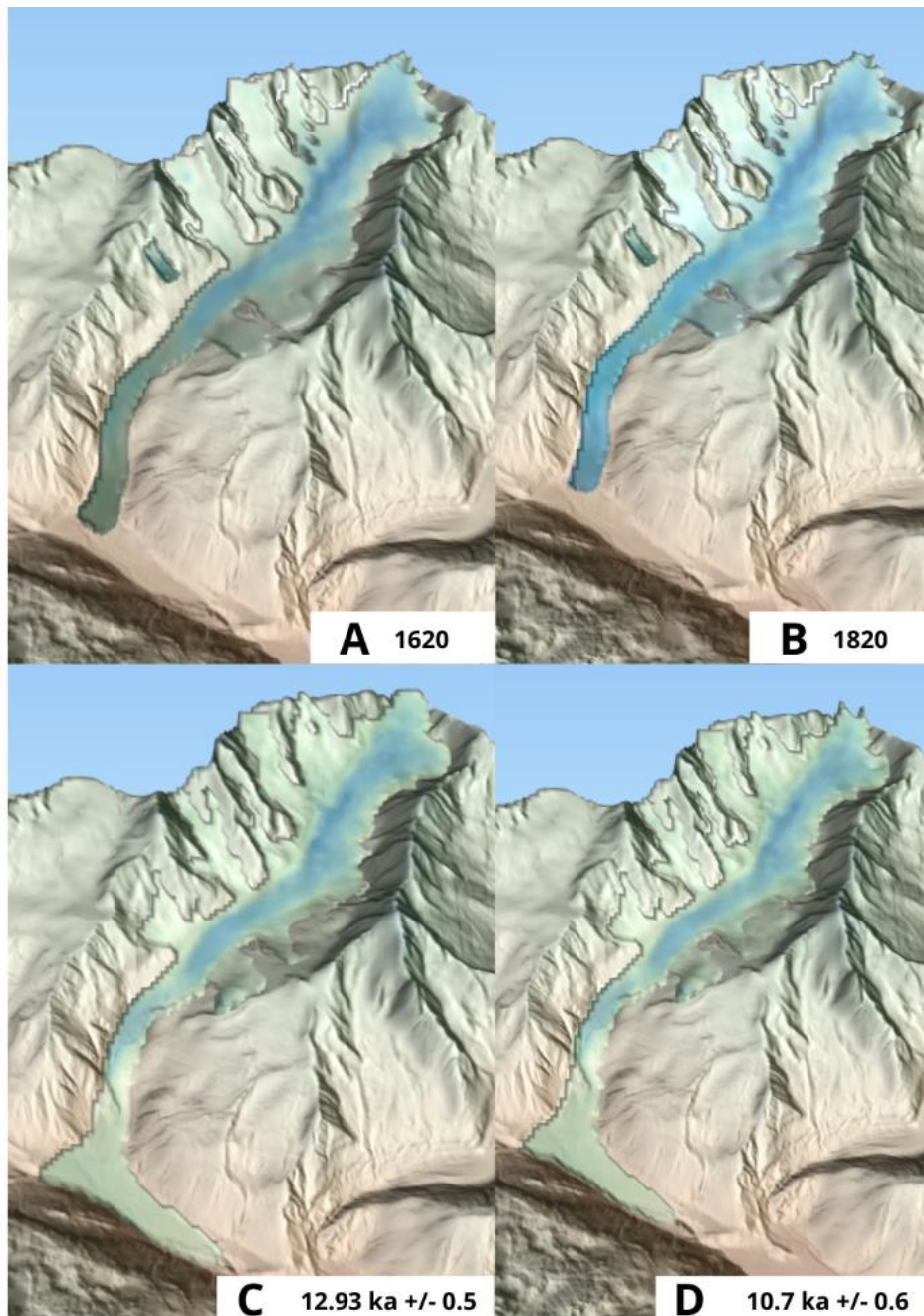
Annexe 3 – Comparaison de l'épaisseur de glace sur les profils en longs des glaciers à l'actuel, au PAG et à l'EH



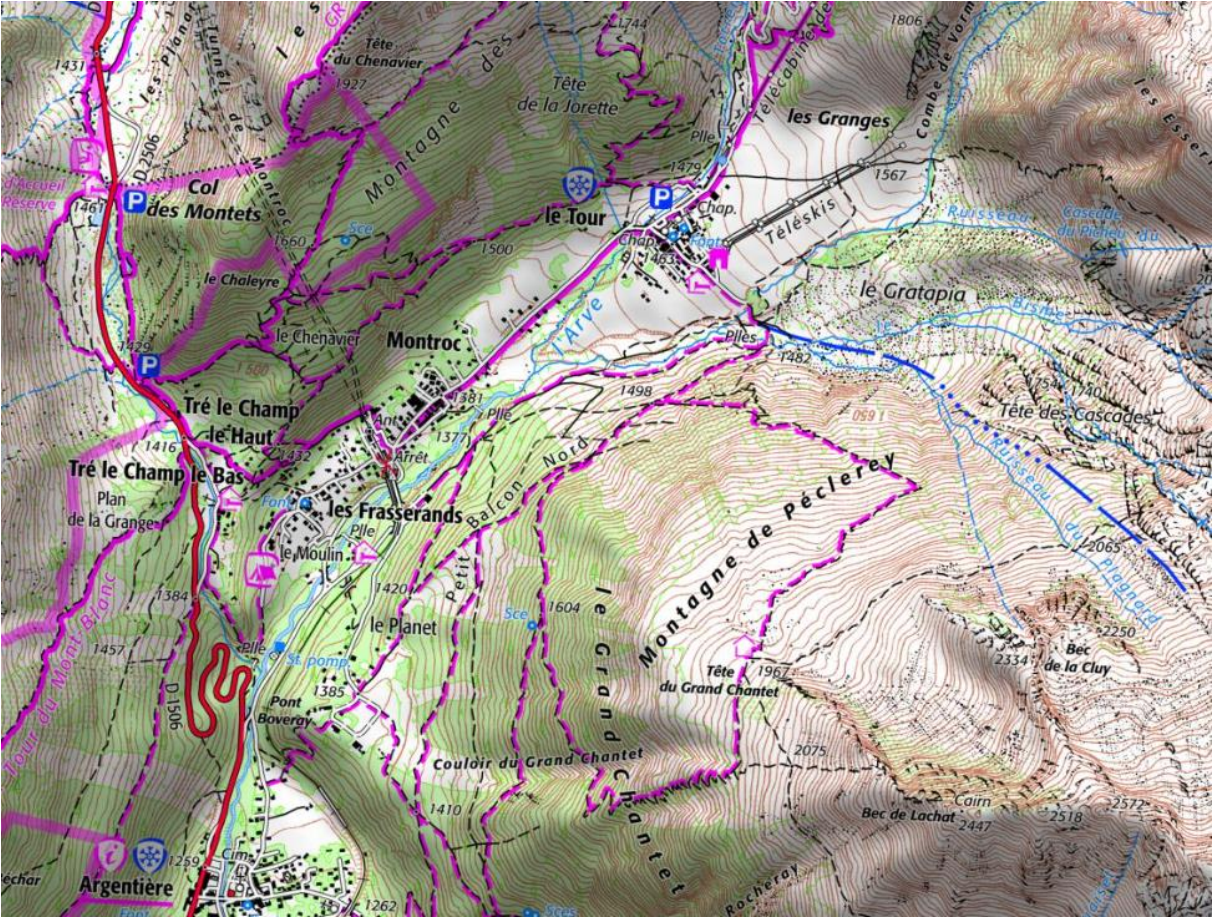
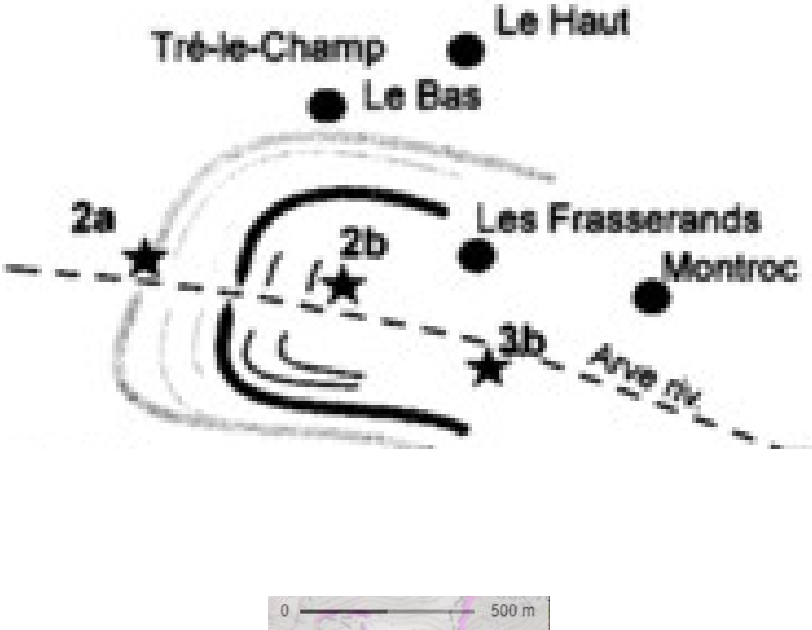
Annexe 4 – Distribution des valeurs d'épaisseur de glace pour le glacier d'Argentière, du Tour et du Belvédère (de haut en bas) à l'actuel, au PAG et à l'EH (de gauche à droite)



Annexe 5 – Présentation des reconstitutions du glacier d'Argentière d'après les différentes extensions au PAG et au YD-EH



Annexe 6 – Localisation des échantillons 14C de Jaillet et Ballandras dans leurs coupes le long de la rivière de l'Arve.



Résumé

La reconstitution de paléoenvironnements permet d'étudier la nature et l'implication des forçages lors de changements environnementaux. L'étude des paléo-marges glaciaires couplées aux méthodes de datation à partir des nucléides cosmogéniques fait partie des approches scientifiques permettant d'y parvenir. La fluctuation des glaciers en réponse aux changements de températures et de précipitation témoigne de leur sensibilité importante aux variations de climat. Dans ce mémoire, l'englacement de la Haute vallée de l'Arve a été reconstituée à partir des moraines datées au Petit Âge Glaciaire (XVII^e et XIX^e siècle) ainsi qu'à la période de transition entre le Dryas récent (YD, 12.9 - 11.7 ka) et le début de l'Holocène (EH, 11.7 - 8 ka). Ce travail a été mené sur les glaciers d'Argentière, du Tour, et deux glaciers de la partie Nord-Est du Massif des Aiguilles Rouges (glaciers du Belvédère et de la Remuaz), impliquant plusieurs méthodes : géomorphologie, géochimie, modélisation et SIG. La synthèse des moraines et des âges dans un premier temps a permis de corréliser des moraines datées et non-datées afin de reconstituer les extensions latérales du glacier aux stades marquant la transition entre le YD et l'EH. Nous avons trouvé que les moraines morphologiquement les plus développées pour tous les glaciers du versant du massif du Mont-Blanc ont finalement été déposées par les glaciers au début de l'Holocène, avec un âge moyen de 10.2 ± 0.4 ka (Age ^{10}Be). Même en introduisant des corrections d'érosion et de neige, l'âge estimé reste postérieur au Dryas récent. Les glaciers se sont retirés lentement malgré les changements abrupts de la température de l'air vers 11.6 ka, le climat EH ayant été ponctué de nombreuses oscillations froides. Dans un second temps, la modélisation géométrique des glaciers et de leur ligne d'équilibre a permis d'évaluer l'amplitude de la variation du bilan de masse des glaciers pour le stade ~ 10.2 ka et le stade PAG. L'épaisseur des glaciers en altitude n'a pas varié drastiquement entre les deux périodes alors que la ligne d'équilibre était plus basse de 275-391m au EH. Ceci est compatible avec un climat à la fois plus sec et plus froid au EH et relève l'importance du facteur de précipitations dans les variations du bilan de masse. Bien que la modélisation et les méthodes de datation présentent certaines limites, des informations nouvelles sont cependant apportées dans ce mémoire concernant la réponse des glaciers de la Haute vallée de l'Arve aux oscillations climatiques survenues au début de l'Holocène.

Mots-clés : Dynamique glaciaire ; fluctuations glaciaires ; climat ; paléoenvironnements ; forçages climatiques ; moraines ; modélisation ; cartographie ; nucléides cosmogéniques ; trajectoires temporelles ; géochronologie

Abstract

The reconstruction of paleoenvironments allows us to study the nature and implication of forcings during environmental changes. The study of glacial paleo-margins coupled with dating methods based on cosmogenic nuclides is one of the scientific approaches to achieve this. The fluctuation of glaciers in response to changes in temperature and precipitation is an evidence of their sensitivity to climate variations. In this thesis, the glacial extents of the Upper Arve Valley has been reconstructed from moraines dated to the Little Ice Age (17th and 19th century) and to the transition period between the Younger Dryas (YD, 12.9 - 11.7 ka) and the Early Holocene (EH, 11.7 - 8 ka). This work was carried out on the Argentière and Tour glaciers, and two glaciers in the northeastern part of the Massif des Aiguilles Rouges (Belvedere and Remuaz glaciers), involving several methods: geomorphology, geochemistry, modeling and GIS. The synthesis of moraines and ages in the first hand allowed to correlate dated and undated moraines in order to reconstruct the lateral extensions of the glacier at the transition stages between the YD and the EH. We found that the most morphologically developed moraines for all glaciers on the Mont Blanc massif were ultimately deposited by glaciers in the early Holocene, with a mean age of 10.2 ± 0.4 ka (Age ^{10}Be). Even introducing erosion and snow corrections, the estimated age remains later than the Recent Dryas. Glaciers retreated slowly despite abrupt changes in air temperature around 11.6 ka, with the EH climate punctuated by numerous cold oscillations. In a second step, geometric modeling of the glaciers and their equilibrium line allowed us to evaluate the magnitude of the change in glacier mass balance for the ~ 10.2 ka and PAG stages. Glacier thickness at high elevation did not change drastically between the two periods while the equilibrium line was lower by 275-391m at EH. This is consistent with both a drier and colder climate at EH and highlights the importance of the precipitation factor in mass balance variations. Although the modeling and dating methods have some limitations, new information is nevertheless provided in this thesis regarding the response of Upper Arve Valley glaciers to climatic oscillations during the early Holocene.

Keywords: Glacial dynamics; glacial fluctuations; climate; paleoenvironments; climate forcings; moraines; modeling; mapping; cosmogenic nuclides; temporal trajectories; geochronology