



HAL
open science

Dynamique tardi-quaternaire des nunataks dans le massif des Ecrins : approche morphométrique et géochronologique

Bastien Feaud

► **To cite this version:**

Bastien Feaud. Dynamique tardi-quaternaire des nunataks dans le massif des Ecrins : approche morphométrique et géochronologique. Géographie. 2023. dumas-04227200

HAL Id: dumas-04227200

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-04227200>

Submitted on 3 Oct 2023

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

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

MASTER 2

*Domaines : Sciences Humaines et Sociales - Sciences Technologies Santé
Mention Géographie, Aménagement, Environnement et Développement*

Parcours GEOSPHERES :

*GEOgraphies - eSPaces - Homme / Environnement - Ressources - Systèmes
en réseau*

Dynamique tardi-quaternaire des nunataks dans le massif des Ecrins : approche morphométrique et géochronologique

Stage réalisé à l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre)

Mémoire soutenu le : 04/07/2023

Devant un jury composé de :

Tuteur pédagogique : Schoeneich Philippe (Professeur, PACTE)

Rapporteur : Bodin Xavier (Chargé de recherche CNRS, EDYTEM)

Encadrant : Valla Pierre (Chargé de recherche CNRS, ISTerre)

Féaud Bastien

M2 GEOSPHERES

ANNEE 2022-2023

Etablissements partenaires :

Résumé

Les nunataks, modelés rocheux proéminent au-dessus des glaciers alpins, ont possiblement joué un rôle majeur de refuge pour la flore alpine au cours des périodes glaciaires du Quaternaire. Plusieurs études en écologie alpine tendent à confirmer cette hypothèse de refuge, cependant les nunataks restent peu étudiés d'un point de vue géomorphologique. Traditionnellement considérés comme des formes stables dans le paysage au cours du Quaternaire, de récents résultats suggèrent au contraire une dynamique périglaciaire importante, confirmant la nécessité de mieux caractériser morphologiquement les nunataks et leur évolution temporelle en contexte alpin.

Ce mémoire aborde ces questions d'un point de vue multiscalaire et multi-méthodes dans le massif des Ecrins (Alpes occidentales), et plus particulièrement au cirque du Soreiller, témoin d'un englacement significatif durant le Quaternaire. Une analyse cartographique SIG est d'abord menée à large échelle, afin d'inventorier les nunataks et leur distribution spatiale. Une caractérisation morphométrique est ensuite réalisée pour quantifier l'influence des processus géomorphologiques et de la lithologie du substratum rocheux sur leurs morphologies. Enfin, une approche géochronologique, combinant nucléides cosmogéniques (^{10}Be produit *in-situ*) et marteau de Schmidt, permet de dater l'exposition des surfaces rocheuses et ainsi de quantifier l'évolution des nunataks et des glaciers de cirque depuis le dernier maximum glaciaire (DMG).

Les résultats montrent que l'emprise spatiale des nunataks dans le massif des Ecrins était largement surestimée et ne constitue qu'environ 400 km² (25% du secteur étudié) contre 700 km² auparavant. L'étude morphométrique des nunataks produit une grande diversité de tailles et de formes au sein du massif des Ecrins, liée à l'englacement au DMG ou encore à la lithologie (socle cristallin vs. couverture sédimentaire). De plus, la morphologie des nunataks semble être reliée à l'effet des glaciers de cirque au cours du Quaternaire, illustrant une action conjointe des processus glaciaires et périglaciaires dans leur évolution. Les résultats de datation ^{10}Be sur quartz amènent des âges d'exposition compris entre 0.5 et 26 ka pour les nunataks, montrant une plus forte variabilité que pour les polis glaciaires dans le cirque du Soreiller. La campagne d'acquisition de données par marteau de Schmidt conjointement

réalisée lors de l'échantillonnage confirme une disparité significative de l'état des surfaces rocheuses en fonction de leur morphologie, la lithologie/fracturation et l'altitude. Ces résultats permettent de quantifier le rôle des processus périglaciaires dans la structuration actuelle du paysage alpin, et apportent une quantification sur la question de stabilité long-terme des nunataks en contexte alpin.

Mots clés : Nunatak ; massif des Ecrins ; morphométrie ; géochronologie ; nucléides cosmogéniques ; marteau de Schmidt ; flore alpine

Abstract

Nunataks, geomorphological features above alpine glaciers, may have played a major role as refuges for the alpine flora during Quaternary glacial periods. Several studies in alpine ecology tend to confirm this refuge hypothesis, but nunataks remain poorly studied from a geomorphological perspective. Traditionally considered as stable landscape features during the Quaternary, recent research outcomes suggest significant periglacial dynamics instead, highlighting the need for a better morphological characterization of nunataks and their temporal evolution in an alpine context.

This thesis investigates these questions from a multiscale and multi-method approach in the Ecrins Massif (Western Alps), particularly in the Soreiller cirque, which show evidence of significant glaciation during the Quaternary. A GIS (Geographic Information System) mapping analysis is first conducted at a large scale to inventory the nunataks and their spatial distribution. A morphometric characterization is then performed to quantify the influence of geomorphological processes and bedrock lithology on their morphologies. Finally, a geochronological approach, combining cosmogenic nuclides (*in-situ* produced ^{10}Be) and Schmidt hammer, allows for dating the exposure of bedrock surfaces and quantifying the evolution of nunataks and cirque glaciers since the Last Glacial Maximum (LGM).

Results show that the spatial extent of nunataks in the Ecrins Massif was largely overestimated and constitutes only about 400 km² (25% of the total study area), compared to the previously proposed 700 km². The morphometric study of nunataks reveals a large diversity in sizes and shapes within the Ecrins Massif, influenced by glaciation during the LGM and lithology (crystalline basement vs. sedimentary cover). Furthermore, the nunatak morphology appears to be related to the impact of cirque glaciers during the Quaternary, illustrating the combined action of glacial and periglacial processes in their evolution. ^{10}Be dating results on quartz indicate surface exposure ages ranging from 0.5 to 26 ka for nunataks, showing a large range compared to glacially-polished bedrock surfaces in the Soreiller cirque. Schmidt hammer data acquisition, conducted during the sampling campaign, confirms a significant disparity in bedrock surface conditions depending on their morphology, lithology/fracturing and

altitude. These results help to quantify the role of periglacial processes in the current structuring of the alpine landscape and provide quantification for the long-term stability of nunataks in alpine settings.

Keywords: Nunatak ; Ecrins massif ; morphometry ; geochronology ; cosmogenic nuclides ; hammer Schmidt ; alpine flora

Remerciements

Je tenais tout d'abord à remercier Pierre Valla et Julien Carcaillet pour l'encadrement au cours de ce stage et le temps pris pour expliquer, discuter et finalement relire ce mémoire ainsi qu'à Alexy Rosa et Sébastien Lavergne du LECA pour les échanges sur la partie écologie alpine.

Je remercie également Philippe Schoeneich pour les échanges tout au long de la période de stage et Xavier Bodin d'avoir accepté de lire et d'évaluer ce travail.

Merci à l'ensemble de l'équipe TRB que j'ai croisé durant ce stage et tout particulièrement à Anta et Benjamin pour l'accueil dans leur bureau.

Et enfin un très grand merci à Coline pour les relectures, le soutien et la patience tout au long de l'année, Ilanne et Romain pour vos conseils et tous les moments partagés pendant cette année.

Sommaire

Dynamique tardi-quadernaire des nunataks dans le massif des Ecrins : approche morphométrique et géochronologique.....	1
Résumé	2
Abstract.....	4
Remerciements.....	6
Sommaire.....	7
Sigles et acronymes	9
Avant-propos	10
1. Introduction	11
2. Contexte géographique et géomorphologique	14
3. Etat de l'art	16
3.1 Morphométrie haute résolution - caractérisation des formes (péri)glaciaires.....	16
3.2 Apport des datations par nucléides cosmogéniques in-situ en géomorphologie	18
3.3 Le marteau de Schmidt	20
4. Méthodes.....	22
4.1 Reconstitution de l'englacement DMG dans le massif Ecrins	22
4.2 Analyses topographiques.....	26
4.3 Principes et méthodes de la datation via les nucléides cosmogéniques produit <i>in-situ</i>	29
4.4 Marteau de Schmidt.....	38
5. Résultats.....	41

5.1	Carte d'englacement DMG du massif des Ecrins	41
5.2	Caractéristiques morphométriques des nunataks.....	43
5.3	Âges d'exposition ¹⁰ Be des nunataks	49
5.4	Dynamiques (péri)glaciaires du cirque du Soreiller	52
5.5	Marteau de Schmidt.....	55
6.	Discussion	58
6.1	Retrait glaciaire et dynamique post-/péri-glaciaire dans la vallée du Vénéon (massif des Ecrins) 58	
6.2	Un continuum morphologique entre vallée et nunataks	59
6.3	Stabilité des nunataks alpins : les massifs du Mont Blanc (MMB) et des Ecrins	60
6.4	Les nunataks du massif des Ecrins : refuges pour la biodiversité alpine ?	62
7.	Conclusion.....	67
	Bibliographie	70
	Table des figures et tableaux.....	81
	Table des matières.....	85
	Table des annexes.....	89

Sigles et acronymes

AMS/SMA : Accelerator mass spectrometry/ Spectromètre de masse par accélérateur

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CEREGE : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement

CREP : Cosmic Ray Exposure Program

DG : Dépôts glaciaires

DMG : Dernier maximum glaciaire

EVS : Environnement Ville Société

FE : Facteur d'élongation

HI : Intégrale hypsométrique

IGA : Institut de Géographie Alpine

IGN : Institut géographique nationale

ISTerre : Institut des Sciences de la Terre

LECA : Laboratoire d'Ecologie Alpine

MMB : Massif du Mont Blanc

MNT : Modèle numérique de terrain

NCT : Nucléides cosmogéniques terrestres

PAG : Petit âge glaciaire

SH : Marteau de Schmidt

SIG : Système d'information géographique

Avant-propos

Ce stage s'intègre dans le Projet REFUGIA qui est porté par Sébastien Lavergne, chercheur au LECA, et en collaboration avec l'institut des sciences de la terre (ISTerre). Ce projet, né en 2020, du besoin de mieux définir le rôle des nunataks en tant que refuge de biodiversité durant les périodes de glaciations pléistocènes en se demandant si les surfaces rocheuses de haute altitude et les communautés de plantes y vivant sont restées stables durant le tardi-Quaternaire. Dans cet objectif, deux stages se déroulent conjointement au LECA et à ISTerre. Le stagiaire du LECA (Alexy Rosa) se focalisera sur l'aspect diversité et évolution des populations de plantes alpines au sein des massif alpins, et je me focaliserai sur la cartographie et les dynamiques des nunataks dans le massif des Ecrins.

Au total, 6 espèces sont concernées par cette étude : *Androsace argentea*, *Eritrichium nanum*, *Silene exscapa*, *Saxifraga oppositifolia*, *Saxifraga moschata*, *Saxifraga bryoides*. Les objectifs sont multiples : comparer des espèces spécialistes des milieux cristallins de haute altitude, augmenter la densité d'échantillonnage pour améliorer la résolution génomique et par la suite utiliser de nouvelles méthodes statistiques de phylogéographie en intégrant les nouvelles connaissances sur les nunataks et l'englacement apporté par ce mémoire.

1. Introduction

La géomorphologie et l'écologie alpine sont des disciplines scientifiques intimement liées. Historiquement, la haute montagne était considérée comme dangereuse, inaccessible et pauvre en termes de biodiversité (Schönswetter and Schneeweiss, 2019). Ces deux disciplines sont donc longtemps restées méconnues et mal étudiées dans les Alpes internes et les massifs de haute altitude par rapport à d'autres milieux naturels plus accessibles où les sociétés étaient implantées.

Les paléo-englacements alpins au cours du Pléistocène, et notamment depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG – 26,5 à 19ka), période durant laquelle les glaciers ont atteint leur extension maximale au Pléistocène, sont maintenant bien reconnus dans les avant-pays alpins (Kelly et al., 2004; Ehlers and Gibbard, 2008; Coutterand, 2010; Roattino et al., 2023), et de plus en plus étudiés dans les grandes vallées des Alpes internes (Delunel, 2010; Le Roy, 2012). Néanmoins, les reconstructions internes des paléo-glaciers font souvent abstraction des glaciers de cirque et se limitent à l'identification des "trimlines", limite supérieure délimitant les vallées englacées (situées en dessous) des parois supraglaciaires (situés au-dessus), et visible en général dans les principales vallées (Coutterand and Buoncristiani, 2006; Penck, 1905). Il apparaît donc primordial, pour avoir une vision globale de l'ensemble du système morphodynamique glaciaire, de mieux définir les (paléo-)englacements des massifs internes ainsi que les fonctionnements de ces parois rocheuses de haute altitude. En écologie, tout comme pour la géomorphologie, les premières observations naturalistes sont liées aux toutes premières expéditions des alpinistes. De Saussure dans le massif du Mont Blanc ou Whymper dans le massif des Ecrins sont les premiers à rapporter la présence de plantes dans des zones « hostiles » que représentent les sommets (De Saussure, 1926). La diversité des espèces de haute altitude a été longtemps sous-estimée du fait de cette image d'un environnement rude rendant impossible toute vie (Schönswetter and Schneeweiss, 2019).

Le lien entre ces deux disciplines scientifiques a mené à mieux définir des recherches interdisciplinaires visant à comprendre les relations entre dynamiques de la flore alpine et dynamiques des paysages de haute altitude (Aguilée et al., 2012; Dentant and Lavergne, 2013; Parisod, 2022). Les

différentes glaciations au cours du Pléistocène ont provoqué la migration des espèces dans des espaces dits refuges (Sandel et al., 2011). Deux hypothèses principales s'opposent alors, la tabula rosa et la théorie des nunataks. Alors que la première hypothèse part du principe que les espèces ont migré en périphérie des massifs englacés, la théorie des nunataks, mot d'origine inuit désignant les montagnes entourées de glaces (Foucault et al., 2014), aborde l'éventualité de sommets et crêtes non englacés, au cœur des massifs internes, permettant la survie des espèces particulièrement adaptées aux conditions de haute montagne (i.e. orophiles; Dahl, 1987; Holderegger and Thiel-Egenter, 2009). Ces deux hypothèses induisent donc des processus différents de migration, d'extinction et de re-colonisation de la haute montagne, qui sont les principaux facteurs expliquant la biodiversité de la flore alpine observée sur les nunataks (Jardim De Queiroz et al., 2022). L'isolement des populations induit par la théorie des nunataks et les conditions de vie extrêmes de ces milieux peuvent mener à une diversification des plantes orophiles et l'apparition de nouvelles espèces (Boucher et al., 2021). En ce sens, l'histoire géomorphologique des nunataks est donc un paramètre essentiel à l'explication de l'histoire génétique de la flore de haute altitude (Marx et al., 2017).

Longtemps considérés comme stable dans le temps, les nunataks et leur évolution géomorphologique reste peu connue (Delunel, 2010). Ce travail vise à revisiter la théorie des nunataks alpins en caractérisant la distribution spatiale et l'évolution temporelle de ces formes du paysage alpin avec un double enjeu : écologique d'abord avec la compréhension du rôle joué par les nunataks en tant que refuge pour biodiversité alpine ; géomorphologique ensuite, en identifiant et quantifiant les facteurs influençant la morphologie et l'évolution de ces nunataks. Ce second volet d'étude permettra de comparer les caractéristiques morphométriques des nunataks à celles du relief topographique total du massif dans l'optique de discuter l'existence d'un ensemble géomorphologique continu ou si au contraire les dynamiques sont variables entre les différents secteurs géomorphologiques.

Pour ce faire, nous nous focaliserons sur le massif des Ecrins, pour lequel des travaux ont permis de caractériser au premier ordre l'englacement en vallée (Delunel, 2010; van der Beek and Bourbon, 2008), les dynamiques post-glaciaires des bassins versants (Cossart et al., 2008; Schwartz et al., 2017)

mais aussi de mettre en évidence des différences génétiques au sein de la flore de haute altitude (Marx et al., 2017).

Une approche multiscalaire et multiméthodes sera adoptée dans ce travail pour répondre à ces questions. Multiscalaire, dans un premier temps sur l'ensemble du massif des Ecrins, pour délimiter et caractériser spatialement les nunataks puis à plus fine échelle, dans le cirque du Soreiller pour caractériser l'évolution temporelle de ces nunataks. Multiméthodes ensuite, car nous mobiliserons à la fois une approche morphométrique (Kühni and Pfiffner, 2001; Queen and Nelson, 2022; Van der Beek and Bourbon, 2008), pour caractériser les nunataks et quantifier l'influence des processus géomorphologiques et de la lithologie sur leurs morphologies, et une approche géochronologique avec des datations via les nucléides cosmogéniques produit *in-situ* (Dunai, 2010; Gosse and Phillips, 2001; Lebatard and Bourlès, 2015) dans le cirque du Soreiller, pour déterminer des âges d'exposition des surfaces rocheuses et comprendre l'évolution temporelle de ce secteur. En complément et de manière expérimentale, la méthode du marteau Schmidt (Matthews and Winkler, 2022; Shakesby et al., 2006; Tomkins et al., 2018b) sera testée sur les polis glaciaires et les crêtes rocheuses dans le cirque du Soreiller. Cette méthode de datation relative, combinée aux méthodes de datation cosmogéniques permettrait de multiplier les points de mesures et de préciser ainsi spatialement les dynamiques de nunatak.

Le présent mémoire est organisé comme suivant. Le contexte géographique du massif des Ecrins sera d'abord développé avant un état de l'art des différentes études et méthodes utilisées dans les Alpes européennes et le massif des Ecrins. Les principes et les protocoles de l'ensemble des méthodes mobilisés dans cette étude seront ensuite expliqués. Les résultats obtenus seront présentés puis discutés au regard de la bibliographie et intégrés dans un contexte plus global afin de confirmer ou non les hypothèses formulées vis à vis de la dynamique des nunataks.

2. Contexte géographique et géomorphologique

Le massif des Ecrins se situe dans les Alpes occidentales françaises, et fait partie des massifs cristallins externes (Figure 1). Ce massif escarpé culmine à plus de 4100 m avec la barre des Ecrins, et plus de 20% de son territoire se trouve au-dessus de 3000m avec des pentes moyennes pour certains bassins versants atteignant plus de 40° (Cossart, 2011). Bien que peu englacé actuellement, avec une couverture glaciaire totale de moins de 70 km² en 2009 (Cossart, 2011; Gardent, 2014), les vallées encaissées et surplombées de parois rocheuses structurant le massif sont caractéristiques d'un englacement passé important avec des estimations de 170 km² au Petit âge glaciaire (PAG) (Gardent, 2014) et plus de 600 km² au Dernier maximum glaciaire (DMG) (Van der Beek and Bourbon, 2008). D'un point de vue géologique, le massif des Ecrins fait partie des massifs cristallins externes, principalement composés de substratum cristallin et métamorphique (lithologies granitiques et gneissiques qui affleurent principalement dans les vallées centrales) hérités de l'orogénèse hercynienne, et recouverts, pour les zones plus hautes en altitude, d'une couverture sédimentaire (principalement de lithologies marno-calcaires) mésozoïque déformée lors de l'orogénèse alpine qui est également présente en périphérie du massif, plus bas en altitude (Schwartz et al., 2017). Cette diversité lithologique, combinée à une forte variabilité météorologique (ensoleillement et précipitation (2422 mm en moyenne) notamment) liée notamment aux forts contrastes ubac/adret et au relief des bassins versants (jusqu'à 3000m entre la base et le sommet de certains bassins versants) a pour conséquence une diversité de processus géomorphologiques (Cossart, 2005; Delunel, 2010; Van der Beek and Bourbon, 2008).

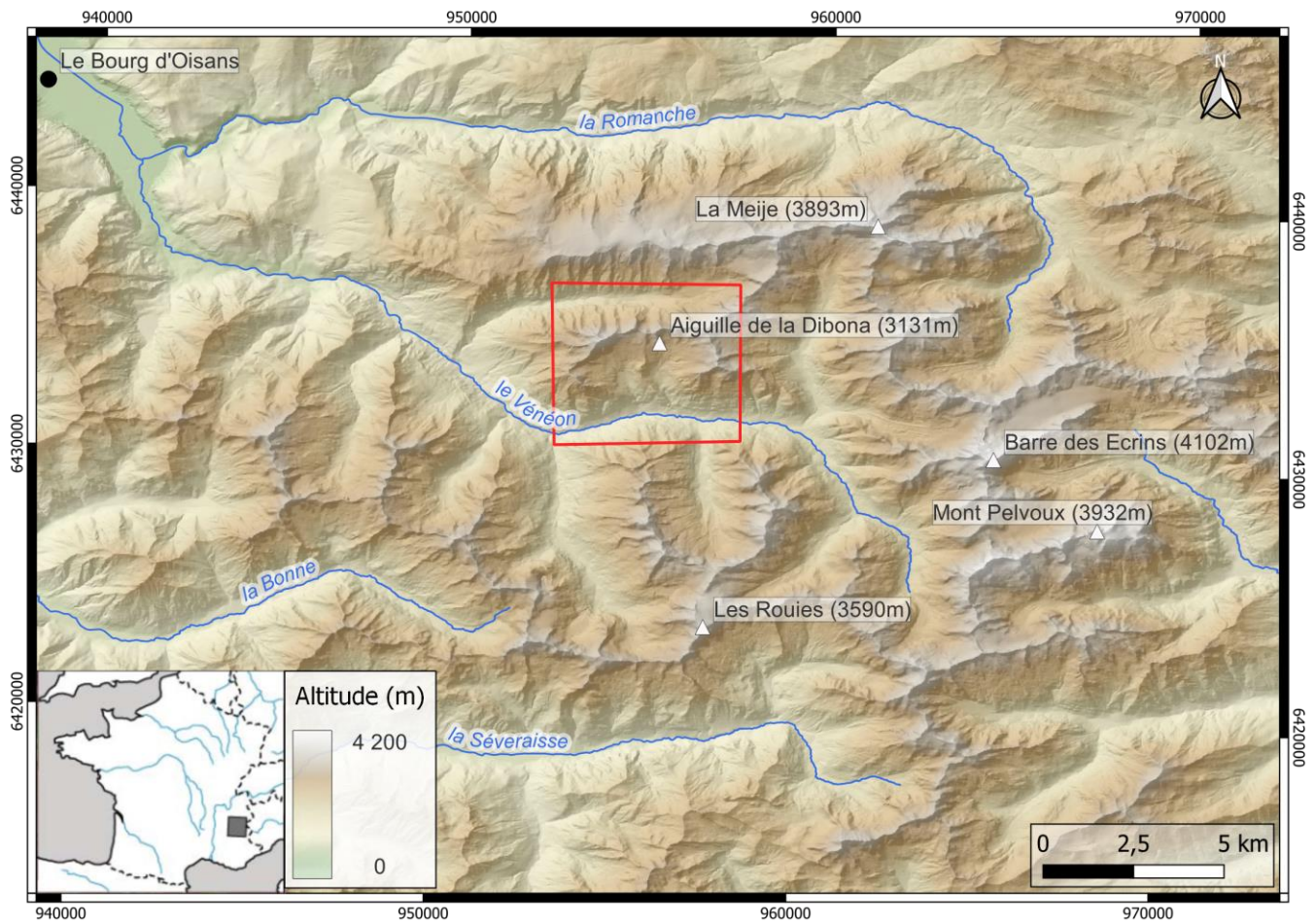


Figure 1 : Carte de localisation du massif des Ecrins, secteur d'étude (Fond SRTM 90m ; (Jarvis et al., 2008). Les principaux sommets et cours d'eau sont respectivement représentés par les triangles blancs et les traits bleus. Le cadre rouge permet de localiser le cirque de Soreiller, et l'encart en bas à gauche permet de localiser le massif des Ecrins en France.

3. Etat de l'art

3.1 Morphométrie haute résolution - caractérisation des formes (péri)glaciaires

3.1.1 Définition et objectifs

Apparu et développé par des géographes allemands au milieu du XIX^{ème} siècle, la morphométrie avait pour objectif de « *définir les formes du relief par des expressions numériques* » (Péguy, 1942). D'abord utilisée pour caractériser des grands ensembles régionaux tels que les massifs montagneux, des grands cours d'eau ou même des continents, l'adaptation au milieu alpin a progressivement émergée sous l'impulsion de plusieurs géographes dont Raoul Blanchard, professeur et fondateur de l'Institut de Géographie Alpine (IGA) (Péguy, 1942). D'abord en ne regardant que les altitudes moyennes (Blanchard, 1919), la méthode s'est étoffée avec le calcul de la pente moyenne et de l'hypsométrie pour déterminer le « volume montagneux » correspondant en réalité au volume érodée par les cours d'eau (Blache, 1928), puis par la suite avec des comparaisons morphologiques entre les vallées de la Maurienne et la Tarentaise et l'impact sur les sociétés (Onde, 1938). L'objectif est systématiquement de représenter des zones plus ou moins grandes (du bassin versant au massif complet) par des métriques qui permettent de comparer les entités entre elles. L'analyse morphométrique des reliefs peut aussi informer sur leurs conditions tectoniques ou climatiques et leurs influences respectives sur la morphologie du paysage (Kühni and Pfiffner, 2001; Montgomery et al., 2001; Stutenbecker et al., 2016)

3.1.2 Reliefs englacés vs. non-englacés

Le profil hypsométrique et les métriques associées (intégrale hypsométrique notée HI) sont parfois utilisés comme des indices de l'englacement passé d'un bassin versant ou d'une région. Des études de plusieurs bassins versants dans le massif de la Sierra Nevada (Nevada, USA) ont mis en lumière les variations de la valeur de HI en fonction du degré d'englacement du bassin versant avec une valeur seuil de 0,6 sous laquelle le bassin versant est considéré comme non englacé (Brocklehurst and Whipple, 2002, 2004; Sternai et al., 2011). Toutefois, ces conclusions opposaient les entités englacées des entités

non englacées de façon efficace mais plus difficilement lorsque l'englacement était partiel. Dans notre cas, l'ensemble du secteur étudié a été ou est encore partiellement englacé, cette méthode sera donc testée sans pour autant utiliser les valeurs seuils définies dans les études antérieures. En effet, les études précédentes considèrent le relief dans leur ensemble, des vallées aux sommets, tandis que nous nous focaliserons uniquement sur la partie haute de la topographie (nunataks) pour tester ces métriques. En plus de lithologie et du profil hypsométrique, la quantification de l'englacement ou encore l'aspect des vallées sont des métriques utiles pour quantifier l'influence de l'englacement sur le relief (Brocklehurst et al., 2008; Prasicek et al., 2015).

3.1.3 Caractéristiques morphométriques vs. variabilité lithologique et processus géomorphologiques

Le relief topographique dépend majoritairement du soulèvement et de l'érosion qui sont eux-mêmes contrôlés par divers facteurs comme le climat, la durée de glaciation, la lithologie ou encore la tectonique (Sternai et al., 2019; Stutenbecker et al., 2016). Les différentes caractéristiques morphométriques comme la pente ou l'altitude notamment sont parfois des résultantes de ces facteurs (Delunel et al., 2020; Glotzbach et al., 2013; Whipple et al., 1999). Dans les Alpes Suisses, plus précisément dans le bassin du Rhône, il semblerait que l'altitude des bassins versants soit corrélée à la surrection du massif et que la distribution des altitudes (hypsométrie) soit elle plutôt liée à l'englacement au DMG (Stutenbecker et al., 2016). La forme du bassin versants est aussi dépendante de l'érosion fluviale et l'érodabilité de la lithologie (Stutenbecker et al., 2016). Au-delà de la variabilité d'un bassin versant à l'autre, il est intéressant de dissocier les nunataks des vallées pour comprendre si au sein d'un bassin versant on retrouve les mêmes corrélations des sommets au fond de vallée. Nous appliquerons cette méthode aux nunataks en comparant aux résultats à l'échelle des bassins versants pour identifier si les différents processus (fluviaux, glaciaires, périglaciaires, de pente) impactent à la fois les nunataks et les vallées. Plusieurs hypothèses sont possibles, l'hétérogénéité des bassins versants (Stutenbecker et al., 2016; Van der Beek and Bourbon, 2008) provient soit de dynamiques différentes

en vallée mais similaire en parois ou inversement, soit de dynamiques différentes pour les deux unités. C'est pour mieux cerner les origines de cette variabilité que nous mènerons ces analyses morphométriques sur les nunataks.

3.2 Apport des datations par nucléides cosmogéniques in-situ en géomorphologie

3.2.1 Des applications diverses et variées

La datation par nucléides cosmogéniques in-situ (e.g. ^{10}Be dans les minéraux de quartz) est une méthode maintenant communément utilisée, et permettant de quantifier la durée d'exposition de surface rocheuse au rayonnement cosmique (Dunai, 2010), elle permet une diversité d'application en passant par la datation de déstabilisations gravitaires avec des datations dans les zones source (Gallach et al., 2018, 2020) ou dans les dépôts (Claude et al., 2014; Cossart et al., 2008; Delunel et al., 2010), par la reconstitution de la chronologie de retrait glaciaire en datant des polis glaciaires, des moraines, des blocs erratiques ou des parois (Joy et al., 2017; Kamleitner et al., 2023; Le Roy et al., 2017; Roattino et al., 2023; Schwartz et al., 2010), par des mesures de taux de dénudation à l'échelle d'un bassin versant ou d'un massif (Delmas et al., 2009; Delunel et al., 2020; von Blanckenburg, 2005), par la quantification de l'incision fluviale (Valla et al., 2010) ou encore par l'étude de l'activité de glacier rocheux (Lehmann et al., 2022). Cette diversité d'applications et sa reproductibilité en fait une méthode quantitative majeure dans l'étude et la compréhension des processus géomorphologiques en contexte alpin. Dans notre cas, nous nous intéresserons uniquement à la reconstitution des chronologies d'englacement et à la datation d'événements gravitaire ou plus généralement la datation d'exposition de parois rocheuses de haute altitude.

3.2.2 Chronologie du retrait glaciaire post-DMG dans les Alpes occidentales

A l'échelle des Alpes occidentales, le DMG a été récemment daté entre 26,5 et 19 ka avec vraisemblablement une première phase d'extension majeure entre 24 et 21 ka puis une petite réavancées autour de 19 ka avant d'entamer une phase de retrait entre 19 et 16,5 ka (Roattino et al.,

2023; Schwartz et al., 2017). Un travail plus précis a été fait à une échelle plus locale pour le DMG et Tardiglaciaire, c'est le cas dans le massif des Ecrins où des reconstitutions d'englacement ont d'abord été faite à partir d'analyses géomorphologiques et de modélisation de la ligne d'équilibre des glaciers (Van der Beek and Bourbon, 2008) puis affinées à l'aide de datations par ^{10}Be dans les minéraux de quartz (Delunel, 2010; Le Roy et al., 2017). Au-delà des datations du dernier maximum glaciaire et du retrait au cours du Tardiglaciaire (Delunel 2010), différentes oscillations et avancées glaciaires ont été mises en évidence au cours de l'Holocène dans le massif des Ecrins, avec certaines corrélés aux courbes climatiques mondiales comme celle de 4,2 ka ou plus récemment autour de 0,9 ka (Le Roy, 2012). Dans la vallée du Vénéon, les reconstitutions montrent un recul important du glacier de 20 à 14 ka (Julien, 2022) suivi d'une diminution progressive de son épaisseur impactant simultanément les vallées et les cirques entre 14 et 12 ka (Delunel, 2010) suivi d'une phase de stabilité avant un retrait final entre 10 et 8ka environ (Cossart, 2005).

3.2.3 Chronologie de déstabilisations gravitaires dans les Alpes occidentales

Les déstabilisations peuvent être attribuer à deux dynamiques. Une première partie est liée au retrait glaciaire quand une seconde partie est liée à la dynamique périglaciaires des crêtes de haute altitude. Dans le massif des Ecrins, des datations se sont principalement concentrées sur des déstabilisations de vallées comme sur les glissement du Lauvitel daté à $4,7 \pm 0,4$ ka (Delunel et al., 2010) et de Séchillienne dont l'activité s'étend entre 5 et 8 ka environ (Schwartz et al., 2010). Dans la vallée de la Clarée, les déstabilisations identifiées sont pour la plupart à basse altitude, dans des zones fortement englacée au DMG (Cossart et al., 2008), mettant en évidence le fort impact de la décompression post-glaciaire sur les vallées. En revanche, alors que d'autres massifs font l'objet de datations dans le domaine périglaciaire, le massif des Ecrins est très peu étudié sous cet angle. Par exemple, dans le massif du Mont-Blanc de nombreuses parois et zones d'arrachement ont pu être datées notamment, avec pour résultats une variabilité temporelle depuis des périodes très récentes ($\sim 0,06$ ka) jusqu'au DMG ou plus ancien (~ 60 ka) (Gallach et al., 2018). La variabilité des âges montrent la complexité du fonctionnement

des parois rocheuses et des processus mis en jeu dans leur déstabilisation. Les datations ont par la suite permis d'identifier des périodes plus intenses en termes de déstabilisations des parois. Des clusters d'âges de plusieurs déstabilisations sont en effet corrélés à des périodes de réchauffement de 1,7 à 2,4 ka ou encore de 7,4 à 4,1 ka (Gallach et al., 2018). Dans notre étude, l'objectif est de montrer la dynamique des parois de haute altitude et plus spécifiquement des nunataks dans le massif des Ecrins.

3.3 Le marteau de Schmidt

3.3.1 Principe de la mesure et application en géomorphologie

Le scléromètre à béton, ou, du nom de son inventeur, marteau de Schmidt (Schmidt, 1950) est un outil traditionnellement utilisé en géotechnique pour vérifier l'état d'altération du béton. Cet instrument mesure le rebond d'un ressort sur la surface étudiée. La valeur de rebond est fonction de la résistance de la roche à la compression de surface, qui elle-même est proportionnelle à l'altération de la roche (McCarroll, 1989; Scapozza et al., 2011). Il a été démontré que plus une surface de roche est jeune, moins elle a eu le temps de s'altérer, donc la valeur du rebond est plus forte (Scapozza, 2015) car elle est en « meilleur état ». En géomorphologie, le marteau de Schmidt (SH) est utilisé comme outil de datation relatif, sur divers objets (péri)glaciaires (Matthews and Winkler, 2022). En effet, l'utilisation de cette méthode se fait en complément d'un ou plusieurs méthodes de datation absolue permettant de produire une courbe de calibration avec l'ensemble de couple de valeurs NCT (nucléides cosmogéniques terrestres) /SH. Cette courbe peut par la suite faire office de référence pour les nouvelles valeurs de SH et peut être utilisée sur des surfaces rocheuses non datées (Tomkins et al., 2018b). Cette approche a été utilisée sur des blocs erratiques (Tomkins et al., 2016; Matthews and Winkler, 2011; Matthews et al., 2020), et parfois sur des surfaces rocheuses (Matthews and Owen, 2010).

3.3.2 Résultats principaux et perspectives

Des études sur l'englacement (post-)DMG en Angleterre ont permis d'établir des courbes de calibrations avec un total de 98 points de mesures ($R^2 = 0,94$; Tomkins et al., 2016) et des âges compris entre 0,8 et 23,8 ka. A la suite de ces mesures, le SH a été utilisé sur une trentaine de sites non datés, permettant de caler le retrait de la calotte glaciaire britannique à $16,5 \pm 0,5$ ka. Dans les Pyrénées, la première utilisation du marteau de Schmidt est plus récente mais montre là aussi de bons résultats (Tomkins et al., 2018a). Après le prélèvement de 54 échantillons pour établir la courbe de calibration ($R^2=0,96$), une centaine de sites ont pu être datés avec l'utilisation de cette courbe. Dans un contexte plus complexe en termes de chronologie du désenglacement, les données SH se sont révélées toutes aussi précises que les âges calculés par NCT et ont permis de déterminer une nouvelle chronologie du désenglacement dans le bassin versant du Têt notamment (Tomkins et al., 2018a) en identifiant plusieurs stades glaciaires correspondant à l'Holocène ($9,4 \pm 0,6$ ka), au Dryas récent ($12,6 \pm 0,9$ ka), Dryas ancien ($16,1 \pm 0,5$ ka), au dernier maximum glaciaire ($24,8 \pm 0,9$ ka) et à l'extension maximale du wurmien ($40,9 \pm 1,1$ ka). Dans les Alpes européennes, des expérimentations ont été menées sur des glaciers et des glaciers rocheux (Scapozza, 2015, 2016; Scapozza et al., 2021). L'objectif était ici de caractériser les dynamiques du glacier de Scaradra (Suisse) durant le petit âge glaciaire en datant les moraines successives et d'étudier la mise en place d'un glacier rocheux. Les âges calculés avec les valeurs de rebond permettent de préciser le retrait du glacier Scaradra en multipliant les échantillonnages sur plusieurs moraines. Pour le glacier rocheux, sa mise en place est estimée entre 15,75 et 10,24 ka avec par la suite, deux phases durant lesquelles l'apport en débris était important (10,52 à 7,31 ka et 3,01 à 1,71 ka) (Scapozza et al., 2021). Ces récentes études mobilisant le marteau de Schmidt visaient à caractériser l'englacement par le biais des datations sur blocs erratiques et/ou rocheux. Dans notre cas, l'expérimentation visera à déterminer si cette méthode est applicable sur des surfaces rocheuses en place, à la fois dans des zones antérieurement englacée (i.e. sur des poliss glaciaires) et sur des nunataks (crêtes rocheuses), formes soumises à la cryoclastie, dans le massif des Ecrins.

4. Méthodes

4.1 Reconstitution de l'englacement DMG dans le massif Ecrins

Bien que la littérature mette à disposition plusieurs reconstitutions spatiales de l'englacement au DMG (Beaudevin, 2000; Coutterand, 2010; Delunel, 2010; Ehlers and Gibbard, 2008; Kelly et al., 2004; Van der Beek and Bourbon, 2008), les objectifs de ce mémoire nécessitent une approche différente. Pour l'ensemble de ces reconstitutions, l'objectif était de cartographier l'étendue spatiale des glaciers dans les vallées principales, or, nous cherchons ici à connaître et retracer l'extension des nunataks. Autrement dit, nous cherchons à définir le plus précisément possible la limite haute de l'extension glaciaire, zone pour laquelle les reconstitutions actuelles restent peu précises (Delunel, 2010). Notre objectif est de produire une reconstitution de cet englacement DMG qui permette à la fois d'étudier les processus périglaciaires mais également de cartographier les possibles refuges de biodiversité alpines (Marx et al., 2017).

4.1.1 Données utilisées et hypothèses de base

La cartographie produite dans ce mémoire se base sur plusieurs sources : l'extension de l'englacement au DMG réalisée par Romain Delunel (Delunel, 2010) d'après les données de Van der Beek & Bourbon, 2008 et de Beaudevin, 2000, l'inventaire des glaciers alpins au PAG établi par Marie Gardent (Gardent, 2014), ainsi que les dépôts glaciaires et glaciers (DG) cartographiés sur la carte géologique au 1/50000^{ème} du BRGM. Ces trois

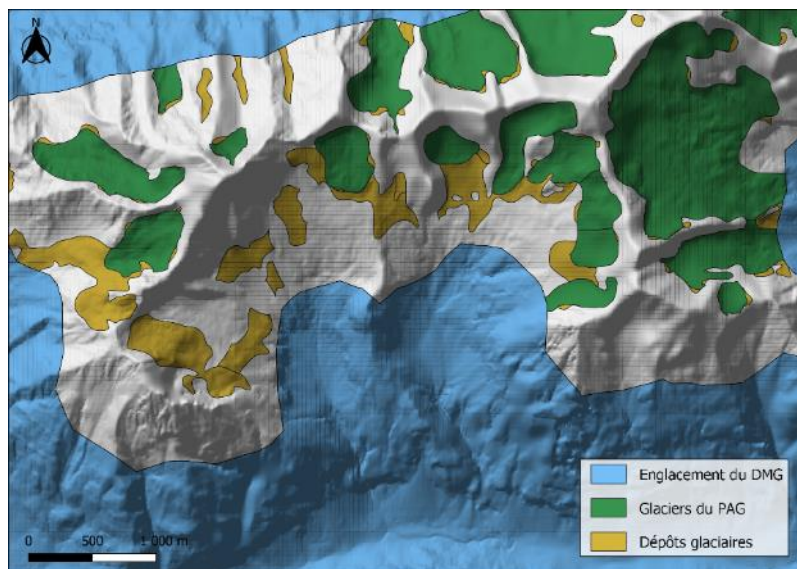


Figure 2 : Carte des différents inventaires et reconstitution d'englacement au DMG. L'emprise du dernier maximum glaciaire (DMG) est issue Delunel (2010), les glaciers du PAG sont issus de Gardent (2014) et les dépôts glaciaires sont extraits de la carte géologique du BRGM. Le fond de carte utilisé est issu de la campagne RGE ALTI 5m de l'IGN.

cartes sont visualisées sur un MNT à 5 m de résolution provenant de la campagne RGE ALTI de l'IGN. L'analyse de la distribution spatiale des glaciers du PAG indique pour une grande partie des glaciers de faibles extensions et de haute altitude. Ces glaciers PAG, bien que présents dans l'inventaire de Gardent (2014), ne sont pas reproduits dans l'extension du DMG, tout comme certains dépôts glaciaires rapportés dans la carte géologique (Figure 2).

L'hypothèse de travail est de considérer que l'englacement au DMG était largement supérieur en volume et altitude à celui du PAG, et que par conséquent, (1) les glaciers figurant dans l'inventaire du PAG (Gardent, 2014) étaient forcément présents au DMG et que d'autre part, (2) les dépôts glaciaires et glaciers actuels rapportés sur la carte géologique sont des témoins d'un englacement tardi-Quaternaire et donc compatible avec le DMG. Une simple fusion des différentes emprises, réalisée dans un premier temps, donnait des résultats aberrants avec des glaciers de cirques non connectés aux glaciers de vallée, d'où la nécessité d'avoir recours à des méthodes d'interpolations spatiales sous un Système d'Information Géographique (SIG).

4.1.2 Interpolation spatiale

L'ensemble des étapes présentées ci-dessous se trouve récapitulée en Annexe sous la forme d'une chaîne de traitement reproductible sur QGIS (Annexe 1).

Échantillonnage dans les polygones

La première étape est d'échantillonner les emprises PAG, DMG et DG avec suffisamment de points pour avoir un résultat final de bonne résolution. Plusieurs tests ont permis de montrer qu'au-delà d'un certain seuil,

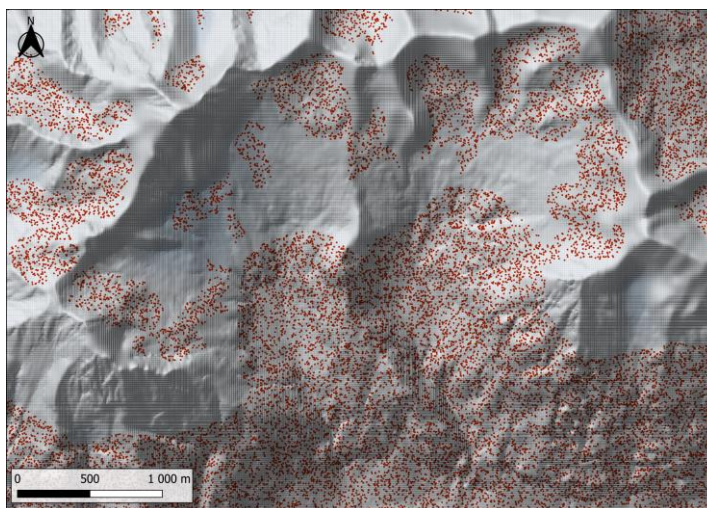


Figure 3 : Échantillonnage des polygones d'englacement (PAG, DMG et DG) à une densité moyenne de 1 points pour 500 m². Exemple du cirque du Soreiller.

augmenter la densité de points ralentissait les calculs sous QGIS sans pour autant accroître la qualité des résultats. Dans cette logique, $3,5 \cdot 10^6$ points sont créés de façon aléatoire dans les polygones d'englacement, donnant une densité moyenne de 1 point pour 500 m^2 (Figure 3).

Interpolation et carte d'englacement potentiel

Deux méthodes d'interpolations différentes sont comparées, la première avec le module *TIN interpolation* (TIN) de QGIS, la seconde avec le module *Natural neighbor interpolation* (NAT) d'ArcGIS. Les mêmes étapes sont faites pour les deux méthodes, permettant d'obtenir une carte de surface interpolée qui correspond à une surface d'englacement potentiel.

La méthode TIN ou triangulation de Delaunay permet la création d'une surface composée de triangles et formée par les plus proches voisins, et elle permet également de prendre en considération l'interpolation entre des points relativement éloignés. A l'inverse, la méthode NAT prend en compte uniquement le voisinage proche mais ne considère pas les points les plus éloignés. La première méthode sera donc plus efficace pour interpoler la surface d'englacement dans une zone où la densité de points est faible mais le résultat ne sera pas lisse, alors que la seconde sera plus précise sur la reconstitution dans les endroits dense en points mais n'interpolera pas entre deux zones de fortes densités mais éloignées spatialement (Mitas and Mitasova, 2005).

4.1.3 Identification des nunataks

Pour identifier les nunataks, il faut soustraire la surface d'englacement obtenue dans l'étape précédente au MNT de terrain (surface topographique actuelle) provenant des campagnes RGE-ALTI-5m de l'IGN. Si le résultat est négatif, c'est-à-dire, si la surface d'interpolation créée est située à une altitude supérieure de la topographie actuelle, la zone est considérée comme englacée. Inversement, si le résultat est positif, c'est à dire si la surface créée est à une altitude inférieure de la topographie actuelle, la surface topographique est considérée comme non englacée et ces zones seront classifiées comme des nunataks.

4.1.4 Simplification et post-traitement

Du fait de la présence d'un fort bruit dans les résultats de la carte brute, une incertitude verticale de 10 et 25 m ont été testées pour évaluer l'impact de ces seuils sur la superficie totale des nunataks (Figure 4). Concrètement, au lieu de classer le résultat de l'étape précédente (section 4.1.3) en positif ou négatif avec zéro comme valeur pivot, nous utiliserons +10 m puis +25 m. On appellera ce seuil, seuil de tolérance.

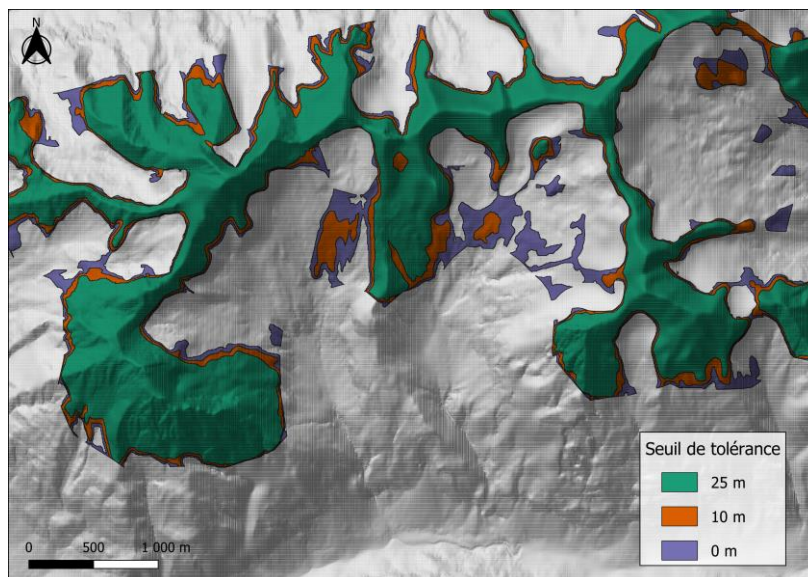


Figure 4 : Emprise spatiale des nunataks en fonction du seuil de tolérance dans le cirque du Soreiller.

Cela permet de limiter les erreurs d'interprétation liées aux incertitudes dans l'interpolation, sans pour autant avoir un impact majeur sur les nunataks clairement identifiés. La carte obtenue, bien que plus lisible, comporte toujours des nunataks isolés et de faibles superficies n'ayant sans doute pas d'existence réelle et encore moins de fonction de refuge pour la biodiversité alpine. Une étape de post-traitement, fixée par une superficie minimale, permet de filtrer ces petits nunataks. Des seuils compris entre $5 \cdot 10^3$ et $50 \cdot 10^3$ m² sont successivement testés pour optimiser la reconstruction des nunataks et avoir une cartographie corrigée sans avoir une influence trop importante du résultat de l'interpolation.

4.1.5 Choix de la méthode d'interpolation et des seuils de correction

Après comparaison des deux méthodes et des seuils fixés dans le post-traitement, les outils et seuils choisis sont les suivants :

- Méthode d'interpolation : *TIN interpolation* de QGIS
- Seuil de tolérance : 10 m

- Seuil de post-traitement : $10 \cdot 10^3 \text{ m}^2$

La différence entre les deux méthodes d'interpolation n'étant pas significative, nous retiendrons le plugin *TIN Interpolation* de QGIS. Pour ce qui est du seuil de tolérance le choix est de prendre un seuil de 10 m. En effet, le passage de 0 à 10 m permet de limiter les petits pointements de nunatak en fond de cirque générés par la méthode d'interpolation sans avoir un impact trop fort sur l'emprise des nunataks et sans forcer la reconstitution pour obtenir une carte trop épurée (seuil de 25 m) Finalement, un seuil de post-traitement de $10 \cdot 10^3 \text{ m}^2$ permet de corriger et de limiter le morcellement des nunataks tout en gardant ceux dont la superficie (0.01 km^2) peut en faire des potentiels refuges de biodiversité (Figure 5).

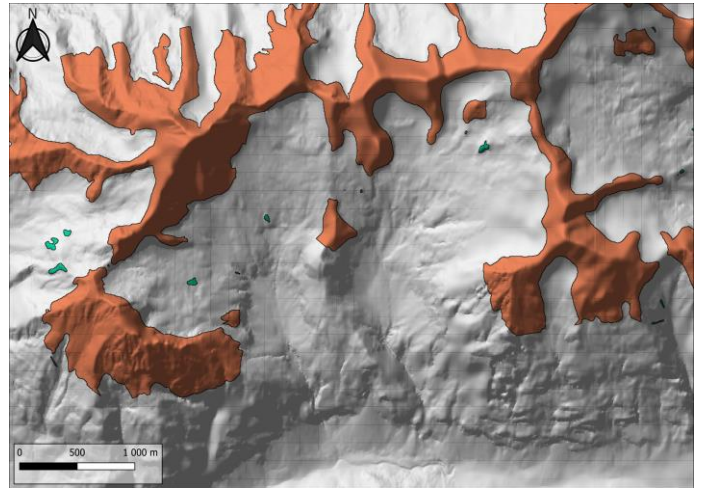


Figure 5 : Seuil de post-traitement ($10\,000 \text{ m}^2$) appliqué à l'emprise spatiale des nunataks. En orange sont représentés les nunataks supérieurs à $10\,000 \text{ m}^2$, en vert les nunataks dont la surface est inférieure à $10\,000 \text{ m}^2$. Exemple su cirque du Soreiller.

4.2 Analyses topographiques

4.2.1 Délimitation des secteurs d'études

Dans l'objectif d'étudier la variabilité spatiale des nunataks et leurs caractéristiques, 6 secteurs sont définis sur la zone du massif des Ecrins (Figure 6). Les limites des secteurs suivent, dans la mesure du possible, les cours d'eau principaux du massif. L'objectif de ces traitements étant l'analyse topographique et morphométrique des nunataks, il semblait plus cohérent de délimiter des zones par les cours d'eau majeurs que par des lignes de crêtes pour adopter une analyse comparée des nunataks entre eux et non de les diviser.

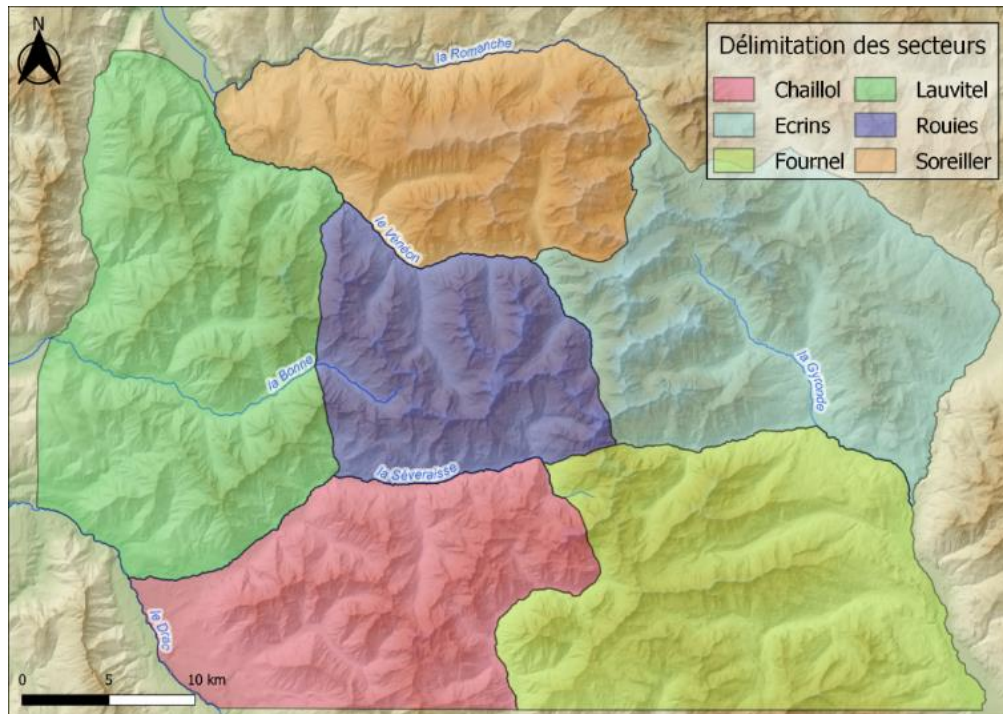


Figure 6 : Carte de la division des secteurs utilisés dans l'analyse topographique (Fond de carte SRTM 90m, (Jarvis et al., 2008).

4.2.2 Morphométries et caractérisation des nunataks

- Extraction à partir du MNT

Les pentes et les altitudes moyennes, minimales et maximales de chaque nunatak sont d'abord extraites du MNT (5 m de résolution). Les moyennes de ces métriques sont aussi calculées pour chaque secteur afin d'étudier la variabilité de celles-ci à l'échelle du massif des Ecrins. Nous distinguerons donc les caractéristiques propres aux nunataks des caractéristiques propres à chaque secteur.

- Carte géologique simplifiée du massif des Ecrins

Dans une logique de simplification, nous avons produit une carte géologique simplifiée issue de la carte géologique au 1/50000^{ème} du BRGM. L'objectif étant à la fois de regarder les différences morphologiques et les potentiels refuges de biodiversité, nous avons regroupé les différentes lithologies et dépôts de surface en 7 classes (granite, gneiss, amphibolite, grès, schiste, calcaires et

marnes, et éboulis au sens large) permettant de différencier les roches cristallines/métamorphiques des roches carbonatées, ou encore les dépôts superficiels des roches en place.

- Hypsométrie

Nous avons testé l’hypsométrie, communément utilisée pour caractériser des bassins versants. Les courbes hypsométriques permettent d’obtenir un profil par bassin ou zone géomorphologique (i.e. un nunatak) pour ensuite les comparer. Cette méthode sera appliquée sur les nunataks de chaque secteur. La forme de la courbe, ainsi que son intégrale (HI), sont analysées et permettent d’appréhender la morphologie dominante entre glaciaire et périglaciaire (Brocklehurst and Whipple, 2004; Queen and Nelson, 2022; Van der Beek and Bourbon, 2008). Ces courbes sont obtenues avec le plugin *hypsometric curv* du logiciel SAGA. Ce plugin permet de calculer immédiatement les courbes hypsométriques avec un pas altitudinal que l’on souhaite, ici, fixé à 10 m. L’intégrale de la courbe est calculée avec la formule suivante :

$$HI = \frac{H_{moy} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad (1)$$

Avec H_{max} , H_{min} et H_{moy} , respectivement, l’altitude maximale, minimale et moyenne du bassin versant.

- Facteur d’élongation

Nous formulons l’hypothèse selon laquelle la forme et la taille des nunataks peuvent être des résultantes des processus glaciaires et périglaciaires. Afin de tester cette hypothèse, nous avons donc déterminé un facteur d’élongation qui permet de discriminer les nunataks « massifs » de ceux plutôt « effilés ». Cet indice correspond au rapport du périmètre sur l’aire :

$$FE = \frac{P}{A} \quad (2)$$

Avec A et P respectivement l’aire (en m^2) et le périmètre (en m) du nunatak.

Plus le nunatak sera massif, plus son facteur d'élongation tendra vers 0, et inversement, un nunatak effilé aura tendance à avoir un facteur d'élongation qui augmente.

- Surface d'englacement PAG impactant les nunataks

Pour quantifier l'impact des glaciers sur les nunataks, nous avons calculé pour chaque nunatak la surface de glacier du PAG l'entourant. En partant du principe qu'un nunatak entouré de glacier au PAG l'a été de façon continue depuis le DMG, Les nunataks entourés de glaciers au PAG ont donc été impactés plus longtemps par les glaciers, pouvant avoir, in fine, un impact sur leurs morphologies.

4.3 Principes et méthodes de la datation via les nucléides cosmogéniques produit *in-situ*

4.3.1 Principes des nucléides cosmogéniques

Le Rayonnement cosmique

Les rayons cosmiques sont des particules et des photons d'énergie largement supérieure aux rayonnements thermiques (Dorman, 2004). Ce rayonnement a deux composantes principales, la composante solaire et la composante galactique (Dunai, 2010). La première composante est caractérisée par des énergies relativement faibles et très dépendantes des éruptions solaires tandis que la seconde, supérieure de plusieurs ordres de grandeurs en énergie et constante dans le temps provient principalement de la voie lactée (Le Roy, 2012). La composante galactique est composée, à son entrée dans l'atmosphère, de 87% de protons, 12% de particules α et 1% de noyaux lourds (Dunai, 2010). L'abondance de ces rayonnements (appelés primaires) est d'autant plus faible qu'ils se rapprochent de la surface terrestre. Ces rayonnements sont aussi fortement influencés par le champ magnétique terrestre et ses variations au cours du temps (Dunai, 2010). En effet, par des réactions de spallation avec les particules de l'atmosphère leur énergie décroît de façon exponentielle (Dunai, 2010) tout en créant de nouvelles particules appelées particules secondaires. Ce sont ces particules secondaires qui vont par la suite interagir avec la surface terrestre.

Production des nucléides cosmogéniques *in-situ* Beryllium-10 (^{10}Be)

Les particules secondaires produites par les réactions nucléaires entre les particules de l'atmosphère et le rayonnement primaire, sont essentiellement des neutrons, protons, des particules α et des électrons, en arrivant à la surface terrestre provoquent des réactions en majorité de spallation dans les roches (Lal, 1991). Plusieurs nucléides cosmogéniques terrestres (NCT) sont utilisés en datation, l'aluminium 26 (^{26}Al), le béryllium 10 (^{10}Be), le chlore 36 (^{36}Cl) et l'hélium 3 (^3He) par exemple. Le choix du nucléide se fait en fonction du minéral cible. Dans notre cas, nous utilisons le ^{10}Be car il est produit, entre autres, dans du quartz, minéral que l'on trouve dans notre secteur d'étude et qui a une forte résistance à l'érosion. En surface, le ^{10}Be est produit à 97% par la spallation de l'oxygène et de la silice dans les roches et à 3% par la capture neutronique (Dunai, 2010). Le quartz, du fait de sa composition (SiO_2) est donc un très bon capteur de ces réactions de spallation. Il l'est d'autant plus qu'il possède un réseau cristallographique dense limitant les pertes de ^{10}Be par diffusion ou les éventuelles pollutions liées aux infiltrations (Siame et al., 2000). Cette méthode se basant sur des échantillons de quartz, minéral peu altérable et très présent à la surface terrestre en analysant la composition en béryllium est parfaitement adaptée à la datation de processus géomorphologiques du Quaternaire. En effet, d'après Dunai (2010), avec les taux de production et les taux d'érosion observés à la surface terrestre, les limites de datations NCT sont de l'ordre de 2 à 3 fois le temps de demi-vie de l'élément mesuré ($T_{10\text{Be}} = 1,387 \cdot 10^6$ années; (Chmeleff et al., 2010). Il est donc théoriquement possible, avec le ^{10}Be sur quartz, de dater des échantillons vieux de plusieurs millions d'années (Figure 7). La limite maximale est toutefois dépendante du taux de production locale et du taux d'érosion de la surface rocheuse (Dunai, 2010). Plus

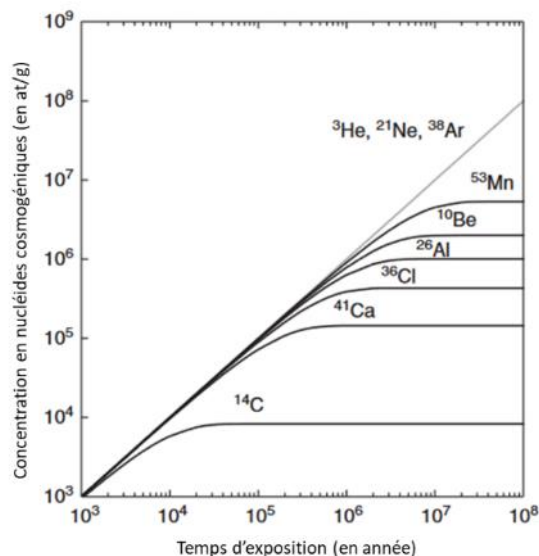


Figure 7 : Accumulation des nucléides cosmogéniques avec un taux d'érosion nul (adapté d'après Dunai, 2010)

l'érosion est significative, plus vite le seuil de saturation est atteint, seuil où la concentration en ^{10}Be ne varie plus car ce qui est produit est perdu par décroissance radioactive et érosion (Dunai, 2010). L'âge calculé doit être par conséquent considéré comme un âge d'exposition minimum (Figure 7). La concentration en ^{10}Be (C , at/g quartz) en dans une surface rocheuse exposée évolue selon l'équation suivante (Lal, 1991) :

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + \sum_i \frac{P_i}{\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_i} + \lambda} e^{-\frac{\rho z}{\Lambda_i}} \left(1 - e^{-\left(\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_i} + \lambda\right)t} \right) \quad (3)$$

Avec C_0 la concentration en ^{10}Be à la surface (at/g quartz) héritée d'une exposition antérieure ; λ la constante de désintégration (an^{-1}) ; t le temps (an) ; P le taux de production (at/g quartz/an) ; ρ la densité (g.cm^{-3}) ; ε le taux d'érosion (cm/an) ; z la profondeur (cm) ; Λ la longueur d'atténuation (g.cm^{-2}).

4.3.2 Variabilité du taux de production

Le facteur d'échelle est défini comme la variable prenant en compte la variabilité spatiale et temporelle de la production des NCT (Dunai, 2010). Il a été montré que le rayonnement cosmogénique secondaire varie en fonction de l'altitude, de la latitude qui sont elles-mêmes dépendantes du trajet total dans l'atmosphère et du champ géomagnétique (Lal, 1991), mais aussi de la géométrie d'exposition (Dunne et al., 1999) qui est fonction de l'écrantage topographique calculé grâce au Cronus Calculator développé par (Balco et al., 2008) et de l'épaisseur de l'échantillon. Il existe plusieurs méthodes de calcul de ce facteur d'échelle, celle que nous utiliserons se base sur les travaux de Lifton, 2014.

4.3.1 Echantillonnage et préparation des échantillons

Campagne de terrain

Les échantillons (Tableau 1) ont été récoltés durant l'été 2022, par une équipe composée de Julien Carcaillet, Romain Delunel (EVS Lyon), Sébastien Ibanez et Sébastien Lavergne (LECA Grenoble), Pierre Valla, Vivien Mai Yung Sen et Julien Carcaillet (ISTerre Grenoble). L'objectif de cette campagne était d'effectuer des relevés sur des sites situés au-dessus de la trimline du Vénéon pour pouvoir étudier la dynamique post-DMG et les processus périglaciaires (Figure 8) dans un cirque de haute altitude (cirque du Soreiller). Au total, 15 échantillons ont pu être récoltés, auxquels sont ajoutés 2 autres échantillons prélevés lors d'une campagne de terrain préliminaire en 2021 (21-Ven-12 et 21-Ven-13). La moitié des échantillons (8 sur 15) se trouvent sur trois sommets ou leurs faces : l'Aiguille centrale du Soreiller (22-sor-20, 22-sor-22 et 22-sor-23), l'Aiguille de la Dibona (22-sor-16 et 22-sor-17) et la Tête du Rouget (22-sor-10, 22-sor-11 et 22-sor-13) culminant respectivement à 3338 m, 3131 m et 3418 m d'altitude. Les 7 autres échantillons sont répartis plus en aval dans le cirque, sur des polnis glaciaires principalement. L'ensemble des échantillons a été prélevé sur du granite plus ou moins fracturés de différentes unités décrites par la carte géologique, le granite de la Meije pour les points sur le Soreiller et le granite d'Entraigues pour les points du Rouget et plus bas dans le cirque, excepté pour l'échantillon 22-Sor-13 qui a été prélevé sur du schiste.

Echantillon	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Altitude (masl)	Ecrantage topographique	Densité	épaisseur (cm)	Erosion (cm/an)
22-sor-4	44,961000	6,242000	2732	0,9115	2,65	4	0
22-sor-5	44,960000	6,241000	2688	0,9627	2,65	3	0
22-sor-6	44,960000	6,242000	2680	0,9546	2,65	5	0
22-sor-7	44,960000	6,242000	2669	0,9339	2,65	4	0
22-sor-8	44,961000	6,249000	2708	0,9480	2,65	3	0
22-sor-9	44,956000	6,260000	2995	0,8566	2,65	2	0
22-sor-10	44,955000	6,263000	3226	0,9217	2,65	3	0
22-sor-11	44,955000	6,263000	3299	0,9823	2,65	5	0
22-sor-13	44,955000	6,263000	3291	0,9864	2,65	3	0
22-sor-14	44,961000	6,246000	2818	0,5019	2,65	2	0
22-sor-16	44,962000	6,243000	3009	0,9531	2,65	3	0
22-sor-17	44,962000	6,243000	3061	0,9860	2,65	2	0
22-sor-20	44,967000	6,242000	3308	1,0000	2,65	2	0
22-sor-22	44,967000	6,241000	3251	0,8569	2,65	2	0
22-sor-23	44,967000	6,241000	3138	0,9810	2,65	3	0
21Ven12	44,957000	6,238000	2671	0,9867	2,65	3	0
21Ven13	44,956800	6,237800	2674	0,9867	2,65	3	0

Tableau 1 : Caractéristiques des sites d'échantillonnages



Figure 8 : Localisation des sites d'échantillonnage (Fond Google Earth) dans le cirque du Soreiller (massif des Ecrins). Le détail des sites échantillonnés est donné dans le Tableau 1.

Traitement physico-chimique et manipulations en laboratoire

Le béryllium Be, pour pouvoir être mesuré doit d'abord être isolé puis extrait sous forme d'oxyde de béryllium (BeO). Le protocole suivi est inspiré de (Brown et al., 1991) et décrit de manière synthétique ci-dessous. L'ensemble des traitements a été réalisé à la plateforme GTC (Géo-Thermo-Chronologie) d'ISTerre. J'ai réalisé les étapes d'extraction du Be lors des premières semaines du stage. Les 2 premières étapes ont été préalablement réalisées par les membres de la plateforme GTC pour des questions de planning/temps de traitement.

- Broyage et extraction mécanique

Dans un premier temps, l'échantillon est broyé puis tamisé pour obtenir une granulométrie 200 à 500 μm . C'est sur cette fraction granulométrique que les acides utilisés dans les étapes suivantes sont le plus efficaces. Une fois broyé, un premier tri est fait avec un séparateur magnétique (Frantz) afin d'écartier les minéraux magnétiques (oxydes, micas, etc.). A ce stade, l'échantillon restant est encore composé de plusieurs minéraux différents (dont des feldspaths), l'étape suivante de purification permet d'éliminer la totalité des minéraux excepté le quartz.

- Purification et dissolution du Quartz

Pour purifier le quartz, les échantillons sont passés dans plusieurs bains successifs d'acide chlorhydrique (HCl) et d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) qui permet de dissoudre tous les minéraux silicatés à l'exception du quartz. Une fois les échantillons de quartz isolés, ils sont dissous de 30% de leur masse avec de l'acide fluorhydrique (HF) afin de décontaminer des possibles pollutions de ^{10}Be produit dans l'atmosphère. Avant dissolution totale en HF, les échantillons sont ajoutés à un entraîneur en ^9Be de concentration connue (Scharlab, batch 22482901 1000,1 \pm 4,2 mg/l). Du fait de sa toxicité, l'HF est ensuite substitué par de l'acide perchlorique (HClO_4) puis par de l'acide nitrique (HNO_3).

- Extraction du béryllium

Pour extraire le béryllium, les échantillons sont précipités plusieurs fois pour séparer le bore, isobare du béryllium (le bore précipitant a un pH supérieur au Be) puis passés dans des colonnes de résines échangeuses d'ions (Merchel and Herpers, 1999). La première colonne permet d'isoler le béryllium du fer et du manganèse, quand la seconde le sépare du bore et de l'aluminium. La dernière étape consiste à évaporer les échantillons pour isoler un oxyde de béryllium (BeO).

- Spectrométrie de masse par accélérateur (LN2C-CEREGE)

Pour la mesure finale de la concentration en ^{10}Be , les échantillons sont envoyés au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) pour passer dans l'accélérateur ASTER (Spectromètre de Masse par Accélérateur, Figure 9) (Arnold et al., 2010).

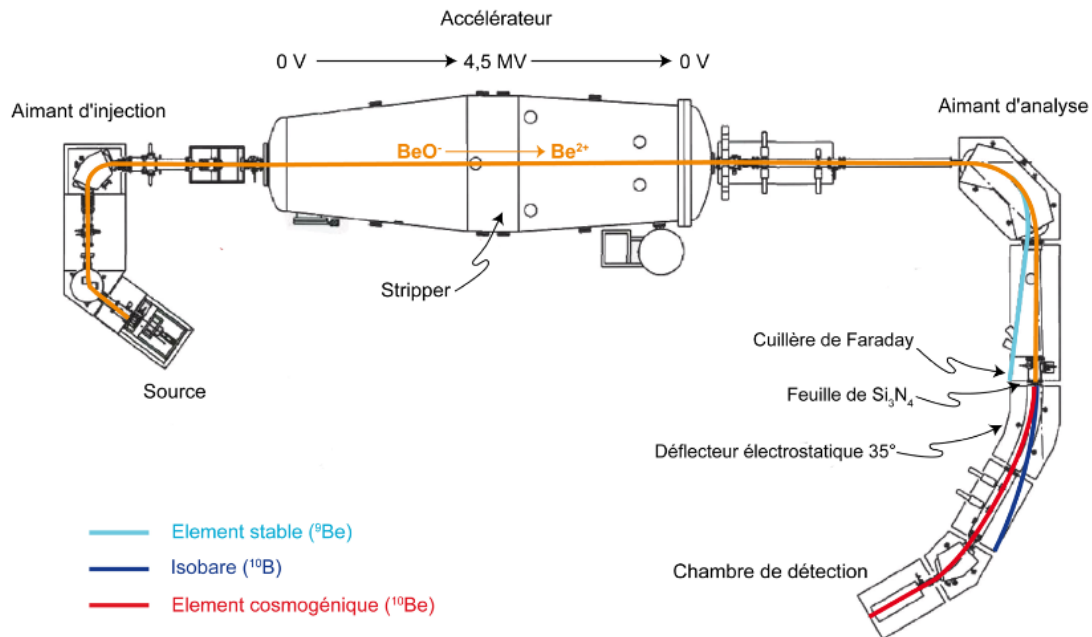


Figure 9 : Plan schématique de l'accélérateur ASTER, et trajet suivi par le faisceau d'ions jusqu'au comptage des atomes de béryllium (Le Roy, 2012).

Le principe analytique est d'ioniser et donner de la vitesse aux atomes de ^{10}Be et ^9Be et d'ensuite les faire dévier pour compter le nombre d'atomes impactant une cible en sortie (Figure 9) (Arnold et al., 2010). La cible est calibrée et placée de sorte qu'elle ne soit impactée que par les atomes de ^{10}Be . En comptant le nombre d'impact sur la cible, on peut donc remonter à une concentration en ^{10}Be exprimée par un rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ qui a été comparé à un standard (STD-11) de valeur théorique de $1.191 \cdot 10^{-11}$ (Braucher et al., 2015).

4.3.2 Calcul des âges d'exposition et des incertitudes associées

Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés à ASTER sont des valeurs brutes qu'il est nécessaire de corriger pour avoir des âges cohérents par la suite. La seconde correction est faite sur la base de la mesure d'un échantillon appelé blanc chimique. Le blanc est un contrôle qualité réalisé régulièrement lors de l'extraction Be d'un lot d'échantillons. Ce blanc ne contient pas de Be naturel, hormis l'entraîneur, et a subi l'ensemble des étapes d'extraction. L'objectif est d'évaluer une éventuelle contamination en béryllium (9 et 10) de la chaîne analytique (Lalere and Diouron, 2018). Cette valeur "blanc" est utilisée pour corriger les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et calculer la concentration en ^{10}Be (at/gr quartz) selon l'équation suivante :

$$^{10}\text{Be} = \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_{ech} - \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_{blk} * \frac{^9\text{Be}}{m_{quartz}} \quad (4)$$

Avec m_{quartz} la masse de quartz dans l'échantillon (g), ^9Be la concentration en ^9Be ajouté avant l'analyse spectrométrique. Les indices *ech* et *blk* dénotent respectivement les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'échantillon et du blanc.

De la concentration ^{10}Be à l'âge d'exposition

La conversion de la concentration ^{10}Be en âge d'exposition se fait à partir de l'équation 4, ici les calculs ont été réalisés avec le calculateur Cosmic Ray Exposure Program (CREP) (Martin et al., 2017). Ce calculateur permet de passer des concentrations en ^{10}Be aux âges d'exposition des échantillons. Le calculateur propose plusieurs paramètres de calculs. Les données présentées dans ce rapport sont obtenues avec le facteur d'échelle LSD (Lifton et al., 2014), le modèle atmosphérique ERA-40 (Uppala et al., 2005), les données géomagnétique VDM (Laj et al., 2013; Lifton, 2016; Pavón-Carrasco et al., 2014; Ziegler and Constable, 2011). Ces paramètres permettent d'établir un taux de production de référence (taux de référence à haute latitude et au niveau de la mer, $P_{ref} = 4,16 \pm 0,10$ at/g/an) calculé

à partir du glissement de Chironico en Suisse (Claude et al., 2014). Le choix de cette valeur de référence de taux de production est motivé par la proximité de notre site d'étude ainsi que la cohérence altitudinale et temporelle.

Prise en compte des incertitudes

La chaîne de calcul comporte trois sources d'incertitudes. Une première incertitude (analytique) sur la mesure du rapport des concentrations, notée σ_{ech} , fonction du nombre d'impact d'atomes de ^{10}Be sur la cible (section 4.3.1) et de l'incertitude analytique de l'AMS (1% ; Arnold et al., 2010), une seconde qui correspond à l'incertitude analytique du blanc σ_{blk} et une dernière sur le taux de production, $\sigma_{P(SLHL)}$, donnée par le calculateur CREP. L'incertitude totale, ou incertitude externe σ , sur l'âge d'exposition est calculée avec la formule suivante :

$$\sigma = \sqrt{\sigma_{ech}^2 + \sigma_{blk}^2 + \sigma_{P(SLHL)}^2} \quad (5)$$

4.4 Marteau de Schmidt

4.4.1 Protocole de mesure

Les sites de mesures sont les mêmes que pour les sites de datations cosmogéniques (Figure 8) et les mesures au marteau de Schmidt ont systématiquement été faites avant le prélèvement des échantillons pour les datations afin de ne pas biaiser les valeurs de rebonds (Figure 10) et son application nécessite une lithologie homogène d'un site à l'autre (McCarroll, 1989) ainsi que des protocoles de mesures précis pour limiter les biais de mesures (Shakesby et al., 2006). Les valeurs de rebond mesurées par le marteau sont donc à la fois dépendantes des caractéristiques propres de la roche (dureté, altération, rugosité, lithologie) mais aussi de l'histoire du transport ou du climat et d'éventuelles erreurs instrumentales ou d'échantillonnage (Figure 11). Ces différents facteurs ne permettent donc pas d'extrapoler les mesures d'un secteur à l'autre car la relation valeur-R / Age n'est pas universelle.



Figure 10 : Mesure au marteau de Schmidt sur du granite dans le cirque Soreiller. Le point échantillonné est le 21-Ven-12 (utilisateur S Lavergne, photo V. May Yung Sen)

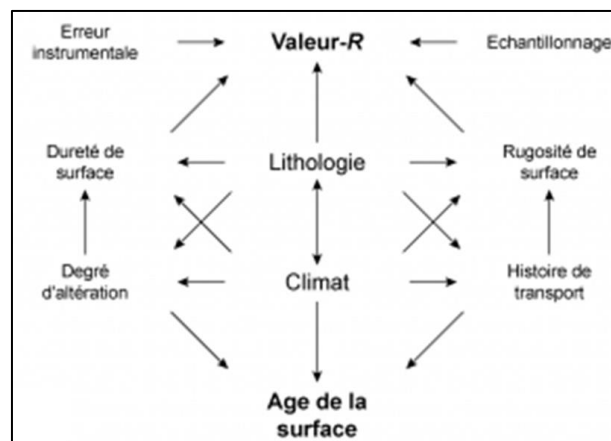


Figure 11 : Facteurs qui peuvent influencer la valeur-R et donc l'âge d'exposition de la surface d'un échantillon et leurs interrelations (D'après Scapozza et al., 2011)

Afin d'avoir des mesures statistiquement valables pour chaque surface rocheuse échantillonnée, il est nécessaire de répéter la mesure à plusieurs reprises, de façon aléatoire sur la surface et suivant des points suffisamment espacés pour chaque site d'étude (McCarroll, 1989). La répétition des coups sur une même surface permet de rapidement identifier les anomalies dans les résultats (Shakesby et al., 2006). Les recommandations sont de 25 coups minimum par surface (Tomkins et al., 2016) et sont fonction de la lithologie des sites de mesure (Niedzielski et al., 2009). Toutefois le seuil de 30 coups est plus communément utilisé (Matthews and Winkler, 2022). Dans cette étude, 40 répétitions espacées de plusieurs centimètres ont été faites pour chaque site de mesure, à l'exception de 2 sites qui ont respectivement 10 (22-Sor-09) et 39 coups (22-Sor-20).

4.4.2 Courbe de calibration

Par définition, la méthode du marteau de Schmidt est une méthode de datation relative, il est donc nécessaire, pour en déduire des âges d'exposition/altération, de le calibrer. Pour se faire, des datations NCT et des mesures au marteau de Schmidt sont cumulées sur plusieurs sites d'échantillonnage. Cela permet d'avoir, pour un même point de mesure, une valeur de rebond et un âge d'exposition indépendant. En multipliant ces deux méthodes sur une multitude de sites, il est possible d'obtenir une courbe de calibration. Cette courbe de calibration (Figure 12) est unique à un secteur d'étude et valable pour une seule lithologie et contexte topo-climatique (Matthews and Owen, 2010; Matthews et al., 2018; McCarroll, 1991; Tomkins et al., 2018a).

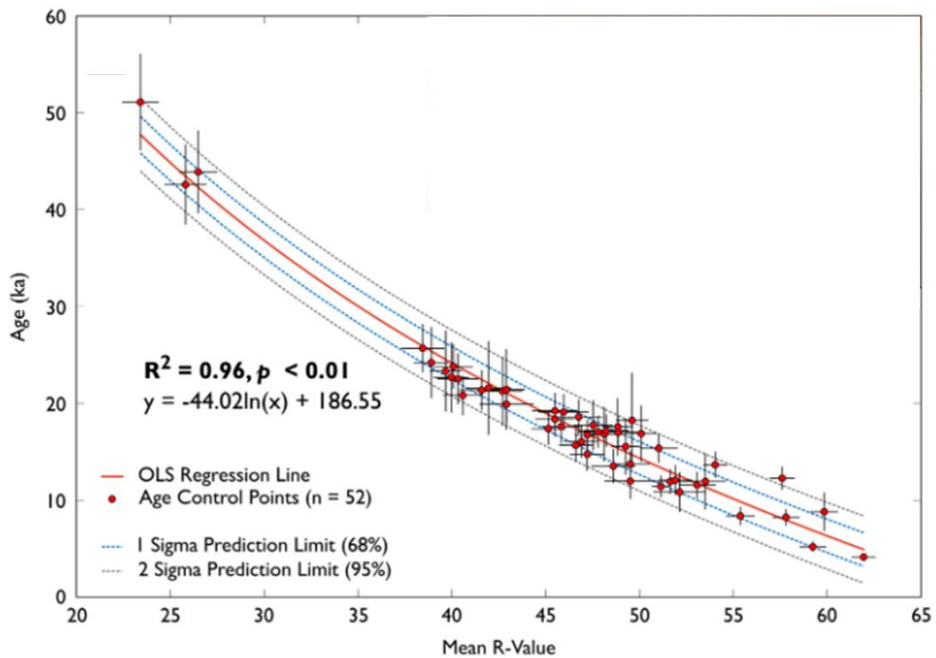


Figure 12 : Exemple d'une courbe de calibration pour les Pyrénées. Cette courbe est établie avec des mesures couplées ^{10}Be (âge d'exposition) et SH (valeur moyenne de R). La courbe de régression est ici logarithmique avec un R^2 de 0.96 (d'après Tomkins et al., 2018).

Dans notre étude, des mesures sont faites sur des surfaces rocheuses glaciaires et périglaciaires, conjointement aux datations NCT, afin de tester l'applicabilité du marteau de Schmidt dans ces conditions.

5. Résultats

5.1 Carte d'englacement DMG du massif des Ecrins

Suite au travail de reconstitution et d'interpolation sous QGIS, la carte d'englacement obtenue (Figure 13) permet d'identifier environ 400 km², soit 25% de nunatak sur la zone étudiée, contre 770 km² sur la reconstitution de van der Beek and Bourbon (2008).

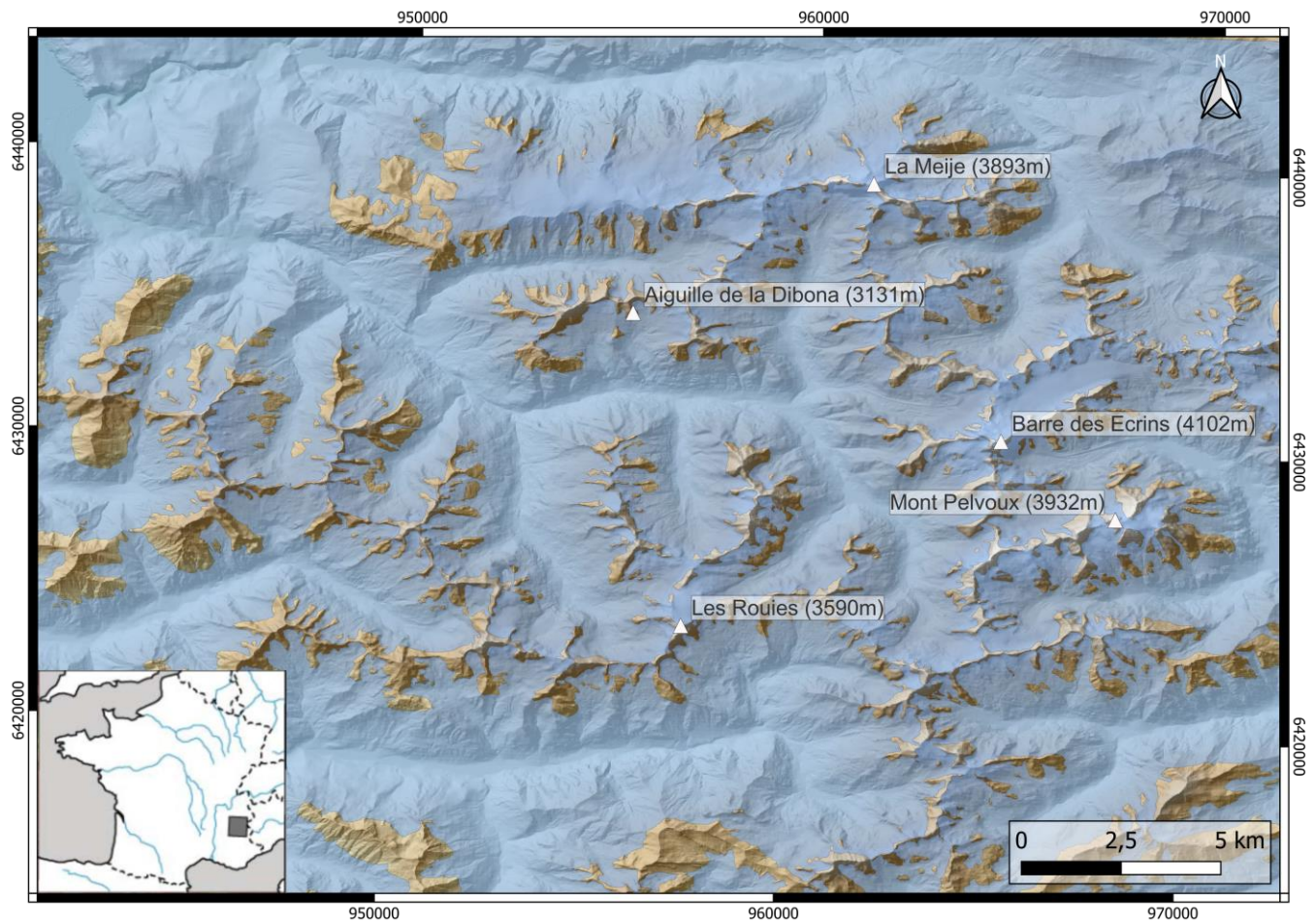


Figure 13 : Extrait de la carte d'englacement DMG du massif des Ecrins. Les triangles blancs représentent les sommets principaux du massif. L'encart en bas à gauche permet de localiser le massif des Ecrins en France. Fond SRTM 90 m (Jarvis et al., 2008).

Au total, 163 nunataks individuels ont été identifiés avec des surfaces variant de 0,1 à plusieurs km². En première observation, l'englacement en périphérie du massif semble moins important qu'au cœur des

Ecrins. Ces résultats restent toutefois à relativiser car cette carte est bien une carte minimale d'englacement DMG, la surface des nunataks est potentiellement surestimée par l'approche SIG et les choix d'interpolation et traitement des données (Section 4.1). Il est difficile de différencier sur la carte d'englacement ce qui correspond réellement à des zones plus ou moins englacées lors du DMG, de zones plus ou moins bien documentées par les différentes bases de données. On peut notamment voir sur la Figure 14 que l'inventaire du PAG (Gardent, 2014) et les repères morphologiques (Beaudevin, 2000) utilisés pour l'interpolation sont plus denses pour la partie NE du massif des Ecrins et dans la vallée du Vénéon que sur la partie O-SO du massif, créant ainsi un biais potentiel dans l'interpolation utilisée pour reconstruire la carte d'englacement DMG. Toutefois, la distribution et les caractéristiques des nunataks identifiés seront étudiées afin de voir si, malgré les limitations de la reconstitution de l'englacement DMG, l'analyse morphométrique nous apporte des informations sur la dynamique de ces formes géomorphologiques et les processus mis en jeu.

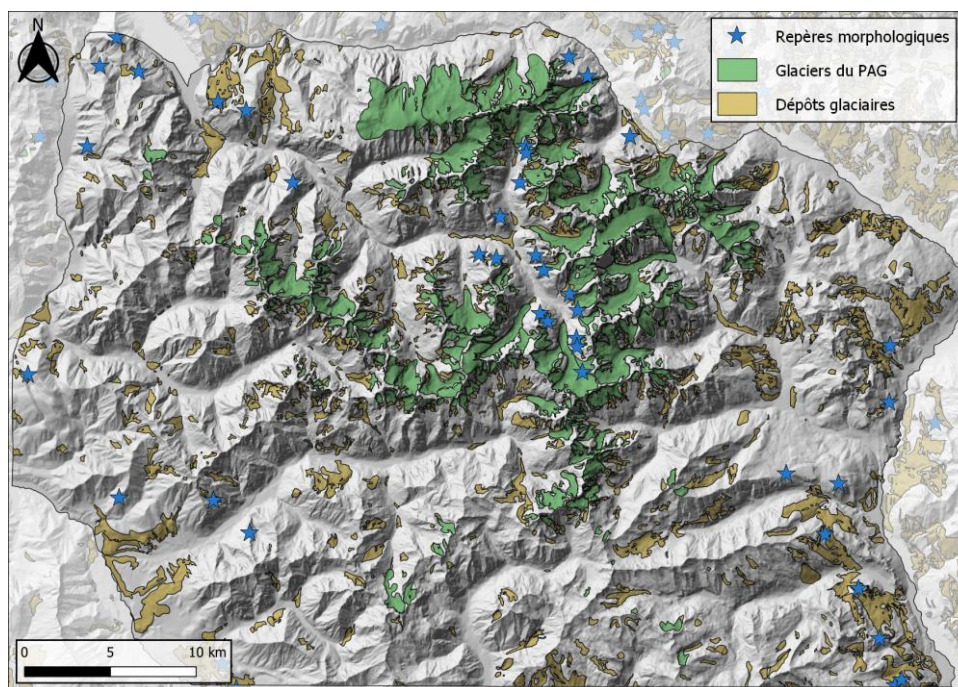


Figure 14 : Données mobilisées pour l'interpolation de la carte d'englacement DMG. En jaune les dépôts glaciaires extraits de la carte géologique au 1/50000ème (BRGM), en vert l'inventaire des glaciers du PAG (Gardent, 2014), et les croix bleues représentent les repères morphologiques utilisés pour les reconstitutions précédentes (Beaudevin, 2000).

5.2 Caractéristiques morphométriques des nunataks

5.2.1 Caractéristiques des nunataks et englacement par secteur

L'analyse des métriques des nunataks moyennées par secteur permet dans un premier temps de faire ressortir des grandes tendances. Les secteurs sont établis de façon à être relativement homogène pour pouvoir observer des tendances spatiales dans la morphologie des nunataks. Les secteurs du Soreiller et des Rouies sont au cœur du massif est entouré à l'Ouest par le secteur du Lauvitel et du Chaillol, au sud par le secteur du Fournel et à l'Est, par celui des Ecrins qui est en partie sur le cœur du massif.

Nom	Englacement (%)	Pente moyenne (°)	Altitude minimale (m)	Altitude maximale (m)	Altitude moyenne (m)	Relief moyen (m)	HI	Surface moyenne (km ²)
Chaillol	67	38	1167	3423	2269	1115	0,49	9,63
Ecrins	81	39	1699	4074	2722	731	0,43	1,20
Fournel	72	34	1742	3436	2609	608	0,51	4,01
Lauvitel	75	39	1392	3452	2287	892	0,43	5,34
Rouies	85	46	2068	3655	2881	659	0,51	1,87
Soreiller	87	43	2176	3928	2932	679	0,43	0,96

Tableau 2 : Caractéristiques des nunataks pour les six secteurs d'étude. Le relief moyen correspond à la moyenne des reliefs. HI : intégrale hypsométrique.

Que ce soit en termes d'englacement, de pente ou d'altitude moyenne des nunataks, les six secteurs ne sont pas homogènes. Les nunataks des secteurs du Soreiller et des Rouies sont caractérisés par des pentes moyennes supérieures à 40°, des altitudes moyennes autour de 2900 m et des taux d'englacement supérieurs à 80%. A l'inverse, ceux des secteurs du Chaillol, du Fournel et du Lauvitel sont moins raides, moins englacés et à des altitudes plus faibles. Les nunataks du secteur des Ecrins semblent être des intermédiaires entre ces deux groupes (Tableau 2). On retrouve cette tendance pour les surfaces moyennes des nunataks. L'intégrale hypsométrique des nunataks oscille entre 0,43 et 0,51 selon les secteurs, sans pouvoir déterminer un lien avec l'altitude ou l'englacement.

La taille moyenne des nunataks par secteur semble corrélée à l'altitude et à la pente. Les secteurs du Soreiller et des Rouies sont marqués par des nunataks de petites surfaces (0,96 et 1,87 km²) et

inversement les secteurs du Chaillol, du Fournel et du Lauvitel sont marqués par des nunataks plus grands (9,63, 4,01 et 5,34 km²). Le secteur des Ecrins semble une fois de plus une moyenne entre ces deux tendances, montrant une potentielle hétérogénéité de l'ensemble des métriques présentées ci-dessus.

5.2.2 Forme des nunataks

Dans un deuxième temps, les caractéristiques des nunataks ont été étudiées à l'échelle individuelle afin de limiter les effets de moyenne par secteur (section 5.2.1). L'indice de hiérarchisation des formes de nunataks par le biais du facteur d'élongation (FE) permet de classer individuellement les nunataks. Le facteur d'élongation n'est pas distribué selon une loi normale (Figure 15), avec une tendance vers des valeurs fortes de FE (>2).

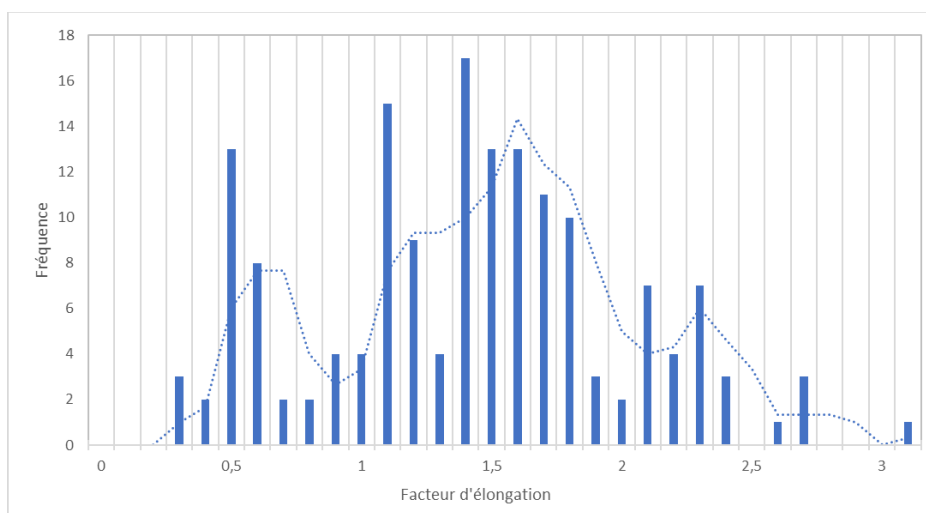


Figure 15 : Histogramme des fréquences du facteur d'élongation (FE) pour l'ensemble des nunataks reconstruits dans le massif des Ecrins.

Les nunataks peuvent être regroupés selon 2 classes : (1) classe de FE compris entre 0 et 1, centrée autour de 0,5 (type 1), et (2) classe pour des FE supérieurs à 1, centrée autour de 1,5 (type 2). Sur un

total de 163 nunataks identifiés, les nunataks de type 2 sont plus nombreux (75%) mais ne représente que 17% de la surface totale des nunataks. Les nunataks de type 1 sont situés majoritairement en périphérie du massif alors que les nunataks de type 2 sont plus concentrés au cœur du massif, dans les zones de haute altitude (Figure 16).

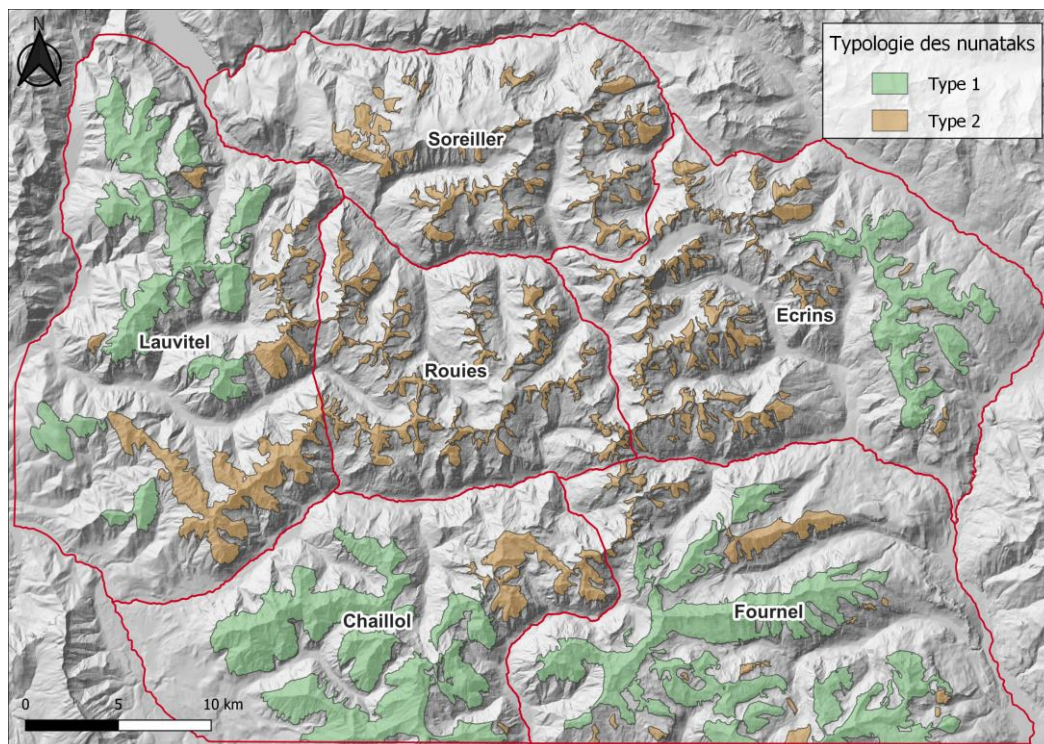


Figure 16 : Distribution spatiale des nunataks selon leurs typologies. En vert les nunataks de type 1, en orange les nunataks de type 2.

5.2.3 Facteurs influençant la forme des nunataks

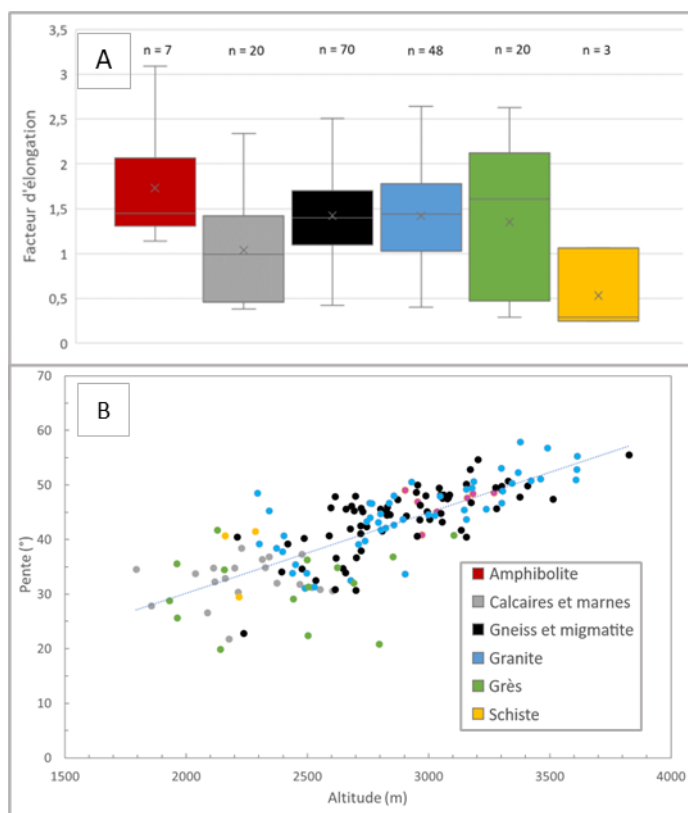


Figure 17 : A : Boxplot des facteurs d'élongation en fonction de la lithologie principale des nunataks. La médiane, la moyenne et les quartiles 25 et 75 sont respectivement représentés par la croix, le trait et les barres. Les effectifs sont notés au-dessus de chaque boîte. B : Pente moyenne en fonction de l'altitude moyenne des nunataks. La légende est la même pour les deux graphiques.

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la variabilité du facteur d'élongation. La lithologie semble tout d'abord avoir une influence sur ce facteur. Les nunataks présents dans des lithologies granitiques et gneissiques ont des FE moyens autour de 1,5 alors qu'il est de 1 pour les nunataks dans des lithologies calcaires et gréseuses et 0,5 pour des lithologies schisteuses, et au contraire >1.5 pour les nunataks dans des lithologies amphibolitiques (Figure 17). Outre le lien entre FE et lithologie, la corrélation entre la pente et l'altitude moyenne des nunataks est linéaire et significative ($R^2 = 0,59$), et semble être modulée

là aussi par la lithologie. Les nunataks les plus raides et les plus hauts sont majoritairement situés dans des lithologies granitiques et gneissiques. Inversement, les nunataks dans des

lithologies calcaires et gréseuses ont tendance à être moins pentus et moins hauts en altitude (Figure 17). La distribution spatiale et les caractéristiques morphologiques des nunataks semblent donc, au moins au premier ordre, reliés à la lithologie.

L'autre hypothèse testée est l'impact de la présence des glaciers, notamment de cirque, sur l'évolution et donc la morphologie des nunataks. Pour cela, nous avons calculé pour chaque nunatak la surface de glacier PAG l'entourant, en partant du principe qu'un nunatak entouré de glacier au PAG l'a été de façon continue depuis le DMG. Cet indice permet par conséquent d'estimer le temps d'action glaciaire à la

base du nunatak, pouvant donc in fine avoir un impact sur sa morphologie. Le lien est moins évident mais on peut cependant noter qu'au-delà de 5 km² d'englacement au PAG, les nunataks sont principalement de type 2 avec 5 exceptions qui sont de type 1 (Figure 18). En revanche, à cette échelle, il n'apparaît pas de lien clair entre l'englacement et la pente, ce qui vient réfuter l'hypothèse d'un sapement de la base des parois par les glaciers de cirque qui pourraient participer à une augmentation de pente des nunataks.

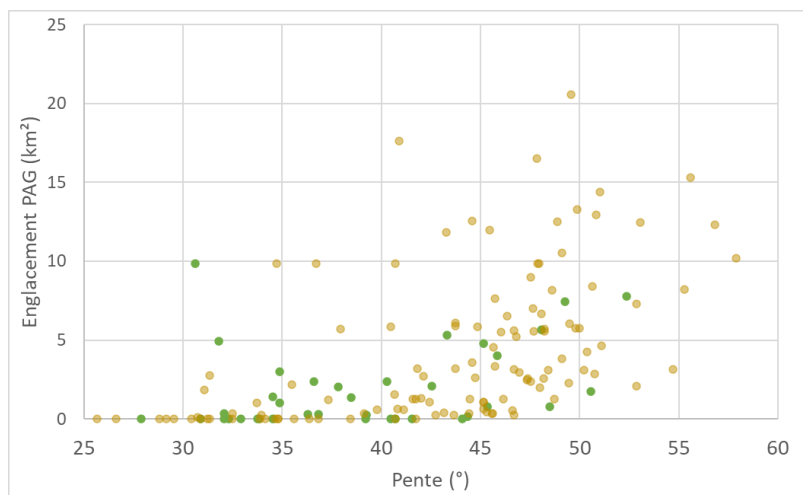


Figure 18 : Englacement au PAG en fonction de la pente moyenne des nunataks. En verts les nunataks de type 1, en orange les nunataks de type 2.

5.2.4 Zoom sur trois nunataks distincts

Dans l'objectif d'étudier précisément les caractéristiques des nunataks, nous en avons sélectionné 3 pour lesquels nous avons fait une courbe de distribution des pentes en fonction de l'altitude et un histogramme normalisé des pentes. Toujours en conservant les deux typologies de nunataks, nous comparons un nunatak de type 1 (Lauvitel) et 2 nunataks de type 2 (Soreiller et Ailefroide), afin de voir les différences d'un type à l'autre avec une même lithologie (Lauvitel vs. Soreiller) mais aussi la combinaison d'un type de nunatak similaire avec des lithologies différentes (Soreiller vs. Ailefroide). Si l'on s'attarde sur la distribution des pentes en fonction de l'altitude, le Soreiller et Ailefroide ont les mêmes tendances (Figure 19).

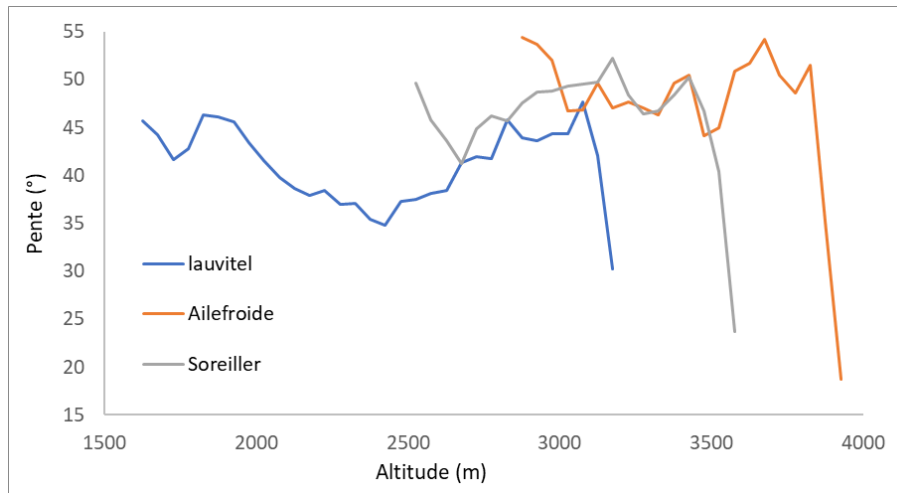


Figure 19 : Distributions des pentes en fonction de l'altitude pour trois nunataks : Lauvitel (en bleu), Ailefroide (en orange) et Soreiller (en gris).

La pente est globalement continue entre 3000 et 3500 m d'altitude (avec des oscillations d'environ 5°) avant de chuter fortement sur la partie sommitale. Pour le nunatak du Lauvitel, la pente est globalement plus faible de 5 à 10° en moyenne, avec une diminution entre 1800 et 2500 m puis un redressement jusqu'à 3000 m avant de chuter en arrivant sur la partie sommitale. Les distributions semblent donc plus dépendantes de la typologie que de la lithologie.

On retrouve cette distinction dans la Figure 20, d'un côté le Lauvitel, avec une distribution qui suit une loi gaussienne des pentes, montrant un nunatak « régulier » avec une augmentation puis une diminution progressive de la pente, alors que les distributions semblent un peu désaxées vers les pentes fortes pour les nunataks du Soreiller et d'Ailefroide. Ces distributions pourraient être liées à la surface englacée au PAG qui impacte les nunataks. Les nunataks du Soreiller et d'Ailefroide sont respectivement entourés de 9,9 et 16,5 km² de glacier au PAG, contre seulement 1,3 km² pour le nunatak du Lauvitel.

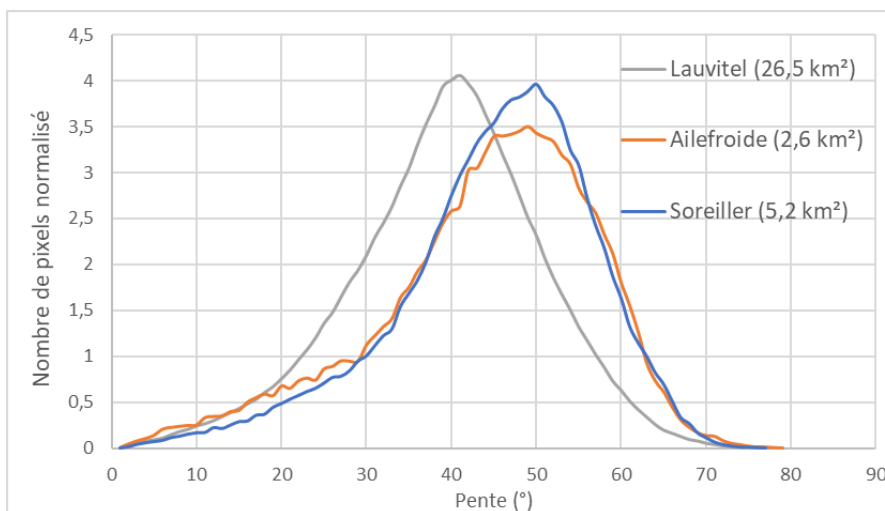


Figure 20 : Histogramme normalisé des pentes pour les trois nunataks sélectionnés : Lauvitel (en bleu), Ailefroide (en orange) et Soreiller (en gris).

5.3 Âges d'exposition ^{10}Be des nunataks

L'ensemble des âges calculés dans le cirque du Soreiller est compilé dans le Tableau 3 et les toutes les données nécessaires aux calculs sont en Annexe 2. Deux âges calculés l'année précédente (21Ven12 et 21Ven13 ; Julien, 2022) sont pris en compte pour avoir un jeu de données de 17 échantillons. Dans un souci d'homogénéité, l'ensemble des résultats est calculé via la logiciel CREp (Martin et al., 2017) avec les mêmes corrections et les mêmes constantes lors de la conversion du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ en concentration en ^{10}Be puis en âge d'exposition (section 4.3.2). Le taux d'érosion est considéré comme nul dans les calculs, de ce fait, les âges obtenues sont donc des âges d'exposition minimums.

Sample	Latitude (dec°)	Longitude (dec°)	Altitude (masl)	Age (ka)	σ (ka)
22-sor-4	44,961	6,242	2732	15,18	0,59
22-sor-5	44,960	6,241	2688	12,12	0,50
22-sor-6	44,960	6,242	2680	12,98	0,52
22-sor-7	44,960	6,242	2669	8,75	0,39
22-sor-8	44,961	6,249	2708	10,58	0,43
22-sor-9	44,956	6,260	2995	11,26	0,42
22-sor-10	44,955	6,263	3226	14,56	0,55
22-sor-11	44,955	6,263	3299	18,75	0,76
22-sor-13	44,955	6,263	3291	10,97	0,48
22-sor-14	44,961	6,246	2818	11,64	0,52
22-sor-16	44,962	6,243	3009	25,59	1,00
22-sor-17	44,962	6,243	3061	0,51	0,06
22-sor-20	44,967	6,242	3308	24,46	0,91
22-sor-22	44,967	6,241	3251	6,4	0,24
22-sor-23	44,967	6,241	3138	11,92	0,48
21Ven12	44,957	6,238	2671	15,08	0,57
21Ven13	44,957	6,238	2674	17,03	0,63

Tableau 3 : Âges d'exposition ^{10}Be minimums des échantillons déterminés à partir des concentrations en ^{10}Be dans le cirque du Soreiller. Les échantillons en bleus correspondent à la campagne de terrain de 2022 et les verts à la campagne de 2021. L'incertitude présentée ici est l'incertitude externe.

La plupart des échantillons montre des âges d'exposition contenus entre 10 et 16 ka (10 échantillons sur 27) avec, pour les autres, des âges qui vont de 0,51 ka (22-sor-17 provenant du sommet de la Dibona) à presque 26 ka (22-sor-16 qui se situe dans la face sud de la Dibona). Le cirque du Soreiller, contient donc à ce jour, les âges d'exposition les plus jeune et plus vieux mesuré sur des morphologies (péri-)glaciaires dans le massif des Ecrins (Figure 21).

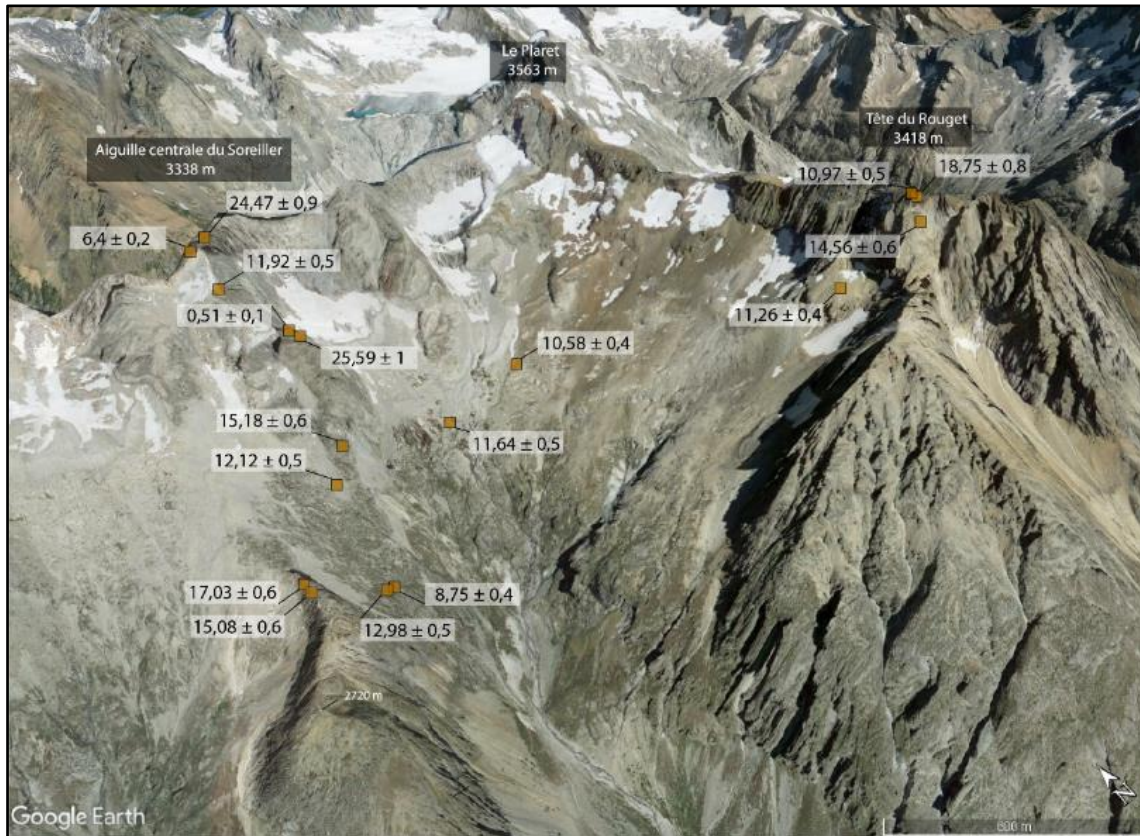


Figure 21 : Localisation et âges d'exposition ^{10}Be des échantillons dans le cirque du Soreiller (fond Google Earth).

Les données sont maintenant séparées en deux groupes suivant les morphologies échantillonnées : glaciaires et périglaciaires. Les âges d'exposition ^{10}Be des polis glaciaires varient entre $8,75 \pm 0,39$ ka (22-Sor-07) et $17,03 \pm 0,63$ ka (21-Ven-13), tandis que ceux des crêtes varient entre $0,51 \pm 0,06$ ka (22-Sor-17) et $25,59 \pm 1,00$ ka (22-Sor-16). Les gammes d'âges d'exposition obtenues sont donc fortement dépendantes de la morphologie échantillonnée, avec respectivement des gammes de 8 et 25 ka pour les polis glaciaires et les crêtes rocheuses.

5.4 Dynamiques (péri)glaciaires du cirque du Soreiller

5.4.1 Distribution temporelle des âges d'exposition

Afin d'identifier des éventuels clusters d'âges d'exposition, et donc de mettre en évidence une évolution de l'englacement ou de la dynamique périglaciaire dans le cirque du Soreiller, nous avons utilisé une fonction de densité de probabilité (<https://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/camelplot.m> ; (Lowell, 1995)) pour les deux types de morphologies citées précédemment (Figure 22). Bien que les âges soient très dispersés, la présence

d'un cluster regroupant 5 échantillons sur polis glaciaires autour de 11,3 ka permet de proposer une phase de retrait glaciaire majeure à cette période. Les autres âges sur polis glaciaires ne se distribuent pas selon des clusters, cela peut signifier à la fois que l'englacement a évolué de façon hétérogène dans le cirque ou que d'autres facteurs ont influencé les âges d'exposition de ces polis (héritage, couverture sédimentaire). Si l'on s'intéresse maintenant à la distribution des âges d'exposition des crêtes, seulement 2 clusters de 2 âges sont visibles, les autres âges sont tous très dispersés. Cette dispersion ne permet donc pas d'analyser les sites avec

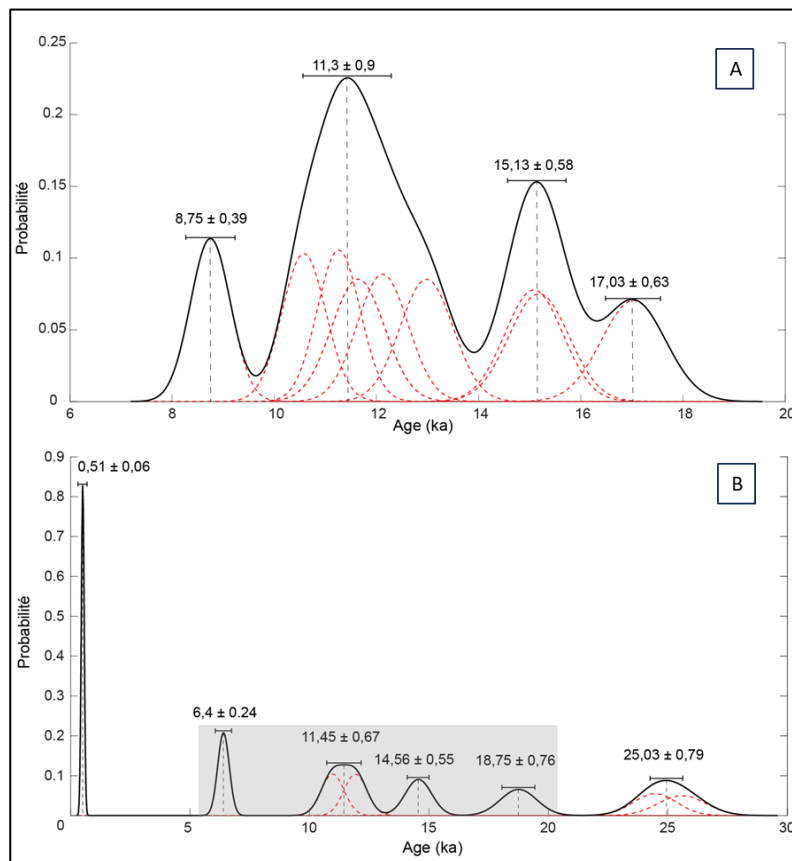


Figure 22 : Fonctions de densité de probabilité individuelles (lignes rouges pointillées) et moyennées par clusters (lignes continues noires) pour les âges d'exposition des morphologies glaciaires (A) et des morphologies périglaciaires (B). Les échelles des deux graphiques ne sont pas similaires, le cadre gris correspond à l'emprise graphique A sur le graphique B. Les valeurs donnent les moyennes et écart type pour chaque cluster identifié.

l'hypothèse d'une évolution homogène, l'ensemble des âges sera donc analysé individuellement. Les 2 âges d'exposition centrés autour de 11,45 ka pourraient être associés au cluster principal identifié pour les polis glaciaire. Pour les autres âges d'exposition des crêtes, la distribution tend à confirmer la grande variabilité d'intensité des processus périglaciaires et l'hétérogénéité de l'évolution des parois des nunataks. Avec des âges d'exposition correspondant au DMG (19-26 ka) mais aussi des âges d'exposition correspondant à la période Holocène (inférieur à 11 ka).

5.4.2 Distribution spatiale des âges d'exposition dans le cirque du Soreiller

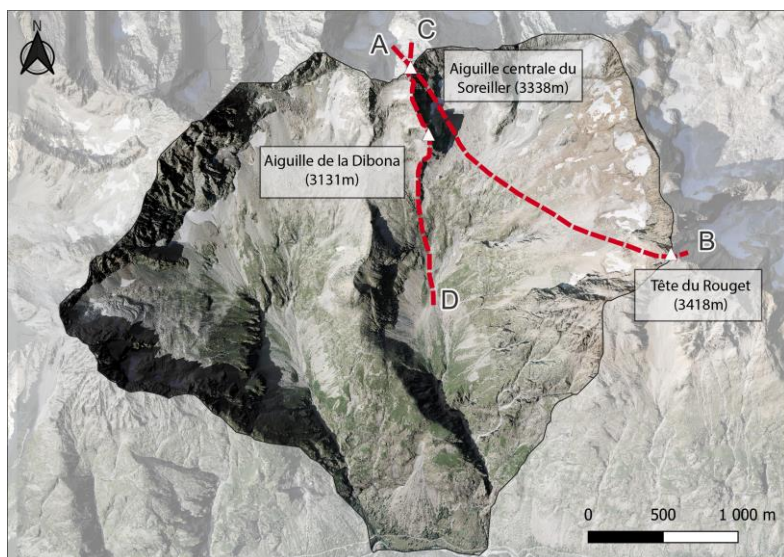
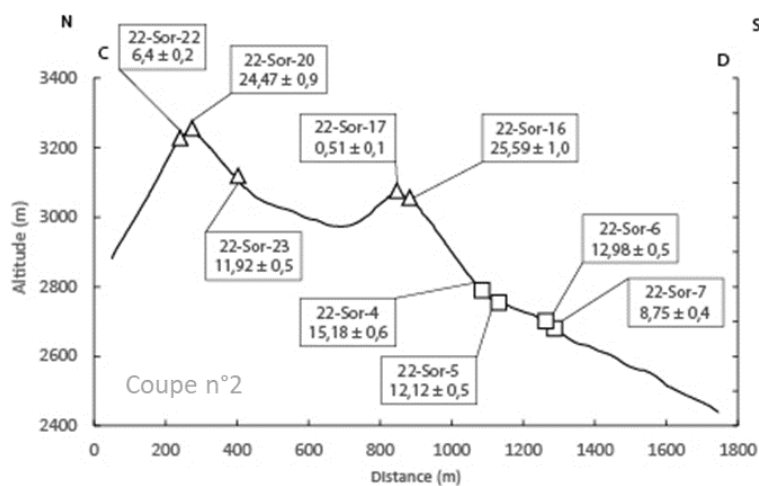
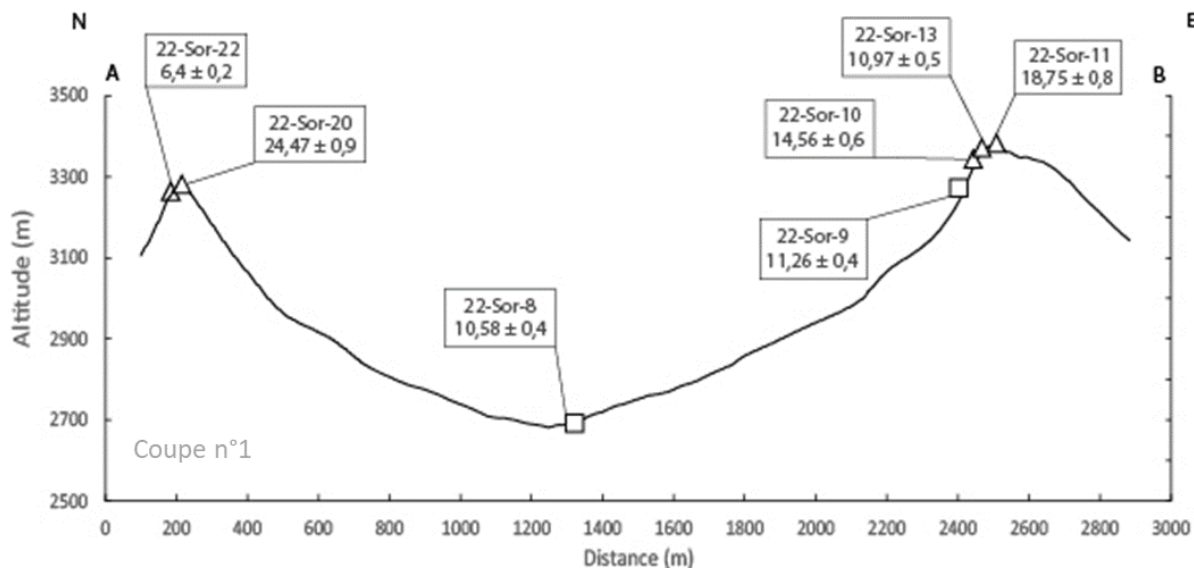


Figure 23 : Localisation des deux coupes topographiques dans le cirque du Soreiller. Les traits de coupes sont en rouge et annotés par des lettres (A-B et C-D), sur fond orthophotographique à 20cm de 2020.

Deux coupes dans le cirque du Soreiller ont été réalisées pour illustrer la distribution spatiale des âges d'exposition (Figure 23). La première coupe (A-B) part de l'Aiguille centrale du Soreiller, traverse le cirque et termine à l'Est, au niveau de la Tête du Rouget. La seconde (C-D) part à nouveau de l'Aiguille centrale du Soreiller, passe par l'Aiguille de la Dibona et termine plus en aval dans le cirque (Figure 23). Ces deux coupes permettent de visualiser au total

14 âges d'exposition. La répartition des âges d'exposition dans le cirque du Soreiller sur les deux coupes fait apparaître, pour les pols glaciaires, une structuration avec les âges d'exposition les plus récents en fond de cirque et les plus vieux sur les contreforts/ressauts en pied de parois (Figure 24). Deux hypothèses pourraient expliquer cette distribution des âges. Le glacier peut dans un premier temps perdre en épaisseur, mettant à jour les contreforts en pied de parois puis dans un second temps reculer pour mettre à jour les pols glaciaires de fond de cirque. Toutefois, l'hypothèse de la persistance de

sédiments sur les polis suite au retrait du glacier pourrait expliquer les différences d'âges, correspondant dans ce cas au temps nécessaire au cirque pour évacuer l'ensemble des sédiments.



5 Figure 24 : Coupes topographiques et âges d'exposition des échantillons prélevés dans le cirque du Soreiller (voir Figure 22 pour localisation des coupes). Le trait noir correspond à la surface topographique, les carrés blancs correspondent aux morphologies glaciaires et les triangles blancs correspondent aux morphologies périglaciaires. La coupe n°1 (7 échantillons) part du sommet de l'Aiguille centrale du Soreiller (A) et se termine à l'Est, au niveau de la tête du Rouget (B). La coupe n°2 (9 échantillons) part de l'Aiguille centrale du Soreiller (C), passe par l'Aiguille de la Dibona et se termine plus en aval dans le cirque (D). Les échelles horizontales et verticales sont identiques.

Les âges d'exposition des morphologies périglaciaires, tout comme pour leur variabilité temporelle, ne semblent pas illustrer de distribution spatiale particulière.

Finalement, une distribution spatiale et temporelle des âges d'exposition des morphologies glaciaires semblent montrer une première phase de retrait entre 15 et 14 ka correspondant au Bolling-Alleröd puis une seconde correspondant à la transition Dryas récent (DR) – Holocène vers 11,7 ka. En termes de niveau d'englacement, les contreforts et ressauts dans le cirque sont les morphologies les plus anciennes (15ka) et les polis de fonds de cirques sont les plus récents (11ka environ), cela nous indique bien que l'englacement au Dryas récent n'a pas atteint le niveau d'englacement pré Bolling-Alleröd.

5.5 Marteau de Schmidt

5.5.1 Lien entre rebond et âge d'exposition des échantillons

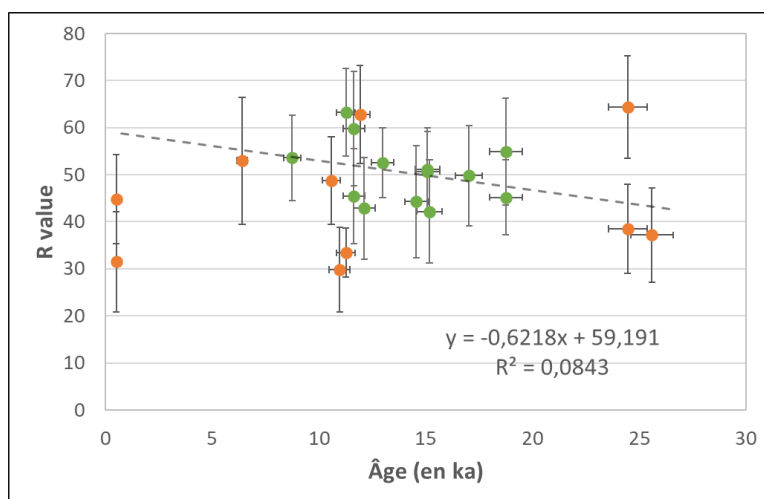


Figure 25 : Distribution des couples R value/âge d'exposition pour les échantillons du cirque du Soreiller. En orange les points considérés comme des valeurs aberrantes, en verts les points utilisés pour établir la courbe de tendance. Les points sont les moyennes pour chaque site et les barres représentent l'écart type.

Avant de pouvoir calculer des valeurs de rebond (R value) de marteau de Schmidt, plusieurs tests et traitements des données ont été effectués. Les valeurs aberrantes sont déterminées à partir des remarques faites par les opérateurs lors des mesures. Sont considérées comme valeurs aberrantes les données des sites d'échantillonnage pour lesquelles la roche était manifestement fracturée et/ou présentait des écailles superficielles. Ces deux paramètres

peuvent en effet avoir un impact sur le rebond mesuré par le marteau et donc impacter la relation entre l'âge d'exposition et le degré d'altération de la roche. Des tests de posture et des stratégies d'acquisition de données (nettoyage de la surface avant mesure, mesure hors des zones à forte densité de lichen) ont aussi été réalisés durant la campagne de terrain, ces derniers ne sont pas intégrés aux

données présentées ici. Malgré ces précautions dans les analyses, la courbe de tendance n'explique que 8% de la variabilité mesurée entre âges d'exposition et valeurs de rebond moyen, ce qui signifie qu'il n'y a pas de lien apparent entre le rebond mesuré par le marteau de Schmidt et l'âge d'exposition de la surface rocheuse (Figure 25). D'autre part, bien que certaines valeurs aberrantes soient visiblement loin du nuage de points central, d'autres ne semblent pas totalement en dehors de la courbe de tendance. Il se pourrait donc que d'autres facteurs, non liés à l'apparence superficielle de la surface rocheuse, puissent avoir un impact sur le rebond mesuré avec le marteau de Schmidt.

5.5.2 Différences entre crêtes et polis glaciaires

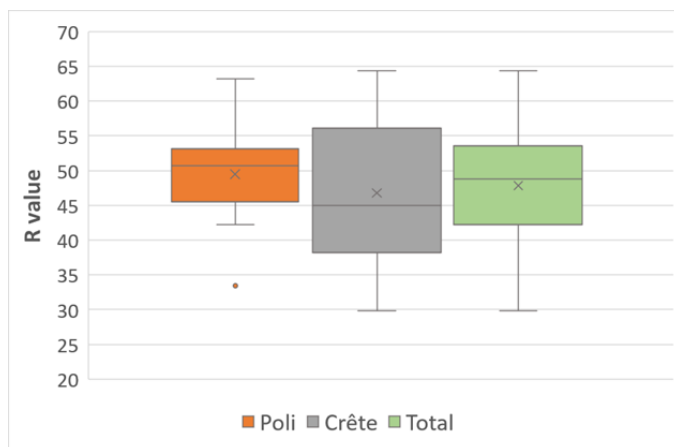


Figure 26 : Boxplot des valeurs de rebond moyen R en fonction de la typologie de la surface échantillonnées. La médiane, la moyenne et les quartiles 25 et 75 sont respectivement représentés par la croix, le trait et les barres.

Cette méthode étant fonctionnelle lorsque les sites échantillonnés sont des blocs erratiques dont la surface et la structure sont relativement homogènes, il semblait intéressant de distinguer les sites sur les crêtes, où la fracturation est abondante et les surfaces très hétérogènes, des sites sur les polis glaciaires se rapprochant plutôt de l'homogénéité de blocs erratiques. La distribution des valeurs de rebond en fonction de la typologie des sites d'échantillonnage permet

de voir une différence significative entre les polis et les crêtes. Les valeurs médianes et moyennes sont plus faibles sur les crêtes que sur les polis, indiquant une altération plus forte. D'autres part, la variabilité du rebond est plus forte pour les échantillons de crêtes que pour les échantillons de polis (Figure 26). A partir de ce constat, nous avons dissocié les points de mesure au marteau de Schmidt sur crêtes et sur polis pour réaliser deux courbes de calibration indépendantes (Figure 27).

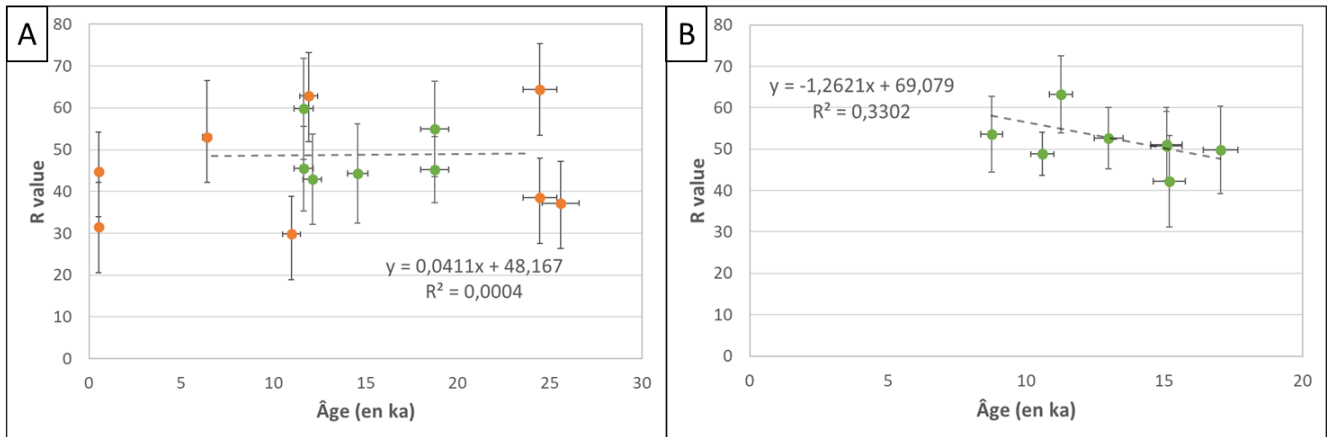


Figure 27 : Distributions des couples R-value/âge d'exposition pour les échantillons du cirque du Soreiller. En orange les points considérés comme des valeurs aberrantes, en verts les points utilisées pour établir la courbe de tendance. A : sites sur crêtes ; B : sites sur polis glaciaires.

La Figure 27 met en évidence le fait que l'ensemble des valeurs aberrantes identifiées précédemment sont des sites sur crêtes (Figure 27A). Cela vient confirmer l'hétérogénéité des surfaces rocheuses et rend donc difficile l'interprétation de ces résultats du marteau de Schmidt. Le lien entre le rebond moyen (R-value) et l'âge d'exposition est encore plus faible que pour les données complètes ($R^2 = 0,0004$). On pourrait donc considérer que les valeurs aberrantes identifiées représentent finalement la variabilité des sites d'échantillonnage sur les crêtes et non des valeurs aberrantes. Pour ce qui est des sites sur polis glaciaires (Figure 27B), une courbe de tendance avec un R^2 plus fort (0,33) peut être proposée. L'hypothèse de départ est donc confirmée, les pols glaciaires sont plus homogènes et une tendance linéaire apparait le rebond moyen et l'âge d'exposition sur une gamme de temps d'environ 10 ka.

6. Discussion

6.1 Retrait glaciaire et dynamique post-/péri-glaciaire dans la vallée du Vénéon (massif des Ecrins)

En comparant les âges des polis glaciaires du cirque du Soreiller aux âges des polis glaciaires dans l'ensemble de la vallée du Vénéon (Delunel, 2010 ; Julien, 2022), les mêmes clusters apparaissent (Figure 27). Il apparaît donc une synchronicité du retrait glaciaire le long de la vallée du Vénéon (sur une échelle de longitudinale 10-20 km) et dans le cirque du Soreiller (sur une échelle longitudinale de 100-1000 m), avec un recul prononcé durant le Bolling-Alleröd (BA ; 14,7 – 12,8 ka ; Heiri et al., 2014) puis à la transition DR – Holocène (11,7 ka ; Heiri et al., 2014) qui voit les glaciers se réduire de près de 60 % avec 170 km² au PAG pour atteindre 70 km² dans le dernier inventaire (2009) fait dans le massif des Ecrins (Gardent, 2014).

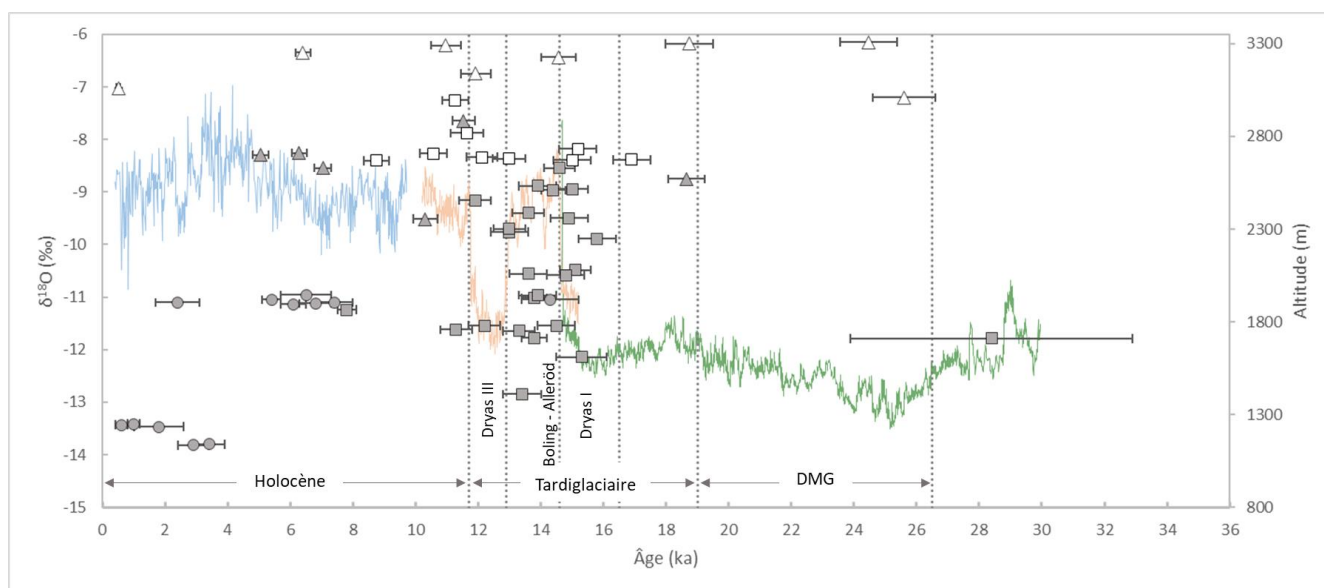


Figure 28 : Âges d'exposition dans la vallée du Vénéon et le cirque du Soreiller, en regard de données paléoclimatiques $\delta^{18}\text{O}$ provenant de spéléothèmes alpins : compilation de Regattieri et al., 2019 (9,7 à 7 ka, courbe bleue) ; Li et al., 2021 (15,2 et 10,2 ka, courbe orange) et de Luetscher et al., 2015 (30,0 à 14,7 ka, courbe verte). Les triangles représentent les âges d'exposition sur crêtes, les carrés les âges d'exposition sur pentes/blocs glaciaires et les ronds des âges d'exposition marquant des processus de pente (écroulements du Plan du Carrelet et du Gros clavier). En gris correspondent les échantillons de Delunel, 2010 et Julien, 2022 et en blanc sont représentés les échantillons de cette étude. Les pointillés représentent les principales limites des événements climatiques du Tardiglaciaire (d'après Serra et al., 2022 ; Li et al., 2021). Les données utilisées sont en Annexe 3.

La Figure 28 illustre bien les conséquences des oscillations climatiques sur les dynamiques glaciaires et péri-/post-glaciaires de la vallée du Vénéon et du cirque du Soreiller. Tout d'abord, au DMG, l'observation d'une situation stable et marquée par un fort englacement occupant une grande partie de la vallée (Delunel, 2010 ; Julien, 2022) et des cirques d'altitude (comme celui du Soreiller) combiné à une faible dynamique des crêtes (seulement deux âges d'exposition datant du DMG). Le Tardiglaciaire est ensuite fortement observé par une majorité des âges d'exposition sur polis/blocs glaciaires marquant un retrait glaciaire bien documenté dans la vallée du Vénéon mais également dans le cirque du Soreiller. L'entrée dans l'Holocène marque finalement une diminution significative de l'extension des appareils glaciaires (i.e. la transition vers englacement résiduel) combinée à une augmentation de la dynamique des crêtes et l'intensification des processus de pente (écroulement rocheux), conséquence du retrait glaciaire (Cossart et al., 2008; Zerathe et al., 2014). Les âges plus récents peuvent marquer un décalage entre la disparition des glaciers et le déclenchement des processus gravitaire. Aujourd'hui, l'évolution géomorphologiques est quasi exclusivement contrôlée par des processus périglaciaires en haute altitude (cryoclastie, altération, dégradation du permafrost) et gravitaires dans la vallée du Vénéon. Ce constat est aussi fait proche des Ecrins (Schwartz et al., 2017) et plus généralement dans les Alpes (Ivy-Ochs et al., 2017).

6.2 Un continuum morphologique entre vallée et nunataks

Les analyses morphométriques menées à l'échelle des nunataks ont mis en évidence la covariance de plusieurs paramètres : l'englacement DMG et la distribution spatiale des unités lithologiques suivent l'augmentation de l'altitude moyenne en allant vers la zone interne du massif des Ecrins (Secteur Soreiller, Rouies et Ecrins). Ainsi, les zones les plus hautes sont les plus englacées et sont majoritairement granitiques, gneissiques et amphibolitiques. En comparant ce résultat à l'échelle des principaux secteurs du massif des Ecrins, il apparait un impact global de la lithologie sur l'hypsométrie et la distribution des pentes (van der Beek and Bourbon, 2008). Cela met donc en évidence un

continuum morphologique entre les vallées et les sommets, dont les caractéristiques morphométriques sont fortement conditionnées par la lithologie. A lithologie similaire, les pentes moyennes sont en revanche plus fortes pour les nunataks que pour le relief topographique total : la pente moyenne des reliefs principalement granitiques est d'environ 35° (van der Beek and Bourbon, 2008) contre environ 40° pour le nunatak du secteur Lauvitel et 50° pour celui du Soreiller. Nous retrouvons ici la relation pente/altitude (section 5.2.2) marquant la dualité des processus glaciaires avec de fortes pentes mais aussi des replats en fonds de vallées tandis que pour les nunataks cela tend plutôt vers les fortes pentes. En revanche, l'impact de l'empreinte glaciaire sur la morphométrie du relief est bien visible en considérant l'ensemble du bassin versant (van der Beek and Bourbon, 2008), mais ne semble en revanche pas très marqué sur les nunataks (pas de corrélation évidente avec l'englacement au PAG).

6.3 Stabilité des nunataks alpins : les massifs du Mont Blanc (MMB) et des Ecrins

Les âges d'exposition mesurés sur les nunataks du massif des Ecrins montrent une forte variabilité (0,5 à 25 ka), permettant de dire que les nunataks sont globalement instables en surface d'un point de vue géomorphologique, autant durant des périodes froides (DMG, Dryas récent et ancien) que tempérées (Bolling-Alleröd ou Holocène). Ces résultats sont aussi visibles dans le MMB avec des âges d'exposition rapportés entre 0,03 et 88 ka pour un total de 71 échantillons (Gallach et al., 2018). Nous ne pouvons pas nous rattacher aux clusters d'âges identifiés dans le MMB car nous avons trop peu d'échantillons pour le cirque du Soreiller ou le massif des Ecrins dans son ensemble. Il est cependant intéressant de remarquer que malgré les stratégies d'échantillonnage différentes (niche d'écroulement (Gallach et al., 2018) et zones montrant, *a priori*, des évidences de stabilité (cette étude) et des sites d'étude de tailles différentes (Glacier du Géant vs. cirque du Soreiller) on retrouve dans les résultats des deux études une grande diversité d'âge d'exposition depuis le DMG, pour le tardiglaciaire et jusqu'à l'Holocène récent dans les deux massifs. En revanche, la variation colorimétrique des parois en fonction de leur âge d'exposition, comme démontré dans le MMB (avec une patine plutôt grise pour les surfaces récentes

qui devient progressivement orange, Gallach et al., 2021) ne se retrouve pas pour les nunataks du cirque du Soreiller qui est pourtant, lui aussi, en partie granitique. Cette différence pourrait en partie s'expliquer par l'altitude plus faible du massif des Ecrins (3000 m d'altitude en moyenne), engendrant une altération plus rapide et plus homogène des surfaces rocheuses que dans le bassin du glacier du Géant (plus proche de 4000 m d'altitude en moyenne) où l'altération plus progressive des surfaces rocheuses permet une gradation colorimétrique des parois. Cette différence d'altitude peut aussi avoir un impact sur les conditions de permafrost. Le permafrost est défini comme « un état thermique qui caractérise tout matériau lithosphérique dont la température reste négative pendant au moins deux années consécutives » (Bodin et al., 2020) et sa dégradation tend à intensifier les processus gravitaires et à diminuer la stabilité des parois rocheuses en période de réchauffement climatique (Ravel, 2010; Ravel and Deline, 2011). Dans le MMB, les conditions de permafrost varient en fonction de l'altitude et de l'orientation des parois, mais celui-ci semble être présent sur toutes les orientations de parois pour des altitudes supérieures à 3600 m et des pentes supérieures à 40° (Magnin et al., 2015). Ces conditions altitudinales et topographiques ne correspondent seulement qu'à quelques sommets dans le massif des Ecrins (Barre des Ecrins (4102 m), Dôme de neige des Ecrins (4009 m), la Meije (3983 m), l'Ailefroide (3954 m) et Le Pelvoux (3943 m) pour ne citer que les 5 plus hauts), soit moins de 25 km² de superficie (contre 86 km² dans le MMB). La dégradation actuelle du permafrost concerne donc une surface plus grande de parois rocheuses dans le MMB pouvant expliquer l'intensification des déstabilisations gravitaires observées. Au vu des reconstitutions d'englacement dans les deux massifs, cette hypothèse est aussi valable pour la transition post-DMG. Cette observation étant l'un des objectifs des échantillonnages du MBB (Gallach et al., 2018; Ravel, 2010; Ravel and Deline, 2011), il est difficile de comparer les deux massifs sur cet aspect.

6.4 Les nunataks du massif des Ecrins : refuges pour la biodiversité alpine ?

Les nunataks du massif des Ecrins apparaissent fortement morcelés et beaucoup moins étendus que ce qui a été précédemment proposé (Delunel, 2010 ; Marx et al., 2017), mais ils apparaissent aussi très hétérogènes dans leurs formes (section 5.2). Pour la biodiversité alpine, il a été démontré que lorsque le morcellement des refuges est fort, elle augmente, tout comme sa fragilité, du fait de l'absence de brassage homogénéisant les populations (Aguilée et al., 2012). A l'inverse, plus la surface du refuge est grande, plus les possibilités de coexistence d'espèces proches sont fortes, la biodiversité restera relativement faible car le brassage des populations sera plus fort (Marx et al., 2017). Les analyses morphométriques ont permis de mettre en évidence une variété de nunataks pouvant à la fois correspondre aux deux situations décrites. Toutefois, la flore alpine de haute altitude étudiée dans le cadre du projet REFUGIA affectionne tout particulièrement les sols acides caractéristiques des lithologies granitiques ou gneissiques, excluant les nunataks calcaires et gréseux qui sont en moyenne les plus massifs et les moins pentus/hauts. Les nunataks les plus propices à jouer le rôle de refuge pour la biodiversité alpine seraient donc les nunataks du cœur de massif des Ecrins (secteur Soreiller, Rouies et Ecrins), présentant des lithologies granitiques ou gneissiques mais qui sont fortement morcelés (Figure 29) et généralement plus hauts et pentus. Cette augmentation de la pente avec l'altitude combinée à l'hypothèse d'une dégradation du permafrost pourrait accroître l'instabilité de ces nunataks.

A l'échelle des Alpes européennes, le morcellement de la topographie (i.e. la présence de grandes vallées alpines) a par exemple mené à la différenciation de plusieurs espèces d'*Androsace* : *Androsace delphinensis* sur les nunataks du Dauphiné (Ecrins, Grandes Rousses et Belledonne), *Androsace vesulensis* sur les nunataks du Mont Viso et *Androsace saussurei* sur les nunataks des Alpes occidentales (Mont Blanc, Grand Paradis, Valais, Vanoise et Thabor) (Boucher et al., 2021; Rosa, 2023). Il serait intéressant, à l'échelle du massif des Ecrins, de mesurer l'éventuel impact des différentes typologies de nunataks sur l'évolution des plantes orophiles.

Les âges d'exposition illustrent que les nunataks sont des formes géomorphologiques relativement dynamiques dans le temps. Bien que des éventuelles déstabilisations massives des parois pourraient affecter la flore locale, il semble que les nunataks du cirque du Soreiller soient surtout affectés par de l'érosion continue et de faibles événements gravitaires (pas d'événements majeurs observés dans la morphologie des crêtes ou niches d'arrachement visibles). La question se pose donc de savoir si pour la biodiversité alpine il existe un seuil d'érosion et/ou de fréquence de déstabilisations gravitaires au-delà duquel un nunatak ne pourrait pas être considéré comme un refuge viable dans le temps. Cette question nécessite un travail au-delà du présent et sera approfondie dans de futurs travaux.

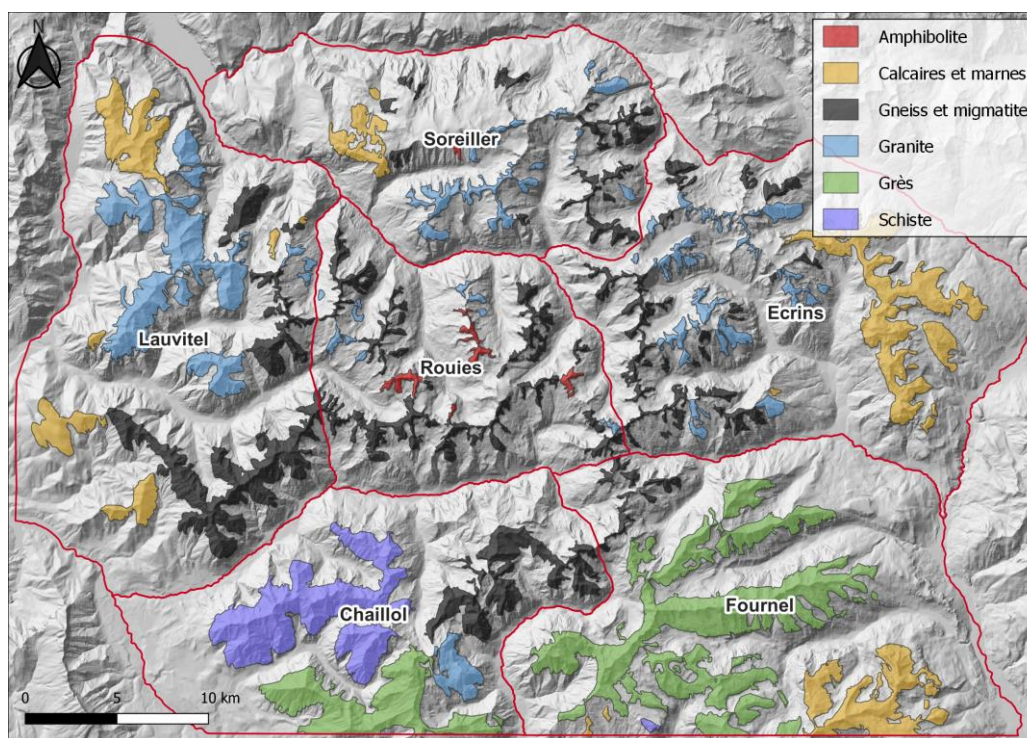


Figure 29 : Lithologie principale des nunataks cartographiés dans le massif des Ecrins.

6.4.1 Marteau de Schmidt, limite d'application et perspectives

Comme nous l'avons montré dans les résultats (section 5.5), une relation inverse semble apparaître entre la valeur du rebond moyen et l'âge d'exposition de la surface rocheuse, en tout cas pour les polis glaciaires du cirque du Soreiller. Au regard de la bibliographie, la question se pose de savoir si cette relation est réellement linéaire ou si l'échelle temporelle de notre étude (9 - 17 ka) est trop restreinte pour capturer une tendance plus générale. Les études menées dans les Pyrénées (n=53 ; 4 à 44 ka ; Tomkins et al., 2018a), en Angleterre (n=25 ; 1 à 10 ka ; Tomkins et al., 2016) ou en Norvège (Matthews and Owen, 2010; Matthews et al., 2018; Wilson et al., 2019) couvrent des gammes d'âge d'exposition supérieures à 15 ka en moyenne ou sont menés sur un nombre d'échantillons bien plus élevés (n=92 ; Matthews et al., 2018). Nous avons à la fois une gamme d'âge inférieure à 10 ka et un nombre d'échantillons plus faible (8 pour les polis glaciaires et 13 pour les crêtes rocheuses). Bien que la lithologie granitique/gneissique semble être une bonne cible (Tomkins et al., 2018a), le nombre d'échantillonnage et la gamme d'âge sont encore trop faibles et devront être complétés pour développer une courbe de calibration statistiquement plus robuste et applicable au cirque du Soreiller dans un premier temps. Ensuite, la variabilité lithologique du massif des Ecrins rend la régionalisation d'une courbe de calibration difficile, car les zones de lithologies homogènes ont une faible extension spatiale et auront par conséquent des âges d'exposition relativement proches pour les polis glaciaires.

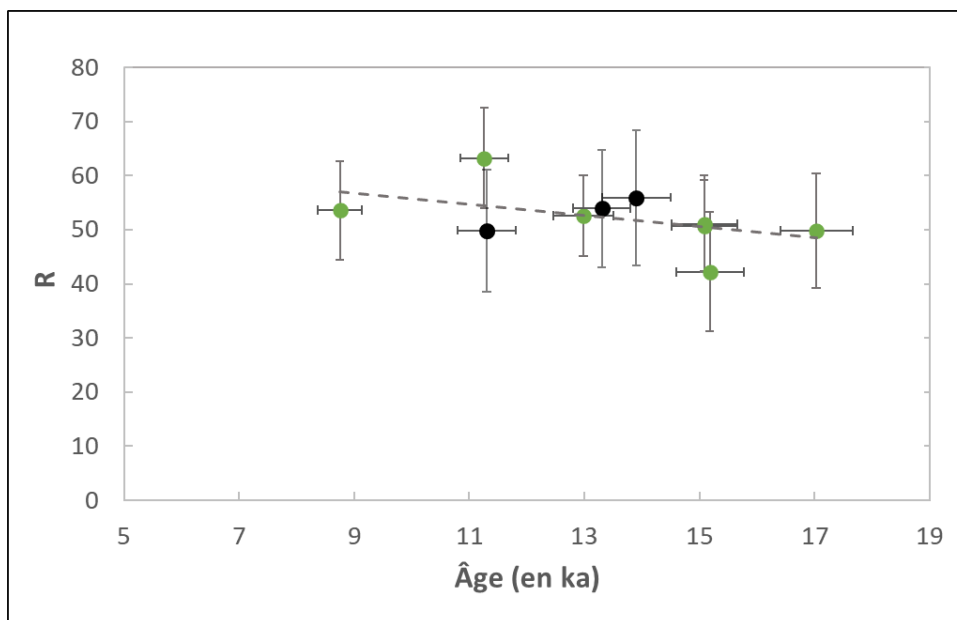


Figure 30 : Distribution des couples rebond moyen (R)/âge d'exposition pour les échantillons sur polis glaciaires dans le cirque du Soreiller (en vert) et dans la vallée du Vénéon (en noir). La courbe de tendance est basée sur l'ensemble des points du graphique. Les données de la vallée du Vénéon proviennent de Julien, 2022.

Pour répondre à cette contrainte, 3 points de mesures ont été effectués plus bas en altitude, sur des polis glaciaires dans la vallée du Vénéon (Julien, 2022). Ces mesures ont été comparés aux points sur polis glaciaires mesurés dans le cirque du Soreiller (Figure 30). Pour des âges d'exposition très proches, la valeur moyenne du rebond (R) l'est aussi pour les deux contextes différents. L'altération de la roche ne semble pas impactée par l'épaisseur de glace (plus importante en vallée que dans les cirques) ou par l'altitude et serait donc uniquement liée à son temps d'exposition. Ce résultat encourageant ouvre la porte à la possibilité d'utiliser à la fois des polis glaciaires en vallée, avec des âges d'exposition potentiellement plus anciens car le retrait glaciaire s'est opéré précocement, et des polis glaciaires dans des cirques, qui eux auront tendance à être plus jeunes et avoir enregistré un retrait glaciaire plus tardif. La gamme d'âges d'exposition serait ainsi plus grande et renforcerait le poids de la courbe de calibration entre âge d'exposition et valeur de rebond moyen. Il serait aussi intéressant de tester cette méthode sur des glaciers rocheux, pour lesquels la gamme d'âges d'exposition est plus importante tout en

gardant une lithologie homogène afin de voir si la relation âge/rebond est la même que pour les polis glaciaires. En combinant ces hypothèses à une étude visant à échantillonner un nombre important de surfaces rocheuses sur l'ensemble de la vallée et dans les cirques de haute altitude permettrait de confirmer ou non l'applicabilité du marteau de Schmidt pour proposer une chronologie semi-absolue sur des polis glaciaires.

7. Conclusion

Pour rappel, l'objectif de ce travail de recherche était triple : identifier les nunataks dans le massif des Ecrins, pour ensuite quantifier l'impact des processus géomorphologiques et de la lithologie sur la morphologie des nunataks, et finalement comparer les dynamiques des nunataks aux dynamiques géomorphologiques observées dans les vallées alpines.

Nous avons pu établir une cartographie de ces nunataks montrant une surface totale de nunataks d'environ 400 km² (25% de la surface totale), presque deux fois plus faible que les précédentes reconstitutions (770 km²; Delunel, 2010). Au total, 193 nunataks individuels ont pu être identifiés, avec des surfaces comprises entre quelques dizaines de mètres carrés et jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Ce morcellement spatial est principalement lié à la présence de glaciers de cirque dans le cœur du massif, où les altitudes atteignent près de 4000 m. Nous avons également pu mettre en évidence une corrélation linéaire significative ($R^2 = 0,59$) entre la pente et l'altitude moyennes des nunataks individuels. Dans le même temps, la pente étant fortement conditionnée par la lithologie, nos résultats montrent une covariation avec l'altitude qui n'avait pas été mise en évidence par les travaux précédents (van der Beek et Bourbon, 2008) lors de l'analyse morphométriques à l'échelle du relief topographique total du massif. Nous avons aussi mis en place un facteur d'élongation permettant de classer les nunataks selon leurs formes, et la variabilité observée pour ce facteur semble aussi être en partie expliqué par la lithologie. L'augmentation de la pente avec la surface d'englacement PAG affectant les nunataks n'est valable qu'au-delà d'un certain niveau d'englacement (i.e. supérieur à 5 km²). Le lien causal entre ces deux facteurs n'étant pas évident, l'hypothèse d'un sapement des parois rocheuses à leurs bases par les glaciers de cirque n'est pas clairement démontrée. Les analyses morphométriques mettent enfin en évidence un continuum entre les vallées et les nunataks, largement conditionné par la lithologie et une action des glaciers qui tendent à aplanir les fonds de vallées et raidir les parois en altitude.

Les datations via les nucléides cosmogéniques produit *in-situ* ont permis d'identifier clairement une différence de dynamique entre le fond du cirque et les crêtes rocheuses sommitales. Nos âges

d'exposition marquent la période du Bolling-Alleröd (14,7 à 12,8 ka) et de la transition Dryas récent – Holocène (environ 11,7 ka), qui sont également présents dans la vallée principale du Vénéon, marquant une synchronicité du retrait glaciaire le long de la vallée du Vénéon (sur une échelle spatiale de 10 à 20 km) et dans le cirque du Soreiller (sur une échelle spatiale de 100 à 1000 m). La chronologie précise du retrait glaciaire dans le cirque du Soreiller reste toutefois à discuter, et deux hypothèses sont évoquées : un retrait glaciaire hétérogène expliquant la différence d'âges d'exposition entre les bords et le fond du cirque, ou un retrait homogène mais suivi d'une couverture sédimentaire en fond de cirque. En revanche, les âges d'exposition marquant les processus gravitaires en fond de vallée indiquent vraisemblablement la décompression de versants post glaciaire, même si certains événements post-datent de plusieurs milliers d'années le retrait glaciaire comme cela a été observé par ailleurs. (Cossart et al., 2008; Schwartz et al., 2017; Zerathe et al., 2014). Pour les crêtes, il est plus difficile d'identifier clairement les processus responsables de leur évolution, au vu de la variabilité. Néanmoins il est fortement envisageable que la dégradation du permafrost et l'effet de la cryoclastie jouent un rôle important.

L'expérimentation menée avec le marteau de Schmidt a permis de mettre en évidence le potentiel de cette méthode sur les polnis glaciaires, mais elle semble pour l'instant compliquée à mettre en place sur les crêtes où il n'y a pas de relation rebond/âge d'exposition du fait de processus locaux (cryoclastie, altération) qui interviennent. La limite majeure identifiée reste la capacité à trouver des zones suffisamment grandes et homogènes (lithologie et fracturation) pour permettre un échantillonnage spatialement dense. En ouverture, nous utiliserons le marteau de Schmidt prochainement sur des glaciers rocheux dans le massif des Ecrins (e.g. Vallon de la Route), et il sera intéressant de comparer les résultats avec ceux présentés dans ce rapport afin de voir si la relation rebond/âge d'exposition est similaire sur d'autres objets géomorphologiques du massif. La méthode utilisée dans ce travail sur les polnis glaciaires étant basée sur des recommandations de mesures sur des blocs erratiques, les mêmes expérimentations pourraient être faites directement sur des polnis glaciaires pour avoir une méthode

propre à ces surfaces rocheuses (nombre de coups nécessaires, position de l'opérateur, nettoyage des surfaces, etc...).

Finalement pour revenir à la question et motivation initiale sur le rôle des nunataks en tant que refuge de biodiversité alpine, il est maintenant admis dans la littérature que la biodiversité actuelle a été influencée par des phénomènes de spéciation liés à l'isolement de plusieurs populations sur des nunataks au cours des glaciations tardi-Pléistocènes. Malgré tout, de nombreuses questions subsistent, notamment vis à vis de l'impact de la morphologie (forme, taille, morcellement) des nunataks sur cette biodiversité. Une approche comparée des résultats morphométriques et géochronologiques sur les nunataks, tels que présentés dans ce rapport, avec une étude fine de la flore alpine de haute altitude sur ces mêmes objets, permettra d'apporter des éléments de réponse sur cette question de refuge des nunataks pour la biodiversité alpine.

Bibliographie

Aguilée, R., Claessen, D., and Lambert, A.: Adaptive radiation driven by interplay of eco-evolutionary and landscape dynamics, *Evolution*, no-no, <https://doi.org/10.1111/evo.12008>, 2012.

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gott dang, A., and Klein, M.: The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At.*, 268, 1954–1959, <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>, 2010.

Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J.: A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements, *Quat. Geochronol.*, 3, 174–195, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>, 2008.

Beaudevin, C.: Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines, *Géologie Alp.*, 83–116, 2000.

Blache, J.: Volume montagneux et érosion fluviale, *Rev. Géographie Alp.*, 16, 457–497, <https://doi.org/10.3406/rga.1928.4456>, 1928.

Blanchard, R.: Altitude moyenne des régions naturelles des Alpes françaises, *Recl. Trav. Inst. Géographie Alp.*, 7, 245–308, <https://doi.org/10.3406/rga.1919.4741>, 1919.

von Blanckenburg, F.: The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237, 462–479, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>, 2005.

Bodin, X., Ravel, L., Magnin, F., Duvillard, P.-A., and Deline, P.: Chapitre 15. Le permafrost de montagne face au changement climatique, in: *Géographie de l'environnement*, Armand Colin, Paris, 195–205, <https://doi.org/10.3917/arco.dufou.2020.01.0195>, 2020.

Boucher, F. C., Dentant, C., Ibanez, S., Capblancq, T., Boleda, M., Boulangeat, L., Smyčka, J., Roquet, C., and Lavergne, S.: Discovery of cryptic plant diversity on the rooftops of the Alps, *Sci. Rep.*, 11, 11128, <https://doi.org/10.1038/s41598-021-90612-w>, 2021.

Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D. L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., and Nottoli, E.: Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ standard solutions, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At.*, 361, 335–340, <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>, 2015.

Brocklehurst, S. H. and Whipple, K. X.: Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California, *Geomorphology*, 42, 1–24, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00069-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00069-1), 2002.

Brocklehurst, S. H. and Whipple, K. X.: Hypsometry of glaciated landscapes, *Earth Surf. Process. Landf.*, 29, 907–926, <https://doi.org/10.1002/esp.1083>, 2004.

Brocklehurst, S. H., Whipple, K. X., and Foster, D.: Ice thickness and topographic relief in glaciated landscapes of the western USA, *Geomorphology*, 97, 35–51, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.037>, 2008.

Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook', E. J.: Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2269–2283, 1991.

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., and Jakob, D.: Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At.*, 268, 192–199, <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>, 2010.

Claude, A., Ivy-Ochs, S., Kober, F., Antognini, M., Salcher, B., and Kubik, P. W.: 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>, 2014.

Cossart, E.: Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation, Thèse de doctorat, Université Paris 7- Denis Diderot, Paris, 2005.

Cossart, É.: Mapping Glacier Variations at Regional Scale through Equilibrium Line Altitude Interpolation: GIS and Statistical Application in Massif des Alpes (French Alps), *J. Geogr. Inf. Syst.*, 03, 232–241, <https://doi.org/10.4236/jgis.2011.33020>, 2011.

Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., and Carcaillet, J.: Slope instability in relation to glacial debuitting in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages, *Geomorphology*, 95, 3–26, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.022>, 2008.

Coutterand, S.: 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, Université de Savoie, 2010.

Coutterand, S. and Buoncristiani, J.-F.: Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France, *Quaternaire*, 35–43, <https://doi.org/10.4000/quaternaire.633>, 2006.

Dahl, E.: The Nunatak Theory Reconsidered, *Ecological bulletins*, 77–94, 1987.

De Saussure, H.-B.: Journal d'un voyage à Chamouni et à la cime du Mont Blanc, en juillet et août 1787, Audin M., 1926.

Delmas, M., Calvet, M., and Gunnell, Y.: Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 484–498, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.006>, 2009.

Delunel, R.: Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire – Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2010.

Delunel, R., Hantz, D., Braucher, R., Bourlès, D. L., Schoeneich, P., and Deparis, J.: Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps), *Landslides*, 7, 393–400, <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0221-0>, 2010.

Delunel, R., Schlunegger, F., Valla, P. G., Dixon, J., Glotzbach, C., Hippe, K., Kober, F., Molliex, S., Norton, K. P., Salcher, B., Wittmann, H., Akçar, N., and Christl, M.: Late-Pleistocene catchment-wide denudation patterns across the European Alps, *Earth-Sci. Rev.*, 211, 103407, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103407>, 2020.

Dentant, C. and Lavergne, S.: Plantes de haute montagne : état des lieux, évolution et analyse diachronique dans le massif des Ecrins (France), *Bull. Société Linn. Provence*, 64, 83–98, 2013.

Dorman, L. I.: *Cosmic Rays in the Earth's Atmosphere and Underground*, Springer Netherlands, Dordrecht, <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2113-8>, 2004.

Dunai, T. J.: *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences.*, 2010.

Dunne, J., Elmore, D., and Muzikar, P.: Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, *Geomorphology*, 27, 3–11, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00086-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00086-5), 1999.

Ehlers, J. and Gibbard, P.: Extent and chronology of Quaternary glaciation, *Episodes*, 31, 211–218, <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/004>, 2008.

Foucault, A., Jean-François, R., Fabrizio, C., and Bernard, P.: *Dictionnaire de géologie*, Dunod., 2014.

Gallach, X., Ravanel, L., Egli, M., Brandova, D., Schaepman, M., Christl, M., Gruber, S., Deline, P., Carcaillet, J., and Pallandre, F.: Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence

from surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , *Landslides*, 15, 1991–2000, <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0999-8>, 2018.

Gallach, X., Carcaillet, J., Ravanel, L., Deline, P., Ogier, C., Rossi, M., Malet, E., and Garcia-Sellés, D.: Climatic and structural controls on Late-glacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps), *Earth Surf. Process. Landf.*, 45, 3071–3091, <https://doi.org/10.1002/esp.4952>, 2020.

Gallach, X., Perrette, Y., Lafon, D., Chalmin, É., Deline, P., Ravanel, L., Carcaillet, J., and Wallet, T.: A new method for dating the surface exposure age of granite rock walls in the Mont Blanc massif by reflectance spectroscopy, *Quat. Geochronol.*, 64, 101156, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101156>, 2021.

Gardent, M.: Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire, *Géographie*, Université Grenoble Alpes, 2014.

Glotzbach, C., van der Beek, P., Carcaillet, J., and Delunel, R.: Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps: EROSION IN GLACIALLY IMPACTED LANDSCAPES, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, 1491–1515, <https://doi.org/10.1002/jgrf.20107>, 2013.

Gosse, J. C. and Phillips, F. M.: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475–1560, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2), 2001.

Holderegger, R. and Thiel-Egenter, C.: A discussion of different types of glacial refugia used in mountain biogeography and phylogeography, *J. Biogeogr.*, 36, 476–480, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2008.02027.x>, 2009.

Ivy-Ochs, S., Martin, S., Campedel, P., Hippe, K., Alfimov, V., Vockenhuber, C., Andreotti, E., Carugati, G., Pasqual, D., Rigo, M., and Viganò, A.: Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy), *Quat. Sci. Rev.*, 169, 188–205, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.014>, 2017.

Jardim De Queiroz, L., Doenz, C. J., Altermatt, F., Alther, R., Borko, Š., Brodersen, J., Gossner, M. M., Graham, C., Matthews, B., McFadden, I. R., Pellissier, L., Schmitt, T., Selz, O. M., Villalba, S., Rüber, L., Zimmermann, N. E., and Seehausen, O.: Climate, immigration and speciation shape terrestrial and aquatic biodiversity in the European Alps, *Proc. R. Soc. B Biol. Sci.*, 289, 20221020, <https://doi.org/10.1098/rspb.2022.1020>, 2022.

Jarvis, A., Reuter, H. I., A, N., and E, G.: Hole-filles SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m databas, 2008.

Joy, K., Fink, D., Storey, B., De Pascale, G. P., Quigley, M., and Fujioka, T.: Cosmogenic evidence for limited local LGM glacial expansion, Denton Hills, Antarctica, *Quat. Sci. Rev.*, 178, 89–101, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.002>, 2017.

Julien, V.: *Dynamique paléo-glaciaire et géomorphologique de la Vallée du Vénéon*, Université Grenoble Alpes, 2022.

Kamleitner, S., Ivy-Ochs, S., Manatschal, L., Akçar, N., Christl, M., Vockenhuber, C., Hajdas, I., and Synal, H.-A.: Last Glacial Maximum glacier fluctuations on the northern Alpine foreland: Geomorphological and chronological reconstructions from the Rhine and Reuss glacier systems, *Geomorphology*, 423, 108548, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108548>, 2023.

Kelly, M. A., Buoncristiani, J.-F., and Schlüchter, C.: A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France, *Eclogae Geol. Helvetiae*, 97, 57–75, <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1109-6>, 2004.

Kühni, A. and Pfiffner, O. A.: The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM, *Geomorphology*, 41, 285–307, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00060-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00060-5), 2001.

Laj, C., Kissel, C., and Beer, J.: High Resolution Global Paleointensity Stack Since 75 kyr (GLOPIS-75) Calibrated to Absolute Values, in: *Geophysical Monograph Series*, edited by: Channell, J. E. T., Kent, D. V., Lowrie, W., and Meert, J. G., American Geophysical Union, Washington, D. C., 255–265, <https://doi.org/10.1029/145GM19>, 2013.

Lal, D.: Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424–439, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C), 1991.

Lalere, B. and Diouron, V. L.: *Les blancs analytiques : définition et recommandations quant à leur utilisation*, 2018.

Le Roy, M.: *Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales: apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ*, Université de Grenoble, 2012.

Le Roy, M., Deline, P., Carcaillet, J., Schimmelpfennig, I., and Ermini, M.: 10Be exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps, *Quat. Sci. Rev.*, 178, 118–138, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.010>, 2017.

Lebatard, A.-E. and Bourlès, D.: Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl , *Quaternaire*, 193–213, <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7339>, 2015.

Lehmann, B., Anderson, R. S., Bodin, X., Cusicanqui, D., Valla, P. G., and Carcaillet, J.: Alpine rock glacier activity over Holocene to modern timescales (western French Alps), *Earth Surf. Dyn.*, 10, 605–633, <https://doi.org/10.5194/esurf-10-605-2022>, 2022.

Lifton, N.: Implications of two Holocene time-dependent geomagnetic models for cosmogenic nuclide production rate scaling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 433, 257–268, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.006>, 2016.

Lifton, N., Sato, T., and Dunai, T. J.: Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 386, 149–160, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>, 2014.

Lowell, T. V.: The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: An example from the Miami sublobe, Ohio, U.S.A., *Quat. Sci. Rev.*, 14, 85–99, [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)00113-P](https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)00113-P), 1995.

Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., and Ravel, L.: Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc., *Geomorphol. Relief Process. Environ.*, 21, 145–162, <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10965>, 2015.

Martin, L. C. P., Blard, P.-H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., and Laurent, V.: The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages, *Quat. Geochronol.*, 38, 25–49, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006>, 2017.

Marx, H. E., Dentant, C., Renaud, J., Delunel, R., Tank, D. C., and Lavergne, S.: Riders in the sky (islands): Using a mega-phylogenetic approach to understand plant species distribution and coexistence at the altitudinal limits of angiosperm plant life, *J. Biogeogr.*, 44, 2618–2630, <https://doi.org/10.1111/jbi.13073>, 2017.

Matthews, J. A. and Owen, G.: Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalbreen regions of southern Norway, *Boreas*, 39, 105–115, <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00107.x>, 2010.

Matthews, J. A. and Winkler, S.: Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): application to early Holocene moraines and a reappraisal of the reliability of terrestrial cosmogenic-nuclide dating (TCND)

- at Austanbotnbreen, Jotunheimen, Norway: Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD), *Boreas*, 40, 256–270, <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00178.x>, 2011.
- Matthews, J. A. and Winkler, S.: Schmidt-hammer exposure-age dating: a review of principles and practice, *Earth-Sci. Rev.*, 230, 104038, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104038>, 2022.
- Matthews, J. A., Winkler, S., Wilson, P., Tomkins, M. D., Dortch, J. M., Mourne, R. W., Hill, J. L., Owen, G., and Vater, A. E.: Small rock-slope failures conditioned by Holocene permafrost degradation: a new approach and conceptual model based on Schmidt-hammer exposure-age dating, Jotunheimen, southern Norway, *Boreas*, 47, 1144–1169, <https://doi.org/10.1111/bor.12336>, 2018.
- Matthews, J. A., McEwen, L. J., Owen, G., and Los, S.: Holocene alluvial fan evolution, Schmidt-hammer exposure-age dating and paraglacial debris floods in the Jostedalbreen region, southern Norway, *Boreas*, 49, 886–902, <https://doi.org/10.1111/bor.12456>, 2020.
- McCarroll, D.: Potential and Limitations of the Schmidt Hammer for Relative-Age Dating: Field Tests on Neoglacial Moraines, Jotunheimen, Southern Norway, *Arct. Alp. Res.*, 21, 268, <https://doi.org/10.2307/1551565>, 1989.
- McCarroll, D.: The schmidt hammer, weathering and rock surface roughness, *Earth Surf. Process. Landf.*, 16, 477–480, <https://doi.org/10.1002/esp.3290160510>, 1991.
- Merchel, S. and Herpers, U.: Merchel S, Herpers U (1999) An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochim Acta* 84:215–219, *Radiochimica Acta*, 84, 215–219, 1999.
- Mitas, L. and Mitasova, H.: Spatial interpolation, in: *Geographic Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*, 2nd Edition, Vol. 1, Part 2, Chapter 34, 2005.
- Montgomery, D. R., Balco, G., and Willett, S. D.: Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29, 579, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2), 2001.
- Niedzielski, T., Migoń, P., and Placek, A.: A minimum sample size required from Schmidt hammer measurements, *Earth Surf. Process. Landf.*, 34, 1713–1725, <https://doi.org/10.1002/esp.1851>, 2009.
- Onde, H.: La Maurienne et la Tarentaise. Etude de géographie physique, *Rev. Géographie Alp.*, 26, 631–771, 1938.
- Parisod, C.: Plant speciation in the face of recurrent climate changes in the Alps, *Alp. Bot.*, 132, 21–28, <https://doi.org/10.1007/s00035-021-00259-6>, 2022.

Pavón-Carrasco, F. J., Gómez-Paccard, M., Hervé, G., Osete, M. L., and Chauvin, A.: Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3 ka: Influence of data quality on geomagnetic field modeling, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 15, 2515–2530, <https://doi.org/10.1002/2014GC005311>, 2014.

Péguy, Ch.-P.: Principes de morphométrie alpine, *Rev. Géographie Alp.*, 30, 453–486, <https://doi.org/10.3406/rga.1942.4353>, 1942.

Penck, A.: Glacial Features in the Surface of the Alps, *J. Geol.*, 13, 1–19, <https://doi.org/10.1086/621202>, 1905.

Prasicek, G., Larsen, I. J., and Montgomery, D. R.: Tectonic control on the persistence of glacially sculpted topography, *Nat. Commun.*, 6, 8028, <https://doi.org/10.1038/ncomms9028>, 2015.

Queen, C. W. and Nelson, F. E.: Characteristic periglacial topography: Multi-scale hypsometric analysis of cryoplanated uplands in eastern Beringia, *Permafrost. Periglac. Process.*, 33, 241–263, <https://doi.org/10.1002/ppp.2148>, 2022.

Ravel, L.: Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc, Thèse de doctorat, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, 326 pp., 2010.

Ravel, L. and Deline, P.: Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls : The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the “Little Ice Age” ., *The Holocene*, 21, 357–365, 2011.

Roattino, T., Crouzet, C., Vassallo, R., Buoncristiani, J.-F., Carcaillet, J., Gribenski, N., and Valla, P. G.: Paleogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the last glacial maximum using cosmogenic exposure dating, *Quat. Res.*, 111, 68–83, <https://doi.org/10.1017/qua.2022.25>, 2023.

Rosa, A.: Flore de haute montagne et glaciations quaternaires : écologie historique, biogéographie et évolution des espèces végétales orophiles, *Synthèse bibliographique*, 29, 2023.

Sandel, B., Arge, L., Dalsgaard, B., Davies, R., Gaston, K., Sutherland, W., and Svenning, J.: The influence of Late Quaternary climate-change velocity on species endemism, *Science*, 4, <https://doi.org/10.1126/science.1210173>, 2011.

Scapozza, C.: Evolution des glaciers et du pergélisol depuis le dernier maximum glaciaire dans la région du mont Gelé-Mont Fort (Alpes Valaisannes, Suisse) : chronologie, modalités de la dernière déglaciation et datations des âges, *Quaternaire*, 141–173, <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7250>, 2015.

Scapoza, C.: Evidence of paraglacial and paraperiglacial crisis in Alpine sediment transfer since the last glaciation (Ticino, Switzerland), *Quaternaire*, 139–155, <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7805>, 2016.

Scapoza, C., Lambiel, C., and Reynard, E.: Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt, 2011.

Scapoza, C., Del Siro, C., Lambiel, C., and Ambrosi, C.: Schmidt hammer exposure-age dating of periglacial and glacial landforms in the Southern Swiss Alps based on R-value calibration using historical data, *Geogr. Helvetica*, 76, 401–423, <https://doi.org/10.5194/gh-76-401-2021>, 2021.

Schmidt, E.: Der Beton-Prüfhammer – Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im Bauwerk., *Schweiz. Bauztg.*, 68, 378–379, 1950.

Schönswetter, P. and Schneeweiss, G. M.: Is the incidence of survival in interior Pleistocene refugia (nunataks) underestimated? Phylogeography of the high mountain plant *Androsace alpina* (Primulaceae) in the European Alps revisited, *Ecol. Evol.*, 9, 4078–4086, <https://doi.org/10.1002/ece3.5037>, 2019.

Schwartz, S., Carcaillet, J., Jongmans, D., and Gamond, J. F.: Caractérisation dynamique des instabilités gravitaires affectant la bordure sud du massif de Belledonne : apport des datations cosmogéniques ^{10}Be ., *Univesrité Joseph Fourier - Grenoble 1, Laboratoire de Géodynamiques des Chaînes alpines - LGCA*, 2010.

Schwartz, S., Zerathe, S., Jongmans, D., Baillet, L., Carcaillet, J., Audin, L., Dumont, T., Bourlès, D., Braucher, R., and Lebrouc, V.: Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Séchilienne (Western Alps): A synthesis to constrain slope evolution, *Geomorphology*, 278, 329–344, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.11.014>, 2017.

Shakesby, R. A., Matthews, J. A., and Owen, G.: The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments, *Quat. Sci. Rev.*, 25, 2846–2867, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.011>, 2006.

Siame, L. L., Braucher, R., and Bourlès, D. L.: Les nucléides cosmogéniques produits in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative, 2000.

Sternai, P., Herman, F., Fox, M. R., and Castelltort, S.: Hypsometric analysis to identify spatially variable glacial erosion, *J. Geophys. Res.*, 116, F03001, <https://doi.org/10.1029/2010JF001823>, 2011.

Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T. W., Willett, S. D., Faccenna, C., Di Giulio, A., Spada, G., Jolivet, L., Valla, P., Petit, C., Nocquet, J.-M., Walpersdorf, A., and Castelltort, S.: Present-day uplift of the European Alps: Evaluating mechanisms and models of their relative contributions, *Earth-Sci. Rev.*, 190, 589–604, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.005>, 2019.

Stutenbecker, L., Costa, A., and Schlunegger, F.: Lithological control on the landscape form of the upper Rhône Basin, Central Swiss Alps, *Earth Surf. Dyn.*, 4, 253–272, <https://doi.org/10.5194/esurf-4-253-2016>, 2016.

Tomkins, M. D., Dortch, J. M., and Hughes, P. D.: Schmidt Hammer exposure dating (SHED): Establishment and implications for the retreat of the last British Ice Sheet, *Quat. Geochronol.*, 33, 46–60, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.02.002>, 2016.

Tomkins, M. D., Dortch, J. M., Hughes, P. D., Huck, J. J., Stimson, A. G., Delmas, M., Calvet, M., and Pallàs, R.: Rapid age assessment of glacial landforms in the Pyrenees using Schmidt hammer exposure dating (SHED), *Quat. Res.*, 90, 26–37, <https://doi.org/10.1017/qua.2018.12>, 2018a.

Tomkins, M. D., Huck, J. J., Dortch, J. M., Hughes, P. D., Kirbride, M. P., and Barr, I. D.: Schmidt Hammer exposure dating (SHED): Calibration procedures, new exposure age data and an online calculator, *Quat. Geochronol.*, 44, 55–62, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.12.003>, 2018b.

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, L., 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., and Woollen, J.: The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012, <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>, 2005.

Valla, P. G., van der Beek, P. A., and Carcaillet, J.: Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ¹⁰Be, *Terra Nova*, 22, 18–25, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00911.x>, 2010.

Van der Beek, P. and Bourbon, P.: A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps, *Geomorphology*, 97, 52–72, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.038>, 2008.

Whipple, K. X., Kirby, E., and Brocklehurst, S. H.: Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief, *Nature*, 401, 39–43, <https://doi.org/10.1038/43375>, 1999.

Wilson, P., Linge, H., Matthews, J. A., Mourne, R. W., and Olsen, J.: Comparative numerical surface exposure-age dating (10Be and Schmidt hammer) of an early-Holocene rock avalanche at Alstadjellet, Valldalen, southern Norway, *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.*, 101, 293–309, <https://doi.org/10.1080/04353676.2019.1644815>, 2019.

Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., and Bourlès, D.: Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by 36Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity, *Quat. Sci. Rev.*, 90, 106–127, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.015>, 2014.

Ziegler, L. B. and Constable, C. G.: Asymmetry in growth and decay of the geomagnetic dipole, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 312, 300–304, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.019>, 2011.

Table des figures et tableaux

Figure 1 : Carte de localisation du massif des Ecrins, secteur d'étude (Fond SRTM 90m ; (Jarvis et al., 2008). Les principaux sommets et cours d'eau sont respectivement représentés par les triangles blancs et les traits bleus. Le cadre rouge permet de localiser le cirque du Soreiller, et l'encart en bas à gauche permet de localiser le massif des Ecrins en France.	15
Figure 2 : Carte des différents inventaires et reconstitution d'englacement au DMG. L'emprise du dernier maximum glaciaire (DMG) est issue Delunel (2010), les glaciers du PAG sont issus de Gardent (2014) et les dépôts glaciaires sont extraits de la carte géologique du BRGM. Le fond de carte utilisé est issu de la campagne RGE ALTI 5m de l'IGN.	22
Figure 3 : Echantillonnage des polygones d'englacement (PAG, DMG et DG) à une densité moyenne de 1 points pour 500 m ² . Exemple du cirque du Soreiller.	23
Figure 4 : Emprise spatiale des nunataks en fonction du seuil de tolérance dans le cirque du Soreiller.	25
Figure 5 : Seuil de post-traitement (10 000 m ²) appliqué à l'emprise spatiale des nunataks. En orange sont représentés les nunataks supérieurs à 10 000 m ² , en vert les nunataks dont la surface est inférieure à 10 000 m ² . Exemple su cirque du Soreiller.	26
Figure 6 : Carte de la division des secteurs utilisés dans l'analyse topographique (Fond de carte SRTM 90m, (Jarvis et al., 2008).	27
Figure 7 : Accumulation des nucléides cosmogéniques avec un taux d'érosion nul (adapté d'après Dunai, 2010)	30
Figure 8 : Localisation des sites d'échantillonnage (Fond Google Earth) dans le cirque du Soreiller (massif des Ecrins). Le détail des sites échantillonnés est donné dans le Tableau 1.	33
Figure 9 : Plan schématique de l'accélérateur ASTER, et trajet suivi par le faisceau d'ions jusqu'au comptage des atomes de béryllium (Le Roy, 2012).	35
Figure 10 : Mesure au marteau de Schmidt sur du granite dans le cirque Soreiller. Le point échantillonné est le 21-Ven-12 (utilisateur S Lavergne, photo V. May Yung Sen)	38

Figure 11 : Facteurs qui peuvent influencer la valeur-R et donc l'âge d'exposition de la surface d'un échantillon et leurs interrelations (D'après Scapozza et al., 2011)	38
Figure 12 : Exemple d'une courbe de calibration pour les Pyrénées. Cette courbe est établie avec des mesures couplées ¹⁰ Be (âge d'exposition) et SH (valeur moyenne de R). La courbe de régression est ici logarithmique avec un R ² de 0.96 (d'après Tomkins et al., 2018).....	40
Figure 13 : Extrait de la carte d'englacement DMG du massif des Ecrins. Les triangles blancs représentent les sommets principaux du massif. L'encart en bas à gauche permet de localiser le massif des Ecrins en France. Fond SRTM 90 m (Jarvis et al., 2008).....	41
Figure 14 : Données mobilisées pour l'interpolation de la carte d'englacement DMG. En jaune les dépôts glaciaires extraits de la carte géologique au 1/50000ème (BRGM), en vert l'inventaire des glaciers du PAG (Gardent, 2014), et les croix bleues représentent les repères morphologiques utilisés pour les reconstitutions précédentes (Beaudevin, 2000).	42
Figure 15 : Histogramme des fréquences du facteur d'élongation (FE) pour l'ensemble des nunataks reconstruits dans le massif des Ecrins.	44
Figure 16 : Distribution spatiale des nunataks selon leurs typologies. En vert les nunataks de type 1, en orange les nunataks de type 2.....	45
Figure 17 : A : Boxplot des facteurs d'élongation en fonction de la lithologie principale des nunataks. La médiane, la moyenne et les quartiles 25 et 75 sont respectivement représentés par la croix, le trait et les barres. Les effectifs sont notés au-dessus de chaque boîte. B : Pente moyenne en fonction de l'altitude moyenne des nunataks. La légende est la même pour les deux graphiques.	46
Figure 18 : Englacement au PAG en fonction de la pente moyenne des nunataks. En verts les nunataks de type 1, en orange les nunataks de type 2.....	47
Figure 19 : Distributions des pentes en fonction de l'altitude pour trois nunataks : Lauvitel (en bleu), Ailefroide (en orange) et Soreiller (en gris).	48
Figure 20 : Histogramme normalisé des pentes pour les trois nunataks sélectionnés : Lauvitel (en bleu), Ailefroide (en orange) et Soreiller (en gris).	49

Figure 21 : Localisation et âges d'exposition ^{10}Be des échantillons dans le cirque du Soreiller (fond Google Earth).51

Figure 22 : Fonctions de densité de probabilité individuelles (lignes rouges pointillées) et moyennées par clusters (lignes continues noires) pour les âges d'exposition des morphologies glaciaires (A) et des morphologies périglaciaires (B). Les échelles des deux graphiques ne sont pas similaires, le cadre gris correspond à l'emprise graphique A sur le graphique B. Les valeurs donnent les moyennes et écart type pour chaque cluster identifié.....52

Figure 23 : Localisation des deux coupes topographiques dans le cirque du Soreiller. Les traits de coupes sont en rouge et annotés par des lettres (A-B et C-D), sur fond orthophotographique à 20cm de 2020. 53

Figure 24 : Coupes topographiques et âges d'exposition des échantillons prélevés dans le cirque du Soreiller (voir Figure 22 pour localisation des coupes). Le trait noir correspond à la surface topographique, les carrés blancs correspondent aux morphologies glaciaires et les triangles blancs correspondent aux morphologies périglaciaires. La coupe n°1 (7 échantillons) part du sommet de l'Aiguille centrale du Soreiller (A) et se termine à l'Est, au niveau de la tête du Rouget (B La coupe n°2 (9 échantillons) part de l'Aiguille centrale du Soreiller (C), passe par l'Aiguille de la Dibona et se termine plus en aval dans le cirque (D). Les échelles horizontales et verticales sont identiques.54

Figure 25 : Distribution des couples R value/âge d'exposition pour les échantillons du cirque du Soreiller. En orange les points considérés comme des valeurs aberrantes, en verts les points utilisés pour établir la courbe de tendance. Les points sont les moyennes pour chaque site et les barres représentent l'écart type.55

Figure 26 : Boxplot des valeurs de rebond moyen R en fonction de la typologie de la surface échantillonnées. La médiane, la moyenne et les quartiles 25 et 75 sont respectivement représentés par la croix, le trait et les barres.56

Figure 27 : Distributions des couples R-value/âge d'exposition pour les échantillons du cirque du Soreiller. En orange les points considérés comme des valeurs aberrantes, en verts les points utilisées pour établir la courbe de tendance. A : sites sur crêtes ; B : sites sur pols glaciaires.57

Figure 28 : Âges d'exposition dans la vallée du Vénéon et le cirque du Soreiller, en regard de données paléoclimatiques $\delta^{18}\text{O}$ provenant de spéléothèmes alpins : compilation de Regattieri et al., 2019 (9,7 à 7 ka, courbe bleue) ; Li et al., 2021 (15,2 et 10,2 ka, courbe orange) et de Luetscher et al., 2015 (30,0 à 14,7 ka, courbe verte). Les triangles représentent les âges d'exposition sur crêtes, les carrés les âges d'exposition sur polis/blocs glaciaires et les ronds des âges d'exposition marquant des processus de pente (écroulements du Plan du Carrelet et du Gros clapier). En gris correspondent les échantillons de Delunel, 2010 et Julien, 2022 et en blanc sont représentés les échantillons de cette étude. Les pointillés représentent les principales limites des événements climatiques du Tardiglaciaire (d'après Serra et al., 2022 ; Li et al., 2021). Les données utilisées sont en Annexe 3.58

Figure 29 : Lithologie principale des nunataks cartographiés dans le massif des Ecrins.63

Figure 30 : Distribution des couples rebond moyen (R)/âge d'exposition pour les échantillons sur polis glaciaires dans le cirque du Soreiller (en vert) et dans la vallée du Vénéon (en noir). La courbe de tendance est basée sur l'ensemble des points du graphique. Les données de la vallée du Vénéon proviennent de Julien, 2022.65

Tableau 1 : Caractéristiques des sites d'échantillonnages32

Tableau 2 : Caractéristiques des nunataks pour les six secteurs d'étude. Le relief moyen correspond à la moyenne des reliefs. HI : intégrale hypsométrique.43

Tableau 3 : Âges d'exposition ^{10}Be minimums des échantillons déterminés à partir des concentrations en ^{10}Be dans le cirque du Soreiller. Les échantillons en bleus correspondent à la campagne de terrain de 2022 et les verts à la campagne de 2021. L'incertitude présentée ici est l'incertitude externe.50

Table des matières

Dynamique tardi-quadernaire des nunataks dans le massif des Ecrins : approche morphométrique et géochronologique.....	1
Résumé	2
Abstract.....	4
Remerciements.....	6
Sommaire.....	7
Sigles et acronymes	9
Avant-propos	10
1. Introduction	11
2. Contexte géographique et géomorphologique	14
3. Etat de l'art	16
3.1 Morphométrie haute résolution - caractérisation des formes (péri)glaciaires.....	16
3.1.1 Définition et objectifs	16
3.1.2 Reliefs englacés vs. non-englacés.....	16
3.1.3 Caractéristiques morphométriques vs. variabilité lithologique et processus géomorphologiques.....	17
3.2 Apport des datations par nucléides cosmogéniques in-situ en géomorphologie	18
3.2.1 Des applications diverses et variées.....	18
3.2.2 Chronologie du retrait glaciaire post-DMG dans les Alpes occidentales	18
3.2.3 Chronologie de déstabilisations gravitaires dans les Alpes occidentales.....	19
3.3 Le marteau de Schmidt	20

3.3.1	Principe de la mesure et application en géomorphologie.....	20
3.3.2	Résultats principaux et perspectives	21
4.	Méthodes.....	22
4.1	Reconstitution de l’englacement DMG dans le massif Ecrins	22
4.1.1	Données utilisées et hypothèses de base.....	22
4.1.2	Interpolation spatiale.....	23
4.1.3	Identification des nunataks	24
4.1.4	Simplification et post-traitement	25
4.1.5	Choix de la méthode d’interpolation et des seuils de correction	25
4.2	Analyses topographiques	26
4.2.1	Délimitation des secteurs d’études	26
4.2.2	Morphométries et caractérisation des nunataks	27
4.3	Principes et méthodes de la datation via les nucléides cosmogéniques produit <i>in-situ</i>	29
4.3.1	Principes des nucléides cosmogéniques.....	29
4.3.2	Variabilité du taux de production	31
4.3.1	Echantillonnage et préparation des échantillons	32
4.3.2	Calcul des âges d’exposition et des incertitudes associées.....	36
4.4	Marteau de Schmidt.....	38
4.4.1	Protocole de mesure.....	38
4.4.2	Courbe de calibration	39
5.	Résultats.....	41

5.1	Carte d'englacement DMG du massif des Ecrins	41
5.2	Caractéristiques morphométriques des nunataks.....	43
5.2.1	Caractéristiques des nunataks et englacement par secteur	43
5.2.2	Forme des nunataks.....	44
5.2.3	Facteurs influençant la forme des nunataks	46
5.2.4	Zoom sur trois nunataks distincts.....	47
5.3	Âges d'exposition ^{10}Be des nunataks	49
5.4	Dynamiques (péri)glaciaires du cirque du Soreiller	52
5.4.1	Distribution temporelle des âges d'exposition.....	52
5.4.2	Distribution spatiale des âges d'exposition dans le cirque du Soreiller	53
5.5	Marteau de Schmidt.....	55
5.5.1	Lien entre rebond et âge d'exposition des échantillons	55
5.5.2	Différences entre crêtes et polis glaciaires.....	56
6.	Discussion	58
6.1	Retrait glaciaire et dynamique post-/péri-glaciaire dans la vallée du Vénéon (massif des Ecrins) 58	
6.2	Un continuum morphologique entre vallée et nunataks	59
6.3	Stabilité des nunataks alpins : les massifs du Mont Blanc (MMB) et des Ecrins	60
6.4	Les nunataks du massif des Ecrins : refuges pour la biodiversité alpine ?	62
6.4.1	Marteau de Schmidt, limite d'application et perspectives	64
7.	Conclusion.....	67

Bibliographie	70
Table des figures et tableaux	81
Table des matières	85
Table des annexes	89

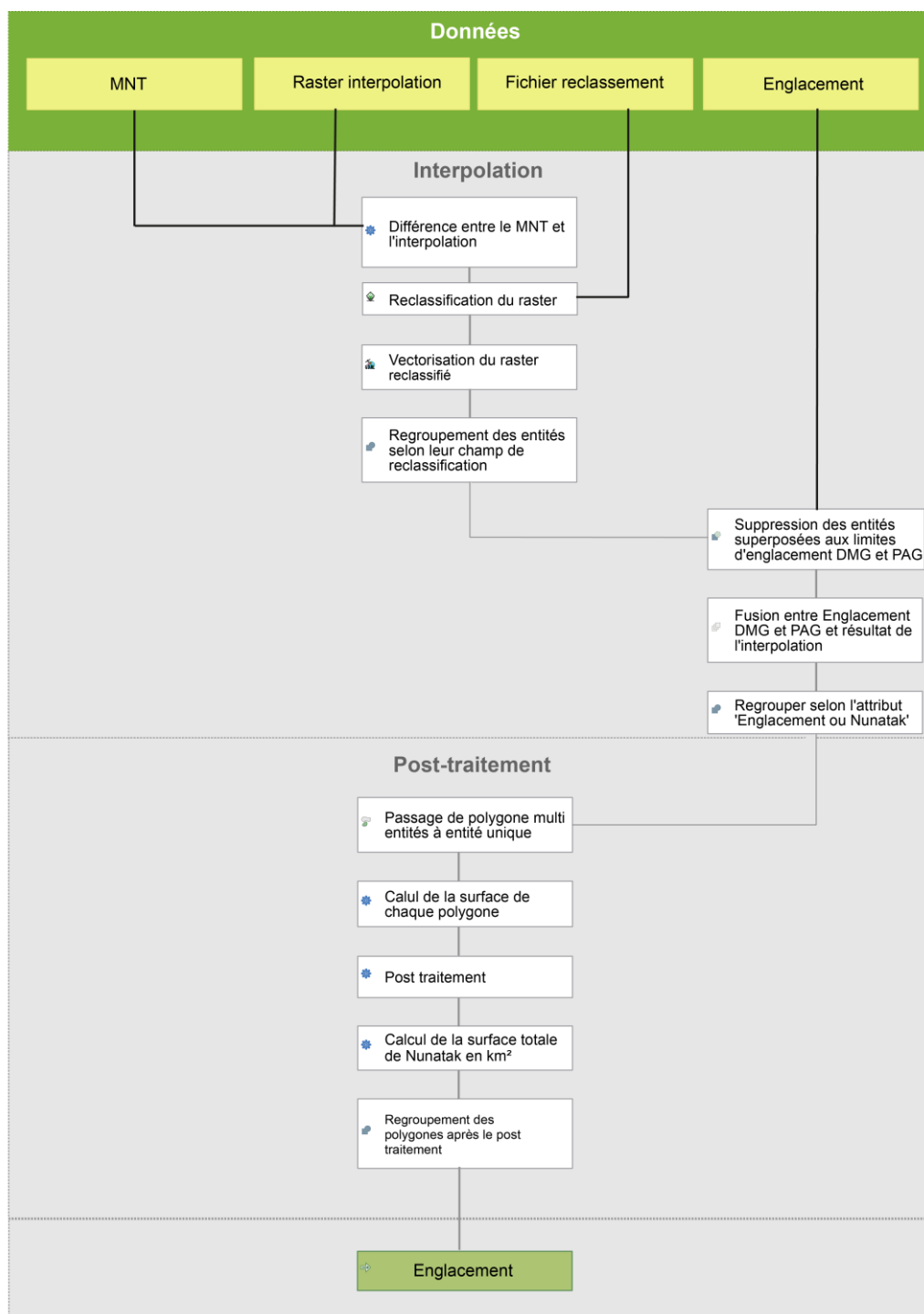
Table des annexes

Annexe 1 : Chaîne de traitement de l'interpolation spatiale de l'englacement

Annexe 2 : Tableau complet des paramètres utilisés pour calculer les concentrations en ^{10}Be et les incertitudes associées pour chaque échantillon

Annexe 3 : Tableaux des âges utilisés pour la figure 27. En gris l'âge d'exposition des polis en vallée, en bleus l'âge d'exposition des polis dans le cirque du Soreiller, en orange l'âge d'exposition des crêtes dans le cirque du Soreiller et en verts, l'âge d'exposition de glissements

Annexe 1 : Chaîne de traitement de l'interpolation spatiale de l'englacement



Annexe 2 : Tableau complet des paramètres utilisés pour calculer les concentrations en ¹⁰Be et les incertitudes associées pour chaque échantillon

Nom	Masse	Masse Qtz	Rapport	Incertitude (%)	Rapport ¹⁰ Be / ⁹ Be	Incertitude (%)	¹⁰ Be corr	Incertitude ¹⁰ Be	¹⁰ Be corr	incertitude ¹⁰ Be
Echantillon/Spike Be [g]	Dissous [g]	¹⁰ Be / ⁹ Be (x 10 ⁻¹⁴) ^(a)	¹⁰ Be / ⁹ Be	corr (x 10 ⁻¹⁵) ^(a)	¹⁰ Be / ⁹ Be corr ^(b)	(x 10 ⁶ at)	Incertitude ¹⁰ Be	(at. g ⁻¹)	corr (at. g ⁻¹) ^(d)	
BKGRE143	0,507	16,62	0,71	14,80	23,42	3,31	7,91	0,26	47,5710	1,5825
22-sor-4	0,5052	26,48	24,13	3,18	30,87	3,25	10,31	0,34	38,9478	1,2730
22-sor-5	0,5000	21,78	26,78	3,30	26,08	3,41	8,81	0,30	40,4389	1,3873
22-sor-6	0,5055	23,72	19,36	3,18	18,65	3,35	6,31	0,21	26,5826	89,46
22-sor-7	0,5060	24,22	24,84	3,35	24,13	3,47	8,17	0,29	33,7297	1,1769
22-sor-8	0,5066	20,72	25,23	3,15	24,52	3,27	8,29	0,27	39,9843	1,3150
22-sor-9	0,5058	20,41	39,69	3,09	38,98	3,16	13,19	0,42	64,6100	2,0538
22-sor-10	0,5064	22,39	62,32	3,46	61,62	3,50	20,69	0,73	92,4161	3,2530
22-sor-11	0,5026	5,76	9,88	3,63	9,17	4,07	3,10	0,13	53,7971	2,2008
22-sor-13	0,5054	14,73	10,12	3,59	9,41	4,02	3,17	0,13	21,5211	8684
22-sor-14	0,5042	17,47	55,08	3,29	54,37	3,34	18,29	0,61	104,7110	3,5182
22-sor-16	0,5035	23,98	2,29	6,08	1,58	11,03	0,53	0,06	2,2210	2452
22-sor-17	0,5055	22,67	87,52	3,06	86,81	3,09	29,18	0,91	128,6970	4,0019
22-sor-20	0,5030	23,17	18,74	3,19	18,04	3,36	6,10	0,21	26,3145	8901
22-sor-22	0,5060	12,13	19,72	3,14	19,01	3,31	6,42	0,21	52,8979	1,7585
22-sor-23	0,5053	25,59	16,56	3,09	15,72	3,29	5,34	0,18	20,8613	68,98
21Ven 01	0,5090	14,63	11,88	3,81	11,05	4,15	3,78	0,16	25,8570	1,0770
21Ven 02	0,5133	13,68	12,00	3,53	11,16	3,86	3,78	0,15	27,6386	1,0705
21Ven 03	0,5076	21,09	23,00	3,12	22,17	3,26	7,52	0,25	35,6811	1,1683
21Ven 04	0,5088	20,82	24,73	3,26	23,90	3,39	8,12	0,28	39,0160	1,3294
21Ven 05	0,5096	27,63	14,73	3,20	13,90	3,43	4,70	0,16	17,0225	5871
21Ven 06	0,5073	23,94	19,24	3,07	18,40	3,23	6,23	0,20	26,0225	8461
21Ven 07	0,5076	21,94	20,86	3,53	20,03	3,70	6,76	0,25	30,8211	1,1448
21Ven 08	0,5062	13,70	13,43	3,23	12,60	3,49	4,28	0,15	31,2589	1,0969
21Ven 09	0,5095	24,08	26,17	3,07	25,34	3,19	8,58	0,28	35,6106	1,1423
21Ven 10	0,5074	27,84	27,14	3,43	26,31	3,55	8,90	0,32	40,5722	1,4466
21Ven 11	0,5071	41,41	41,41	3,09	40,57	3,16	13,76	0,44	49,4115	1,5691
21Ven 12	0,5083	23,80	40,17	2,93	39,34	2,99	13,35	0,40	56,1217	1,6919
21Ven 13	0,5090									

- (a) Incertitude analytique qui prend en compte l'erreur de l'AMS (1%)
- (b) 10Be/9Be corrigé prend en compte l'incertitude analytique et l'incertitude du blanc
- (c) L'incertitude 10Be (atome) prend en compte (b) et l'incertitude sur la masse et la concentration du spike
- (d) l'incertitude 10Be (at. g-1) prend en compte (c) et l'incertitude sur la masse du quartz

Concentration spike (2022) :	998,1	ppm
Concentration Spike (2023) :	1000	ppm
uncertainty Spike :	3,5	ppm
uncertainty on the dissolved Qtz :	0,005	g
Incertitude spike mass :	0,0001	g

Annexe 3 : Tableaux des âges utilisés pour la figure 27. En gris l'âge d'exposition des polis en vallée, en bleus l'âge d'exposition des polis dans le cirque du Soreiller, en orange l'âge d'exposition des crêtes dans le cirque du Soreiller et en verts, l'âge d'exposition de glissements.

Polis en vallée								
Echantillon	Rd16	Rd17	Rd18	Rd19	Rd20	Rd21	Rd23	Rd24
Altitude (m)	1410	1610	1712	1780	1930	2080	1710	1780
Age (en ka)	13,4	15,3	13,8	12,2	13,8	15,1	28,4	14,5
Incertitudes (en ka)	0,6	0,8	0,4	0,5	0,4	0,5	4,5	0,6
	Rd25	Rd26	Rd27	Rd28	Rd54	21-VEN-01	21-VEN-02	21-VEN-03
	2515	2455	1865	2510	2630	1750	1943	2060
	15,0	11,9	7,8	14,4	14,6	13,3	13,9	13,6
	0,5	0,5	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6
	21-VEN-04	21-VEN-05	21-VEN-06	21-VEN-07	21-VEN-08	21-VEN-09	21-VEN-10	21-VEN-11
	2247	2358	1758	2051	2284	2301	2388	2532
	15,8	14,9	11,3	14,8	13	13	13,6	13,9
	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6

Polis dans le cirque du Soreiller								
Echantillon	21-VEN-12	21-VEN-13	22-sor-4	22-sor-5	22-sor-6	22-sor-7	22-sor-8	22-sor-9
Altitude (m)	2671	2674	2732	2688	2680	2669	2708	2995
Age (en ka)	15	16,9	15,18	12,12	12,98	8,75	10,58	11,26
Incertitudes (en ka)	0,6	0,6	0,59	0,50	0,52	0,39	0,43	0,42
	22-sor-14							
	2818							
	11,64							
	0,52							

Crêtes dans le cirque du Soreiller								
Echantillon	22-sor-10	22-sor-11	22-sor-13	22-sor-16	22-sor-17	22-sor-20	22-sor-22	22-sor-23
Altitude (m)	3226	3299	3291	3009	3061	3308	3251	3138
Age (en ka)	14,56	18,75	10,97	25,59	0,51	24,46	6,4	11,92
Incertitudes (en ka)	0,55	0,76	0,48	1,00	0,06	0,91	0,24	0,48
	rd22	rd29	rd31	rd42	rd43	rd45		
	2885	2700	2570	2630	2710	2355		
	11,53	5,06	18,65	7,04	6,29	10,31		
	0,36	0,26	0,57	0,27	0,24	0,38		

Glissement								
Echantillon	GCL01	GCL02	GCL03	GCL05	GCL06	Car 1	CAR 11	CAR 13
Altitude (m)	1245	1250	1235	1140	1135	1945	1920	1900
Age (en ka)	0,6	1,0	1,8	3,4	2,9	6,5	5,4	6,8
Incertitudes (en ka)	0,2	0,2	0,8	0,5	0,5	0,8	0,3	0,5
	CAR 14	CAR 12	CAR 4	Car 11bis				
	1896	1904	1920	1904				
	6,1	7,4	14,3	2,4				
	0,4	0,6	0,9	0,7				