



HAL
open science

Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques : qu'est-ce que l'on date ?

Charlotte Prud'Homme

► **To cite this version:**

Charlotte Prud'Homme. Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques : qu'est-ce que l'on date?. Géomorphologie. 2013. dumas-00950048

HAL Id: dumas-00950048

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00950048v1>

Submitted on 14 Mar 2014

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

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

Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques
Qu'est-ce que l'on date ?

Charlotte Prud'homme

14 Juin 2013

Mémoire de Master 2 Recherche

Mention Terre Solide

Université Joseph Fourier, Grenoble

Encadrement :

Riccardo Vassallo, Maître de Conférences, ISTerre Chambéry

Julien Carcaillet, Ingénieur de Recherche, ISTerre Grenoble





Master Sciences de la Terre et de l'Environnement

Attestation de non plagiat

Je sous signé(e) (Prénom NOM)

Charlotte Prud'homme

.....

Auteur du mémoire (Titre)

Géomorphologie Glaciaire et nucléides cosmogéniques: Qu'est ce que l'on date?

.....

.....

Déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

Toutes les sources d'information utilisées et les citations d'auteur ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur.

Je suis conscient(e) que le fait de ne pas citer une source ou de ne pas la citer clairement et complètement est constitutif de plagiat, et que le plagiat est considéré comme une faute grave au sein de l'Université, pouvant être sévèrement sanctionnée par la loi.

Fait à Grenoble

Le 13 Juin 2013

Signature de l'étudiant(e)

Résumé

Notre étude est basée sur la datation des morphologies glaciaires par la méthode des nucléides cosmogéniques *in situ* sur quatre sites dans la vallée de la Maurienne et la vallée du Mont Blanc. En utilisant une nouvelle stratégie d'échantillonnage, nous chercherons à mieux contraindre les processus qui influencent les âges d'expositions (facteurs post-dépôt et héritage). Notre but est de savoir si les concentrations de ^{10}Be sont directement reliées aux âges d'expositions. Les âges d'expositions pour des polis et des blocs erratiques sont sensés être identiques sur le même site. Cependant, pour le site de Aussois (Maurienne), le poli a un âge d'exposition minimum de $10,776 \pm 1,520$ ^{10}Be ka tandis que l'âge moyen des blocs est de $13,757 \pm 0,675$ ^{10}Be ka. On observe le même scénario pour Montsapey (Maurienne), où le poli a un âge minimum de $11,589 \pm 0,182$ ^{10}Be ka et le bloc a un âge de $14,227 \pm 1,720$ ^{10}Be ka. Ces différences entre les âges nous montrent que l'application directe des âges d'expositions n'est pas simple. Pour la vallée du Mont-Blanc, nous avons échantillonné un bloc erratique en front du glacier des Bossons. Sur un même bloc nous avons des âges d'exposition différents : deux échantillons ont un âge moyen de $0,712 \pm 0,217$ ka alors que le troisième échantillon a un âge d'exposition de $1,505 \pm 0,257$ ka. Cela montre bien la complexité des datations dans les blocs erratiques. A Vaudagne (Vallée du Mont-Blanc), nous avons échantillonné des polis glaciaires à deux endroits différents. Sur le site A, nous avons réalisé un profil allant jusqu'à 3 mètres de profondeur, cela nous donne un âge d'exposition en surface de $9,101 \pm 0,722$ ^{10}Be ka. Sur le Site B, nous n'avons échantillonné qu'en surface, l'âge d'exposition est de $15,264 \pm 1,221$ ka. Sur ce dernier, le glacier n'a peut être pas assez érodé le poli pour remettre à zéro la concentration de ^{10}Be héritée avant la dernière glaciation. La stratégie d'échantillonnage permet donc de mieux contraindre les âges d'exposition des blocs et des polis.

Abstract

My study is based on the *in situ* cosmogenic nuclide dating of glacial morphologies. We used the isotope ^{10}Be to estimate the exposure time from erratic boulders and glacial polished sampled in the Mont Blanc and in Maurienne valleys. Using a new sampling strategy, we would like to better constrain factors that influence the exposure time (Inheritance and post-depositional processes). In a given sampling site, exposure ages for both boulders and polished are expected to be the same. However, in Aussois (Maurienne), the polished has a minimum exposure age of $10,776 \pm 1,520$ ^{10}Be ka whereas the average of exposure age on boulders is about $13,757 \pm 0,675$ ^{10}Be ka. We have the same results for Montsapey (Maurienne), the polish surface has an exposure age of $11,589 \pm 0,182$ ^{10}Be ka and the exposure age of the boulder is about $14,227 \pm 1,720$ ^{10}Be ka. These examples show that the apparent exposure ages is not directly exploitable. In the Mont-Blanc valley, three samples taken on a single block situated directly at the present glacier front give a wide range of ages between $0,712 \pm 0,217$ ka and $1,505 \pm 0,257$ ka. This shows the complexity to interpret nuclide concentration in erratic bloc. Concerning polish exposure ages, in Vaudagne area, we suggest that the difference between the obtained surface exposure age ($15,264 \pm 1,221$ ka) and the profile age in the same area ($9,101 \pm 0,722$ ^{10}Be ka) is due to partial resetting by glacial erosion. We thus demonstrated the advantage of using this sampling strategy in order to constrain the role of inheritance and post deposit processes.

Remerciements

Mes remerciements s'adressent en tout premier lieu à Riccardo Vassallo pour l'intérêt qu'il m'a accordé lors de notre premier entretien. Cette rencontre décisive m'a permis d'approfondir mes connaissances sur un sujet qui m'a passionné. Sa présence, sa disponibilité ses compétences m'ont permis d'aller jusqu'au bout du projet. Merci pour la confiance qu'il a su me témoigner.

Je remercie aussi chaleureusement Julien Carcaillet pour son aide précieuse et efficace lors de mes manipulations en Chimie, pour sa patience quant à mes questionnements divers et variés , par sa présence constante et infaillible, Jean Louis Mugnier et Christian Crouzet pour les discussions et les données très intéressantes.

Je tiens à remercier le laboratoire ISTerre de m'avoir accueilli dans ses locaux , d'avoir mis à ma disposition un bureau. J'en profite pour remercier mes Co bureaux que ce soit à Grenoble, ou à Chambéry, pour leur gentillesse et leur soutien amical. Je leur souhaite bonne chance pour la suite de leur doctorat. Je tiens aussi à remercier l'Université de Savoie qui grâce à leur rémunération m'a permis de travailler l'esprit plus serein.

Ce mémoire n'aurait vraisemblablement pas vu le jour sans l'aide précieuse et efficace des sus nommés.

Table des matières

Introduction	2
1 Contexte générale de l'étude	3
2 Méthodes	6
2.1 Rayons Cosmiques	6
2.2 Taux de production et facteurs d'échelles	7
2.2.1 Variabilité spatiale	8
2.2.2 Ecrantage topographique	8
2.3 Stratégie d'échantillonnage	8
2.4 Préparation des échantillons	9
2.4.1 Préparation et tri mécanique	9
2.4.2 Purification du Quartz	10
2.4.3 Substitution de l'Hf en acide nitrique (HNO ₃)	11
2.4.4 Extraction du béryllium et de l'aluminium	12
2.4.5 Analyse et mesure par spectrométrie de masse par accélérateur	12
3 Résultats	13
3.1 Calculs des concentrations en ¹⁰ Be et en ²⁶ Al	13
3.2 Calculs des incertitudes	13
3.3 Estimations de l'âge d'exposition et du taux d'érosion	14
3.3.1 Résultats analytiques pour les polis glaciaires	17
3.3.2 Résultats analytiques pour les blocs	18
4 Discussion	21
4.1 Blocs versus Polis : Qu'est-ce que l'on date ?	21
4.2 Héritage possible dans les polis ?	24
Conclusion	27
Annexe	32

Introduction

Parmi les processus d'érosion du relief, l'érosion glaciaire est probablement la plus difficile à quantifier. Pourtant, c'est grâce à cette érosion que les glaciers modèlent les paysages en laissant des formes caractéristiques de leur passage. La durée des avancées et les retraits glaciaires et la difficulté d'observer des phénomènes d'érosion au contact glace/substratum ne nous permettent pas d'avoir accès facilement aux processus actuels mis en jeu. La méthode de datation par nucléides cosmogéniques est de plus en plus utilisée pour dater les morphologies glaciaires, pour essayer de quantifier les événements érosifs et dater des périodes d'avancées et de retraits des glaces (Stone et al., 2003; Gолledge et al., 2007; White et al., 2011). Le principal avantage de cette datation sur les morphologies glaciaires est que l'âge d'exposition est directement lié au retrait glaciaire. Cependant plusieurs processus peuvent influencer les âges d'expositions, ce qui implique que ces âges ne correspondent plus au temps de déglaciation (White et al., 2011). Ces processus sont (i) les facteurs post-dépôts (recouvrement par des dépôts temporaires, ou par la neige etc. . .) auront tendance à diminuer le temps d'exposition et (ii) le facteur héritage qui est l'accumulation des nucléides avant le dépôt final dans les blocs (Gosse and Phillips, 2001), aura tendance à surestimer les âges d'expositions. L'étude couplée de plusieurs types de marqueurs de la morphologie glaciaire pourrait permettre de mieux contraindre l'influence relative de ces facteurs sur les différents marqueurs et aider à l'interprétation des âges apparents d'exposition. Au cours de notre étude, nous avons échantillonné des polis glaciaires et des blocs erratiques sur un même site dans deux vallées glaciaires des Alpes : la vallée du Mont-Blanc, à Vaudagne et au glacier des Bossons ; et la vallée de la Maurienne, à Montsapey et Aussois (Figure 1). Nous allons donc dater nos échantillons à l'aide de deux nucléides (^{10}Be et ^{26}Al) avec des temps de demi vie différents ce qui nous renseignera sur les processus d'érosion et d'enfouissement. Les polis glaciaires seront échantillonnés jusqu'à trois mètres de profondeur dans le but de savoir si l'histoire d'exposition est simple ou complexe.

1 Contexte générale de l'étude

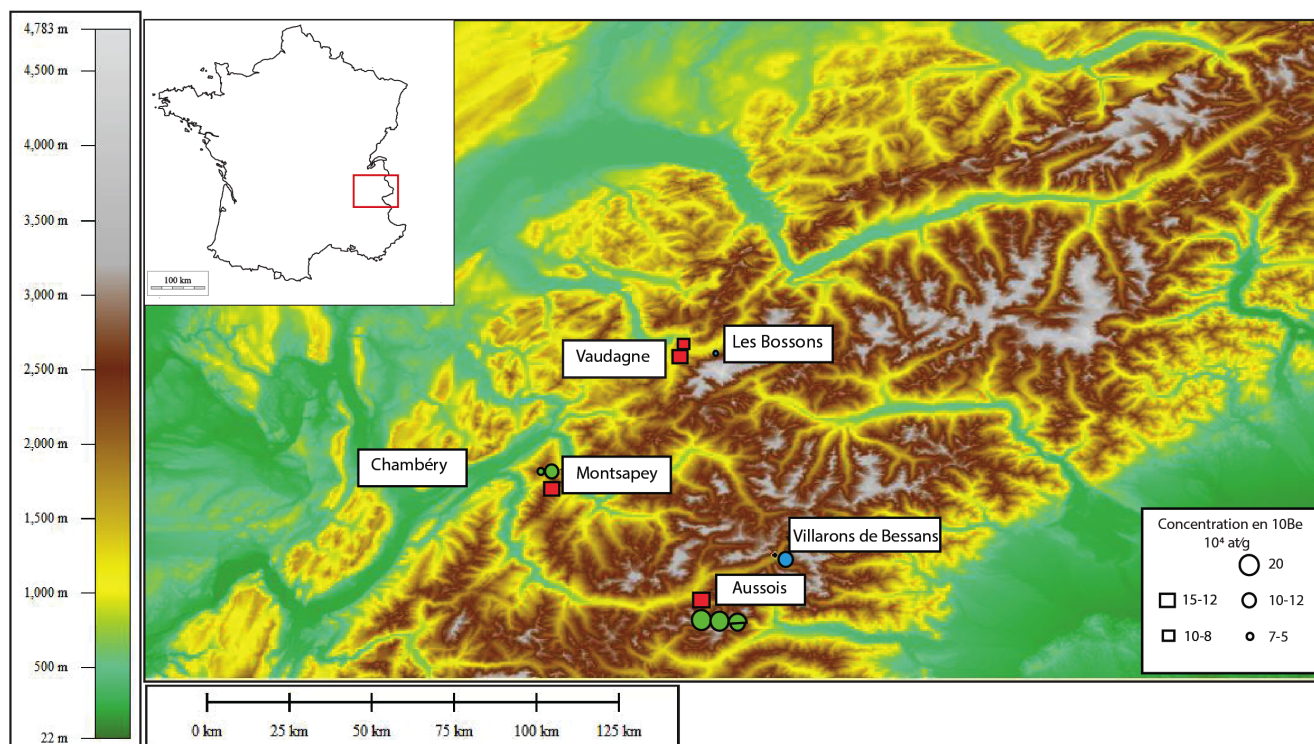


FIGURE 1 – Zone d'étude (Global Mapper) avec les deux vallées glaciaires étudiées : la vallée du Mont blanc et la vallée de la Maurienne. Les points verts représentent les blocs échantillonnés, les points bleus représentent les blocs avec les données mesurées ultérieurement et les carrés rouges représentent les poliss. La taille des carrés ou des points sont données en fonction de leur concentration en Béryllium 10.

La dynamique érosion/transport d'un glacier et son impact sur le paysage sont très difficiles à quantifier. Un glacier est capable de modeler des paysages en rabotant le substrat rocheux, mais en même temps, il peut préserver des dépôts meubles du dernier interglaciaire. L'action érosive d'un glacier est donc imprévisible. Ces derniers peuvent également laisser des traces de leur passage sous forme de dépôts : (i) les blocs erratiques sont des blocs de plusieurs tonnes transportés par le glacier, lors de la fonte de la glace, ces blocs sont abandonnés sur place, (ii) les moraines qui sont constituées d'un amas de débris rocheux que le glacier a transporté. Il existe plusieurs types de moraines, les moraines frontales qui sont formées à l'avant du glacier quand le glacier s'écoule, les moraines latérales qui sont constituées de roches arrachées par le glacier et les moraines de fond, principalement constitué de tills, qui peuvent avoir un action très abrasive sur le substratum ou au contraire le protéger.

Une des marques de l'érosion glaciaire est le poli glaciaire. C'est le substrat rocheux qui a été aplani et lissé par le passage du glacier, nous pouvons ainsi retrouver des stries glaciaires, trace de son érosion. Il est cependant difficile de savoir si une surface a été englacée/déglacée sans être érodée, le pouvoir

abrasif local étant très difficile à quantifier. C'est un aspect important à connaître dans les bilans érosifs à l'échelle d'un bassin versant, voir d'une chaîne de montagne. La datation par nucléides cosmogéniques dans le contexte glaciaire pourrait permettre de quantifier les événements érosifs et connaître l'histoire d'exposition de la zone (simple ou complexe) (Stone et al., 2003; Golledge et al., 2007; White et al., 2011).

La datation par nucléides cosmogéniques *in situ* permet de connaître la durée d'exposition de la roche aux rayons cosmiques (Lal, 1991; Gosse and Phillips, 2001). Les nucléides cosmogéniques sont produits par des réactions de spallations soit dans la haute atmosphère (production atmosphérique) soit à l'intérieur du minéral cible (production *in situ*) (Gosse and Phillips, 2001). Cette méthode de datation est largement utilisée pour dater des âges d'exposition de surface en contexte fluvial (Repka et al., 1997; Ritz et al., 2006; Bierman, 1994; Anderson et al., 1996) et en contexte glaciaire (Valla et al., 2009; Stone et al., 2003; Golledge et al., 2007; White et al., 2011).

En contexte fluvial, la datation des terrasses abandonnées et des blocs, grâce à une stratégie d'échantillonnage adaptée, peut permettre de connaître l'évolution de l'exhumation des clastes et des vitesses de transport anté-dépôt (Vassallo et al., 2011). La datation par les nucléides ^{10}Be et ^{26}Al est utilisée pour connaître l'histoire d'exposition et d'enfouissement de chaque échantillon (Repka et al., 1997; Matsushi et al., 2006), et ainsi, mieux contraindre le facteur héritage sur les blocs. Schmidt et al. (2011) ont daté plusieurs terrasses grâce à des galets, du sable et des blocs dans la Cordillère des Andes. Les blocs ont un âge plus vieux que les autres morphologies, ils en concluent donc qu'ils contiennent de l'héritage c'est-à-dire la composante de nucléides acquise avant le dépôt final.

En contexte glaciaire, la datation des blocs erratiques par nucléides cosmogéniques est devenue la principale méthode pour dater le retrait des glaces (Stone et al., 2003; Golledge et al., 2007; White et al., 2011). La datation des blocs permet de dater l'abandon de ces blocs par la glace, et de connaître ainsi l'âge d'exposition aux rayons cosmiques (White et al., 2011). Selon Briner (2009), l'âge d'exposition des blocs morainiques trouvés dans les moraines latérales ou frontales permet de dater l'extension de la dernière glaciation. Cette méthode permet donc de connaître directement le début du retrait des glaces. Cependant, il faut faire attention à deux facteurs qui ont une influence importante sur l'âge d'exposition de la roche en surface. Les facteurs post-dépôts, comme l'érosion et l'altération vont avoir tendance à sous estimer les âges d'expositions (Ivy-Ochs et al., 2007). En revanche, l'héritage va avoir tendance à sur-estimer les âges d'expositions. L'érosion et l'altération sont potentiellement observables, mais le facteur héritage est impossible à déterminer sur le terrain. Actuellement, les géochronologistes tendent à négliger l'héritage, en supposant que l'âge des populations de blocs les plus jeunes correspondrait au

véritable âge d'exposition (Stone et al., 2003). Ce raisonnement se base sur deux hypothèses : premièrement, cela suppose que les facteurs post-dépôts n'ont pas affecté les échantillons et deuxièmement, on suppose que les échantillons les plus jeunes n'ont pas enregistré d'héritage (White et al., 2011).

Dans les Alpes, en contexte glaciaire, il y a eu des datations par nucléides cosmogéniques mais très peu dans les Alpes Nord Ouest Française. Dans la zone du Chablais, entre la Suisse et la France des blocs erratiques ont été datés (Perret et al., 2012). Les blocs échantillonnés donnent des âges assez différents entre 20 ka et 9 ka. Les auteurs concluent que les âges sont trop jeunes pour la région, la datation des blocs a pu être influencée par les facteurs post dépôt. Ivy-Ochs et al. (2007) ont échantillonné des blocs morainiques au col du Julier, à Kromer (Autriche) et à Gschnitz, et un poli en surface à Nägelisgrätli. Les âges des blocs (11,300 ka à 15,400 ka) sont plus vieux que les âges du poli (10,760-11,720 ka), sauf pour le site Kromer (8,400ka). Ils ont voulu mettre en évidence les variations glaciaires Holocène. Ils concluent que les polis dans les Alpes n'ont pas acquis d'héritage. Cependant, les blocs ne se trouvent pas sur le même site que les échantillons de polis, les échantillons n'ont donc pas tous la même histoire d'exposition. Dans la vallée de la Maurienne, la datation d'un arc morainique sur quatre blocs erratiques par la méthode des nucléides cosmogéniques (^{10}Be) donne un âge moyen de $10,379 \pm 0,424$ ka (Nicoud et al., 2009). Ces âges pourront être comparés à nos âges en Maurienne. Houmark-Nielsen et al. (2012) ont daté au Danemark des échantillons de blocs erratiques et de polis glaciaire (en surface) avec du ^{10}Be et du ^{36}Cl . Les âges apparents sont similaires pour les blocs et les polis, ils concluent donc que ces âges montrent un scénario d'exposition simple. Deux autres scénarios sont possibles. On peut trouver des blocs erratiques avec des âges apparents relativement vieux qui sont posés sur des polis glaciaires plus jeunes (Delmas, 2009). Cela signifie que les blocs ont acquis de l'héritage de transport ou que le poli a été recouvert ou érodé postérieurement. Cependant, il se peut que l'âge d'exposition du bloc soit plus jeune que l'âge d'exposition du poli glaciaire. Ceci peut s'expliquer par un scénario d'exposition complexe. La comparaison de l'âge apparent du poli et du bloc, va nous permettre de connaître l'histoire d'exposition de la zone. La connaissance de l'histoire anté et post-glaciaire est donc importante pour les interprétations des datations.

Le massif du Mont-Blanc fait partie des massifs cristallins externes des Alpes. C'est un des plus hauts massifs d'Europe, avec des altitudes pouvant aller jusqu'à 4810m (sommets du Mont-Blanc). Aujourd'hui, ce massif est encore occupé par de nombreux glaciers. Cependant, au Quaternaire, les glaciers descendaient beaucoup plus bas dans la région, et occupaient toute la vallée. Nous avons échantillonné sur plusieurs sites. A Vaudagne, nous avons échantillonné un poli glaciaire sur plusieurs mètres de pro-

fondeur dans le but d'avoir un profil de distribution des concentrations en profondeur et un autre en surface avec deux blocs erratiques posés sur chaque poli . Au glacier des Bossons, nous avons échantillonné un bloc qui se trouvait en front de glacier. Le contexte au glacier des Bossons est sub-actuel, puisque le glacier est encore présent aujourd'hui. Le granite (Granite du Mont-Blanc) et le gneiss sont les principales roches qui constituent ce massif.

La vallée de la Maurienne est l'une des grandes vallées transversales des Alpes. Nous avons échantillonné sur deux sites : Montsapey et Aussois (Figure 1). Le poli de Montsapey se trouve sur une crête, il est assez plat. Le poli s'est probablement formé lors de la période glaciaire würmienne (100ka à 20ka).

En datant deux morphologies glaciaires nous voulons comparer les âges d'expositions, pour savoir si (i) les blocs ont acquis de l'héritage pendant transport et si (ii) le glacier a assez érodé le poli pour remettre à zéro sa concentration en nucléides cosmogéniques. Les profils dans les polis jusqu'à trois mètres vont nous permettre de connaître les concentrations en profondeur.

2 Méthodes

2.1 Rayons Cosmiques

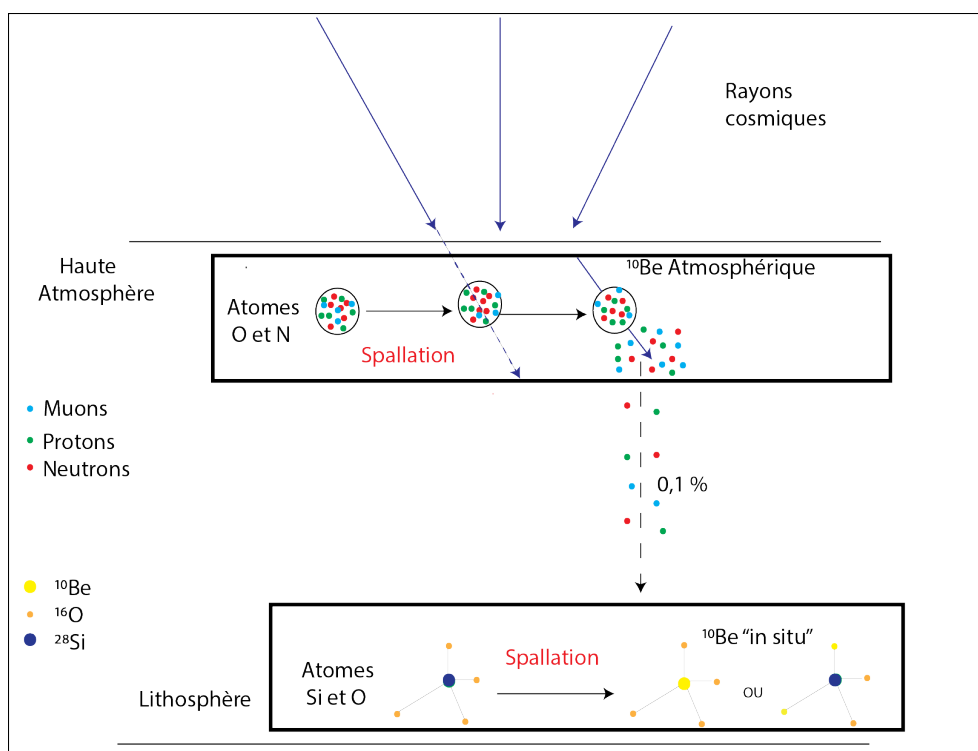


FIGURE 2 – Production du ^{10}Be atmosphérique et in situ par les réactions de spallations : Les particules incidentes des rayons cosmiques frappent les noyaux atomiques de la haute atmosphère pour créer du ^{10}Be atmosphérique, 0.1% des particules secondaires arrivent sur la lithosphère, elles frappent les atomes de siliciums et d'oxygènes pour créer le ^{10}Be *in situ*.

Nous avons utilisé les nucléides cosmogéniques (^{10}Be et ^{26}Al) produit *in situ* dans le but de dater nos échantillons de polis glaciaires et de blocs erratiques. Les nucléides cosmogéniques sont l'ensemble des isotopes formés dans la haute atmosphère ou dans la lithosphère lors de réactions nucléaires induites par les particules constituant les rayons cosmiques. La production des rayons cosmiques se fait selon deux composantes : la composante solaire et la composante galactique. La composante galactique du rayonnement est la plus importante, son origine est la voie lactée, et son intensité est relativement constante, contrairement à la composante solaire qui a une intensité plus faible et variable. Les particules des rayons cosmiques arrivent dans la haute atmosphère, puis interagissent avec des éléments cibles présents dans l'atmosphère et la lithosphère (Figure 2). La production des isotopes radioactifs comme le ^{10}Be et ^{26}Al se fait principalement par spallation des atomes d'oxygène et d'azote dans la haute atmosphère et de silicium dans la lithosphère. Pour la production des nucléides cosmogéniques *in situ*, une faible partie des particules secondaires ($\sim 0,1\%$) interagissent avec les éléments cibles de la lithosphère, ici le silicium, par une réaction de spallation (Figure 2). C'est pour cela que le minéral cible des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al est le quartz (SiO_2). Leur temps de demi vie est relativement long (respectivement 1.387 Ma pour le ^{10}Be et 708 ka pour le ^{26}Al (Chmeleff et al., 2010; Nishiizumi, 2004)), cela permet de dater des temps d'exposition sur le Quaternaire. La production des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al a tendance à décroître exponentiellement avec la profondeur (Lal, 1991) sous la forme de :

$$P(z) = P_0 e^{\left(\frac{-z\rho}{\Lambda}\right)} \quad (1)$$

Le taux de production des nucléides dépend donc de la profondeur (z), de la densité du matériel (ρ) ici la roche et de la longueur d'atténuation des protons et des muons (Λ).

2.2 Taux de production et facteurs d'échelles

Le taux de production des nucléides cosmogéniques varie en fonction du temps et de l'espace (Lal, 1991). Les particules secondaires de faible énergie, n'arrivent pas sur la surface de la Terre de manière uniforme. En effet, le taux de production va dépendre de la latitude, de l'altitude et de la topographie. Le taux de production est par convention calculé pour un échantillon sur une surface plane recevant la totalité des rayons cosmiques, au niveau de la mer et à haute altitude ("SLHL" = Sea Level High Latitude). Les taux de production locaux déterminés en surface sont ensuite corrigés par des paramètres du site d'échantillonnage : les facteurs d'échelles. Ces facteurs sont la variabilité spatiale et l'écrantage topographique. Le taux de production du ^{10}Be dans le quartz est calculé avec la méthode de Stone (2000) et les données remises à jour par Balco et al. (2008) c'est-à-dire avec un taux de production de $4,5 \text{ at.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$.

2.2.1 Variabilité spatiale

Le rayonnement cosmique est dévié par les champs géomagnétiques solaire et terrestre. Les particules primaires sont des particules chargées (protons), elles sont donc affectées par les champs magnétiques. Le champ magnétique terrestre oriente les particules du rayonnement secondaire des basses latitudes vers les hautes latitudes. Par conséquent, la production des nucléides cosmogéniques est plus importante aux Pôles qu'à l'équateur.

La dissipation de l'énergie des rayons cosmiques est très rapide à travers l'atmosphère. De ce fait, le taux de production est plus faible aux basses altitudes qu'aux hautes altitudes.

2.2.2 Ecrantage topographique

Le rayonnement cosmique dépend donc de la localisation géographique du site d'échantillonnage. Le rayonnement cosmique est maximum si la surface est plate et qu'il n'y a pas d'obstruction sur l'horizon. Les chaînes de montagnes vont avoir tendance à bloquer le rayonnement, et ainsi à diminuer le taux de production du site (Dunai, 2010). La mesure de l'écrantage topographique permet de corriger la production de l'effet de site. Pour évaluer l'écrantage topographique, on utilise un clinomètre qui va mesurer l'angle entre l'horizon et l'horizontal. L'orientation et l'angle formé par rapport à l'horizontal des principaux reliefs masquant le rayonnement cosmique est relevé. Le facteur topographique (f_{topo}) est compris entre 0 et 1 (respectivement écran total (0) et pas d'écran (1)).

2.3 Stratégie d'échantillonnage

Nous avons prélevé une vingtaine d'échantillons répartis dans les bassins versants de l'Arve et de l'Arc (Figure 1). Sur chaque site, les blocs erratiques se trouvent sur le poli glaciaire comme le montre la figure 3. Les échantillons ont été collectés en suivant une stratégie d'échantillonnage. Les polis ont été échantillonnés en profondeur, jusqu'à trois mètres environ grâce à une carotteuse diamantée (Figure 3D), dans le but de connaître la concentration de ^{10}Be en profondeur. Ainsi, nous pourrions savoir si le passage du glacier a assez érodé le poli pour remettre à zéro la concentration de ^{10}Be ou s'il n'a pas assez érodé et donc que le poli a acquis de l'héritage. Les blocs erratiques choisis sont généralement pluri-métriques. En effet, pour diminuer les facteurs post-dépôts, il est préférable que le bloc soit resté en place après son abandon par le glacier. De plus, différentes faces des blocs (en surface et en dessous) sont échantillonnées pour connaître les différents scénarios d'expositions des blocs, ce qui nous renseignera sur les dynamiques d'exhumation et de transport de ces blocs. La datation des blocs et des polis va nous permettre d'analyser la distribution de la concentration des nucléides cosmogéniques en surface

et en profondeur.

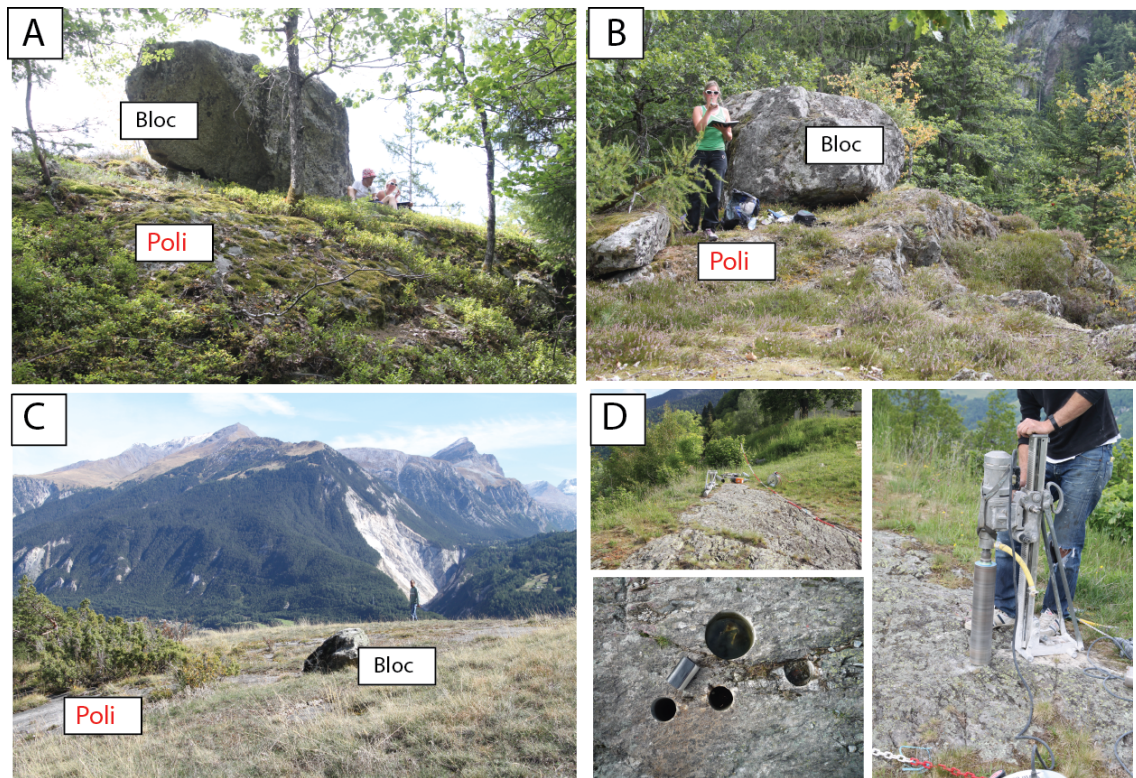


FIGURE 3 – Stratégie d'échantillonnage : Bloc erratique et poli glaciaire A) et B) Vaudagne C) Aussois D) Carrotage de Montsapey

2.4 Préparation des échantillons

Pour connaître la concentration de Béryllium et d'Aluminium dans les grains de quartz, il faut dans un premier temps extraire et purifier le quartz, puis dans un second temps substituer l'acide fluorhydrique en acide nitrique et enfin extraire le béryllium et l'aluminium sous la forme d'oxyde, respectivement BeO et Al_2O_3 . Le protocole chimique est basé sur la méthode de [Brown et al. \(1991\)](#). J'ai effectué la préparation pour 30 échantillons.

2.4.1 Préparation et tri mécanique

Le minéral cible de nos isotopes est le quartz, il faut donc l'extraire de nos échantillons. Dans un premier temps, les échantillons sont découpés pour pouvoir passer dans la broyeuse à mâchoires. Une fois découpés, les échantillons sont broyés et tamisés pour avoir une fraction granulométrique entre 250 et 500 μm (Figure 4A). Les grains sont ensuite passés au séparateur magnétique (Frantz) pour avoir uniquement les minéraux diamagnétiques (Figure 5B et C). J'ai effectué ces étapes au laboratoire de préparation des échantillons d'ISerre Chambéry.



FIGURE 4 – Tri mécanique : A) Broyeuse à mâchoires B) et C) Séparateur magnétique (Frantz) à ISTERre Chambéry

2.4.2 Purification du Quartz

Après le tri mécanique, entre 150 et 200g de sables sont prélevés et conditionnés dans une bouteille Nalgène préalablement pesée. Le pesage de la bouteille doit être précis à 10^{-4} g près, puisque la masse de quartz doit être connue avec la même précision. Un premier ajout d'acide chlorhydrique (HCl) (Figure 5B) va permettre de dissoudre les éventuels carbonates. Les échantillons sont ensuite soumis à une succession de bains de HCl et d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) afin de dissoudre tout les minéraux sauf le quartz. Les proportions sont d'environ 1/3 de HCl et 2/3 de H_2SiF_6 . Les échantillons sont agités pendant 24h puis les acides sont changés (Figure 5 A). Une fois que les échantillons ne contiennent plus que du quartz, ils peuvent être rincés et séchés dans une étuve. Ces cycles de dissolution durent entre 15 à 20 jours. Une fois que les échantillons sont rincés et séchés, les grains sont observés sous une lampe binoculaire pour vérifier que l'échantillon est constitué de quartz pur. S'il y a d'autres minéraux présents dans l'échantillon (micas, feldspath...), ce dernier est à nouveau passé au séparateur magnétique, ou recommence un cycle de dissolution (HCl et de H_2SiF_6). Une fois que la pureté du quartz est acquise, les échantillons sont pesés afin de connaître la masse de quartz total de l'échantillon. A partir de cette masse, la quantité d'acide fluorhydrique (HF) pour enlever la production atmosphérique du ^{10}Be dans l'échantillon est calculée. Cette production météorique a un taux de production mille fois plus grand que le taux de production *in situ* (Gosse and Phillips, 2001). Les échantillons sont donc soumis à une série de dissolutions séquentielles à l'acide fluorhydrique afin d'obtenir un quartz décontaminé (de la production atmosphérique de ^{10}Be) et purifié.

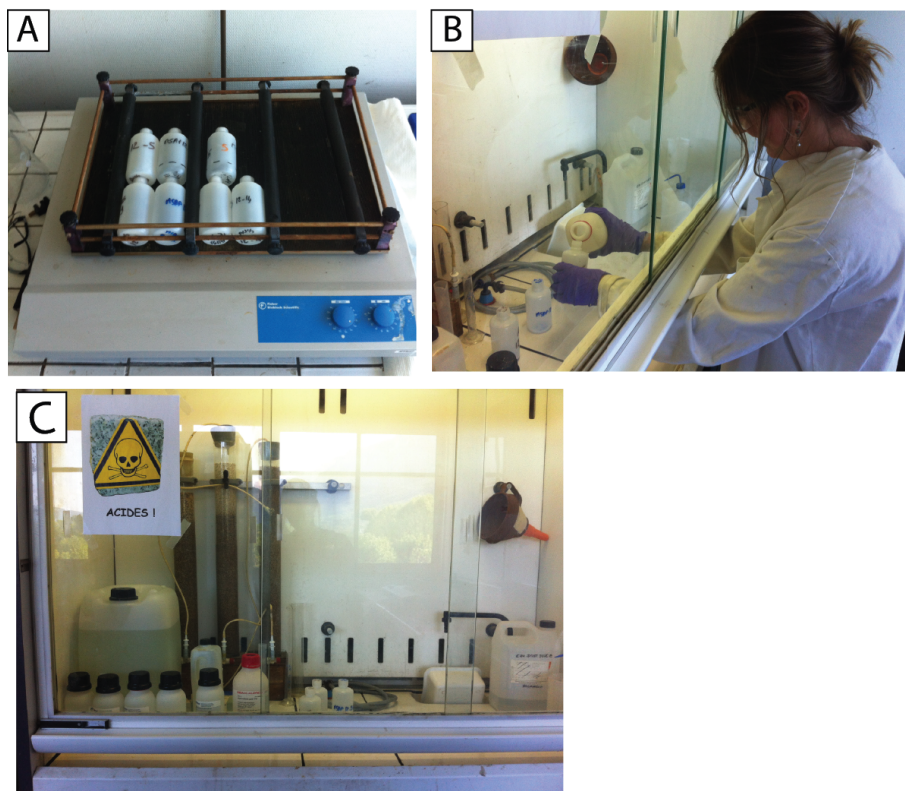


FIGURE 5 – Purification du quartz : A) Agitateur pour les échantillons sous acides B) Manipulation pour mettre de l'acide chlorhydrique dans les échantillons C) Hotte avec les échantillons et les acides

Ils sont ensuite rincés et séchés dans l'étuve, puis pesés. Environ 20g de quartz décontaminés sont gardés pour la suite de l'extraction. On ajoute environ 300 μl de solution entraîneur ^9Be , dont la masse exacte est connue ainsi que sa concentration (10^{-3} g/g). Cet entraîneur va permettre de mesurer ultérieurement le rapport $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$ par le spectromètre de masse par accélérateur. Un volume calculé d'HF est ensuite ajouté à l'échantillon, afin de dissoudre totalement le quartz. Parallèlement, un échantillon "blanc" est créé, avec 500 μl de solution entraîneur et environ 60 ml d'HF. Ce blanc va subir le même protocole que les autres échantillons. Son résultat nous permettra de savoir s'il y a eu d'éventuelles pollutions pendant les manipulations. Les échantillons sont agités entre 3 et 4 jours pour dissoudre totalement le quartz.

2.4.3 Substitution de l'Hf en acide nitrique (HNO_3)

L'HF étant un acide très toxique, cette étape permet de substituer l'HF en HNO_3 . Pour cela l'échantillon est transféré dans un bêcher en téflon sur une plaque chauffante afin d'évaporer la solution à sec. La bouteille en Nalgène est rincée trois fois avec 5 ml d'HF évaporé à sec à chaque fois. Cette étape favorise l'élimination du bore (B). Le bore étant un isobare du ^{10}Be , sa suppression est très importante tout au long du protocole. S'il reste des résidus au fond de la bouteille, ces derniers sont rincés et séchés

pour être pesés. Cette masse de résidus sera par la suite soustraite à la masse de quartz décontaminé. 5 ml d'acide perchlorique (HClO_4) sont ajoutés et évaporés à sec dans le bêcher en téflon afin de supprimer toute trace d'HF. Ensuite, on ajoute trois fois 5 ml d' HNO_3 , sans aller à sec les deux premières fois. L'échantillon est ensuite repris et rincé avec de l' HCl (10,2 mol/g) puis centrifugé. Pour la mesure de ^{26}Al , une partie de l'échantillon est prélevée dans un aliquot (environ 500 μl). Ce dernier est pesé précisément pour connaître le rapport échantillon sur aliquot. Il est ensuite utilisé pour estimer la concentration en aluminium total (Al) et en sodium (Na) par ICPMS (Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy).

Lors de cette étape, une dizaine des échantillons ont formé un précipité lors de la première évaporation à sec. Ils ont tous la même lithologie, ce sont des blocs de granite du Mont Blanc. Ces mêmes échantillons ont été rejetés par la machine ASTER qui mesure le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$.

2.4.4 Extraction du béryllium et de l'aluminium

Une fois que nos échantillons sont en solution avec de l' HCl , ils vont subir une succession de précipitations en milieu alcalin avec de l'ammoniac (NH_4OH). La solution doit être amenée à $\text{pH} \sim 8$, afin de précipiter du de l'hydroxyde de béryllium ($\text{Be}(\text{OH})_2$). Les échantillons sont ensuite centrifugés, le surnageant est jeté et le précipité est rincé avec de l'eau à $\text{pH} \sim 8$ puis remis en solution avec de l' HCl . Cette précipitation permet de séparer une nouvelle fois le bore puisqu'il précipite à un pH plus basique. L'échantillon est ensuite injecté dans une résine échangeuse d'ions avec de l' HCl . Cette première résine (DOWEX 1x8) permet de séparer le béryllium et l'aluminium des oxydes de fer (Fe^{2+}) et de manganèse (Mg^{2+}). Une fois que la colonne a fini de s'éluer, l'échantillon subit à nouveau une précipitation en milieu alcalin pour ensuite être injecté dans une seconde résine. Cette dernière (DOWEX 50Wx8) permet de séparer le béryllium (^{10}Be) du bore (^{10}B) et de l'aluminium (^{26}Al). Une fois cette étape terminée, les échantillons sont à nouveau amenés à un $\text{pH} \sim 8$. Ils sont centrifugés et rincés trois fois. Les précipités sont ensuite dissous avec de l' HNO_3 , puis transférés dans un creuset pour être oxydés dans un four à $\sim 900^\circ\text{C}$. L'oxyde de béryllium (BeO) et l'oxyde d'aluminium (Al_2O_3) sont prêts pour être cathodés et analysés. J'ai effectué ces étapes au laboratoire de préparation des échantillons d'ISTerre Grenoble.

2.4.5 Analyse et mesure par spectrométrie de masse par accélérateur

Les mesures du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sont réalisées par le spectromètre de masse par accélérateur (SMA) à l'institut national ASTER (CEREGE, Aix en Provence). Les oxydes sont dans un premier temps cathodés. Pour cela, l'oxyde de béryllium est mélangé avec du Niobium (Nb) et l'oxyde d'aluminium est mélangé avec de l'Argent (Ag). Les échantillons sont ensuite transférés dans des cathodes en cuivre pour être

mesuré par le SMA. Le but du SMA est de compter le nombre d'atomes d'un élément caractérisé par une masse et un numéro atomique. La mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{27}\text{Al}/^{26}\text{Al}$ permet de déduire la concentration en ^{10}Be et en ^{26}Al .

3 Résultats

3.1 Calculs des concentrations en ^{10}Be et en ^{26}Al

La mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10/9ech) va nous permettre de connaître la concentration de ^{10}Be . Dans un premier temps, il faut connaître la quantité d'atome de ^9Be dans l'échantillon que l'on a ajouté. Connaissant la masse entraîneur (m_{ent}), la masse molaire ($M^9\text{Be}$) et nombre d'Avogadro (N) égale à $6,0221 \times 10^{23}$, on peut appliquer la formule 2 et ainsi connaître le nombre d'atomes de ^9Be .

$$n^9\text{Be} = \frac{m_{ent} \times N}{M^9\text{Be}} \quad (2)$$

La concentration en béryllium [^{10}Be], correspond au nombre d'atomes de $n^{10}\text{Be}$ par gramme de quartz dissous (m_{quartz}). Les mesures du rapport isotopique du blanc (10/9blanc) vont nous permettre de quantifier les atomes de ^{10}Be qui peuvent provenir d'une éventuelle pollution lors des extractions chimiques. Ainsi, par l'équation 3, la concentration en ^{10}Be peut être connue.

$$[^{10}\text{Be}] = \frac{(10/9ech - 10/9blanc) \times n^9\text{Be}}{m_{quartz}} \quad (3)$$

3.2 Calculs des incertitudes

$$E_{abs} = \sqrt{\left(\frac{E_{\%}}{100}\right)^2 + \left[E_{\%Blk} \times \left(\frac{10/9Blk \div 10/9 Ech}{100}\right)\right]^2} \quad (4)$$

L'erreur absolue (E_{abs}) du rapport isotopique dépend de l'erreur analytique ($E_{\%}$) et de la propagation de l'erreur du blanc sur l'échantillon. L'erreur analytique est donnée par la machine, elle inclut la statistique de mesure, l'erreur machine et l'erreur sur les standards. La propagation de l'erreur du blanc est calculée en fonction de l'erreur analytique du blanc ($E_{\%Blk}$) et de la propagation du blanc sur l'échantillon, c'est-à-dire le rapport isotopique du blanc divisé par le rapport isotopique de l'échantillon. L'équation 4 nous permet de connaître l'erreur absolue sur chaque échantillon.

3.3 Estimations de l'âge d'exposition et du taux d'érosion

L'évolution de la concentration en isotopes cosmogéniques produits *in situ* dans une roche pour une profondeur (z) dépend :

- de la durée d'exposition du temps de la surface au rayonnement cosmique (t en années)
- de la vitesse d'érosion (ϵ en cm/ka)
- de l'héritage (C_{inh}),
- de la constante de désintégration radioactive du ^{10}Be (λ en an^{-1}), avec $T=1,387$ Ma le temps de demi vie du béryllium :

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T}$$

- de la densité de la roche (ρ en g.cm^{-3})
- de la production ($\text{at.g}^{-1}.\text{an.}^{-1}$).

La production des isotopes fait intervenir les longueurs d'atténuations (Λ) des neutrons, des muons lents et des muons rapides. Les neutrons ont une longueur d'atténuation égale à 150 g.cm^{-2} avec une contribution relative de $\sim 97,85\%$, les muons lents ont une longueur d'atténuation de 1500 g.cm^{-2} et une contribution relative de $\sim 1,5\%$ et les muons rapides ont une longueur d'atténuation de 3000 g.cm^{-2} et une contribution relative de $\sim 0,65\%$ (Braucher et al., 2003).

Pour estimer l'âge d'exposition et le taux d'érosion, nous avons utilisé l'équation 5 décrite par Lal (1991) où la production P_i dépend des contributions des différentes particules c'est-à-dire les neutrons, les muons lents et rapides :

$$C_{total}(t, z) = C_{inh}(z)e^{-t\lambda} + \sum_i \frac{P_i(z)}{\lambda + \frac{\rho\epsilon}{\Lambda_i}} e^{-\frac{\rho z}{\Lambda_i}} (1 - e^{-t(\lambda + \frac{\rho\epsilon}{\Lambda_i})}) \quad (5)$$

Pour connaître la concentration en ^{10}Be de nos échantillons et le temps d'exposition, nous avons testé la sensibilité des paramètres érosion et héritage dans l'équation 5. Les graphiques des tests sont regroupés par site dans les annexes (Figure 15, 16, 17). Pour les polis glaciaires des trois sites, le meilleur ajustement trouvé par la méthode des moindres carrées nous donne un héritage nul, un taux d'érosion entre 5.1 cm/ka et 6.4 cm/ka , et un âge d'exposition de 30, 40 et 61 ka (respectivement pour les sites de Vaudagne, Aussois et Montsapey). Ces résultats purement mathématiques sont irréalistes, les données géomorphologiques des sites ne sont pas prises en compte. En effet, les polis échantillonnés sont très bien préservés, on trouve des stries glaciaires ce qui signifie que depuis le retrait des glaces, il n'y a pas eu d'érosion. On a donc posé un taux d'érosion nul dans nos calculs et donc fait varier l'héritage et le temps

d'exposition. Les concentrations ^{10}Be en sont regroupés dans le tableau 2, avec les caractéristiques géographiques et lithologiques, la profondeur de l'échantillon et le taux de production. Le tableau 1 indique les échantillons qui ont été rejeté par ASTER. Les échantillons MSAP 12-06, AUSS 12-06, AUSS 12-13 et AUSS 12-14 ont eu des problèmes lors du protocole chimique. Les blocs de Vaudagne (VAU 12-02, VAU 12-03, VAU 12-10, VAU 12-11 et VAU 12-12) et les échantillons des Bossons (BOSS 12-04 et BOSS 12-05) sont des granites ayant une composition minéralogique et chimique qui posent systématiquement des problèmes lors de la préparations des échantillons.

échantillon	Type	Lithologie	Altitude (m)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Profondeur (cm)	P0 (at/g/an)
MSAP 12-06	Poli	Schiste vert	1005	45,5178	6,3975	175,0	10,32
MSAP 12-10	Bloc	Granite	1005	45,5178	6,3975	Surface	10,32
AUSS 12-06	Bloc 2	Gneiss	1470	45,2278	6,7568	Surface	14,90
AUSS 12-13	Poli	Dolomie	1470	45,2182	6,8211	250	14,92
AUSS 12-14	Poli	Dolomie	1470	45,2182	6,8211	Surface	14,92
VAU 12-02	Bloc 2	Granite	1025	45,9013	6,8515	220	10,55
VAU 12-03	Bloc 2	Granite	1025	45,9013	6,8515	Surface	10,55
VAU 12-10	Bloc 1	Granite	1030	45,9014	6,9883	Surface	10,65
VAU 12-11	Bloc 1	Granite	1030	45,9014	6,9883	82,5	10,65
VAU 12-12	Bloc 1	Granite	1030	45,9014	6,9883	166,5	10,65
BOSS 12-04	Bloc 1	Granitoïde	1700	45,8847	6,8515	Surface	18,58
BOSS 12-05	Poli	Veine de quartz	1700	45,8847	6,8515	Surface	18,58

TABLE 1 – Echantillons qui ont été rejeté par ASTER par manque de signal. Les caractéristiques géographiques et lithologiques sont données pour chaque échantillon. Ces données ont été utilisées pour calculer la taux de production (P0). La profondeur de l'échantillon est mesurée par rapport à la surface du poli ou du bloc

échantillon	Type	Lithologie	Altitude (m)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Profondeur (cm)	P0 (at/g/an)	$^{10}\text{Be} \cdot 10^4$ (at/g)	Incertitudes $\cdot 10^4$ (at/g)
MSAP 12-01	Poli	Schiste vert	1005	45,5178	6,3975	Surface	10,32	12,0	0,392
MSAP 12-02	Poli	Schiste vert	1005	45,5178	6,3975	31,0	10,32	8,26	0,396
MSAP 12-04	Poli	Schiste vert	1005	45,5178	6,3975	52,5	10,32	5,94	0,560
MSAP 12-05	Poli	Schiste vert	1005	45,5178	6,3975	91,0	10,32	2,56	0,454
MSAP 12-07	Poli	Schiste vert	1005	45,5178	6,3975	283,0	10,32	0,915	0,234
MSAP 12-08	Bloc 1	Granite	1005	45,5178	6,3975	Surface	10,32	7,43	1,09
MSAP 12-09	Bloc 2	Granite	1005	45,5178	6,3975	Surface	10,32	14,2	1,72
AUSS 12-05	Bloc 2	Gneiss	1470	45,2278	6,7568	Surface	14,90	20,5	1,37
AUSS 12-07	Bloc 1	Micaschite	1470	45,2278	6,7568	Surface	14,90	19,3	0,783
AUSS 12-08	Bloc 3	Micaschite	1460	45,2278	6,7568	Surface	14,67	18,7	0,949
AUSS 12-09	Bloc 3	Micaschite	1460	45,2278	6,7568	32,5	14,67	16,7	0,778
AUSS 12-01	Poli	Dolomie	1470	45,2278	6,7568	Surface	14,92	15,6	2,28
AUSS 12-10	Poli	Dolomie	1470	45,2182	6,8211	250,0	14,92	0,891	0,274
AUSS 12-11	Poli	Dolomie	1470	45,2182	6,8211	170,0	14,92	1,13	0,545
AUSS 12-12	Poli	Dolomie	1470	45,2182	6,8211	110,0	14,92	3,43	0,651
VAU 12-01	Poli	Gneiss	1025	45,9013	6,8515	Surface	10,55	15,5	1,33
VAU 12-05	Poli	Gneiss	1030	45,9014	6,9883	Surface	10,65	9,60	0,769
VAU 12-06	Poli	Gneiss	1030	45,9014	6,9883	30,5	10,65	10,2	2,24
VAU 12-07	Poli	Gneiss	1030	45,9014	6,9883	66,5	10,65	3,56	0,365
VAU 12-08	Poli	Gneiss	1030	45,9014	6,9883	107,5	10,65	3,06	1,43
VAU 12-09	Poli	Gneiss	1030	45,9014	6,9883	305,5	10,65	0,566	0,148
BOSS 12-01	Bloc 1	Granitoïde	1700	45,8847	6,8515	Surface	18,58	1,20	0,539
BOSS 12-02	Bloc 1	Granitoïde	1700	45,8847	6,8515	Surface	18,58	1,24	0,206
BOSS 12-03	Bloc 1	Granitoïde	1700	45,8847	6,8515	Surface	18,58	2,57	0,440

TABLE 2 – Résultats des concentrations de ^{10}Be : Les caractéristiques géographiques et lithologiques sont données pour chaque échantillon. Ces données ont été utilisées pour calculer la taux de production (P0). La profondeur de l'échantillon est mesurée par rapport à la surface du poli ou du bloc.

3.3.1 Résultats analytiques pour les polis glaciaires

Les profils de la figure 6 représentent les résultats sur les trois sites (Montsapey, Aussois et Vaudagne) : la concentration en ^{10}Be est donnée en fonction de la profondeur. Les modèles minimums et maximums sont calculés en fonction des incertitudes sur les concentrations de ^{10}Be . L'âge minimum du retrait des glaces est donc pour Montsapey de $11,579 \pm 0,182$ ^{10}Be ka avec un héritage de $6\,246 \text{ at.g}^{-1}$, pour Aussois l'âge est de $10,776 \pm 1,520$ ^{10}Be ka avec un héritage de $4\,069 \text{ at.g}^{-1}$ et enfin pour Vaudagne l'âge minimum est de $9,101 \pm 0,722$ ^{10}Be ka avec un héritage de $3\,930 \text{ at.g}^{-1}$. L'héritage trouvé dans les polis glaciaires représente 5%, 2,5 % et 4 % de la concentration en ^{10}Be respectivement pour Montsapey, Aussois et Vaudagne ce qui est relativement faible. Cependant nous ne pouvons pas affirmer avec certitude que l'héritage est nul. A trois mètres de profondeur, il n'y a presque plus de production et donc la concentration en ^{10}Be doit être proche de zéro. Les données ^{26}Al nous auraient permis de mieux quantifier l'héritage dans les polis. Malheureusement, l'analyse n'a pas pu ce faire par manque de disponibilité de l'instrument national ASTER. Nous avons réalisé un second échantillonnage à Vaudagne sur un poli seulement en surface (VAU1). VAU 1 a un âge apparent de $15,264 \pm 1,221$ ^{10}Be ka, comme il est en surface, nous n'avons aucune information sur un possible héritage.

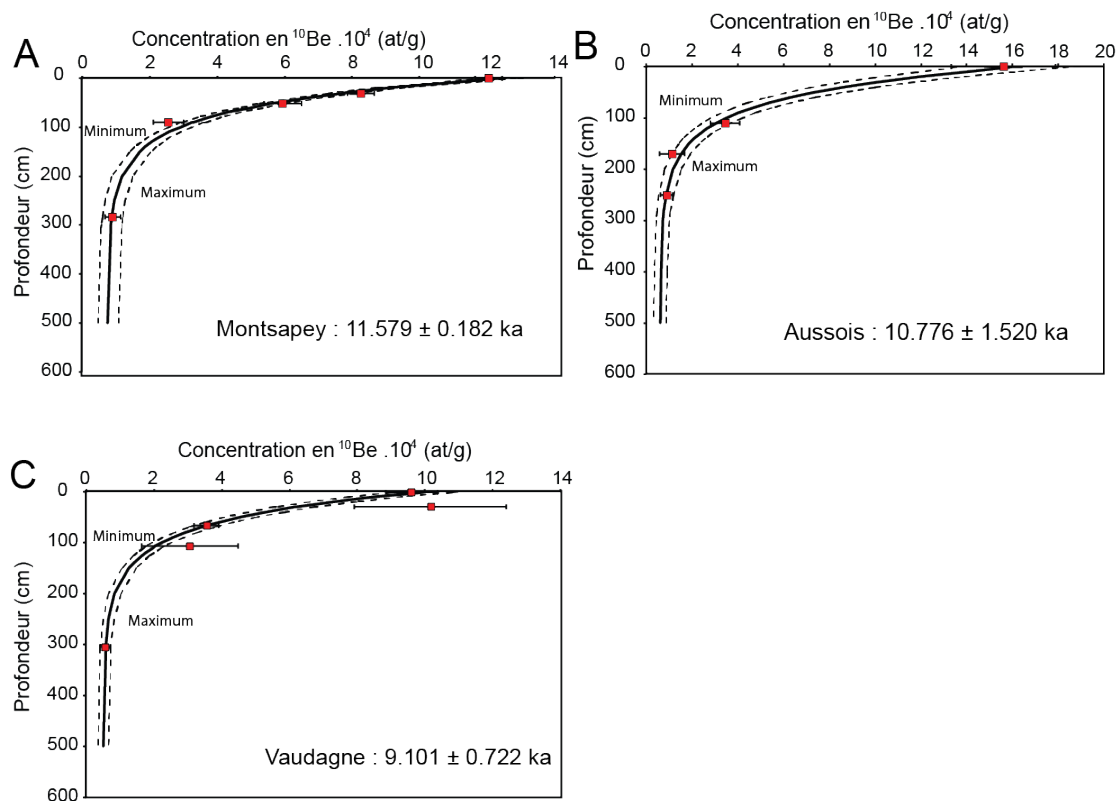


FIGURE 6 – Profils en profondeur pour les trois sites avec les âges minimums de retrait glaciaire : A) Montsapey, B) Aussois et C) Vaudagne. Les carrés rouges représentent les données échantillonnées avec les barres d'erreurs, la ligne noire représente le modèle moyen, et les lignes en pointillées représentent le modèle minimum et maximum. Les âges sont donnés en milliers d'années.

3.3.2 Résultats analytiques pour les blocs

Pour les blocs erratiques, nous avons utilisé la même méthode que pour les polis, c'est-à-dire qu'on a fait varier les paramètres Héritage, Erosion et Temps minimum afin d'ajuster au mieux le modèle avec les données mesurées. Les zones d'échantillonnages sont représentés sur les figures par des ronds de différentes tailles qui sont fonction de la concentration en ^{10}Be .

Pour le site d'Aussois, nous avons échantillonné trois blocs qui se trouvaient sur le poli glaciaire, les faces échantillonnées des blocs sont représentées par des ronds verts sur la figure 7, les tailles des ronds sont fonction de la concentration en ^{10}Be . L'échantillon AUSS 5 (Figure 7A) se trouve sur le sommet d'un bloc de gneiss d'une hauteur de 90 cm et d'une longueur de 130 cm. L'échantillon AUSS 7 (Figure 7B) se trouve sur le sommet d'un bloc de micaschiste d'une hauteur de 45 cm et d'une longueur de 125 cm. Les échantillons AUSS 8 et AUSS 9 (Figure 7C) se trouvent sur un même bloc de micaschiste d'une hauteur de 80 cm et d'une longueur de 130 cm. Les résultats pour les trois blocs sont représentés sur la figure 7. L'âge apparent moyen de ces trois bloc est égal à $13,757 \pm 0,675$ ^{10}Be ka. L'échantillon AUSS 9 se trouvant en dessous du bloc a une concentration plus faible que les autres échantillons. Sans prendre en compte cet échantillon, l'âge moyen des trois échantillons qui se trouvent sur le dessus des trois blocs, est de $14,23 \pm 0,707$ ^{10}Be ka. Grâce à ces données, nous pourrions comparer l'âge minimum du poli et les âges apparents des blocs.

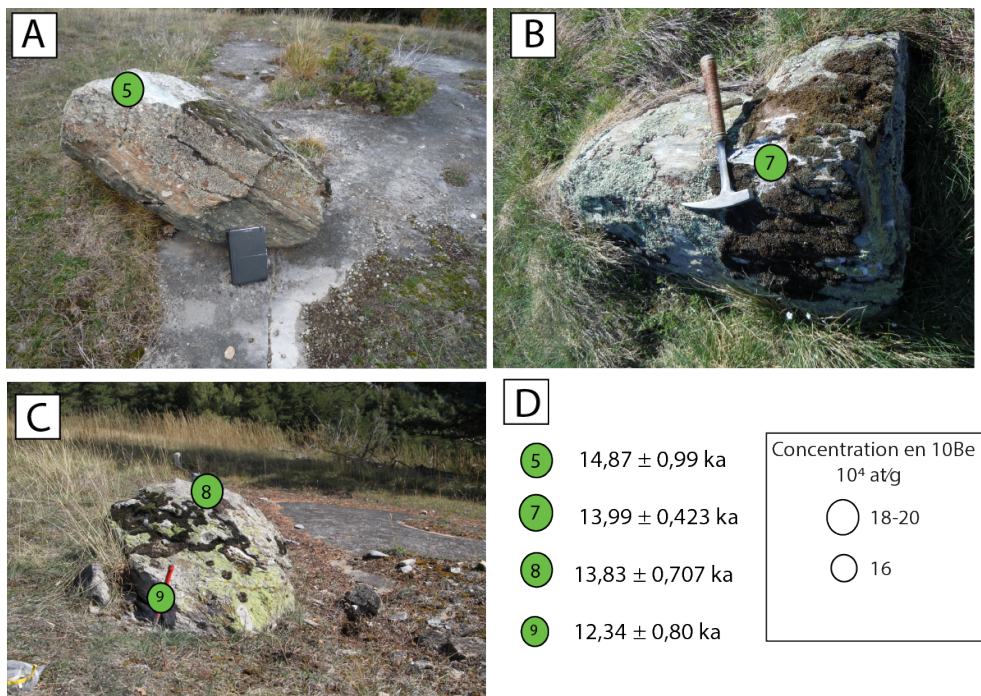


FIGURE 7 – Blocs erratiques d'Aussois sur le poli glaciaire : A) échantillon AUSS 5, B) échantillon AUSS 7, C) échantillon AUSS 8 et 9 et D) représente les âges minimums en fonction des échantillons. Les points verts représentent les zones d'échantillonnages.

Nous avons échantillonné deux blocs granitiques à Montsapey qui se trouvaient au Sud-Ouest du poli. Les deux échantillons (MSAP 8 et MSAP 9) sont enfouis dans le sol comme on peut le voir sur la figure 8. L'échantillon MSAP 8 (Figure 8A) a une hauteur de 55 cm et une longueur de 140 cm et l'échantillon MSAP 9 (Figure 8B) a une hauteur de 70 cm et une longueur de 300 cm. L'âge minimum moyen est de $10,81 \pm 0,756$ ^{10}Be ka.

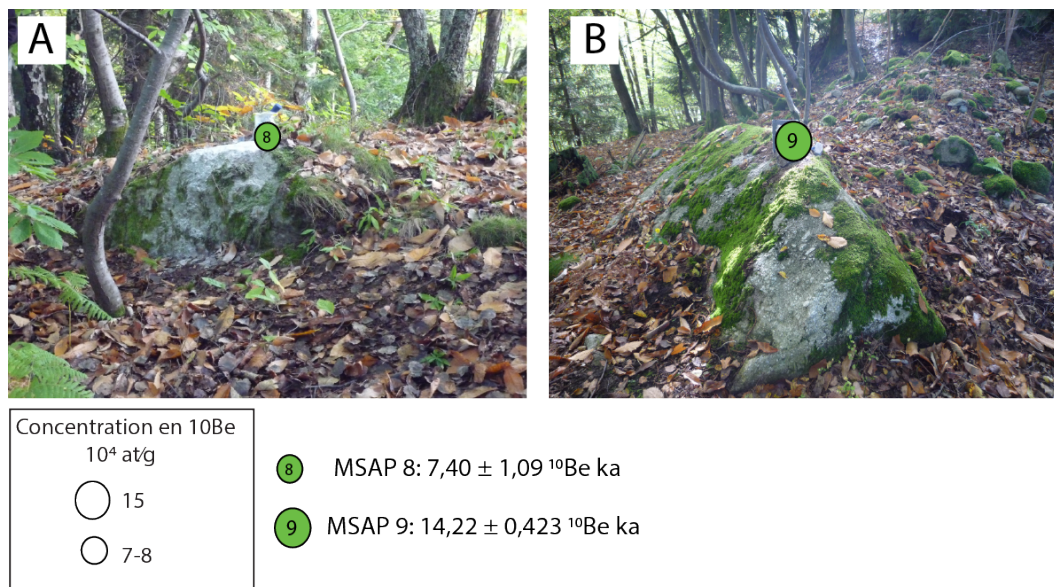


FIGURE 8 – Blocs erratiques de Montsapey : A) échantillon de MSAP 8 B) échantillon MSAP 9 et C) âges minimums des blocs. Les points verts représentent les zones d'échantillonnages.

Le bloc erratique des Bossons (Figure 9) est un bloc tombé au front du glacier sur son flanc droit. C'est un granite à gros feldspaths potassiques. Il est sain, patiné à quelques endroits et anguleux. Il a une hauteur de 350 cm et une longueur de 700 cm. Les trois échantillons BOSS 1, BOSS 2 et BOSS 3 sont représentés par des points bleus sur la figure 9.

Les âges apparents de BOSS 1 et BOSS 2 sont semblables (entre 0,701 et 0,723 ka), en revanche, l'âge de BOSS 3 est deux fois plus grand (1,505 ka). Si l'on regarde le glacier des Bossons dans son contexte actuel (figure 10), le bloc erratique échantillonné doit probablement provenir des barres rocheuses de granite sous le Mont Maudit, donc à environ 3800 m d'altitude.

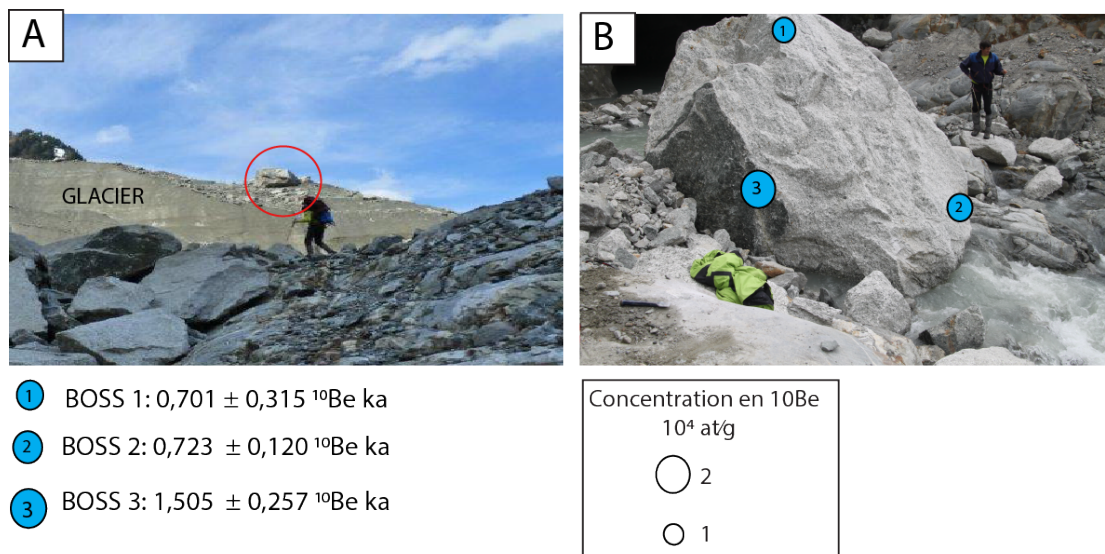


FIGURE 9 – Localisation du bloc erratique des Bossons : A) Bloc sur le glacier (2008) B) Bloc erratique du glacier des Bossons : Les points bleus représentent les zones d'échantillonnage avec les âges minimums respectifs. Les âges apparents en ^{10}Be ka sont donnés en fonction des échantillons.

Grâce à des données de Carcaillet et Mugnier (communication personnelle), nous avons pu avoir des âges de surface du poli glaciaire en front du glacier des Bossons (échantillons CRO 2 et CRO 4). La roche de CRO 2 est une roche moutonnée, l'échantillon se trouve en rive droite du glacier, c'est possible qu'il ait connu des phases de recouvrement par des sédiments. CRO 4 se trouve dans le torrent à deux mètres du glacier. La concentration en ^{10}Be de CRO 2 est de $13\,125$ at.g^{-1} ce qui correspond à un âge apparent de $1,207 \pm 0,550$ ^{10}Be ka tandis CRO 4 a une concentration en ^{10}Be de $8\,296$ at.g^{-1} ce qui correspond à un âge apparent de $0,468 \pm 0,238$ ^{10}Be ka.

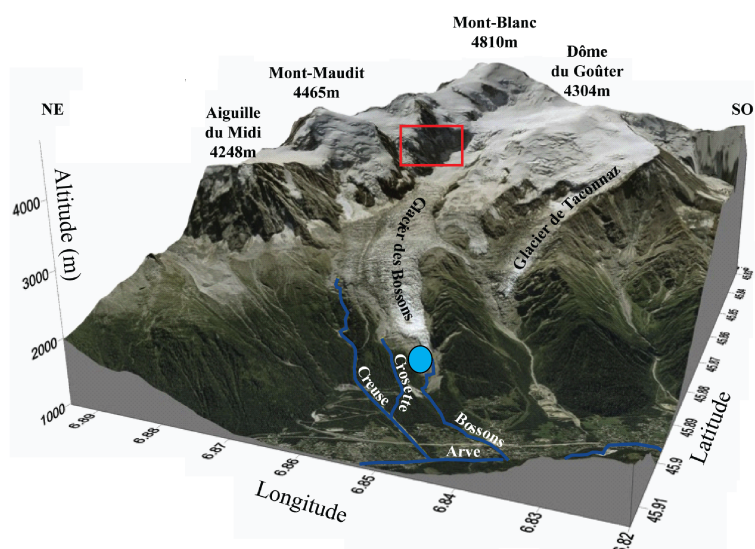


FIGURE 10 – Modèle numérique de terrain du massif du Mont-Blanc et localisation de l'échantillon (point bleu) et de sa source (carré rouge) d'après (Godon, 2013).

Nous n'avons pas de concentration en ^{10}Be pour le bloc de Vaudagne, comme le montre le tableau 1. Nous pouvons quand même comparer les âges des polis et des blocs sur trois sites : Montsapey, Aussois et les Bossons.

4 Discussion

Les concentrations de ^{10}Be nous donnent des âges apparents. Ces âges peuvent représenter des histoires d'exposition simple ou complexe. Pour mieux les contraindre, nous avons donc daté des échantillons de blocs qui se trouvaient sur un poli glaciaire. Théoriquement, il peut avoir trois différents scénarios : soit le poli glaciaire a le même âge que le bloc, soit le poli glaciaire est plus jeune que le bloc, soit le bloc est plus jeune que le poli glaciaire. Dans notre étude, nous observons uniquement le deuxième cas que nous allons interpréter en termes de scénarios possibles.

4.1 Blocs versus Polis : Qu'est-ce que l'on date ?

Pour le site d'Aussois, l'âge minimum d'exposition du poli glaciaire est de $10,776 \pm 1,520$ ka tandis que les blocs ont un âge moyen de $13,757 \pm 0,675$ ^{10}Be ka. L'âge minimum d'exposition du poli est donc plus jeune que l'âge des blocs d'environ 3 ka. Pour le site de Montsapey, l'âge minimum d'exposition du poli glaciaire est de $11,589 \pm 0,182$ ^{10}Be ka. Les deux blocs échantillonnés ont des âges très différents. L'échantillon MSAP 8 à un âge de $7,398 \pm 1,090$ ^{10}Be ka alors que l'échantillon MSAP 9 à un âge de $14,227 \pm 1,720$ ^{10}Be ka.

Sur le profil en long (Figure 11), Aussois se trouve à une altitude plus élevée et à une position sur le profil plus haute que Montsapey. Le poli de Montsapey s'est donc désenglacé avant le poli d'Aussois. Le poli d'Aussois a bien un âge d'exposition plus jeune que le poli de Montsapey. Il faut donc que les blocs d'Aussois aient un âge plus jeune que les blocs de Montsapey. Nous pouvons donc en déduire que l'âge du bloc MSAP 8 n'est pas compatible avec les données de terrain. Comme le montre la figure 8, les deux blocs sont bien enfouis dans le sol, ils doivent donc provenir de la moraine. Si MSAP 8 a eu une exhumation beaucoup plus lente que MSAP 9, cela peut expliquer la différence d'âges. Si nous prenons en compte seulement l'âge du bloc de MSAP 9 ($14,227 \pm 1,720$ ^{10}Be ka), il est bien plus vieux que l'âge moyen des blocs d'Aussois ($13,757 \pm 0,675$ ^{10}Be ka). On a donc la même conclusion qu'à Aussois, l'âge du poli glaciaire est plus jeune que l'âge des blocs.

En restant en Maurienne, Villaron de Bessans se trouve au point le plus haut de notre profil en long (Figure 11). Il présente un arc morainique frontal produit par une ré-avancé du glacier forcément postérieur au désenglacement de nos polis d'Aussois et de Montsapey.

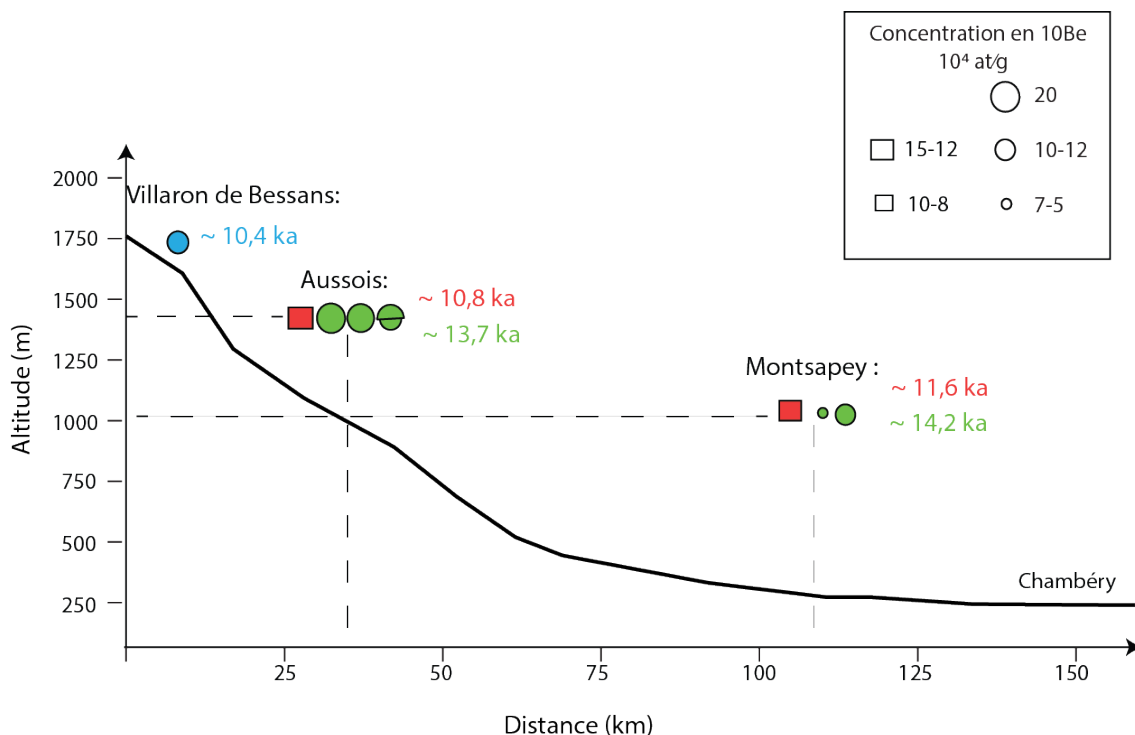


FIGURE 11 – Profil en long de la Vallée de la Maurienne : les carrés rouges représentent les polis glaciaire avec les âges en rouge, les points verts représentent les blocs erratiques avec les âges moyens en vert (sauf pour Montsapey car l'âge d'un bloc n'est pas représentatif (voir texte)).

Cet arc morainique a été daté à $10,379 \pm 0,424$ ka (Nicoud et al., 2009). En terme de chronologie relative, cet âge est cohérent à la fois avec les âges apparents de nos blocs et de nos polis. Deux scénarios sont donc possibles pour nos échantillons : soit les blocs ont acquis de l'héritage, ils sont donc trop concentrés en ^{10}Be , soit les polis ont connu des phases de recouvrement (neige), ils sont donc pas assez concentrés en ^{10}Be .

Pour quantifier l'héritage dans les blocs, nous pouvons faire la différence entre la concentration en ^{10}Be du poli et des blocs. L'héritage moyen pour les blocs de Aussois est de $31\,922 \text{ at.g}^{-1}$ et l'héritage du bloc de Montsapey (MSAP 9) est de $22\,044 \text{ at.g}^{-1}$. Cette différence peut être de l'héritage acquis lors de l'exhumation du substratum rocheux ou lors de leur transport jusqu'au poli. Nous considérons dans ce scénario que l'âge du poli est bon.

Cependant, si l'on compare nos âges de polis avec les données de Nicoud et al. (2009) sur les blocs erratiques, ils sont relativement jeunes. De plus des données de Carbone 14 à Pontmaphrey sur du bois donnent un âge de 12 870 ans calibré BP (communication personnelle : C.Crouzet). Le poli a donc pu subir un recouvrement par la neige. En considérant que le poli n'était pas à l'air libre, le temps pour avoir la même concentration en ^{10}Be en surface va s'accroître. En effet, la neige implique une atténuation de la production. Cette atténuation va dépendre de la densité de la neige ($0,3 \text{ g.cm}^{-3}$), de l'épaisseur

du manteau neigeux (cm) et de son temps de résidence (mois/an). J'ai extrapolé l'enneigement actuel à l'Holocène, avec un maximum de deux mètres de neige répartis sur 6 mois. Si l'on recalcule la production pour le site de Aussois et Montsapey en tenant compte de la neige, la production va diminuer et le temps d'exposition va augmenter jusqu'à un âge de 12,452 ka et 14,111 ka (respectivement pour Aussois et Montsapey). Les âges sont représentés dans le tableau 3. En tenant compte d'un possible recouvrement par la neige, on obtient des âges maximaux d'exposition pour les polis glaciaires. En prenant compte d'un recouvrement neigeux actuel de 150 cm sur 5 mois, les temps d'expositions d'Aussois et de Montsapey sont respectivement de 11,698 ka et 13,258 ka. Ces âges sont les plus probables. Un recouvrement temporaire par une moraine est possible, mais nous n'avons pas observé un tel marqueur sur le terrain pour le certifier.

Neige	AUSSOIS		MONTSAPEY	
	Production (at/g/an)	Temps (ka)	Production (at/g/an)	Temps (ka)
0 cm/0 mois	14,9199	10,776	10,3221	11,579
150 cm/5 mois	13,3884	11,698	9,2677	13,258
200 cm/5 mois	12,9687	12,078	8,9772	13,689
200 cm/6 mois	12,5801	12,452	8,7092	14,111

TABLE 3 – Production en prenant compte de la neige avec une hauteur de neige en cm et une durée d'enneigement en mois/an pour les sites d'Aussois et de Montsapey.

En comparant les âges des polis en tenant compte de la neige, et les âges des blocs, on remarque que les blocs sont toujours plus vieux. Ceci nous permet donc de conclure que les âges des blocs contiennent bien de l'héritage de transport, mais qu'il est difficile de le quantifier. Pour confirmer notre hypothèse, nous pouvons prendre l'exemple du bloc erratique sur le glacier des Bossons, qui est un contexte actuel (Figure 9B). Les âges sur ce bloc plurimétrique diffèrent en fonction de la zone d'échantillonnage : BOSS 1 et 2 ont un âge moyen de $0,712 \pm 0,217$ ka alors que BOSS 3 a un âge de $1,505 \pm 0,257$ ka. Le bloc a donc forcément un héritage différentiel sur ces différents cotés.

Nous pouvons donc conclure que les âges apparents des blocs erratiques contiennent de l'héritage et donc qu'ils ne sont pas représentatifs des âges de retrait des glaces. Les âges apparents des polis nous donnent un âge minimum alors que les âges apparents des blocs nous donnent un âge maximum.

4.2 Héritage possible dans les polis ?



FIGURE 12 – Zone d'échantillonnage à Vaudagne site A où le poli a été échantillonné en profondeur et Vaudagne site B où le poli a été échantillonné qu'en surface. Le relief a été exagéré trois fois (Google Earth).

A Vaudagne, nous avons échantillonné deux polis à deux endroits différents (Figure 12). Nous avons pu avoir un profil pour le poli du site A, où l'âge apparent est de $9,101 \pm 0,722$ ka. Pour le site B, nous n'avons échantillonné le poli qu'en surface. Les deux polis n'ont pas la même histoire. L'échantillon VAU 1 (Site B) a un âge apparent de $15,264 \pm 1,221$ ka. Il y a une différence de 6 ka. Nous n'avons pas d'âge pour les blocs car la mesure de la concentration en ^{10}Be a été rejetée par ASTER. Vaudagne se trouve à la même altitude que Montsapey en Maurienne (1000 m), l'âge d'exposition du poli de Montsapey est de 11,6 ka. En supposant que la vallée de la Maurienne et la vallée du Mont-Blanc ont la même histoire, l'âge d'exposition du site A de Vaudagne ($9,101 \pm 0,722$ ka) est plus plausible. En regardant les données géomorphologiques, l'échantillon VAU 1 se trouve sur une colline, on peut donc supposer que le dernier glacier n'a pas assez érodé le poli et donc que VAU 1 a une composante de la concentration en ^{10}Be héritée de l'interglaciaire précédent. Il y a donc deux scénarios possible, soit le poli du profil (Site A) a connu une période de recouvrement (moraines) soit le glacier de VAU 1 n'a pas assez érodé le poli pour le remettre à zéro. Nous allons prendre comme exemple les échantillons du glacier des Bossons pour tester ces hypothèses. Les âges apparent du poli du glacier des Bossons sont $1,207 \pm 0,550$ ka et $0,468 \pm 0,238$ ka. Puisque ces échantillons sont à l'air libre depuis deux ou trois ans environ, ce résultat ne s'explique pas par cette mise à l'air libre récente.

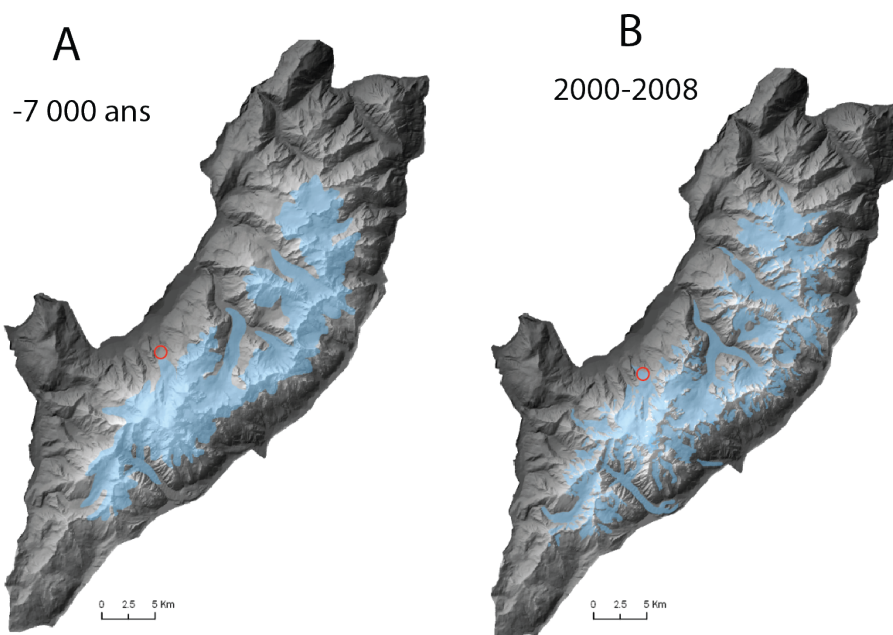


FIGURE 13 – Histoire du retrait glaciaire dans le massif du Mont Blanc, le cercle rouge représente la zone d'échantillonnage : A) Optimum glaciaire 7 000 ans et B) actuelle 2000-2008 d'après CREA Atlas du Mont Blanc (<http://www.atlasmontblanc.org/fr/explorer/glacier/depuis-wuerm/>)

Sur la figure 13 A, on observe qu'il y a 7 ka il y a eu un optimum glaciaire et que le poli des Bossons était à l'air libre, il a donc pu accumuler une concentration de ^{10}Be pendant cette période. Le scénario le plus probable est que le glacier n'a pas assez érodé le poli, il n'a donc pas pu remettre à zéro la concentration de ^{10}Be , le poli a de l'héritage. Mais un autre scénario est possible, l'épaisseur de glace peut être suffisamment fine pour permettre une production des rayons cosmiques. J'ai donc testé le temps nécessaire pour avoir une concentration de $13\,126\text{ at.g}^{-1}$ et de $8\,296\text{ at.g}^{-1}$ (respectivement la concentration de CRO 2 et CRO 4) avec une épaisseur de 15, 10 et 5 mètres de glace. Nous avons donc utilisé notre modèle pour calculer les temps d'expositions avec l'équation 5 en changeant la densité de la roche (2,6) en densité de la glace (0,92). Les résultats sont montrés dans le tableau 4.

CRO 2		CRO 4	
Epaisseur de glace (m)	Temps (ka)	Epaisseur de glace (m)	Temps (ka)
15	107,128	15	40,622
10	75,000	10	28,581
5	18,567	5	7,137

TABLE 4 – CRO 2 et CRO 4 : Temps requis pour avoir une concentration de $13\,126\text{ at.g}^{-1}$ et de $8\,296\text{ at.g}^{-1}$ avec une épaisseur de glace de 15, 10 et 5 mètres de glace

Il faudrait donc 18,567 ka pour avoir une concentration de $13\,126\text{ at.g}^{-1}$ avec une épaisseur de 5 mètres pour CRO 2. Sachant que le glacier est largement plus épais que 5 mètres, l'âge de 18 ka en négligeant l'érosion est impossible. De même pour CRO 4, il faudrait 7,137 ka pour avoir une concentration de $8\,296\text{ at.g}^{-1}$ avec une épaisseur de 5 mètres. L'accumulation en nucléides cosmogéniques n'a donc pas pu se faire avec le glacier présent, même avec une épaisseur de 5 mètres, il faudrait trop de temps. Cette accumulation de ^{10}Be s'est faite quand le poli était à l'air libre, il n'y a donc pas eu d'érosion glaciaire depuis. L'histoire d'exposition de ces échantillons est donc complexe, il y a eu une phase d'enfouissement par la glace. L'estimation de la durée d'enfouissement par la glace peut être connue grâce à une combinaison de deux nucléides : le ^{14}C et le ^{10}Be (Goehring et al., 2011). Le ^{14}C peut être utilisé pour comprendre l'histoire d'exposition des surfaces géomorphologiques. Grâce à son temps de demi vie très court 5 730 ans, le ^{14}C est utilisé pour étudier des taux d'érosion et des histoires d'enfouissement relativement court (Holocène) (Dunai, 2010). Il est souvent combiné au ^{10}Be . Grâce au rapport $^{14}\text{C} / ^{10}\text{Be}$, Goehring et al. (2011) ont pu reconstruire l'extension glaciaire du glacier du Rhône pendant l'Holocène.

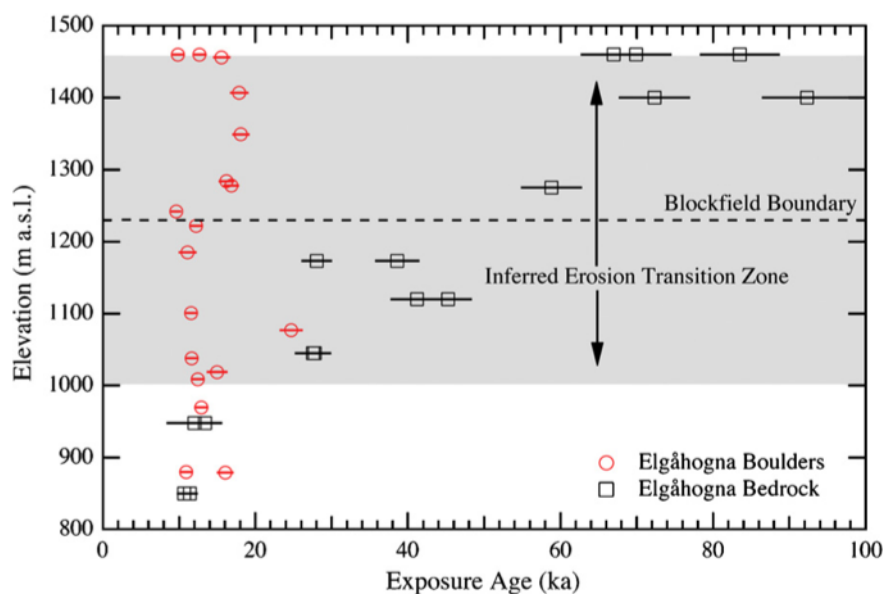


FIGURE 14 – âges d'exposition des blocs et des polis à Elgahogna en Norvège en fonction de l'altitude (Goehring et al., 2008).

Pour revenir à Vaudagne, nous pouvons conclure que le poli VAU 1 a accumulé une concentration en ^{10}Be avant la dernière glaciation. Une des perspectives pour confirmer ce scénario serait de réaliser un profil et de le dater avec un couplage de nucléides ($^{14}\text{C} / ^{10}\text{Be}$ ou $^{26}\text{Al} / ^{10}\text{Be}$) pour mieux contraindre l'histoire d'exposition et d'enfouissement. Vaudagne et les Bossons sont proches de la source du glacier, contrairement à Aussois et à Montsapey qui sont en position relative beaucoup plus distale (glacier de la Maurienne). Ce type de scénario est observé en Norvège comme le montre la figure 14 où les âges apparents des blocs d'une vallée restent stables avec l'altitude alors que ceux du poli augmentent

(Goehring et al., 2008). Il y a donc un lien entre l'altitude du poli et les âges apparents, qui semblerait montrer un héritage plus fort près de la source du glacier. Cela peut se traduire par un pouvoir érosif du glacier qui s'accroît vers le bas (dû à sa taille, à sa température à sa base...). C'est probablement pour cela qu'en Maurienne nos polis sont remis à zéro alors qu'aux Bossons ou à Vaudagne ce n'est pas toujours le cas.

Conclusion

Cette étude nous a permis de dater des échantillons de morphologie glaciaire dans des vallées où il y avait peu de datations cosmogéniques par l'isotope ^{10}Be . Grâce à notre stratégie d'échantillonnage, nous avons pu comparer les âges des blocs erratiques et des polis, et ainsi mieux contraindre nos datations. Les âges de la vallée de la Maurienne sont bien représentatifs du retrait glaciaire à part un bloc à Montsapey qui a un âge trop jeune dû à une exhumation tardive. Le profil en long de la vallée de la Maurienne, nous a permis de comparer les différents échantillons entre eux. L'âge des polis ($10,776 \pm 1,520$ ^{10}Be ka pour Aussois et $11,579 \pm 0,182$ ^{10}Be ka pour Montsapey) étant toujours plus jeune que l'âge des blocs erratiques ($13,757 \pm 0,675$ ^{10}Be ka pour Aussois et $14,22 \pm 0,423$ ^{10}Be ka pour Montsapey), nous avons pu conclure que les âges des blocs contenaient un héritage dû au transport et que les âges des polis étaient minimums. En prenant en compte un recouvrement possible par la neige pour les polis, les âges sont plus probables : 11,7-12,1 ka pour Aussois et 13,2-13,7 ka pour Montsapey. Les profils en profondeur nous ont permis d'attester la présence (ou l'absence) d'héritage dans les polis : en raison de l'atténuation de la production du ^{10}Be avec la profondeur (liée à la limitation de la pénétration du rayonnement cosmique dans la matière), si l'érosion est suffisante, elle atteint la profondeur où la production était nulle et il n'y a pas d'héritage. Nous avons pu conclure que les polis analysés avaient un héritage représentant environ 3% de la concentration totale en ^{10}Be . Grâce aux profils en profondeur, la datation avec un autre nucléide nous aurait permis de connaître l'héritage dans le poli, et ainsi détecter si l'histoire d'exposition était simple ou complexe.

En contexte sub-actuel (cf les Bossons), les âges des polis ne sont pas représentatifs du dernier retrait glaciaire. Nous avons testé deux hypothèses, mais pour confirmer l'hypothèse de l'héritage, il faudrait connaître l'histoire d'enfouissement de la zone d'étude. Une autre perspective pour déterminer les réponses des glaciers aux fluctuations climatiques Holocène, serait de mesurer le rapport $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$. Le temps de demi vie du ^{14}C étant très court, son utilisation est valable seulement dans la période Holocène. L'analyse *in situ* du rapport $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$ sur les marges des glaciers actuels permettraient de reconstruire l'extension des glaciers pendant l'Holocène, et ainsi connaître les histoires d'enfouissement et

d'érosion (Goehring et al., 2011).

Il faut donc faire attention aux âges apparents des polis qui sont des âges minimums, les polis pouvant être recouverts temporairement. Les âges des blocs ne sont pas forcément similaires entre eux, et ont souvent un héritage soit dû au transport par le glacier, soit acquis avant l'érosion du substratum rocheux. Par conséquent, l'échantillonnage des blocs doit se faire sur des blocs plurimétriques et avec beaucoup d'échantillons. Pour le poli, il faut faire un profil en profondeur pour avoir une idée de l'héritage. Pour Vaudagne, il manque un profil pour le second poli. Pour contraindre au mieux l'âge des morphologies glaciaires, il convient donc échantillonner conjointement, lorsque cela est possible, un bloc et le poli sur lequel il repose. De plus les âges doivent être placés dans leur contexte géomorphologique et climatique. La conversion en âges des concentrations de ^{10}Be obtenues sur ces morphologies glaciaires n'est donc pas simple ni univoque.

Référence bibliographique

- Anderson, R., Repka, J., and Dick, G. (1996). Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, 24(1) :47–51.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3(3) :174–195.
- Bierman, P. R. (1994). Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution : A review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 99(B7) :13885–13896.
- Braucher, R., Brown, E., Bourlès, D., and Colin, F. (2003). In situ produced ^{10}Be measurements at great depths : implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3) :251–258.
- Briner, J. P. (2009). Moraine pebbles and boulders yield indistinguishable ^{10}Be ages : A case study from colorado, usa. *Quaternary Geochronology*, 4(4) :299–305.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J. (1991). Examination of surface exposure ages of antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8) :2269–2283.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., and Jakob, D. (2010). Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector icp-ms and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2) :192–199.
- Delmas, M. (2009). *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. PhD thesis, Université Panthéon-Sorbonne-Paris I.
- Dunai, T. (2010). *Cosmogenic nuclides : principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press.
- Godon, C. (2013). *L'érosion dans les environnements glaciaires : exemple du glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France)*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- Goehring, B., Brook, E., Linge, H., Raisbeck, G., and Yiou, F. (2008). Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern norway and implications for the history of the fennoscandian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 27(3) :320–336.
- Goehring, B. M., Schaefer, J. M., Schluechter, C., Lifton, N. A., Finkel, R. C., Jull, A. T., Akçar, N., and Alley, R. B. (2011). The rhone glacier was smaller than today for most of the holocene. *Geology*, 39(7) :679–682.
- Golledge, N., Fabel, D., Everest, J., Freeman, S., and Binnie, S. (2007). First cosmogenic ^{10}Be age constraint on the timing of younger dryas glaciation and ice cap thickness, western scottish highlands. *Journal of Quaternary Science*, 22(8) :785–791.
- Gosse, J. and Phillips, F. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14) :1475–1560.
- Houmark-Nielsen, M., Linge, H., Fabel, D., Schnabel, C., Xu, S., Wilcken, K., and Binnie, S. (2012). Cosmogenic surface exposure dating the last deglaciation in denmark : discrepancies with independent age constraints suggest delayed periglacial landform stabilization. *Quaternary Geochronology*.

- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., and Schlüchter, C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of lateglacial and early holocene glacier variations : the alpine perspective. *Quaternary international*, 164 :53–63.
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2) :424–439.
- Matsushi, Y., Wakasa, S., Matsuzaki, H., and Matsukura, Y. (2006). Long-term denudation rates of actively uplifting hillcrests in the boso peninsula, japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . *Geomorphology*, 82(3) :283–294.
- Nicoud, G., Bourlès, D., Hyppolite, J., Carcaillet, J., Coutterand, S., and Paillet, A. (2009). Sur l'âge dryas récent des moraines frontales du villaron de bessans. implications dans la lithostratigraphie locale de la déglaciation de la haute vallée de l'arc. In *Rencontre datation : Les formations superficielles en domaine continental : apport des nouvelles méthodes de datation*. AFEQ.
- Nishiizumi, K. (2004). Preparation of ^{26}Al AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 223 :388–392.
- Perret, A., Reynard, E., and Delannoy, J.-J. (2012). Glacial history of a mid-altitude mountain massif : cartography and dating in the chablais area (france, switzerland). In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 14, page 4446.
- Repka, J., Anderson, R., and Finkel, R. (1997). Cosmogenic dating of fluvial terraces, fremont river, utah. *Earth and Planetary Science Letters*, 152(1) :59–73.
- Ritz, J., Vassallo, R., Brakcher, R., Brown, E., Carretier, S., and Bourlès, D. (2006). Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the gurban bogd mountain range (gobi-altay, mongolia). *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 415 :87.
- Schmidt, S., Hetzel, R., Kuhlmann, J., Mingorance, F., and Ramos, V. (2011). A note of caution on the use of boulders for exposure dating of depositional surfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1) :60–70.
- Stone, J., Balco, G., Sugden, D., Caffee, M., Sass, L., Cowdery, S., and Siddoway, C. (2003). Holocene deglaciation of marie byrd land, west antarctica. *Science*, 299(5603) :99–102.
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105(B10) :23753–23.
- Valla, P., Van Der Beek, P., and Carcaillet, J. (2009). Dating bedrock gorge incision in the french western alps (ecrins-pelvoux massif) using cosmogenic ^{10}Be . *Terra Nova*, 22(1) :18–25.
- Vassallo, R., Ritz, J., and Carretier, S. (2011). Control of geomorphic processes on ^{10}Be concentrations in individual clasts : Complexity of the exposure history in gobi-altay range (mongolia). *Geomorphology*, 135(1) :35–47.
- White, D., Fülöp, R., Bishop, P., Mackintosh, A., and Cook, G. (2011). Can in-situ cosmogenic ^{14}C be used to assess the influence of clast recycling on exposure dating of ice retreat in antarctica? *Quaternary Geochronology*, 6(3) :289–294.

Annexe

Annexe 1 : Profil de Montsapey

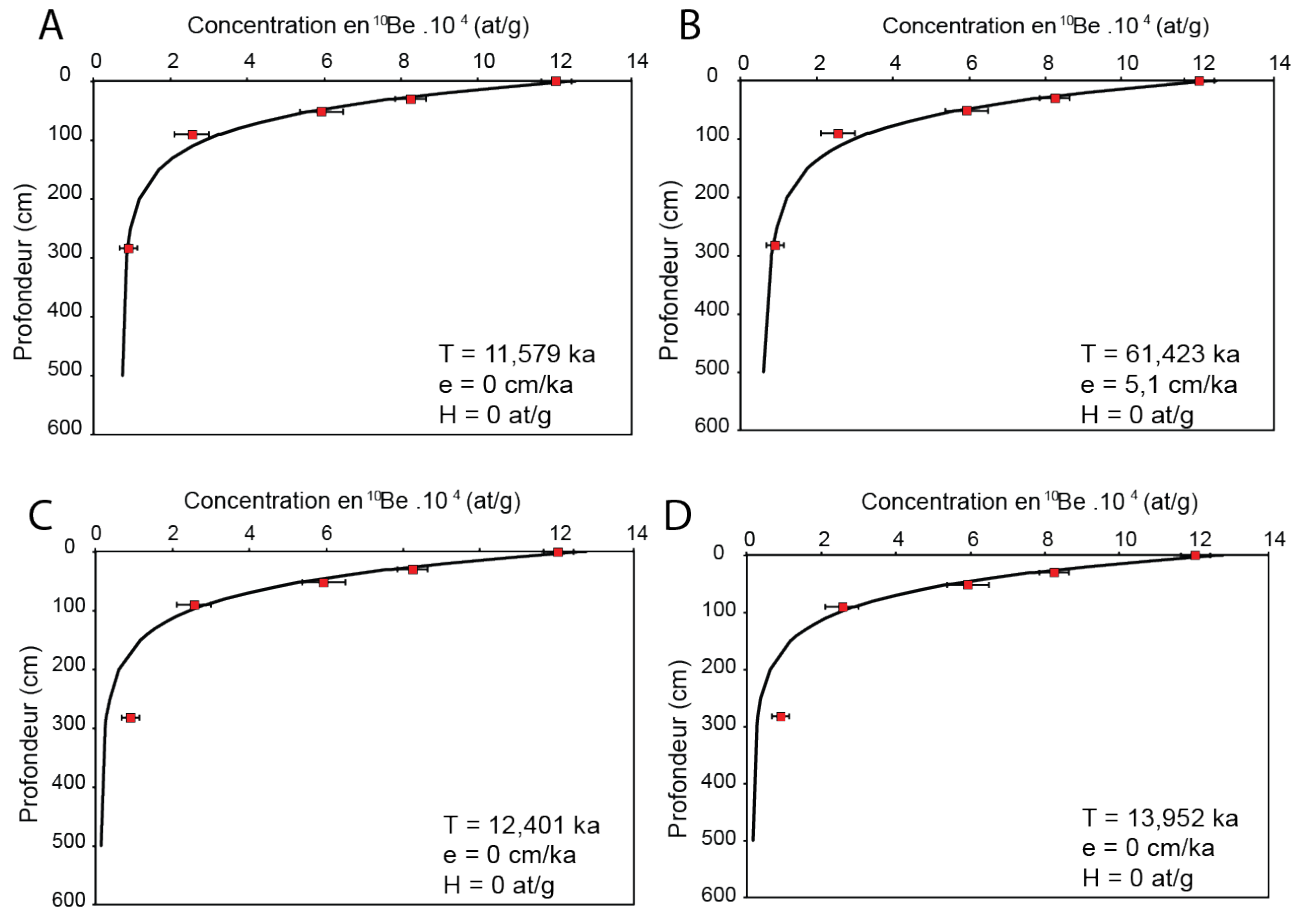


FIGURE 15 – Test de la sensibilité des paramètres : A) Profil utilisé, B) Meilleur ajustement sans prendre en compte les données géomorphologique C) Erosion et Héritage nul et D) Erosion = 1 cm/ka .

Annexe 2 : Profil d'Aussois

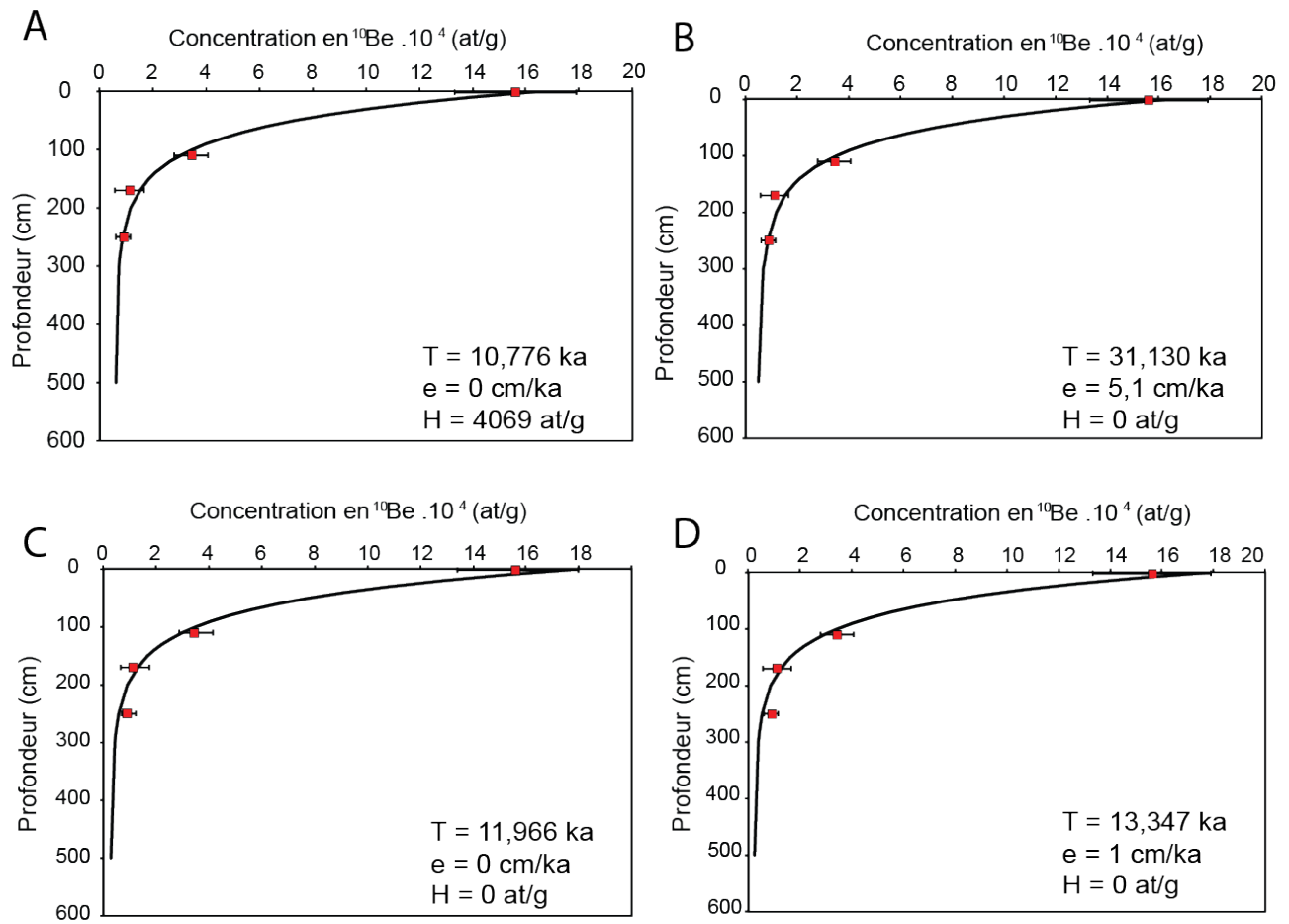


FIGURE 16 – Test de la sensibilité des paramètres : A) Profil utilisé, B) Meilleur ajustement sans prendre en compte les données géomorphologique C) Erosion et Héritage nul et D) Erosion = 1 cm/ka

Annexe 3 : Profil de Vaudagne

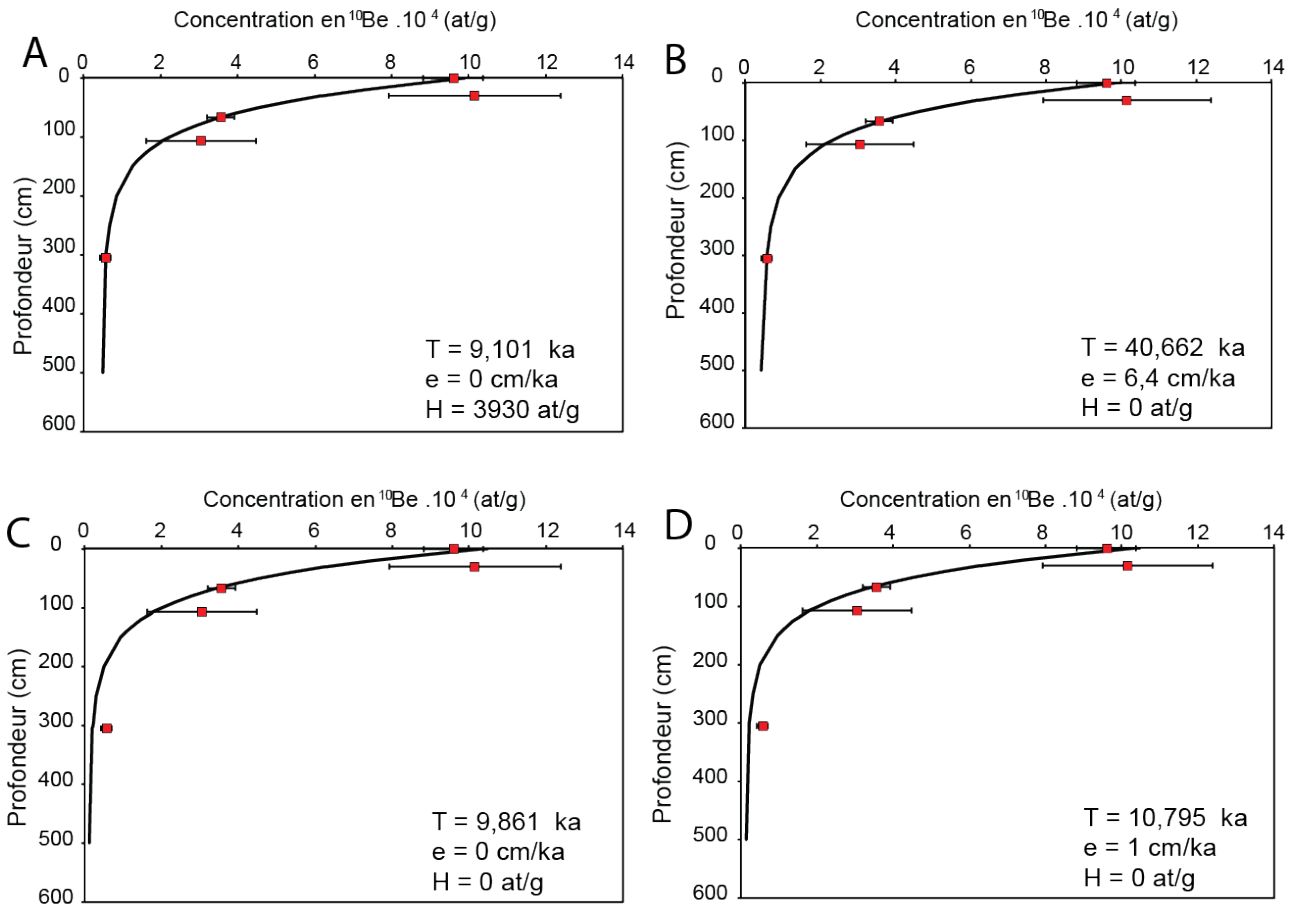


FIGURE 17 – Test de la sensibilité des paramètres : A) Profil utilisé, B) Meilleur ajustement sans prendre en compte les données géomorphologique C) Erosion et Héritage nul et D) Erosion = 1 cm/ka