



HAL
open science

Taux d'érosion et chronologie glaciaire en Himalaya : développements et applications de la mesure d'hélium cosmogénique dans les grenats

Éric Gayer

► **To cite this version:**

Éric Gayer. Taux d'érosion et chronologie glaciaire en Himalaya : développements et applications de la mesure d'hélium cosmogénique dans les grenats. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2003. Français. NNT : 2003INPL111N . tel-01749769

HAL Id: tel-01749769

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749769>

Submitted on 29 Mar 2018

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Institut National
Polytechnique de Lorraine

CRPG-CNRS UPR 2300

Taux d'érosion et chronologie glaciaire en Himalaya. Développements et applications de la mesure d'hélium cosmogénique dans les grenats.

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 17 décembre 2003

pour l'obtention du

Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

(spécialité géosciences)

par

Eric GAYER

Composition du jury

Rapporteurs : R. Wieler
N. Arnaud

Examineurs : J. Lavé
D. Bourlès

Directeurs : R. Pik
C. France-Lanord

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu Raphaël Pik et Christian France-Lanord pour m'avoir permis de découvrir la recherche, pour m'avoir encadré pendant cette thèse et pour m'avoir donné l'opportunité de découvrir ce pays merveilleux qu'est le Népal.

Merci à Bernard Marty pour m'avoir accueilli dans l'équipe géochimie et plus précisément au labo Gaz-rares et à Laurent Zimerman pour son aide au spectromètre.

Merci à Jérôme Lavé pour son aide précieuse sa patience et ses réponses toujours constructives à mes questions parfois redondantes.

Merci à Didier Bourlès et la "Béryllium Team" pour m'avoir accueilli et fait membre de leur équipe au CEREGE. Je n'oublie pas les très bons moments passés en leur compagnie. Merci à Regis "la brauche" Braucher pour son aide en chimie et à Julien "carcaille" Carcaillet et Martine pour leur accueil.

Enfin, je remercie tous les acteurs du CRPG, chercheurs et ITA pour les discussions scientifiques que nous avons pu avoir et leur accueil toujours sympathique.

Merci à Gaston Giuliani, Reika Yokochi, Caroline Guilmette, Alice Topani, Isabelle Geoffroy, Valérie Sourlier, Mathieu Roskosz, Nicolas Dauphas, Laurent Tissendier, Jérôme Sterpenish, Claire Rollion, Michel Champenois, Denis Mangin, Jean-Claude Demange pour m'avoir soutenu et pour avoir été des camarades de jeux, merci à Agnès et Sandrine mes colocataires de bureau pour la patience et la bonne humeur dont elles ont fait preuve.

Je ne risque pas d'oublier ces années passées au CRPG, merci à tous.

*Je dédie cette thèse
à mes parents, à Bruno et à Laure*

Table des matières

Introduction	xiii
Chapitre 1 Les cosmonucléides en Géomorphologie	1
1.1 Principe de production des cosmonucléides.	1
1.1.1 Mécanisme de production des cosmonucléides dans les roches terrestres.	2
1.1.2 Variation de la production des cosmonucléides.	5
1.2 Principe de datation des surfaces exposées - Dérivation de taux d'érosion.	10
1.2.1 Relations entre le taux de production des cosmonucléides et la profondeur de matière traversée.	10
1.2.2 Effet de l'érosion sur la production des cosmonucléides.	11
1.2.3 Calcul des temps d'exposition et taux d'érosion dérivés.	11
1.2.4 Incertitudes sur les temps d'exposition et taux d'érosions calculés.	20
1.3 Les cosmonucléides ^3He et ^{10}Be	20
1.3.1 Taux de production du ^3He et du ^{10}Be	22
1.3.2 Spécificités géochimiques de l' ^3He	24
1.3.3 Spécificités du ^{10}Be	28
1.4 Développement de la méthode ^3He cosmogénique dans le grenat.	29
1.4.1 Intérêt de l' ^3He cosmogénique.	29
1.4.2 Intérêt du grenat : un minéral ubiquiste.	30
1.5 Conclusions.	33
Chapitre 2 Protocole Analytique	35
2.1 Séparation minéralogique	35
2.1.1 Traitement des sables.	35
2.1.2 Traitement des grains monominéraux.	37
2.1.3 Traitement des blocs solides.	37
2.2 Préparation chimique des quartz pour l'analyse du ^{10}Be	38
2.2.1 Obtention du quartz purifié	38

2.2.2	Décontamination et dissolution du quartz purifié	38
2.2.3	Substitution de HF par HNO ₃	38
2.2.4	Extraction de ¹⁰ Be sous forme de BeO	39
2.3	Analyse quantitative des teneurs en ¹⁰ Be	39
2.3.1	Description du tendétron de Gif-sur-Yvette.	40
2.3.2	Mesure du rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}_c}$	41
2.3.3	Incertitude sur la mesure.	41
2.3.4	Calcul de la concentration en ¹⁰ Be de l'échantillon.	42
2.4	Analyse quantitative de teneurs en ³ He	42
2.4.1	Extraction de l' ³ He contenu dans les grenats par chauffage laser.	42
2.4.2	La ligne de purification.	43
2.4.3	Le Spectromètre de masse VG5400.	44
2.4.4	Protocole analytique.	44
2.4.5	Calcul des abondances et des concentrations d' ³ He et d' ⁴ He.	46
2.4.6	Variabilité des mesures au cours du temps.	51
2.4.7	Calcul des concentrations en ³ He cosmogénique.	59
Chapitre 3 Développement de la méthode ³He_c dans le grenat		67
3.1	Introduction.	68
3.2	Geological setting and sampling.	69
3.3	Analytical methods.	71
3.3.1	¹⁰ Be measurements.	72
3.3.2	³ He measurements.	72
3.4	Results	73
3.4.1	¹⁰ Be Results.	73
3.4.2	³ He Results.	73
3.4.3	Cosmogenic concentrations.	76
3.5	Discussion.	77
3.5.1	Exposure age calculations.	77
3.5.2	Compositional and altitudinal dependencies of ³ He _c production rate.	80
3.5.3	Potential mechanisms for High elevation cosmogenic ³ He excess production.	80
3.6	Conclusion- Summary.	83
Chapitre 4 Datation des mouvements holocènes des glaciers.		85
4.1	Pourquoi étudier les glaciers en Himalaya?	86
4.2	Processus, transport, et résultats de l'érosion glaciaire	87
4.2.1	Définition et fonctionnement d'un glacier himalayen.	87

4.2.2	Les principaux processus de l'érosion glaciaire.	89
4.2.3	Résultats de l'érosion glaciaire.	90
4.2.4	Résultat des dépôts glaciaires : les moraines.	93
4.2.5	Conclusions.	94
4.3	Datation des objets géomorphologiques glaciaires.	96
4.3.1	Signification de l'âge d'une moraine.	96
4.3.2	Signification de l'âge d'un poli glaciaire.	98
4.4	Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.	99
4.4.1	Echantillonnage, Localisation.	99
4.4.2	Âges cosmogéniques - méthodes de calcul des temps d'exposition.	106
4.4.3	Résultats : Concentrations, Temps d'exposition cosmogénique et Age ^{14}C	107
4.4.4	Interprétations des âges.	112
Chapitre 5 Distribution de l'érosion au Népal central.		131
5.1	Introduction à la géologie et tectonique himalayenne.	132
5.1.1	Géologie et géomorphologie de l'Himalaya du Népal central, bassin de la Narayani.	132
5.1.2	Tectonique active au Népal central. Incision et soulèvement.	136
5.1.3	Répartition et quantification de l'érosion en Himalaya et au Népal central.	137
5.1.4	Conclusion sur l'érosion en Himalaya et au Népal Central.	138
5.2	Méthodes expérimentales.	138
5.3	Méthodes de Calcul des taux d'érosions	142
5.3.1	Représentativité des fractions de grenat et de quartz prélevées et analysées.	142
5.3.2	Méthode de calcul utilisée dans cette étude.	144
5.4	Résultats.	145
5.4.1	Concentrations en $^{10}\text{Be}_c$ et taux d'érosions dérivés.	145
5.4.2	Concentrations en $^3\text{He}_c$ et taux d'érosion dérivés.	146
5.4.3	Interprétations	156
5.4.4	Taux d'érosion de cette étude et contexte général.	161
5.4.5	Limite d'utilisation de la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenats pour l'estimation de taux d'érosion en Himalaya.	163
Chapitre 6 Conclusion		165
Annexes		169
Annexe A Composition des grenats mesurée à la sonde électronique		169

Table des matières

Annexe B Li, U et Th dans les Grenats	173
Annexe C Photos de grenats analysés	175
Bibliographie	179

Table des figures

1	Cycle d'interaction climat, érosion et tectonique.	xiv
2	Carte de l'Asie du Sud-Est.	xvi
3	Coupe géologique schématique de l'Himalaya.	xvii
4	Circulations atmosphériques asiatiques	xviii
1.1	Schéma représentatif de la cascade de réactions nucléaires	3
1.2	Evolution de la concentration en cosmonucléides stables en fonction du temps d'exposition et du taux d'érosion	15
1.3	Diagramme d'Arrhenius caractérisant la diffusion de l'hélium dans le grenat, l'oli- vine et le pyroxène	32
2.1	Electro-aimant Frantz	37
2.2	Schéma simplifié du tandétron de Gif-sur-Yvette	41
2.3	Schéma de la chambre d'extraction	43
2.4	Schéma de la ligne de purification.	44
2.5	Schéma du spectromètre de masse VG5400.	45
2.6	Sensibilité en ^4He et rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ en fonction de la quantité de gaz introduite. . .	47
2.7	Variabilité de la sensibilité de l'analyseur pour ^4He sur toute la durée de ce travail.	52
2.8	Variabilité de la sensibilité de l'analyseur pour ^3He sur toute la durée de ce travail.	52
2.9	Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la première campagne.	53
2.10	Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la seconde campagne.	54
2.11	Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la troisième campagne.	55
2.12	Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la quatrième campagne.	56
2.13	Nombre de mole d' ^3He contenu dans les blancs pour chaque campagne de mesures.	57
2.14	Nombre de mole d' ^3He contenu dans les blancs pour chaque campagne de mesures.	58
2.15	Concentrations en ^3He et ^4He mesurés et calculés, des échantillons masqués de la mine	62
2.16	Concentration en ^3He contre concentration en ^4He des échantillons masqués . . .	63
2.17	Concentration en ^3He contre concentration en ^4He des échantillons riches en ^4He	64

Table des figures

2.18	Concentration en ^3He contre concentration en ^4He de tous les échantillons. . . .	65
3.1	Sampling area for the $^3\text{He}_c$ - $^{10}\text{Be}_c$ cross calibration.	71
3.2	^3He vs. ^4He concentrations of garnets for $^3\text{He}_c$ - $^{10}\text{Be}_c$ cross calibration.	75
3.3	$^3\text{He}_c$ vs. $^{10}\text{Be}_c$ concentrations	77
3.4	Depth profile	78
3.5	$^3\text{He}_c$ ages vs. $^{10}\text{Be}_c$ ages	79
3.6	Altitudinal dependance	81
3.7	Production Rate model	82
4.1	Diagramme schématique d'une vallée glaciaire montrant la zone d'accumulation, la ligne d'équilibre et la zone d'ablation.	88
4.2	Cirque glaciaire.	91
4.3	Evolution dans le temps d'une vallée subissant une érosion glaciaire.	92
4.4	Coupe longitudinale schématique d'une langue de glace, d'un glacier tempéré, montrant la distribution des différents objets résultant de l'érosion induite par le passage du glacier.	94
4.5	Formation des moraines latérales.	95
4.6	Illustration d'une vallée glaciaire.	95
4.7	Coupe longitudinale synthétique d'un glacier de type alpin, tempéré.	96
4.8	Stratégie d'échantillonnage pour la datation d'objets glaciaires par les méthodes des cosmonucléides et signification des âges.	97
4.9	Localisation du massif du Ganesh Himal et répartition géographique des échantillons prélevés dans la partie supérieure de la Mailun Khola, Ganesh Himal. . . .	100
4.10	Types d'objets glaciaires rencontrés dans la partie supérieure de la Mailun Khola.	102
4.11	Photo aérienne de la partie supérieure de la Mailun Khola. Distribution des 33 sites d'échantillonnage et des objets glaciaires échantillonnés.	103
4.12	Types d'objets glaciaires rencontrés dans la partie supérieure de la Mailun Khola.	104
4.13	Ages $^3\text{He}_c$ contre $^{10}\text{Be}_c$	107
4.14	Temps d'exposition ^3He des différents grenats prélevés dans la partie supérieure de la Mailun Khola.	115
4.15	Zoom de la partie haute de la Mailun Khola.	116
4.16	Séquences de retrait du glacier.	117
4.17	Extension du glacier estimée à partir des temps d'exposition et de la topographie de la vallée.	120
4.18	Extension du glacier estimée à partir des temps d'exposition et de la topographie de la vallée	121
4.19	Diagramme 3D représentant les extensions du glacier estimées à partir des temps d'exposition et de la topographie de la vallée.	122

4.20	Photo montrant le front du glacier de la Mailun Khola, la moraine jaune principale sur laquelle a été échantillonné GA80.	123
4.21	Localisation des études existantes	125
4.22	Synthèse des chronologies glaciaires dans la chaîne himalayenne.	126
4.23	Compilation des résultats des trois études paléoclimatiques	129
5.1	Diagramme 3D de la chaîne himalayenne	132
5.2	Incision et microseismicité au Népal central	135
5.3	Carte géologique simplifiée du Népal central	141
5.4	Glissement de terrain au Népal central	143
5.5	Distribution de l'érosion au Népal central	153
5.6	Erosion dans la Burhi Gandaki	154
5.7	Erosion dans la Mailun Khola	155
5.8	Contraste d'érosion N-S	158
C.1	Photos de l'échantillon GA98 selon la qualité. a) contient une inclusion par grain, c) contient entre trois et six inclusions par grain, d) contient plus de six inclusions par grains.	176
C.2	Photos de quelques échantillons de sables. Le nombre de grains automorphes est très variable.	177

Introduction

La formation et l'évolution des chaînes de montagnes résultent de la combinaison des déformations crustales et de l'érosion, selon un cycle d'interdépendance mettant en jeu le climat [1, 2] : (i) L'érosion influe sur les processus tectoniques par l'intermédiaire des dépôts et de la dénudation, et (ii) le climat influe sur l'érosion, alors qu'il est lui-même soumis au forçage tectonique [3]. Cette interaction climat tectonique par l'intermédiaire de l'érosion peut être illustrée par à un schéma simple (Fig. 1) : Dans un premier temps on considère, une entrée tectonique responsable de la surrection d'une chaîne de montagne. Le relief formé perturbe les circulations atmosphériques régionales et entraîne l'apparition de précipitations orographiques. Ces précipitations orographiques favorisent alors une érosion rapide de la zone. La croûte continentale de cette zone se trouve ainsi allégée par l'incision des vallées et tend à une surrection plus rapide par rebond isostatique. Ce couplage conduit à la formation d'un front orogénique où le soulèvement tectonique rapide et une érosion intense s'équilibrent et s'entretiennent mutuellement. Cette rétroaction climat-tectonique par rebond isostatique implique que l'érosion élève les zones où elle agit et peut modifier la géométrie des zones de chevauchement. De plus, par son flux de particules qui entraîne les fragments organiques et par son action d'altération, l'érosion est susceptible d'engendrer une consommation et une immobilisation du CO₂ atmosphérique. A long terme cette consommation tend à réduire la concentration en gaz à effet de serre induisant une modification du climat global.

La formation d'une chaîne de montagne conduit donc à un cycle d'interactions complexes entre la déformation crustale, l'érosion et le climat.

La chaîne himalayenne a souvent été citée comme l'archétype moderne des interactions climat-tectonique. Une hypothèse consiste à dire que l'érosion régressive des rivières himalayennes, qui entaillent la marge du plateau tibétain, a dû entraîner une surrection des pics par rebond isostatique, augmentant et entretenant les précipitations orographiques et donc la dénudation [1, 4, 3, 5]. Un tel processus expliquerait la position du front de la Haute Chaîne étrangement éloigné de la zone de chevauchement active. De plus ce processus impliquerait que la surrection ne s'est pas faite uniquement en réponse à la cinématique de chevauchement, mais aussi en réponse aux changements climatiques durant le Cénozoïque [1, 4].

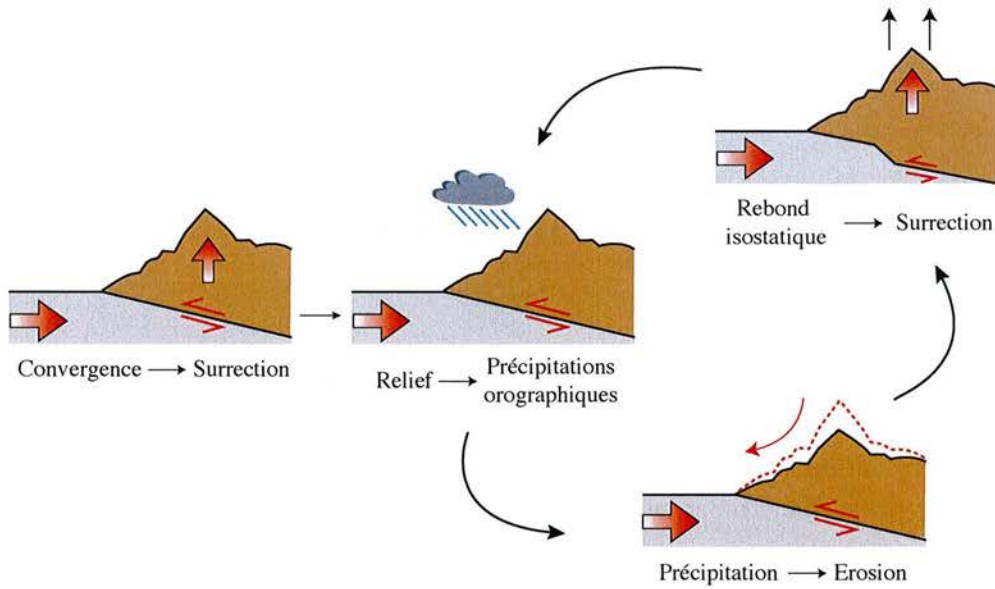


Fig. 1: Cycle d'interaction climat, érosion et tectonique.

Un moyen d'appréhender ces relations climat-tectonique est donc d'étudier l'érosion de la chaîne himalayenne. Il existe plusieurs manières de quantifier ou d'étudier les processus d'érosion. De nombreux auteurs ont déjà étudié les enregistrements sédimentaires du golfe du Bengale pour estimer l'érosion de la chaîne au cours du Cénozoïque [6]. D'autres ont étudié la géochimie des particules exportées par les rivières himalayennes ainsi que la chimie des éléments dissous, pour définir les principaux processus qui caractérisent l'érosion actuelle de la chaîne [7]. Enfin certains ont étudié les relations entre l'incision fluviale et la surrection dans la chaîne [8].

Ce que nous nous sommes proposé de présenter ici est le développement d'une nouvelle méthode géochronologique, utilisant ^3He cosmogénique contenu dans les grenats, pour quantifier et étudier la distribution de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne au Népal Central.

Contexte géologique.

L'Himalaya est née, il y a environ 53 Ma, de la collision entre la plaque eurasienne et la plaque indienne, alors que celle-ci dérivait vers le nord entraînant la fermeture par subduction de l'océan tethysien. Cette collision continentale fit surgir l'Himalaya par épaissement de la croûte prise en étau par l'affrontement des deux continents. Les déformations intenses qui en ont résulté ont structuré la croûte sur plus de 3000 Km d'Est en Ouest et 3000 Km du Nord au Sud.

La chaîne himalayenne, située au Sud de l'Asie (Fig. 2), est la plus haute chaîne de montagnes

du monde. Elle s'élève à plus de 5500 m en moyenne et compte dix sommets de plus de 8000 m dont "le toit du monde", le Mont Everest, qui culmine à 8848 m. La chaîne himalayenne au sens strict s'étend d'Ouest en Est, de l'Indus au Brahmapoutre sur une distance de 2800 km. En revanche du Nord au Sud, elle s'étend sur une distance moyenne de seulement 300 km entre la suture de l'Indus/Tsangpo (trace de la collision continentale) et la plaine Indo-Gangétique.

Pendant la formation de la chaîne, le raccourcissement crustal de la plaque indienne a provoqué le chevauchement du Nord vers le Sud des différentes unités géologiques qui composent la chaîne (Fig. 3). Il en résulte une chaîne divisée en grandes unités structurales continues d'Est en Ouest, se chevauchant les unes sur les autres selon des accidents intra-lithosphériques plongeant vers le Nord (Fig. 3). Les accidents majeurs sont, du Nord au Sud, (i) Le Détachement Sud Tibétain (STDZ), qui correspond à un système de failles normales et qui se trouve au Nord de la Haute Chaîne. (ii) Le Main Central Thrust (MCT) au pied de la Haute Chaîne, (iii) le Main Boundary Thrust (MBT) et (iv) le Main Frontal Thrust (MFT) qui encadrent tous deux la chaîne de piémont dans le Sub-Himalaya [9, 10]. Des données sismologiques [11] suggèrent que tous ces accidents se rejoignent en profondeur en un seul accident que l'on appelle le Main Himalayan Thrust (MHT).

Ces accidents ou chevauchements majeurs mettent en contact de grandes unités structurales qui sont du Nord au Sud [12] :

Les Séries Sédimentaires Tibétaines (TSS) correspondant aux séries téthysiennes. Ces formations, datées du Cambrien à l'Eocène, sont des dépôts de type marin épicontinental correspondant aux sédiments de la marge Sud de la Téthys. On distingue les formations Paléozoïques et Mésozoïques, toutes deux caractérisées par une forte proportion de carbonates. La base de cette unité structurale est métamorphique. L'isograde de la biotite est atteint dans le Paléozoïque alors que le grenat n'apparaît qu'à sa base et seulement par endroits [13].

La dalle du Tibet (HHC) correspondant au socle Cristallin du Haut Himalaya (High Himalayan Crystalline). Cette unité structurale de haut degré métamorphique, est subdivisée en trois formations. Au Népal central la Formation I (FI) est constituée de gneiss grésopellitique. La Formation II (FII) est formée de gneiss à minéraux calciques et de marbre qui fait que la calcite représente 30% poids de la FII. Enfin la formation III (FIII) est constituée de gneiss ocellés. La dalle du Tibet comprend les plus hauts pics de la chaîne et au sud de ces pics l'altitude varie brutalement de plus de 6000 m à une altitude d'environ 500-1000 m. C'est cette variation brutale de la pente de la chaîne qui marque le front de la Haute Chaîne et le passage au Moyen Pays Népalais.

Le moyen Pays Népalais (LH pour Lesser Himalaya) est principalement constitué de terrains sédimentaires à dominante grésopélique. On y note la présence de carbonates à stromatolites et dolomités et la présence d'amphibolites. Cette unité structurale présente une distribution inverse du métamorphisme, avec les terrains les plus métamorphisés structurellement au-dessus des moins métamorphiques [14]. Ce métamorphisme inverse, caractéristique de la

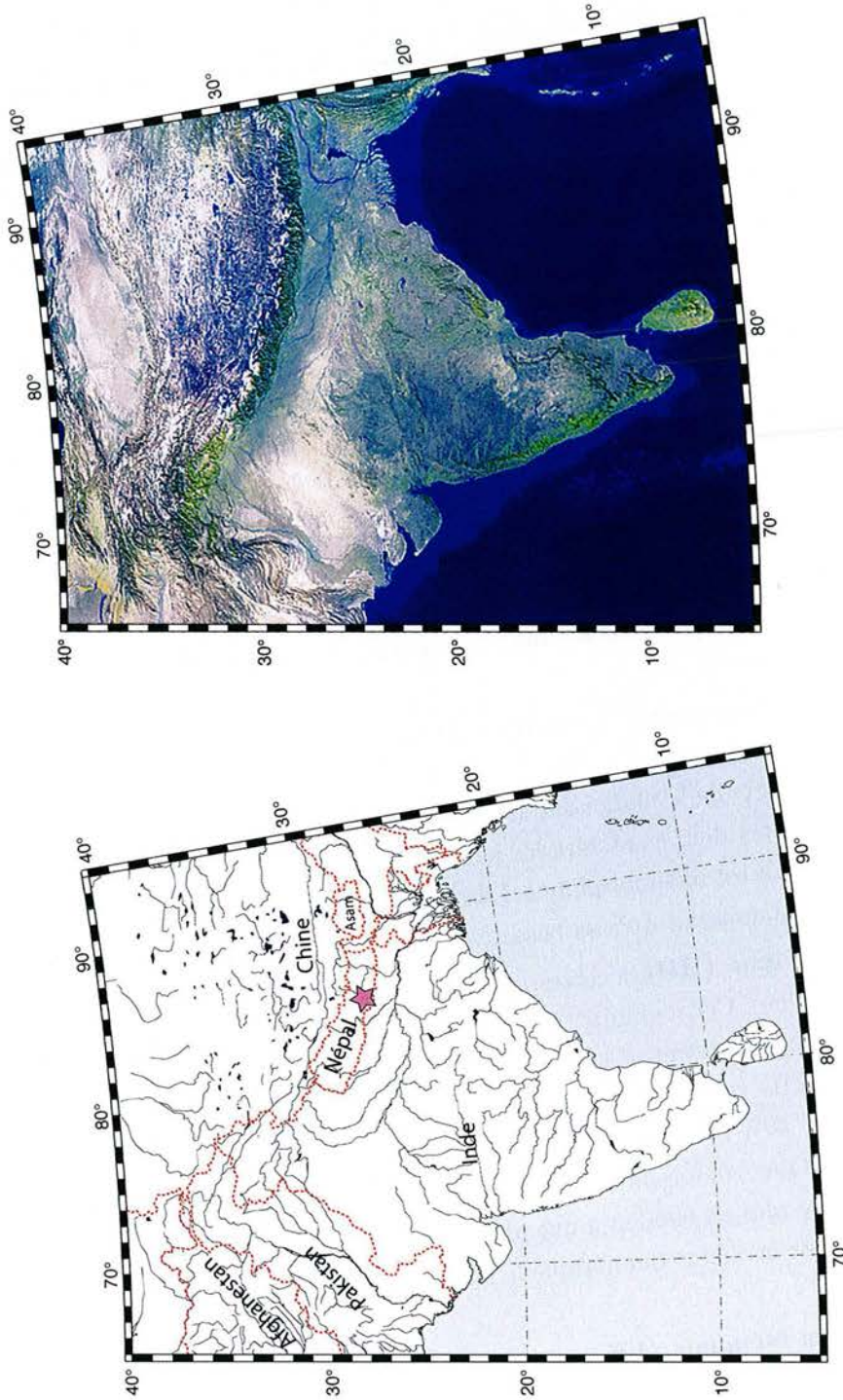


Fig. 2: Carte géographique et photo Landsat sur modèle numérique de terrain de l'Asie du Sud-Est (S. Dominguez CEA 2001).

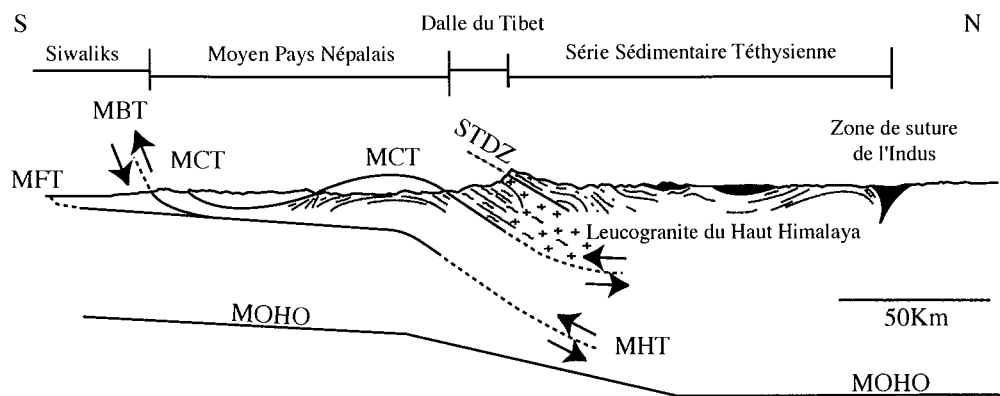


Fig. 3: Coupe géologique schématique de l'Himalaya (d'après France-Lanord 1987 [17])

chaîne himalayenne est le résultat d'un apport de pression et de chaleur par la dalle du Tibet lors de son chevauchement sur le Moyen Pays (effet "fer à repasser") [15]. A la base du Moyen Pays, le métamorphisme est très faible alors que, près du MCT, apparaissent les isogrades à biotite, grenat, staurotide et disthène [16].

Les Siwaliks qui forment le relief le plus en avant de la chaîne himalayenne juste au nord de la plaine Indo-Gangétique. Les Siwaliks sont composés de molasse Néogène très facilement érodables correspondant à des dépôts continentaux du bassin d'avant chaîne. Le matériel détritique correspond au recyclage des autres unités structurales de la chaîne (TSS, HHC, LH).

Contexte tectonique.

Le raccourcissement crustal de la plaque indienne suite à la collision se poursuit encore aujourd'hui, et se trouve à l'origine de séismes dévastateurs. Il existe des évidences de déformations récentes dans le Sub-Himalaya, et dans le Moyen Pays Népalais, autour du MFT et du MBT [18, 19]. Il apparaît que le MFT est clairement l'accident le plus actif. En effet selon Lavé et Avouac (2000) [18] un glissement de $21 \pm 1,5$ mm/an le long du MFT absorbe la quasi-totalité du raccourcissement que subit la chaîne himalayenne. Or les pics de la haute chaîne, bien qu'ils soient disposés quasi-parallèlement au MFT, sont situés à 100-150 km plus au Nord et à 20-50 km au Nord du MCT. Ce paradoxe pourrait s'expliquer par le fait que la topographie actuelle de la chaîne reflète le phénomène de rebond isostatique répondant à une augmentation de l'érosion du bord du plateau tibétain due à un renforcement des moussons durant le Cénozoïque ou aux glaciations du Quaternaire [4, 3, 5]. Dans ce cas le soulèvement de la chaîne ne serait pas uniquement fonction de la cinématique des accidents majeurs. L'étude de la répartition de l'érosion dans la chaîne et des relations entre l'érosion et les zones actives permettrait alors de contraindre ce genre d'hypothèse sur la formation des chaînes de montagne.

Contexte climatique.

Le climat de l'Asie du Sud-Est où se situe la chaîne himalayenne est régi par le régime des moussons. Les moussons correspondent à un phénomène d'alternance de vents humides venant du Sud Ouest en été, et de vents secs venant du Nord Est en hiver. Ce phénomène résulte du contraste thermique entre le continent et l'océan. Du fait de leur faible capacité calorifique, les continents se réchauffent et se refroidissent plus rapidement que les océans. Ainsi, au début de l'été l'Asie continentale, y compris le plateau du Tibet, se réchauffe rapidement pour créer pendant l'été une zone de basse pression atmosphérique au-dessus de l'Asie centrale. Cette zone de basse pression attire les masses d'air humide en provenance de l'océan indien. Une circulation atmosphérique s'instaure alors entre l'océan et le continent asiatique donnant des vents chauds et humides en provenance du Sud-Ouest (Fig. 4(1)). L'arrivée des masses d'air humide au dessus du continent surchauffé entraîne des précipitations très intenses. Les contreforts et le flanc Sud de la chaîne himalayenne subissent particulièrement ces précipitations puisque l'air humide contraint de s'élever face à la barrière orographique libère son humidité sous forme de précipitation orographiques. A ce contraste N-S s'ajoute une zonation E-O des précipitations. La partie Est de la chaîne connaît un régime plus soutenu que la partie Ouest (jusqu'à dix fois supérieur). Lorsque la température du continent diminue en automne, l'intensité de la mousson s'infléchit rapidement et les précipitations cessent. S'instaure alors, en hiver, un régime opposé où, la température plus élevée au-dessus des régions océaniques qu'au-dessus du continent asiatique entraîne l'apparition de vent sec et froid venant du Nord-Est (Fig. 4(2)).

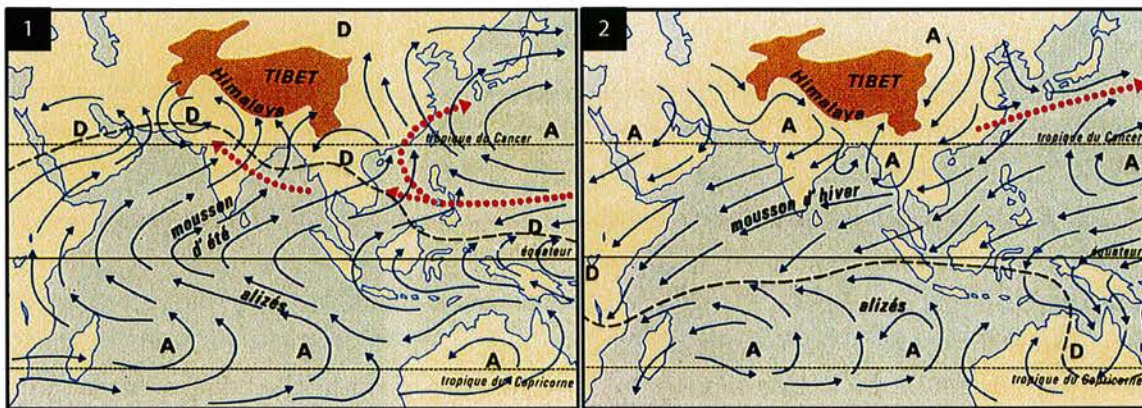


Fig. 4: Circulations atmosphériques et moussons du Sud-Est asiatique. 1) En été, les dépressions alignées le long des tropiques, dues à l'échauffement des continents, donnent naissance à des vents de Sud-Ouest transportant un air chaud et humide. L'ensemble de l'Asie du Sud et de l'Est connaît alors un régime de précipitations intenses. 2) En hiver les dépressions cèdent la place à des anticyclones qui donnent naissance à des vents secs et froids de Nord-Est. L'ensemble de l'Asie du Sud et de l'Est connaît alors une saison sèche.

Des données paléontologiques et les enregistrements sédimentaires dans le cône du Bengale conduisent à penser que la mousson telle qu'on la connaît aujourd'hui serait née il y a environ 7,5 Ma [20]. Cependant il est peu probable que ce régime soit apparu brutalement à cette époque. Il semble qu'il existait bien avant et qu'il ait évolué au cours de la collision Inde-Asie, essentiellement en réponse à la fermeture de la Paratéthys. En effet cette mer épicontinentale qui couvrait l'Asie centrale empêchait le réchauffement du continent l'été, inhibant ainsi le développement des moussons sur la marge Sud Asiatique. Enfin des simulations numériques appuient la thèse d'une intensification de la mousson en réponse à une surrection brutale du plateau tibétain et de la chaîne himalayenne.

C'est ce régime de précipitation exceptionnelle qui fait de la chaîne himalayenne un laboratoire naturel sans précédent pour étudier les relations climat-tectonique et pour évaluer les changements paléoclimatiques, à travers l'étude de l'érosion actuelle ou passée de la chaîne.

Erosion et Paleo-érosion de l'Himalaya.

L'étude des dépôts sédimentaires dans le cône du Bengale [6] a permis de mettre en évidence le fait que l'érosion des reliefs drainés par les rivières qui se jettent dans l'océan indien s'est clairement intensifiée il y a 30 Ma. Ces données sur l'érosion de la chaîne suggèrent que le relief qui apparaît aujourd'hui comme la conséquence la plus visible de la collision s'est développé bien après cette collision. De plus, les forages océaniques réalisés dans le sud du cône du Bengale ont permis de montrer, à partir des fortes vitesses d'accumulation des sédiments et de leur faible état d'altération, qu'il y a 20 Ma l'érosion était rapide (supérieure à 1 mm/an) et dominée par les processus physiques [21]. Pour assurer ce transport rapide, la chaîne connaissait certainement un climat à forte précipitation suggérant qu'elle était déjà une chaîne de montagne majeure.

En ce qui concerne l'érosion actuelle de la chaîne, au Népal central, le flanc Sud soumis aux précipitations de mousson s'érode 6 fois plus que le flanc Nord soumis à un climat aride et sec [7, 22]. De plus il existe une corrélation entre le taux d'érosion physique, les précipitations et la présence de glacier. En effet c'est à l'aplomb de la rampe crustale du chevauchement himalayen (MHT), que se trouvent les taux d'érosion les plus élevés, les plus fortes précipitations et les glaciers. A cet endroit l'érosion physique est deux fois plus élevée que dans toute la chaîne [7].

Ces résultats confirment que l'étude de l'érosion de la chaîne permet de remonter à la chronologie de sa mise en place, de sa formation, et permet de déduire des informations paléoclimatiques, et des informations sur l'activité tectonique.

Contexte méthodologique.

La mesure des taux d'érosion à long terme permet de comprendre l'évolution des paysages, d'estimer les taux de productions des sols, d'appréhender les relations climat-tectonique... Les

méthodes généralement utilisées pour estimer les taux d'érosion d'un bassin versant font appel soit à la mesure du flux de sédiment actuel des rivières, soit à la mesure du volume de débris accumulés dans un dépôt d'âge connu. Or, pour être représentative, la mesure précise du flux de sédiment doit se faire sur plusieurs années. De plus ces flux de sédiment peuvent être affectés par du stockage ou de la remobilisation des sédiments situés plus en amont, d'où le problème si on veut les interpréter en tant que taux d'érosion à long terme.

Les taux de dénudations peuvent aussi être estimés en mesurant le taux d'accumulation des débris dans des dépôts sédimentaires [23]. Mais dans ce cas on suppose que les dépôts sont représentatifs de toute la région drainée.

Les isotopes cosmogéniques ont récemment permis de développer une nouvelle méthode pour estimer des taux d'érosions sur une échelle de temps de plusieurs milliers d'année, et sans se préoccuper de la datation des dépôts comme pour les méthodes classiques. La méthode des cosmocléides dans les sables de rivières pour déduire des taux d'érosions de bassins drainés a déjà été appliquée dans plusieurs études : en Europe sur le bassin de la Meuse [24], en Amérique du Sud sur le bassin de l'Icacos [25], à l'île de la Réunion [26]... Dans ces études les cosmocléides les plus souvent utilisés ont été le ^{10}Be et l' ^{26}Al . En effet depuis la fin des années 80, avec l'avènement des techniques de mesure par AMS (Accelerated Mass Spectrometry), la méthode ^{10}Be sur quartz a fait l'objet d'un développement important et a été souvent testée pour être aujourd'hui la méthode cosmogénique la plus éprouvée. Seule une étude utilisant le ^{10}Be dans les quartz de sable Himalayen a été à ce jour publiée, mais ne traite que d'un seul bassin dans l'Himalaya de l'Ouest [22].

Le but de cette thèse était d'allier le développement d'une nouvelle méthode cosmogénique utilisant l' ^3He cosmogénique dans les grenats avec son utilisation, pour étudier la distribution de l'érosion dans la chaîne et les relations avec les zones tectoniques actives.

La thèse s'articule selon 5 chapitres. Après une introduction à la notion d'isotopes cosmogéniques et la présentation du protocole expérimental, nous présenterons, sous la forme d'un article en préparation, le développement de la méthode $^3\text{He}_c$ dans les grenats. Ensuite nous présenterons une première utilisation de la méthode sur la chronologie glaciaire d'une vallée du Népal central. Le cinquième chapitre traitera de la distribution de l'érosion au Népal central déduit de la combinaison des résultats issus des méthodes $^3\text{He}_c$ -Grenat et $^{10}\text{Be}_c$ -Quartz appliqués aux sédiments de rivières.

Chapitre 1

Introduction aux cosmonucléides terrestres. Principe d'utilisation des cosmonucléides en Géomorphologie.

La terre est continuellement bombardée de particules cosmiques provenant du soleil (Solar Cosmic Ray) et de l'espace inter-planétaire (Galactic Cosmic Ray). Lorsque ces particules atteignent l'atmosphère puis la surface du globe terrestre, elles interagissent avec les atomes constitutifs du milieu (atmosphère et roche) et forment des cosmonucléides. L'interaction entre ces particules cosmiques et la matière engendre une atténuation du flux de particules avec la quantité de matière traversée. Par conséquent, les réactions nucléaires induites n'ont lieu que dans les premiers mètres sous la surface de la croûte terrestre. Dans cette couche très superficielle, les concentrations en cosmonucléides sont donc directement liées au temps d'exposition et à la stabilité géomorphologique de la surface bombardée.

Dans ce chapitre, il sera uniquement traité des nucléides cosmogéniques produits à la surface de la croûte terrestre (cosmonucléides terrestres) et utilisés dans cette étude (^3He et ^{10}Be).

1.1 Principe de production des cosmonucléides.

Le professeur Eduard Evenson [27] compare la méthode de datation par les cosmonucléides terrestres à la mesure du degré de rougeur d'un individu pour estimer son temps passé au soleil. Même si l'analogie n'est pas directe, elle est efficace car la plupart des paramètres qui contrôlent le bronzage s'appliquent à la méthode des cosmonucléides terrestres. En effet, 1) les radiations solaires varient avec la latitude et l'altitude, comme le flux cosmique. 2) Les crèmes solaires et chapeaux protègent du soleil tout comme l'atmosphère, la couverture neigeuse et végétale protègent du flux cosmique. 3) Tous les individus n'ont pas la même sensibilité au

soleil, et les cosmonucléides ne sont pas produits de la même manière dans tous les minéraux. 4) La couleur de la peau après avoir pelé n'est pas représentative du temps passé au soleil, tout comme l'érosion d'une surface exposée peut engendrer une surestimation ou sous-estimation du temps d'exposition. 5) Enfin, en retournant au soleil après un premier jour de bronzage, la peau étant déjà rouge, il sera difficile d'estimer le temps passé au soleil pendant le deuxième jour. De même qu'un isotope cosmogénique peut être hérité d'une exposition antérieure.

1.1.1 Mécanisme de production des cosmonucléides dans les roches terrestres.

a. Source du rayonnement primaire

Le flux de particules cosmiques qui arrive à la surface de l'atmosphère est appelé rayonnement cosmique primaire. Ce flux est principalement constitué de particules de hautes énergies, pour la plupart des protons (83%) couvrant une gamme allant de quelques giga électron-volt (GeV) à 10^{10} GeV. Cette gamme d'énergie leur confère la capacité de provoquer des désintégrations nucléaires dans la partie supérieure de l'atmosphère. Ces particules de hautes énergies sont associées à une petite fraction de particules α (13%), d'électrons (3%) et de noyau dur (1%) [27, 28].

La plupart de ces particules responsables de la production de cosmonucléides ont leur origine dans notre galaxie mais à l'extérieur de notre Système Solaire. D'autres particules beaucoup plus énergétiques (10^{20} eV) et venant probablement de l'extérieur de la voie lactée, ont été détectée, mais semblent en abondances beaucoup plus restreintes [27, 29, 30].

Après avoir traversé le milieu interstellaire et le champ magnétique terrestre, ces particules interagissent avec les noyaux des atomes constitutifs de l'atmosphère (O, N...). Lors de ces interactions, les énergies mises en jeu sont très supérieures aux énergies de liaison des atomes concernés. La principale réaction nucléaire est alors la réaction de spallation, dans laquelle des nucléons (protons ou neutrons) sont éjectés du noyau cible. Ces interactions produisent donc une cascade de réactions et de particules qui ensuite atteignent la surface du globe (Fig. 1.1). Ces particules constituent ce que l'on appelle le rayonnement secondaire, composé principalement des neutrons, d'électrons et des muons. Ici, contrairement au rayonnement primaire, ce sont les neutrons qui dominent, car la probabilité pour qu'un neutron soit éjecté du noyau lors d'interactions nucléaires est plus importante que pour les protons.

Lorsque le rayonnement secondaire atteint la surface de la croûte terrestre, les particules énergétiques interagissent avec les atomes constitutifs des minéraux (dans le cas d'une roche) et produisent les cosmonucléides terrestres selon trois grands types de réactions nucléaires.

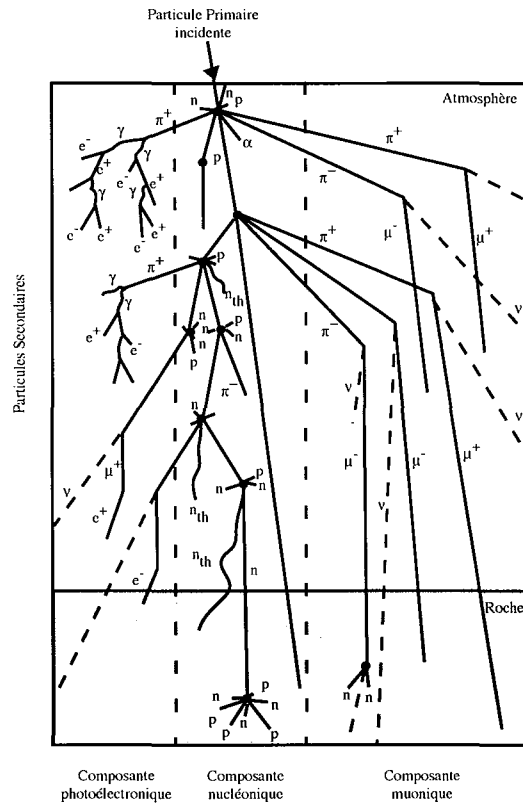


Fig. 1.1: Schéma représentatif de la cascade de réactions nucléaires produisant les particules secondaires. Lorsque le rayonnement primaire interagit avec des atomes constitutifs de l'atmosphère et de la roche, des cosmonucléides et des particules d'énergie différente sont produits. n : neutron, n_{th} : neutron thermalisé, p : proton, μ^- : muon négatif, e^- : electron π : espèce de muon, ν : neutrino γ : photon (modifié de Gosse et Phillips (2001) [27])

b. Les différentes réactions nucléaires produisant les cosmonucléides.

La réaction de spallation.

La réaction de spallation est la réaction nucléaire dominante dans la production de cosmonucléides terrestres. En effet, même si le flux secondaire décroît exponentiellement en fonction de la profondeur atmosphérique, son spectre en énergie est invariant à partir d'une douzaine de kilomètres d'altitude [31]. Les particules secondaires atteignent alors la surface de la Terre avec assez d'énergie pour provoquer des réactions de spallation.

Cette réaction est décrite comme une réaction nucléaire qui résulte de la collision d'une particule incidente (neutrons secondaires dans le cas des cosmonucléides terrestres) avec un noyau cible [27, 32]. Cependant elle diffère de la fission car elle éjecte plusieurs particules (protons, neutrons ou agrégats de ces nucléons) et produit un noyau plus léger que le noyau cible appelé « résidu spallogénique ».

Dans les minéraux comme le quartz, l'olivine ou la magnétite, le ^{10}Be cosmogénique est produit par spallation sur O ($^{16}\text{O}(n,4p3n)^{10}\text{Be}$) et Si ($^{28}\text{Si}(n,x)^{10}\text{Be}$). Dans des minéraux comme l'olivine, le pyroxène ou le grenat l' ^3He cosmogénique peut être produit par spallation sur O, Mg, Si, Fe, Ca, Al.

La réaction de capture de neutrons thermalisés.

Les neutrons produits pendant la cascade perdent de l'énergie à cause des réactions successives. Dans une gamme inférieure à 1-5MeV les neutrons ne sont plus capables d'induire des réactions de spallation. Les neutrons ainsi thermalisés, caractérisés par une énergie cinétique d'environ 0,025eV, peuvent alors être capturés par des noyaux cibles possédant une section efficace importante pour ce genre de réaction. Contrairement à la réaction de spallation, le noyau résultant est plus lourd et l'énergie nécessaire à la désintégration du noyau cible n'est pas fournie par la particule incidente, mais résulte de l'excitation due à la capture du neutron.

Le ^{10}Be cosmogénique peut être produit par capture neutronique sur ^9Be ($^9\text{Be}(n,\gamma)^{10}\text{Be}$), ^{10}B ($^{10}\text{B}(n,p)^{10}\text{Be}$) et ^{13}C ($^{13}\text{C}(n,\alpha)^{10}\text{Be}$). L' ^3He cosmogénique lui est produit indirectement par capture neutronique, puisque il résulte de la décroissance du ^3H produit selon ($^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{H} \Rightarrow ^3\text{He}$).

La réaction de capture de muons négatifs.

Les muons sont des particules que l'on pourrait assimiler à des « électrons lourds ». Ils résultent de la décroissance des pions résultant eux-mêmes de la collision proton-proton ou neutron-proton dans la partie supérieure de l'atmosphère. Du fait de leur faible interactivité, les muons sont les particules cosmiques les plus abondantes au niveau de la mer [33].

Les muons thermalisés peuvent être capturés par des atomes et interagir avec le noyau. Cette réaction de capture de muons négatifs représente une faible partie de la production totale de cosmonucléides [34, 35, 36, 37]. Ce qui fait qu'elle est souvent négligée dans le calcul de temps

d'exposition. Cependant les muons sont des particules très pénétrantes et la réaction de capture de muons négatifs devient dominante dans la production de cosmonucléides en profondeur [38].

Enfin, des muons accélérés peuvent aussi engendrer des cascades de particules (nucléons, pions, photons) dans la matière. Ces particules peuvent alors interagir avec des atomes selon une réaction comparable à celle de spallation. En surface ces réactions sont négligeables devant la capture de muons négatifs, mais peuvent devenir très importantes plus en profondeur [35, 36].

${}^3\text{He}$ peut être produit par capture de muons selon plusieurs réactions : $({}^7\text{Li}(\mu^-, \alpha){}^3\text{H} \Rightarrow {}^3\text{He})$, $({}^7\text{Li}(\mu^-, 3n){}^3\text{He})$ et $({}^7\text{Li}(\mu^-, 2n){}^3\text{He})$. Cependant il peut aussi être produit de manière indirecte car les cibles qui capturent les muons ont une forte probabilité d'éjecter des neutrons qui à leur tour produiront de ${}^3\text{He}$ via la réaction ${}^6\text{Li}(n, \alpha){}^3\text{H}$ [38].

Le ${}^{10}\text{Be}$ peut être produit par capture de muons sur O (${}^{16}\text{O}(\mu^-, \alpha pn){}^{10}\text{Be}$) et Si (${}^{28}\text{Si}(\mu^-, x){}^{10}\text{Be}$).

1.1.2 Variation de la production des cosmonucléides.

La production des cosmonucléides étant liée aux flux cosmiques primaires et secondaires, tous facteurs faisant varier ces flux modifient le taux de production des cosmonucléides.

a. Variation de la production des cosmonucléides en fonction de la latitude et de l'altitude.

Dans l'espace inter planétaire, le rayonnement cosmique est isotrope en énergie et en flux. A l'approche de la Terre, le champ magnétique et l'absorption par l'atmosphère modifient ce flux en énergie, direction et intensité.

Influence du champ magnétique.

Le champ magnétique a pour principal effet, la déflexion de la trajectoire des particules chargées comme les protons et les particules α . Cette déflexion se traduit par une forte atténuation du flux cosmique lorsque la direction de celui-ci est perpendiculaire aux lignes de champ. En réalité un champ magnétique dipolaire comme celui de la Terre est caractérisé par une barrière énergétique. Cette barrière est fonction, entre autres, du moment dipolaire du champ magnétique, du rayon de la Terre, et elle augmente avec la latitude géomagnétique. Pour qu'une particule pénètre dans ce champ magnétique, elle doit avoir un rapport énergie/charge supérieur à la barrière énergétique du champ. Il en résulte que, puisque cette barrière augmente des pôles à l'équateur, le flux cosmique lui, décroît. Cependant aux latitudes supérieures à 60° , la barrière énergétique du champ magnétique terrestre atteint un niveau inférieur aux rapports énergie/charge de la plupart des particules incidentes. A ces latitudes, le flux cosmique reste donc constant [37].

Influence de l'atmosphère.

Lorsque le rayonnement cosmique atteint l'atmosphère et la traverse, l'interaction avec les

atomes constitutifs de l'air engendre une atténuation du flux. Cette atténuation varie approximativement selon l'équation :

$$N = N_0 e^{-\frac{y}{\Lambda}} \quad (1.1)$$

où N_0 et N sont respectivement les nombres de particules à la surface de l'atmosphère et à la profondeur atmosphérique y (en g/cm^2). Λ (en g/cm^2) représente le coefficient d'atténuation massique de l'atmosphère. Ce coefficient varie avec la latitude [39] puisque le spectre en énergie du flux varie avec la latitude.

Le flux cosmique et donc le taux de production des cosmonucléides varient en fonction de la latitude et l'altitude.

Méthode de conversion des taux de production en fonction de la latitude et de l'altitude.

En 1991, D. Lal [39] présenta pour la première fois une méthode permettant de convertir des intensités de flux et donc des taux de productions d'un endroit du globe à un autre. Cette méthode a tout de suite été considérée comme une référence. En effet, avant elle, pour calculer le taux de production d'un cosmonucléide à la latitude et altitude voulues, il fallait estimer l'intensité du flux cosmique en se basant sur la barrière énergétique du champ magnétique à la latitude demandée. Puis il fallait appliquer l'équation (1.1) pour la correction d'altitude. Cependant les estimations variaient tellement selon les auteurs que les données devenaient incomparables.

La méthode de conversion de D. Lal (1991) [39] est principalement basée sur des mesures expérimentales des flux de neutrons dans l'atmosphère, des désintégrations nucléaires sur des émulsions, les spectres d'énergies des particules secondaires dans l'atmosphère, des spectres d'énergies de particules chargées et impliquées dans des réactions de désintégration nucléaire à hautes altitudes [40, 41, 31] et les processus physiques qui contrôlent les flux et les interactions [31, 27].

Cette méthode de conversion repose sur l'hypothèse que le taux de production par spallation de cosmonucléides dans une roche de surface est proportionnel au taux de désintégration nucléaire [27]. Donc si le taux de production d'un cosmonucléide est connu à un certain endroit il peut être recalé à un autre. Cette conversion se fait à l'aide d'un polynôme du troisième degré dont les coefficients sont fonction de la latitude :

$$Q = Q(L, y) = a(L) + b(L)y + c(L)y^2 + d(L)y^3 \quad (1.2)$$

où $Q(L, y)$ le taux de production à la latitude L et altitude y (km). Pour le ^{10}Be les paramètres a , b , c , d sont donnés dans le tableau 1.1 :

Plus récemment, T. Dunai (2000) [42] a proposé une nouvelle méthode de conversion. Selon lui les approximations liées à la méthode de D. Lal, engendrent des erreurs sur le calcul des

Tab. 1.1: Coefficient de Lal [39] en fonction de la latitude.

latitude	a	b	c	d
0°	3.511	2.547	0.95125	0.18608
10°	3.36	2.522	1.0668	0.1883
20°	4.0607	2.734	1.2673	0.22529
30°	4.994	3.904	0.9739	0.42671
40°	5.594	4.946	1.3817	0.53176
50°	6.064	5.715	1.6473	0.68864
60° à 90°	5.994	6.018	1.7045	0.71184

taux de production à haute altitude et aux alentours de 30° de latitude. Toujours selon Dunai, l'assimilation du champ magnétique terrestre à un dipôle n'est pas exacte et pour s'affranchir de cette approximation, il base sa méthode de conversion sur l'inclinaison du champ magnétique plutôt que de tenir compte de la latitude géomagnétique des sites à convertir.

La dépendance à l'altitude et à la latitude des taux de production selon Lal et Dunai est quasiment similaire. On remarque cependant une surestimation de 10% du taux de production de Lal par rapport à celui de Dunai, entre 3000 et 4000 m et entre 20 et 40° de latitude (au niveau de la mer). Il est important d'ajouter que ces deux auteurs ont proposé d'autres équations en sus de ces méthodes pour tenir compte de la contribution des muons.

Ces deux méthodes de référence suscitent la critique d'autres auteurs mais restent les moyens uniques de convertir le taux de production d'un endroit du globe à un autre.

Néanmoins, Stone (2000) [43] a mis en évidence une nouvelle difficulté dans l'élaboration de la méthode de conversion. En effet, la conversion des taux de production ne dépend en réalité, pas de l'altitude mais de la pression atmosphérique. Or, au niveau de la mer, la pression n'est pas uniforme sur la surface du globe et il existe des régions de haute pression (Sibérie) et de plus basse pression (Islande). Stone (2000) [43] a alors recompilé la méthode de Lal en utilisant la pression atmosphérique plutôt que l'altitude. Les taux de production ne varient que de quelques pourcents pour la plupart des régions, sauf en Antarctique où les taux de production devraient être 20 à 30% supérieurs à ceux classiquement calculés.

Pour cette étude, les taux de production du ^{10}Be ont été calculés en utilisant la méthode de Dunai (2000)[42] avec une longueur d'atténuation massique de 129,55 g/cm² aux hautes latitudes. En revanche pour ^{13}He les méthodes de conversions classiques ne rendant pas compte des variations observées dans cette étude (explicité dans le Chapitre 3) nous avons développé et utilisé un modèle de conversion pour ^{13}He dans les grenats. Cette méthode a été utilisée pour les échantillons en place et pour les sables échantillonnés. Le calcul des taux de production pour les sables sera explicité plus loin dans ce chapitre.

b. Effet du relief et de la géométrie d'exposition

Lorsqu'un minéral ou un échantillon est exposé au rayonnement cosmique sur une surface horizontale avec un ciel ouvert à 100%, l'intensité du rayonnement reçu par le minéral est maximale. Dans ce cas, le rayonnement cosmique incident est distribué symétriquement autour de la verticale (où l'intensité est maximale). La distribution angulaire de l'intensité est alors donnée par [44, 45] :

$$J(\theta, \phi) = J_0 \sin^m \theta \quad (1.3)$$

où J_0 est l'intensité maximale (à la verticale), θ l'angle d'incidence par rapport à la verticale, et ϕ l'angle azimutal c'est-à-dire l'angle solide sous lequel les rayons cosmiques bombardent la cible. Pour l'exposant m , la valeur 2,3 est communément utilisée [46, 47].

Par contre si la surface est inclinée, le minéral ne voit plus tout le ciel, et une partie du rayonnement cosmique est masquée. Ce masquage du rayonnement entraîne donc une plus faible production de cosmonucléides dans le minéral. De la même manière, un obstacle à l'horizon, tel qu'une montagne proche de la surface étudiée, ou le fait que la surface étudiée soit encaissée dans une vallée, entraîne une atténuation du flux cosmique incident et induit une plus faible production de cosmonucléides. La fraction du rayonnement cosmique incident qui bombarde la surface est alors calculée selon [47]

$$f(\delta) = \frac{m+1}{2\pi} \int_{\Phi=0}^{2\pi} \int_{\Theta=\gamma(\Phi, \delta)}^{\pi/2} \left(\frac{J}{J_0}\right) \cos \theta d\theta d\phi \quad (1.4)$$

où δ est la pente de la surface inclinée et γ l'angle de la pente dans la direction de ϕ .

$$\gamma(\phi, \delta) = \arctan(\cos \phi \tan \delta) \quad (1.5)$$

Si la surface est masquée par un objet, autrement dit si l'objet obstrue une partie du ciel de la cible avec une pente constante θ_0 et s'étendant sur un angle solide $\Delta\phi$, le "facteur de masque" ou la fraction du flux cosmique qui bombarde la cible est calculé par [47] :

$$f(\theta_0, \Delta\phi) = 1 - \frac{\Delta\phi}{2\pi} \sin^{m+1} \theta_0 \quad (1.6)$$

Lors de l'échantillonnage de surfaces exposées en vue de datations, les obstacles proches et lointains doivent être documentés pour corriger l'intensité du flux, et minimiser les erreurs théoriques.

c. Variation de la production des cosmonucléides au cours du temps.

Les particules qui constituent le rayonnement cosmique primaire proviennent pour l'essentiel de notre Galaxie. Lorsqu'elles arrivent aux alentours de notre système solaire et de la Terre, elles

subissent l'influence de l'activité solaire et des champs magnétiques solaire et terrestre. Or ces facteurs ne sont pas stables dans le temps.

Influence de la variation temporelle de l'activité solaire.

Le champ magnétique solaire a pour principal effet l'atténuation de l'intensité du flux cosmique primaire pour les particules de faible énergie. Ce champ magnétique variant dans le temps, selon un cycle de 11 ans, on devrait s'attendre à une dépendance de l'intensité du flux cosmique primaire, et donc du taux de production, aux variations de l'activité solaire. Masarik et Beer (1999) [48] montrent effectivement que selon l'activité solaire, les taux de productions moyens aux hautes latitudes, du ^{10}Be , ^{36}Cl , et ^{14}C peuvent varier de 25% [48]. Par contre leur modélisation suggère que ces variations de l'activité solaire n'affectent pas la production aux alentours de l'équateur et de manière très faible jusqu'à 30° de latitude géomagnétique. En effet le champ magnétique solaire influe sur les particules de faible énergie qui de toute façon ne peuvent pas atteindre la Terre à cause de la barrière énergétique de notre champ à l'équateur géomagnétique.

Enfin, la plupart des études utilisant les cosmonucléides portent sur des temps d'exposition au moins cent fois supérieur aux cycles solaires (11 ans). La dépendance de l'intensité du flux et donc du taux de production, aux variations de l'activité solaire peut alors être négligée.

Influence des variations temporelles du champ magnétique terrestre.

La variation temporelle du champ magnétique terrestre est un facteur très important dans l'estimation des temps d'exposition. En effet, plus que le champ magnétique solaire, le champ terrestre influe sur l'intensité du rayonnement cosmique primaire. Ses variations d'intensité et inversions modulent donc les taux de production de cosmonucléides. De nombreuses études ont montré que les variations temporelles des caractéristiques du champ magnétique terrestre avaient une influence sur les taux de production [49, 50, 51, 52]. Les résultats montrent qu'aux hautes latitudes les taux de production restent constants grâce à la faible barrière énergétique de notre champs. Masarik et al (2001) [53] ont étudié l'influence des variations de la barrière énergétique de notre champ sur l'interaction entre les particules cosmiques et la matière. Pour cela, ils ont utilisé des modèles numériques et des enregistrements paléo-magnétiques allant jusqu'à 800 Ka. Cette étude suggère que pour des latitudes comprises entre 0 et 10° et avant 10 Ka les taux de production varient de moins de 1%. Par contre entre 10 Ka et 800 Ka, toujours entre 0 et 10° , les taux de production peuvent être supérieurs de 10%. Pour des latitudes comprises entre 30 et 40° , les déviations sont inférieures à 2,5% pour les 800 Ka, et aux plus hautes latitudes, les taux de productions ne sont pas affectés.

Dans son modèle, Dunai (2001b) [54] suggère d'autres valeurs pour la déviation des taux de production avec les variations du champ magnétique terrestre. Cependant, même si aujourd'hui l'effet des variations temporelles du champ magnétique terrestre n'est pas bien compris et nécessite de plus amples travaux, la plupart des études utilisant les cosmonucléides ont, ou

ont eu lieu aux latitudes moyennes où l'influence des variations du champ semble mineure [37]. Une meilleure compréhension des relations entre ces variations temporelles et le taux de production est nécessaire dans le but d'estimer des taux de production absolus. Cependant, en l'état actuel des connaissances, les comparaisons directes entre les taux de production des différents cosmonucléides sont tout à fait possibles. En effet, les variations du champ magnétique terrestre n'influent que sur le flux primaire (qui est le même pour tous les cosmonucléides) et pas sur le type de réaction de production.

Enfin, même si les méthodes de conversion des taux de production sont basées, entre autres, sur les latitudes géomagnétiques et bien qu'il soit possible de convertir la latitude géographique en latitude géomagnétique, des études ont montré que pour des périodes supérieures à quelques milliers d'années, le pôle géographique était une bonne approximation de la localisation moyenne des différents pôles géomagnétiques [55, 56, 57]. Il est alors possible d'utiliser les coordonnées géographiques plutôt que les coordonnées magnétiques, pour estimer des temps d'exposition supérieurs à 1000 ans.

1.2 Principe de datation des surfaces exposées - Dérivation de taux d'érosion.

1.2.1 Relations entre le taux de production des cosmonucléides et la profondeur de matière traversée.

Une fois que le rayonnement secondaire atteint la surface de la croûte terrestre, il réagit avec les atomes constitutifs de la matière. Il en résulte une atténuation de l'intensité de ce flux secondaire avec la quantité de matière traversée.

Pour une surface exposée plane, l'intensité du flux et donc le taux de production P (at/g/s) décroît exponentiellement avec la profondeur x (cm) selon [39]

$$P(x) = P_0 e^{-\frac{\rho}{\Lambda} x} \quad (1.7)$$

où P_0 est le taux de production du cosmonucléide à la surface et ρ la densité moyenne de la roche exposée. Λ est le coefficient d'atténuation massique de la roche exposée (g/cm^2). On définit le rapport $\mu = \rho/\Lambda$ comme le coefficient d'absorption de la roche exposée. Il existe peu de valeurs expérimentales de Λ , et elles varient de 150 à 170 g/cm^2 [58, 59, 60, 38]. En outre Masarik et Reedy (1995) [61] ont proposé des valeurs calculées allant de 157 à 167 g/cm^2 .

Ces valeurs de Λ ne tiennent compte que de l'effet des neutrons, et pour la production de cosmonucléides induite par les muons, une autre dépendance exponentielle à la profondeur x est proposée :

$$P_\mu(x) = P_{\mu,0} e^{-\frac{\rho}{\Lambda_\mu} x} \quad (1.8)$$

où $P_{\mu,0}$ est le taux de production muogénique du nucléide à la surface, $P_{\mu}(x)$ le taux de production muogénique à la profondeur x et Λ_{μ} le coefficient d'atténuation massique de la roche pour les muons (1300 g/cm²) [34].

1.2.2 Effet de l'érosion sur la production des cosmonucléides.

Si la surface exposée n'est pas stable, mais érodée de manière constante (taux d'érosion constant) alors la profondeur d'enfouissement devient une fonction du temps.

L'érosion agit en découpant de manière régulière ou épisodique des couches de roche bombardée. Elle permet alors l'exposition de roches qui étaient enfouies et réduit la profondeur d'enfouissement des roches sous-jacentes. Il en résulte que la production de cosmonucléides dans une roche aujourd'hui exposée est supérieure à sa production antérieure. La profondeur d'enfouissement $x(t')$ d'une roche au temps t' , s'exprime alors par :

$$x(t') = x_0 - \int_0^{t'} \varepsilon(t) dt \quad (1.9)$$

où ε est le taux d'érosion (g/cm²/a) et x_0 la profondeur d'enfouissement à $t=0$. Dans le cas d'un taux d'érosion constant, alors la profondeur d'enfouissement après un temps t est :

$$x(t) = x_0 - \varepsilon \times t \quad (1.10)$$

Le taux de production total (par spallation et capture de muons négatifs) devient alors

$$P(x, t) = P_0 e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0 - \varepsilon t)} + P_{\mu,0} e^{-\frac{\rho}{\Lambda_{\mu}}(x_0 - \varepsilon t)} \quad (1.11)$$

Le terme muogénique n'est pas exprimé uniquement parce que la composante muonique devient dominante en profondeur, mais parce qu'elle est importante pour des roches ayant subi une érosion rapide sur du long terme.

1.2.3 Calcul des temps d'exposition et taux d'érosion dérivés.

a. Cas des roches en place

Dans cette partie, il sera exposé le principe de calcul des temps d'exposition et des taux d'érosion à partir d'un seul cosmonucléide et pour des roches ayant connu un histoire simple : des roches qui ont été amenées à la surface par un processus rapide comme une éruption volcanique ou un retrait de glacier, sans recouvrement postérieur.

Dans ce cas, le nombre d'atomes de cosmonucléides $N(x,t)$ à la profondeur x dans une roche exposée pendant un temps t est donné par l'équation différentielle [39]

$$\frac{dN(x, t)}{dt} = P(x, t) - \lambda N(x, t) \quad (1.12)$$

où λ est la constante de désintégration du cosmonucléide (λ est nulle si le cosmonucléide est stable). En considérant un taux d'érosion et le taux de production constant au cours du temps, l'intégration de l'équation (1.12) donne la solution (1.13) :

$$N(x, t) = N(x, 0)e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda} e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0 - \varepsilon t)} (1 - e^{(\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda)t}) + \frac{P_{\mu,0}}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_{\mu}} e^{-\frac{\rho}{\Lambda_{\mu}}(x_0 - \varepsilon t)} (1 - e^{-(\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_{\mu})t}) \quad (1.13)$$

où $N(x,0)$ est la quantité initiale de cosmonucléide dans la roche, $N(x,t)$ la quantité de cosmonucléide dans la roche maintenant à la profondeur x (après un temps t).

Cette solution montre les limites principales de l'utilisation d'un seul cosmonucléide puisque cette équation ne permet pas de calculer à la fois un temps d'exposition et un taux d'érosion. Cependant il existe deux alternatives : 1) négliger l'érosion ($\varepsilon=0$) pour calculer un temps d'exposition et/ou 2) considérer que le temps d'exposition a été suffisamment long pour que le système atteigne un état stationnaire où la production est compensée par l'érosion et la décroissance radioactive.

Cas d'une érosion nulle.

Dans certains cas il est possible de considérer une érosion nulle. En effet pour les surfaces de polis glaciaires [46, 62] ou des figures d'abrasion fluviaux [63], des évidences géologiques suggèrent que la surface étudiée n'a pas subi d'érosion avant l'événement que l'on cherche à dater.

On peut aussi considérer une érosion nulle, lorsque seule une faible quantité de matière (correspondant à quelques centimètres) a été enlevée durant toute la durée de l'exposition. Cette érosion ne provoque pas une déviation du taux de production de plus de 10% [37] ce qui est en général l'incertitude des temps d'exposition calculés.

Alors pour une érosion nulle ($\varepsilon=0$) l'équation (1.13) devient

$$N(x_0, t) = N(x_0, 0)e^{-\lambda t} + \frac{1 - e^{-\lambda t}}{\lambda} \left(P_0 e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0)} + P_{\mu,0} e^{-\frac{\rho}{\Lambda_{\mu}}(x_0)} \right) \quad (1.14)$$

Si on considère une concentration initiale en cosmonucléides nulle ($N(x_0,0)=0$) et que l'on néglige la composante muogénique, alors le temps d'exposition se calcule suivant :

$$T = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(1 - \frac{N(x_0, t)\lambda}{P_0 e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0)}} \right) \quad (1.15)$$

Dans le cas d'un nucléide stable, comme ${}^3\text{He}$, si on considère une érosion nulle alors la solution de l'équation différentielle (1.12) donne

$$N(x_0, t) = N(x_0, 0) + P_0 e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0)} + P_{\mu,0} e^{-\frac{\rho}{\Lambda_\mu}(x_0)} \quad (1.16)$$

et le temps d'exposition, en négligeant la composante muogénique, se calcule selon

$$T = \frac{N(x_0, t)}{P_0 e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0)}} \quad (1.17)$$

Etat d'équilibre, concept de taux d'érosion et de temps d'exposition apparents.

L'état d'équilibre est atteint pour les cosmonucléides radioactifs, lorsque le temps d'exposition est assez long pour que la production soit compensée par la décroissance et l'érosion : $T \gg 1/(1+\rho\varepsilon/\Lambda)$ et $T \gg 1/(1+\rho\varepsilon/\Lambda_\mu)$. En pratique, l'hypothèse de l'état d'équilibre est vraie lorsque $T > 3/(1+\rho\varepsilon/\Lambda)$ pour les radionucléides et $T > 150 \text{ cm}/\varepsilon$ pour les nucléides stables, en utilisant une densité ρ de 3 g/cm^3 et une longueur d'atténuation massique de 160 g/cm^2 [37].

Pour $T \gg 1/(1+\rho\varepsilon/\Lambda)$ et $T \gg 1/(1+\rho\varepsilon/\Lambda_\mu)$, l'équation (1.13) se réduit à :

$$N(x, t) = N(x, 0)e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda} e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0 - \varepsilon t)} + \frac{P_{\mu,0}}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_\mu} e^{-\frac{\rho}{\Lambda_\mu}(x_0 - \varepsilon t)} \quad (1.18)$$

dans cette équation il est possible de négliger la composante muogénique car $P_0\Lambda$ est très supérieur à $P_{\mu,0}\Lambda_\mu$ [37]. L'équation (1.18) devient :

$$N(x, t) = N(x, 0)e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda} e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0 - \varepsilon t)} \quad (1.19)$$

Pour une roche dont la concentration initiale en cosmonucléides est nulle ($N(x,0) = 0$), l'équation est réduite à

$$N(x, t) = \frac{P_0}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda} e^{-\frac{\rho}{\Lambda}(x_0 - \varepsilon t)} \quad (1.20)$$

L'équation (1.20) implique que pour une roche subissant une érosion constante pendant un temps supérieur à $1/(1+\rho\varepsilon/\Lambda)$, la concentration en cosmonucléides atteint un équilibre correspondant à une constante de désintégration égale à $\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda$. Le temps d'exposition effectif de la surface de la roche ($x_0 - \varepsilon t = 0$) est alors

$$T_{eff} = \frac{1}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda} \quad (1.21)$$

soit

$$T_{eff} = \frac{N(0)}{P(0)} \quad (1.22)$$

où $N(0)$ est la concentration en cosmonucléides à la surface de la roche exposée.

Le taux d'érosion moyen est alors donné par :

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho} \left(\frac{P_0}{N} - \lambda \right) \quad (1.23)$$

soit

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho} \left(\frac{1}{T_{eff}} - \lambda \right) \quad (1.24)$$

Dans le cas de cosmonucléides stables ($\lambda=0$) le temps d'exposition effectif est donné par

$$T_{eff} = \frac{1}{\rho\varepsilon/\Lambda} \quad (1.25)$$

soit

$$T_{eff} = \frac{N(0)}{P(0)} \quad (1.26)$$

Ainsi le taux d'érosion et le temps d'exposition effectif sont reliés par la relation :

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho} \frac{1}{T_{eff}} \quad (1.27)$$

En réalité, il est préférable de parler de temps d'exposition et taux d'érosion apparents. En effet, les hypothèses d'une érosion nulle et de l'état d'équilibre nécessitent des conditions très strictes (explicitées plus haut). Lorsque ces conditions ne sont pas respectées, alors les concentrations en cosmonucléides mesurées résultent d'une combinaison de taux d'érosion et de temps d'exposition.

Les différentes équations présentées plus haut donnent alors des temps d'exposition minimums et des taux d'érosion maximums. L'évolution des concentrations des cosmonucléides en fonction du temps d'exposition et des taux d'érosion est présentée sur la figure 1.2.

Lorsque l'on se place dans le cas du modèle de l'état d'équilibre, la détermination d'un temps d'exposition nécessite l'hypothèse d'une érosion nulle. Dans ce cas, la concentration en cosmonucléides mesurée correspond à un temps d'exposition minimum. En effet cette concentration peut aussi correspondre au plateau représentant l'équilibre pour un taux d'érosion constant et non nul (Fig. 1.2).

1.2. Principe de datation des surfaces exposées - Dérivation de taux d'érosion.

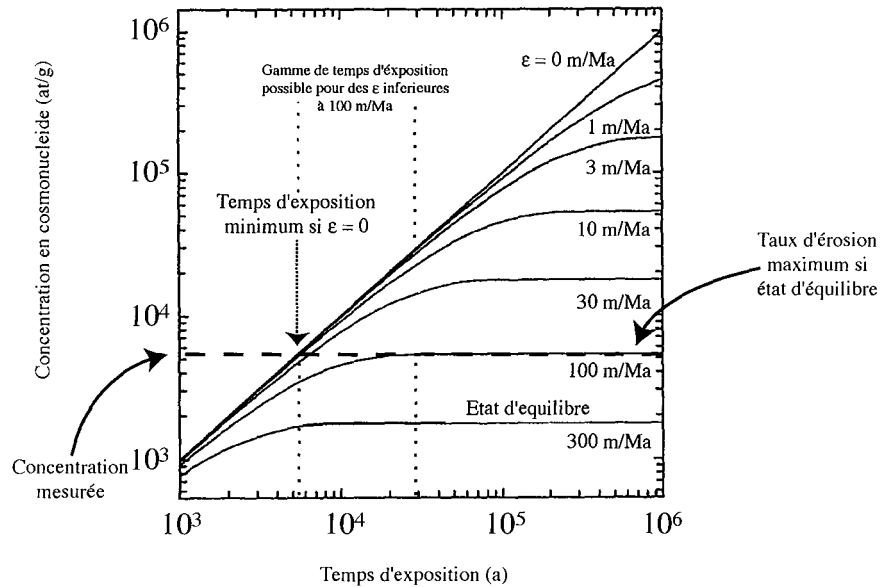


Fig. 1.2: Evolution de la concentration en cosmonucléides stable en fonction du temps d'exposition et du taux d'érosion (d'après [37]). Ces courbes ont été calculées sur la base d'un taux de production de 1 at/g/a. La concentration en cosmonucléides atteint un niveau d'équilibre entre les gains par production et pertes par érosion. Cet état d'équilibre est atteint d'autant plus rapidement que les processus de dénudation sont actifs. L'hypothèse d'une érosion nulle implique le calcul de temps d'exposition minimaux, alors que l'hypothèse d'un équilibre (temps d'exposition infini) implique le calcul d'érosion maximale. Entre ces limites, la concentration correspond à la combinaison d'un taux d'érosion et d'un temps d'exposition.

De la même manière, les taux d'érosion moyens déterminés à partir des temps d'exposition minimums, sont des taux d'érosion maximums. Puisque la concentration mesurée peut aussi correspondre à un temps d'exposition pas assez important pour que le système ait atteint l'équilibre sous l'action d'un taux d'érosion inférieur à celui calculé (Fig. 1.2).

b. Utilisation des cosmonucléides dans les sédiments de rivières.

Dans le cas des roches en place et affleurantes, les temps d'exposition et les taux d'érosion peuvent être déterminés par la méthode décrite ci-dessus. Cependant les taux d'érosion ainsi déterminés ne sont pas directement interprétables comme des taux d'érosion moyens de l'ensemble de la zone étudiée. En effet, l'érosion d'une roche affleurante en un endroit diffère de celle d'une roche plus éloignée.

Ce sont Lal et Arnold (1985) [64] qui, les premiers, ont suggéré que les taux d'érosion déterminés à partir de sédiments de rivière devaient refléter le taux d'érosion des roches parentes. De là est alors né le concept de taux d'érosion moyen de bassin versant développé depuis par de nombreux auteurs [65, 66, 67, 68, 25, 69]

Ce concept est régi par trois grands facteurs :

- 1) Avant d'être sous forme de sédiments, les grains monominéraux ont été des fragments plus ou moins gros issus de l'altération de la roche mère.
- 2) Les sédiments de rivières proviennent de zones sources différentes qui connaissent des érosions tout aussi différentes.
- 3) La détermination des taux d'érosion à partir de sédiments est plus compliquée qu'à partir de roches en place, puisque l'accumulation des cosmonucléides dans les grains qui constituent le sédiment peut se faire durant l'exhumation mais aussi pendant le transport et même le stockage.

Influence de la présence de régoles sur la roche mère.

Les paysages sont généralement recouverts par les fragments issus de l'altération de la roche mère, et qui la masque des rayons cosmiques. Cette altération ne produit pas que des gros fragments mais aussi des grains monominéraux, qui peuvent être mis en mouvement, et donc mélangés par la bioturbation, la gélifraction... Granger (1996) [69] définit la concentration en cosmonucléides dans ces grains en considérant deux cas :

- 1) Si les fragments ne sont pas mélangés verticalement, alors la variation de leur concentration en cosmonucléides est équivalente à celle de la roche mère. Donc la concentration s'exprime, d'après (1.25) et (1.26) selon :

$$N(0) = \frac{\Lambda P_0}{\rho \varepsilon} \quad (1.28)$$

2) Si les fragments sont mélangés verticalement, alors leur concentration moyenne en cosmonucléides $N_{fragment}$ est donnée par : (Granger 1996) [69]

$$N_{fragment} = N_{r.m} + P_{fragment} \times t \quad (1.29)$$

où $N_{r.m}$ est la concentration héritée de la roche mère sous jacente, $P_{fragment}$ est le taux de production moyen du cosmonucléide dans le fragment, et (t) le temps de résidence dans le fragment. Soit

$$N_{fragment} = P_0(e^{-\frac{\rho}{\lambda}x})\frac{\Lambda}{\varepsilon\rho} + \left(P_0(1 - e^{-\frac{\rho}{\lambda}x})\frac{\Lambda}{\rho x} \times \frac{x}{\varepsilon} \right) \quad (1.30)$$

et

$$N(0) = \frac{\Lambda P_0}{\rho \varepsilon} \quad (1.31)$$

où x est l'épaisseur du fragment.

La concentration moyenne en cosmonucléides des fragments et grains monominéraux (mélangés ou pas) est donc régie par la même équation que pour une roche en place subissant l'érosion ε . Les concentrations en cosmonucléides des grains constituant les sédiments peuvent donc être utilisées pour estimer le taux d'érosion des roches mères.

Influence de la provenance des sédiments.

Les cours d'eau mélangent les sédiments provenant de zones différentes (sous-bassins) et qui subissent des érosions différentes. Si les sous-bassins produisent des sédiments proportionnellement à leur taux d'érosion, ce qui devrait être le cas sur le long terme, alors la concentration moyenne en cosmonucléides des sédiments reflète le taux d'érosion moyen de l'ensemble du bassin drainé (l'ensemble des sous-bassins).

Si on considère que les sédiments mesurés proviennent de plusieurs sous-bassins d'aire A_i subissant des érosions différentes ε_i et dont les sédiments contiennent des concentrations en cosmonucléides N_i , alors la concentration moyenne des sédiments est donnée par [69] :

$$\bar{N} = \frac{\sum N_i \varepsilon_i A_i}{\sum \varepsilon_i A_i} = \frac{\sum P_0(\Lambda/\rho) A_i}{\sum \varepsilon_i A_i} = \frac{\Lambda P_0}{\rho \bar{\varepsilon}} \quad (1.32)$$

Il en résulte que les concentrations en cosmonucléides des sédiments mélangés peuvent être interprétées comme les concentrations des roches mères affleurantes. Les taux d'érosion alors dérivés sont les taux d'érosion moyens de la zone drainée en amont du site d'échantillonnage. Mais ceci n'est vrai seulement que si les sous-bassins produisent des sédiments proportionnellement à leur taux d'érosion.

Par contre, si un sous-bassin produit une fraction de sédiments beaucoup plus importante à cause d'un événement anthropique, alors le taux d'érosion moyen du bassin versant est biaisé à cause de cet événement dans le sous-bassin.

Influence du stockage et de la remobilisation des sédiments.

Les sédiments de rivière peuvent être stockés et remobilisés durant le transport. L'accumulation de cosmonucléides peut se faire pendant le transport et/ou pendant le stockage. De la même manière que des pertes par décroissance peuvent intervenir pendant le stockage pour les radionucléides.

En général le transport est beaucoup plus rapide que le temps d'érosion ($\rho\Lambda/\varepsilon$) (comme c'est le cas par exemple en Himalaya). Cependant dans les grands systèmes qui remobilisent des dépôts, les concentrations en cosmonucléides des sédiments reflètent en premier lieu les taux d'érosion au moment des dépôts, et les pertes par décroissance pour les radionucléides. La détermination des taux d'érosion à partir des sédiments de rivière doit alors être appliquée avec précaution dans le cas de systèmes présentant de gros dépôts.

Méthodes publiées pour le calcul des taux d'érosion à partir des concentrations en cosmonucléides des sédiments de rivière.

La concentration en cosmonucléides des sédiments de rivière résulte de l'évolution des concentrations de la roche mère au cours de son histoire. Ainsi les concentrations en cosmonucléides des sédiments peuvent être utilisées pour estimer les taux d'érosion moyen des bassins versants producteurs de ces sédiments [69, 25].

Comme Granger (1996) [69], Brown (1995) [25] suggère que le taux d'érosion moyen ($\bar{\varepsilon}$) d'un bassin versant constitué de n sous-bassins d'aire A_i s'exprime par :

$$\bar{N} = \frac{\sum N_i \varepsilon_i A_i}{\sum \varepsilon_i A_i} \quad (1.33)$$

et

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\sum \varepsilon_i A_i}{\sum A_i} \quad (1.34)$$

En supposant que la variation de taux de production dans le bassin versant est faible, Brown (1995) [25] suggère d'utiliser le taux de production moyen du bassin. De plus, en supposant que pour les radionucléides cosmogéniques, la perte se fait d'abord par érosion plutôt que par décroissance (si on considère aucun stockage) alors le taux d'érosion moyen d'un bassin versant est défini par :

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\Lambda \bar{P}}{\rho \bar{N}} \quad (1.35)$$

Cependant, il existe une manière plus précise pour déterminer le taux d'érosion moyen du bassin versant, en intégrant le taux de production sur le bassin versant.

Méthode utilisée dans cette étude pour le calcul des taux d'érosion à partir des concentrations en cosmonucléides des sédiments de rivière.

Soit un point donné du paysage, la concentration $N(x)$ en cosmonucléides en ce point est donnée par

$$N(x) = \frac{n(x)}{V} \quad (1.36)$$

où V est un volume unitaire et $n(x)$ le nombre d'atomes du cosmonucléide produit dans ce volume. Si on considère que ce volume unitaire a été érodé à une vitesse ε pendant un intervalle de temps tel que $dV = \varepsilon(x).dt$, alors

$$N(x) = \frac{n(x)}{\varepsilon(x).dt} \quad (1.37)$$

De plus, à l'équilibre (quand la production compense la perte par érosion et décroissance) et pour des taux d'érosion supérieurs à 1 m/Ma (dans le cas de radionucléides cosmogéniques comme le ^{10}Be) la concentration s'exprime par :

$$N(x) = \frac{P(x)}{\varepsilon(x)} \times \frac{\Lambda}{\rho} \quad (1.38)$$

Si on considère maintenant un échantillon de sable de rivière, la concentration en cosmonucléides dans cet échantillon est donnée par :

$$N(x) = \frac{1}{V} \iint v(x)N(x).ds \quad (1.39)$$

$$N(x) = \frac{1}{V} \iint \varepsilon(x)N(x).dt.ds \quad (1.40)$$

où $v(x)$ le volume de matériel provenant de chaque parcelle du bassin drainant. V est le volume total érodé tel que

$$V = \iint \varepsilon(x).dt.dx \quad (1.41)$$

$$V = A\bar{\varepsilon}.dt \quad (1.42)$$

où $\bar{\varepsilon}$ le taux d'érosion moyen du bassin d'aire drainée A . La combinaison de (1.38) (1.40) et (1.42) permet d'exprimer les concentrations en cosmonucléides des sédiments selon :

$$N(x) = \frac{1}{\varepsilon} \times \frac{\Lambda}{\rho} \times \frac{1}{A} \int P(x) dx \quad (1.43)$$

Cette expression est identique à celles proposées par [69, 25], à l'exception du taux de production qui est intégré sur l'ensemble de la surface du bassin drainé.

1.2.4 Incertitudes sur les temps d'exposition et taux d'érosions calculés.

La difficulté à estimer des temps d'exposition ou taux d'érosion avec précision est liée aux nombreux facteurs qui contrôlent le taux de production. Les méthodes de conversion des taux de production sont les principales sources d'erreur à cause des incertitudes sur la plupart des paramètres comme le champ magnétique. . .

Généralement, les auteurs ne tiennent compte que des incertitudes liées aux mesures, et pas à la détermination des taux de productions ou des variations du champ magnétique. . . Ceci ne pose pas de gros problèmes dans la mesure où la plupart des auteurs et lecteurs en sont conscients, et dans le cas d'études sur des zones géographiques restreintes. Par contre, l'estimation de temps d'exposition ou taux d'érosion absolu nécessite une prise en compte totale des incertitudes sur les mesures et les paramètres externes de calcul.

Niedermann (2002) [37] a rassemblé dans un tableau (Tab. 1.2) les sources importantes d'incertitudes de la méthode de datation par les cosmonucléides.

1.3 Les cosmonucléides ^3He et ^{10}Be .

Cette section est consacrée aux deux cosmonucléides utilisés dans cette étude. Il y sera présenté leurs caractéristiques, leurs avantages et inconvénients.

Le choix des nucléides appropriés pour une étude est fonction du temps d'exposition que l'on estime pour la surface étudiée, l'altitude de la surface et la nature de l'étude. A l'inverse, la lithologie des zones étudiées peut restreindre l'utilité des nucléides.

D'une manière générale, l'efficacité des cosmonucléides terrestres dépend de leur période (dans le cas des radionucléides), de leur taux de production et de leurs limites de détection instrumentale.

Par exemple, si une surface pré-Quaternaire a été exposée mais très peu érodée, il est possible de la dater avec des cosmonucléides stables ou ayant une longue période comme ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al [70, 71, 72, 73, 74, 75].

À l'inverse, le temps d'exposition minimum estimable est principalement fonction de la combinaison du taux de production et les limites de détection instrumentales.

Tab. 1.2: Récapitulatif des sources et des erreurs intervenant dans la méthode de datation par les cosmonucléides.

Source d'erreur	erreur individuelle	erreur sur l'âge	
Mesure des concentrations	5-20%	5-20%	
Long. d'att.mass Prof.(x) Densité	10 g/cm ² 5 cm 0.2 g/cm ³		
Correct. Prof		13% 20% 36%	x= 50 cm x= 100 cm x= 200 cm
Composante muogénique négligée	2%	2% 10% 54% 7400%	x= 0 cm x= 100 cm x= 200 cm x= 500 cm
Taux de production	10-20%	10-20%	x=0, >60°
Méthode de conversion		10% 2-10%	Lal (1991) Dunai (2000a)
Conversion utilisant l'altitude plutôt que la pression	1% 2-4%	6-8% 15-15%	autre que Antarctique à l'Antarctique
Utilisation des coord. géographiques	1.5°	2%	pour t >1Ka
Champ magnétique non dipolaire	15-25%	0-30%	pour t < 10-20Ka fonction de la localité
Variation de l'activité solaire	± 400 MeV	10%	
Variation du champ magnétique	±4 × 10 ²² Am ²	<12% <20%	Masarik et al. (2001) Dunai(2001b)

1.3.1 Taux de production du ^3He et du ^{10}Be .

La connaissance des taux de production est indispensable à l'application de la méthode de datation par les cosmonucléides. Depuis plus de vingt ans, de nombreux auteurs travaillent à déterminer avec précision le taux de production de la plupart des cosmonucléides selon trois grands types de méthode.

1) Méthode géologique, en mesurant la concentration du nucléide dans une roche de surface ayant connu une histoire simple (roche stable, pas d'érosion ni de masque) et qui a été exposée pendant un durée déterminée par une autre méthode comme ^{14}C , ^{40}Ar - ^{39}Ar (ou dendrochronologie) [38, 76, 51, 77, 78, 79, 80, 62, 70, 71, 46, 81, 82, 83].

2) Méthode expérimentale, les taux de production peuvent être déterminés expérimentalement, par des mesures en laboratoire simulant le flux secondaire, ou en exposant des cibles au rayonnement naturel actuel à haute altitude pendant quelques années [84, 85].

3) Méthode numérique, les taux de production sont aussi déterminés par simulation numérique des interactions nucléaires responsables de la production [61].

Les roches volcaniques sont parmi les meilleurs objets naturels pour étudier le taux de production des cosmonucléides. En effet, l'influence de l'érosion peut être estimée à partir de la texture de la surface des coulées. Les temps d'exposition correspondent en général à l'âge des coulées qui peuvent être datées par d'autres méthodes géochronologiques (^{14}C , ou ^{40}Ar - ^{39}Ar). Cependant d'autres objets tels que surfaces de polis glaciaires, ou des terrains mis à nu par des événements catastrophiques peuvent être utilisés.

Dans cette section et dans les études traitant des cosmonucléides, le taux de production de référence d'un cosmonucléide est toujours donné au niveau de la mer (altitude = 0) et aux hautes latitudes ($>60^\circ$) sauf indications contraires. On parle alors de taux de production normalisé.

a. Taux de production de l' ^3He .

Le taux de production de l' ^3He cosmogénique ($^3\text{He}_c$) a principalement été déterminé à partir de mesures sur roches volcaniques et plus précisément sur olivines et pyroxènes. Kurz (1986) [38] a mesuré la concentration en $^3\text{He}_c$ de phéno-cristaux d'olivine d'une coulée basaltique Hawaïenne datée par ^{14}C et propose un taux de production de 97 at/g/a d' ^3He à 37° de latitude et au niveau de la mer. Plus tard Kurz et al (1990) [76] ont poursuivi cette étude et sont arrivés à un taux de production normalisé variant de manière importante de 47 à 150 at/g/a (recalé par la méthode de Lal 1991 [39]). Cerling (1990) [86], Poreda et Cerling (1992) [57] et Cerling and Craig (1994)[51] ont aussi mesuré les concentrations en $^3\text{He}_c$ d'olivines et pyroxènes de coulées basaltiques aux États Unis et en France, et proposent un taux de production normalisé de 115 ± 4 at/g/a. Plus récemment Licciardi et al (1999) [77] ont déterminé un taux de production d' ^3He à partir d'olivines de coulées basaltique dans l'Oregon (USA), datées de 2450 à 7090 ans au ^{14}C .

En appliquant des corrections sur la position du pôle géomagnétique [55, 56], ils montrent que les taux de production ne varient pas plus de 5% et proposent un taux de production normalisé de 116 ± 3 at/g/a. Alors que la plupart des études de taux de production ont été réalisées sur des roches d'âge inférieur à une vingtaine de millier d'années, Dunai et Wijbrans (2000) [87] ont mesuré la concentration en $^3\text{He}_c$ d'olivines de coulées d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 152 et 281 Ka (îles Canarie). À partir de ces coulées, ils ont proposé un taux de production normalisé de 118 at/g/a. Enfin, de la même manière, Ackert et al (2003) [88] ont déterminé à partir des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K-Ar de coulées volcaniques en Patagonie, un taux de production normalisé pour ^3He dans les olivines et clinopyroxènes allant de 129 ± 6 à 139 ± 4 at/g/an (ils attribuent cette gamme à l'effet de la composition). Le nombre et la cohérence de toutes ces mesures font de ^3He le cosmonucléide dont le taux de production est le mieux documenté.

Quelques études expérimentales ont été réalisées, notamment celle de Brown et al (2000) [85] pour mesurer le taux de production de ^3He , ^3H , et du ^{10}Be dans l'eau. Leurs résultats donnent un taux de production normalisé entre 88 ± 19 et 99 ± 20 at/g/a selon la méthode de normalisation utilisée, en accord (aux incertitudes près) avec la plupart des taux de production calculés.

Depuis le début de l'histoire des cosmonucléides, des auteurs ont toujours tenté de modéliser leur taux de production. Lal (1991) [39] a proposé un modèle pour calculer le taux de production de ^3He (et les isotopes du Ne) qui donnait des valeurs beaucoup plus faibles que celles mesurées, ceci étant en partie lié aux paramètres du modèle. Plus récemment, Masarik et Reedy (1995, 1996) [61, 89] ont proposé un modèle en se basant sur les sections efficaces des différents éléments constitutifs des cibles. Ces sections efficaces ont été dérivées de mesures effectuées sur des météorites. L'avantage de leur modèle et de la méthode de calcul dérivée, est l'estimation de taux de production pour des compositions spécifiques des minéraux cibles, à partir de coefficients caractéristiques des éléments. Il est donc possible d'estimer des taux de production pour des minéraux n'ayant pas fait l'objet de mesure. Leurs résultats sont très cohérents avec les taux de production déjà mesurés (olivine et quartz).

La prise en compte, dans les modèles, de sections efficaces différentes pour les différents éléments implique que le taux de production est dépendant de la composition. Le fait que les taux de productions mesurés sur olivine et pyroxène ne varient pas de plus de 5% ([51, 88], Licciardi communication personnelle 2002) ne veut pas forcément dire qu'il n'y a pas de réelle dépendance à la composition. En effet, cette correspondance entre l'olivine et le pyroxène peut s'expliquer par la faible influence du Ca sur la production d' ^3He par spallation.

Enfin le taux de production d' $^3\text{He}_c$ le plus communément utilisé est le taux de production défini par Cerling and Craig (1994) [51] de 115 ± 4 at/g/a au niveau de la mer et aux hautes latitudes.

b. Le taux de production du ^{10}Be .

Les taux de production de ^{10}Be mesurés dans le quartz varient de 4.74 à 6.4 at/g/a. [62, 70, 71, 81, 46, 82, 83]. Ces variations sont attribuées aux incertitudes des âges d'exposition des sites, au possible masquage par la neige ou par les sédiments, et aux variations temporelles liées aux conditions atmosphériques et magnétiques [27]. Le taux de production qui servait de référence est celui défini par Nishiizumi et al (1989) à partir de quartz d'une surface datée à 11 Ka par ^{14}C , et qui est de 6,03 at/g/a (normalisé par Lal 1991 [39]). Cependant après une recalibration de l'âge ^{14}C à 11,5 Ka, le taux de production fut renormalisé à 5,96 at/g/a. Mais une étude sur la déglaciation du site utilisé [62] donnant un âge de 13 Ka a entraîné une reconsidération du taux de production donnant 4,74 at/g/a [27]. Kubik et al (1998) [83] ont défini un taux de production de 5,75 at/g/a, à partir de veine de quartz de blocs issus du glissement de terrain de Kofel, en Autriche, et très bien daté au ^{14}C à 9800 ± 100 ans. Enfin, Nishiizumi et al (1991a) [71] donnent un taux de production de 6,13 at/g/a à partir de quartz d'Antarctique d'âge supérieur à 4 Ma, et donc supposés à l'équilibre. Ces valeurs de taux de production du ^{10}Be sont très variables et il est difficile d'attribuer cette variabilité aux méthodes de normalisation ou aux variations de l'intensité du champ magnétique ou de l'activité solaire. Stone et al. (1998) [90] et Stone (1999) [91] ont attribué cette variabilité à l'influence de la composante muonique. En supposant que les muons contribuent à hauteur de 3% [34] plutôt que 15,6% [46, 39] les différents taux de productions convergent vers une valeur de $5.1 \pm 0,3$ at/g/a [91].

Dans cette étude nous avons utilisé, aux vues des études précédentes, un taux de production pour le ^{10}Be de $5,8 \pm 0,6$ at/g/an aux hautes latitudes ($>60^\circ$) et au niveau de la mer.

1.3.2 Spécificités géochimiques de ^3He .

^3He est un des deux isotopes de l'He. Cet élément fait partie des gaz rares, c'est-à-dire qu'au même titre que le néon, argon, xénon et le krypton, sa couche électronique la plus externe est saturée. Il est alors dit inerte puisqu'il ne peut pas réagir avec la matière qui l'entoure et son faible rayon atomique en fait un élément très mobile.

La méthode de datation par $^3\text{He}_c$ est soumise à deux caractéristiques importantes de ^3He . 1) ^3He est un gaz et peut donc diffuser facilement dans le minéral cible, 2) la production d' ^3He cosmogénique n'est pas la seule source d' ^3He dans le minéral cible.

a. Diffusion de ^3He dans la phase minérale.

Comme pour les autres méthodes géochronologiques, la condition d'application de la méthode des cosmonucléides est la rétention dans le minéral cible du cosmonucléide produit. On pourrait considérer au premier ordre que les minéraux connus pour contenir de fortes concentrations en gaz rares, provenant d'autres sources (magmatiques ou radiogéniques) sont capables de retenir l'He cosmogénique. Cependant les différentes composantes ne sont pas retenues de la même

manière. Le plus souvent la composante initiale se trouve dans les inclusions fluides, alors que l'He cosmogénique est produit dans le réseau cristallin.

De nombreuses études ont montré que des minéraux comme l'olivine ou le pyroxène, par leur faible coefficient de diffusion, retiennent de manière significative l'He [92, 93]. Par contre la rétention de ^3He par le quartz est sujette à beaucoup plus de discussion [86, 94, 93, 95]. Il apparaît que $^3\text{He}_c$ peut être plus ou moins retenu dans le quartz et selon des conditions particulières telles que de très faibles températures et dans des grains de taille assez importante [96]. Cette incertitude quant à la rétention ne peut permettre une utilisation du quartz comme cible pour la datation par $^3\text{He}_c$.

La rétention de l'hélium dans les minéraux mafiques tels que l'olivine et le pyroxène ont poussé des auteurs à étudier la diffusion de l'He dans le grenat. Dunai et Roselieb (1996) [97] ont montré que le grenat retenait l'hélium d'une manière très efficace, et suggèrent qu'il est le minéral silicaté ayant le plus fort pouvoir de rétention de l'hélium puisque sa porosité ionique est la plus faible de tous les minéraux.

b. Les différentes sources d' ^3He dans la phase minérale : discrimination des composantes non-cosmogéniques.

L'hélium contenu dans un minéral terrestre peut avoir plusieurs sources. En plus de l'He cosmogénique le minéral cible peut contenir de l'He atmosphérique (^3He et ^4He), de l'He hérité (^3He et ^4He) de l'He radiogénique-nucléogénique (^4He et ^3He). L'utilisation de la méthode de datation par $^3\text{He}_c$ nécessite donc une discrimination des différentes composantes.

$L^3\text{He}$ initial.

La composante initiale, ou primitive, est aussi appelée "trapped" en anglais puisqu'elle est principalement contenue dans les inclusions fluides. Cette composante représente l'hélium primitif contenu dans le manteau et dégazé via le volcanisme. Le rapport isotopique caractéristique de cette composante est fonction de l'origine des basaltes, et traduit l'hétérogénéité du manteau.

Cette composante initiale peut être identifiée en analysant la composition isotopique en He du gaz extrait de l'échantillon par une méthode spécifique appelée "palier de broyage", à condition que la quantité de matériel nécessaire soit disponible (environ 500 mg), ce qui n'a pas été le cas dans cette étude. La composante initiale étant principalement contenue dans les inclusions fluides, elle doit être libérée lors des premiers stades du broyage. Ainsi l' ^3He initial ($^3\text{He}_i$) est déterminée à partir du rapport isotopique mesuré lors du broyage ($(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{broyage}}$), et la quantité totale d' ^4He mesurée ($^4\text{He}_{\text{tot}}$) dans l'échantillon [98, 38, 99].

$$^3\text{He}_i = ^4\text{He}_{\text{tot}} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{broyage}} \quad (1.44)$$

Cependant cette méthode n'est pas applicable si de l' ^4He radiogénique est produit *in situ*.

En effet, une roche âgée ou riche en U/Th, donnera un rapport isotopique erroné puisque enrichi en ^4He produit *in situ*.

L³He atmosphérique.

L'hélium atmosphérique est issu du dégazage mantellique via le volcanisme. L'hélium étant très léger, son temps de résidence dans l'atmosphère est faible (environ 1 Ma). Cependant il peut être incorporé dans les minéraux par circulation de fluide ou être adsorbé dans leurs fractures ou à leur surface.

La teneur en ^3He atmosphérique d'un minéral est déterminée à partir de la teneur en ^{20}Ne .

$$^3\text{He}_{atm} = ^{20}\text{Ne} \times \left(\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}} \right)_{atm} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{atm} \quad (1.45)$$

où $(^3\text{He}/^4\text{He})_{atm} = 1,386 \times 10^6$ [100] et $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{atm} = 0,320$.

L'He radiogénique-nucléogénique "post-formation des minéraux".

Un isotope est dit radiogénique lorsqu'il est produit par la décroissance radioactive d'un nucléide parent. En revanche un isotope est dit nucléogénique lorsqu'il résulte d'une réaction nucléaire induite par une particule fille issue de la décroissance d'un élément radioactif [101].

Les deux isotopes de l'hélium peuvent être produits par un processus radioactif dans les roches terrestres [102]. En effet l' ^3He peut résulter de la décroissance du tritium ($\lambda=12,44$ ans) produit par capture de neutrons thermalisés sur ^6Li ($^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{H}(\beta^-)^3\text{He}$).



où le flux de neutron est produit dans la matrice rocheuse par des réactions nucléaires (α,n) sur des noyaux légers tel que Na, Mg, Al, Si et Ca.

D'autre part, l' ^4He est généré par la décroissance de l'U, du Th et leurs isotopes fils.



Bien que dans ce cas l' ^3He soit le produit de la décroissance radioactive du tritium, cette composante est communément appelée composante nucléogénique.

Cette composante nucléogénique est directement fonction de la teneur en Li du minéral cible et des teneurs en U et Th de la roche encaissante. Cette composante peut être quantifiée, en estimant le rapport de production radiogénique $\frac{P_3\text{He}}{P_4\text{He}}$ [102] puis en considérant que tout l' ^4He contenu dans le minéral est radiogénique. Bien entendu cette méthode n'est pas compatible avec la présence d'une composante initiale, tout comme l'inverse.

Andrews and Key (1982) [103] suggèrent que la production de l' ^3He nucléogénique ($P_3\text{He}$) dans un minéral est fonction du flux de neutron (n) qui le traverse et de la fraction de neutrons capturés par le ^6Li (F_{Li}) :

$$P_3 = nF_{\text{Li}} \quad (1.50)$$

où la fraction de neutrons capturés par un élément x dans un minéral est donnée par [104]

$$F_x = \frac{\sigma_x N_x}{\sum_i^n \sigma_i N_i} \quad (1.51)$$

où σ et N sont les sections efficaces pour la capture de neutrons et les abondances des différents éléments du minéral.

Le flux de neutrons n est produit dans la matrice rocheuse par des réactions (α, n) sur les éléments légers, les particules α provenant de la décroissance de l'U et du Th (avec une faible contribution de la fission de l' ^{238}U). Le taux de production de neutrons est donné par la somme des taux de réaction [102] :

$$n = (\alpha, n)_U + (\alpha, n)_{\text{Th}} + (s, f)_U \quad (1.52)$$

Feige et al (1968) [105] ont déterminé les taux de réaction en fonction des teneurs de la roche en éléments légers, U et Th, permettant ainsi de calculer le taux de production de neutron et donc le taux de production d' ^3He radiogénique.

Le taux de production de l' ^4He radiogénique est plus simple à calculer, et est fonction des teneurs en radioéléments du minéral cible [102]

$$P_4 = 3,218 \times 10^6 [U] + 7,7632 \times 10^5 R[U] \quad (1.53)$$

où R est le rapport des concentrations Th/U.

La teneur en ^3He nucleogénique peut alors être calculée selon :

$$^3\text{He}_{\text{nucleo}} = ^4\text{He}_{\text{radio}} \times \left(\frac{P_3\text{He}}{P_4\text{He}} \right)_{\text{radio}} \quad (1.54)$$

où ${}^4\text{He}_{radio}$ est l' ${}^4\text{He}$ total mesuré dans l'échantillon.

1.3.3 Spécificités du ${}^{10}\text{Be}$.

Contrairement à l' ${}^3\text{He}$, le ${}^{10}\text{Be}$ n'est pas un gaz et cet isotope est un des sept isotopes instables du béryllium (qui en compte huit). Sa période est de $1,5 \times 10^6$ ans. Néanmoins comme l' ${}^3\text{He}$, il n'est pas formé uniquement sous l'effet du rayonnement cosmique.

Sharma and Middleton (1989) [106] ont décrit les trois processus nucléaires de production de ${}^{10}\text{Be}$ non-cosmogénique. Les deux premiers sont presque anecdotiques tant la production est faible. L'un est lié à la décroissance du ${}^{222}\text{Ra}$ et ${}^{224}\text{Ra}$ [107] l'autre à la fission de l'U et du Th. En revanche, le dernier processus qui consiste en une réaction secondaire sur le ${}^7\text{Li}$, induite par les particules α (${}^7\text{Li}(\alpha, p){}^{10}\text{Be}$) peut s'avérer plus productif. En effet, cette réaction est fonction de la teneur en U et Th de la roche et en Li du minéral cible. Le nombre d'atomes de ${}^{10}\text{Be}$ produit par gramme de minéral cible ($N({}^{10}\text{Be})$) est alors donné par [106].

$$N({}^{10}\text{Be}) = N_{U,Th} \times N_{Li} \times \left(\frac{\lambda_{U,Th}}{\lambda_{10\text{Be}}} \right) \times \int_{R_0}^R \sigma(E)_{10\text{Be}} dR \quad (1.55)$$

où $N_{U,Th}$ et N_{Li} sont les nombres d'atomes d'uranium ou de thorium et de lithium par gramme, $\lambda_{U,Th}$ et $\lambda_{10\text{Be}}$ les constantes de désintégrations du l'U, du Th et du ${}^{10}\text{Be}$. Le dernier membre représente l'intégration sur la gamme d'énergie des particules α en jeu dans cette réaction, des sections efficaces pour la production du ${}^{10}\text{Be}$. Brown et al (1991) [70] suggèrent que le taux de production nucléogénique est en général trop faible pour produire des concentrations significatives, excepté pour des minéraux anormalement riches en U, Th et Li.

Enfin, la particularité du ${}^{10}\text{Be}$ est qu'il est abondamment produit dans l'atmosphère par spallation sous l'effet des rayons cosmiques sur l'oxygène et l'azote. Une fois produit il se dépose sur la surface du globe, sur les continents et les sédiments marins [108, 109]. Ce ${}^{10}\text{Be}$ météorique contenu dans les sédiments marins peut alors être subducté et se retrouver en quantité significative dans des roches volcaniques [110, 111]. Ce ${}^{10}\text{Be}$ météorique peut aussi s'infiltrer dans les fractures de minéraux, ou être fortement adsorbé à leur surface.

La présence de cette composante atmosphérique est une des raisons pour lesquelles le ${}^{10}\text{Be}$ est mesuré sur des minéraux résistants tel que le quartz et l'olivine [79, 112]. Des essais sur d'autres minéraux comme le pyroxène [113] montrent que l'extraction de la composante météorique est très difficile.

1.4 Développement de la méthode ^3He cosmogénique dans le grenat.

Le choix du développement de cette méthode $^3\text{He}_c$ dans le grenat est lié à trois paramètres principaux : 1) $^3\text{He}_c$ est utilisable pour appréhender des problèmes géomorphologiques [60, 26] 2) Son utilisation est restreinte aux terrains volcaniques, alors que sa rétention potentielle dans le grenat pourrait étendre son utilisation aux terrains métamorphiques et donc aux principaux orogènes 3) La méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat devrait être une méthode complémentaire à la méthode $^{10}\text{Be}_c$ -Quartz.

1.4.1 Intérêt de l' ^3He cosmogénique.

a. L' ^3He est un isotope stable.

En tant qu'isotope stable, l' $^3\text{He}_c$ peut être utilisé pour étudier des expositions de plusieurs millions d'années, au-delà de la limite imposée par la période des radionucléides, et celle du ^{10}Be en particulier. De la même manière, la stabilité de l' ^3He permet au minéral cible de conserver la quantité de $^3\text{He}_c$ produit lors de son exposition, même avant un recouvrement. On peut alors, par l'intermédiaire de méthodes géochronologiques supplémentaires, estimer une paléo-exposition [114]. Enfin la méthode $^3\text{He}_c$ associée à la méthode $^{10}\text{Be}_c$ permettrait d'appréhender des histoires d'expositions complexes résultant d'expositions suivies de recouvrement pouvant durer des millions d'années.

b. Un fort taux de production associé à une limite de détection basse.

L' $^3\text{He}_c$ est l'isotope qui possède le taux de production le plus fort parmi tous les cosmonucléides. Cette particularité permet donc de l'utiliser pour dater des surfaces très jeunes [115]. En effet, il possède une limite de détection très faible sur les spectromètres de masses conventionnels [27]. Ce taux de production élevé et la détection de concentrations faible en font le cosmonucléide idéal pour dater des processus géomorphologiques récents (avancée et retrait glaciaire, événements catastrophiques comme des glissements de terrain...), et estimer des taux d'érosion élevés dans les régions les plus actives.

Cependant ses qualités n'ont d'intérêts que si elles peuvent être appliquées dans la plupart des zones géologiques.

c. Rétention potentielle dans de nouveaux minéraux comme le grenat.

L'utilisation restreinte de l' $^3\text{He}_c$ dans des minéraux volcaniques est une des grandes différences avec la méthode $^{10}\text{Be}_c$ qui s'applique sur le quartz. Cette différence, en plus des problèmes de composante non-cosmogénique, est à l'origine de la faible utilisation de l' $^3\text{He}_c$ en comparaison avec le $^{10}\text{Be}_c$. Cependant les travaux de Dunai et Roselieb (1996) [97] ouvrent des perspectives.

En effet, la rétention de l' ^3He dans les grenats permettrait d'utiliser ce minéral, présent dans les roches magmatiques et métamorphiques, pour étudier des processus géomorphologiques dans des zones autres que volcaniques.

d. Inconvénients potentiels.

Comme toutes les méthodes, la méthode $^3\text{He}_c$ possède des inconvénients. Ici le principal inconvénient est la présence possible de composantes non-cosmogéniques, et donc leur correction. Même si ces composantes sont très bien documentées, des corrections restent des corrections. Une manière de minimiser ces corrections est de bien choisir l'objet et le processus géomorphologique sur lequel on décide d'appliquer la méthode $^3\text{He}_c$. Par exemple, même si un des intérêts de l' $^3\text{He}_c$ est sa stabilité, il est exclu d'appliquer la méthode à des roches riches en U, Th, Li et ayant un âge de cristallisation ou de refroidissement trop ancien (0,1 à 1Ga)(composante nucléogénique importante). De la même manière, la composante initiale peut difficilement être estimée s'il existe en plus une composante nucléogénique.

1.4.2 Intérêt du grenat : un mineral ubiquiste.

Le grenat est un minéral caractéristique des roches métamorphiques. Cependant on peut aussi le trouver dans différents types de roches magmatiques (granites, pegmatites, roches volcaniques acides et kimberlite) et puisqu'ils sont très résistants à l'abrasion et à l'altération chimique on peut aussi les retrouver comme grains détritiques dans les sédiments.

a. Chimie et paragenèse

La composition chimique des grenats correspond à une solution solide entre les 7 pôles purs du groupe (Tab. 1.3). Il est très rare qu'un grenat ait la composition d'un pôle pur. Par convention le grenat porte le nom du pôle dominant. En plus des 7 espèces majeures, il est donc possible d'avoir un total de 16 espèces en combinant les éléments divalents (Ca, Mg, Fe et Mn) et les trivalents (Al, Fe, Mn, et Cr).

Tab. 1.3: Les sept pôles purs du groupe des grenats.

Espèce	Densité	Formule
Pyrope	3.582	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Almandin	4.318	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Spessartine	4.19	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Grossulaire	3.594	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Andradite	3.859	$\text{Ca}_3(\text{Fe},\text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Ouvarovite	3.83	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Hydrogrossulaire	3.594	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{SiO}_4)_{1-m}(\text{OH})_{4m}$

Les almandins sont les espèces les plus rencontrés. Ils sont typiques de métapélites résultant d'un métamorphisme régional de sédiments argileux. Ils contiennent en général du pyrope, de la spessartine et une quantité non négligeable de grossulaire. Par exemple la composition typique d'un grenat métamorphique est $\text{Alm}_{66}\text{Gro}_{25}\text{Py}_5\text{Sp}_4$ [116]. Les almandins peuvent aussi résulter d'un métamorphisme thermique de roches pélitiques. Dans ce cas, ils peuvent contenir une composante importante en spessartine ou en pyrope. ($\text{Alm}_{78}\text{Py}_{15}\text{Sp}_4\text{Gro}_3$).

Les grossulaires sont plus caractéristiques de roches calcaires ayant subi un métamorphisme thermique ou régional. Quant aux spessartine ils sont présents en quantité importante dans les granites, ryolites, ou les roches métamorphiques.

Enfin, les pyropes sont caractéristiques de roches ultrabasiqes comme les péridotites ou kimberlites, et on les trouve facilement dans les sédiments issus de ces corps ultrabasiqes.

Les grenats de la chaîne himalayenne et plus précisément les échantillons analysés dans cette étude ont en majorité une composition type : Almandin dominant (70-80%), Pyrope (15-25%) avec quelques fois Spessartine (10-20%) puis Grossulaire la plus part du temps.

b. Diffusion de l'hélium.

Dunai et Roselieb (1996) [97] ont montré que le grenat est capable de retenir l'hélium de manière significative. Ils attribuent cette capacité à sa très faible porosité ionique (27%), inférieure à celle de l'olivine dont la capacité de rétention de l'hélium a été démontrée précédemment [117]. Bien que leur étude ait été réalisée à haute température (800-900°C) (Fig 1.3) Dunai et Roselieb (1996) [97] suggèrent qu'il n'y a pas de raison pour que l'hélium diffuse plus rapidement à basse température dans le grenat que dans l'olivine. Ils suggèrent ainsi que, comme dans l'olivine, l'hélium peut être retenu dans les grenats sous toutes les latitudes.

Enfin Dunai et Roselieb (1996) [97] comparent la présence de défauts de réseau dans l'olivine [116] (qui pourraient avoir une influence sur la diffusion de l'hélium mais qui n'est pas visible), à l'absence des ces défauts dans les almandins et les pyropes (les grenats les plus communs) pour affirmer que l'hélium est retenu dans le grenat à température ambiante.

Il en résulte que pour l'utilisation du cosmonucléide ^3He en géomorphologie, le grenat apparaît comme étant le minéral idéal. Le grenat retient quantitativement ^3He et il est ubiquiste, ce qui n'est pas le cas de l'olivine et du pyroxène puisque bien que retenant l'hélium, leur utilité est restreinte aux roches mafiques [93, 118].

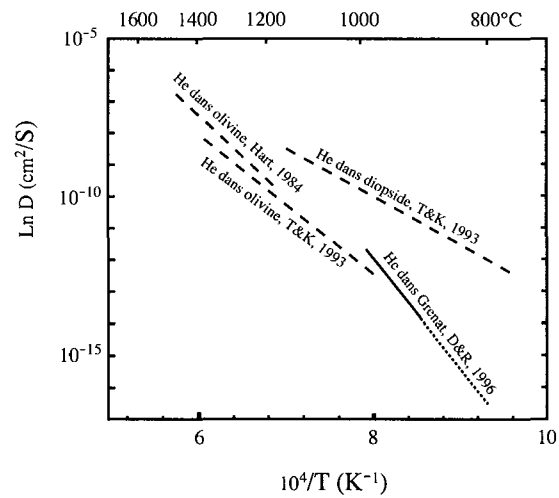


Fig. 1.3: Diagramme d'Arrhenius caractérisant la diffusion de l'hélium dans les grenats, l'olivine et le pyroxène. Les gros tirets correspondent aux données de Trull et Kurz (1993) [117] et Hart (1984) [92], la ligne pleine aux données de Dunai et Roselieb (1996) [97], et les fins tirets à l'extrapolation de Dunai et Roselieb (1996) [97].

1.5 Conclusions.

Les cosmonucléides terrestres ont un intérêt particulier en géomorphologie puisque leur concentration dans une roche reflète l'histoire qu'elle a subi à l'approche de la surface. Ils peuvent ainsi être utilisés pour évaluer des temps d'exposition applicables aux mouvements de glacier, et pour évaluer des taux d'érosion dans des régions actives.

Cependant, l'utilisation d'un cosmonucléide dépend du minéral dans lequel il est retenu. Deux isotopes cosmogéniques ont connu un développement important depuis une vingtaine d'année, le ^{10}Be dans le quartz et l' ^3He dans l'olivine.

Le ^{10}Be possède quelques faiblesses : son faible taux de production limite son utilisation à haute altitude pour la datation d'événements récents, et son instabilité ne permet pas d'étudier des événements très vieux. Mais ces faiblesses sont compensées par le caractère ubiquiste du quartz.

D'un autre côté, l' ^3He possède les atouts suivants : **fort taux de production et stabilité**, mais qui sont amoindris par le caractère non-ubiquiste de l'olivine.

La rétention de l' ^3He dans le grenat, un minéral ubiquiste, fait de la combinaison ^3He -Grenat un outil potentiellement puissant en géomorphologie. Cette étude s'est focalisée sur le développement et l'utilisation de cette nouvelle méthode.

Chapitre 2

Protocole Analytique

La préparation des échantillons en vue des analyses d' ^3He dans les grenats et de ^{10}Be dans les quartz a consisté en une séparation minéralogique fine pour les grenats, et une séparation minéralogique grossière suivie d'une préparation chimique pour les quartz. Une fois les échantillons préparés, les quartz ont été analysés par spectrométrie par accélérateur (SMA), tandis que les grenats ont été analysés par spectrométrie de masse classique.

2.1 Séparation minéralogique des quartz et des grenats pour l'analyse de ^3He et du ^{10}Be .

Le but était de séparer les quartz et les grenats du reste de la matière constitutive de l'échantillon. Les méthodes de séparation bien connues sont basées sur les propriétés physiques et chimiques des minéraux et, en particulier, sur les différences de densité et de susceptibilité magnétique.

Tous les échantillons n'ayant pas été prélevés sous la forme sableuse, la séparation minéralogique n'a pas été totalement identique suivant que l'échantillon était un sable, un bloc solide ou un grain monominéral.

2.1.1 Traitement des sables.

a. Le Tamisage.

Tous les échantillons de sable prélevés ont été tamisés pendant 30 minutes sur une colonne de tamis dans une machine à secousse de type FRITCH® Analysette. Le tamisage a été réalisé une première fois à sec, pour récupérer les particules fines (coupure à 0, 50, 200, 315, et 500 μ) et une seconde fois sous eaux (coupure à 50, 200, 315, et 500 μ) pour affiner la séparation et laver les grains. Les coupures utilisées sont arbitraires, mais l'intérêt de ce fractionnement réside dans le fait que l'observation des minéraux à la loupe binoculaire se trouve grandement facilitée quand il s'agit de grains de taille équivalente.

Dans le cas des échantillons de sables, étant donné que certains minéraux se groupent préférentiellement dans des fractions granulométriques définies, la fraction témoin s'obtient en utilisant un "quarteur". Cet appareil de laboratoire permet de fractionner mécaniquement le sable traité en lots équivalents quelle que soit sa granulométrie.

b. La séparation par densité.

Cette séparation se fait par immersion des minéraux dans un liquide de densité connue : les minéraux moins denses que le liquide flottent tandis que les autres plus denses coulent. Les liqueurs employées étaient le bromoforme (CHBr_3 , $d=2,890$ à 20°C) et l'iodure de méthylène (CH_2I_2 , $d=3,325$ à 20°C). Ces liqueurs permettent d'obtenir 1) une fraction légère de densité inférieure à 2,9 contenant une grande partie des minéraux essentiels des roches et en particulier le **quartz** ($d=2,65$), 2) deux fractions lourdes de densité supérieure à 2,9 : une de densité comprise entre 2,9 et 3,3 (groupant de nombreux silicates) et une autre de densité supérieure à 3,4 comprenant le **grenat** ($d>3,57$) et les minéraux accessoires des roches.

En fonction de la fraction minérale recherchée, la séparation par densité peut être affinée par une séparation magnétique.

c. La séparation magnétique.

Ce type de séparation consiste à soumettre les minéraux à l'action d'un champ magnétique. Les différences de susceptibilité magnétique, entre les espèces minérales, sont alors les principaux critères qui permettent d'effectuer le fractionnement. Pour obtenir un concentré de grenats à partir des fractions séparées aux liqueurs denses nous avons utilisé un séparateur électromagnétique de type Frantz (Fig 2.1).

Le principe de cet appareil repose sur le défilement continu des grains dans le champ magnétique, sur une réglette vibrante (divisée en deux rigoles à mi-parcours), inclinée à partir de l'entonnoir d'alimentation (Fig 2.1 (B)), et située dans l'entrefer déformé de l'électro-aimant. En plus de l'inclinaison longitudinale nécessaire à faire avancer les grains, on donne également une inclinaison latérale à la réglette afin d'augmenter les différences existantes entre les caractères morphologiques des grains. Les minéraux glissent ainsi dans les rigoles en fonction de leur susceptibilité magnétique. Le grenat étant le plus fréquemment attiré par un champ magnétique correspondant à 0,3 à 0,4 A, nous avons appliqué un champ correspondant 0,4 A et une inclinaison latérale de 4° . La fraction magnétique ainsi récupérée, de taille comprise entre 315 et 500 μ , est un "concentré" de grenat.

d. Tri à la loupe binoculaire.

Le concentré de grenats de taille comprise entre 315 et 500 μ , récupéré après la séparation magnétique a été trié plusieurs fois sous la loupe binoculaire au grossissement $\times 40$. Cette suc-

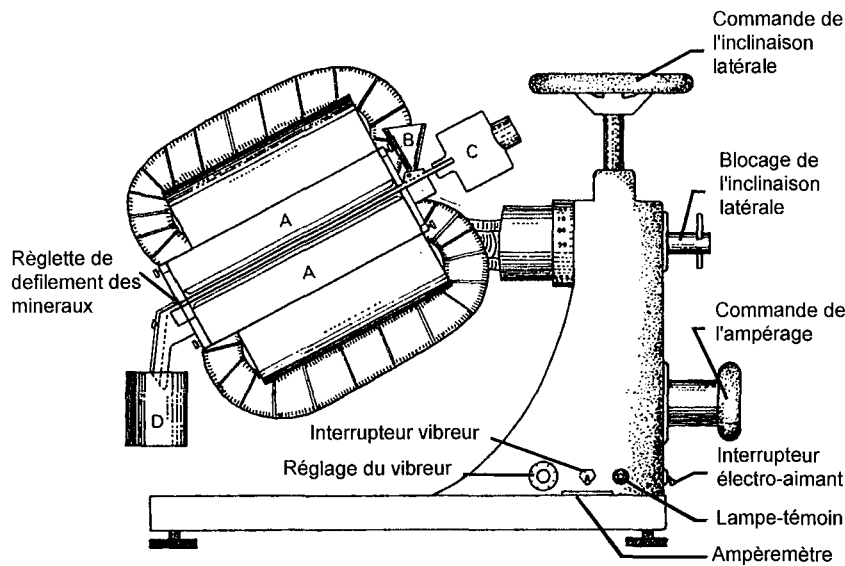


Fig. 2.1: *Electro-aimant Frantz. A) pièces polaires; B) entonnoir d'alimentation en minéraux; C) vibreurs de la réglette; D) godets de récupération des fractions minérales*

cession de tri permet dans un premier temps d'extraire les grenats (extraction d'un "pré-tri") puis, dans un deuxième temps, le pré-tri est examiné pour extraire des grains de grenats les plus propres.

2.1.2 Traitement des grains monominéraux.

Tous les grains de grenats prélevés sur poliss glaciaires (cf. chapitre 4) ont été traités individuellement. Leur taille était comprise entre 0,5 et 2 cm de diamètre. Un broyage minutieux à l'aide d'un broyeur en métal, a permis d'obtenir un maximum de morceaux d'une taille supérieure à $300\ \mu$ (pour faciliter le tri) et inférieure à 1 mm, pour augmenter la probabilité d'avoir des grains dépourvus d'inclusions. Ces morceaux ont ensuite été tamisés à l'aide d'un tamis souple, organique en nylon, de $300\ \mu$. Enfin la fraction de taille supérieure à $300\ \mu$ a été examinée à la loupe binoculaire au grossissement $\times 40$ pour extraire les morceaux les plus propres.

2.1.3 Traitement des blocs solides.

Pour les blocs solides le broyage a été effectué au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM). Ces morceaux de roche ont été broyés dans un broyeur à mâchoire puis dans deux broyeurs à rouleaux (d'espacement différent). A chaque étape du broyage, un tamisage à 1 mm permettait de ne broyer que la fraction de taille supérieure à 1 mm pour ne pas diviser davantage les morceaux de faible taille, et permettant ainsi d'augmenter la quantité de matière de taille supérieure à $300\ \mu$.

Une fois broyés, les échantillons ont subi le même traitement que les sables : tamisage, liqueur dense, séparateur magnétique, puis tri à la loupe binoculaire.

2.2 Préparation chimique des quartz pour l'analyse du ^{10}Be

La méthode utilisée pour préparer les quartz est la méthode développée par Brown et al. [70]. Cette méthode, contrairement à la séparation minéralogique, est destructrice. Pour permettre la comparaison directe des analyses ^3He et ^{10}Be sur le même échantillon, la préparation chimique des quartz a été réalisée sur la fraction 315-1000 μ de densité inférieure à 2,9 de chaque échantillon.

2.2.1 Obtention du quartz purifié

Cette étape de purification revient à dissoudre tous les minéraux qui ne sont pas du quartz. Pour cela nous avons transféré environ 50 grammes de matière issue des fractions 315-500 μ , de densité inférieure à 2,9 (on peut compléter avec la fraction 500-1000 μ), dans une bouteille Nalgène de 250 ml remplie d'une solution de $\frac{2}{3}$ d' H_2SiF_6 et $\frac{1}{3}$ d' HCl . Les bouteilles ont ensuite été positionnées sur un vibreur horizontal pour augmenter l'efficacité de l'attaque acide. Cette opération a été renouvelée toutes les 24 heures jusqu'à l'obtention de quartz pur.

2.2.2 Décontamination et dissolution du quartz purifié

Afin de mesurer la concentration de ^{10}Be cosmogénique, il est primordial de décontaminer les grains de quartz du ^{10}Be atmosphérique adsorbé en surface [70]. Cette décontamination a été réalisée après séchage et pesage des échantillons par 3 dissolutions séquentielles avec du HF 40% Normapur. Chaque dissolution, effectuée pendant 24 heures sous agitation, permet d'éliminer environ 10% de matière.

Après séchage, 25% de la masse décontaminée a été dissoute dans la quantité de HF 40% Suprapur adéquate constituant ainsi une solution de "réserve". Puis après séchage et pesage, la masse restante a été complètement dissoute dans HF 40% Suprapur. Après le transfert dans une autre bouteille Nalgène de la solution de dissolution, les résidus non dissous ont été pesés après séchage afin de calculer la masse de quartz effectivement dissoute.

Enfin 300 μl de ^9Be (stable) a été ajouté à la solution de dissolution. Cette quantité d'entraîneur a pour but de fixer le rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ qui sera ensuite mesuré au Tendétron.

2.2.3 Substitution de HF par HNO_3 .

Afin de minimiser les risques durant les manipulations, HF est substitué par HNO_3 . Pour cela la solution précédemment obtenue est mise à évaporer dans un bécher en téflon. Lorsqu'il ne reste plus que la moitié de la solution, le bécher est complété par $\frac{2}{3}$ HNO_3 et $\frac{1}{3}$ H_2O . Quand

finalement le volume n'est plus que de quelques millilitres, environ 5ml d'un mélange de $\text{HNO}_3\text{-H}_2\text{O}$ est ajouté et la solution obtenue est évaporée jusqu'à quelques millilitres, cette opération étant répétée 3 fois.

2.2.4 Extraction de ^{10}Be sous forme de BeO

La dernière étape a consisté à extraire le béryllium sous la forme d'oxyde. La solution issue de l'étape de substitution, est amenée à pH 7 par ajout d'éthylène di-amine-tétra-acétique (EDTA) qui complexe tous les éléments autre que le Be. Celui-ci est ensuite complexé par l'acétyle acétone ajoutée en dernier. Une première extraction liquide-liquide utilisant le tétra chlorure de carbone permet de séparer la phase aqueuse (EDTA-impuretés) et la phase organique ($\text{Be}(\text{C}_2\text{H}_7\text{O}_2)_2$). Après récupération, 6 ml d' HCl sont ajoutés à la solution organique pour détruire les complexes $\text{Be}(\text{C}_2\text{H}_7\text{O}_2)_2$. Cette dernière contenant le Be en phase aqueuse ayant été amenée à sec, les résidus sont repris par 4 ml d' HNO_3 et 2 ml d' HClO_4 qui ont pour but l'élimination des dernières traces de matières organiques. Les résidus obtenus après avoir amené le mélange à sec sont repris par 4 ml d' HNO_3 qui sont eux aussi amenés à sec. Cette opération assure la totale évaporation de HClO_4 . Après ajout de 4 ml d' HNO_3 , ramenés à 1 ml la même extraction que celle décrite précédemment est effectuée. Les résidus subsistant après évaporation de la solution d' HCl sont repris par 4 ml d' HNO_3 puis 4 ml d' HCl qui sont ramenés à 1 ml. La solution est alors transférée dans un tube à essai puis amené à pH 8 par ajout de NH_4OH qui permet l'apparition d'un précipité ($\text{Be}(\text{OH})_2$). Celui-ci est centrifugé, avant d'être suspendu dans l'eau à pH 8 puis re-centrifugé. Cette opération est répétée 3 fois. Le dernier précipité est alors remis en solution par HCl , re-précipité par NH_4OH dans les mêmes conditions et relavé 3 fois par l'eau à pH 8. Cette succession de précipités a pour but de séparer les deux isobares ^{10}Be et ^{10}B , l'hydroxyde de bore précipitant à un pH supérieur à 8. Enfin ce dernier précipité est remis en solution par HNO_3 , puis la solution est évaporée. L'oxydation de la poudre blanche obtenue (mélange d'hydroxyde et d'oxyhydroxyde de Be) se fait par chauffage à 800°C pendant une heure. La poudre de BeO est ensuite mélangée à du charbon actif, puis pastillée dans une cathode en molybdène. Cette cathode en molybdène constitue la "cible", qui sera introduite dans la source du tendetron.

Pour chaque série d'échantillons préparés, un blanc chimique a été réalisé. Ce "blanc" est préparé comme un échantillon normal, à la différence qu'il n'y a pas de matière de départ. Ce blanc sera analysé en même temps que les autres échantillons.

2.3 Analyse quantitative des teneurs en ^{10}Be dans les quartz, par spectrométrie de masse par accélérateur (SMA).

La spectrométrie de masse par accélérateur est apparue vers la fin des années quatre-vingt. Cette technique repose sur la combinaison des techniques de spectrométrie classique et de physique nucléaire. Un tendetron est en réalité un spectromètre de masse dans lequel un accélérateur

a été intercalé entre la source ionisante et le détecteur. La présence de l'accélérateur permet d'avoir accès à la structure des atomes accélérés et donc de séparer les atomes de même masse (isobares).

Les analyses ont été réalisées avec le tendétron de Gif-sur-Yvette [119, 120, 121]. Cet appareil fait partie d'un groupement de recherche du CNRS, CEA et IN2P3.

2.3.1 Description du tendétron de Gif-sur-Yvette.

Le tendétron de Gif-sur-Yvette (Fig. 2.2) est constitué :

D'une source : chambre contenant du césium sous la forme vapeur dans laquelle une différence de potentiel de 4 kV entre le ioniseur et la cible permet, par bombardement, la production de molécules ionisées de BeO^- . Ces molécules ionisées sont ensuite extraites de la chambre source grâce à une différence de potentiel de 20 kV.

D'un aimant d'injection : situé avant l'accélérateur, qui devie le faisceaux de particule BeO^- vers l'accélérateur.

D'un accélérateur : dans la première partie duquel les ions passent de la masse à une tension nominale de 2,2 MV. Au milieu de l'accélérateur se trouve un canal de "stripping" dans lequel circule de l'argon et où les molécules de BeO^- sont cassées produisant des ions positifs de béryllium (l'ion Be^{2+} étant majoritaire). Dans la deuxième partie de l'accélérateur, les ions positifs passent d'une tension nominale de 2,2 MV à la masse. À la sortie de l'accélérateur, le faisceau d'ions passe à travers un déflecteur électrostatique qui sélectionne l'état de charge $^{2+}$.

D'un premier aimant d'analyse qui dévie le faisceau d'ions $^9\text{Be}^{2+}$ vers une cage de Faraday pour mesurer le courant des ions $^9\text{Be}^{2+}$. Le faisceau d'ions $^{10}\text{Be}^{2+}$ est quant à lui, dévié vers une feuille de carbone (200 mg/cm^2) qui a pour fonction de préparer la séparation du ^{10}Be et de son isobare le ^{10}B , en atténuant l'énergie de celui-ci (loi de Bethe-Bloch [121]).

D'un deuxième aimant d'analyse dont le champ est optimisé pour sélectionner l'état de charge $^{3+}$ du béryllium (plus abondamment produit pour le béryllium que pour le bore) . Celui-ci est finalement séparé du bore moins énergétique et donc moins dévié.

D'un détecteur dans lequel arrive le faisceau "nettoyé". Ce détecteur est constitué de deux chambres à fil continu dans un mélange gazeux (90% Ar, 10% CH_4). La perte en énergie des particules incidentes est mesurée dans la première chambre tandis que l'énergie résiduelle est mesurée dans la seconde.

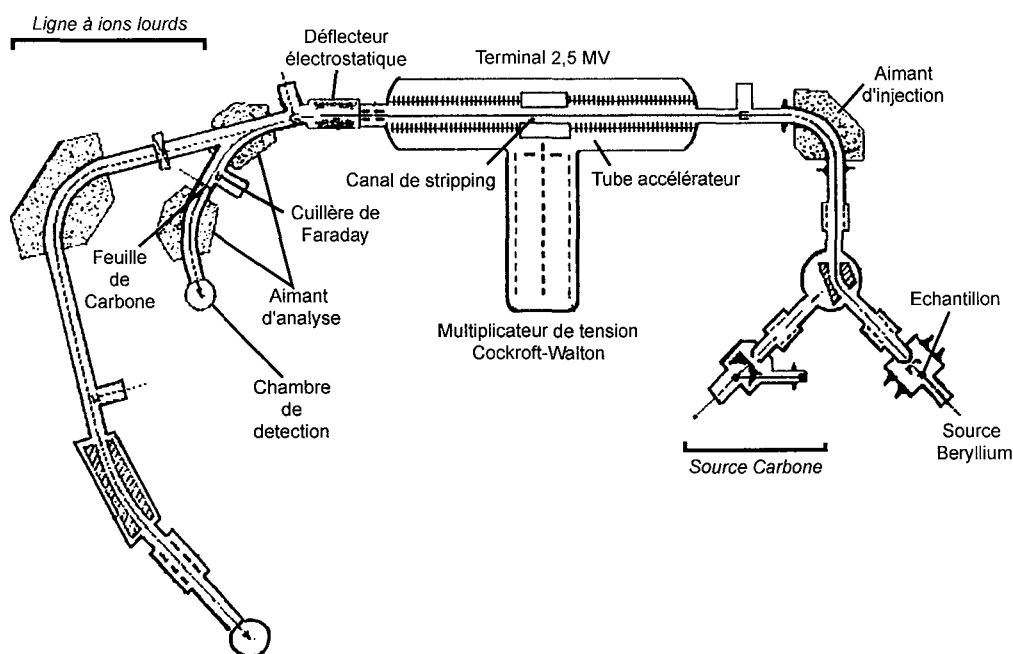


Fig. 2.2: Schéma simplifié du tandétron de Gif-sur-Yvette, décrivant seule la partie utilisée pour l'analyse du béryllium ^{10}Be . Modifié de Braucher (1998) [121]

2.3.2 Mesure du rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$.

La mesure du rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ se fait suivant deux étapes quasi-simultanées : pendant 100 ou 50 secondes, le nombre de coups de ^{10}Be est enregistré au niveau du détecteur, tandis que le courant en ^9Be est mesuré pendant 5 secondes au niveau de la cuillère de Faraday en sortie du premier aimant d'analyse. Cette mesure de courant est répétée deux fois consécutivement tant que les mesures diffèrent de 10%. Ce cycle est répété au moins dix fois jusqu'à ce que le nombre de coups de ^{10}Be soit jugé acceptable. Ensuite, le nombre de coup et le courant obtenu pour l'échantillon est comparé à un étalon dont le rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ est connu (étalon NIST, $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} = 2,68 \times 10^{11}$, mesuré trois fois par jour).

2.3.3 Incertitude sur la mesure.

L'incertitude sur la mesure du rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ dépend du nombre de coups en ^{10}Be enregistré sur le détecteur et de l'erreur analytique. Cette erreur analytique a été estimée à 5% sur les mesures quotidiennes de l'étalon depuis quinze ans.

Pour tous les échantillons analysés, l'erreur sur le rapport a été calculé suivant :

$$\sigma^2 = \left(\frac{\sqrt{C}}{C} \right)^2 + (0,05)^2 \quad (2.1)$$

Où C est le nombre de coups en ^{10}Be enregistrés.

2.3.4 Calcul de la concentration en ^{10}Be de l'échantillon.

La concentration en ^{10}Be en atomes par grammes de quartz dissous est calculée en prenant en compte le rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ mesuré de l'échantillon, le rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ mesuré du blanc chimique, de la masse d'entraîneur ^9Be ajouté (m) et de la masse de quartz dissout (M).

$$[^{10}\text{Be}] = \frac{\left(\left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_{ech} - \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)_{blanc} \right) \times m \times 6,022.10^{23}}{9 \times M} \quad (2.2)$$

Les incertitudes sur les concentrations ont ensuite été calculées en propageant les incertitudes (cf. section 2.4.5.e) sur la mesure du rapport et l'erreur liée la variation des blancs de chimie. Dans cette étude, les rapports de blanc $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ varient de $2,75 \times 10^{15}$ à $1,05 \times 10^{14}$. Cette variation combinée à la forte proportion de blanc pour les échantillons les moins riche en ^{10}Be , entraîne des incertitudes non négligeables sur certaines concentrations finales (cf. chapitre 5).

2.4 Analyse quantitative de teneurs en ^3He dans les grenats par spectrométrie de masse classique.

Depuis 1995 [122, 123, 124, 125] le CRPG est doté d'une ligne de traitement et de purification pour l'analyse des gaz rares, couplée à un spectromètre de masse VG5400. Toutes les analyses d' ^3He ont été effectuées sur cet appareillage.

2.4.1 Extraction de l' ^3He contenu dans les grenats par chauffage laser.

L' ^3He étant retenu à température ambiante dans le réseau cristallin du grenat, il a été nécessaire de fondre les échantillons pour libérer tous les gaz retenus. La technique utilisée est l'extraction par chauffage laser [125] permettant des temps de chauffage courts, et réduisant les blancs analytiques. Cette technique utilise un laser CO_2 et nécessite une chambre porte-échantillons (Fig. 2.3).

Le laser utilisé est un laser CO_2 Melles Griot d'une puissance de 30 Watts avec une longueur d'onde de $10,6\mu$. Un laser He-Ne et une platine X-Y permettent le guidage du laser CO_2 tandis qu'une loupe binoculaire et une caméra mono CCD permettent de localiser l'échantillon et de suivre la fusion sur un moniteur.

La chambre porte-échantillons développée par Humbert (1998) [125] est constituée d'un corps et d'une platine porte-échantillon assemblés par des brides à couteau CF35. Le corps en acier inoxydable est muni d'une fenêtre en Zn-Se, transparente au rayonnement infrarouge, d'une fenêtre d'observation en Pyrex et possède une sortie vers la ligne de purification. La vitre en Zn-Se (12 WZS 005) est fixée à la chambre grâce à une résine époxy de haute température (E 505). Humbert (1998) [125] a montré que ce montage présentait des blancs en He et Ar similaires

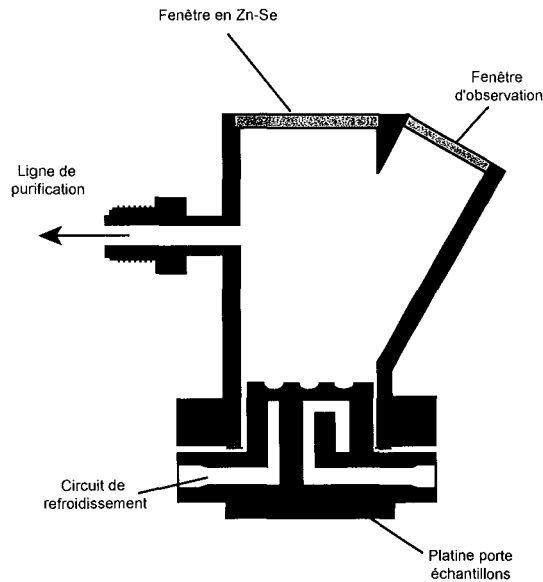


Fig. 2.3: Schéma de la chambre d'extraction (Humbert (1998) [125]).

à ceux de la ligne entière.

Les platines porte-échantillons utilisées présentent 7 ou 9 cavités de diamètres 0,6 mm, et possèdent un circuit de refroidissement interne permettant la circulation d'eau pendant la fusion afin d'éviter son échauffement.

Le gaz extrait des échantillons est détendu dans une ligne de purification.

2.4.2 La ligne de purification.

La ligne de purification a pour but de nettoyer le gaz extrait de l'échantillon lors de la fusion, avant de l'analyser au spectromètre de masse. La fusion de l'échantillon n'extrait pas seulement l' ^3He et l' ^4He contenus, mais aussi une certaine quantité d'autres éléments ou molécules (H_2O , CO_2 , SO_2 , Ar, H, D, Ne...) indésirables pour l'analyse, et qu'il est nécessaire de piéger. La ligne de purification est constituée d'une succession de volumes tubulaires calibrés, en acier inoxydable et séparés par des vannes (Fig. 2.4). Certains de ces volumes sont connectés à des pièges.

Pour purifier le gaz extrait de l'échantillon nous avons utilisé deux types de pièges : à adsorption physique (charbon actif), et à adsorption chimique (mousse de titane). Le premier type piège, lorsqu'il est amené à -183°C (T° de l'azote liquide), tous les gaz sauf l'He, le Ne et l'H. Pour affiner la purification, le gaz résultant du premier piégeage est amené sur un piège en mousse de titane qui, une fois chauffée, crée des liaisons covalentes avec tous les éléments circulant dans le volume, sauf les gaz rares. Enfin un dernier piège cryogénique (15 à 17°K) est utilisé pour retenir le Ne avant l'analyse de l'He.

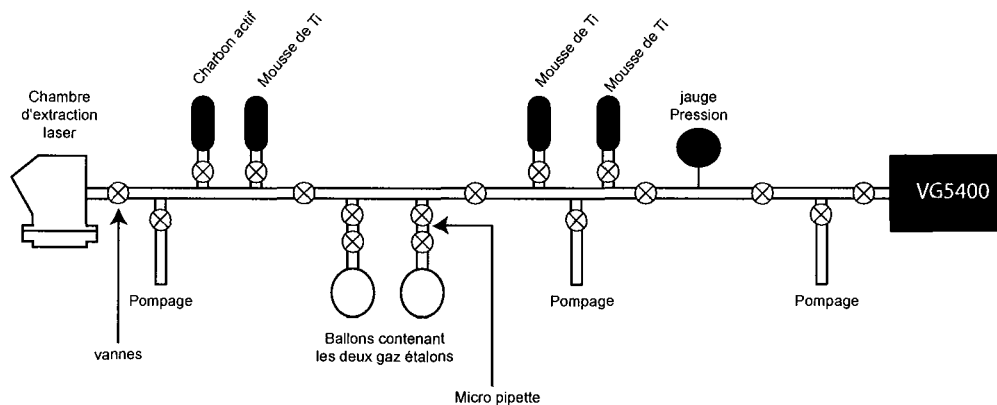


Fig. 2.4: Schéma de la ligne de purification.

2.4.3 Le Spectromètre de masse VG5400.

Pour analyser l'He nous avons utilisé le spectromètre de masse à gaz rares VG5400 (Fisions Instrument) du CRPG (Fig. 2.5). Ce type de spectromètre travaille en mode statique. Il est muni d'une source de type Nier et sa géométrie étendue permet d'obtenir une résolution de masse supérieure à 500, nécessaire pour discriminer ${}^3\text{He}$ du HD. Il est aussi muni d'une cage de Faraday avec une résistance de $10^{11}\Omega$ et d'un multiplicateur d'électron avec une résistance de $10^{13}\Omega$.

${}^3\text{He}$ a été analysé sur le multiplicateur d'électrons tandis que ${}^4\text{He}$ a été analysé sur la cage de Faraday.

2.4.4 Protocole analytique.

a. Préparation des échantillons pour l'analyse.

Les échantillons de grenats se présentent sous la forme de grains de taille comprise entre 315μ et 0,5 mm. Ces grains issus du tri manuel à la loupe binoculaire ont été choisis en fonction du nombre d'inclusions présentes. La quantité requise pour une analyse étant de 10 mg, le nombre de grains disposés dans les cavités de la platine porte-échantillons variait de 50 à 150. Avant l'insertion dans la chambre d'extraction laser, tous les grains ont été nettoyés aux ultrasons dans de l'acétone pendant 10 minutes. Les platines porte échantillons étaient nettoyées dans un mélange $\text{NH}_3\text{-HF}$ afin d'éliminer tous les dépôts et risques de contamination entre les différentes sessions d'analyse.

Une fois la platine fixée à la chambre d'extraction, celle-ci était soumise à un pompage ultravide durant 12 heures. Lors de la première campagne de mesures, les échantillons étaient dégazés pendant le pompage. Des vérifications sur la qualité du blanc et le mesure multiple du même échantillon (GA98) ont montrés que le dégazage n'était pas nécessaire.

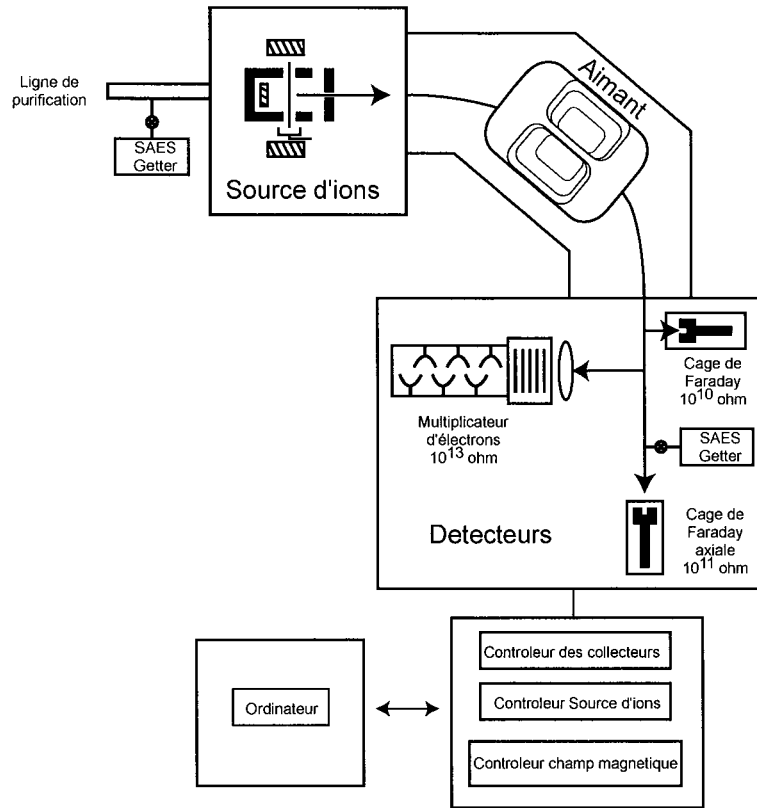


Fig. 2.5: Schéma du spectromètre de masse VG5400 (Fisions Instruments®) d'après Humbert 1998 [125].

b. Protocole analytique.

Le laser CO_2 est tout d'abord positionné sur l'échantillon grâce à un joystick et un moteur X-Y et au laser He-Ne. Lorsque le laser est en position, la chambre d'extraction est isolée du reste de la ligne qui reste en pompage. A partir de ce moment, le laser CO_2 est mis sous tension. La puissance est augmentée progressivement pour ne pas risquer de faire sauter les grains en apportant trop d'énergie trop rapidement. Lorsqu'un premier grain est en fusion, le laser est guidé vers les grains adjacents de manière à créer un agglomérat qui une fois en fusion formera une bille de liquide silicaté. Cette phase prend entre 4 et 5 minutes. Une fois la bille formée, la puissance du laser est amenée à son maximum et il est guidé sur les différentes parties de la bille pour permettre un dégazage le plus homogène possible. Cette phase dure encore entre 6 et 7 minutes, tant que des bulles s'échappent de la bille. Les temps de fusion n'excèdent pas les 11 à 12 minutes pour permettre de garder des blancs très faibles.

Une première partie de la ligne de purification est alors isolée du pompage, et le gaz extrait y est alors détendu et équilibré pendant 30 secondes, temps au bout duquel la chambre est de nouveau isolée de la ligne. Le gaz est ensuite piégé pendant 5 minutes par un piège à charbon

actif (sous azote) avant l'ouverture d'un autre piège à mousse de titane. Ce dernier piège est maintenu à chaud pendant 5 minutes puis refroidi à la température ambiante pendant encore 5 minutes.

A ce moment-là, la deuxième partie de la ligne est isolée du pompage, et le gaz est détendu dans l'ensemble de ligne. Après une équilibration de 30 secondes dans tout le volume, les deux parties de la ligne sont de nouveau isolées. Le gaz est alors piégé par deux pièges en mousses de titane, maintenues 5 minutes à chaud puis 5 minutes à froid.

Le gaz issu de cette purification est ensuite envoyé dans le spectromètre de masse, après l'avoir isolé du pompage. La procédure d'analyse débute lors de l'introduction du gaz. Le spectromètre balaie les masses 3 et 4 puis détermine le centre des pics. Autour de la masse 3, la procédure informatique utilisée, impose au spectromètre la recherche de deux pics : le pic du HD ($m = 3,022$) et celui de ^3He ($m = 3,016$). Pour les échantillons possédant très peu d' ^3He , le spectromètre de masse se centre sur le pic du HD puis recherche le pic de ^3He vers une masse plus élevée et moins élevée de 0,06 (différence entre la masse du HD et celle de ^3He). Dans le cas de certains échantillons contenant très peu d' ^3He , une attention particulière fut nécessaire pour que le spectromètre ne choisisse pas le pic du HD mais celui de ^3He en recentrant manuellement le pic. Une fois les pics de ^3He et celui de ^4He trouvés, leur intensité et celle du bruit de fond à leur base ont été mesurées pendant 30 cycles d'environ une minute chacun.

Le signal en volt alors acquis est ensuite transcrit en teneur selon un mode de calcul décrit dans la section suivante.

2.4.5 Calcul des abondances et des concentrations d' ^3He et d' ^4He .

Les abondances sont calculées d'après le signal mesuré, la sensibilité du spectromètre, le coefficient de dilution et le blanc.

a. Calcul de la sensibilité.

La sensibilité d'un spectromètre de masse est la capacité de celui-ci à mesurer une certaine quantité de gaz. C'est en réalité un rendement correspondant au rapport du signal électrique de sortie (en Ampère) sur la quantité analysée. Cette quantité dans le cas d'un spectromètre à source gazeuse correspond à la pression partielle du gaz analysé dans la source. La sensibilité est donc exprimée en Ampère par Torr. Cette sensibilité est mesurée quotidiennement à l'aide d'un gaz étalon. Chaque ballon de gaz étalon (Fig. 2.4) est connecté à des micropipettes calibrées. Après dilution de cette fraction (contenue dans la micropipette) dans les différents volumes calibrés, elle est introduite dans l'analyseur et fait office de pression partielle de référence.

La dilution du gaz étalon est calculée de manière à ce que la quantité introduite dans le spectromètre soit la plus proche possible de la quantité de gaz issu de l'échantillon. En effet des tests ont montré que la sensibilité en ^4He et le rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ mesuré augmentent avec la quantité de gaz introduite dans le spectromètre (Fig. 2.6). Toutes les mesures de la sensibilité pour cette

étude, ont été effectuées à partir d'une quantité de gaz étalon correspondant à un signal de 0,06-0,07 Volt soit le signal moyen de tous les échantillons.

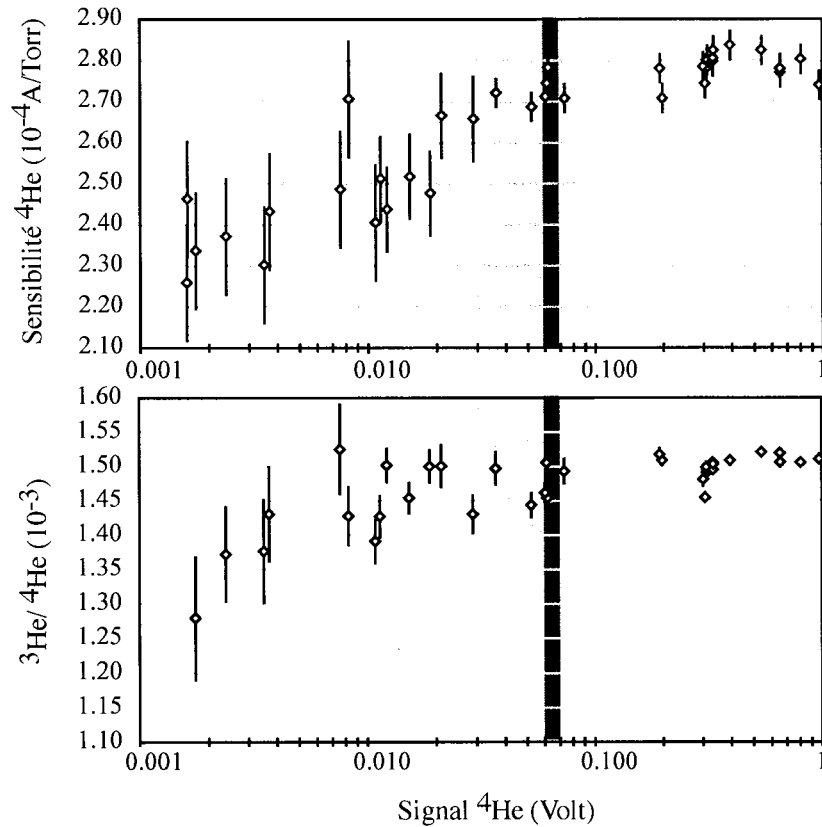


Fig. 2.6: Sensibilité en ^4He et rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ en fonction de la quantité de gaz introduite dans le spectromètre de masse. La zone gris clair correspond à la gamme de signal des échantillons analysés, et la bande gris foncé à la gamme de signal des standards.

La sensibilité (S) en Ampère par Torr est calculée par :

$$S = \frac{V}{R \times P} \quad (2.3)$$

Avec :

V : le signal en Volt

R : la résistance du collecteur en Ohm

P : la pression de l'He dans le spectromètre.

La pression partielle est calculée d'après le volume du spectromètre et la quantité de gaz étalon contenu, en supposant un comportement de gaz parfait. La sensibilité est calculée pour ^3He et ^4He .

b. Calcul des abondances

- Abondance en ^4He

L'abondance en ^4He (en mole) du gaz analysé est calculée suivant :

$$A_{4\text{He}T} = \frac{V_{4\text{He}} \times v_{cl}}{R_f \times S_{4\text{He}} \times D \times 760 \times v_m} \quad (2.4)$$

Avec :

$V_{4\text{He}}$: Intensité à la masse 4 en volt du premier cycle d'analyse. Cette intensité est égale à la différence entre l'intensité du pic à la masse 4 et l'intensité du bruit de fond au pied du pic.

v_{cl} : volume de la chambre d'extraction laser en cm^3 .

v_m : volume molaire du gaz = 22414 cm^3

R_f : Résistance de la cage de Faraday, en Ohm.

$S_{4\text{He}}$: Sensibilité en ^4He du spectromètre en A/Torr

D : Coefficient de dilution du gaz dans les différents volumes.

- Abondance en ^3He

L'abondance en ^3He (en mole) du gaz analysé est calculée comme pour l' ^4He , à la différence que le programme utilisé pour les analyses ne permet pas l'accès direct à l'intensité du pic et du bruit de fond de la masse 3. L'intensité est alors calculé selon :

$$V_{3\text{He}} = V_{4\text{He}} \times \text{rapport} \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right) \quad (2.5)$$

Avec :

$V_{4\text{He}}$: Intensité de la masse 4 en volt

$\text{rapport} \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)$: rapport de l'intensité des pics calculé en extrapolant au temps zéro (donc à l'introduction du gaz dans le spectromètre) les intensités mesurées durant les trente cycles.

L'abondance en ^3He (en mole) du gaz analysé est calculée suivant :

$$A_{3\text{He}T} = \frac{V_{3\text{He}} \times v_{cl}}{R_{Me} \times S_{3\text{He}} \times D \times 760 \times v_m} \quad (2.6)$$

Avec :

$V_{3\text{He}}$: Intensité à la masse 3 en volt

v_{cl} : volume de la chambre d'extraction laser en cm^3 .

v_m : volume molaire du gaz = 22414 cm^3

R_f : Résistance du multiplicateur d'électrons, en Ohm.

$S_{3\text{He}}$: Sensibilité en ^3He du spectromètre en A/Torr

D : Coefficient de dilution du gaz dans les différents volumes.

c. Calcul des blancs de ligne.

La ligne de purification est mise sous pompage entre chaque analyse, mais une certaine quantité d'He résiduel subsiste. Chaque journée d'analyse débute donc par la détermination de la sensibilité puis l'analyse d'un blanc. Un blanc correspond à une analyse à vide (sans échantillon) dont le protocole est rigoureusement identique à celui d'une analyse d'échantillon : utilisation du laser CO_2 pendant 10 minutes sur la platine porte échantillon, dilution, piégeage puis analyse au spectromètre de masse. La seule différence avec l'analyse d'échantillon réside dans la procédure utilisée au spectromètre de masse, procédure spécifique nécessaire à cause des très faibles abondances en He. Les abondances en ^3He et ^4He sont déterminées de la même manière que décrite dans la section précédente.

d. Calcul des concentrations en ^3He et ^4He de l'échantillon.

Une fois les blancs d' ^3He et d' ^4He calculés, les abondances en ^3He et d' ^4He de l'échantillon sont calculés comme suit :

$$A_{3\text{He}_{ech}} = A_{3\text{He}_T} - A_{3\text{He}_{blanc}} \quad (2.7)$$

et

$$A_{4\text{He}_{ech}} = A_{4\text{He}_T} - A_{4\text{He}_{blanc}} \quad (2.8)$$

Avec :

$A_{3\text{He}_{ech}}$: Abondance en ^3He de l'échantillon en mole

$A_{3\text{He}_T}$: Abondance en ^3He du gaz en mole

$A_{3\text{He}_{blanc}}$: Abondance en ^3He du blanc en mole

et

$A_{4\text{He}_{ech}}$: Abondance en ^4He de l'échantillon en mole

$A_{4\text{He}_T}$: Abondance en ^4He du gaz en mole

$A_{4\text{He}_{blanc}}$: Abondance en ^4He du blanc en mole

Enfin les concentrations (en mole par gramme) sont calculées en divisant les abondances par la masse de grenat fondue :

$$[^3\text{He}] = \frac{A_{3\text{He}_{ech}}}{M_{Gf}} \quad (2.9)$$

et

$$[^4\text{He}] = \frac{A_{4\text{He}_{ech}}}{M_{Gf}} \quad (2.10)$$

Avec :

$[^3\text{He}]$: La concentration en ^3He de l'échantillon, en mol/g

$A_{3\text{He}_{ech}}$: Abondance en ^3He de l'échantillon en mole

M_{Gf} : Masse de grenat fondue en g

et

$[^4\text{He}]$: La concentration en ^4He de l'échantillon, en mol/g

$A_{4\text{He}_{ech}}$: Abondance en ^4He de l'échantillon en mole

M_{Gf} : Masse de grenat fondue en g

e. Estimation des incertitudes sur les abondances et concentrations.

Les abondances et les concentrations se calculent en combinant plusieurs mesures, sur lesquelles une incertitude existe. L'incertitude sur les abondances et les concentrations résulte de la propagation des incertitudes sur les mesures.

Soit f une fonction de x_1, x_2, \dots, x_n .

$$f = f(x_1, x_2, \dots, x_n) \quad (2.11)$$

Si on considère les incertitudes σ_i sur x_i non-corrélés alors l'incertitude σ_f sur f se calcule selon :

$$\sigma_f^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \sigma_i^2 \quad (2.12)$$

f. Estimation des incertitudes sur les abondances.

Pour le calcul d'incertitude sur les abondances, on considère que les incertitudes sur les volumes initiaux (v_{cl}), les résistances (R), et la dilution sont négligeables devant les incertitudes sur le signal ($V_{4\text{He}}$ et $V_{3\text{He}}$) et la sensibilité (S).

L'incertitude, sur l'abondance en ^3He du gaz est calculée par :

$$\sigma_{A_{3\text{He}_T}}^2 = \left(\frac{K}{S_{3\text{He}}} \right)^2 \times \left((\sigma_{V_{3\text{He}}})^2 + \left(\frac{-K \times V_{3\text{He}}}{S_{3\text{He}}} \right)^2 \times (\sigma_{S_{3\text{He}}})^2 \right) \quad (2.13)$$

Avec

$$K = \frac{v_{cl}}{R_{Me} \times D \times 760 \times v_m} \quad (2.14)$$

et

$$\sigma_{V_{3\text{He}}}^2 = (S_{4\text{He}})^2 \times \left(\sigma_{\text{rapport} \frac{3\text{He}}{4\text{He}}} \right)^2 + \left(\text{rapport} \frac{3\text{He}}{4\text{He}} \right)^2 \times (\sigma_{A_{4\text{He}_T}})^2 \quad (2.15)$$

Où

$\sigma_{A_{3\text{He}T}}^2$: Incertitude sur l'abondance en ^3He du gaz

$V_{3\text{He}}$: Intensité à la masse 3 en volt

$\sigma_{V_{3\text{He}}}^2$: Incertitude sur le signal en ^3He

$S_{3\text{He}}$: Sensibilité en ^3He du spectromètre en A/Torr

$\sigma_{S_{3\text{He}}}$: Incertitude sur la sensibilité en ^3He du spectromètre

$S_{4\text{He}}$: Sensibilité en ^4He du spectromètre en A/Torr

$\sigma_{A_{4\text{He}T}}^2$: Incertitude sur l'abondance en ^4He du gaz

g. Estimation des incertitudes sur les concentrations.

L'incertitude sur les concentrations des échantillons est calculée selon :

$$\begin{aligned} \sigma_{[{}^3\text{He}]_{ech}}^2 = & \left(\frac{1}{masse}\right)^2 \times (\sigma_{A_{3\text{He}T}})^2 + \left(\frac{-1}{masse}\right)^2 \times (\sigma_{A_{3\text{He}blanc}})^2 \\ & + \left(\frac{-(A_{3\text{He}T} - A_{3\text{He}blanc})}{masse^2}\right)^2 \times (\sigma_{masse})^2 \end{aligned} \quad (2.16)$$

Avec

$\sigma_{A_{3\text{He}T}}$: Incertitude sur l'abondance en ^3He du gaz

$\sigma_{A_{3\text{He}blanc}}$: Incertitude sur l'abondance en ^3He du blanc

Masse : La masse de grenat mis dans le porte-échantillons.

$A_{3\text{He}T}$: Abondance en ^3He du gaz en mole

$A_{3\text{He}blanc}$: Abondance en ^3He du blanc en mole

2.4.6 Variabilité des mesures au cours du temps.

Les mesures ont été réalisées au cours de 4 campagnes d'une durée moyenne d'un mois. Le spectromètre de masse VG5400 du laboratoire "Gaz rares" du CRPG ne servant pas uniquement à la mesure de quantité d'hélium dans des échantillons terrestres, une attention particulière a été portée sur la valeur des blanc analytiques avant chaque session de mesure.

Dans cette section nous présenterons les variations temporelles des sensibilités puis des blanc analytiques.

a. Variabilité de la sensibilité au cours du temps.

Les variations de sensibilité en ^4He et ^3He calculées à partir de l'analyse de gaz étalon sont représentées sur les figures 2.7 et 2.8.

Les quatre groupes de points correspondent aux sensibilités journalières des quatre campagnes de mesures. Le premier groupe d'analyse a été effectué avec le standard "Air" (1 Ra)

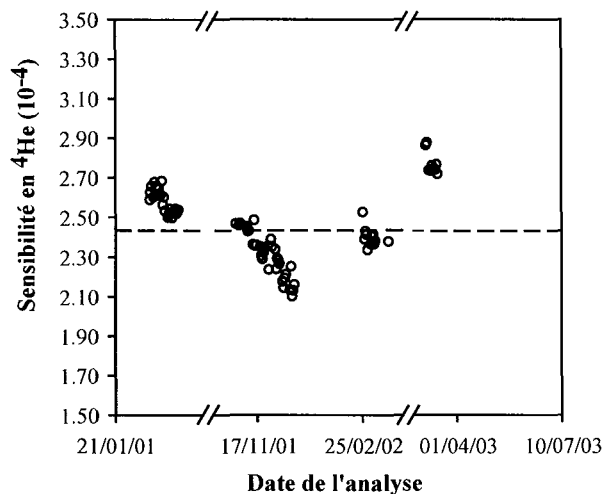


Fig. 2.7: Variabilité de la sensibilité de l'analyseur pour l⁴He sur toute la durée de ce travail.

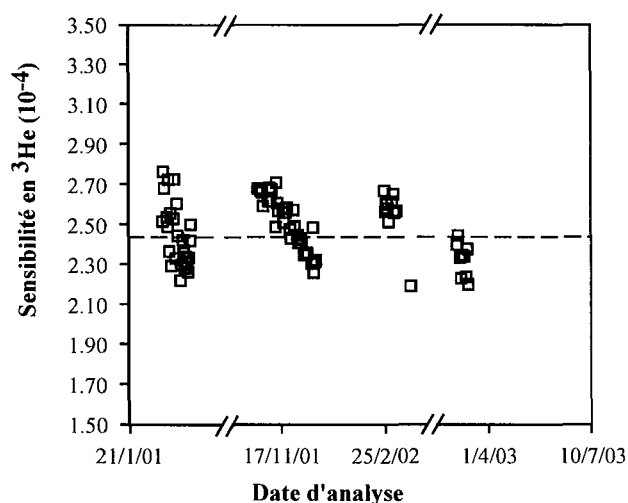


Fig. 2.8: Variabilité de la sensibilité de l'analyseur pour l³He sur toute la durée de ce travail.

alors que les derniers ont été effectués avec le standard "Réunion" (12,6 Ra). La baisse de la sensibilité en ⁴He lors des dernières campagnes suggère que le gaz étalon influe sur la sensibilité, mais cette tendance n'est pas confirmée par les variations de sensibilité en ³He. La sensibilité moyenne en ⁴He est de $2,50 \times 10^4$ A/Torr.

La variabilité de la sensibilité en ⁴He et ³He au cours de chacune des quatre campagnes est représentée sur les figures 2.9, 2.10, 2.11 et 2.12. Pour la première campagne les variabilités des sensibilités en ⁴He et ³He sont respectivement de 2,28% et 6,44%. Pour la seconde elles sont de 1,92% et 2,11%; pour la troisième 2,08% et 4,99% et 2,59% et 3,80% pour la dernière. La

sensibilité en ^4He et ^3He montre une tendance à la baisse au cours du temps. Cette baisse est cependant assez faible pour ne pas influencer significativement la sensibilité d'un jour à l'autre.

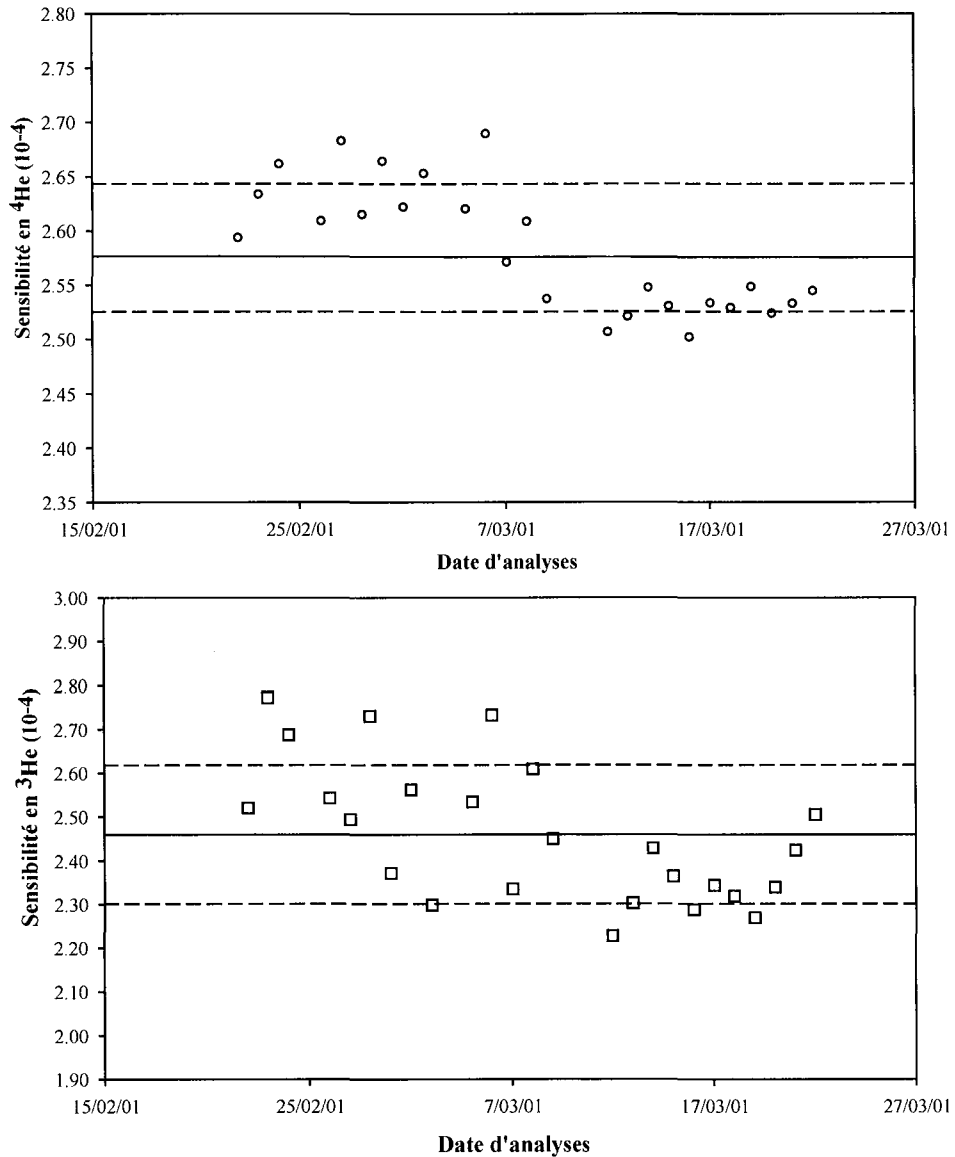


Fig. 2.9: Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la première campagne. La ligne pleine représente la valeur moyenne et les lignes pointillées représentent les déviations de 2,28% et 6,44% pour la sensibilité en ^4He et ^3He respectivement.

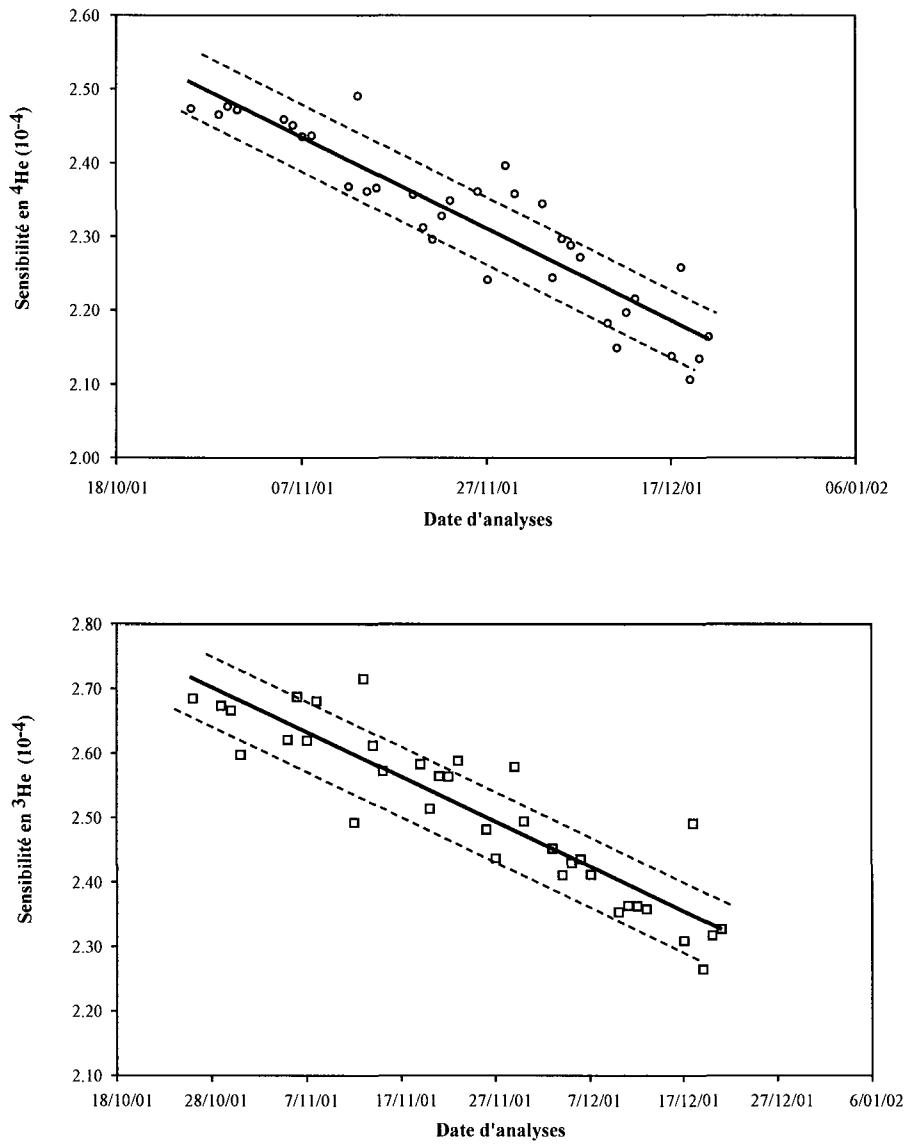


Fig. 2.10: Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la seconde campagne. La ligne pleine représente la valeur moyenne et les lignes pointillées représentent les déviations de 1,92% et 2,11% pour la sensibilité en ^4He et ^3He respectivement.

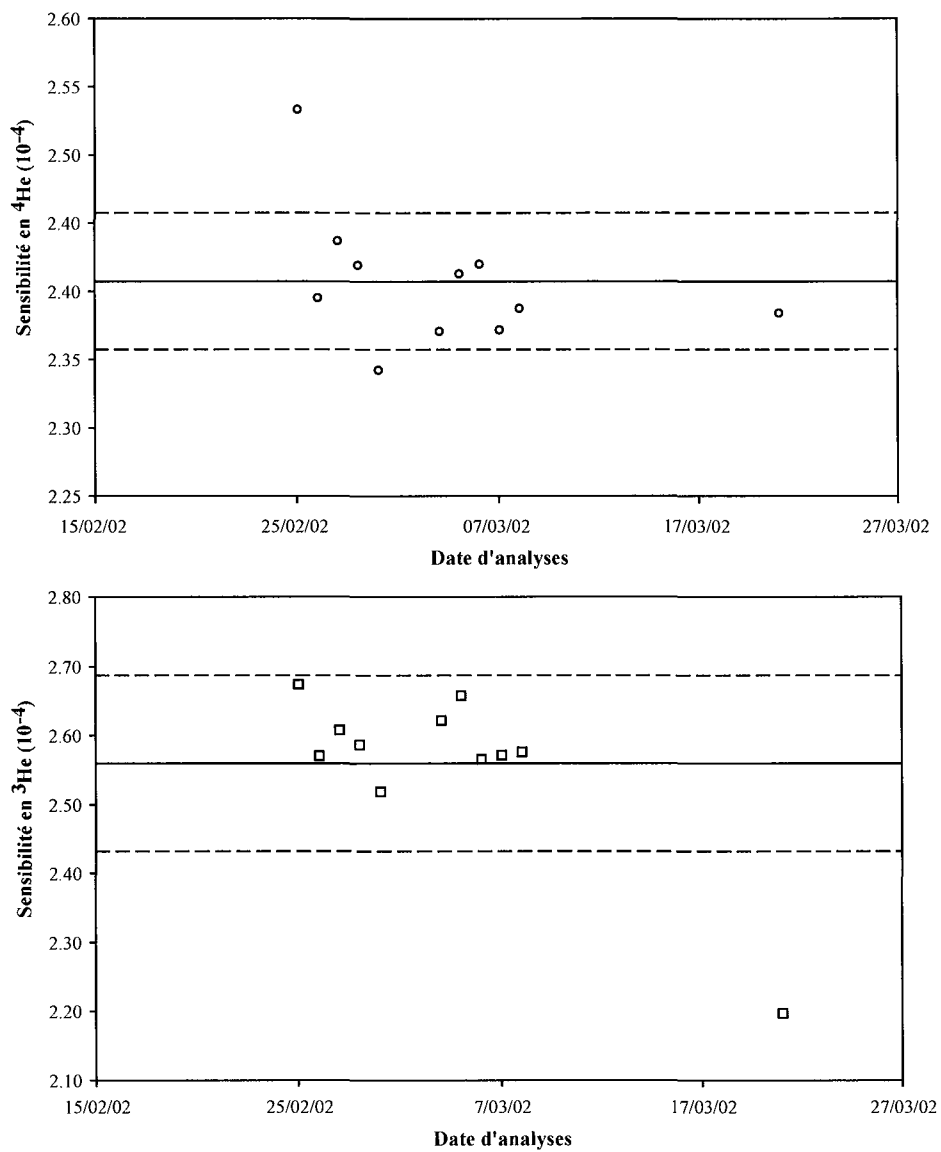


Fig. 2.11: Variabilité de la sensibilité en ^4He et ^3He sur toute la durée de la troisième campagne. La ligne pleine représente la valeur moyenne et les lignes pointillées représentent les déviations de 2,08% et 4,99% pour la sensibilité en ^4He et ^3He respectivement.

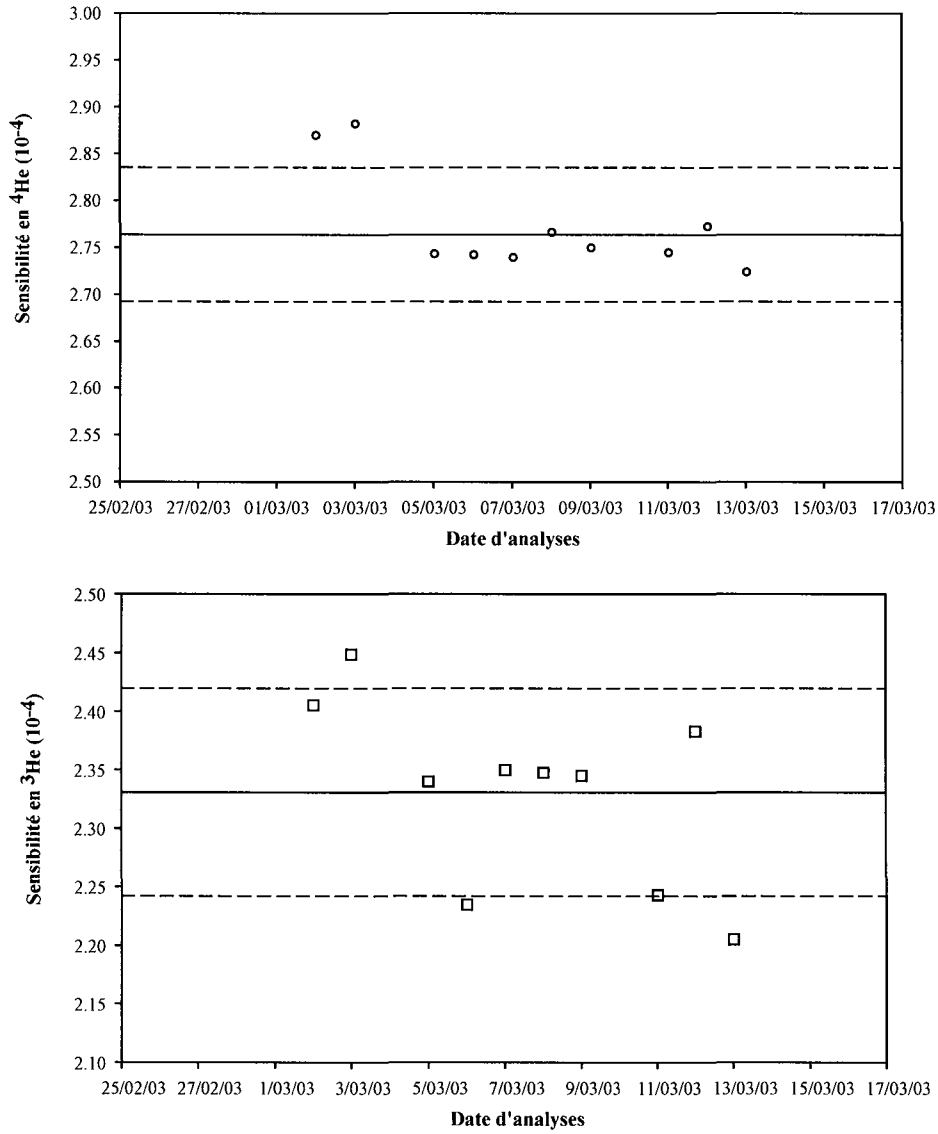


Fig. 2.12: Variabilité de la sensibilité en ⁴He et ³He sur toute la durée de la quatrième campagne. La ligne pleine représente la valeur moyenne et les lignes pointillées représentent les déviations de 2,59% et 3,80% pour la sensibilité en ⁴He et ³He respectivement.

b. Magnitude du blanc analytique.

La quantité d' ^3He espérée dans les échantillons étant faible, les mesures n'ont été effectuées qu'après l'appréciation du blanc. La moyenne du nombre de mole d' ^3He moyen contenu dans les blancs sur l'ensemble des quatres campagnes est de $1,56 \times 10^{20}$ mol. Sur les figures 2.13 et 2.14, sont représentées les valeurs des blancs de chaque campagne ainsi que leur moyenne. Pour la première campagne, nous pouvons observer des blancs supérieurs à 3×10^{-20} mole d' ^3He car les échantillons prévus à ces dates d'analyses étaient supposés contenir une quantité d' ^3He largement supérieure.

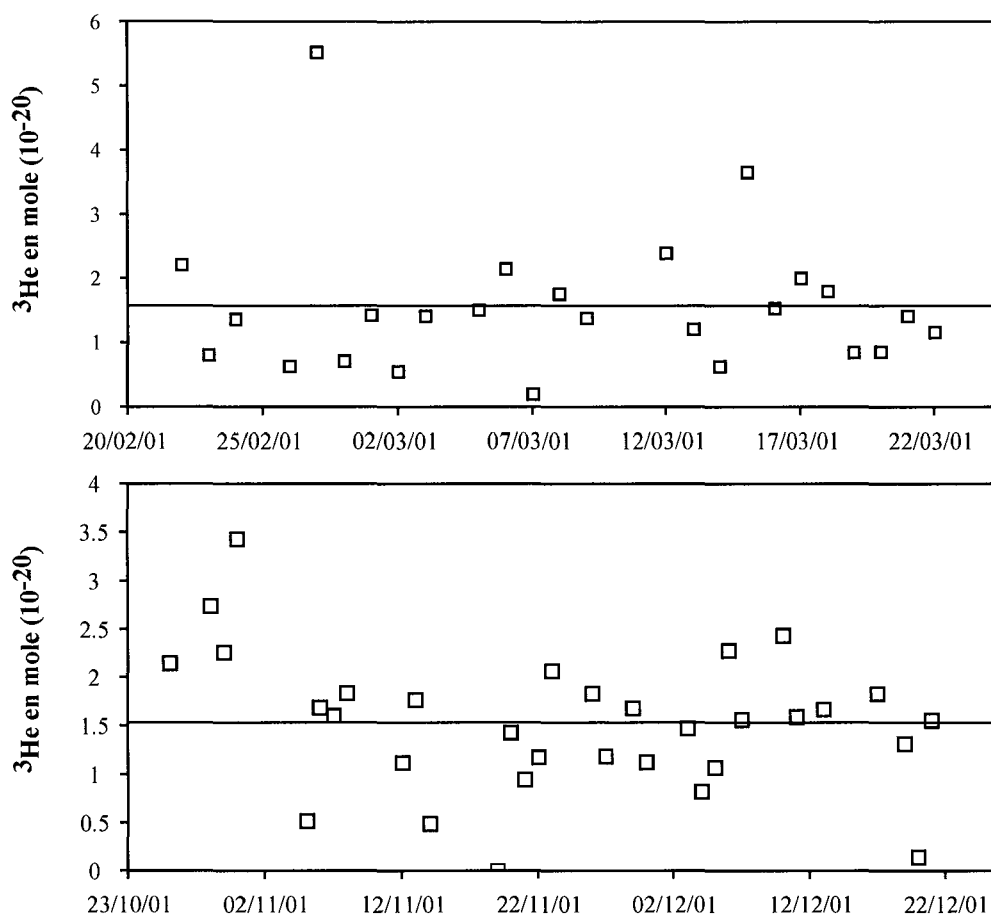


Fig. 2.13: Nombre de mole d' ^3He contenu dans les blancs pour chaque campagne de mesures. La ligne pleine représente le nombre moyen de mole d' ^3He contenu.

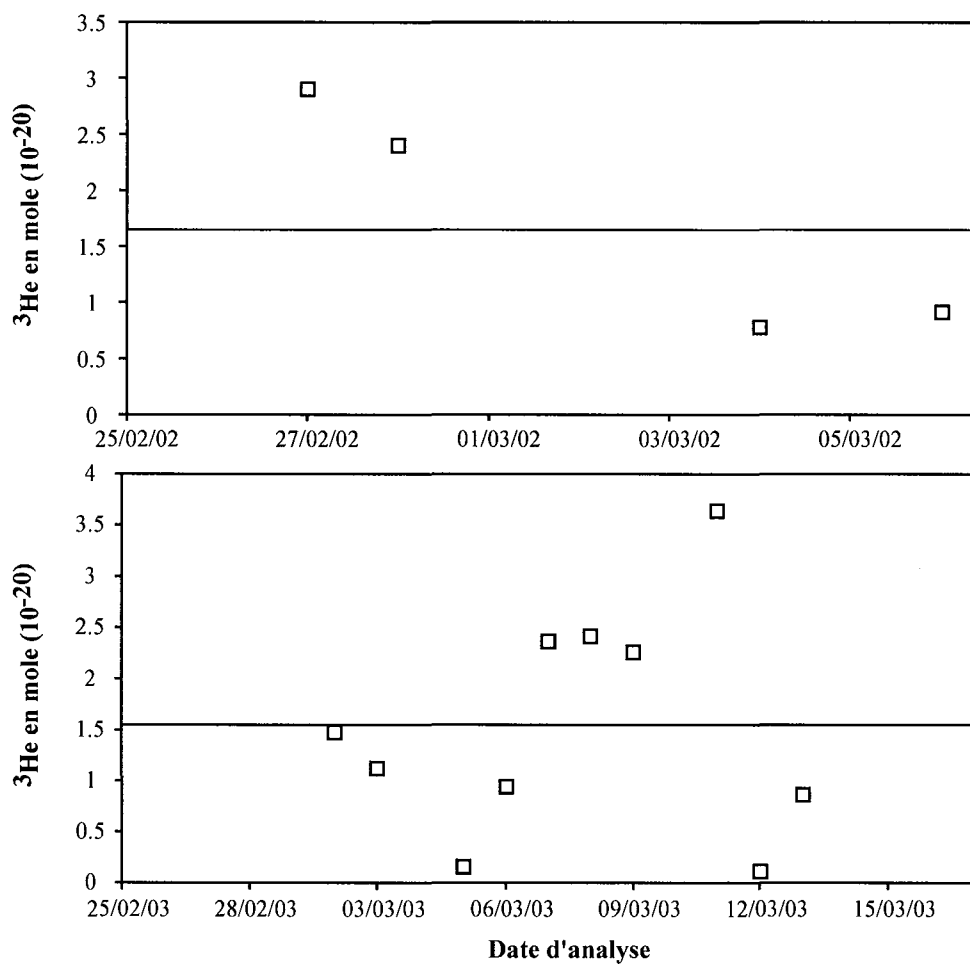


Fig. 2.14: Nombre de mole d³He contenu dans les blancs pour chaque campagne de mesures. La ligne pleine représente le nombre moyen de mole d³He contenu.

2.4.7 Calcul des concentrations en ^3He cosmogénique, méthode de correction des composantes non-cosmogéniques.

L' ^3He contenu dans les grenats n'est pas uniquement cosmogénique (cf section 1.3.2. b), en effet il peut résulter du mélange des composantes : initiale (héritée de la formation), atmosphérique et nucléogénique (post-formation).

Le calcul de la concentration en ^3He cosmogénique résulte donc de la soustraction à la concentration mesurée ($^3\text{He}_{total}$), des concentrations des différentes composantes :

$$^3\text{He}_c = ^3\text{He}_{total} - (^3\text{He}_a + ^3\text{He}_i + ^3\text{He}_n) \quad (2.17)$$

où $^3\text{He}_a$ est la composante atmosphérique, $^3\text{He}_i$ la composante initiale et $^3\text{He}_n$ la composante nucléogénique.

La composante atmosphérique : $^3\text{He}_a$ résulte de l'incorporation de l'hélium atmosphérique par circulation de fluides ou adsorption, à la surface ou dans les fractures du minéral. La teneur en ^3He atmosphérique d'un minéral est déterminée à partir de la teneur en ^{20}Ne , en supposant que ce dernier est entièrement atmosphérique.

$$^3\text{He}_a = ^{20}\text{Ne} \times \left(\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{atm} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_{atm} \quad (2.18)$$

où $(^3\text{He}/^4\text{He})_{atm} = 1,386 \times 10^{-6}$ et $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{atm} = 0,320$ [100, 126, 127]. Dans nos échantillons, cette composante s'est avérée négligeable, du fait de la très faible intensité du pic du ^{20}Ne lors de l'analyse du gaz extrait des grenats.

La composante initiale : $^3\text{He}_i$ représente l'hélium piégé dans le grenat lors de sa cristallisation. Cette composante peut être typiquement crustale ($R/Ra=0,01$) ou être enrichie en ^3He (composante mantellique $R/Ra = 0,1-2$) si du magmatisme est associé au système. Dans un premier temps nous avons négligé cette composante car nous avons supposé que les gaz initiaux avaient largement diffusé hors des grenats à cause du haut degré de métamorphisme de la chaîne himalayenne.

La composante nucléogénique : $^3\text{He}_n$ résulte de la décroissance du tritium ^3H , lui-même produit par la réaction de capture de neutron thermalisés sur le ^6Li et le ^{11}B [102] (cf. section 1.3.2. b). Une fois le grenat formé, de l' ^3He nucléogénique et de l' ^4He radiogénique sont donc produits en continu. Ces deux isotopes sont conservés dans le grenat dès que la température de fermeture de l' He est atteinte (T_c très mal contrainte pour ce minéral [97]).

Une manière de quantifier cette composante est donc de calculer le rapport des taux de

production nucléogénique et radiogénique, $\frac{P_{3He}}{P_{4He}}$, et de considérer que tout ${}^4\text{He}$ contenu dans le grenat est radiogénique [102] (cf. section 1.3.2.b). On peut alors calculer la teneur en ${}^3\text{He}$ nucléogénique des grenats avec la formule :

$${}^3\text{He}_n = {}^4\text{He}_{total} \times \left(\frac{P_{3He}}{P_{4He}} \right) \quad (2.19)$$

où ${}^4\text{He}_{total}$ est ${}^4\text{He}$ total mesuré dans le grenat [102] (cf. section 1.3.2 et chapitre 4).

a. Correction ne tenant compte que de la composante nucléogénique.

Dans un premier temps et à cause du haut degré de métamorphisme de la chaîne himalayenne nous avons décidé de négliger la composante initiale et donc de ne considérer que la composante nucléogénique pour les corrections.

Le taux de production d' ${}^3\text{He}$ nucléogénique dans un minéral de grenat se calcule en multipliant le flux de neutrons qui le traverse par la fraction de neutrons capturés par le ${}^6\text{Li}$ [102] (cf. section 1.3.2.b). Le flux de neutrons est produit dans la matrice rocheuse par des réactions nucléaires (α, n) sur des noyaux légers (Na, Mg, Al, Si et Ca), les particules α provenant de la décroissance de U et Th de la roche encaissante. Le flux de neutron est donc calculé à partir des concentrations en U et Th de la roche encaissante. La fraction de neutron capturée par le ${}^6\text{Li}$ est calculée à partir des sections efficaces et des teneur en Li et en éléments majeurs dans le grenat [102] (cf. section 1.3.2, chapitre 4).

Le taux de production d' ${}^4\text{He}$ radiogénique lui est plus simple à calculer car il est uniquement fonction de la teneur en radioélément U et Th dans le grenat. Le calcul de la composante nucléogénique a donc nécessité :

i) Les mesures des concentrations en Li, U et Th des différents grenats échantillonnés et, ii) la concentration en U et Th de leur roche encaissante.

Les mesures des teneurs en Li de chaque grenat (sauf quelques exceptions) ont été effectuées avec la sonde ionique IMS3f (CAMECA) du CRPG, avec une précision de l'ordre de 10% (cf. Annexe B). Afin de vérifier l'influence éventuelle des analyses ponctuelles, nous avons aussi, pour certains échantillons, mesuré la teneur en Li par absorption atomique sur des aliquotes de 100 mg de grenat. Les mesures ont montré que le Li est réparti de manière homogène dans les grenats excluant tout effet "pépité".

Pour les teneurs en U et Th des différents grenats, nous avons utilisé l'ICPMS elan6000 du SARM-CRPG. Cependant en raison de la quantité de matière nécessaire à ces analyses, environ 5 mg, et de la quantité disponible (parfois juste suffisante pour une analyse d'He au spectromètre VG5400) nous avons analysé les concentrations en U et Th sur seulement 20 échantillons (sur les

83 mesurés pour He). Nous avons alors décidé de calculer la composante nucléogénique à partir de la teneur moyenne en U-Th des 20 échantillons. Pour rendre compte de la dispersion nous avons pris en compte l'écart-type de cette moyenne dans les calculs d'incertitudes.

De la même manière, il n'a pas été possible de mesurer les teneurs en U et Th de toutes les roches contenant les grains de grenat, puisque une partie de l'échantillonnage concernait des sables. Nous avons alors utilisé les valeurs moyennes des roches alentours (issus de notre étude ainsi que d'une compilation d'études précédentes).

Conscient du caractère approximatif d'une telle correction nous avons attaché une attention particulière à la propagation des incertitudes de manière à les maximiser et ainsi donner une fourchette de valeur probable de la composante nucléogénique.

Afin de vérifier la validité de ce système de correction, nous avons comparé les concentrations en ^3He de grenats masqués du rayonnement cosmique (prélevés dans une mine cf. chapitre 3) avec leur concentration en ^3He calculées à partir de leur teneur en Li, U, Th (Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Les concentrations sont calculées d'après les teneurs en Li des grenats et les teneurs en U, Th moyennes des roches encaissantes ($3,7 \pm 0,6$ ppm et $20,6 \pm 2,5$ ppm) et des grenats ($2,46 \pm 1,94$ ppm et $16,77 \pm 16,44$ ppm) de la zone.

Echantillons	[^4He] total 10^{13} at/g	[^3He] total 10^6 at/g	[Li] ppm	[^3He] nucléogénique 10^6 at/g
GA40-H2	4.61 ± 0.24	0.63 ± 0.52	23.30 ± 2.56	0.43 ± 0.30
GA40-H1	5.74 ± 0.29	0.82 ± 0.73	23.30 ± 2.56	0.54 ± 0.37
GA66-H2	7.41 ± 0.38	2.60 ± 0.48	32.50 ± 3.58	0.97 ± 0.67
GA66-H1	7.28 ± 0.37	2.77 ± 0.44	32.50 ± 3.58	0.95 ± 0.65
GA67-H1	7.95 ± 0.41	1.37 ± 0.98	43.30 ± 4.76	1.37 ± 0.95
GA67-H2	11.27 ± 0.58	2.32 ± 0.97	43.30 ± 4.76	1.95 ± 1.34
GA61-H1	7.95 ± 0.41	2.10 ± 0.96	42.00 ± 4.62	1.33 ± 0.92
GA63-H1	1.89 ± 0.10	0.90 ± 0.92	17.00 ± 1.87	0.13 ± 0.09

Globalement le calcul de la composante nucléogénique de ces échantillons masqués ne rend compte que de 15 à 85% de la concentration en ^3He mesurée (Fig. 2.15). Cette correction est toujours légèrement inférieure et assez loin des concentrations mesurées et en est même très loin pour deux échantillons GA63 et GA66.

Comme illustré par la figure 2.16, les teneurs en ^3He des échantillons de la mine peuvent être expliqués par une production d' ^3He nucléogénique à partir de teneurs en Li comprises entre 30 et

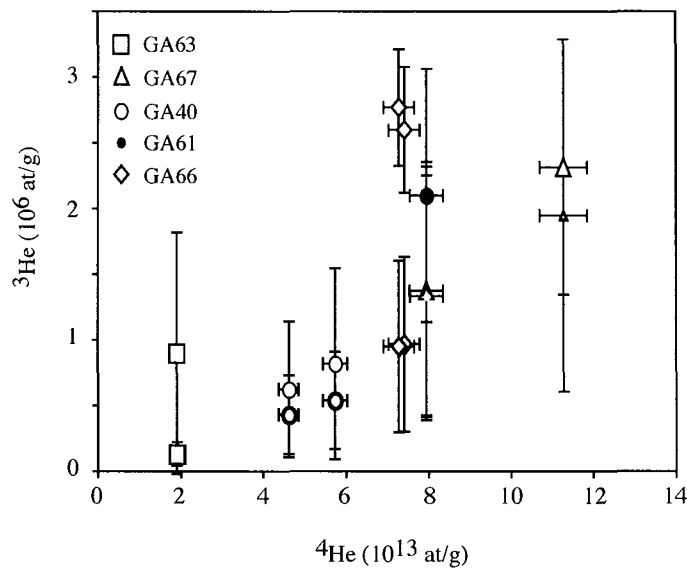


Fig. 2.15: *Figuré blanc* : concentration en ^3He et ^4He mesurés des échantillons de la mine. *Figuré gris* : concentration en ^3He et ^4He calculés par la méthode de J. N. Andrews [102] à partir des teneurs en Li vraies des grenats et des teneurs moyennes en U et Th de la roche encaissante et des grenats de la zone.

100 ppm. De plus l' ^4He contenu dans ces grenats est compatible avec les âges de refroidissement autour de 2-4 Ma raisonnable par rapport à l'histoire thermique de cette zone [128, 129, 130, 131].

b. Correction tenant compte d'une composante initiale.

La section précédente montre que les teneurs en ^3He et ^4He des échantillons de la mine s'expliquent globalement par une production d' ^3He nucléogénique et d' ^4He radiogénique. Néanmoins on remarque que tous les replicats d'un même échantillon ne présentent pas les mêmes concentrations en ^4He (Fig. 2.16) notamment GA67 et GA40. De plus ces replicats montrent des concentrations en ^3He et ^4He corrélées selon un rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ identique de l'ordre de $1,3 \times 10^{-8}$ soit environ 0,01 Ra.

Sur la figure 2.17 sont illustrés d'autres répliqués de grenats d'un même échantillon dans le cas d'un poli fluvial (MKR40, cf. chapitre 3) et d'une moraine (MAI18 cf. chapitre 4) très jeunes et peu exposés. Pour ces autres grenats "in-situ" on remarque là aussi une nette corrélation entre les concentrations d' ^3He et d' ^4He selon un rapport d'environ 0,02 Ra. Pour ces échantillons les teneurs en ^4He ainsi que les différences de concentrations entre aliquotes sont encore plus importantes. Ici les concentrations maximum mesurées en ^4He correspondent à des âges radiogéniques d'au moins 30 Ma, ce qui n'est pas compatible avec l'histoire thermique de la chaîne himalayenne, ni avec les autres échantillons de la mine (2-4 Ma) très proche de MAI18

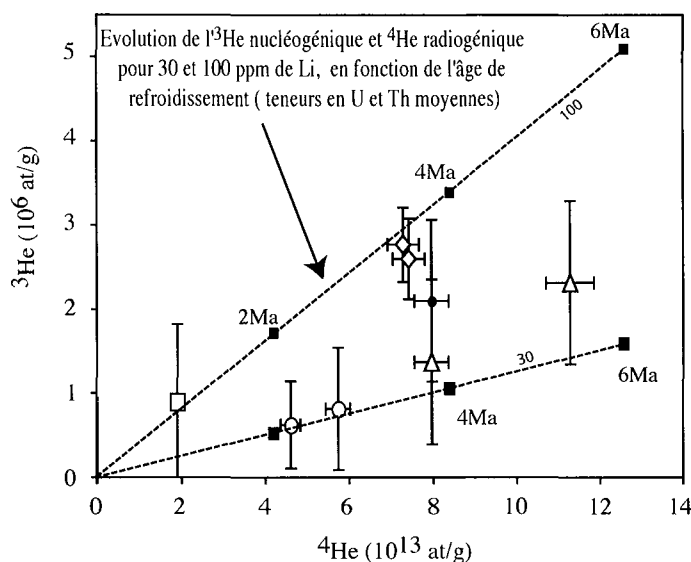


Fig. 2.16: Concentrations en ^3He et ^4He des échantillons masqués. Les droites en pointillé représentent l'évolution de ^3He nucléogénique et de ^4He radiogénique en fonction du temps. Ces droites ont été calculées d'après la méthode de calcul de J. N. Andrews (1985) [102], en utilisant les teneurs en 30 et 100 ppm de Li, et les teneurs en U et Th vraies du grenat et les teneurs en U, Th moyennes de la zone échantillonnée pour les roches encaissantes.

(moins de 1Km de différence de profondeur structurale). De telles différences de teneurs entre aliquotes d'un même échantillon ne peuvent pas non plus s'expliquer par des différences d'âge de refroidissement de plusieurs Ma.

Les variations d' ^4He au sein d'un même échantillon, les quantités très importantes dans certains d'entre eux et la corrélation avec ^3He selon un rapport $R/\text{Ra} \simeq 0,01-0,02$ suggère la présence, dans les grenats, d'une autre composante s'ajoutant à la composante nucléogénique. Le rapport R/Ra de 0,01-0,02, typique du rapport crustal, suggère donc la présence d'une composante crustale dans ces grenats.

Nous nous trouvons donc vraisemblablement dans le cas le plus compliqué où ^3He contenu dans les grenats est le résultat du mélange d'une composante nucléogénique, d'une composante crustale et d'une composante cosmogénique. L' ^4He contenu dans les grenats est lui le résultat du mélange d'une composante crustale et d'une composante radiogénique.

Cette composante crustale est visible dans les grenats peu exposés et riche en ^4He , puisqu'elle contrôle à elle seule la corrélation $^3\text{He}/^4\text{He}$. (Fig. 2.18)

La méthode de correction devient alors plus complexe et doit se faire en deux temps.

1) Estimation et soustraction de la composante nucléogénique.

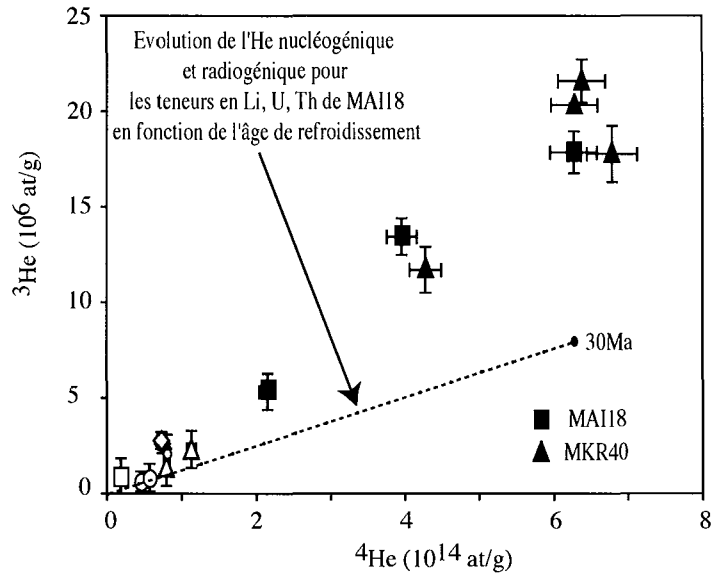


Fig. 2.17: Concentrations en ^3He et ^4He des répliqués de MAI18 et MKR40 et des échantillons de la mine. Les premiers sont particulièrement riche en ^4He ce qui impliquerait un âge de refroidissement de l'ordre de 30 Ma pour les teneur en U et Th de ces grenats. La droite en pointillé représente l'évolution de l' ^3He nucléogénique et l' ^3He radiogénique au cours du temps. Ces droites ont été calculé d'après la méthode de calcul de J. N. Andrews (1985) [102], en utilisant les teneurs en Li, U et Th vraies du grenat et les teneurs en U, Th moyennes de la zone échantillonnée pour les roches encaissantes. Enfin on remarque que les répliqués sont dispersés sur la droite en pointillé.

2) Correction des teneurs résiduelles d' ^3He avec le rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ en considérant que tout l' ^4He résiduel est hérité. Mais cette méthode n'est pas applicable car pour estimer les concentrations d' ^4He résiduel et estimer les concentrations en ^3He nucléogénique, il faudrait calculer les concentrations en ^4He radiogénique en supposant un âge de refroidissement des différents échantillons, ce qui engendrerait de très fortes incertitudes.

La méthode utilisée dans cette étude est plus simple. Il apparaît en effet que la pente entre les concentrations en ^3He et ^4He de la composante nucléogénique (pour $[\text{Li}] = 30$ ppm) est tout à fait comparable à la pente générale (dominée par le fluide crustal) avec un rapport R/Ra compris entre 0,009 et 0,29. Cette concordance n'est pas surprenante puisque le rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ de la croûte terrestre reflète le dégazage de son He radiogénique et nucléogénique à haute température en profondeur et est fonction de sa composition moyenne en Li, U et Th.

Nous avons donc, pour cette étude, corrigé toutes les concentrations en ^3He des grenats d'une composante non cosmogénique globale ($^3\text{He}_i + ^3\text{He}_n$) calculée en utilisant le rapport isotopique déduit de la corrélation ^3He - ^4He (Fig. 2.18). En effet la quantité de grenat disponible était

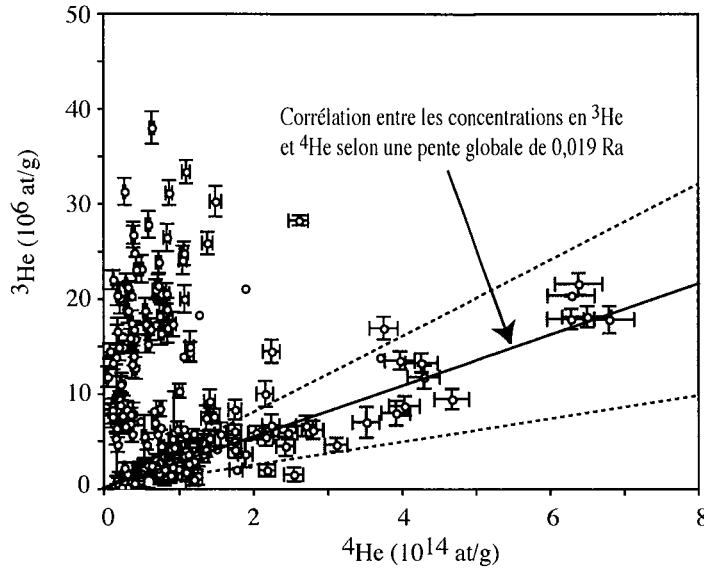


Fig. 2.18: Concentration en ^3He contre concentration en ^4He mesurée pour tous les échantillons analysés dans cette étude. La partie grisée souligne la corrélation $^3\text{He} - ^4\text{He}$ selon une pente globale de 0,019 Ra et pour des teneurs en Li de 30 à 100 ppm.

insuffisante pour une analyse par "step crushing" qui requiert environ 500 mg de grenat et qui aurait permis de mesurer le rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ du contenu des inclusions fluides.

Nous avons donc calculé la composante cosmogénique suivant :

$$^3\text{He}_c = ^3\text{He}_{total} - \left(^4\text{He}_{i+n} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{i+n} \right) \quad (2.20)$$

Quand cela a été possible, pour les échantillons très riches en ^4He et mesurés plusieurs fois, nous avons pris le rapport isotopique apparent $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{i+n}$ de chacun d'entre eux pour la composante non cosmogénique globale.

Cependant, pour la majorité des échantillons ce rapport isotopique $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{i+n}$ considéré dans la correction est le rapport moyen de 0,019 Ra (Fig. 2.18). Enfin, une attention particulière a été portée sur la propagation des incertitudes pour que cette méthode de correction qui utilise des valeurs moyennes donne des gammes de valeurs probables pour la composante non-cosmogénique.

Chapitre 3

Développement de la méthode ^3He cosmogénique dans le grenat

Le taux de production élevé de l' ^3He cosmogénique aux niveaux de la mer et aux hautes latitudes (115 ± 4 at/g/an cf. chapitre 2) en fait un des cosmonucléides les plus intéressants pour mesurer précisément des temps d'exposition jeunes et donc des taux d'érosion élevés. De plus, même si la détermination de temps d'exposition ou de taux d'érosion s'est toujours faite à partir de sa mesure dans les olivines sur des terrains volcaniques [26, 132, 77, 133], sa rétention dans les grenats [97] suggère une utilisation possible dans les terrains métamorphiques et donc une extension de ses applications aux domaines orogéniques.

C'est à partir de ces caractéristiques que nous avons décidé d'utiliser l' $^3\text{He}_c$ contenu dans les grenats pour mesurer précisément l'érosion de la chaîne himalayenne (suggérée élevée par d'autres études [22, 7]). En effet le métamorphisme himalayen a permis le développement d'une importante zone à grenat recouvrant une très large partie de la chaîne.

Pour pouvoir utiliser l' $^3\text{He}_c$ dans les grenats une phase de développement est nécessaire. Cette phase repose sur la comparaison directe des temps d'expositions $^3\text{He}_c$ de grenat in-situ avec les temps d'expositions $^{10}\text{Be}_c$ de quartz coexistant.

Ce chapitre présente sous la forme d'un article en préparation les différentes phases du développement et les conditions d'utilisation de la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat.

High elevation Cosmogenic ${}^3\text{He}$ production rates (Central Nepal) determined from ${}^{10}\text{Be}$ cross-calibration.

E. Gayer, R. Pik, C. France-Lanord, J. Lavé, D. Bourlès, B. Marty.

3.1 Introduction.

Cosmogenic radionuclides measured in surface rocks are commonly used to determine exposure ages [132, 134, 86, 60, 133, 115], to date catastrophic events [51, 135] and to evaluate erosion and incision rates [25, 136, 22]. Measurements of cosmogenic ${}^{10}\text{Be}$ (${}^{10}\text{Be}_c$) and ${}^{26}\text{Al}$ have been greatly improved in the last decade and are now routinely performed in quartz [46, 83, 137]. Because they are stable, ${}^3\text{He}$ and ${}^{21}\text{Ne}$ allow investigation of extremely long exposure events [75] compared to other commonly used cosmogenides [37]. ${}^3\text{He}$ is also characterized by the highest production rate among terrestrial cosmogenic nuclides [38, 133, 138, 77]. This feature added to its low detection limit makes it very interesting to date young surfaces and events. However, because of its noble gas properties and its small atomic radius, helium diffuses easily at low temperature from many mineral matrixes [95, 93, 139, 140, 141, 142], except in minerals with low ionic porosity such as olivine-pyroxene [76, 93], and garnet [97]. Efforts to characterize cosmogenic helium have been focused on olivines for which independently dated volcanic events (using ${}^{14}\text{C}$ or ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$) were used to calibrate the ${}^3\text{He}$ production rate [138, 77, 87, 38, 78, 88]. Cosmogenic ${}^3\text{He}$ in olivine has been successfully used to date geological events and to estimate erosion rates [118, 26, 132, 143, 60]. Despite to potential, cosmogenic ${}^3\text{He}$ in garnet has not been used up to now, although it can be used to date metamorphic rocks.

One of the main reasons for this lack of interest is linked to the multiple ${}^3\text{He}$ components in natural systems, which can strongly complicate correction procedures. Indeed, total ${}^3\text{He}$ (${}^3\text{He}_T$) in a mineral represents the sum of : inherited ${}^3\text{He}$ (${}^3\text{He}_{in}$, trapped in fluid inclusions and mineral matrix), atmospheric ${}^3\text{He}$ (${}^3\text{He}_a$), nucleogenic ${}^3\text{He}$ (${}^3\text{He}_n$: post-formation) and cosmogenic ${}^3\text{He}$ (${}^3\text{He}_c$). The nucleogenic component (${}^3\text{He}_n$), by which tritium is produced through neutron capture on ${}^6\text{Li}$, and where the produced tritium subsequently decays into ${}^3\text{He}$ (${}^6\text{Li}(n,\alpha){}^3\text{H}\rightarrow{}^3\text{He}$), is often dominant in Li-rich garnets and therefore represent the major source of noncosmogenic ${}^3\text{He}$.

To investigate the potentialities of cosmogenic helium in garnet, we have measured ${}^3\text{He}$ on garnets sampled in the Himalayan range at various elevations. Our approach represents one of the first attempt to use cosmogenic ${}^3\text{He}$ in garnet to date young geological events. To test and calibrate such measurements, we have analysed ${}^{10}\text{Be}_c$ in the same samples. The two methods have been performed in coexisting garnets and quartz picked from polished surfaces and moraines having recent and relatively simple exposure histories. This study was also dedicated

to the intercalibration of cosmonucleide production rates at high elevation (>3000 m), which was lacking and which has major implications concerning the validity of scaling factors over the whole range of Earth atmosphere depth. This work, for the first time, points out evidences for variations of production rate ratios with elevation and suggests implications of new production mechanisms at high elevation.

3.2 Geological setting and sampling.

The Himalayan range, appears to be one of the best sites to investigate the potentialities of $^3\text{He}_c$ measurement in garnets. The Mio-Pliocene metamorphism experienced by this range resulted in the formation of garnet-rich rocks [16, 12]. Additionally, these rocks have been cooled only few Myr ago [144], minimizing therefore the accumulation of $^3\text{He}_n$. This study was focused on geomorphic events having simple exposure histories associated to the last Holocene glacier retreat. Most of the samples are from blocks on top of recessional moraines as well as from whaleback striated surfaces sampled in the upper part of the Mailun Khola River in the Ganesh Himal (85.18°E, 28.23°N, Fig.3.1).

Samples have been taken in this glacial valley at elevations ranging from 3450 to 4622 m. Rocks from this area, which are mostly high grade metamorphic schists and gneisses, belong to the Main Central Thrust (MCT) zone where the High Himalayan Crystalline (HHC) formation is underlined by the Lesser Himalayan (LH) formation [12, 10]. Coexisting quartz has been extracted from the samples gangue, or from associated quartz veins (Tab. 3.1).

In order to test the rock depth dependence of $^3\text{He}_c$ and $^{10}\text{Be}_c$ productions, three samples have been taken (Tab. 3.1) along a 90 cm thick profile, exhumed recently near a mine located at an elevation of 4125 m in the valley. The original depth has been reconstructed from the apparent shape of the remaining surface, and therefore is subject to a rather large uncertainty. Few shielded rocks were also sampled in the mine in order to check the validity of non-cosmogenic component corrections (Tab. 3.1). Eight samples have been taken along the gallery, corresponding to shielding rocks depths from 20 m to 400 m.

In order to reach a wider altitudinal range, a biotite-rich gneiss (MKR 20) was sampled in the Manaslu Himal, on a lateral abrasion surface of the Marsyandi river canyon (84.36°E, 28.50°N) at an elevation of 1950 m, and two garnet rich orthogneiss (MKR 36 and MKR 37) were sampled in the Annapurna Himal, on a terrace from the Kali Gandaki river (83.62°E, 28.66°N) at an elevation of 3000 m. A boulder from an old mid-Holocene debris flow was also sampled at an elevation of 1700 m (MKR 40) (Fig. 3.1). For all the samples but the Marsyandi ones topographic masks were low (mask correction factors between 0.95 and 1).

Tab. 3.1: $^3\text{He}_c$ and $^{10}\text{Be}_c$ concentrations and samples characteristics. *M* : moraine, *S* : abrasion surface, *PS* : polished surface, *T* : terrace boulder, *BS* : burried sample, *SG* : single garnet, *MS* : mine sample, *RO* : garnets from whole rock, in this case the sample size does not exceed an average of 1.5 cm and does not necessitate shielded correction. ^{10}Be blank concentration range from 1.04×10^5 to 2.12×10^5 at/g. Typical ^3He blank concentration range from 1.5×10^{-20} to 1.6×10^{-20} at/g.

Samples	Lat. (°)	Alt. (m)	Sampling Depth (m)	outcrop	Garnet	Quartz	$^{10}\text{Be}_c$ 10 ⁶ at/g	^4He 10 ¹³ at/g	^3He Blk corr. 10 ⁶ at/g	$^3\text{He}_c$ 10 ⁶ at/g
Surfaces Exposed										
GA24	28.23	4490	0	M	SG	RO	0.32 ± 0.03	7.50 ± 0.38 10.7 ± 0.55	20.57 ± 1.14 20.03 ± 1.45	17.52 ± 1.87 15.69 ± 2.56
GA54	28.22	4434	0	M	SG	RO	0.32 ± 0.03 0.40 ± 0.04	3.89 ± 0.22 7.37 ± 0.38	16.79 ± 0.91 18.24 ± 1.45	15.21 ± 1.19 15.25 ± 2.05
GA55	28.22	4446	0	M	SG	RO	0.59 ± 0.07	4.20 ± 0.22	23.13 ± 1.32	22.01 ± 1.56
GA80	28.23	4622	0	M	RO	RO	0.01 ± 0.005 0.01 ± 0.005	7.82 ± 0.40 2.98 ± 0.15 4.59 ± 0.24	3.47 ± 1.14 1.61 ± 0.32 2.12 ± 0.76	0.44 ± 1.92 0.46 ± 0.67 0.35 ± 1.18
MKR20	28.50	1850	0	S	RO	RO	0.03 ± 0.01 0.02 ± 0.01	3.92 ± 0.20 6.35 ± 0.33	0.90 ± 0.51 1.21 ± 0.74	below blank below blank
MKR36	28.66	3000	0	T	RO	RO	0.71 ± 0.17 0.62 ± 0.07	10.94 ± 0.56 14.90 ± 0.76	33.41 ± 1.24 30.31 ± 1.59	30.49 ± 2.49 26.34 ± 3.34
GA95	28.22	4150	0	PS	SG	RO	0.39 ± 0.04	1.49 ± 0.08 1.90 ± 0.10 1.67 ± 0.09 11.40 ± 0.58 6.15 ± 0.32	13.92 ± 0.83 14.95 ± 1.40 20.41 ± 1.07 15.02 ± 1.58 16.84 ± 1.14	13.52 ± 0.88 14.44 ± 1.45 19.97 ± 1.12 11.98 ± 2.75 15.20 ± 1.67
MKR40	28.58	1700	0	?	RO	RO	0.04 ± 0.01	67.90 ± 3.40 42.82 ± 2.15 63.81 ± 3.29 62.84 ± 3.15	17.86 ± 1.45 11.84 ± 1.20 20.40 ± 0.99 62.84 ± 3.15	below blank 0.41 ± 8.54 4.62 ± 12.65 3.64 ± 12.41
MKR37	28.66	3000	0	T	RO	RO	0.86 ± 0.07	26.09 ± 1.31 10.64 ± 0.53 13.79 ± 0.69	28.33 ± 0.54 24.84 ± 1.25 25.92 ± 1.20	22.65 ± 5.18 22.53 ± 2.44 22.92 ± 2.97
MAI9	28.25	3510	0	PS	SG	RO	0.36 ± 0.03	0.44 ± 0.05 1.09 ± 0.06	11.84 ± 1.07 13.33 ± 0.71	11.73 ± 1.07 13.04 ± 0.74
Depth profile										
MAI26	28.25	4125	0	PS	SG	RO	0.30 ± 0.03	7.51 ± 0.38 5.42 ± 0.27 5.49 ± 0.28	16.41 ± 1.18 18.82 ± 1.30 17.40 ± 1.12	13.35 ± 1.90 16.62 ± 1.68 15.17 ± 1.56
MAI25	28.25	4125	0.42	BS	SG	RO	0.14 ± 0.03	2.09 ± 0.12 2.15 ± 0.11	8.87 ± 1.08 10.99 ± 0.90	8.02 ± 1.15 10.12 ± 0.99
MAI24	28.25	4125	0.73	BS	SG	RO	0.12 ± 0.02	1.70 ± 0.09 3.46 ± 0.18 2.74 ± 0.14	4.68 ± 0.78 7.87 ± 0.68 6.61 ± 0.57	3.99 ± 0.85 6.46 ± 0.96 5.50 ± 0.50
Mine samples										
GA40		4100	0 - 400	MS	RO	-		4.61 ± 0.24 5.74 ± 0.30	0.63 ± 0.52 0.82 ± 0.73	
GA66		4100	0 - 400	MS	RO	-		7.41 ± 0.38 7.28 ± 0.37	2.60 ± 0.48 2.77 ± 0.44	
GA67		4100	0 - 400	MS	RO	-		7.95 ± 0.41 11.3 ± 0.58	1.37 ± 0.98 2.32 ± 0.97	
GA61		4100	0 - 400	MS	RO	-		7.95 ± 0.41	2.10 ± 0.96	
GA63		4100	0 - 400	MS	RO	-		1.89 ± 0.01	0.90 ± 0.92	

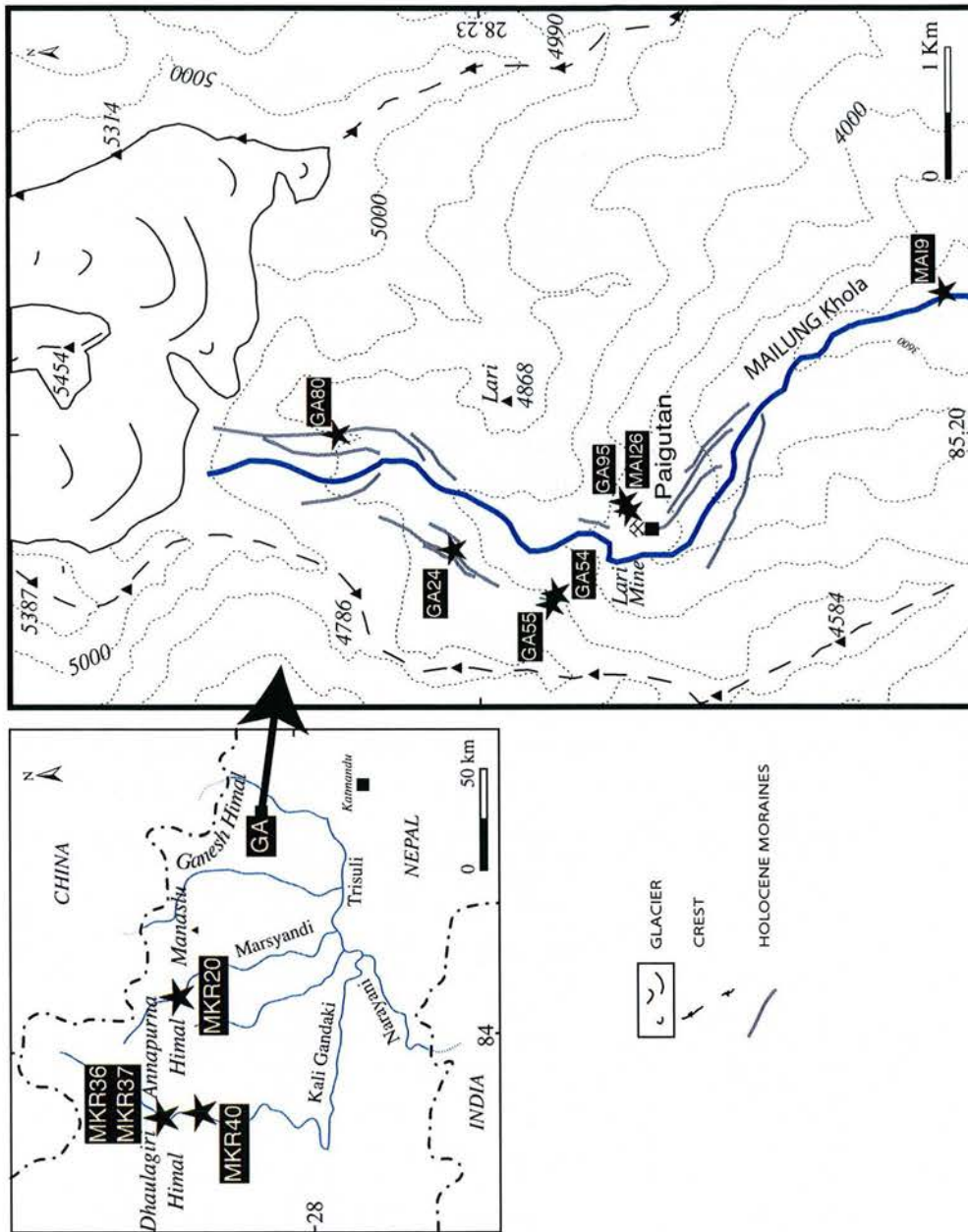


Fig. 3.1: Topographic map of the sampling area indicating the location of the various samples.

3.3 Analytical methods.

After rock crushing, all grains were extracted from fractions sieved between 0,315 and 0,500 mm. Subsequent separation was performed using standard heavy liquid techniques, as well as additional magnetic treatment when necessary. Final separation and cleansing have been done

by hand-picking under a binocular microscope.

3.3.1 ^{10}Be measurements.

To avoid potential contamination by meteoric ^{10}Be , quartz was first purified by dissolving other minerals in a $\text{HNO}_3\text{-H}_2\text{SiF}_6$ mixture [121, 70]. Although this procedure is supposed to readily eliminate part of surface meteoric contamination, about 30% of the purified quartz was subsequently dissolved in HF in a series of 3 cleaning steps. The remaining quartz fraction was then totally dissolved in HF. After addition of a ^9Be spike [70], beryllium was purified by solvent extraction and precipitation [145, 109, 121, 70]. ^{10}Be concentrations were measured at the Tandem Accelerator Mass Spectrometry Facility, Gif-sur-Yvette, France. ^{10}Be uncertainties were calculated by propagating a conservative estimate of 5% instrumental uncertainty with uncertainties associated with counting statistics and blank correction [119].

3.3.2 ^3He measurements.

About 10 mg of garnet grains were hand-picked and ultrasonically cleaned in acetone at room temperature for 10 minutes. Helium was extracted from these grains by vacuum melting using a CO_2 laser [125, 146]. The evolved gas was cleaned over hot Ti getter and charcoal trap held at liquid nitrogen temperature [124, 122, 146]. He was then separated from Ne at 15 °K and analysed for abundance isotope composition using the Static Mass Spectrometer of CRPG, Nancy, France.

Because this study revealed apparent inconsistencies between $^3\text{He}_c$ and $^{10}\text{Be}_c$ ages, the ^3He measurements were carefully checked : (i) two different He standards were used, (ii) two different analytical lines were used in CRPG, giving reproducible results within 5% according to analyses performed on apatite standard grains and helium-doped glass spherules, and (iii) a cross calibration was done with the ETH noble gas lab. (Zurich, Switzerland) on the GA98 sample (Tab. 3.2) which reveals no particular offset of calibration.

Typical ^3He and ^4He blanks were $1.5\text{-}1.6 \times 10^{-20}$ moles and $5\text{-}6 \times 10^{-15}$ moles, respectively. Helium contents (Tab 3.1) were corrected for atmospheric contamination assuming that all ^{20}Ne was atmospheric and using a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ratio of 0,320 for atmosphere [100]. The amount of ^{20}Ne was generally undetectable so that this correction is insignificant. For ^3He , the precision of individual measured concentrations is 10% or better for most of the sample but can be as low as 30-50% for the youngest samples.

Special care was taken to handpick garnet grains free of inclusion to minimize the ^3He contamination by Li-rich minerals. However, due to their helicitic characteristics, it was not possible to extract 10 mg of material free of any inclusions for all the samples. Electron microprobe analysis showed that most of the observed inclusions in these garnets are illmenite. To test if the illmenites are source of nucleogenic helium, ^3He content has been measured in 15 variously contaminated aliquots of the same garnet sample (Tab. 3.2, GA98). These results are

remarkably homogeneous and do not show any correlation of ^3He with the density of impurities, even for the aliquot with the highest illmenite contamination. Notably, standard deviation of the duplicates, 11.94% (1σ), is very comparable to the uncertainty of an individual measurement, strongly suggesting that the main source of uncertainty is analytical rather than natural in case of this sample.

Tab. 3.2: Analyses of one test garnet sample to check the reproducibility of analyses as a function of the amount of impurities : a) 1 inclusion per grain, b) 2 inclusions per grain, c) 2 to 6 inclusions per grain d) more than 6 inclusions per grain

Sample	Quality	^3He 10 ⁶ at/g	\pm 10 ⁶ at/g
GA98	a	7.74	0.72
GA98	a	8.43	0.9
GA98	a	8.73	0.76
GA98	a	8.34	0.59
GA98	a-	8.03	0.88
GA98	a-	5.38	0.68
GA98	a-b	7.75	1.28
GA98	b	8.67	1.21
GA98	b-	8.70	0.84
GA98	b-c	8.59	0.76
GA98	c	8.37	0.87
GA98	c+	6.43	0.59
GA98	c-d	7.92	1.21
GA98	c-d	8.77	0.77
GA98	d	8.71	0.87
Average		8.04	
Std. Dev.		0.96	

3.4 Results

3.4.1 ^{10}Be Results.

The Marsyandi and Kali Gandaki rocks, sampled at intermediate elevation, gave mean $^{10}\text{Be}_c$ contents of 0.02×10^6 , 0.66×10^6 , 0.86×10^6 and 0.04×10^6 at/g respectively (Tab. 3.1). In the higher Mailun Khola glacial valley, lower concentrations between 0.011×10^6 and 0.59×10^6 at/g are in good agreement with the relative chronology of the sampled moraines, estimated from geomorphic criteria.

3.4.2 ^3He Results.

^3He content (Tab. 3.1) is derived from the measured ^3He contents by subtracting the non-cosmogenic components, which are : (i) a potential inherited component (e.g., $^3\text{He}_{in}$ from crustal

fluids incorporated during garnet formation), and (ii) the nucleogenic helium (${}^3\text{He}_{nucl}$, post-formation).

$${}^3\text{He}_c = {}^3\text{He}_T - ({}^3\text{He}_{in} + {}^3\text{He}_{nucl}) \quad (3.1)$$

A global estimate of the non-cosmogenic ${}^3\text{He}$ is given by the He data measured in the shielded samples from the mine (0.90×10^6 at/g to 2.77×10^6 at/g, Fig 3.2). Except for some very young samples (<1ka, GA80, MKR40 and MKR20), the amount of this global shielded component is significantly lower than the total measured concentrations of exposed surfaces and moraines. This indicates that in the case of Himalayan samples, because of this very low back-ground of non cosmogenic components, cosmogenic ${}^3\text{He}$ can be discriminated accurately.

Because the correction of non-cosmogenic components could be composition- (Li, U, Th) and time- (neutron flux) dependent, it is necessary to calculate for each sample its own correction, rather than correcting for the mean ${}^3\text{He}$ composition of the shielded mine samples. For that purpose the nucleogenic component can be calculated. ${}^3\text{He}_{nucl}$ is produced from beta decay of ${}^3\text{H}$, itself produced by thermal neutron irradiation on ${}^6\text{Li}$ and low energy α -particle on ${}^{11}\text{B}$, the latest mechanism being generally negligible. The ${}^3\text{He}_{nucl}$ production rate ($P^3\text{He}$) [102] is therefore proportional to the local neutron flux (U, Th dependent) and to the fraction of thermal neutrons captured by ${}^6\text{Li}$. Given that helium is diffusing easily from the matrix mineral the total amount of nucleogenic helium accumulated in a garnet can be assessed by using radiogenic (${}^4\text{He}$) helium as a proxy. The ${}^4\text{He}$ production rate ($P^4\text{He}$) is calculated from the U and Th content of the mineral, so that :

$${}^3\text{He}_{nucl} = {}^4\text{He}_{measured} \times \frac{P^3\text{He}(U,Th,Li)}{P^4\text{He}(U,Th)} \quad (3.2)$$

Such nucleogenic concentrations have been calculated for the mine samples (Tab. 3.3).

These calculated concentrations are systematically lower by 15 to 85% compared to the measured concentrations. This suggests that, for the shielded data, the nucleogenic component is not sufficient to account for all of the non-cosmogenic measured helium. The involvement of an additional inherited component (${}^3\text{He}$ in Eq. 3.1) is therefore necessary. Such a component is strongly suggested by the clear correlation of ${}^3\text{He}$ vs. ${}^4\text{He}$ that is observed in some individual garnet grains which exhibit highly contrasted ${}^4\text{He}$ concentrations (Fig. 3.2) Indeed, the nucleogenic and radiogenic production processes do not explain such discrepancies in individual grains. Moreover, for some of these garnets, the very high ${}^4\text{He}$ concentrations measured would correspond to radiogenic helium produced over a time of 20 to 30 Ma (Fig. 3.2) which is not compatible with the tectonothermal history of these rocks [147, 128, 129, 148, 130, 131]. (U-Th)/He ages calculated for the mine garnets are also very variables (Tab. 3.3) suggesting independent He isotope excesses.

These observations demonstrate clearly that the degree of the Himalayan metamorphism did

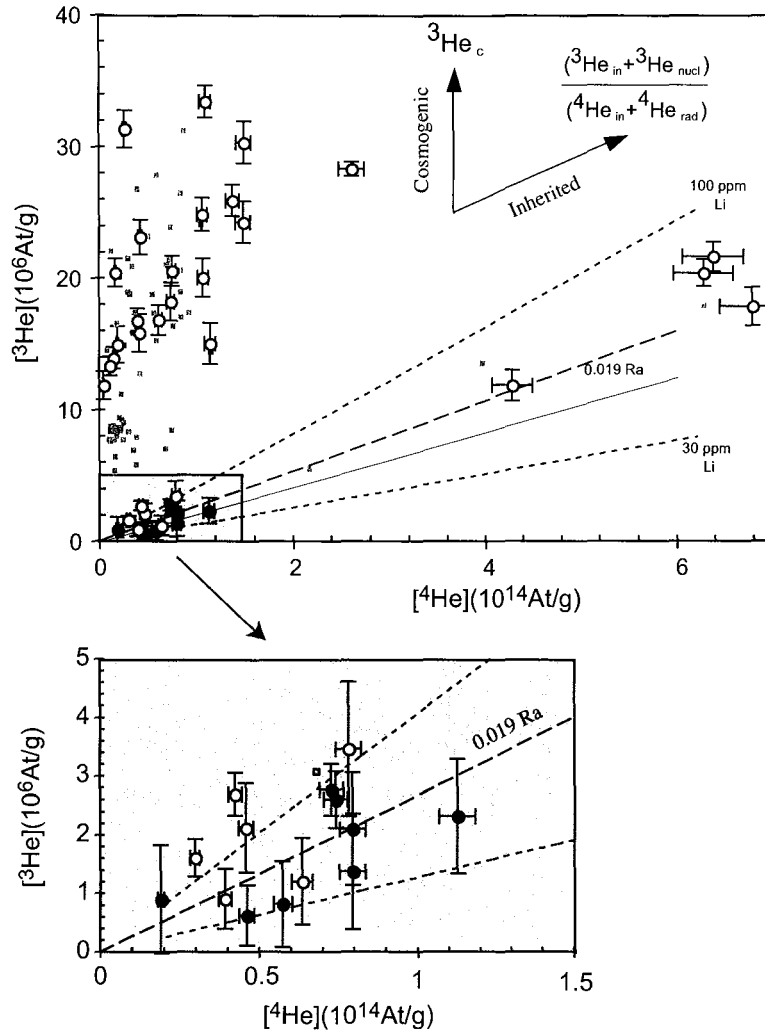


Fig. 3.2: ^3He vs. ^4He concentrations of garnets measured in this study. Exposed garnets are indicated by open symbols while the shielded mine samples are indicated by black symbols. Grey squares correspond to all the other garnets measured in the framework of a companion general study of erosion distribution in the Himalayan range. The indicated correlation, with an isotopic ratio of $0,019 \pm 0,01$ Ra, represents the inherited component which is variously trapped in the garnets. The isotopic signature of this Himalayan crustal fluid is compatible with nucleogenic and radiogenic production in the crust triggered by 3,7 and 20,6 ppm U and Th respectively and 65 ppm Li. The correlations computed with 30 and 100 ppm Li are also shown. The indicated end-member components are : $^3\text{He}_c$: cosmogenic helium, $^3\text{He}_{in}$, $^4\text{He}_{in}$: trapped inherited crustal helium, $^3\text{He}_{nucl}$: nucleogenic helium, $^4\text{He}_{rad}$: radiogenic helium.

not reset helium in the samples, and therefore that trapped primitive helium remains in the garnet matrix. The $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of this incorporated fluid (0.019 Ra, Fig. 3.2) is comparable to the isotopic composition of present-day geothermal fluid from Nepalese hot springs (Marty

Tab. 3.3: Nucleogenic concentrations of ${}^3\text{He}$ and $(\text{U-Th})/\text{He}$ ages of the mine samples. *In situ* analyzes of U and Th with the IMSF and 3F SISMS indicate that the garnet matrix do not contain any U and Th. Therefore the measured concentrations in the garnets have to be related to the amount of U-bearing accessory minerals included in the grains.

Sample	${}^3\text{He}$ total 10^6at/g	[Li] ppm	${}^3\text{He}$ nucl. 10^6at/g	[U] ppm	[Th] ppm	$(\text{U+Th})/\text{He}$ Age Myr
GA40-H2	0.63 ± 0.52	23.30 ± 2.56	0.43 ± 0.30	2.2 ± 0.2	11.8 ± 0.6	2.8 ± 0.2
GA40-H1	0.82 ± 0.73	23.30 ± 2.57	0.54 ± 0.37	2.2 ± 0.2	11.8 ± 0.6	3.5 ± 0.2
GA66-H2	2.60 ± 0.48	32.50 ± 3.58	0.97 ± 0.67	6.7 ± 0.3	55.9 ± 3.0	1.2 ± 0.1
GA66-H1	2.77 ± 0.44	32.50 ± 3.59	0.95 ± 0.65	6.7 ± 0.3	55.9 ± 3.0	1.1 ± 0.1
GA67-H1	1.37 ± 0.98	43.30 ± 4.76	1.37 ± 0.95	0.8 ± 0.1	2.2 ± 0.2	18.3 ± 1.1
GA67-H2	2.32 ± 0.97	43.30 ± 4.77	1.95 ± 1.34	0.8 ± 0.1	2.2 ± 0.2	26.0 ± 1.6
GA61-H1	2.10 ± 0.96	42.00 ± 4.62	1.33 ± 0.92	2.8 ± 0.2	17.3 ± 0.9	3.5 ± 0.2
GA63-H1	0.90 ± 0.92	17.00 ± 1.87	0.13 ± 0.09	0.1 ± 0.1	1.6 ± 0.1	11.7 ± 0.7

and France-Lanord unpublished data). Such an isotopic ratio for the crustal fluids in Nepal is compatible with nucleogenic and radiogenic production of helium in the Himalayan crust having 30 to 100 ppm of Li (Fig. 3.2) and respectively 3,7 ppm and 20,6 ppm of U and Th.

Given that the $\text{P}_{3\text{He}}/\text{P}_{4\text{He}}$ ratio is about the same in the crust and in the garnets (because U and Th in garnets \sim U and Th in the rock), and because the inherited component is significant in most of the samples, we have corrected the measured analysis by subtracting a global undistinguished non-cosmogenic component :

$${}^3\text{He}_c = {}^3\text{He}_{\text{measured}} - \left({}^4\text{He}_{\text{measured}} \times \left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}} \right)_{\text{in,nucl}} \right) \quad (3.3)$$

When duplicate measurements were done, the apparent $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{in+nucl}}$ of the sample was used to correct for the non-cosmogenic component. Otherwise, a mean ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ rate of 0.019 Ra was used for the other samples.

3.4.3 Cosmogenic concentrations.

The corrected cosmogenic ${}^3\text{He}$ concentrations which range from 0.35×10^6 at/g to 30.49×10^6 at/g (Table 3.1) correlate well with the ${}^{10}\text{Be}$ concentrations over the whole range of concentrations (Fig. 3.3). Such correlation is in agreement with the relative chronology of glacier events observed in the Mailun Khola valley, the lowest concentrations being related to moraines closest to the present day glacial tongue. The observation that this rough correlation goes through the

origin in the ${}^3\text{He}$ vs. ${}^{10}\text{Be}$ plot indicates that the corrections applied for ${}^3\text{He}$ are reasonable and that the derived ${}^3\text{He}$ cosmogenic concentrations do not suffer from significant and systematic incomplete subtraction of inherited component. The cosmogenic nature of the corrected concentrations for ${}^{10}\text{Be}$ and ${}^3\text{He}$ is also supported by the depth profile illustrated in figure 3.4, where the exponential decrease of concentrations over the 90 cm thick profile is clear for helium but less precise for beryllium.

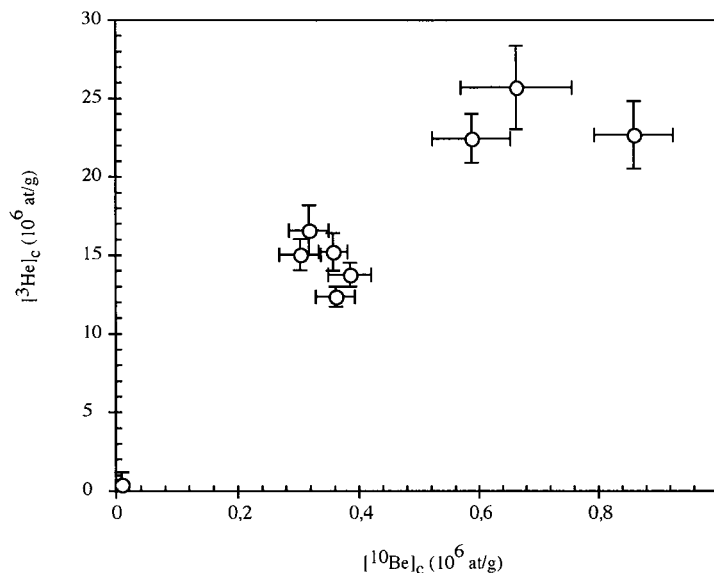


Fig. 3.3: ${}^3\text{He}_c$ vs. ${}^{10}\text{Be}_c$ concentrations.

3.5 Discussion.

3.5.1 Exposure age calculations.

Based on the cosmogenic ${}^{10}\text{Be}$ and ${}^3\text{He}$ concentrations the corresponding quartz and garnet apparent exposure ages have been calculated (Tab. 3.4, Fig. 3.5).

The effects related to radioactive saturation of ${}^{10}\text{Be}$ have been neglected due to the low exposure ages of the samples. For the calculations we have used a ${}^{10}\text{Be}$ production rate in quartz of 5.8 ± 0.6 at/g/yr at sea level and high latitude [70, 149, 81, 82, 83]. No production rate has never been measured and published for cosmogenic ${}^3\text{He}$ in garnet. Therefore, as first approximation and because production calculations (mazarik) suggest limited compositional dependency, we have used the well know production rate of ${}^3\text{He}$ for olivine (115 ± 4 at/g/yr at sea level and high latitude [57, 138, 77, 87, 88]). These published production rates have been scaled for latitude and altitude using the scaling factor procedure proposed by Lal (1991) [39] and recently revisited by Dunai (2000) [42] with corresponding errors of 2% at sea level, 6% at

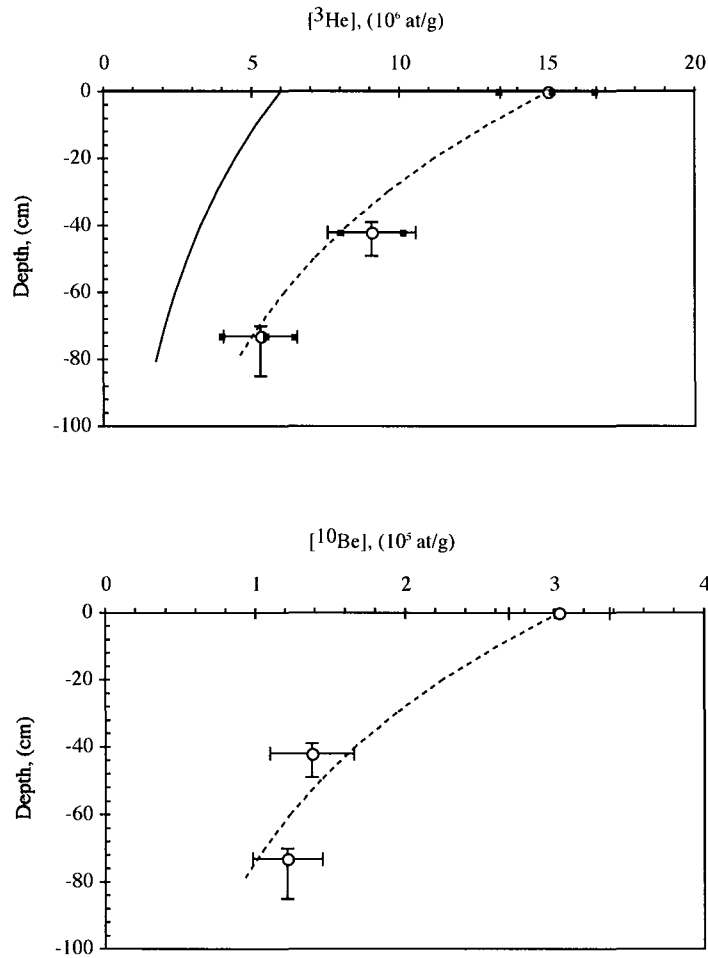


Fig. 3.4: Depth profile for $^3\text{He}_c$ and $^{10}\text{Be}_c$ concentrations. The dashed line represents the calculated decrease of each cosmogenic nuclides with depth, starting from the measured surface concentration, for an attenuation length of 180 g/cm^2 and a density of 2.71 g/cm^3 . The black line in the ^3He depth profile represents, for comparison, the same calculated profile but starting from the concentration calculated from the expected production rate of Dunai [42] and the ^{10}Be exposure age.

3000m, and 10% at 5000m.

The ^{10}Be exposure ages range from 0.093 kyrs to 25 Kyrs, while the corresponding ^3He derived exposure ages range from 0.23 kyr to 37 Kyrs (Tab. 3.4). The ^3He exposure ages are roughly two times higher than the ^{10}Be ages (Fig. 3.5). Such a systematic discrepancy could be alternatively due to a wrong estimation of cosmogenic concentrations or to the use of an inappropriate production rate. Concerning an overestimation of $^3\text{He}_c$ concentrations, as already discussed in the previous section, it could not be related to an incomplete subtraction of inherited helium because the offset is observed from very low to very high concentrations. (Fig. 3.5) and

Tab. 3.4: Comparison of ${}^3\text{He}$ and ${}^{10}\text{Be}$ exposure ages calculated using published production rates (Dunai, 2000) and using the attenuation length ($\Lambda = 116 \text{ g/cm}^2$) proposed in this study.

Echantillon	Elev. (m)	${}^{10}\text{Be}$	${}^{10}\text{Be}$	${}^3\text{He}$	${}^3\text{He}$	${}^3\text{He}$	${}^3\text{He}$
		Dunai's SF Prod. Rate at/g/yr $\Lambda=145 \text{ g/cm}^2$	Exposure time Dunai's SF yr	Dunai's SF Prod. Rate at/g/yr $\Lambda=145 \text{ g/cm}^2$	Exposure time Dunai's SF yr	This study Prod. Rate at/g/yr $\Lambda=116 \text{ g/cm}^2$	Exposure time from this study production model yr
GA24b	4490	81.47 ± 11.6	3904 ± 684	1644 ± 175	10101 ± 1229	3156.76 ± 315.67	5170 ± 720
GA54	4434	78.64 ± 11.25	4550 ± 556	1587 ± 170	9599 ± 1043	3018.03 ± 301.80	4947 ± 565
GA55	4446	78.63 ± 11.32	7489 ± 1368	1586 ± 171	14162 ± 1624	3031.31 ± 303.13	7284 ± 564
GA80	4622	87.1 ± 12.44	93 ± 26	1757 ± 188	236 ± 447	3456.31 ± 345.63	119 ± 362
MKR36	3000	34.34 ± 4.09	19407 ± 3200	693 ± 49	37103 ± 4494	1075.07 ± 107.50	26273 ± 2697
GA95	4150	66.13 ± 9.63	5834 ± 1008	1334 ± 146	11260 ± 798	2433.34 ± 243.33	5535 ± 706
MKR37	3000	34.34 ± 4.09	25171 ± 3586	693 ± 49	32760 ± 3382	1076.84 ± 107.68	20987 ± 2340
MAI9	3450	37.36 ± 5.51	9692 ± 1671	754 ± 66	16426 ± 1338	1262 ± 126.27	9642 ± 700
MAI26	4125	63.41 ± 9.51	4789 ± 899	1279 ± 144	11764 ± 1090	2334.04 ± 233.40	6323 ± 746

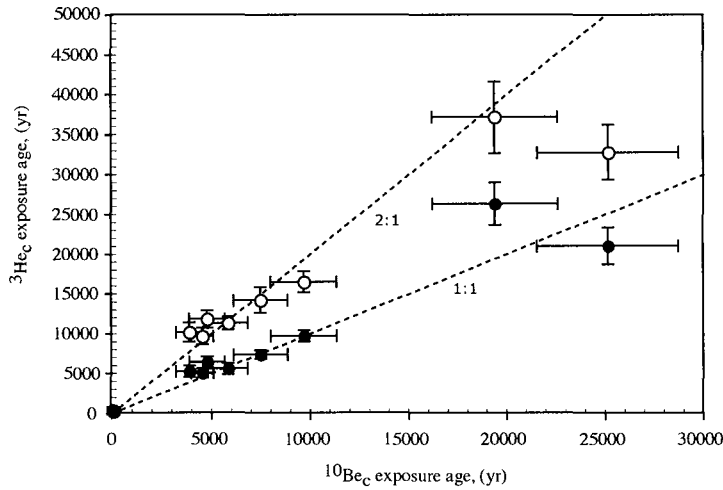


Fig. 3.5: ${}^3\text{He}_c$ ages vs. ${}^{10}\text{Be}_c$ ages. Open circles correspond to ${}^3\text{He}_c$ ages vs. ${}^{10}\text{Be}_c$ ages calculated with the Dunai's scaling factor [31]. Black circles correspond to ${}^3\text{He}_c$ ages calculated from the ${}^3\text{He}$ production rate model of this study ($\Lambda=116 \text{ g/cm}^2$) vs. ${}^{10}\text{Be}_c$ ages calculated with the Dunai's scaling factor. The model proposed here give ages in good agreement with ${}^{10}\text{Be}_c$ exposures ages.

is supported by concentrations correlation passing through the origin. The other problem that could generate such a proportional offset of concentrations is directly linked to the analytical calibration. Because for both cosmogenic isotope the careful check of analytical procedures and the intercalibration with the ETH noble gas laboratory (F. Kober and R. Wieler, unpublished data) do not reveal any bias, the observed age discrepancy is likely to be due to a problem with the production rates used to calculate the exposure ages.

In order to check whether the divergent exposure ages are due to Beryllium or to Helium production rate, the retreat glacier age was independently estimated by dating with ^{14}C an organic matter rich level, buried at a depth of 1.5 m in a small lake developed behind a moraine. The ^{14}C age of 6.1 ± 0.1 Kyr agrees with the 4.4 ± 0.7 kyr $^{10}\text{Be}_c$ age (snow corrected) of a summit boulder of the moraine but is discordant with a 12 ± 1 kyr (snow corrected) $^3\text{He}_c$ age obtained for the same boulder. It therefore appears that this age discrepancy is much more likely to be related to the $^3\text{He}_c$ production rate.

3.5.2 Compositional and altitudinal dependencies of $^3\text{He}_c$ production rate.

Because the complex matrix of garnet contains various other potential targets, e.g. Al and Ca, the $^3\text{He}_c$ production rate of garnet could be different from that of olivine which was used to calculate the exposure ages. However, theoretical calculations of production rates at sea level and high latitude [61, 150] for spallation with GCR on major elements (O, Si, Al, Mg, Ca, Fe) do not suggest very important $^3\text{He}_c$ production variations ($< 20\%$) on common retentive silicates.

Even if one envisions a very high production rate in garnets due to their specific composition, the resulting $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$ production ratio (~ 30 to 40) should be constant with the altitude because of scaling procedure is the same for helium and beryllium [39, 42]. On Fig. 3.6 such a potential altitudinal dependence of the $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$ ratio for the 8 oldest samples of our study is not very clear. However, if one considers only the lowest and less corrected samples (black dots on Fig. 3.6) a general tendency of higher $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$ ratio with increasing altitude is much more evident. For the other samples, a certain proportion of remaining inherited ^3He due to less precise corrections (included in the largest errors) cannot be rejected. This global tendency for our high elevation samples is coherent with two other studies (Fig. 3.6), in which cosmogenic ^3He and ^{10}Be concentrations have also been measured in olivine and quartz respectively [132, 151], and for which the observed $^3\text{He}_c/^{10}\text{Be}_c$ ratio is also higher than the theoretical production ratio (~ 20) for intermediate altitudinal range.

The trend displayed in Fig. 3.6 suggests that excess $^3\text{He}_c$ in garnet is strongly reduced at low altitudes for which, at much, the $^3\text{He}_c/^{10}\text{Be}_c$ admits a limit of about 20 and corresponds to the previous determined production values of both individual isotopes [77, 51, 98, 78, 27]. The apparent attenuation length necessary to fit our data (Fig. 3.7), between 3000 and 5000 m, is about $100\text{-}116$ g/cm², which is much less than the one used in common scaling procedures (about 145 g/cm², Dunai 2000 [42]). The extrapolation of those fits lead to sea level garnet reference production rates varying from 42 to 78 at/g/yr.

3.5.3 Potential mechanisms for High elevation cosmogenic ^3He excess production.

The very high ^3He production at high elevation could be the result of the combined action of the secondary particles already considered at low altitude (nucleonic particles implicated in

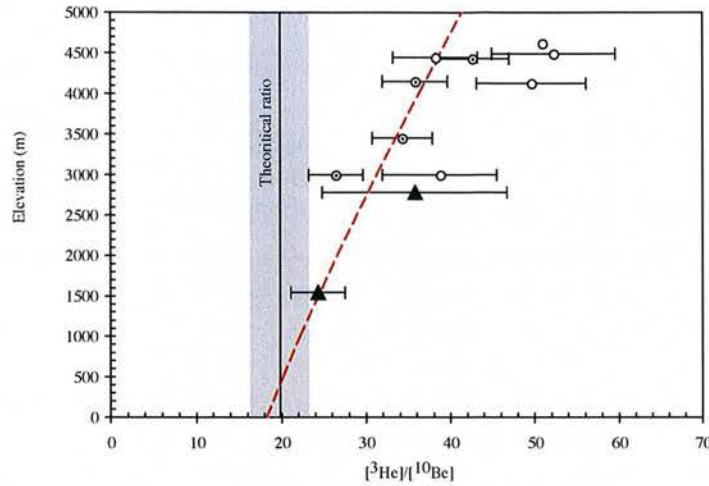


Fig. 3.6: Elevation against ${}^3\text{He}_c/{}^{10}\text{Be}_c$ ratio. The theoretical value correspond to the ratio of production rate derived from classic scaling factor [42]. Open circles correspond to the garnet samples of this study, and the triangles to samples from previous studies (Licciardi et al. 2001 [132] and Nishiizumi et al. (1990) [151]). Samples identified by small black dots correspond to the 4 less corrected samples and therefore to the sample for which the ratio is the most robust. Our data do not fit the theoretical value with altitude, suggesting a different altitudinal dependence for ${}^3\text{He}_c$. The dashed line represents the altitudinal variation of ${}^3\text{He}_c$ and ${}^{10}\text{Be}_c$ production calculated respectively with Λ of 145 and 116 g/cm^2 .

spallation reactions : $\Lambda = 145 \text{ g}/\text{cm}^2$) with high elevation specific particles. In that case, these high elevation particles must be characterized by a very low atmospheric attenuation length ($\Lambda = 50 \text{ g}/\text{cm}^2$) necessary to account for the observed apparent attenuation length of 100-116 at/cm^2 (fit of the data in Fig. 3.7) which would reflect the combined action of both type of particles.

On the other hand, the higher ${}^3\text{He}$ production at high elevation could be the result of a new production mechanism only triggered by the already considered secondary particles ($E > 10\text{MeV}$, resulting in the atmospheric cascade of reaction). In that case we can envision that at high elevation the in-situ spallation induced tertiary particles (neutrons or protons) could have the necessary energy to cause a new spallation reaction on a target nucleus, producing a second ${}^3\text{He}$ atom (or ${}^3\text{H}$). Contrarily, at any altitude these tertiary particles should not have enough energy to produce a new ${}^{10}\text{Be}$ atom. This new potential mechanism implies that cosmogenic ${}^3\text{He}$ and ${}^{10}\text{Be}$ are both produced by spallation reactions, but that their specific production rate are dependant on the energy spectrum of incident particles which vary with altitude. Even if we must be cautious with the calculated depths of the profile presented in Fig. 3.4, the observed attenuation length for ${}^3\text{He}$ ($180 \pm 10 \text{ g}/\text{cm}^2$), which is in the range of published values for attenuation length in rocks [27], suggests that the excess ${}^3\text{He}_c$ production observed at the surface is also produced deeper in the rock. In the case that the surface excess would be produced by

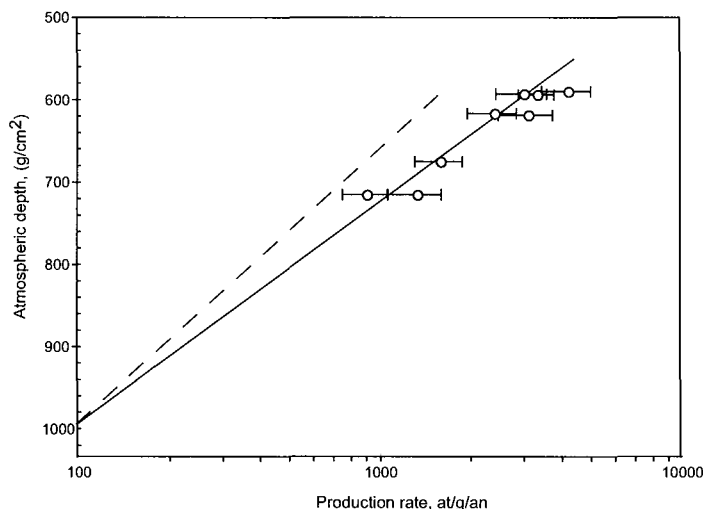


Fig. 3.7: ${}^3\text{He}_c$ production rate calculated from ${}^3\text{He}_c$ concentrations and ${}^{10}\text{Be}_c$ ages (Tab. 3.4) for the 8 samples for which the applied correction allows to derived accurate cosmogenic helium concentrations. The dashed line corresponds to the ${}^3\text{He}_c$ production rate calculated from the scaling factor of Dunai [42] at this study latitude. The black line corresponds to the best fit of these 8 samples constrained to pass through a sea level production rate of 78 at/g/yr. This fit leads to an apparent attenuation length of 116 g/cm².

low attenuation length particles ($\Lambda \sim 50 \text{ g/cm}^2$), such a particle flux would be most probably attenuated in the rocks in few centimeters and therefore would not trigger the observed ${}^3\text{He}_c$ excess as deeper as 80 cm (Fig. 3.4). This observed behavior is therefore much more in agreement with the hypothesis of an energy-dependant mechanism to explain the observed ${}^3\text{He}_c$ production excess. However, these observations and deduced processes are not in agreement with in-situ measured production rates of exposed water tanks at high elevation in the Mont Blanc (France, [85]), which have not detected any excess of ${}^3\text{He}_c$ production at high altitude. These production rates have been determined for a very simple target composition (only oxygen of water molecule) for which processes are not necessarily comparable to the complex matrix of silicates. Moreover, one of the potential mechanism of the second phase of the cascade production is via the production of tritium which was not measured precisely in this cited study because of the use of a strongly tritiogenic initial water. The incompatibility of our observed ${}^3\text{He}_c$ excess with the results of this study is therefore likely due to an inappropriate experimental apparatus used to highlight such complex mechanisms of cosmogenic production in silicate minerals. Our results, for the first time, suggest that high elevation cosmogenic production mechanisms are much more efficient than was classically considered in scaling procedures. Such a new observation should have important implications for the use of cosmogenic isotopes at intermediate and high altitudes, and therefore necessitates to be confirmed by other studies combining various cosmogenic isotopes. Beside a more complete documentation of cosmogenic production rates for a wide

range of altitudes, such potential energy dependent production mechanism must be physically fully understood to be taken into account precisely into numerical models of production.

3.6 Conclusion- Summary.

This study dedicated to the possibility of using cosmogenic helium in garnet, as well as to the high elevation intercalibration of helium and beryllium production rates, allows us to point out the following conclusions :

1) The correlation between the ${}^3\text{He}_c$ and ${}^{10}\text{Be}_c$ concentrations have shown that cosmogenic ${}^3\text{He}$ is well retained in garnet, and that the ${}^3\text{He}_c$ can be use in this mineral as a geochronometer.

2) This study is the first attempt to compare the ${}^3\text{He}_c$ and ${}^{10}\text{Be}_c$ concentrations and exposure ages of garnet and coexisting quartz at high elevation. This comparison has revealed an ${}^3\text{He}$ production excess at high elevation regarding ${}^{10}\text{Be}$ and classical models of production rate evolution.

3) This ${}^3\text{He}_c$ production excess seems to be altitudinal dependent as the ${}^3\text{He}/{}^{10}\text{Be}$ production ratio varies from 20 to about 40 from low to high altitudes. The fit of the ${}^3\text{He}_c$ production over this full range of altitude is compatible with an apparent attenuation length of 116 g/cm^2 at the latitude of our study (28.5° N).

4) More than the involvement of additional very low attenuation length particles to account for these observations, we propose to explain this difference by considering a new cosmogenic ${}^3\text{He}$ production mechanism. Tertiary particles, produced by a first in situ spallation reaction, could be able to produce a second ${}^3\text{He}$ (or ${}^3\text{H}$) atom at high elevation, because of their high energy, whereas at any altitude these particles do not have enough energy to produce a second ${}^{10}\text{Be}$ atom.

5) Whatever the mechanism for the production of such an excess of cosmogenic ${}^3\text{He}$ we propose to use in future and ongoing studies the empirically determined attenuation length of 116 g/cm^2 for production of helium in garnets at high altitude, waiting for more detailed and more precise nuclear description of this mechanism.

Chapitre 4

Datation des mouvements holocènes des glaciers à partir des isotopes cosmogéniques. Exemple du Glacier de la Mailun Kholu, Ganesh Himal, Népal central.

L'application la plus directe des méthodes de datation par isotopes cosmogéniques est l'estimation des temps d'exposition de surfaces géomorphologiques. Les objets géomorphologiques se prêtant au mieux à cet exercice sont :

- Les surfaces et terrasses d'abrasion fluviale abandonnées par la rivière [137]
- Les polis glaciaires [134]
- Les moraines glaciaires (datation de blocs) [134, 152, 153, 154, 155].

La datation par les isotopes cosmogéniques d'objets résultant du passage d'un glacier permet de retracer l'histoire de ses avancées et de ses retraits. Il est donc possible grâce à cette approche de remonter aux variations temporelles des conditions climatiques régionales qui ont gouverné son évolution. L'extension des glaciations au Pléistocène, dans l'Himalaya et le plateau tibétain a déjà fait l'objet de quelques études utilisant les cosmonucléides. Owen et al. (1999) et (2001) [1, 134] et Phillips et al. (2000) [153] ont daté des dépôts glaciaires dans le nord du Pakistan et de l'Inde. Schafer et al. (2002) [2] ont appliqués les méthodes ^{10}Be , ^{26}Al , et ^{21}Ne sur des débris erratiques à l'Est et au centre du Tibet.

L'intérêt de l'utilisation de ^3He réside dans le fait que son taux de production est le plus élevé de tous les cosmonucléides. A haute altitude, sa production importante permet la datation d'objets glaciaires formés récemment (durant l'Holocène) et donc la datation des mouvements récents de glaciers.

Après un rapide rappel sur le fonctionnement d'un glacier il sera exposé, dans ce chapitre, la première étude des mouvements d'un glacier à partir de temps d'exposition estimés par la méthode ^3He cosmogénique dans le grenat, sur l'exemple d'un glacier himalayen.

4.1 Pourquoi étudier les glaciers en Himalaya ?

Les glaciers jouent un rôle primordial dans le paysage des hautes montagnes où les précipitations sont suffisantes pour permettre le stockage de l'eau sous forme de glace à la surface du sol. Le façonnement glaciaire peut avoir été conservé bien en aval de leur territoire actuel témoignant d'une extension plus grande de la glaciation au cours des temps géologiques. Les glaciers mettant en place des sédiments bien identifiables, ou sculptant des formes dont l'origine ne fait aucun doute, ils sont utilisés comme des marqueurs des climats du passé. Partout, en haute montagne, comme sous les hautes latitudes, les glaciers constituent un élément important de la reconstitution des périodes glaciaires.

Les glaciers situés en Himalaya et sur le plateau tibétain sont les témoins des variations du régime des moussons sud asiatique et/ou des variations climatiques globales. Leur étude permet ainsi d'appréhender et de collecter des informations relatives :

- Aux changements climatiques (globaux ou régionaux),
- Aux cycles des glaciations,
- A l'hydrologie et aux transferts de sédiments dans les régions de haute altitude.

Cependant, à cause de la difficulté d'accès et de la difficulté à obtenir des chronologies fiables, il existe peu d'études sur les changements paléoclimatiques dans les régions himalayennes. En effet la datation de séquences sédimentaires glaciaires en Himalaya a longtemps été entravée par l'absence de matière organique au sud Tibet (à cause d'une végétation rare dans cet environnement de haute altitude), et par l'érosion des moraines frontales sur le flanc sud de l'Himalaya. Néanmoins depuis le développement de nouvelles méthodes utilisant les cosmonucléides terrestres ou l'OSL (Optical Stimulated Luminescence) de nombreux glaciers himalayens ont été étudiés, apportant de précieuses indications paléoclimatiques à petite et grande échelle. [153, 134, 156, 157, 154].

L'importance de l'étude des glaciers himalayens pour la compréhension et la reconstruction des paléoclimats est liée aux caractéristiques de l'environnement glaciaire de la chaîne. La chaîne himalayenne et les chaînes dites trans-himalayennes présentent la plus grande concentration de glaciers hors régions polaires [158]. Ces chaînes s'étendent sur 2000 Km d'Est en Ouest (Lesser

Himalaya, Greater Himalaya, Karakoram et l'Hindu Kush) et sont soumises à deux systèmes climatiques majeurs : les vents de moyenne latitude qui se dirigent vers l'Ouest, et les moussons du Sud-Est asiatique. L'importance relative de ces deux systèmes climatiques varie en fonction des régions [159]. L'influence de la mousson est plus importante à l'Est et sur le flanc Sud de l'Himalaya, qui subit alors de fortes précipitations en été, et donc une forte accumulation de neige à très haute altitude. En revanche, plus au Nord-Ouest les montagnes du Karakoram subissent de fortes chutes de neige en hiver apportées par les vents de moyenne latitude. Cette variation spatiale de l'humidité des masses d'air implique une variation spatiale de l'accumulation de neige et de glace sur la chaîne.

4.2 Introduction à la morphologie glaciaire : processus, transport et résultats de l'érosion glaciaire.

La morphologie glaciaire est le résultat de la "vie" d'un glacier. A l'échelle des temps géologiques, un glacier ne reste pas immobile et à cause des propriétés de la glace, il arrache et transporte des morceaux de roches et des sédiments : c'est l'érosion glaciaire.

A l'instar des rivières, qui coulent depuis leur source vers l'embouchure en transportant avec elles des sédiments, les glaciers sont des agents d'érosion car la glace qui les forme s'écoule en transportant avec elle des débris en provenance des versants surplombants le glacier et du substrat rocheux sous le lit du glacier. Cette érosion du lit entraîne alors un creusement de la zone sous glaciaire et une accumulation par dépôt dans la zone marginale du glacier, d'où une modification de la morphologie et de la topographie des zones ayant été recouvertes par le glacier.

4.2.1 Définition et fonctionnement d'un glacier himalayen.

a. Définition générale.

Un glacier est un stock d'eau solide comprenant de la neige, du névé, de la glace, permanent à l'échelle humaine, qui se renouvelle continuellement par le jeu combiné de l'accumulation (chutes de neige, neige déposée par le vent et les avalanches) et de l'ablation (fonte). Il s'écoule en permanence sous l'effet de son propre poids, des parties hautes où l'accumulation l'emporte vers les parties basses où l'ablation domine. [160].

Le temps nécessaire à la formation des glaciers et à leur extension est fonction des conditions d'alimentation et de fusion. On appelle bilan glaciaire ou budget glaciaire la somme algébrique des quantités positives représentant l'alimentation et des quantités négatives représentant l'ablation (terme qui représente toutes les pertes par fusion, érosion, sublimation, évaporation...). Si

ce bilan est égal à zéro, le volume de glace ne s'accroît ni ne diminue. Un bilan négatif se traduit par un recul (cas de la plupart des glaciers actuels), un bilan positif par une avancée du front du glacier.

Cependant, l'accumulation ou l'ablation ne se fait pas de manière homogène sur tout le glacier. L'ablation est dominante à la terminaison du glacier où la température est plus élevée qu'en amont, alors que l'accumulation est dominante dans la partie amont des glaciers, où les températures sont beaucoup plus basses (Fig. 4.1). La limite entre ces deux zones est appelée la ligne d'équilibre, puisqu' à ce niveau l'accumulation contrebalance l'ablation. C'est ce déséquilibre spatial entre les zones d'ablation et les zones d'accumulation qui permet au glacier de s'écouler vers l'aval tout en maintenant une géométrie quasi-stationnaire.

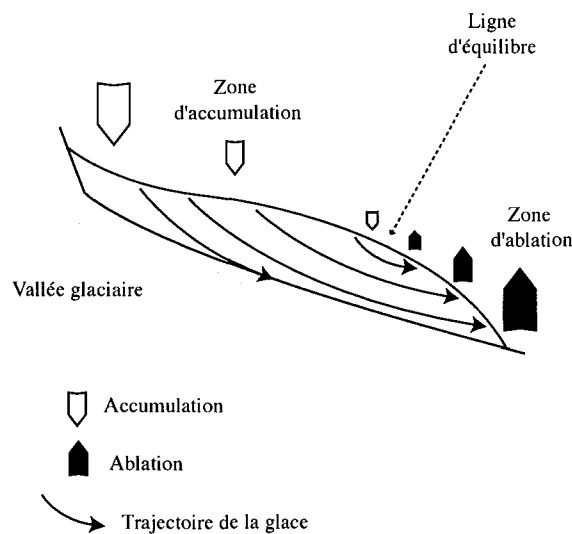


Fig. 4.1: Diagramme schématique d'une vallée glaciaire montrant la zone d'accumulation, la ligne d'équilibre et la zone d'ablation. Les flèches représentent les trajectoires principales de la glace. Schéma modifié de [161, 162]

b. Les glaciers himalayens.

D'un point de vue morphologique on distingue deux grands types de glacier : les glaciers régionaux ou inlandsis (coupole convexe) et les glaciers locaux ou glaciers de vallée.

En Himalaya les glaciers sont du type "glaciers de vallée" et plus précisément du type "alpin". En effet ce type caractérise les hautes montagnes à forte dénivellation, bien développées au dessus de la limite des neiges persistantes. On peut schématiser ce type de glacier en deux parties principales. En amont un collecteur qui représente la zone d'accumulation (qui se loge parfois dans un cirque), et vers l'aval la langue glaciaire contenue dans une vallée qu'elle remplit plus ou moins. Cette langue assure l'évacuation de la glace et correspond à la zone d'ablation. Néanmoins dans la chaîne himalayenne et en fonction de l'extension des glaciers, ce schéma est

plus complexe et certains glaciers sont "composés" en raison de la confluence de plusieurs langues qui s'accolent ou se chevauchent.

D'un point de vue physique, on distingue trois types de glacier : les glaciers froids (calotte), les glaciers tempérés et les glaciers intermédiaires. Les glaciers de vallée, du type de ceux rencontrés en Himalaya sont des glaciers dit tempérés. Ces glaciers sont caractérisés par une température toujours voisine de 0°C, même au sein de leur masse. Les phénomènes de fusion et de regel y favorisent et accélèrent la formation de la glace. En général les langues glaciaires ont des couvertures neigeuses minces et leur descente sous la ligne des neiges persistantes favorise la fusion. L'eau ainsi libérée alimente un écoulement superficiel et finit par disparaître dans les fissures de la glace, générant une intense circulation d'eau.

c. L'écoulement glaciaire.

Le principe de l'écoulement d'un glacier repose sur la déformation de la glace sous l'effet de la gravité et de la pente créée par le déséquilibre entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Une contrainte cisailante se crée alors dans la glace sous l'effet de la gravité et de la pente du glacier. La glace s'écoule selon trois grands mécanismes :

1) Déformation interne par reptation et/ou plissement ou faille (à plus grande échelle). En effet, il arrive que le mode de reptation ne puisse pas accommoder suffisamment rapidement les contraintes imposées, dans ce cas il se forme des plis ou des failles.

2) Glissement à la base.

3) Déformation du lit du glacier, quand le glacier se déplace sur des sédiments non gelés.

Quels qu'en soient les mécanismes, les facteurs essentiels qui contrôlent l'écoulement de la glace sont l'épaisseur de glace, la pente, la température et la pression d'eau. En chaque point du glacier, il existe une épaisseur de glace minimale nécessaire au déclenchement du mouvement. Le mouvement résulte donc d'un effet de masse susceptible, à partir d'une certaine pression, de vaincre les résistances au mouvement et d'accroître les causes du glissement. On passe alors d'un glacier en état d'accumulation à un glacier évacuateur. Des études montrent que pour une pente de 7° une épaisseur de 40m de glace suffit pour déclencher le mouvement [162].

C'est le jeu complexe de la vitesse, de l'épaisseur et de la pente qui caractérise et définit l'écoulement glaciaire.

4.2.2 Les principaux processus de l'érosion glaciaire.

D'une manière simple, l'érosion glaciaire consiste en l'arrachement de fragments de la roche mère qui constitue le lit du glacier. Même si les processus de l'érosion glaciaire sont peu compris, à cause de la difficulté à les observer, on distingue tout de même trois mécanismes principaux :

1) L'abrasion glaciaire, qui correspond à l'abrasion de la roche mère par le passage du glacier contenant des débris solides. Ce processus est contrôlé par la pression de glace et sa vitesse d'écoulement.

2) L'arrachage glaciaire, qui entraîne la fracturation et l'entraînement des fragments du substrat rocheux.

3) L'action de l'eau de fusion, causée par le flot de l'eau de fusion sous le glacier. Elle permet le démantèlement du substrat, éventuellement l'abrasion si elle est chargée en sédiment, et le transport des fragments.

Ces trois principaux processus peuvent intervenir simultanément ou séparément, en fonction de la quantité d'eau de fonte produite et donc du glissement du glacier.

4.2.3 Résultats de l'érosion glaciaire.

Dans cette section nous allons nous attarder sur les modifications de la topographie et du paysage qu'engendrent les trois principaux processus d'érosion glaciaire, et que l'on rencontre en Himalaya. L'érosion glaciaire produit une grande gamme d'objets qui peuvent être classés selon leur taille.

a. Les cirques et les vallées glaciaires.

Les glaciers de type "alpin" et tempérés sont parfois logés dans des cirques glaciaires et occupent des vallées de forme particulière. Ces deux objets sont directement liés à la présence du glacier et à son action érosive. Les cirques sont des dépressions de la forme d'un "fauteuil", sculptés dans la roche mère sous l'effet du mouvement du glacier, présentant des murs très pentés (Fig. 4.2). Le plancher contient de nombreux "bassins glaciaires" souvent remplis, formant ainsi des lacs. Les cirques sont typiques des régions soumises à des glaciations locales. Enfin l'altitude d'un cirque peut donner des informations sur la ligne d'équilibre des neiges moyenne de la région.

Les vallées glaciaires ou en auge (U) sont le résultat de l'érosion glaciaire quand l'écoulement est concentré dans la vallée. Elles sont formées par abrasion et arrachement. La vallée en V de la rivière change de forme sous l'influence de l'érosion glaciaire d'abord concentrée sur les deux versants puis au centre de la vallée (Fig. 4.3). Ces vallées glaciaires sont des indicateurs d'une quantité importante d'eau de fusion sous le glacier et d'une forte vitesse de glissement.

b. Les dos de baleine et roches moutonnées.

Les dos de baleine.

A l'échelle décamétrique (à hectométrique), l'effet principal de l'érosion glaciaire est la formation d'objet plurimétrique portant des marques caractéristiques d'un écoulement dynamique.



Fig. 4.2: Cirque glaciaire contenant un bassin glaciaire.

Les dos de baleines sont des "buttes" de roche mère ayant été arrondies et lissées sur toutes les faces par le glacier. Les dos de baleines trouvés individuellement peuvent être légèrement allongés dans la direction d'écoulement, bien que les caractéristiques intrinsèques de la roche mère (plan de foliation, joints...) peuvent fortement affecter leur morphologie. Des stries et autres micro-figures d'abrasion glaciaire sont surimposées sur toutes les faces. En général les stries sont continues sur toute la longueur des dos de baleines qui mesurent aux alentours de 1,5 à 3 m de long et à 2 m de haut. Dans ce cas, il est facile d'en déduire qu'il n'existait aucune cavité à la base du glacier et que la glace était en contact avec la roche-mère sur toutes les faces. Pour cela le glacier doit présenter une pression importante, ce qui implique que les dos de baleine sont les objet principalement formés par abrasion glaciaire.

Ces objets sont recouvert par le glacier lors de leur formation et exposés dès que le glacier se retire.

Les roches moutonnées.

Contrairement aux dos de baleine et autres objets dont la formation est dominée par l'abrasion glaciaire, les roches moutonnées présentent à la fois des faces abrasées et des faces arrachées. Les roches moutonnées sont des "buttes" de roche mère présentant une pente douce et abrasée face à l'écoulement et une pente plus forte et arrachée en arrière. Les roches moutonnées se présentent en général en groupe et peuvent atteindre la centaine de mètre de long. Ces objets se forment car la pression exercée par le glacier est suffisante pour abraser la surface avant, mais insuffisante pour empêcher la formation d'une cavité en arrière de l'objet. La face avant subit donc une abrasion alors que la surface en arrière subit des arrachements. On en déduit que ces objets sont formées lorsque la vitesse de la glace est assez rapide et la pression assez faible pour permettre la formation d'une cavité. Elles se forment donc certainement dans des zones de faible

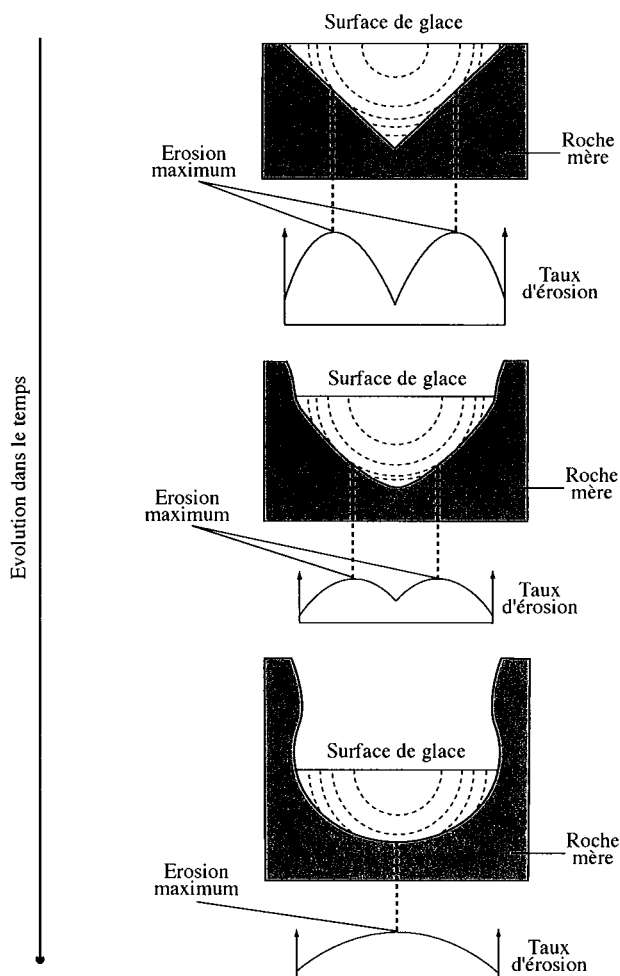


Fig. 4.3: Evolution dans le temps d'une vallée subissant une érosion glaciaire selon le modèle numérique de Harbor et al. (1988) [163]. A partir d'une vallée en V, une vallée en Auge se forme sous l'effet de l'érosion glaciaire concentrée sur les deux versants de la vallée puis au centre.

épaisseur de glace et d'écoulement rapide. De plus, l'arrachement étant favorisé par une pression importante d'eau de fusion, les roches moutonnées seraient plus facilement formées lorsque la base du glacier fond.

Ces objets sont donc les témoins d'un type particulier de fonctionnement du glacier, et leur exposition date l'arrêt de ce type de fonctionnement.

Enfin, bien que ces objets soient caractérisés par une face abrasée et une autre montrant des arrachements, la position de ces faces n'est pas un indicateur absolu de la direction d'écoulement de la glace. En effet, leur morphologie est fortement contrôlée par les caractéristiques internes de la roche mère (joints, etc...).

c. Les figures de stries et surfaces polies.

Les figures de strie permettent une identification rapide de l'origine glaciaire d'une surface polie et garantissent vis à vis des isotopes cosmogéniques une érosion négligeable de la surface.

Les figures de strie sont produites sur la surface de la roche mère qui constitue le lit du glacier. Elles résultent de l'abrasion glaciaire, c'est à dire du passage de la glace qui traîne des débris solides sur la roche. Dans les roches mécaniquement résistantes l'action abrasive des éléments détritiques fin cause un polissage qui produit des surfaces lisses et luisantes que l'on appelle des polis glaciaires.

Les stries sont très utiles en géomorphologie car elles sont orientées parallèlement au mouvement de la glace. Elles peuvent donc être utilisées pour déterminer la direction d'écoulement de la glace dans l'espace et dans le temps.

d. Dynamique de l'érosion glaciaire.

Une grande gamme d'objets est produite par les processus d'érosion glaciaire, et chacun raconte une histoire sur le glacier qui l'a formé. Lorsque tous ces objets sont étudiés, datés et interprétés ensemble ils permettent d'établir une chronologie du mouvement du glacier qui les a formés. La figure 4.4 montre la distribution des principaux objets sous une langue de glace d'un glacier tempéré. On remarque que les roches moutonnées se forment quand la glace s'écoule rapidement et sous une épaisseur de glace relativement faible. En revanche les dos de baleines se forment sous une épaisseur de glace plus importante.

En même temps que le glacier modèle le paysage sous l'effet de l'érosion, les débris résultant sont transportés vers l'aval et sont soit stockés dans des moraines, soit exportés via le réseau hydrologique sous et à la terminaison du glacier.

4.2.4 Résultat des dépôts glaciaires : les moraines.

L'érosion glaciaire arrache puis met en mouvement des morceaux de roche-mère qui sont ensuite transportés par la glace ou l'eau de fusion puis déposés en avant, à côté ou sous le glacier pour donner des moraines. En fonction de leur position, les moraines nous renseignent sur la vie du glacier.

- Les moraines latérales et frontales enregistrent les variations temporelles de la position du glacier. Ces moraines sont des plus intéressantes puisque leur datation permet d'établir la chronologie de ces variations.

- D'un autre côté, les moraines sous-glaciaires indiquent principalement la direction d'écoulement.

Les moraines frontales ou de poussée se forment quand le glacier avance dans des sédiments pro-glaciaires et les "reprend" pour former une ride. Dans le cas où ces moraines sont

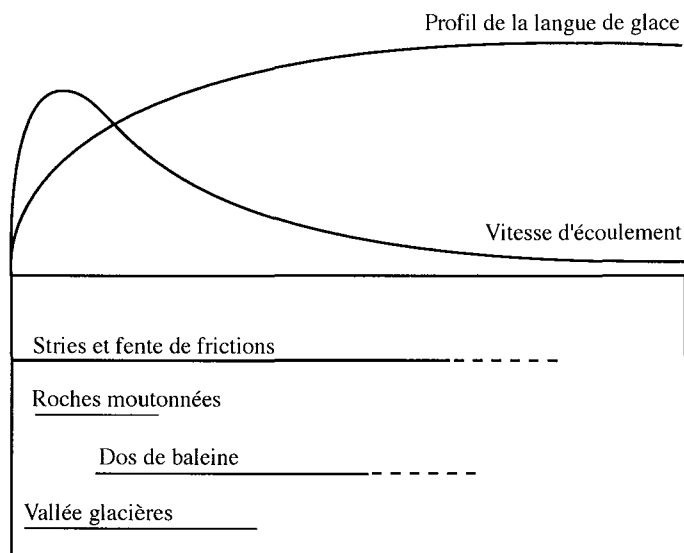


Fig. 4.4: Coupe longitudinale schématique d'une langue de glace, d'un glacier tempéré, montrant la distribution des différents objets résultant de l'érosion induite par le passage du glacier.

formées par les mouvements saisonniers du glacier (moraines saisonnières ou annuelles) il est possible d'estimer le taux de retrait du glacier (en supposant la formation d'une moraine par an).

Les moraines latérales ou d'effondrement sont formées par effondrement de débris le long des marges quasi-immobiles du glacier. Ces débris s'accumulent le long du glacier pour former des rides (Fig. 4.5). La taille de ces moraines est fonction de la vitesse de la glace (la vitesse augmentant la quantité de débris fournis), de la quantité de débris contenu dans la glace et de la vitesse de retrait des marges du glacier (si le retrait est rapide, les débris sont dispersés et inversement).

Les grandes moraines d'effondrement se forment donc i) quand la vitesse d'écoulement de la glace est importante, ii) quand le taux de retrait est lent et iii) quand le glacier contient beaucoup de débris. Ces moraines sont formées par l'effondrement de débris de surface, mais aussi des versants de la vallée. Le principe de formation des moraines latérales est illustré sur la figure 4.5.

4.2.5 Conclusions.

La figure 4.6 résume les différents objets glaciaires que l'on peut rencontrer dans une vallée glaciaire tandis que la figure 4.7 montre la coupe longitudinale schématique d'un glacier de type alpin tempéré représentatif des glaciers himalayens.

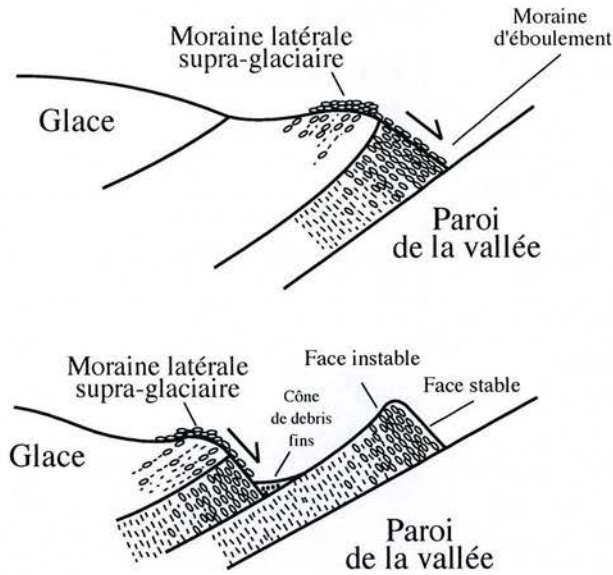


Fig. 4.5: Formation des moraines latérales [162]

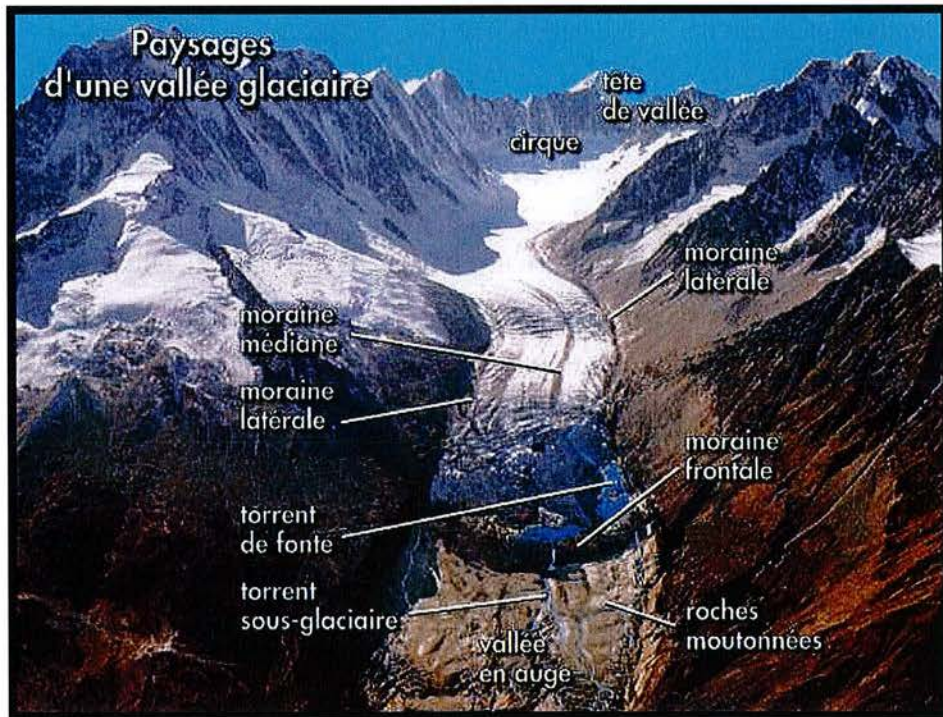


Fig. 4.6: Illustration d'une vallée glaciaire en auge ou en U. Résumé des différents objets glaciaires rencontrés.

Sur la figure 4.7 sont résumées les différentes zones d'accumulation, d'ablation, d'érosion, de transport et de dépôts de débris.

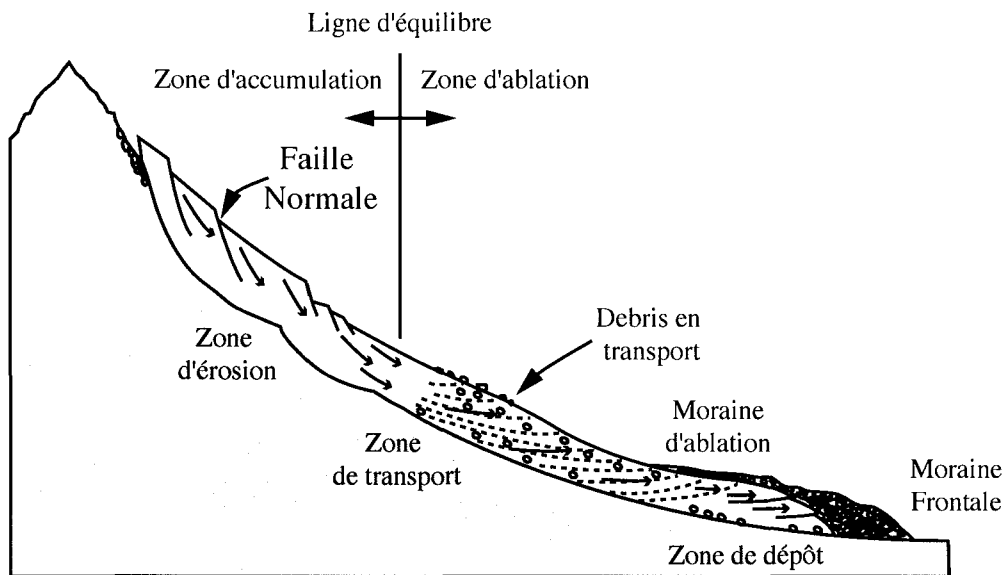


Fig. 4.7: Coupe longitudinale synthétique d'un glacier de type alpin, tempéré.

Le développement récent des techniques de datation d'objets glaciaires, comme les méthodes OSL (Optically Stimulated Luminescence) ou cosmonucléides, a permis de dater les moraines et leurs objets associés. Néanmoins, la reconnaissance des objets géomorphologiques est nécessaire à une bonne interprétation des âges d'expositions.

4.3 Datation des objets géomorphologiques glaciaires par la méthode des cosmonucléides, stratégie d'échantillonnage.

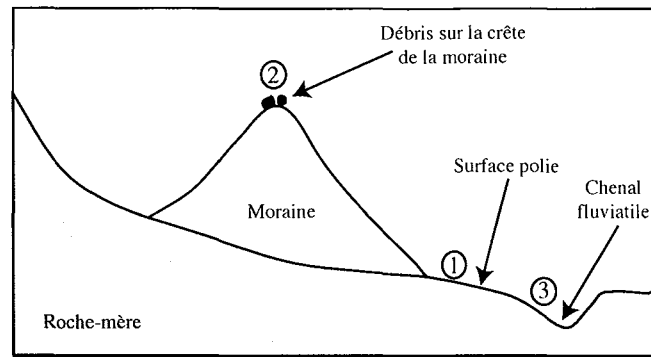
Toute la difficulté de l'utilisation des cosmonucléides pour établir une chronologie glaciaire réside dans l'interprétation des âges d'exposition, ou plutôt de l'histoire de l'objet daté.

Sur la figure 4.8 sont présentés les trois zones d'échantillonnage utiles pour la méthode de datation par les cosmonucléides.

Dans l'étude de la chronologie des mouvements du glacier de la Mailun Khola, présentée dans les sections suivantes, nous avons échantillonné des débris sur des crêtes de moraines ainsi que des polis glaciaires.

4.3.1 Signification de l'âge d'un débris de moraine

Pour de nombreux auteurs la signification du temps d'exposition d'un débris de crête de moraine est fonction de la durée de formation de la moraine elle-même. Certains proposent que puisque la formation d'une moraine se fait sur une période courte [164, 165, 153, 166] (de l'ordre de la dizaine au millier d'années), le temps d'exposition d'un débris à la surface d'une moraine



- ① Temps d'exposition d'un poli glaciaire, correspond à l'âge minimum de déglaciation
- ② Age de formation de la moraine, correspond à l'âge de dernière activité du glacier
- ③ Age de l'incision fluviale post-glaciaire, correspond à l'âge minimum de la déglaciation

Fig. 4.8: Stratégie d'échantillonnage pour la datation d'objets glaciaires par les méthodes des cosmonucléides et signification des âges.

donne l'âge de la glaciation. En revanche d'autres auteurs pensent que la formation de grandes moraines latérales peut prendre plusieurs milliers d'années et donc inclure plusieurs cycles glaciaires [167]. Dans ce dernier cas, l'âge d'exposition d'un débris pris sur la crête d'une grande **moraine latérale** doit être attribué à la fin de la période de formation de la moraine. Cet âge traduit un **âge d'abandon**.

Or, la signification d'un temps d'exposition de débris peut être faussée par le problème d'héritage ou de pré-exposition. En effet un débris peut avoir été exposé avant son incorporation dans une moraine, ou même pendant une période de stagnation, alors qu'il faisait partie d'une moraine plus ancienne. Néanmoins, dans notre étude ce problème semble très réduit puisque dans l'environnement glaciaire himalayen, on peut supposer une forte érosion glaciaire. Les blocs sur les parois adjacentes ne peuvent alors emmagasiner que peu d'isotopes cosmogéniques et les débris transportés dans et sur le glacier présentent probablement un faible héritage.

Cependant, il n'est pas exclu qu'un glacier ré-avance sur d'anciennes moraines. De vieux débris exposés peuvent alors se retrouver dans la nouvelle moraine. **La meilleure solution pour diagnostiquer ce phénomène semble être l'échantillonnage répété des moraines.**

L'échantillonnage répété semble aussi être la meilleure solution pour surmonter le dernier problème qui affecte le temps d'exposition des débris morainiques : l'**érosion**. En effet, après le retrait du glacier, les débris de crête restent sur la crête alors que d'autres apparaissent par érosion de la moraine qui transfère vers la base les débris les plus fins. Ce transfert est fonction

des conditions climatiques puisqu'il est effectué par le vent, l'eau... *Il en résulte que le temps d'exposition des débris de crêtes n'est pas uniquement lié à l'âge de la moraine mais aussi à son érosion.* Les temps d'expositions des débris de crête ne doivent donc pas être uniquement interprétés comme l'âge de la moraine.

A partir d'une compilation de différentes études, J. Putkonen et T. Sawnson [168] ont montré que les temps d'exposition des débris de crête d'une même moraine variaient en moyenne de 38% et que 85% des temps publiés (dans les différentes études complilées) pré-datent les moraines. D'après leur modèle numérique, ils suggèrent que pour des moraines âgées de 20 000 à 100 000 ans et de 10 à 20 m de long, un échantillonnage multiple est nécessaire, l'âge de la moraine étant donné par l'âge du débris le plus vieux.

Les moraines apparaissent donc comme des objets plutôt peu fiables pour l'estimation d'une chronologie glaciaire, à moins d'une stratégie d'échantillonnage stricte et précise. Dans ce cas les moraines sont des objets très utiles surtout si elles sont associées à la datations de polis glaciaires.

4.3.2 Signification de l'âge d'un poli glaciaire.

Les polis glaciaires sont des surfaces d'abrasion résultant du passage de la langue glaciaire. La signification du temps d'exposition d'un minéral prélevé sur une surface polie est plus claire que pour une moraine.

En effet, dans le cas des glaciers himalayens, le fort taux d'érosion glaciaire implique que la roche-mère est profondément érodée, suggérant ainsi que la **surface polie** n'a subit **aucune exposition préalable** aux rayons cosmiques. La surface ne se trouve alors exposée qu'au moment où le glacier se retire. *La datation d'une surface polie correspond donc à la datation du retrait du glacier.*

Bien sur, un glacier peut ré-avancer sur des polis glaciaires et si le taux d'abrasion est faible, il peut en résulter une surface polie ayant été pré-exposée. Néanmoins, ce phénomène peut être descellé par la présence de stries entrecroisées, ou même contré par l'échantillonnage répété de plusieurs surfaces alentours.

4.4 Reconstitution par la méthode ^3He cosmogénique dans les grenats de la chronologie glaciaire dans la région du Paldor, Ganesh Himal, Népal central. Datation d'objets glaciaires dans la haute Mailun Khola.

Le Paldor est un pic de 5828 m d'altitude, appartenant au massif du Ganesh Himal. Ce massif est situé au Népal Central entre la Burhi Gandaki et la Trisuli (Fig. 4.9 (A)). Le Paldor surplombe plusieurs glaciers dont deux langues qui s'écoulent vers le Sud et alimentent un tributaire de la Trisuli, la Mailun Khola. C'est dans la partie supérieure de cette rivière que nous avons daté des grenats et quartz issus de polis glaciaires, de dos de baleines et de débris morainiques résultant des cycles glaciaires passés, ainsi que des paléosols et débris organiques.

La distribution de ces objets et les chronologies glaciaires correspondantes n'ont jamais été étudiées dans cette région du Ganesh Himal. La reconstitution de ces chronologies par la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat contribue, avec d'autres études, à l'estimation des datations absolues des différentes phases des cycles glaciaires passés [2, 154, 134]. Avant l'apparition des méthodes type OSL et le développement des méthodes de datation par les isotopes cosmogéniques contenus dans les minéraux, les chronologies glaciaires étaient uniquement basées sur les études morphostratigraphiques [1]. Si les âges des différentes phases de retraits et d'avancées, au cours des derniers 50 Ka, peuvent être bien établis par les datations ^{14}C (bien que la présence de matière organique datable n'est pas toujours assurée), au delà on manquait d'un outil adéquat.

Le glacier étudié et présenté ici est un glacier d'extension modeste qui alimente la rivière Mailun Khola, un affluent de la Trisuli, une des plus importantes rivières trans-himalayenne du bassin de la Narayani au Népal central. Cet affluent est orienté Nord-Sud et prend sa source dans la zone du MCT (MCT en tant que grande zone de cisaillement). Il draine donc la formation du Moyen Pays Népalais (LH) et ce, sur une surface d'environ 114 Km². Le bassin drainant présente une altitude moyenne de 3257 m, la confluence de la Mailun Khola avec la Trisuli se trouve à 1160 m d'altitude tandis que la limite de la langue glaciaire et du cours d'eau se trouve vers 5000 m.

4.4.1 Echantillonnage, Localisation.

La figure 4.9 (B) montre la répartition des 33 sites d'échantillonnage dans la partie supérieure de la Mailun Khola. La zone de prélèvement s'étend sur une surface d'environ 50 Km² de 28°11'N à 28°15'N et de 85°11'E à 85°13'E. Dans cette zone, la roche-mère est constituée de schistes, micaschistes et quelques gneiss du Moyen Pays Népalais. En effet nous n'avons pas trouvé le contact avec la formation I du Haut Himalaya Cristallin pourtant supposée affleurer dans cette région.

Les différentes moraines visibles sur le terrain et en photo aérienne sont représentées en cou-

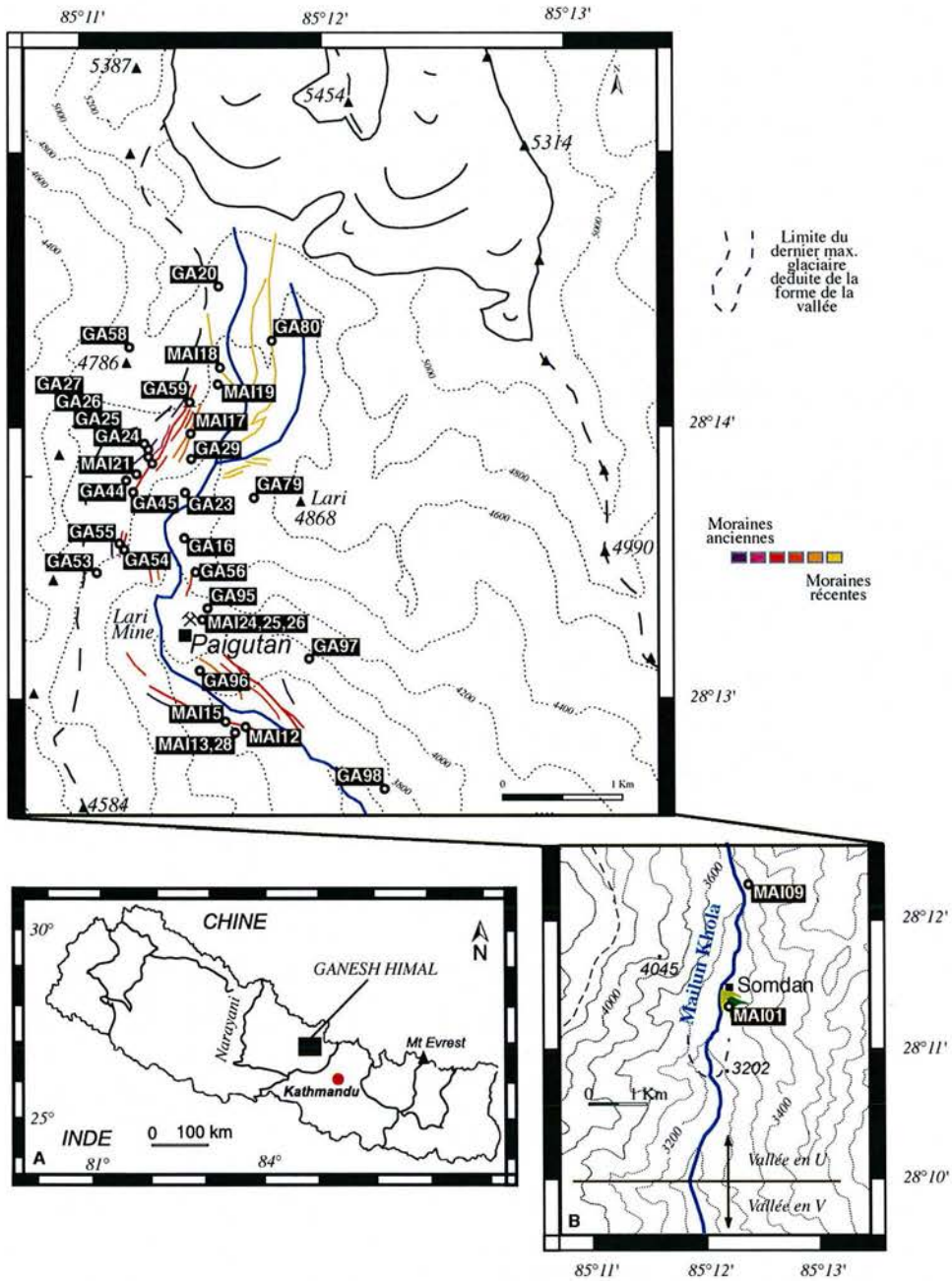


Fig. 4.9: A) Localisation du massif du Ganesh Himal. B) Répartition géographique des échantillons prélevés dans la partie supérieure de la Mailun Khola, Ganesh Himal.

leur (Fig. 4.9B, 4.11, 4.14, 4.15). Les différentes couleurs représentent l'âge relatif des moraines, déduit d'après des critères géomorphologiques tels que le recoupement mutuel des moraines et/ou leur distance au glacier actuel. Sur le terrain quelques moraines se reconnaissent aux abords de

Paigutan, mais les mieux conservées, tout comme les dos de baleines, sont situés plus haut dans la vallée entre Paigutan et le front du glacier actuel (Fig. 4.10).

La figure 4.11 représente une photo aérienne de la partie supérieure de la Mailun khola, sur laquelle sont reportés les différents échantillons et leur nature (poli, bloc de moraine...).

Les 33 sites d'échantillonnage se répartissent pour l'essentiel sur deux types d'objets (Fig. 4.10) :

1) Des moraines, sur lesquelles nous avons systématiquement privilégié l'échantillonnage de la partie sommitale. Nous avons prélevé des blocs métriques à pluri-métriques sur la crête des moraines dans l'espoir qu'ils aient une érosion minimale. Certains, comme le bloc dont est issu GA24, sont même posés en équilibre sur la crête de la moraine.

De part leur position par rapport à la vallée et leur direction (parallèle à la vallée) les moraines observées dans cette zones ont été interprétées comme des moraines latérales.

2) Des polis glaciaires, sur lesquels nous avons prélevé deux types d'échantillon : i) des morceaux de roche contenant des grenats (épaisseur moyenne de 1,5 cm) et ii) des grains de grenat individuels, mis en relief sous l'action de l'altération post-glaciaire (Fig. 4.12).

Dans 7 cas nous avons prélevé des morceaux de quartz afin de confirmer les datations ^3He avec des datations ^{10}Be (Tab. 4.1). C'est ce double échantillonnage qui est à la base de l'intercalibration ^3He - ^{10}Be présentée dans le chapitre 3.

Enfin pour s'assurer des âges absolus (les isotopes cosmogéniques étant sensibles au taux de production régionale et à la couverture neigeuse), 3 sites ont été échantillonnés en vue de datations au ^{14}C . Les trois échantillons de matière organique (racine, bois...) ont été prélevés dans des paléosols.

Les caractéristiques et la nature des échantillons sont résumées dans le tableau 4.1.



Fig. 4.10: Types d'objets glaciaires rencontrés dans la partie supérieure de la Mailun Khola, entre Paigutan et le front du glacier actuel. La photo est prise en direction du Sud.

4.4. Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.

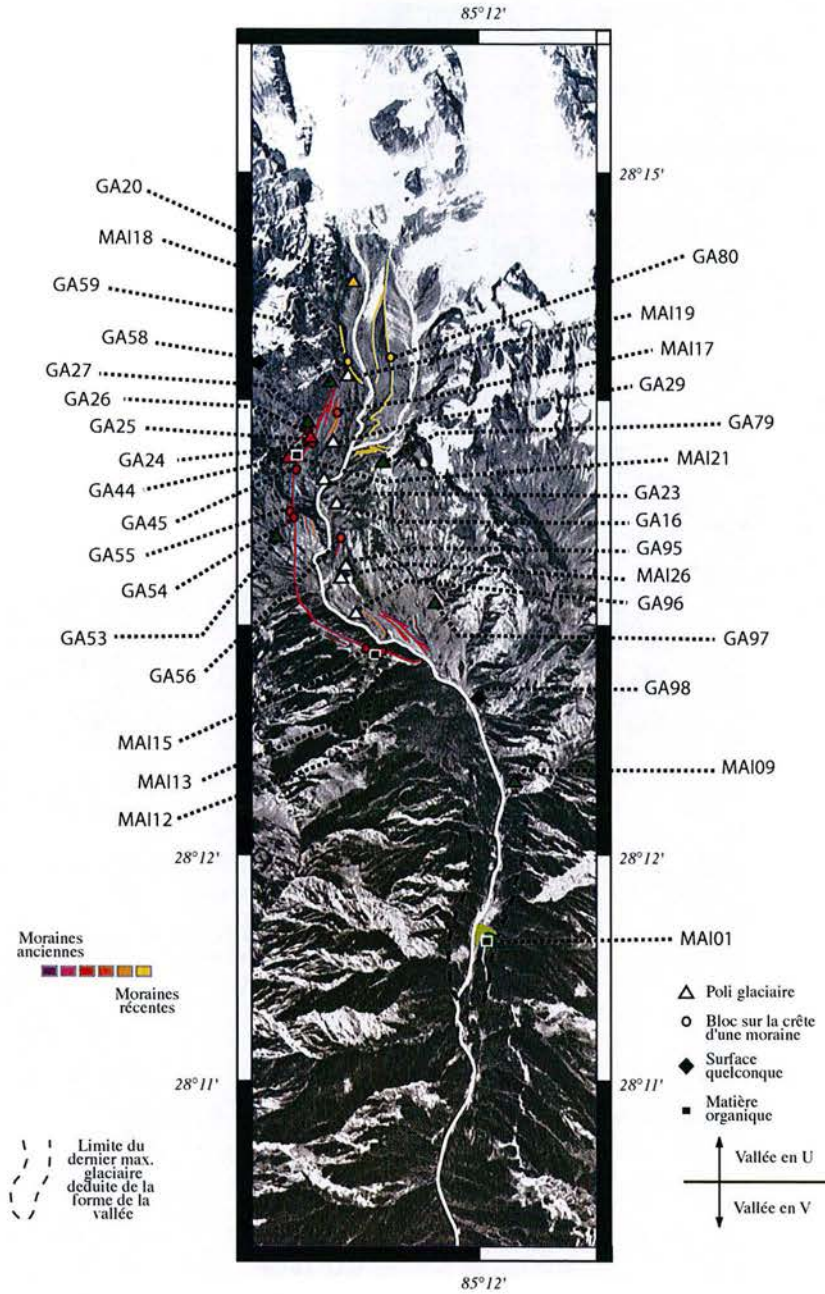


Fig. 4.11: Photo aérienne de la partie supérieure de la Mailun Khola. Distribution des 33 sites d'échantillonnages et des objets glaciaires échantillonnés.

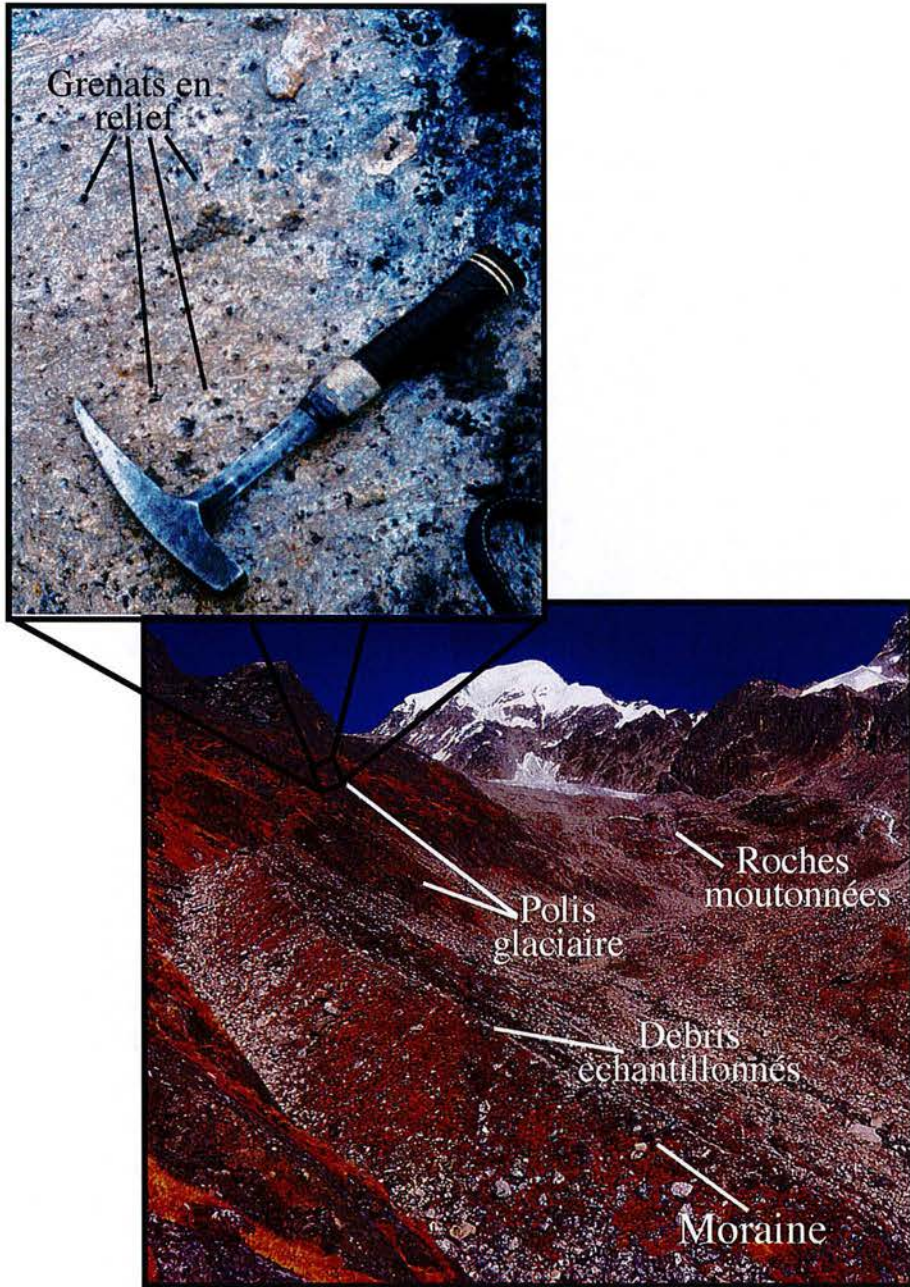


Fig. 4.12: Types d'objets glaciaires rencontrés dans la partie supérieure de la Mailun Khola. On remarque les grains de grenat en relief sur la surface de poli glaciaire. La photo est prise vers le Nord

4.4. Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.

Tab. 4.1: Nature des échantillons.

Numero d'échantillon	Type d'échantillon	Objet	Altitude	Pour
GA 20	Grains de grenat	Poli glaciaire	4700	³ He
GA 80	Micaschiste à Grenats	Bloc sur la crête d'une moraine	4622	³ He
GA 58	Micaschiste à Grenats	Surface exposée non glaciaire	4780	³ He
MAI 18	Micaschiste à Grenats	Bloc sur la crête d'une moraine	4560	³ He
MAI 19	Micaschiste à Grenats	Poli glaciaire	4560	³ He
GA 59	Grains de grenat	Dos de baleine	4600	³ He
MAI 17	Micaschiste à Grenats	Poli glaciaire	4530	³ He
GA 29	Grains de grenat	Dos de baleine	4460	³ He
GA 24	Grains de grenat	Bloc sur la crête d'une moraine	4490	³ He
GA 25	Grains de grenat	Poli glaciaire	4480	³ He
GA 26	Grains de grenat	Bloc sur la crête d'une moraine	4500	³ He
GA 27	Grains de grenat	Poli glaciaire	4500	³ He
GA 44	Grains de grenat	Dos de baleine	4410	³ He
GA 45	Grains de grenat	Bloc sur la crête d'une moraine	4410	³ He
GA 23	Grains de grenat	Poli glaciaire	4330	³ He
GA 79	Grains de grenat	Poli glaciaire	4453	³ He
GA 53	Grains de grenat	Poli glaciaire	4387	³ He
GA 54	Grains de grenat	Bloc sur la crête d'une moraine	4434	³ He
GA 55	Grains de grenat	Bloc sur la crête d'une moraine	4446	³ He
GA 56	Grains de grenat	Bloc sur la crête d'une moraine	4288	³ He
GA 16	Grains de grenat	Poli glaciaire	4250	³ He
GA 95	Grains de grenat	Poli glaciaire	4150	³ He
MAI 26	Micaschiste à Grenats	Surface exposée non glaciaire	4125	³ He
GA 97	Grains de grenat	Poli glaciaire	3910	³ He
GA 96	Grains de grenat	Poli glaciaire	3925	³ He
MAI 15	Micaschiste à Grenats	Bloc sur la crête d'une moraine	3800	³ He
MAI 12	Micaschiste à Grenats	Bloc sur la crête d'une moraine	3760	³ He
GA 98	Grains de grenat	Poli glaciaire	3700	³ He
MAI 9	Micaschiste à Grenats		3510	³ He
GA24bis	morceaux de quartz	Bloc sur la crête d'une moraine	4490	¹⁰ Be
GA 54	quartz issu de la gangue des grenats	Bloc sur la crête d'une moraine	4434	¹⁰ Be
GA 55	veine de quartz	Bloc sur la crête d'une moraine	4446	¹⁰ Be
GA 80	quartz issu de la gangue des grenats	Bloc sur la crête d'une moraine	4622	¹⁰ Be
GA 95	quartz issu de la gangue des grenats	Poli glaciaire	4150	¹⁰ Be
MAI 26	Micaschiste à Grenats	Surface exposée non glaciaire	4125	¹⁰ Be
MAI 9	Micaschiste à Grenats		3510	¹⁰ Be
MAI 21	Niveau noir tourbeux	Niveau de tourbe lacustre prélevées à -150 cm	4410	¹⁴ C
MAI 13	Racine fossile ou actuelle (?)	Moraine (paléosol)	3760	¹⁴ C
MAI 28	Niveau brun/noir organique	Moraine (paléosol)	3760	¹⁴ C
MAI 1	Bois/racine dans paléosol	Moraine ?	3200	¹⁴ C

4.4.2 Ages cosmogéniques - méthodes de calcul des temps d'exposition.

a. Cas des échantillons de quartz. Temps d'exposition ^{10}Be .

Le protocole expérimental de la méthode ^{10}Be est décrit plus en détail dans le chapitre 2, dans les sections 2.2 et 2.3.

Après avoir transformé chimiquement les échantillons de quartz, nous avons mesuré leur concentration en ^{10}Be cosmogénique à l'aide du Tendétron de Gif-sur-Yvette.

Afin de calculer les temps d'exposition des échantillons de quartz, à partir de leur teneur en ^{10}Be , il a fallu calculer les taux de production du ^{10}Be aux différents sites d'échantillonnage. Pour cela, nous avons utilisé un taux de production de ^{10}Be dans le quartz de 5.8 ± 0.6 at/g/an, aux hautes latitudes ($>60^\circ$) et au niveau de la mer [79], que nous avons converti aux sites d'échantillonnage par la méthode de Dunai 2000 [42]. Les taux de productions ainsi calculés ont ensuite été corrigés des masques topographiques (cf. chapitre 1 section 1.2).

b. Cas des échantillons de grenat : Estimation de la composante cosmogénique et calcul des temps d'exposition ^3He .

Le protocole expérimental de la méthode ^3He est expliqué plus en détail dans le chapitre 2 section 2.1.2 et 2.4.

En fonction de leur nature, les échantillons ont subi soit un simple broyage (cas des grains monominéraux) soit un broyage suivi d'une séparation densimétrique (cas des blocs rocheux). Après le broyage et la séparation mécanique, une autre séparation à la loupe binoculaire a été effectuée pour extraire les grains de grenat à analyser. Une fois triés, les grenats ont été fondus à l'aide d'un laser CO_2 et leurs concentrations en ^3He et ^4He ont été mesurées avec le spectromètre de masse VG5400 du CRPG.

Cependant, comme il est expliqué en détail dans les sections 1.3.2.b du chapitre 1 et 2.4.7 du chapitre 2, l' ^3He contenu dans les grenats n'est pas uniquement cosmogénique. En effet il peut résulter du mélange des composantes initiales, atmosphériques et nucléogéniques.

Nous avons donc, pour cette étude, corrigé toutes les concentrations en ^3He des grenats d'une composante non cosmogénique globale ($^3\text{He}_i + ^3\text{He}_n$) calculée en utilisant le rapport isotopique de cette composante de $0,019 \pm 0,01$ Ra (chapitre 1 section 1.3.2.b) suivant :

$$^3\text{He}_c = ^3\text{He}_{total} - \left(^4\text{He}_{i+n} \times \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{i+n} \right) \quad (4.1)$$

Quand cela a été possible, pour les échantillons, mesurés plusieurs fois, nous avons pris le rapport isotopique apparent $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{i+n}$ de chacun d'entre eux pour la composante non cosmogénique globale.

Cependant, pour la majorité des échantillons ce rapport isotopique $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_{i+n}$ considéré dans la correction est le rapport moyen de $0,019 \pm 0,01$ Ra.

Comme pour le ^{10}Be , le calcul des temps d'exposition à partir des concentrations en ^3He nécessite la connaissance des taux de production aux sites d'échantillonnage. Cependant ici nous n'avons pas utilisé les méthodes classiques (facteur de conversion d'après Dunai 2000 [42]). Nous avons utilisé un nouveau modèle de production pour l' ^3He en fonction de l'altitude. En effet, comme il est décrit dans le chapitre 3, la comparaison entre des temps d'exposition ^3He et ^{10}Be de même site d'échantillonnage a montré d'importantes différences. Ces différences ont été attribuées à des différences dans le mécanisme de production de ^3He et du ^{10}Be en fonction de l'altitude. Le nouveau modèle développé rend bien compte de ces différences de mécanisme et réconcilie les temps d'exposition ^3He et ^{10}Be à haute altitude (Fig. 4.13). Ce modèle permet de calculer les taux de production d' $^3\text{He}_c$ dans les grenats en fonction de l'altitude pour une latitude fixe de $28^\circ 30' \text{N}$.

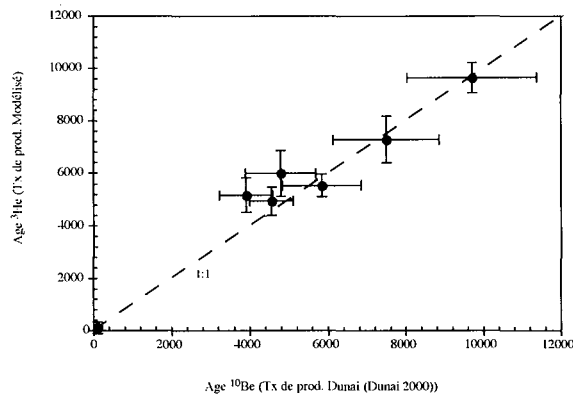


Fig. 4.13: Ages $^3\text{He}_c$ d'après le taux de production intercalibré (Chapitre 3) en fonction des âges $^{10}\text{Be}_c$ d'après le taux de production de Dunai [42]. La droite 1 : 1 confirme l'utilisation de notre modèle pour calculer les âges $^3\text{He}_c$.

4.4.3 Résultats : Concentrations, Temps d'exposition cosmogénique et Age ^{14}C .

a. Concentrations corrigées et temps d'exposition.

Les concentrations en $^3\text{He}_c$ et les temps d'exposition correspondant calculés à partir du taux de production modélisé, sont présentés dans le tableau 4.2, pour tous les réplicats de tous les échantillons.

De la même manière le tableau 4.3 présente les concentrations en $^{10}\text{Be}_c$ et temps d'exposition correspondants pour les différents réplicats et échantillons analysés.

Tab. 4.2: Concentration en $^3\text{He}_c$ et temps d'exposition correspondant pour tous les aliquotes analysés.

Echantillon	altitude (m)	$[^4\text{He}]_{tot.}$ (10^{13} at/g)	$[^3\text{He}]_{tot.}$ (10^6 at/g)	$[^3\text{He}_c]$ (10^6 at/g)	$[^3\text{He}_c]$ pour cent $[^3\text{He}]_{tot.}$	Tx. Prod. $^3\text{He}_c$ modél. (at/g/an)	Temps d'exposition $^3\text{He}_c$ (an)
GA20-H1	4700	6.81 ± 0.35	3.08 ± 0.62	0.45 ± 1.48	14	2674 ± 134	167 ± 555
GA80-H3	4622	7.82 ± 0.40	3.46 ± 1.14	0.44 ± 1.92	13	3495 ± 175	125 ± 551
GA80-H1	4622	2.98 ± 0.15	1.61 ± 0.32	0.46 ± 0.67	28	3495 ± 175	131 ± 194
GA80-H2	4622	4.59 ± 0.24	2.12 ± 0.76	0.35 ± 1.18	16	3495 ± 175	100 ± 340
GA58-H1	4780	2.87 ± 0.15	21.52 ± 1.19	20.75 ± 1.32	96	3912 ± 196	5304 ± 407
GA58-H2	4780	5.82 ± 0.30	27.89 ± 1.42	26.34 ± 1.82	94	3912 ± 196	6732 ± 532
GA58-H3	4780	4.89 ± 0.25	23.20 ± 1.45	21.90 ± 1.74	94	3912 ± 196	5697 ± 502
GA58-H4	4780	8.34 ± 0.43	26.49 ± 1.42	24.26 ± 2.18	92	3912 ± 196	6202 ± 608
MA118-H1	4560	39.64 ± 1.98	13.55 ± 0.95	5.29 ± 2.51	39	3242 ± 162	1633 ± 783
MA118-H2	4560	21.59 ± 1.08	5.50 ± 0.94	1.01 ± 1.58	18	3242 ± 162	310 ± 489
MA118-H3	4560	62.76 ± 3.14	17.94 ± 1.09	4.87 ± 3.84	27	3242 ± 162	1501 ± 1189
MA119-H2	4560	4.07 ± 0.21	12.75 ± 1.15	11.66 ± 1.40	91	2585 ± 129	4511 ± 569
MA119-H1	4560	2.22 ± 0.12	11.19 ± 1.05	10.60 ± 1.14	95	2585 ± 129	4100 ± 470
GA59-H1	4600	8.61 ± 0.44	31.21 ± 1.27	28.91 ± 2.13	93	3479 ± 174	8310 ± 668
MA117-H1	4530	8.35 ± 0.42	17.03 ± 1.64	14.81 ± 2.32	87	3288 ± 164	4503 ± 733
MA117-H2	4530	11.41 ± 0.57	14.44 ± 1.08	11.39 ± 2.50	79	3288 ± 164	3466 ± 778
GA29-H1	4460	8.31 ± 0.43	18.95 ± 1.15	16.73 ± 2.01	88	3138 ± 157	5333 ± 672
GA24-H1	4490	7.50 ± 0.38	20.57 ± 1.14	17.52 ± 1.87	85	3214 ± 161	5451 ± 619
GA24b-H1	4490	10.69 ± 0.55	20.03 ± 1.45	15.69 ± 2.56	78	3214 ± 161	4881 ± 821
GA25b-H1	4480	3.28 ± 0.17	20.93 ± 1.00	20.05 ± 1.19	96	3172 ± 159	6322 ± 438
GA26-H1	4500	10.46 ± 0.54	24.13 ± 1.51	21.34 ± 2.56	88	3235 ± 162	6595 ± 824
GA27-H1	4500	3.81 ± 0.20	26.78 ± 0.97	25.77 ± 1.23	96	3146 ± 157	8189 ± 466
GA44-H2	4410	2.06 ± 0.11	20.14 ± 1.66	19.59 ± 1.71	97	2692 ± 135	7275 ± 673
GA44-H3	4410	1.15 ± 0.06	22.07 ± 1.00	21.76 ± 1.03	99	2692 ± 135	8083 ± 448
GA44-H32	4410	2.86 ± 0.15	18.95 ± 0.91	18.18 ± 1.07	96	2692 ± 135	6754 ± 452
GA45-H1	4410	8.27 ± 0.42	20.60 ± 1.08	18.39 ± 1.96	89	2939 ± 147	6258 ± 700
GA23-H1	4330	3.58 ± 0.19	17.51 ± 1.30	16.56 ± 1.48	95	2805 ± 140	5901 ± 566
GA79-H1	4453	7.22 ± 0.37	23.92 ± 1.14	22.00 ± 1.83	92	3022 ± 151	7281 ± 648
GA53-H1	4387	6.79 ± 0.35	21.02 ± 1.05	19.21 ± 1.70	91	2395 ± 120	8021 ± 743
GA54-H1	4434	3.89 ± 0.20	16.79 ± 0.91	15.21 ± 1.19	91	3080 ± 154	4939 ± 434
GA54-H2	4434	7.37 ± 0.38	18.24 ± 1.45	15.25 ± 2.05	84	3080 ± 154	4950 ± 695
GA55-H3	4446	4.20 ± 0.22	23.13 ± 1.32	22.01 ± 1.56	95	3084 ± 154	7135 ± 558
GA55-H1	4446	2.67 ± 0.14	31.34 ± 1.42	30.63 ± 1.51	98	3084 ± 154	9930 ± 563
GA55-H2	4446	4.06 ± 0.21	15.84 ± 1.45	14.76 ± 1.66	93	3084 ± 154	4786 ± 571
GA56-H1	4288	7.14 ± 0.37	21.45 ± 1.17	19.55 ± 1.83	91	2767 ± 138	7063 ± 699
GA16-H1	4250	1.72 ± 0.09	16.60 ± 1.41	16.14 ± 1.45	97	2648 ± 132	6095 ± 584
GA16-H2	4250	2.49 ± 0.13	14.96 ± 0.63	14.29 ± 0.80	96	2648 ± 132	5398 ± 356
GA16-H4	4250	3.38 ± 0.17	15.91 ± 0.96	15.01 ± 1.17	94	2648 ± 132	5669 ± 481
GA16-H3	4250	5.75 ± 0.29	15.30 ± 0.93	13.77 ± 1.47	90	2648 ± 132	5200 ± 584
GA95-H3	4150	1.49 ± 0.08	13.92 ± 0.83	13.52 ± 0.88	97	2493 ± 125	5424 ± 399
GA95-H4	4150	1.90 ± 0.10	14.95 ± 1.40	14.44 ± 1.45	97	2493 ± 125	5792 ± 612
GA95-H5	4150	1.67 ± 0.09	20.41 ± 1.07	19.97 ± 1.12	98	2493 ± 125	8010 ± 501
GA95-H7	4150	11.40 ± 0.58	15.02 ± 1.58	11.98 ± 2.75	80	2493 ± 125	4807 ± 1116
GA95-H6	4150	6.15 ± 0.32	16.84 ± 1.14	15.20 ± 1.67	90	2493 ± 125	6097 ± 697
MA126-H1	4125	7.51 ± 0.38	16.41 ± 1.18	13.35 ± 1.90	81	2380 ± 119	5611 ± 818
MA126-H2	4125	5.42 ± 0.27	18.82 ± 1.30	16.62 ± 1.68	88	2380 ± 119	6982 ± 736
MA126-H3	4125	5.49 ± 0.28	17.40 ± 1.12	15.17 ± 1.56	87	2380 ± 119	6374 ± 683
GA97-H1	3910	3.09 ± 0.16	18.83 ± 1.33	18.01 ± 1.46	96	1892 ± 95	9517 ± 800
GA97-H2	3910	9.09 ± 0.46	17.38 ± 1.27	14.95 ± 2.20	86	1892 ± 95	7904 ± 1180
GA96-H1	3925	0.71 ± 0.04	14.54 ± 0.81	14.35 ± 0.82	99	2027 ± 101	7078 ± 449
MA115-H2	3800	7.32 ± 0.37	8.46 ± 0.83	6.51 ± 1.66	77	1849 ± 92	3520 ± 909
MA115-H1	3800	6.68 ± 0.34	7.03 ± 1.13	5.25 ± 1.74	75	1849 ± 92	2839 ± 946

suites. . .

4.4. Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.

suite...

Echantillon	altitude (m)	$[^4\text{He}]_{tot.}$ (10^{13} at/g)	$[^3\text{He}]_{tot.}$ (10^6 at/g)	$[^3\text{He}_c]$ (10^6 at/g)	$[^3\text{He}_c]$ pour cent $[^3\text{He}]_{tot.}$	Tx. Prod. $^3\text{He}_c$ model. (at/g/an)	Temps d'exposition $^3\text{He}_c$ (an)
MAI12-H2	3760	3.63 ± 0.19	5.81 ± 0.85	4.84 ± 1.11	83	1802 ± 90	2686 ± 625
MAI12-H1	3760	3.38 ± 0.17	6.94 ± 1.08	6.04 ± 1.27	87	1802 ± 90	3352 ± 717
GA983-H1	3700	1.46 ± 0.08	7.74 ± 0.72	7.35 ± 0.78	95	1603 ± 80	4584 ± 504
GA984-H1	3700	2.10 ± 0.11	8.43 ± 0.91	7.87 ± 1.00	93	1603 ± 80	4907 ± 638
GA986-H1	3700	0.94 ± 0.05	7.75 ± 1.28	7.50 ± 1.29	97	1603 ± 80	4676 ± 818
GA981-H1	3700	2.22 ± 0.12	8.59 ± 0.77	8.00 ± 0.88	93	1603 ± 80	4991 ± 568
GA982-H2	3700	1.37 ± 0.07	8.77 ± 0.77	8.41 ± 0.82	96	1603 ± 80	5245 ± 529
GA985-H1	3700	1.05 ± 0.06	8.73 ± 0.77	8.45 ± 0.79	97	1603 ± 80	5274 ± 517
GA98-H12	3700	3.74 ± 0.19	7.92 ± 1.21	6.93 ± 1.42	87	1603 ± 80	4320 ± 895
GA98-H13	3700	1.87 ± 0.10	8.67 ± 1.21	8.17 ± 1.27	94	1603 ± 80	5100 ± 802
GA98-H14	3700	1.72 ± 0.09	8.03 ± 0.88	7.57 ± 0.95	94	1603 ± 80	4720 ± 606
GA98-H15	3700	1.84 ± 0.09	8.71 ± 0.88	8.22 ± 0.95	94	1603 ± 80	5130 ± 609
GA98-H16	3700	1.55 ± 0.08	6.43 ± 0.60	6.01 ± 0.67	94	1603 ± 80	3750 ± 436
GA98-H17	3700	1.46 ± 0.08	5.38 ± 0.68	4.98 ± 0.74	93	1603 ± 80	3110 ± 475
GA98-H18	3700	1.82 ± 0.09	8.70 ± 0.84	8.21 ± 0.92	94	1603 ± 80	5122 ± 590
GA98-H19	3700	2.94 ± 0.15	8.37 ± 0.88	7.58 ± 1.05	91	1603 ± 80	4731 ± 671
GA98-H21	3700	1.02 ± 0.07	8.34 ± 0.59	8.07 ± 0.62	97	1603 ± 80	5033 ± 415
GA98-H22	3700	2.26 ± 0.12	9.26 ± 0.79	8.66 ± 0.91	93	1603 ± 80	5403 ± 587
GA98H23	3700	1.05 ± 0.07	7.63 ± 0.76	7.35 ± 0.78	96	1603 ± 80	4586 ± 508
GA98H24	3700	2.39 ± 0.13	7.74 ± 0.94	7.10 ± 1.05	92	1603 ± 80	4431 ± 668
GA98H25	3700	1.98 ± 0.10	9.44 ± 0.88	8.91 ± 0.97	94	1603 ± 80	5557 ± 621
GA98H26	3700	2.47 ± 0.13	9.04 ± 0.81	8.39 ± 0.95	93	1603 ± 80	5232 ± 609
MAI9-H1	3510	0.44 ± 0.05	11.84 ± 1.07	11.73 ± 1.07	99	1285 ± 64	9122 ± 853
MAI9-H2	3510	1.09 ± 0.06	13.33 ± 0.71	13.04 ± 0.74	98	1285 ± 64	10141 ± 604

Tab. 4.3: Concentration en $^{10}\text{Be}_c$ et temps d'exposition correspondant pour tous les échantillons analysés.

Echantillons	Altitude (m)	$[^{10}\text{Be}_c]$ 10^3 (at/g)	Tx. Prod. $[^{10}\text{Be}_c]$ (at/g/a)	Temps d'exposition $^{10}\text{Be}_c$ (an)
GA80	4622	8.018 ± 8.001	87 ± 12	92 ± 93
GA80-HF4	4622	8.27 ± 9.95	87 ± 12	95 ± 115
GA24-HF4	4490	317.76 ± 33.11	81 ± 12	3904 ± 689
GA54-gangue	4434	317.36 ± 32.19	79 ± 11	4039 ± 709
GA54-HF4	4434	397.54 ± 36.61	79 ± 11	5061 ± 869
GA55	4446	395.35 ± 76.99	79 ± 11	5034 ± 1221
GA55-HF4	4446	587.84 ± 68.92	79 ± 11	7489 ± 1393
GA95-HF4	4150	385.28 ± 37.17	66 ± 10	5834 ± 1021
MAI26-HF5	4125	303.31 ± 36.53	63 ± 10	4789 ± 899
MAI9-HF5	3510	361.27 ± 33.32	37 ± 6	9692 ± 1671

Les concentrations en ^{10}Be varient de $8,01 \pm 8,00$ à $587,84 \pm 68,92 \times 10^3$ at/g. L'incertitude est très forte sur l'échantillon ayant la concentration la plus faible à cause des erreurs sur la mesure et sur le blanc analytique et de la proportion du blanc (pour l'échantillon GA80 le blanc représente entre 50 et 60% de la concentration totale mesurée).

b. Ages relatifs-Ages absolus. Prise en compte de la couverture neigeuse.

La présence d'une couverture neigeuse doit être prise en compte dans l'estimation des temps d'exposition des différents objets glaciaires échantillonnés. En effet comme les masques topographiques, la couverture neigeuse influe sur l'intensité des rayons cosmiques qui atteignent les minéraux cibles et donc sur le temps d'exposition de la cible. Cependant contrairement à ces masques, l'importance de la couverture varie avec l'altitude, les saisons et les variations paléoclimatiques. L'estimation de l'influence de cette couverture est alors problématique puisqu'on ne connaît pas précisément les variations saisonnières passées.

Dés que les rayons cosmiques pénètrent dans la couverture neigeuse, leur énergie est atténuée de manière exponentielle, le facteur de correction des temps d'expositions se calcule donc selon :

$$F_{cov.neige} = e^{a \times \rho_{neige} / \Lambda_{neige}} \quad (4.2)$$

où a est l'épaisseur de la couverture neigeuse, ρ_{neige} sa densité, et Λ_{neige} sa longueur d'atténuation massique (que l'on suppose égale à celle de la roche).

Pour calculer les facteurs de couverture neigeuse nous avons utilisé les valeurs d'épaisseur de neige mesurées entre 1999 et 2002 sur le bassin de la Khudi Khola par J. Putkhonen (comm. pers. de J. Lavé dans le cadre d'un projet NSF sur le bassin de la Marsyandi). A partir de 5 stations situées entre 3170 et 5100 m d'altitude, il a été observé que l'épaisseur du manteau neigeux atteignait un maximum vers janvier-février à basse altitude et vers avril à haute altitude. De plus ces épaisseurs maximales, en terme de lame d'eau équivalente, vont de 20 cm à basse altitude à plus de un mètre à haute altitude. Ramenée à une épaisseur moyenne de neige sur l'année (b), l'épaisseur moyenne de la lame d'eau équivalente varie de 0,03 à 0,263 m entre 3170 et 5100 m.

Cette moyenne sur une année de lame d'eau équivalente peut être exprimée selon une loi approximée de :

$$e^{-b} = 0,17 \times (alt - 3400) \quad (4.3)$$

Les facteurs de correction alors déduits, pour les temps d'exposition, varient de 1 à 1,192 entre 3400 et 5000 m d'altitude.

Néanmoins ces facteurs de correction doivent être pris comme des valeurs moyennes pour la région étudiée. En effet, pour l'actuel, ces corrections sont probablement surestimées car les précipitations annuelles sont plus élevées au niveau du site de calibration (Khudi Khola) que dans la Mailun Khola. En revanche sur l'Holocène, elles seraient sous-estimées, car les périodes entre 10 000 et 4000 ans ont vu plus de précipitations neigeuses ou des accumulations qui dureraient plus longtemps dans l'année puisque les glaciers étaient plus développés.

Enfin la calibration correspond à un terrain plat, alors qu'il est possible que localement il existe des différences d'épaisseur de la couverture neigeuse significatives. En effet la neige peut ne pas tenir sur des facettes très inclinées conduisant à une épaisseur plus faible que le permettrait l'accumulation. De la même manière, une moraine élevée est souvent balayée par les vents entraînant une diminution de l'épaisseur de neige alors que d'un autre côté la neige soufflée peut s'ajouter à la couverture déjà existante sur une facette horizontale dans un lieu protégé.

c. Datation de la matière organique par ^{14}C .

Les analyses ^{14}C , ont été réalisées aux Etats-Unis, au Lawrence Livermore National Laboratory.

Le premier échantillon MAI01, correspond à un fragment de bois ou de racine provenant d'un paléosol inclus dans une séquence sablo-argilo-caillouteuse avec 3 niveaux de paléosols. L'âge après calibration [169] est de 22600 ± 1500 ans (Tab. 4.4).

L'échantillon MAI13 correspond à une racine, qui suit la base d'un paléosol subhorizontal sur 10-15 cm de profondeur mais qui semble ensuite partir vers le haut. Cette racine appartiendrait à la végétation qui s'est développée en surface de la moraine. L'âge après calibration [169] est de 595 ± 35 ans (Tab. 4.4).

L'échantillon MAI28 a été prélevé à 1 m au Sud de MAI13 dans le même niveau de paléosol. L'âge après calibration [169] est de 1990 ± 35 ans (Tab. 4.4).

Enfin l'échantillon MAI21 se trouvait à 1,50 m sous la surface dans un forage de 2 m effectuée à la carrière. Il correspond à un niveau organique très noir avec de nombreuses fibres de tourbes correspondant au premier niveau organique dans le forage, i.e. premier paléosol se développant au sommet du matériel de remplissage du petit lac comblé derrière la moraine de GA24 essentiellement par du matériel sableux et ponctuellement argileux (Fig. 4.15).

L'âge après calibration [169] est de 6100 ± 100 ans. Le petit lac observé sur le terrain s'est très certainement développé alors que la moraine se construisait et donc son comblement a dû commencer à la même époque c'est à dire entre l'âge de GA25 et de GA24.

D'après le volume du lac, la taille du bassin drainant et le taux d'érosion de 0,15 mm/an issu des concentrations en $^3\text{He}_c$ dans les sables (GA43 cf. chapitre 5) du ruisseau qui alimente le lac on estime que le lac s'est comblé en une période de l'ordre de 300 ± 200 ans, soit un temps court par rapport à l'âge de MAI 21. Si on considère ensuite le développement du niveau de tourbe durant quelques dizaines d'années ou centaines d'années, l'âge minimal pour la construction de la moraine de GA24 est de l'ordre de 6500 ans.

4.4.4 Interprétations des âges.

a. Interprétation d'âges moyens et arrondis.

Les replicats pour les mêmes échantillons ont permis de tester la reproductibilité des mesures. Les échantillons analysés plusieurs fois (sur différents aliquotes) montrent pour la plupart un écart à la moyenne de l'ordre de 600 ans, équivalent ou inférieur aux incertitudes individuelles. Quelques exceptions montrent un écart d'environ 1000 ans, mais l'échantillon GA98 confirme la bonne reproductibilité de l'ensemble des mesures puisque analysés 20 fois (chapitre 3), il présente un écart type de 600 ans.

Nous avons donc attribué aux échantillons répliqués un âge moyen et, par souci de clarté, et parce que les incertitudes dépassent largement la dizaine d'années, nous avons arrondis tous les âges à la dizaine supérieure (Tab. 4.4).

Les incertitudes calculées sur les âges moyens résultent de la propagation des incertitudes individuelles afin de tenir compte de l'incertitude liée à la méthode de correction. Il en découle que pour certains échantillons, notamment les plus jeunes, à cause du caractère global de la méthode de correction, les incertitudes sont supérieures aux âges.

Enfin la bonne reproductibilité des mesures suggère qu'il est possible de mettre en évidence et de dater les différents événements d'une séquence d'âge millénaire.

Le tableau 4.4 présente la moyenne des âges corrigés de la couverture neigeuse et arrondis de tous les échantillons analysés en ^3He et ^{10}Be .

b. Interprétations des temps d'expositions $^3\text{He}_c$.

La figure 4.14 présente les temps d'expositions des différents échantillons et la figure 4.15 représente un zoom sur la partie haute de la Mailun Kholā ainsi que la localisation des objets et des moraines.

Il est aisé de constater qu'il existe, d'une manière générale, une bonne chronologie relative d'ensemble compatible avec les relations morphologiques. En effet les échantillons les plus proches du front du glacier actuel présentent les âges les plus jeunes (0-1000 ans) et les échantillons les plus élevés sur les versants de la vallée présentent les âges les plus anciens (9500 ans). De plus les moraines datées relativement les unes aux autres par des critères géomorphologiques présentent

Tab. 4.4: Concentrations en ^3He et ^{10}Be cosmogénique et temps d'exposition. $\Delta^{14}\text{C}$ et âges correspondants.

Echantillon	Altitude (m)	$[^3\text{He}_c]$ (10^6 at/g)	Masque Morpho.	Tx Prod. $^3\text{He}_c$ Masq.	Masque neige	Ages	$[^{10}\text{Be}_c]$ (10^3 at/g)	Tx. Prod. $[^{10}\text{Be}_c]$ (at/g/a)	Temps d'exposition $^{10}\text{Be}_c$ (an)
GA59	4600	28.90 ± 2.13	1	3479	1.1412	9480 ± 840			
GA27	4500	25.80 ± 1.23	0,96	3146	1.1292	9250 ± 640			
GA53	4390	19.20 ± 1.70	0,79	2395	1.1157	8950 ± 910			
MAI9	3510	12.38 ± 0.65	0,79	1285	1.0106	9730 ± 620	361.27 ± 33.32	37 ± 6	10020 ± 1730
GA97	3910	16.48 ± 1.32	0,87	1892	1.0585	9220 ± 810			
GA79	4450	22.00 ± 1.83	0,96	3022	1.1236	8180 ± 790			
GA26	4500	21.30 ± 2.56	0,99	3235	1.1292	7450 ± 970			
GA24	4490	16.60 ± 1.59	0,99	3214	1.1268	5820 ± 590	317.76 ± 33.11	81 ± 12	4400 ± 770
GA45	4410	18.40 ± 1.96	0,96	2939	1.1185	7000 ± 820			
GA55	4446	22.47 ± 0.82	0,98	3084	1.1228	8180 ± 370	587.84 ± 68.92	79 ± 11	8400 ± 1530
GA54	4434	15.23 ± 1.19	0,98	3080	1.1213	5550 ± 470	357.40 ± 24.75	79 ± 11	5080 ± 800
MAI12	3760	5.44 ± 0.84	0,92	1802	1.0406	3140 ± 500			
MAI15	3800	5.88 ± 1.20	0,92	1849	1.0454	3320 ± 690			
GA56	4288	19.55 ± 1.83	0,98	2767	1.1038	7800 ± 830			
MAI17	4530	13.10 ± 1.71	0,99	3288	1.1328	4510 ± 610			
GA25	4480	20.10 ± 1.19	0,98	3172	1.1268	7120 ± 550			
GA44	4410	19.87 ± 0.68	0,88	2692	1.1185	8240 ± 350			
GA96	3925	14.35 ± 0.82	0,92	2027	1.0603	7500 ± 570			
MAI26	4125	15.05 ± 0.89	0,94	2380	1.0813	6840 ± 440	303.31 ± 36.54	63 ± 10	5210 ± 980
GA95	4150	15.02 ± 0.76	0,97	2493	1.0873	6550 ± 360	385.28 ± 37.17	66 ± 10	6410 ± 1110
GA16	4250	14.80 ± 0.63	0,96	2648	1.0993	6150 ± 300			
GA23	4330	16.60 ± 1.48	0,96	2805	1.1089	6540 ± 670			
GA29	4460	16.70 ± 2.01	0,99	3138	1.1209	5980 ± 780			
MAI19	4560	11.15 ± 0.90	0,76	2585	1.1364	4890 ± 430			
GA80	4620	0.41 ± 0.71	0,99	3495	1.1439	140 ± 230	8.14 ± 6.38	87 ± 12	110 ± 30
MAI18	4560	3.72 ± 1.46	0,96	3242	1.1364	1300 ± 510			
GA20	4700	0.45 ± 1.48	0,72	2674	1.1532	200 ± 640			
GA58	4780	23.33 ± 0.90	1	3912	1.1628	6930 ± 320			
GA98	3700	7.69 ± 0.21	0,86	1603	1.0334	4960 ± 150			
		$\Delta^{14}\text{C}$	Ages calibré $[^{14}\text{C}]$ (an)						
MAI 21	4410	-483.7 ± 2.40	6100 ± 100						
MAI 13	3760	-71.1 ± 3.90	595 ± 35						
MAI 28	3760	-219.2 ± 3.30	1990 ± 35						
MAI 01	3200	-923.1 ± 1.60	22600 ± 1500						

des temps d'exposition compatibles, tout comme les polis glaciaires situés au fond de la vallée. Les âges des différents objets et leur signification sont discutés dans les paragraphes suivants.

- L'échantillon le plus ancien daté dans cette vallée glaciaire est l'échantillon de matière organique MAI01. Son âge ^{14}C de 22600 ± 1500 ans est attribué au dernier maximum glaciaire. Cet âge confirme la localisation de l'extension maximale du glacier, déterminée par les critères géomorphologiques, à 10 Km du front actuel et à 2,5 Km de la limite entre la vallée en U et la vallée en V (Fig. 4.14, 4.17-A).

- Plus en amont et tout le long de la vallée, les échantillons les plus anciens sont les polis glaciaires les plus élevés sur les flancs (GA59, GA27, GA53, MAI9, GA97 et GA79).

Ces échantillons présentent des temps d'exposition de l'ordre de **-9500/-9000 ans** indiquant un abandon rapide par le glacier de toutes ces surfaces durant cette période. En effet le **retrait** a probablement été brutal puisque ces surfaces qui ne se trouvaient certainement pas au même niveau par rapport à la langue glaciaire de l'époque ont été découvertes en même temps (Fig. 4.16).

- Les moraines latérales (violette, roses, rouges et oranges) ainsi que les polis glaciaires (GA44 et GA25) intercalés entre ces moraines (sous les polis précédents) indiquent les limites latérales du glacier entre -8000 et -7000 ans (Fig 4.14, 4.15, 4.17-B) et suggèrent qu'il s'étendait jusqu'à 7 Km du front actuel.

En effet, pour la moraine rouge dont les cinq échantillons donnent des âges dispersés, les critères du modèle de Putkonen et Swanson [168] suggèrent que l'âge de formation est à 90% l'âge du débris le plus vieux soit 7000 ± 820 ans, les autres âges étant liés à l'érosion de la moraine. Cet âge est confirmé par la datation ^{14}C de l'échantillon de matière organique MAI21 qui permet d'estimer la formation de la moraine au minimum vers -6500 ans (cf. section 4.4.3.c).

Pour les deux moraines oranges (MAI17 et GA56) nous avons attribué la faible reproductibilité des âges à une pré-exposition du bloc GA56, à cause de l'âge des polis glaciaires situés en aval (cf. paragraphe suivant), et à l'érosion de la moraine supportant le bloc MAI17 en accord avec les critères du modèle de Putkonen et Swanson [168].

Toutes ces moraines sont des moraines latérales résultant et datant des mouvements du glacier. La combinaison des âges des moraines avec les âges des polis glaciaires qui indiquent un abandon par le glacier de la surface GA44 vers -8500/-8000 ans, et de la surface GA25 vers -7500/-7000 ans, suggèrent une phase de stagnation entre -8000 et -7000 ans (Fig. 4.14, 4.15, 4.17-B).

- La série de polis glaciaires situés au fond de la vallée présentent des temps d'exposition continus le long de la vallée.

4.4. Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.

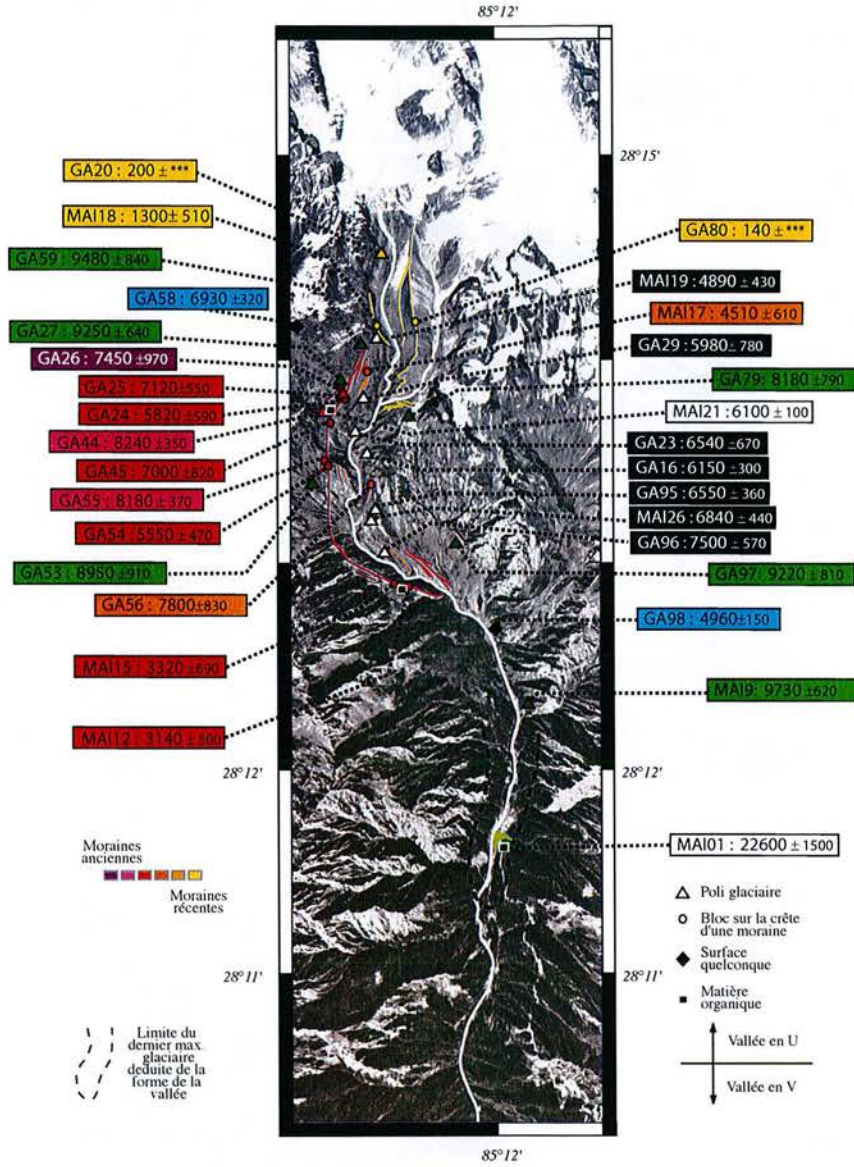


Fig. 4.14: Temps d'exposition ^3He des différents grenats prélevés dans la partie supérieure de la Mailun Khola (années). Les temps d'expositions sont corrigés de la couverture neigeuse.

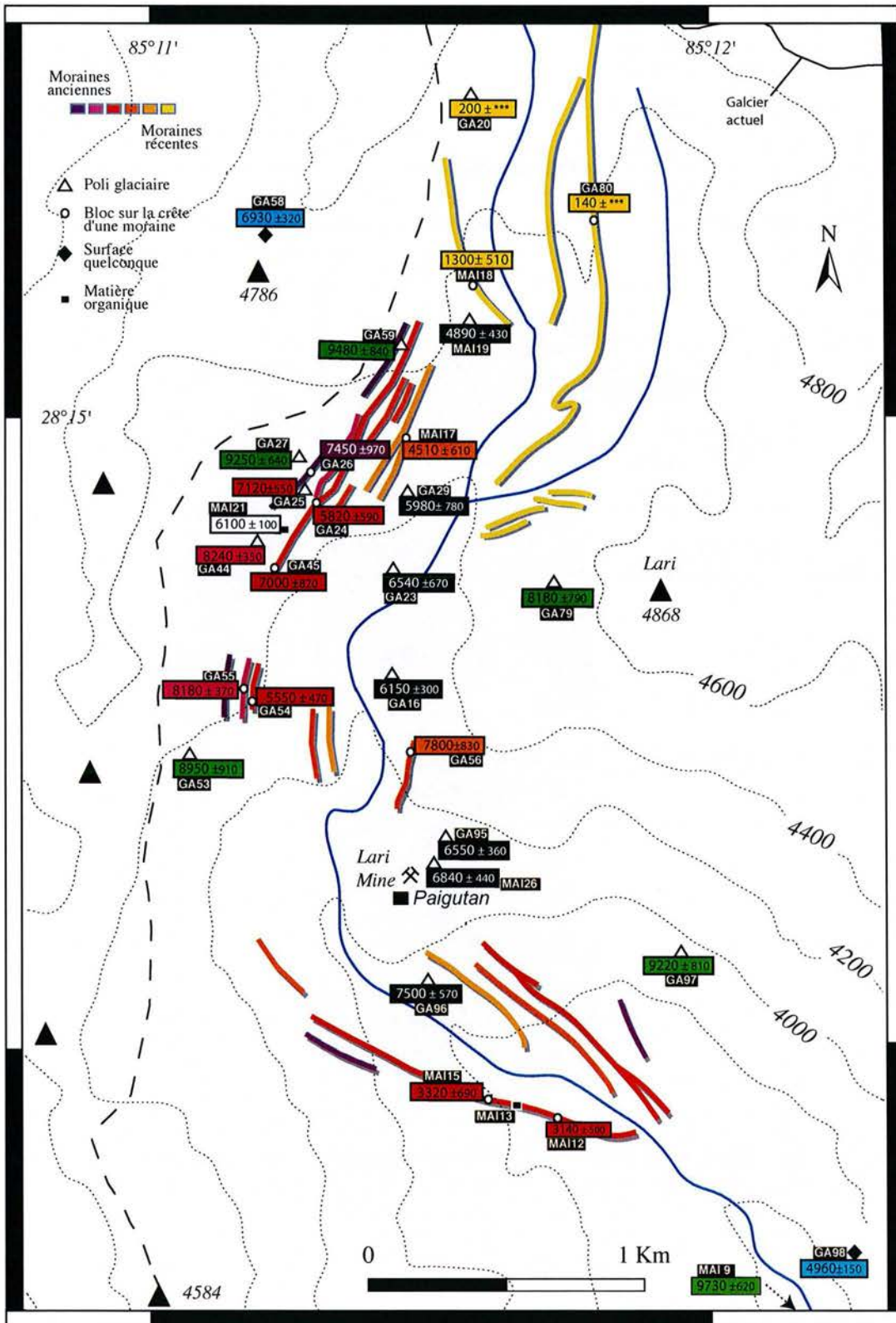


Fig. 4.15: Carte topographique représentant un zoom de la partie haute de la Mailun Khola. Localisation des points et des objets échantillés.

4.4. Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.

Ces temps d'expositions couvrent une période allant de -7500/-7000 ans à -5000 ans entre les polis les plus éloignés (4 Km) et les polis les plus proches du front du glacier actuel (GA96, MAI26, GA95, GA16, GA23, GA29 et MAI19)(Fig. 4.14, 4.15).

Ces pols glaciaires distribués le long de la vallée indiquent un abandon continu par le glacier des surfaces et indiquent donc une séquence de retrait du glacier pendant la période allant de -7500/-7000 à -5000 ans.

La figure 4.16 montre les âges des pols en fonction de leur distance au front du glacier actuel. Il apparaît que la distance parcourue (2 Km) par le glacier durant la période allant de -7500/-7000 à -6000 est deux fois supérieure à la distance parcouru entre -6000 et -5000 ans. Il en résulte que le glacier a subi une **phase de retrait rapide entre -7500/-7000 et -5000 ans, poursuivie par une phase de retrait plus lente entre -6000 et -5000 ans** jusqu'à 1 Km du front actuel (Fig. 4.14, 4.15, 4.16, 4.18-C).

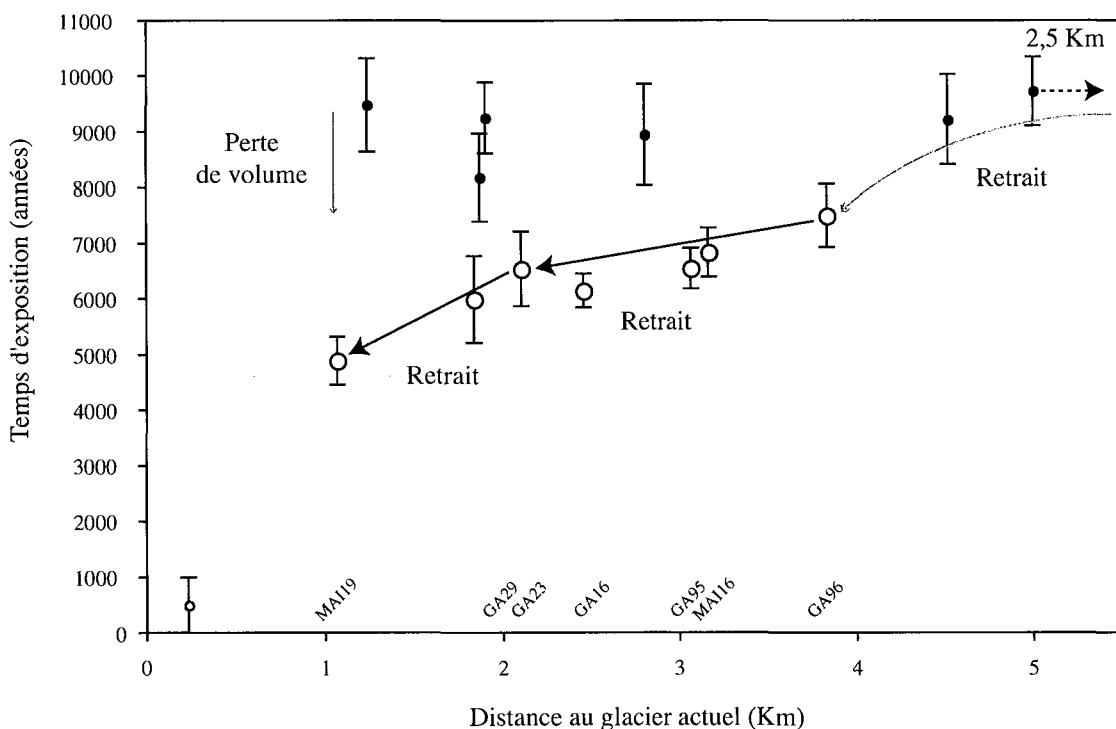


Fig. 4.16: Séquences de retrait du glacier. Points noirs : Les surfaces latérales les plus élevées dans la vallée suggèrent un premier retrait brutal à partir de -9500/-9000 ans. Tous les pols sont exposés au même moment. Les surfaces du fond de la vallée (points blancs) indiquent un deuxième retrait rapide de -7500/-7000 et -6000 ans suivi d'un nouveau retrait plus lent entre -6000 et -5000 ans.

- Les échantillons les plus jeunes correspondent aux échantillons les plus proches du front

du glacier actuel (GA80, MAI18 et GA20)(Fig. 4.14, 4.15, 4.20).

Les incertitudes sur les âges sont liées à la propagation des incertitudes de la méthode de correction, c'est à dire aux erreurs sur l'estimation de l' ^3He non-cosmogénique.

La faible gamme d'âge couverte par les échantillons, entre 0 et -1000 ans, est confirmée par le temps d'exposition donné par le $^{10}\text{Be}_c$ (110 ± 30 ans) pour le bloc de moraine GA80.

Les moraines datées **entre l'actuel et -1000 ans** indiquent la **position du glacier** pendant cette période (Fig 4.14, 4.15, 4.18-D), mais entre -5000 et -1000 ans le glacier a pu se comporter de deux manières différentes :

1) Le poli MAI19 se trouvant à proximité de la moraine jaune (MAI18) il pourrait suggérer un très faible retrait de quelques dizaines de mètres après -5000 ans puis une stagnation vers -1000 ans lors du Petit Age Glaciaire (Fig. 4.18-D).

2) Il est aussi possible qu'un retrait lent se poursuive après -5000 ans et qu'une ré-avancée du glacier vers -1000 ans (PAG) produise la moraine jaune et recouvre les indices d'un retrait important entre -5000 et -1000 ans (Fig. 4.18-D).

Enfin, le **poli glaciaire** GA20 qui marque l'abandon par le glacier de la surface polie indique très certainement la **phase de retrait** qui a amené le glacier à sa position actuelle.

c. Chronologie glaciaire.

C'est à partir du canevas chronologique dessiné par les polis glaciaires que l'on interprète les âges des blocs de moraines. C'est ensuite l'interprétation de l'ensemble qui permet de proposer une chronologie glaciaire.

L'histoire du glacier de la Mailun Khola, déduite des temps d'expositions ^3He est résumée selon le scénario suivant :

1) Extension maximum du glacier lors du dernier maximum glaciaire il y a environ 23000 ans. A cette date le glacier couvrait toute la vallée jusqu'à Somdang, à 10 Km environ du front actuel.

2) Phase de retrait brutal du glacier vers -9500/-9000 ans. Retrait horizontal estimé à 2 Km jusqu'au front formé par les moraines rouges.

3) Phase de stagnation vers -8000/-7000 ans, pendant la phase principale de retrait depuis -9500/-9000 ans indiquée par les polis en flanc de vallées et ceux intercalés entre les moraines.

4) La phase de stagnation vers -8000/-7000 ans est suivie d'une phase de retrait rapide entre -7500/-7000 et 6000 ans (2 Km), et d'une phase de retrait plus lent entre 6000 et 5000 ans (1 Km).

5) Une phase de retrait très lent de quelques dizaines de mètres, suivie d'une phase de stagnation au Petit Age Glaciaire (PAG).

Ou

Une phase de retrait à -5000 ans, puis une phase de petite avancée au PAG.

6) Phase de retrait d'environ 2 Km jusqu'à la position actuelle, du PAG à l'actuel.

Les extensions du glacier aux différentes étapes de sa vie sont représentées sur les figures 4.17 et 4.18. Ces extensions sont contraintes par la position et les temps d'exposition des échantillons et des objets glaciaires correspondants. Les stries sur les polis glaciaires et la topographie permettent de définir le sens d'écoulement des différentes langues glaciaires. Les polis glaciaires datés à environ -9500 ans, et la topographie de la vallée permettent d'estimer l'extension du glacier à cette date (Fig. 4.17-A, 4.19-A). De la même manière les positions des échantillons des moraines violettes, rose et rouges permettent d'estimer l'extension du glacier entre -8000 et -7000 ans (Fig. 4.17-B, 4.19-B). Puis les polis glaciaires contraignent l'extension du glacier à -5000 ans (Fig. 4.18-C, 4.19-C). Enfin les moraines jaunes permettent d'estimer l'extension du glacier pendant le Petit Age Glaciaire (Fig. 4.18-D. 4.19-D).

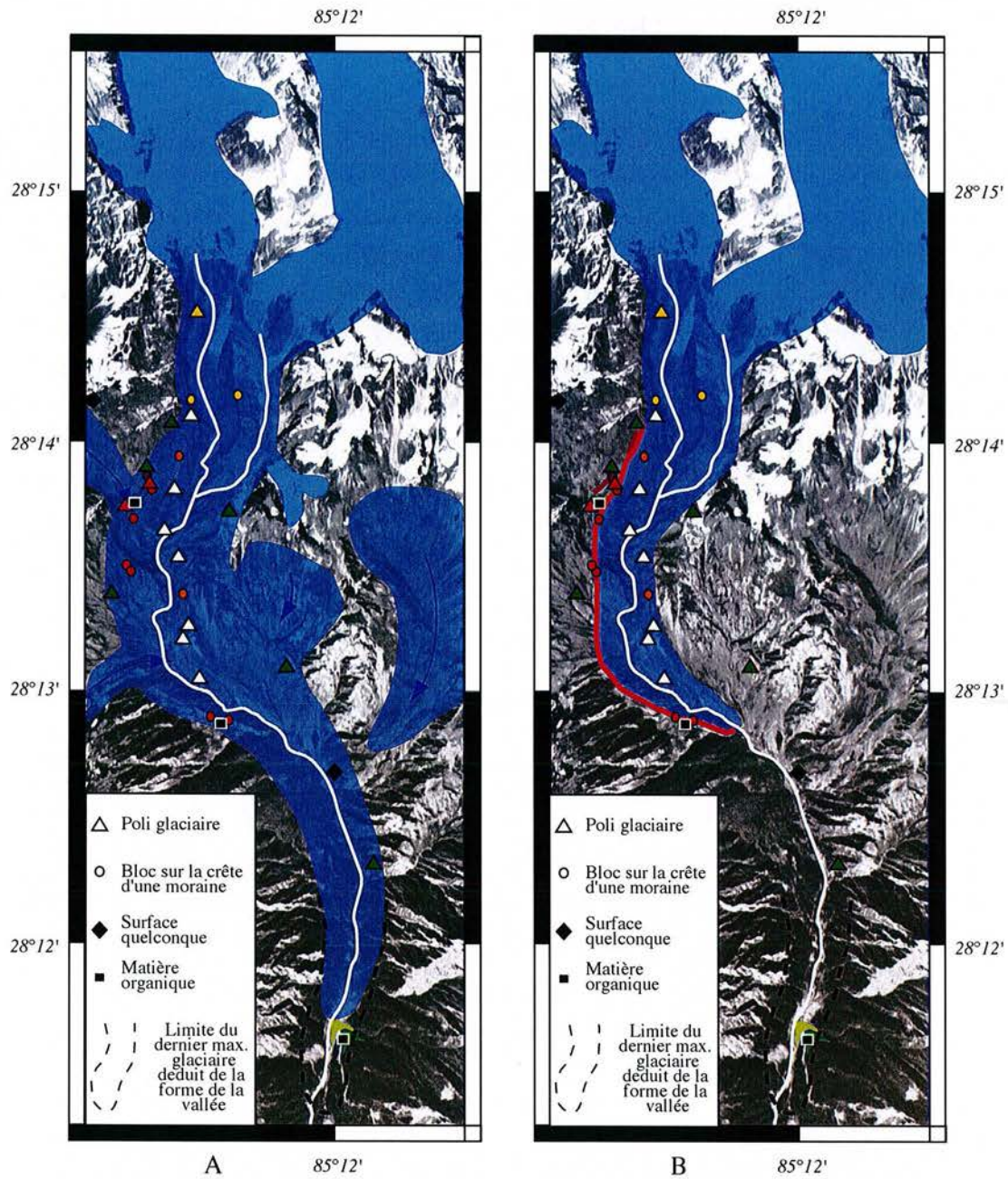


Fig. 4.17: Extension du glacier estimé à partir des temps d'exposition et de la topographie de la vallée. A) Extension à -9500/-9000 ans. B) Extension à -8000/-7000 ans pendant la phase supposée de stagnation du glacier. Les flèches représentent les directions principales de mouvement du glacier.

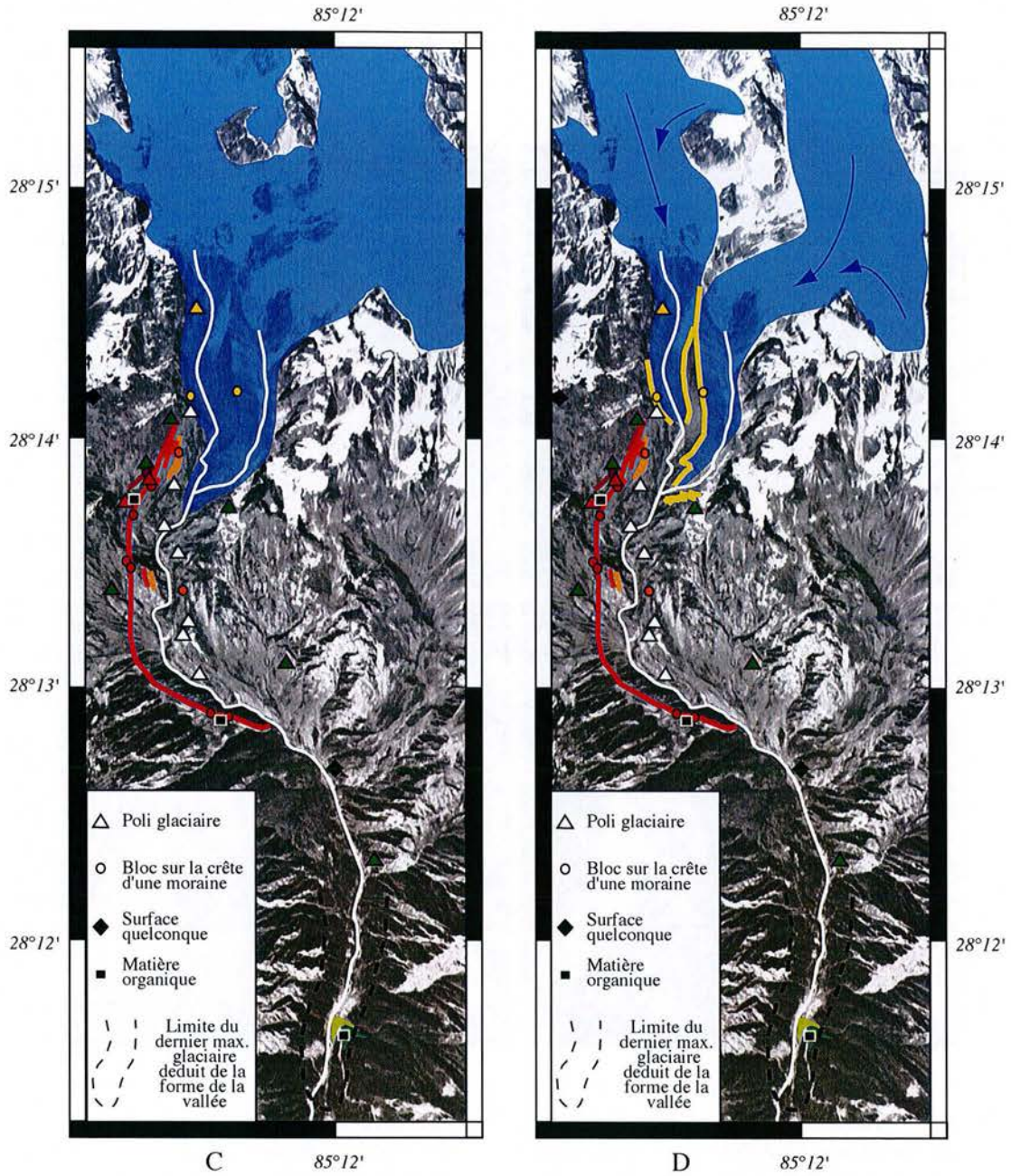


Fig. 4.18: Extension du glacier estimé à partir des temps d'exposition et de la topographie de la vallée. C) Extension à -5000 ans. D) Extension lors du Petit Age Glaciaire. Les flèches représentent les directions principales de mouvement du glacier.

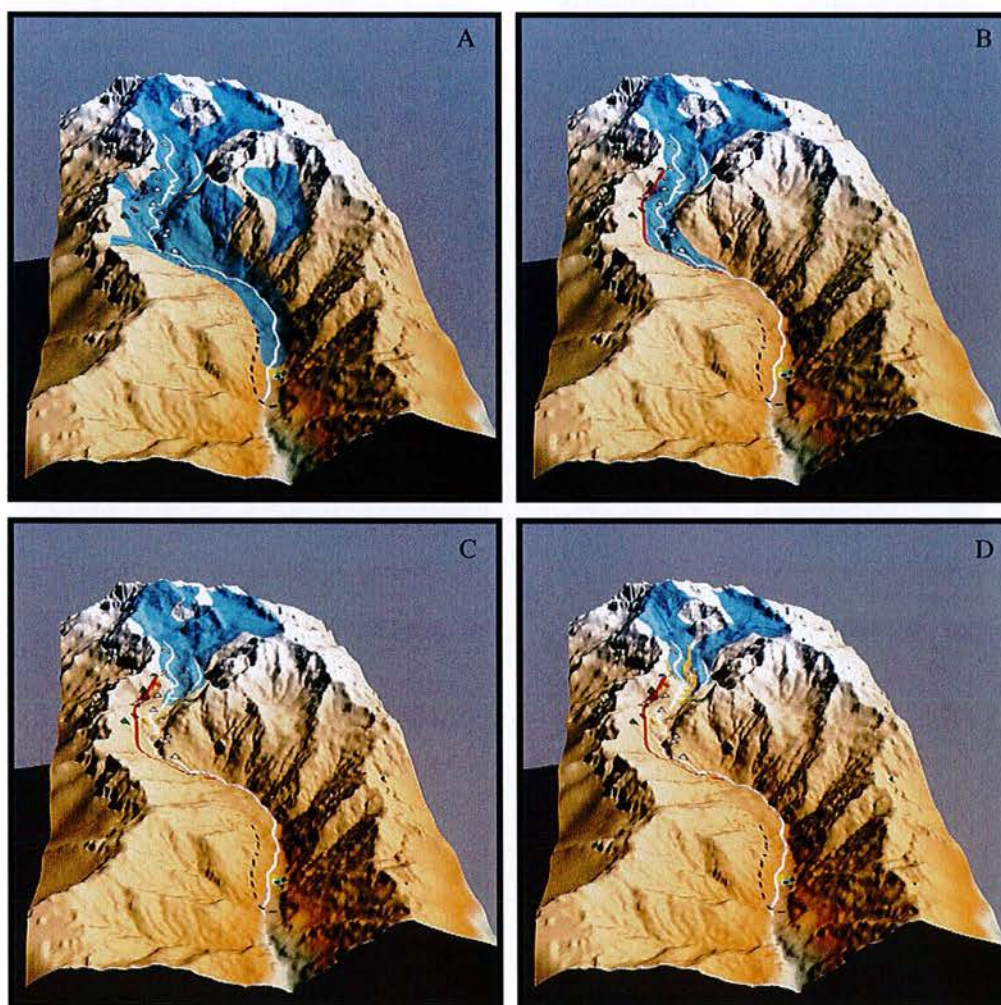


Fig. 4.19: Diagramme 3D représentant les extensions du glacier estimées à partir des temps d'exposition et de la topographie de la vallée. A) Extension à -9500/-9000 ans. B) Extension à -8000/-7000 ans pendant la phase supposée stagnation du glacier. C) Extension à -5000 ans. D) Extension lors du Petit Age Glaciaire.

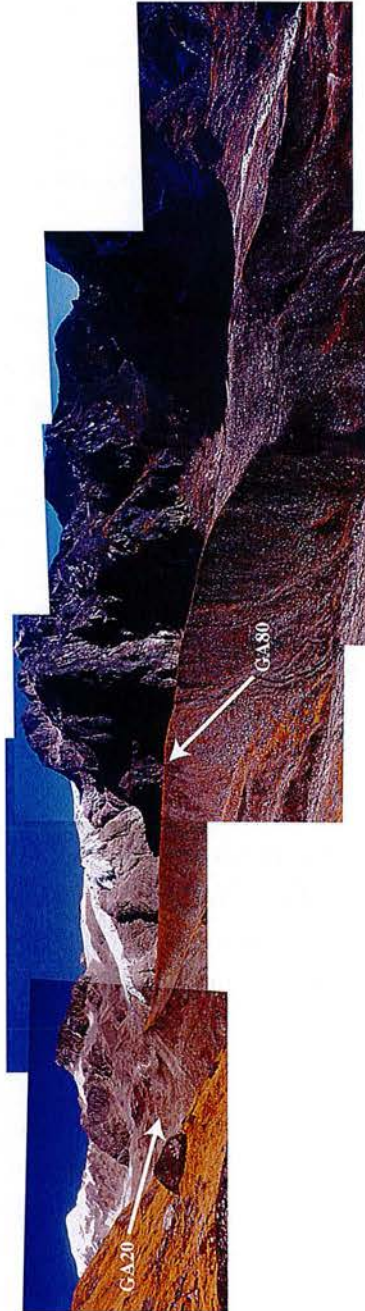


Fig. 4.20: Photo montrant le front du glacier de la Mailun Khola ainsi que la moraine jaune principale sur laquelle a été échantillonné GA80. Photo prise vers le Nord.

d. Chronologie de mouvement du glacier de la Mailun Khola dans le contexte régional.

La comparaison de la chronologie du glacier de la Mailun Khola avec d'autres chronologies de glacier de la chaîne himalayenne est essentielle. En effet la quantification des extensions glaciaires et l'établissement de chronologies glaciaires à travers la chaîne himalayenne sont indispensables à la compréhension des relations qui lient les variations du climat en Himalaya et les variations du climat global.

Les études sur les chronologies glaciaires dans la chaîne himalayenne, basées (i) sur des critères morphostratigraphiques [170, 171, 167], (ii) sur des datations par la méthode des cosmnucléides ($^{10}\text{Be}_c$ et ^{14}C) ainsi que par la méthode OSL [152, 134, 153, 154, 155] ont permis de mettre en évidence que **les glaciations dans certaines parties de l'Himalaya ne sont pas synchrones de l'avancée des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord, et que les moussons d'été sont les principales responsables des extensions glaciaires en Himalaya** [152, 134, 153].

Dans cette section nous nous proposons de comparer la chronologie glaciaire précise du glacier de la Mailun Khola avec les chronologies de plusieurs études à travers la chaîne (les études présentées ici correspondent aux études qui nous paraissent les plus précises en terme de datation).

La figure 4.21 représente la localisation des différents glaciers étudiés par les méthodes de datation géochimique et optique [155, 152, 134, 153, 154]. Les sites s'étendent de l'Indus au Pakistan à l'Est jusqu'à la frontière entre le Népal et l'Inde à l'Ouest. Cette répartition sur l'ensemble de la chaîne himalayenne est propice à une estimation globale des variations climatiques au cours des derniers milliers d'années au sein de la chaîne.

Cependant la comparaison est en réalité difficile, voire délicate. En effet dans notre étude le glacier observé est un glacier d'extension restreinte. La limite du dernier maximum glaciaire (23000 ans) se trouve à une dizaine de kilomètres du front actuel et à 1800 m en contre bas. De plus notre étude repose sur la datation précise de **polis glaciaires** qui mettent en évidence un retrait global du glacier très bien contraint et la datation de **moraines** qui indiquent des phases de stagnation du glacier.

En revanche dans le cas des études comparées ici, l'extension des glaciers est beaucoup plus importante mais à l'inverse les chronologies reposent essentiellement sur la datation de **moraine**, considérées comme des marqueurs d'avancées glaciaires. D'autre part dans ces études les chronologies holocènes font partie de séquences de datations plus larges allant jusqu'à -60000 ou -90000 ans [155, 152].

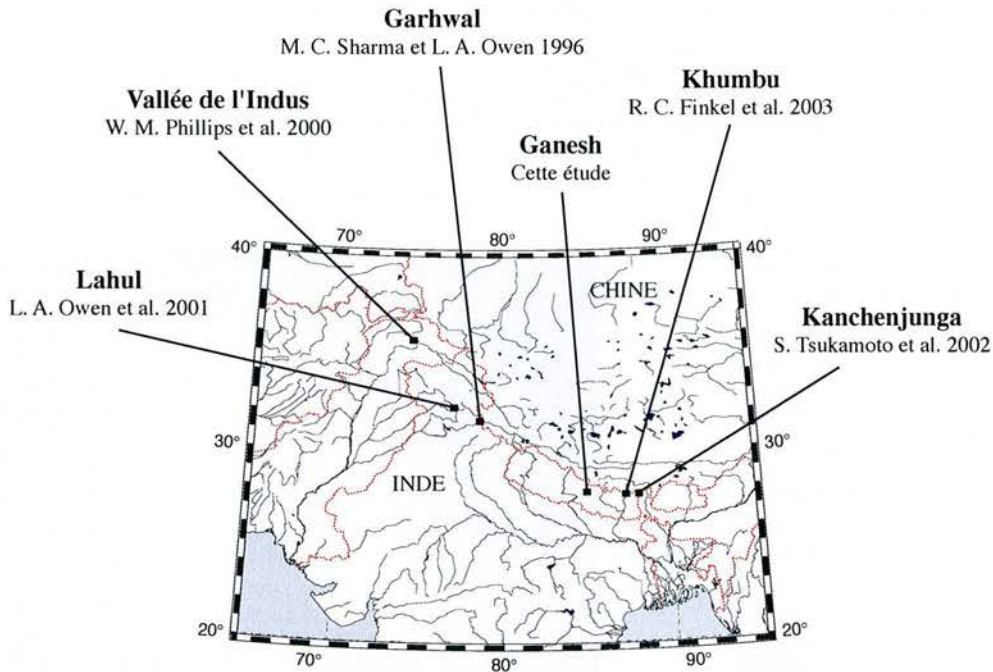


Fig. 4.21: Localisation des différents glaciers étudiés par les méthodes de datation cosmogénique ou OSL, dans la chaîne himalayenne.

Chronologies glaciaires à travers la chaîne himalayenne.

Sur la figure 4.22 sont reportés les chronologies interprétées des différents glaciers (présentés ici) à travers la chaîne himalayenne. En bleu sont figurés les avancées ou les périodes de stagnation du glacier et en rouge les périodes de retrait.

- On constate que dans la région de l'Everest (Khumbu et Kanchenjunga) et la région du Nanga Parbat (vallée de l'Indus) les auteurs proposent une extension des glaciers entre -10000 et -8000 ans. Dans le Nanga Parbat les auteurs proposent une extension maximum des glaciers du flanc Sud et Nord entre -8500 et -8000 ans [153] à partir de la datation de moraines à $-8000 \pm 0,8$ ans. Dans la région de l'Everest [152, 154] les auteurs proposent d'expliquer les âges des moraines ($-9200 \pm 0,2$ ans) et des tills par des phases d'avancées glaciaires entre -8000 et -10000 ans. Dans le Lahul Himal les avancées glaciaires proposées [134] sont décalées dans le temps par rapport aux précédentes études, puisqu'elle sont datées entre -10600 et -11400 ans. Néanmoins aucune autre datation d'objet plus récent ne permet de dire que l'avancée ne se serait pas poursuivie après -10600 ans.

- Cette expansion glaciaire proposée entre -8000 et -10000 ans est en contradiction avec nos estimations et celles de l'étude dans le Garhwal [155]. En effet, dans le Ganesh Himal nous avons montré de manière très précise un retrait rapide du glacier de la Mailun Khola pendant cette même période et dans le Garhwal la datation de deux moraines à -18000 et -5000 ans est

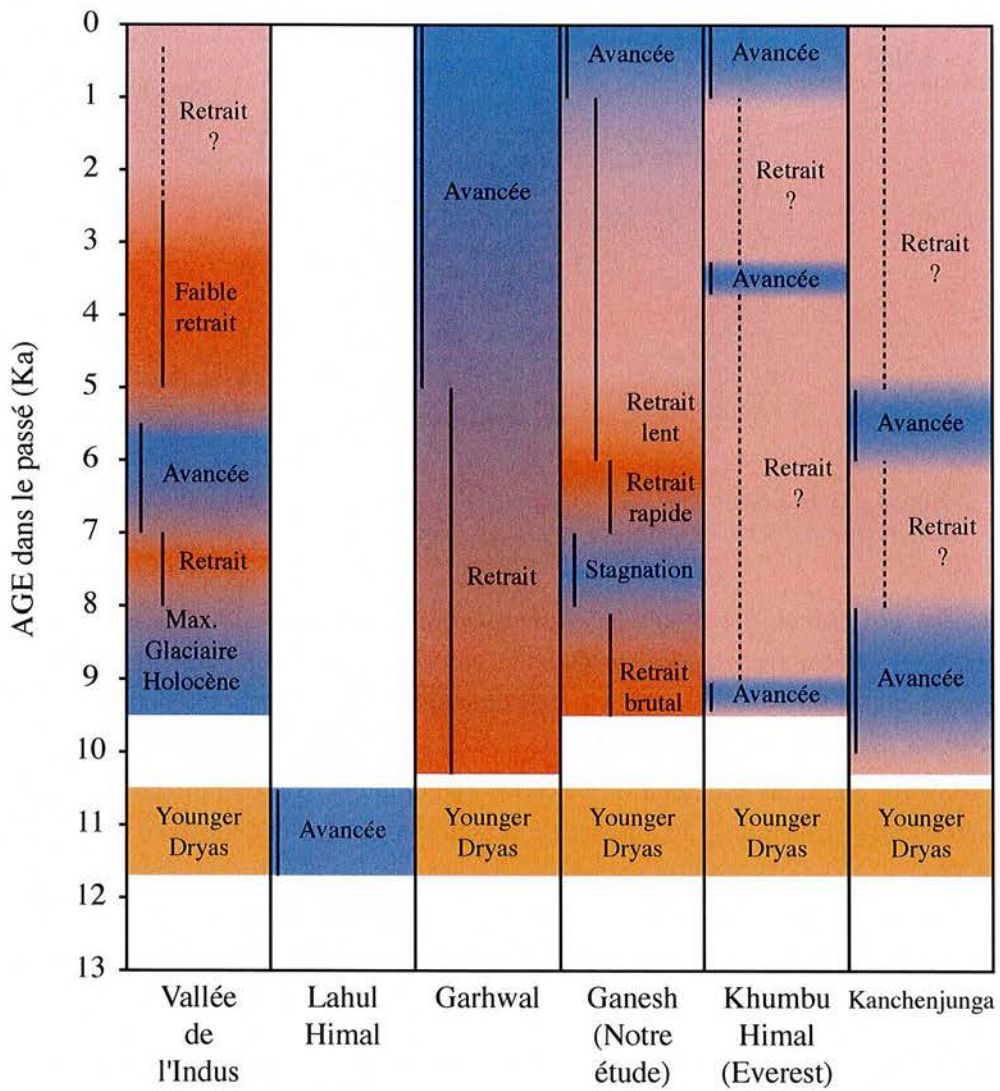


Fig. 4.22: Figure récapitulative des chronologies glaciaires comparées ici.

interprétée par les auteurs comme un retrait du glacier pendant cette période.

- De plus, alors que nous proposons une phase de stagnation glaciaire relative vers -8000/-7000 ans dans le Ganesh Himal, Phillips et al (2000) [153] suggèrent, dans la région du Nanga Parbat, un retrait pendant cette même période. Ce retrait serait suivi d'une phase de stagnation ou de légère avancée entre -7000 et -5500 ans. Cette phase d'extension glaciaire est confirmée par les auteurs qui ont daté les tills et les moraines de la région de l'Everest [152, 154] et qui suggèrent une avancée glaciaire entre -5000 et -6000 ans et vers -4000 ans (visibles aussi dans l'Hindu Kush et le Langtang [171, 152]). De la même manière dans le Garhwal, la datation de la moraine vers 5000 ans est interprétée comme le début d'une phase d'extension glaciaire se poursuivant jusqu'au PAG [155].

- Ces phases d'avancées sont encore en contradiction avec ce que l'on observe dans le Ganesh Himal, puisque nous avons des évidences claires de retrait glaciaire entre -7500/-7000 et 5000 ans et de retrait peut être plus restreint jusqu'au PAG (en tous les cas aucune évidence d'avancée).

- En revanche, la phase de stagnation ou l'avancée glaciaire que l'on attribue au Petit Age Glaciaire dans le Ganesh Himal est en accord avec les evidences d'avancées dans la région de l'Everest et du Garhwal attribuées au Petit Age Glaciaire.

Cette comparaison entre les chronologies glaciaires au cours de l'Holocène dans la région de l'Everest (Ouest Himalaya), du Nanga Parbat (Est Himalaya) et du Ganesh himal (Népal central) montrent que notre chronologie diffère de la tendance globale dans la chaîne. Néanmoins, notre chronologie n'apparaît pas déconnectée des autres mais plutôt différée. Il apparaît que la séquence générale au cours de l'Holocène qui est "1) avancée 2) retrait 3) avancée 4) retrait 5) avancée" entre -10000 ans et l'actuel, s'opère avec une certaine avance dans le Ganesh Himal et plus précisément pour le glacier d'extension réduite de la Mailun Khola.

Ceci nous amène à penser que cette différence de chronologie pourrait être liée à un temps de réponse plus court, du petit glacier de la Mailun Khola, aux variations climatiques de la chaîne, en comparaison avec des glaciers beaucoup plus étendus comme ceux de la région du Nanga Parbat ou de l'Everest. En effet le glacier de la Mailun Khola est un glacier de versant, raide et peu épais. Ce type de glacier réagit rapidement lorsque son bilan s'oriente positivement ou négativement engendrant l'avancée ou le recul du front. Par contre les glaciers de vallée qui comportent en leur partie supérieure un large réservoir (où peut être stocké un important excès de charge) et plus bas une langue glaciaire évacuatrice de plusieurs kilomètres n'ont pas le même comportement. Une série de bilans positifs ou négatifs mettra de longues années avant de transmettre au niveau du front une avancée ou un recul.

Intégration de la chronologie aux variations climatiques connues.

La figure 4. 23 montre une compilation des principaux résultats d'études paléoclimatiques dans la région de l'Himalaya et du plateau tibétain. Ces études montrent des variations de température et de précipitation durant l'holocène.

Les variations des températures sont issues des études de Gasse et al. (1996), et Gu et al. (1993) [172, 173] et déduites de mesures de $\delta^{18}\text{O}$ dans des lacs du plateau tibétain. Ces mesures sont des indicateurs du temps de résidence de l'eau dans les lacs et du rapport $\frac{\text{Precipitation}}{\text{Evaporation}}$. Le $\delta^{18}\text{O}$ dans les carbonates est sensible aux variations de température (agit sur l'évaporation) et de pression (agit sur les précipitations). Ces enregistrements montrent une augmentation très nette de la température entre -11000 et -9500 ans (diminution du $\delta^{18}\text{O}$), période qui marque la fin du Younger Dryas (Fig. 4.23 (1)). Pendant la période -9500/-6500 ans, les enregistrements suggèrent une relative stabilité des températures avec néanmoins des oscillations. Enfin, depuis -6500 ans les températures semblent diminuer progressivement. Cependant l'étude de Gu et al (1993) [173] montre une petite augmentation avec un maximum à -3000 ans (Fig. 4.23 (2)) puis un stabilisation des températures. En revanche l'étude de Gasse et al. (1996) [172] montre cette petite augmentation vers -2300 ans avec le maximum vers -2000 ans (Fig. 4.23 (2')) suivie d'une diminution brutale, avec un minimum vers -1000 ans (Fig. 4.23 (3)).

Les variations de précipitation sont issues des travaux de Bryson et Swain (1981) et de Thompson et al. (1997) [174, 175]. D'une manière générale ces travaux montrent une augmentation des précipitations vers -11000 ans à la fin du Younger Dryas. La période suivante de -11000 à -6500 est une période pendant laquelle les précipitations sont fortes, mais entrecoupées par une période plutôt sèche entre -9500 et -8500 ans. Puis de -6500 à -4000 les précipitations chutent, les conditions sont plus sèches qu'au début de l'holocène mais plus humide qu' à l'actuel. Enfin depuis -4000 ans les conditions sont les conditions modernes.

La chronologie des mouvements du glacier de la Mailun Khola est en bon accord avec les résultats paléoclimatiques de la région :

La phase de retrait du glacier à -9500/-9000 ans correspond à l'augmentation des températures post Younger Dryas entre -11000 et -9500 ans et à la baisse relative des précipitations après le maximum humide entre -10500 et -10000 ans.

De -9500 à -7000/-6500 ans, les températures se stabilisent, les précipitations sont élevées avec néanmoins des oscillations. Cette situation de stabilité favorise une langue d'extension relativement stable autour des moraines violettes, roses et rouges.

La phase de retrait rapide à partir de -7500/-7000 ans s'explique par la baisse importante des précipitations (visible sur la courbe $\delta^{18}\text{O}$ de Thomson et al. (1997) [175] (Fig. 4.23 (4))) qui entraînerait une chute du bilan de masse de glacier et donc son recul rapide vers une position intermédiaire. Cette phase de recul se poursuivrait entre -5000 et le petit âge glaciaire à cause de la diminution des précipitations.

4.4. Chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola.

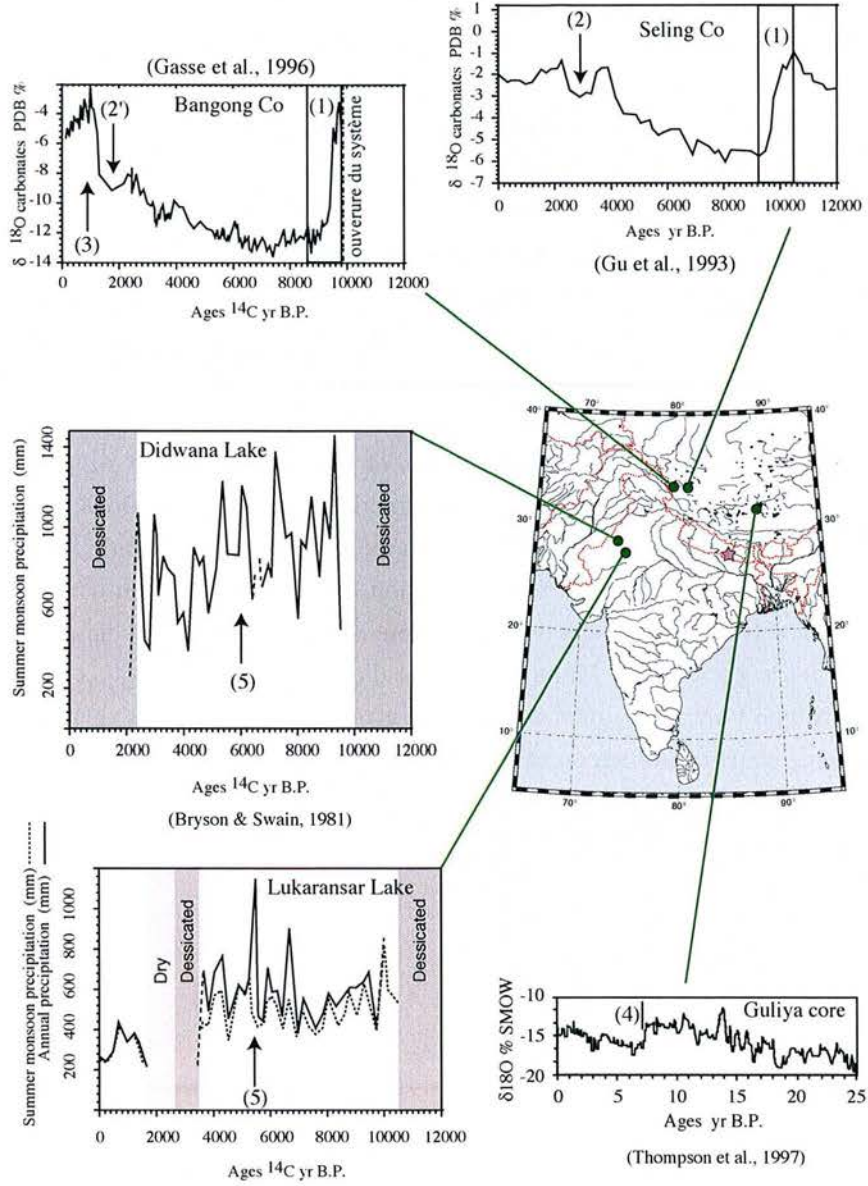


Fig. 4.23: Compilation des résultats de quatre études : Gasse et al. (1996), Gu et al. (1993) et Bryson et Swain (1981) et Thompson et al. (1997) [172, 173, 174, 175]. (1) Augmentation de la température qui marque la fin du Younger Dryas. (2) Légère augmentation des températures. (3) Diminution brutale des températures. (4) Baisse des précipitations. (5) Pic de précipitation.

Enfin, une phase d'avancée au Petit Age Glaciaire s'expliquerait simplement par la baisse des températures.

En revanche ces variations ne sont pas totalement compatibles avec la chronologie glaciaire dans la région de l'Everest et du Nanga Parbat. L'extension entre -10000 et -8000 ans ne correspond pas à l'augmentation des températures observée (Fig. 4.23 (1)), et les indices paléoclimatiques favorables à une ré-avancée vers -5000 ans sont faibles. En effet, seul le pic de précipitations (Fig. 4.23 (5))(alors que les températures n'ont pas baissé) observée vers -5500 est en faveur d'une augmentation des précipitations neigeuses à haute altitude et donc une alimentation des glaciers. En revanche, comme dans le cas du Ganesh Himal, la chute des températures observée vers -1000 ans pourrait expliquer la ré-avancée datée au Petit Age Glaciaire.

La comparaison entre les enregistrements paléoclimatiques en Asie et les chronologies glaciaire des régions de l'Everest, du Nanga Parbat et du Ganesh Himal supporte l'idée qu'en période de forte insolation et de réchauffement global, ce sont les moussons qui contrôlent les glaciations en Himalaya, en augmentant les chutes de neige à haute altitude [152].

En revanche la chronologie glaciaire de la région du Ganesh Himal qui ne correspond pas à ce qui est observé le long de la chaîne [152] amène à penser qu'elle est liée à des phénomènes régionaux. En effet le glacier de la Mailun Khola est d'extension moindre que ceux des régions de l'Everest et du Nanga Parbat. Ce glacier peut donc être plus sensible à des variations climatiques régionales et/ou de court terme ou connaître une dynamique particulière. Les variations régionales de climat et plus précisément de précipitation entraîneraient des réponses rapides du glacier de la Mailun Khola.

Chapitre 5

Taux d'érosion dans les sables de rivières du Népal. Distribution de l'érosion dans le bassin de la Narayani, Népal central, estimée à partir des isotopes cosmogéniques ^3He et ^{10}Be .

La formation et l'évolution des chaînes de montagnes résultent du cycle d'interaction entre le climat, l'érosion et la tectonique. L'étude de ces relations est importante pour comprendre l'évolution des chaînes actuelles et anciennes.

L'Himalaya est la chaîne de montagne la plus importante au monde, et elle est considérée comme l'archétype moderne de ces interactions à cause de sa tectonique active et du régime climatique particulier auquel elle est soumise.

Un moyen d'appréhender les relations climat-érosion-tectonique est donc d'étudier la distribution et de quantifier l'érosion au travers de la chaîne himalayenne.

Pour estimer l'érosion de la chaîne himalayenne et étudier sa distribution au Népal central, nous avons utilisé les concentrations en cosmonucléides des sédiments de rivières.

Après un bref rappel de ce que nous connaissons de l'érosion estimée dans la chaîne himalayenne, ce chapitre présente les résultats issus des méthodes $^3\text{He}_c$ -Grenat et $^{10}\text{Be}_c$ -Quartz appliquées aux sables de rivières du Népal central.

5.1 Introduction à la géologie et tectonique himalayenne.

5.1.1 Géologie et géomorphologie de l'Himalaya du Népal central, bassin de la Narayani.

Au Népal central, la chaîne himalayenne est structurée par 4 principaux accidents intralithosphériques (ayant un pendage Nord) mettant en contact 4 grandes unités structurales (Fig. 5.1).

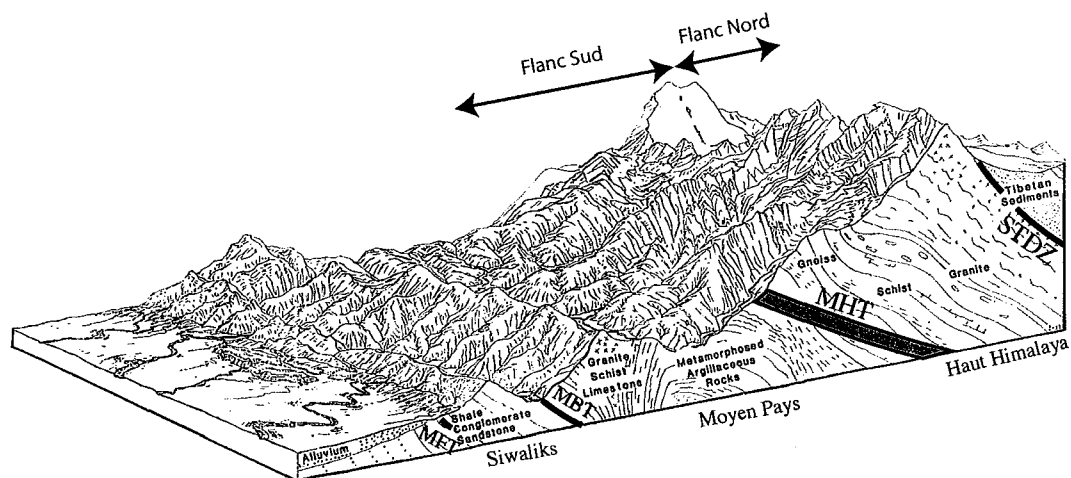


Fig. 5.1: Diagramme 3D de la chaîne himalayenne représentant les différentes formations et accidents qui structurent la chaîne.

a. Les siwaliks.

Ces formations constituent le relief (inférieur à 1000 m) le plus en avant de la chaîne, juste au nord de la plaine Indo-Gangétique. Elles correspondent à des dépôts continentaux du bassin d'avant chaîne et sont constituées de sédiments immatures à granulométrie variable [7] et facilement érodables, repris dans la tectonique récente de la chaîne.

b. Le moyen Pays Népalais.

Cette formation est principalement constituée de terrains sédimentaires à dominante grésopélitique faiblement métamorphisée (métasédiments : phyllite, quartzite, calcaires du Devonien et plus vieux). [8]

Au nord de cette formation, la topographie change rapidement et l'altitude passe de 500-1000 m à 6000 m. Cette rupture de pente marque le front de la Haute Chaîne ou du Haut Himalaya.

c. Le Haut Himalaya ou la dalle du Tibet.

C'est dans cette formation que l'on rencontre les pics les plus élevés de la chaîne (8000 m) d'où le nom anglais "Hight Himalayan Cristalline".

La dalle du Tibet correspond à un substratum de haut degré métamorphique constitué des anciens sédiments paléozoïques et mésozoïques issus de la marge océanique nord indienne. On y distingue, en montant dans la série, trois formations :

- La Formation I : formation monotone constituée de gneiss riches en micas, d'origine sédimentaire détritique. Le faciès le plus courant consiste en des lits pluri-centimétriques de composition pélitique et grauwakeuse. Au sommet de cette formation apparaissent des orthogneiss à deux micas tandis qu'à la base apparaissent de rares niveaux de gneiss à silicate calcique [176]. On distingue aussi de faibles passées quartzitiques et de faibles niveaux de marbres. La formation I globalement migmatisée constitue l'équivalent de la région source des granites du Haut Himalaya et notamment du Manaslu [176, 17].

- La Formation II : elle comporte des bancs le plus souvent calciques [12] (cipolins, gneiss calciques...). La formation II est la principale localisation des carbonates dans la dalle du Tibet, et la calcite représente 30% poids de la formation II au Népal central [7].

- La Formation III : située au sommet de la dalle du Tibet est constituée de gneiss oeilés très homogènes. Ces gneiss ont été interprétés comme une ancienne lame granitique (Cambrien) [12, 7, 176].

d. L'Himalaya du Tibet ou les Séries Sédimentaires Téthysiennes.

Les Séries Sédimentaires Téthysiennes recouvrent le plateau tibétain qui s'étend vers le nord à une altitude moyenne de 5000 m.

Ces séries représentent l'évolution de la paleo-Téthys depuis le pré-rifting (Paléozoïque inférieur) jusqu'à la dislocation du Gondwana (Crétacé supérieur).

Elles correspondent aux sédiments de la marge sud de la Téthys au nord de l'Inde. Ainsi tout le Paléozoïque correspond à des dépôts de mer épicontinentale et le Mésozoïque à des sédiments de plate-forme au Sud et de talus au Nord.

Au Népal central et dans le bassin de la Narayani, les dépôts paléozoïques et mésozoïques sont caractérisés par une forte proportion de carbonates, et par la présence de calcaires massifs, de schiste calcaires avec localement des horizons dolomitiques et quartzitiques et de schistes noirs [12, 13, 177].

Enfin, les séries sédimentaires téthysiennes sont caractérisées par l'intrusion des leucogranites du Haut Himalaya. Parmi ceux ci au Népal central figure le leucogranite du Manaslu.

e. Les accidents majeurs.

Les limites de ces formations correspondent aux accidents majeurs qui structurent la chaîne.

Les Séries Sédimentaires Téthysiennes et la dalle du Tibet sont séparées par le STDZ (Détachement Sud Tibétain) qui correspond à un système de failles normales.

Le MCT (Main Central Thrust) se situe au pied de la Haute Chaîne et sépare la dalle du Tibet du Moyen Pays Népalais.

Le MBT (Main Boundary Thrust) marque la limite entre le Moyen Pays Népalais et le Sub-Himalaya, tandis que le MFT (Main Frontal Thrust) sépare le Sub-Himalaya de la chaîne des Siwaliks

D'après les observations structurales et sismiques [178, 179, 11], tous ces accidents sont supposés se rejoindre en profondeur en un seul accident appelé MHT (Main Himalayan Thrust)(Fig. 5.2.C). Plus loin nous ne feront plus la distinction entre le MFT et MHT et ne parlerons du MFT seulement pour la partie frontale du chevauchement majeur himalayen (MHT).

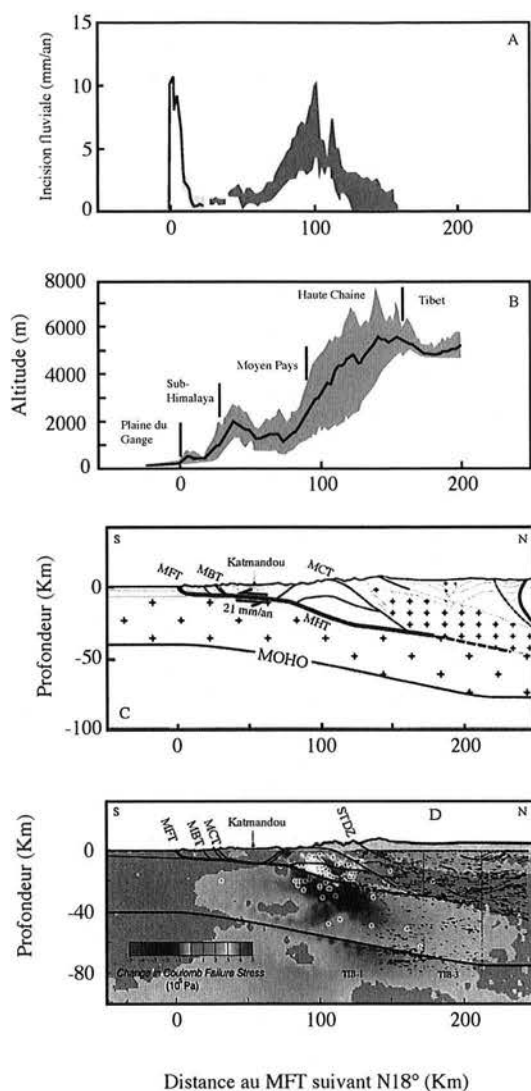


Fig. 5.2: A) Vitesse d'incision fluviale au travers de la chaîne himalayenne du Népal central [8]. Le trait épais indique l'incision fluviale au travers des chaînons des Siwaliks. L'aire grisée indique l'incision au travers le Moyen Pays et la Haute Chaîne. B) Altitude moyenne, minimale et maximale le long d'une coupe N-S au Népal central. On distingue sur cette coupe la plaine Indo-Gangetique, qui constitue la zone de sédimentation actuelle, les plis de piémont du sub-Himalaya, le Moyen Pays, la Haute Chaîne et le plateau Tibétain. C) Coupe géologique de la chaîne himalayenne au Népal central. Le chevauchement majeur Himalayen (MHT) émerge en surface au front des plis de piémont qui forment les chaînons des Siwaliks, où il coïncide avec le MFT. Le plissement des terrasses holocènes suggèrent qu'il accommode une vitesse de raccourcissement $21 \pm 1,5$ mm/an [18]. Les autres failles qui ont joué un rôle dans la construction de la chaîne depuis le Miocène ne sont apparemment plus actives. D) Sismicité localisée par stations sismiques, montrant une intense activité au niveau de la rampe mi-crustale du MHT.

5.1.2 Tectonique active au Népal central. Incision et soulèvement.

Au cours de l'évolution de la chaîne himalayenne, la déformation au sein de la croûte semble s'être propagée vers le sud. Le MCT au nord est le chevauchement le plus ancien, daté du début du Miocène [6, 180, 7], tandis que le MBT (Miocène supérieur) et le MFT (Pliocène-Pliocène) au sud ont fonctionné plus récemment [7, 181].

Les vitesses de raccourcissement au travers de la chaîne estimées par les méthodes géologiques (études structurales, vitesse de progradation des sédiments...) sont de l'ordre de 20 mm/an [182, 183, 184] et sont conformes aux mesures actuelles de convergence entre l'Inde et le Sud-Tibet par GPS [182, 185, 186]. Il existe donc au sein de la chaîne un système (plus ou moins complexe) qui doit accommoder la totalité de ce raccourcissement.

En fait, l'étude des terrasses plissées au front des chaînons des Siwaliks où émerge le MHT [18] a permis de montrer que la vitesse de raccourcissement au travers du pli frontal qui marque son émergence est de l'ordre de $21 \pm 1,5$ mm/an [18]. Le glissement le long du MHT semble donc accommoder la totalité du raccourcissement crustal au travers de la chaîne.

Le MHT se présente sous la forme d'un décollement dont le pendage de la rampe frontale est d'environ 30° vers le nord (Fig. 5.2.C). Ce décollement s'étend ensuite vers le nord sur près de 100 Km avec un pendage beaucoup plus faible de 2 à 5° . Puis, plus au nord alors que la schistosité observée dans le Moyen Pays Népalais forme un dôme anticlinal [16] le MHT semble s'enraciner à une profondeur de 30Km le long d'une rampe mi-crustale d'environ 15° de pendage [18, 182] à l'aplomb de la Haute Chaîne.

Cette géométrie caractérisée par une rampe mi-crustale, déduite des données structurales, est confirmée par la répartition de la microsismicité au Népal central [11] (Fig. 5.2.D) qui montre que la déformation cassante est localisée en profondeur au niveau du MCT au sud de la Haute Chaîne.

Le glissement le long de cette géométrie du MHT doit donc transformer une part du raccourcissement horizontal en surrection verticale au niveau des deux rampes (frontale et mi-crustale). Une manière de quantifier les mouvements verticaux est de quantifier les vitesses d'incision fluviale en supposant qu'elles sont égales à la vitesse de dénudation moyenne de la topographie. Les vitesses d'incision fluviales déterminées à partir du plissement des terrasses holocènes au niveau des chaînons du sub-Himalaya atteignent 10 à 15 mm/an (au niveau du MFT). A travers le Moyen Pays et la Haute Chaîne, la capacité d'incision des rivières majeures, suggèrent une incision fluviale de 1 mm/an dans le Moyen Pays et de 4 à 9 mm/an dans la Haute Chaîne (au niveau de la rampe crustale) [8](Fig 5.2.A). Ces valeurs d'incisions de 4 à 9 mm/an cor-

respondent à environ 3 à 8 mm/an de soulèvement tectonique impliquant une corrélation claire entre le soulèvement, l'incision et la géométrie du MHT.

Enfin, les données thermochronologiques (traces de fission sur apatites, zircon, Ar/Ar sur muscovites) sont en bon accord avec les résultats sur l'incision fluviale pour un gradient thermique supposé de 30°/Km. Ces données suggèrent, dans la région du Gharwal des taux de dénudations compris entre 1,6 et 2,7 mm/an pour la HHC et entre 0,6 et 1,3 mm/an pour les TSS et le LH [22].

5.1.3 Répartition et quantification de l'érosion en Himalaya et au Népal central.

L'incision fluviale ne nous renseigne pas uniquement sur les mouvements verticaux, elle nous renseigne aussi sur l'érosion. En effet lorsque les rivières s'encaissent, elles augmentent l'érodabilité de la zone en créant des versants pentés alors qu'elles stabilisent les zones dans lesquelles elles déposent. La distribution de l'érosion suit donc la distribution de l'incision fluviale.

L'érosion du Sud du plateau tibétain est donc, d'après les estimations de l'incision fluviale, beaucoup plus faible que l'érosion de la Haute Chaîne. Les taux estimés d'incision fluviale sont de 1 mm/an ou inférieurs et de 4 à 9 mm/an respectivement [8]. De la même manière un taux d'incision compris entre 0,5 et 2 mm/an [8] dans le Moyen Pays Népalais implique une érosion faible en comparaison de la Haute Chaîne.

Cette distribution est confirmée par les estimations de taux d'érosion physique dans le bassin de la Narayani à partir de la géochimie des particules exportées par les rivières [7]. En effet Galy (1998) met en évidence un taux d'érosion au moins deux fois supérieur au reste de la chaîne, au niveau de la Haute Chaîne (à l'aplomb de la rampe crustale du MHT).

Le taux d'érosion au niveau du flanc Nord de la chaîne (Sud du plateau tibétain, dans la Trisuli) est estimé à 0,2 mm/an, celui de la Haute Chaîne à 2,8 et celui du moyen pays népalais à 1,1 mm/an [7].

Cette distribution de l'intensité de l'érosion au travers de la chaîne himalayenne ne semble pas être typique du Népal central. A l'Ouest, dans le bassin source du Ganges, des mesures $^{10}\text{Be}_c$ et $^{26}\text{Al}_c$ sur des quartz de sédiments de rivières ont montré que là aussi la Haute Chaîne s'érodait beaucoup plus que le reste de la chaîne.

Les taux d'érosions dérivés des isotopes cosmogéniques sont de $1,2\pm 0,1$ mm/an pour le sud du plateau tibétain, de $2,7\pm 0,3$ pour la Haute Chaîne et inférieur à 0,8 mm/an à partir du pied de la Haute Chaîne vers le Sud [22].

Ces taux d'érosion sont en bon accord avec les valeurs et la distribution de l'érosion au Népal

Central.

5.1.4 Conclusion sur l'érosion en Himalaya et au Népal Central.

L'érosion au Népal central et en Himalaya semble obéir à deux facteurs principaux :

1- Le climat : La chaîne himalayenne est soumise à des conditions climatiques particulières liées au régime de mousson. Ces vents humides du Sud-Est entraînent, en été, de fortes précipitations lorsqu'ils se trouvent confrontés à la barrière orographique constituée par la Haute Chaîne. Ces précipitations se trouvent alors localisées en flanc Sud et atteignent 2000 à 5000 mm/an contre 100 à 400 mm/an sur le flanc Nord [8] expliquant le contraste de morphologie et d'érosion entre le flanc Nord (sud du plateau tibétain) et le flanc Sud.

2- La tectonique : D'après les bilans chimiques et les études sur l'incision des rivières, l'érosion du flanc Sud est la plus intense au niveau de la Haute Chaîne à l'aplomb de la rampe crustale du MHT, qui semble expliquer le contraste d'érosion dans le flanc Sud entre la haute Chaîne et le Moyen Pays Népalais (au Népal central) [187, 186, 7].

Dans le but de (i) confirmer la distribution de l'érosion, son lien avec l'exhumation long terme et les relations incision-dénudation au Népal central, et de (ii) développer la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenats nous avons échantillonné, dans le bassin de la Narayani, plusieurs rivières et avons estimé les taux d'érosion $^3\text{He}_c$ et $^{10}\text{Be}_c$.

5.2 Méthodes expérimentales.

Echantillonnage.

a. Le bassin de la Narayani.

Le bassin de la Narayani draine la majeure partie du Népal central. Il est composé de 5 rivières trans-himalayennes (Kali Gandaki, Trisuli, Marsyandi, Burhi Gandaki et Seti Khola) qui prennent toutes (sauf la Seti Khola) leur source dans le flanc nord et qui se rejoignent toutes dans le flanc Sud (dans les Siwaliks) pour former la Narayani (Fig. 5.3)

L'intérêt de ce bassin réside dans le transect Nord-Sud qu'il forme depuis le Sud du plateau du Tibet jusqu'aux Siwaliks, en traversant les flanc Nord et le Sud de la chaîne.

Pour étudier la répartition et quantifier l'érosion du Népal central nous avons échantillonné ces 5 rivières principales (en flanc Nord et Sud pour l'une d'entre elle) et quelques uns de leur tributaire, appartenant tous au flanc Sud.

Même si la géologie de la chaîne est globalement continue d'Est en Ouest, la répartition de la lithologie sur ses flancs ne l'est pas (Fig. 5.3). Dans le bassin de la Narayani la position des différentes formations par rapport à la crête principale est variable.

A l'Est dans le bassin de la Trisuli, les TSS n'affleurent qu'en flanc Nord, la HHC constitue une grande partie de la Haute Chaîne, et le MCT se situe à une altitude assez élevée (5000 m dans le Ganesh Himal).

En revanche, à l'Ouest dans le bassin de la Kali Gandaki, les TSS forment une grande partie des 8000 m et affleurent en flanc Sud. Ici le MCT se trouve au pied de la Haute Chaîne.

Au centre dans le bassin de la Marsyandi et de la Burhi, la répartition est intermédiaire.

Le sous-bassin de la Kali Gandaki a été échantillonné depuis les TSS dans le flanc Nord jusqu'aux LH dans le flanc Sud, alors que le bassin de l'autre grande rivière trans-himalayenne, la Trisuli n'a été échantillonné que dans le flanc Sud, dans le LH. Les sous-bassins au centre ont eux aussi été échantillonnés dans le flanc sud, dans le LH pour la Seti Kola et dans la HHC et LH pour la Marsyandi et la Burhi Gandaki.

Les caractéristiques des sous-bassins à chaque point d'échantillonnage sont précisés dans le tableau 5.1, et la localisation des échantillons et des tributaires dans la figure 5.3.

b. Caractéristiques du matériel prélevé et analysé.

Nous avons prélevé à chaque site d'échantillonnage, environ deux kilogrammes de sédiment de rivière dont la granulométrie variait entre 200 et 4000 μ pour les tributaires les plus petits et les sites les plus proches des sources, et entre 0 et 1000 μ pour les autres.

Les grenats contenus dans les sables se présentent sous différentes couleurs allant du rose au rouge franc en passant par l'orange (Annexe C). Les analyses à la microsonde électronique ont montré la prédominance de la composition Almandin 80%, Pyrope 15% en accord avec les précédentes études sur des grenats de la même zone [176](Annexe A).

En vue de l'analyse de l'He au spectromètre de masse VG5400 après une fusion laser et de l'analyse Be après une préparation chimique, les sables ont été préparés suivant un protocole classique de séparation aux liqueurs denses puis magnétique.

Pour des raisons de commodité expérimentale (tri à la loupe binoculaire et choix de grains dépourvus d'inclusions) nous avons travaillé sur les fractions de grains de tailles comprises entre 315 et 500 μ . Néanmoins, lorsque, exceptionnellement, la quantité de matériel (quartz ou grenat) dans cette fraction était insuffisante pour l'analyse, nous avons complété avec du matériel des fractions supérieures (500-1000 μ) et très rarement des fractions inférieures (200-315 μ).

Dans la fraction étudiée 315-500 μ beaucoup de grenats présentaient une forme automorphe émoussée, tandis que d'autres se présentaient sous la forme de fragments (Annexe C) à cause du démantèlement qui s'effectue lors du transport et/ou du phénomène d'érosion lui même.

Tab. 5.1: Caractéristiques des sous-bassins et des sites d'échantillonnages.

Echantillons	Rivière	Localisation	Altitude (m)	Surface bassin versant (Km ²)	Altitude moyenne du bassin versant (m)
Bassin de la Trisuli					
Mel Tri	Trisuli (Betrawati)	Dans la zone à Gt	612	4612	4348
MAR07	Trisuli	Sud de la zone à Gt	2530	11854	3506
GA109	Tributaire Mailun	Dans la zone à Gt	1186	26	2671
GA113	Mailun	Dans la zone à Gt	1022	113	3251
GA112	Mailun	Dans la zone à Gt	1057	113	3257
GA107	Tributaire Mailun	Dans la zone à Gt	1855	8	3015
GA103	Mailun	Dans la zone à Gt	2940	37	4175
GA101	Mailun	Dans la zone à Gt	3022	2	3689
GA94	Mailun	Dans la zone à Gt	3343	22	4535
GA89	Mailun	Dans la zone à Gt	3715	2	4714
GA91	Mailun	Dans la zone à Gt	3598	18	4653
GA87	Mailun	Dans la zone à Gt	3645	12	4786
GA32	Mailun	Dans la zone à Gt	4012	10	4899
GA19	Mailun	Dans la zone à Gt	4632	2	5133
GA43	Mailun	Dans la zone à Gt	4420	0,48	4589
GA50	Tributaire Mailun	Dans la zone à Gt	4207	0.15	4355
GA52	Tributaire Mailun	Dans la zone à Gt	4065	0.20	4325
Bassin de la Bhuri Gandaki					
GA200	Tributaire Burhi	Dans la zone à Gt	927	106	2843
GA212	Burhi	Dans la zone à Gt	1005	3382	4588
GA207	Tributaire Burhi	Dans la zone à Gt	1348	73	4352
GA239	Burhi	Dans la zone à Gt	775	3632	4454
GA242	Burhi	Dans la zone à Gt	633	3724	4399
GA255	Tributaire Burhi	Dans la zone à Gt	667	38	1371
GA205	Burhi	Dans la zone à Gt	1357	3189	4645
GA230	Tributaire Burhi	Dans la zone à Gt	1751	64	3315
GA222	Tributaire Burhi	Dans la zone à Gt	928	59	2879
GA250	Tributaire Burhi	Sud de la zone à Gt	525	31	1282
GA249	Burhi	Sud de la zone à Gt	501	3822	4325
MO112	Tributaire Burhi	Sud de la zone à Gt	529	51	1262
Bassin de la Marsyandi					
MAR09	Marsyandi	Sud de la zone à Gt	2500	4752	3336
MAR11	Darondi	Sud de la zone à Gt	2910	607	1470
MAR13	Marsyandi	Sud de la zone à Gt	2830	4120	3625
MAR27	Chepe	Sud de la zone à Gt	4750	290	1875
MAR67	Khudi	Dans la zone à Gt	807	136	2566
MAR69	Marsyandi	Dans la zone à Gt	791	2890	4457
MO38	affluent Dordi	Dans la zone à Gt	2844.008	2	3837
MO50	Chepe	Dans la zone à Gt	3260.004	8	4104
MO66	Tributaire Chepe	Dans la zone à Gt	2103	2.13	3837
MO81	Tributaire Chepe	Dans la zone à Gt	1517	164	4178
MO82	Chepe	Dans la zone à Gt	1123	269	3326
MO90	Darondi	Sud de la zone à Gt	462	4	2823
MO29	Dordi	Dans la zone à Gt	1472	164	4
MO102	Tributaire Darondi	Sud de la zone à Gt	564	9	1
Bassin de la Kali Gandaki					
NAG42	Kali (Tatopani)	Dans la zone à Gt	1460	3999	4610
NAG44	Kali (Baglung)	Sud de la zone à Gt	944	5837	4127
NAG6	Kali (Ramdighat)	Sud de la zone à Gt	405	10587	3091
LO64	Tributaire Kali	Dans la zone à Gt	3696	204	5518
LO50	Kali (LoMantang)	Dans la zone à Gt	3659	323	4846
LO102	Kali (Johmsom)	Dans la zone à Gt	2728	3112	4797
Bassin de la Seti					
NAG4	Tributaire seti	Sud de la zone à Gt	791	43	1333
Bassin de la Narayani					
NAG48	Narayani	Sud de la zone à Gt	170	31817	3024

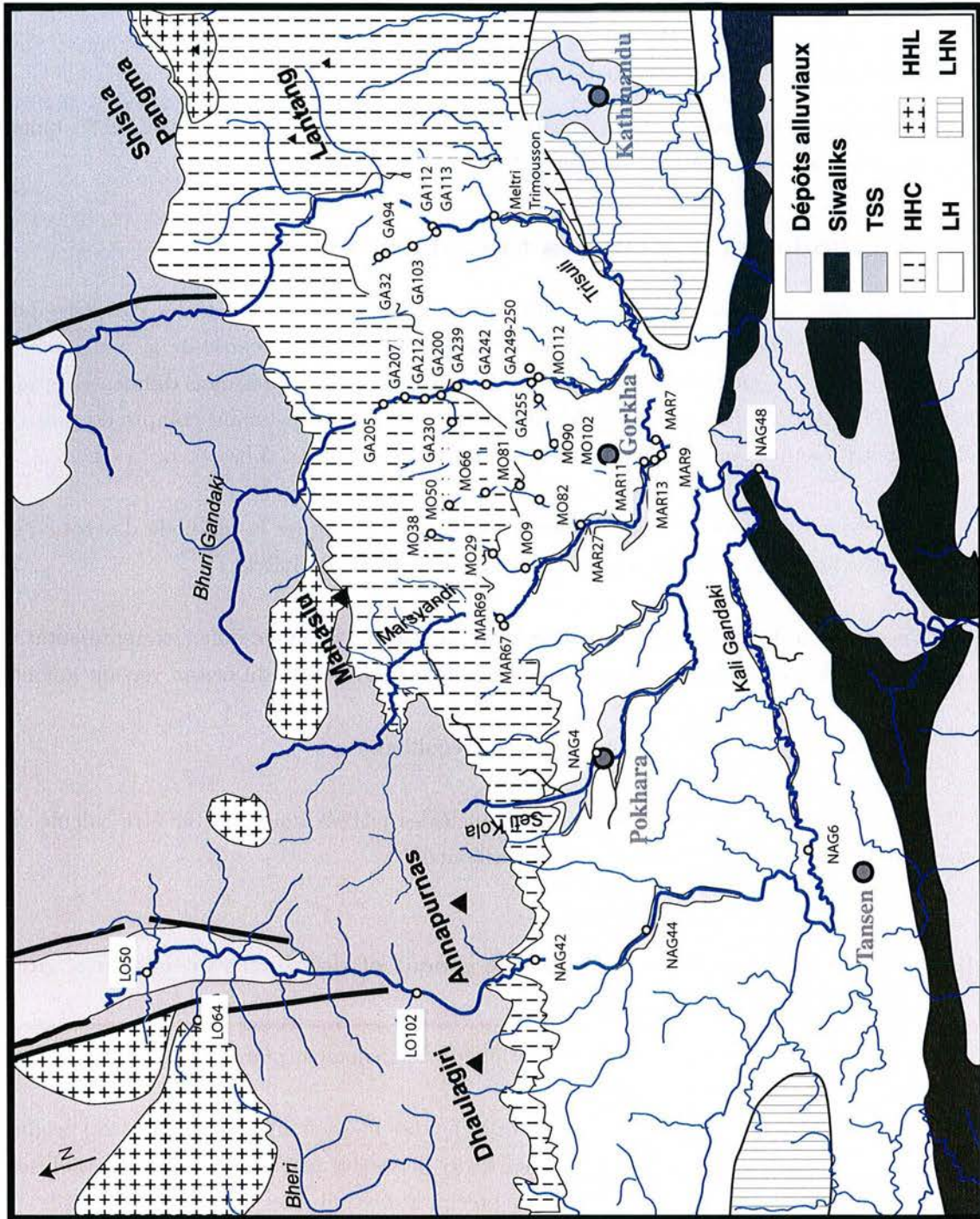


Fig. 5.3: Carte géologique simplifiée du bassin de la Narayani, Népal central.

Aucune systématique ni corrélation n'ont pu être établies entre la position du site d'échantillonnage (proche ou non de la source, lithologie...) et les compositions des grenats et leurs

formes, confirmant le caractère hétérogène des sables.

c. Analyse des Grenats et des Quartz.

Les méthodes d'analyses des concentrations en ^3He et ^{10}Be dans les grenats et les quartz sont présentées dans le chapitre 2, sections 2.3 et 2.4.

5.3 Méthodes de Calcul des taux d'érosions

Le calcul des taux d'érosion à partir des concentrations en cosmonucléides mesurées dans des sédiments de rivière a été, et est encore actuellement discuté, à cause de la multitude de facteurs à prendre en compte. Beaucoup de ces facteurs ont été discutés dans différentes études [25, 66, 67, 69, 24, 22]. Les méthodes de calculs des taux d'érosion tenant compte de tous ces facteurs sont présentées plus en détail dans le chapitre 1, section 1.2.3.b.

Il existe principalement trois conditions à suivre pour appliquer la méthode des cosmonucléides pour estimer des taux d'érosion à partir des sédiments de rivières :

- 1- L'échantillon de sable prélevé et la taille de la fraction analysée doit être représentative de l'ensemble des sédiments issus de l'érosion de la zone étudiée (i.e. du bassin versant amont).
- 2- L'érosion de la zone étudiée est supposée à l'équilibre.
- 3- Le taux de production du ou des cosmonucléides utilisés doit pouvoir être calculé sur l'ensemble du bassin versant de la rivière échantillonnée.

5.3.1 Représentativité des fractions de grenat et de quartz prélevées et analysées.

Dans le cas particulier de l'Himalaya, l'érosion a principalement pour origine les glissements de terrains (Fig. 5.4) [63, 188, 189, 190].

Ces glissements de terrains sont dus au fait que l'intense incision fluviale (et glaciaire) produit des vallées très encaissées. Les fortes pentes des flancs de vallées peuvent alors être déstabilisées lors des tremblements de terre et/ou par les précipitations intenses des moussons [190]. La cartographie de glissements de terrain consécutif à des tremblements de terre, et l'estimation des volumes déplacés ont montré que ce type de phénomène était responsable d'une dénudation pouvant aller de 0,6 à 6 mm/an [190].

Ces phénomènes de loupe de glissement entraînent l'excavation de matériel profond peu exposé au rayonnement cosmique (ou pas du tout si plus d'un mètre est remobilisé cf Fig. 5.4)

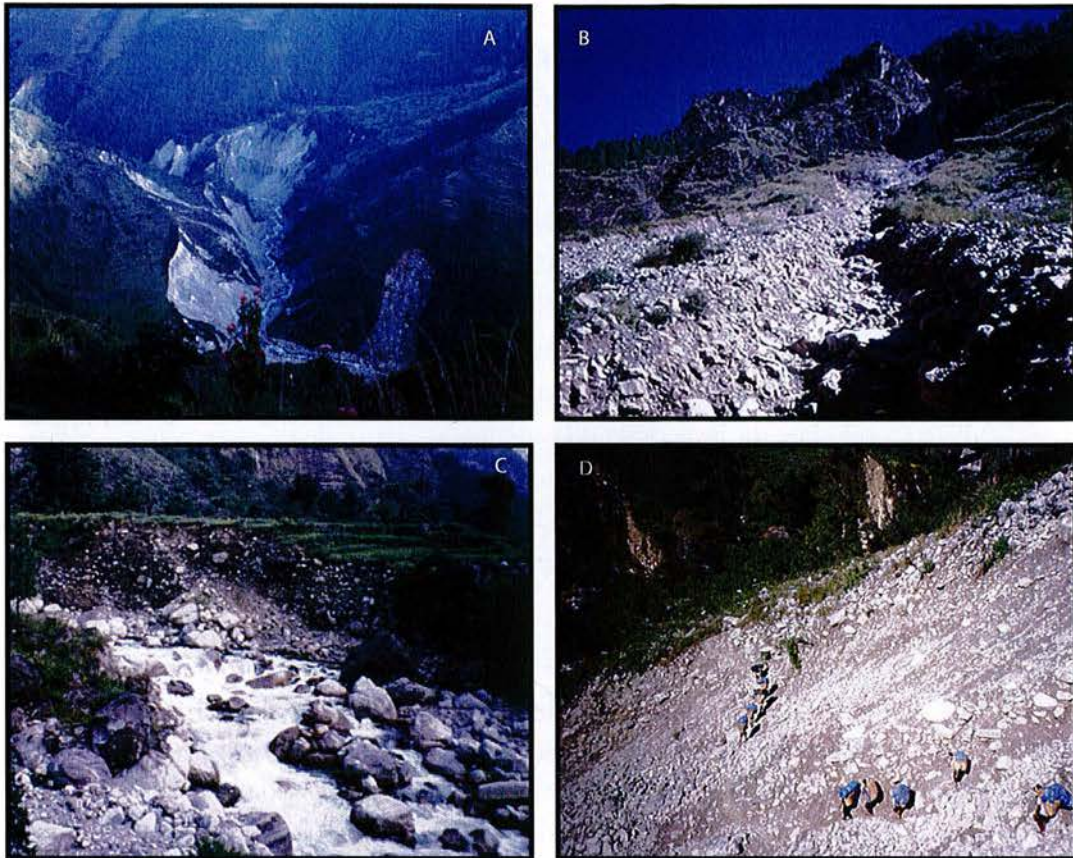


Fig. 5.4: Glissements de terrain rencontrés au Népal central, dans le Ganesh Himal et Manasku Himal.

par rapport au matériel constituant le sol ou issu d'une érosion typique par ruissellement. Il en résulte alors une hétérogénéité importante des concentrations des grains qui constituent les sédiments de rivière.

Si on ajoute à cette hétérogénéité particulière les hétérogénéités de concentration liées aux variations spatiales du taux d'érosion et de production, il apparaît que le nombre de grains à analyser pour estimer à 10% près le taux d'érosion moyen représentatif du bassin étudié est de l'ordre de 20 000 grains, quelque soit leur taille (calculs de J. Lavé, communication personnelle 2002).

En revanche dans le cas d'une érosion typique par ruissellement, 64 grains suffisent à estimer convenablement l'érosion moyenne du bassin drainé.

L'extraction de l'He se fait par chauffage laser sur une quantité d'environ 10 mg de grenat soit entre 50 et 150 grains compris entre 315 et 500 μ , ce qui est inférieur au nombre de grain nécessaire pour estimer à 10% près le taux d'érosion du bassin étudié. De manière théorique, cette méthode de mesure sur 10 mg ne semble donc pas idéale pour apprécier correctement

l'érosion moyenne.

Par contre, la méthode d'analyse et de mesure du $^{10}\text{Be}_c$ dans les quartz par attaque de 30g de quartz (correspondant à environ 1 million de grains) donne théoriquement une bonne estimation des taux d'érosions même dans les bassins connaissant des glissements de terrain.

Or en régime permanent, lorsque l'érosion est gouvernée par les glissements de terrain, elle est saccadée. Les glissements de terrain interrompent des périodes calmes pendant lesquelles les surfaces de versant accumulent des cosmonucléides. Quand le glissement intervient, il mélange du matériel superficiel riche en cosmonucléides et du matériel profond pauvre en cosmonucléides. La moyenne du mélange final peut alors être considérée comme égale à ce que produirait une érosion régulière de sol pendant la période d'accumulation entre deux glissements.

Il en découle, qu'en régime permanent, la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat, peut permettre de rendre compte de l'érosion moyenne des bassins drainés.

5.3.2 Méthode de calcul utilisée dans cette étude.

La méthode de calcul utilisée dans cette étude est décrite plus en détail dans la section 1.2.3. b du chapitre 1. En considérant l'érosion de chaque volume unitaire qui constitue le bassin versant des rivières étudiées, l'érosion moyenne du bassin s'exprime en fonction de la concentration en cosmonucléides des sédiments de la rivière, et du taux de production intégré sur l'ensemble de la surface du bassin drainé :

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{N(x)} \times \frac{\Lambda}{\rho} \times \frac{1}{A} \int P(x)dx \quad (5.1)$$

soit

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\Lambda}{\rho \times T_{eff}} \quad (5.2)$$

avec Λ égale à $160 \pm 10 \text{ g/cm}^2$, et ρ mesuré et égale à $2,71 \pm 0,05 \text{ g/cm}^3$.

Les taux de production intégrés ont été calculés pour $^3\text{He}_c$ à partir de l'intercalibration exposée dans le chapitre 3, et en fonction de l'extension et de la position géographique de la zone à grenat au travers de la chaîne himalayenne [12]. En effet il existe au sein du Moyen Pays et au sein de la HHC de fortes variations en concentration de grenats sub-millimétriques à pluri-millimétriques.

Les taux de production utilisés pour $^3\text{He}_c$ résultent donc pour la plupart (quand c'était possible) de la moyenne entre les taux intégrés sur la zone de la HHC drainée et les taux intégrés sur la zone à grenat drainée (contenant la HHC et la partie supérieure du Moyen Pays).

En revanche, pour les taux de production du $^{10}\text{Be}_c$, nous avons utilisé les taux intégrés sur tout le bassin versant en considérant en première approximation que le quartz est ubiquiste. Cette

Tab. 5.2: Concentration en $^{10}\text{Be}_c$ et taux d'érosion correspondant pour tous les échantillons analysés. Les valeurs de $\sigma+$ et $\sigma-$ correspondent aux erreurs en plus et en moins de la valeur calculée.

Echantillons	Altitude moyenne du bassin versant (km)	Taux de production intégré (at/g/an)	Masses analysées (g)	$\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ (10^{14} at/g)	Proportion du blanc en %	[^{10}Be] (at/g) (10^3 at/g)	Taux d'érosion (mm/an)
LO 64	5.52	131.31	3.49	5.28 ± 1.04	10	280.35 ± 62.44	$0.30 \begin{smallmatrix} +0.08 \\ -0.6 \end{smallmatrix}$
LO 50	4.85	97.43	5.01	4.40 ± 0.53	6	163.91 ± 25.05	$0.39 \begin{smallmatrix} +0.06 \\ -0.05 \end{smallmatrix}$
LO 102	4.80	96.92	6.97	5.43 ± 1.06	11	136.33 ± 32.05	$0.46 \begin{smallmatrix} +0.13 \\ -0.9 \end{smallmatrix}$
NAG 42	4.61	90.49	6.02	3.87 ± 0.50	13	114.16 ± 16.50	$0.52 \begin{smallmatrix} +0.08 \\ -0.07 \end{smallmatrix}$
NAG 4	1.33	11.44	5.99	1.12 ± 0.28	45	20.96 ± 14.38	$0.35 \begin{smallmatrix} +0.69 \\ -0.15 \end{smallmatrix}$
MO 29	4.18	76.95	10.36	2.19 ± 0.52	23	33.14 ± 11.83	$1.52 \begin{smallmatrix} +0.75 \\ -0.4 \end{smallmatrix}$
MO 102	0.87	7.81	29.96	1.47 ± 0.33	72	2.81 ± 3.10	$1.82 \begin{smallmatrix} +\infty \\ 0.96 \end{smallmatrix}$
GA255	1.37	11.85	7.22	0.96 ± 0.55	63	9.70 ± 19.21	$0.80 \begin{smallmatrix} +\infty \\ -0.53 \end{smallmatrix}$
GA250	1.28	11.24	9.51	1.26 ± 1.26	48	13.78 ± 28.01	$0.53 \begin{smallmatrix} +\infty \\ -0.36 \end{smallmatrix}$
GA94	4.54	81.03	24.58	1.96 ± 0.50	52	7.71 ± 5.30	$6.87 \begin{smallmatrix} +13.45 \\ -2.8 \end{smallmatrix}$
GA94bis	4.54	81.03	17.18	1.67 ± 0.60	61	7.62 ± 8.48	$6.95 \begin{smallmatrix} +\infty \\ -3.66 \end{smallmatrix}$
GA112	3.26	43.43	6.59	2.56 ± 0.75	24	59.47 ± 26.07	$0.47 \begin{smallmatrix} +0.33 \\ -0.15 \end{smallmatrix}$
Tri Mousson	4.35	81.70	20.79	2.39 ± 0.35	26	17.10 ± 4.63	$3.12 \begin{smallmatrix} +1.03 \\ -0.66 \end{smallmatrix}$
Mel Tri	4.35	81.70	6.58	1.04 ± 0.43	58	13.20 ± 18.13	$4.04 \begin{smallmatrix} +\infty \\ -2.34 \end{smallmatrix}$
NAG 48	3.02	51.75	4.43	1.08 ± 0.27	47	26.58 ± 14.18	$1.27 \begin{smallmatrix} +1.29 \\ -0.44 \end{smallmatrix}$

considération n'est pas totalement exacte puisqu'il existe des zones très fortement carbonatées notamment dans les TSS et la FII de la HHC. L'intégration des taux a été calculée à partir du taux de production de $5,8 \pm 0,6$ at/g/an aux hautes latitudes et au niveau de la mer, puis transposée aux latitudes et altitudes des bassins par la méthode de Dunai [42].

Les taux de production de chaque échantillon et pour les deux cosmonucléides ($^3\text{He}_c$ et $^{10}\text{Be}_c$) sont présentés dans le tableau 5.2 et 5.3.

5.4 Résultats.

5.4.1 Concentrations en $^{10}\text{Be}_c$ et taux d'érosions dérivés.

Les résultats des mesures des concentrations en $^{10}\text{Be}_c$ dans les quartz des différents sédiments et les taux d'érosions dérivés sont présentés dans le tableau 5.2.

Les concentrations varient de $2,81 \pm 3,10 \times 10^3$ at/g à $230,3 \pm 622,4 \times 10^3$ at/g, et les taux d'érosion dérivés de $0,30 \begin{smallmatrix} +0.08 \\ -0.06 \end{smallmatrix}$ mm/an à $6,95 \begin{smallmatrix} +\infty \\ -3.66 \end{smallmatrix}$.

Les incertitudes sur les valeurs sont liées à la faible masse de quartz analysée et à la variabilité des blancs analytiques.

- La masse de quartz analysée est très faible pour la plupart des échantillons (inférieure à 10g). Pourtant les préparations chimiques (extraction du quartz de la fraction de sédiment, cf chapitre 2 section 2.2) ont été effectuées sur une masse initiale de sédiment de 50g. Quand la fraction de sédiment de taille 315-500 μ ne suffisait pas, nous avons complété avec des grains de quartz contenus dans la fraction 500-1000 μ (cas de NAG44 et NAG6).

La faible masse analysée engendre de larges incertitudes puisque plus la masse analysée est faible, moins il y a d'événements ^{10}Be mesurés à l'AMS, et plus il existe d'incertitude sur les mesures finales.

- Les blancs analytiques montrent une variabilité de 53% sur les rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ mesurés. Cette large variabilité couplée aux faibles masses analysées expliquent les larges barres d'erreurs. En effet, c'est à partir du rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ des échantillons et des blancs analytiques que sont calculées les concentrations et leur incertitudes.

Il en résulte que les fortes valeurs de taux d'érosion calculées possèdent des barres d'erreur importantes. Dans 4 cas, l'erreur supérieure a été notée comme infinie suggérant que la précision de la mesure et du calcul ne peut donner qu'une valeur limite inférieure pour le taux d'érosion.

5.4.2 Concentrations en $^3\text{He}_c$ et taux d'érosion dérivés.

Les concentrations en $^3\text{He}_c$ des différents aliquotes des différents échantillons et leur taux d'érosion dérivés sont présentés dans le tableau 5.3.

a. Correction de la composante non-cosmogénique et taux d'érosion brut.

La méthode de correction de la composante non-cosmogénique est exposée plus en détail dans le chapitre 2 section 2.4.7. Cette méthode de correction, permet de calculer la concentration d' ^3He non cosmogénique à partir des concentrations en ^4He mesurées pour chaque échantillon et le rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ moyen de la composante héritée (0,019 \pm 0,01 Ra).

La concentration en $^3\text{He}_c$ résulte donc de la différence entre la concentration totale mesurée et la concentration non-cosmogénique :

$$[^3\text{He}_c] = [^3\text{He}]_{\text{totale}} - [^3\text{He}]_{\text{non-cosmo.}} \quad (5.3)$$

Dans certains échantillons, la proportion de la composante non cosmogénique peut dépasser

Tab. 5.3: Concentration en ^3He cosmogénique, temps d'exposition et taux d'érosion dérivés.

Echantillon		$[\text{}^4\text{He}]$ total 10^{14}at/g	$[\text{}^3\text{He}]$ total 10^6at/g	$[\text{}^3\text{He}_c]$ 10^6at/g	$[\text{}^3\text{He}_c]$ pour cent $[\text{}^3\text{He}]$ total	Tx prod. modél. ^3He (at/g/a)	Temps d'exposition effectif (an)	Taux d'érosion (mm/an)	Taux d'érosion minimum mesurable (mm/an)
GA103	H3	0.73 ± 0.04	1.73 ± 0.71	0.20 ± 0.83	88	2902 ± 533	70 ± 285	$8.44 \frac{+\infty}{-6.78}$	2.0
GA107	H1	0.56 ± 0.03	4.69 ± 0.55	3.54 ± 0.64	25	1065 ± 160	3320 ± 783	$0.18 \frac{+0.05}{-0.03}$	0.7
GA109	H1	0.76 ± 0.04	4.55 ± 1.66	2.98 ± 1.72	35	845 ± 127	3528 ± 2105	$0.17 \frac{+0.25}{-0.06}$	0.6
GA112	H1	1.40 ± 0.07	5.38 ± 0.88	2.45 ± 1.21	54	2886 ± 556	850 ± 449	$0.69 \frac{+0.78}{-0.24}$	2.0
	H2	1.33 ± 0.07	4.25 ± 0.86	1.48 ± 1.16	65	2886 ± 556	514 ± 414	$1.15 \frac{+4.74}{-0.51}$	2.0
GA113	H1	1.20 ± 0.06	2.99 ± 0.90	0.50 ± 1.14	83	2886 ± 556	172 ± 397	$3.44 \frac{+\infty}{-2.4}$	2.0
	H2	1.31 ± 0.07	4.90 ± 0.83	2.17 ± 1.13	56	2886 ± 556	752 ± 418	$0.79 \frac{+0.98}{-0.28}$	2.0
GA19b	H2	0.68 ± 0.04	2.03 ± 0.73	0.60 ± 0.83	70	4399 ± 660	137 ± 190	∞	3.0
	H3	0.86 ± 0.04	1.94 ± 0.50	0.15 ± 0.71	92	4399 ± 660	0	∞	3.0
GA32	H1	0.38 ± 0.02	0.75 ± 0.51	0	106	3845 ± 577	0	∞	2.6
	H2	1.08 ± 0.06	4.07 ± 0.84	1.81 ± 1.06	55	3845 ± 577	472 ± 284	$1.25 \frac{+1.89}{-0.47}$	2.6
GA50	H1	5.45 ± 0.28	105.42 ± 1.43	94.07 ± 3.50	11	2639 ± 396	35651 ± 5510	$0.02 \frac{+0}{-0}$	1.8
GA52	H1	1.46 ± 0.08	7.67 ± 0.81	4.62 ± 1.18	40	2588 ± 388	1784 ± 530	$0.33 \frac{+0.14}{-0.08}$	1.8
GA87	H4	1.75 ± 0.09	4.12 ± 0.83	0.48 ± 1.32	88	3617 ± 543	133 ± 366	$4.44 \frac{+\infty}{-3.25}$	2.5
GA89	H2	0.53 ± 0.03	5.53 ± 2.28	4.43 ± 2.30	20	3379 ± 507	1312 ± 707	$0.45 \frac{+0.53}{-0.16}$	2.3
GA91Bi		0.53 ± 0.03	1.89 ± 0.48	0.78 ± 0.58	59	3337 ± 501	233 ± 176	$2.53 \frac{+7.81}{-1.09}$	2.3
GA91	H4	2.23 ± 0.11	6.73 ± 1.14	2.07 ± 1.74	69	3337 ± 501	622 ± 529	$0.95 \frac{+5.44}{-0.44}$	2.3
GA91B	H1	0.48 ± 0.02	0.94 ± 0.50	0	105	3337 ± 501	0	∞	2.3
	H2	0.28 ± 0.01	0.85 ± 0.51	0.26 ± 0.53	70	3337 ± 501	77 ± 160	$7.65 \frac{+\infty}{-5.16}$	2.3
	H3	0.18 ± 0.01	0.60 ± 0.58	0.24 ± 0.59	61	3337 ± 501	71 ± 176	$8.30 \frac{+\infty}{-5.91}$	2.3
	H4	0.16 ± 0.01	0.94 ± 0.45	0.60 ± 0.46	36	3337 ± 501	180 ± 141	$3.27 \frac{+11.58}{-1.43}$	2.3
	H5	0.26 ± 0.01	2.26 ± 0.52	1.72 ± 0.54	24	3337 ± 501	515 ± 179	$1.15 \frac{+0.61}{-0.3}$	2.3
	H6	0.39 ± 0.02	1.06 ± 0.41	0.25 ± 0.47	77	3337 ± 501	74 ± 11	$7.93 \frac{+1.4}{-1.03}$	2.3
	H7	0.44 ± 0.02	1.11 ± 0.53	0.19 ± 0.59	83	3337 ± 501	0	∞	2.3
GA94	H2	1.23 ± 0.06	3.60 ± 0.76	1.02 ± 1.05	72	3198 ± 116	320 ± 328	$1.84 \frac{+\infty}{-0.93}$	2.2
	H3	1.00 ± 0.05	10.35 ± 0.75	8.27 ± 0.95	20	3198 ± 116	2587 ± 312	$0.23 \frac{+0.03}{-0.02}$	2.2
GA94B	H3	0.99 ± 0.05	2.52 ± 0.68	0.46 ± 0.89	82	3198 ± 116	145 ± 279	$4.07 \frac{+\infty}{-2.68}$	2.2
	H4	0.75 ± 0.04	1.57 ± 0.45	0.01 ± 0.63	99	3198 ± 116	0	∞	2.2

suite...

Chapitre 5. Distribution de l'érosion au Népal central.

...suite

Echantillon		$[^4\text{He}]$ total 10^{14}at/g	$[^3\text{He}]$ total 10^6at/g	$[^3\text{He}_c]$ 10^6at/g	$[^3\text{He}_c]$ pour cent $[^3\text{He}]$ total	Tx prod. model. ^3He (at/g/a)	Temps d'exposition effectif (an)	Taux d'érosion (mm/an)	Taux d'érosion minimum mesurable (mm/an)
GA43	H1	0.38 ± 0.02	14.05 ± 1.05	13.25 ± 1.07	6	3085 ± 0	4297 ± 348	$0.14 \frac{+0.01}{-0.01}$	2.1
	H2	0.37 ± 0.02	13.16 ± 1.46	12.39 ± 1.48	6	3085 ± 0	4018 ± 478	$0.15 \frac{+0.02}{-0.02}$	2.1
melt		1.74 ± 0.09	5.03 ± 0.73	1.40 ± 1.26	72	2834 ± 92	493 ± 444	$1.20 \frac{+10.72}{-0.57}$	1.9
Meltri	H1	1.12 ± 0.06	2.68 ± 0.53	0.34 ± 0.84	87	2834 ± 92	120 ± 298	$4.91 \frac{+\infty}{-3.5}$	1.9
	H3	4.25 ± 0.21	13.32 ± 1.01	4.47 ± 2.69	66	2834 ± 92	1576 ± 951	$0.37 \frac{+0.57}{-0.14}$	1.9
	H4	2.18 ± 0.11	1.99 ± 0.65	0	228	2834 ± 92	0	∞	1.9
	H5	3.10 ± 0.16	4.68 ± 0.73	0	138	2834 ± 92	0	∞	1.9
	H6	3.91 ± 0.20	8.03 ± 1.29	0	101	2834 ± 92	0	∞	1.9
	GA200	H1	0.60 ± 0.03	2.05 ± 0.89	0	62	1289 ± 268	0	∞
H3		1.74 ± 0.09	6.11 ± 0.73	0	59	1289 ± 268	0	∞	0.9
H4		3.74 ± 0.19	16.97 ± 1.20	0	46	1289 ± 268	0	∞	0.9
GA212	H1	1.10 ± 0.06	1.90 ± 1.08	0	120	2628 ± 394	0	∞	1.8
	H2	1.32 ± 0.07	3.71 ± 0.91	0.95 ± 1.19	74	2628 ± 394	362 ± 458	$1.63 \frac{+\infty}{-0.91}$	1.8
	H3	2.43 ± 0.12	4.51 ± 1.02	0	112	2628 ± 394	0	∞	1.8
GA207	H5	6.49 ± 0.33	18.17 ± 1.13	4.65 ± 3.97	74	3246 ± 487	1432 ± 1243	$0.41 \frac{+2.71}{-0.19}$	2.2
	H6	4.66 ± 0.24	9.51 ± 1.09	0	102	3246 ± 487	0	∞	2.2
	H7	4.02 ± 0.21	8.79 ± 1.00	0.40 ± 2.57	95	3246 ± 487	124 ± 791	$4.75 \frac{+\infty}{-4.11}$	2.2
GA239	H2	1.18 ± 0.06	5.56 ± 0.75	3.10 ± 1.02	44	2347 ± 93	1322 ± 439	$0.45 \frac{+0.22}{-0.11}$	1.6
	H3	1.55 ± 0.08	5.81 ± 1.24	2.57 ± 1.54	56	2347 ± 93	1095 ± 656	$0.54 \frac{+0.8}{-0.2}$	1.6
GA242	H1	0.86 ± 0.04	1.67 ± 0.59	0	107	2287 ± 176	0	∞	1.6
	H2	0.81 ± 0.04	3.65 ± 0.67	0.36 ± 0.67	46	2287 ± 176	157 ± 294	$3.76 \frac{+\infty}{-2.45}$	1.6
	H3	1.75 ± 0.09	8.38 ± 1.01	1.28 ± 1.02	43	2287 ± 176	560 ± 446	$1.06 \frac{+4.15}{-0.47}$	1.6
GA255	H1	3.51 ± 0.18	7.05 ± 1.64	0	104	$277 \pm$	0	∞	0.2
GA255b	H2	2.79 ± 0.14	6.26 ± 0.97	0.44 ± 1.90	93	$277 \pm$	1602 ± 6869	$0.37 \frac{+\infty}{-0.3}$	0.2
GA255B	H1	1.77 ± 0.09	2.06 ± 69.85	0	179	$277 \pm$	0	∞	0.2
	H3	2.53 ± 0.13	1.55 ± 0.73	0	340	$277 \pm$	0	∞	0.2
GA205	H2	1.89 ± 0.10	3.70 ± 1.43	0	106	2748 ± 412	0	∞	1.9
GA230	H1	2.24 ± 0.11	14.52 ± 1.23	9.85 ± 1.80	32	1505 ± 47	6546 ± 1213	$0.09 \frac{+0.02}{-0.01}$	1.0
GA222	H2	0.52 ± 0.03	2.08 ± 1.07	1.00 ± 1.11	52	1045 ± 0	959 ± 1063	$0.62 \frac{+\infty}{-0.32}$	0.7
	H3	0.97 ± 0.05	6.29 ± 0.83	4.27 ± 1.01	32	1045 ± 0	4090 ± 963	$0.14 \frac{+0.04}{-0.03}$	0.7

suite...

5.4. Résultats.

...suite

Echantillon		$[^4\text{He}]$ total 10^{14}at/g	$[^3\text{He}]$ total 10^6at/g	$[^3\text{He}_c]$ 10^6at/g	$[^3\text{He}_c]$ pour cent $[^3\text{He}]$ total	Tx prod. modél. ^3He (at/g/a)	Temps d'exposition effectif (an)	Taux d'érosion (mm/an)	Taux d'érosion minimum mesurable (mm/an)
GA250	H1	1.41 ± 0.07	9.27 ± 1.23	6.33 ± 1.48	32	271 ± 41	23391 ± 6497	$0.03 \frac{+0.01}{-0.01}$	0.2
	H2	0.90 ± 0.05	5.31 ± 0.48	3.43 ± 0.72	35	271 ± 41	12654 ± 3259	$0.05 \frac{+0.02}{-0.01}$	0.2
GA249	H1	1.36 ± 0.07	7.49 ± 1.35	4.65 ± 1.57	38	2223 ± 266	2093 ± 750	$0.28 \frac{+0.16}{-0.07}$	1.5
	H2	2.15 ± 0.11	10.04 ± 1.37	5.56 ± 1.86	45	2223 ± 266	2502 ± 890	$0.24 \frac{+0.13}{-0.06}$	1.5
MAR69	H2	0.87 ± 0.04	1.59 ± 0.90	0	146	3604 ± 541	0	∞	2.5
MAR67	H2	0.39 ± 0.02	1.89 ± 0.90	0.86 ± 0.93	55	980 ± 130	873 ± 951	$0.68 \frac{+\infty}{-0.35}$	0.7
	H3	0.80 ± 0.04	2.12 ± 0.74	0	100	980 ± 130	0	∞	0.7
MAR27	H1	0.84 ± 0.04	2.96 ± 0.67	0.74 ± 0.83	75	697 ± 102	1056 ± 1203	$0.56 \frac{+\infty}{-0.3}$	0.5
	H2	1.07 ± 0.05	3.53 ± 0.85	0.69 ± 1.06	80	697 ± 102	996 ± 1522	$0.59 \frac{+\infty}{-0.36}$	0.5
MAR13	H1	0.39 ± 0.02	0.61 ± 0.63	0	170	1580 ± 222	0	∞	1.1
	H3	0.67 ± 0.03	2.50 ± 0.66	0.71 ± 0.77	72	1580 ± 222	449 ± 491	$1.31 \frac{+\infty}{-0.69}$	1.1
MAR11	H1	0.45 ± 0.02	1.53 ± 0.95	0.32 ± 0.98	79	1023 ± 442	313 ± 971	$1.88 \frac{+\infty}{-1.42}$	0.7
	H2	0.72 ± 0.04	1.63 ± 1.09	0	118	1023 ± 442	0	∞	0.7
	H3	0.68 ± 0.04	1.77 ± 1.06	0	103	1023 ± 442	0	∞	0.7
MAR9	H1	0.25 ± 0.01	0.79 ± 0.77	0.13 ± 0.79	83	1496 ± 283	88 ± 527	$6.75 \frac{+\infty}{-5.78}$	1.0
	H2	0.98 ± 0.05	2.16 ± 1.17	0	121	1496 ± 283	0	∞	1.0
	H3	0.48 ± 0.02	1.34 ± 0.76	0.06 ± 0.81	96	1496 ± 283	0	∞	1.0
MAR7	H1	0.68 ± 0.03	2.54 ± 0.77	1.12 ± 0.86	56	2092 ± 178	537 ± 416	$1.10 \frac{+3.79}{-0.48}$	1.4
	H2	0.86 ± 0.04	3.02 ± 0.78	1.23 ± 0.93	59	2092 ± 178	589 ± 445	$1.00 \frac{+3.1}{-0.43}$	1.4
	H3	0.97 ± 0.05	4.34 ± 0.70	2.33 ± 0.90	46	2092 ± 178	1115 ± 441	$0.53 \frac{+0.35}{-0.15}$	1.4
MO9	1H	0.49 ± 0.004	1.65 ± 0.003	0.35 ± 0.28	78	2225 ± 206	159 ± 127	$3.71 \frac{+14.96}{-1.65}$	1.5
	2H	0.58 ± 0.004	2.51 ± 0.06	0.98 ± 0.34	61	2225 ± 206	442 ± 157	$1.34 \frac{+0.74}{-0.35}$	1.5
MO38	1H	0.31 ± 0.002	21.28 ± 0.39	20.45 ± 0.43	4	1907 ± 286	10727 ± 1624	$0.06 \frac{+0.01}{-0.01}$	1.3
	2H	0.36 ± 0.003	20.36 ± 0.37	19.41 ± 0.42	5	1907 ± 286	10178 ± 1542	$0.06 \frac{+0.01}{-0.01}$	1.3
	3H	0.39 ± 0.004	24.89 ± 0.45	23.85 ± 0.51	4	1907 ± 286	12506 ± 1894	$0.05 \frac{+0.01}{-0.01}$	1.3
MO50	1H	0.75 ± 0.006	6.46 ± 0.12	4.47 ± 0.45	31	2267 ± 340	1971 ± 355	$0.30 \frac{+0.07}{-0.05}$	1.6
	2H	0.66 ± 0.005	8.21 ± 0.15	6.47 ± 0.40	21	2267 ± 340	2852 ± 464	$0.21 \frac{+0.04}{-0.03}$	1.6
	3H	0.47 ± 0.004	7.17 ± 0.13	5.90 ± 0.30	18	2267 ± 340	2604 ± 413	$0.23 \frac{+0.04}{-0.03}$	1.6
MO66	1H	0.90 ± 0.007	2.35 ± 0.04	0	103	880 ± 132	0	∞	0.6
	2H	1.50 ± 0.011	4.25 ± 0.08	0.26 ± 0.87	94	880 ± 132	290 ± 989	$2.03 \frac{+\infty}{-1.57}$	0.6
	3H	1.12 ± 0.008	3.64 ± 0.07	0.67 ± 0.65	82	880 ± 132	764 ± 740	$0.77 \frac{+30.13}{-0.38}$	0.6

suite...

...suite

Echantillon		[⁴ He] total 10 ¹⁴ at/g	[³ He] total 10 ⁶ at/g	[³ He _c] 10 ⁶ at/g	[³ He _c] pour cent [³ He] total	Tx prod. modél. ³ He (at/g/a)	Temps d'exposition effectif (an)	Taux d'érosion (mm/an)	Taux d'érosion minimum mesurable (mm/an)
MO81	1H	1.08 ± 0.008	5.70 ± 0.10	2.82 ± 0.63	51	548 ± 82	5146 ± 1390	0.11 $\frac{+0.04}{-0.02}$	0.4
	2H	0.93 ± 0.007	4.40 ± 0.008	1.92 ± 0.54	56	548 ± 82	3509 ± 1122	0.17 $\frac{+0.08}{-0.04}$	0.4
	3H	0.79 ± 0.006	3.45 ± 0.07	1.35 ± 0.46	61	548 ± 82	2460 ± 921	0.24 $\frac{+0.14}{-0.07}$	0.4
MO82	1H	0.62 ± 0.005	2.46 ± 0.05	0.80 ± 0.36	67	1057 ± 159	761 ± 362	0.78 $\frac{+0.71}{-0.25}$	0.7
MO90	1H	0.30 ± 0.002	0.18 ± 0.01	0	438	1025 ± 439	0	∞	0.7
	2H	0.22 ± 0.003	0.19 ± 0.01	0	303	1025 ± 439	0	∞	0.7
LO64	1H	1.27 ± 0.003	18.37 ± 0.65	13.23 ± 0.64	28	5719 ± 858	2314 ± 365	0.26 $\frac{+0.05}{-0.03}$	3.9
	2H	1.89 ± 0.005	21.15 ± 0.74	13.49 ± 0.73	36	5719 ± 858	2358 ± 377	0.25 $\frac{+0.04}{-0.03}$	3.9
NAG42	2H	1.05 ± 0.003	6.36 ± 0.22	2.08 ± 0.22	67	1114 ± 25	1864 ± 205	0.32 $\frac{+0.04}{-0.03}$	0.8
	3H	0.70 ± 0.002	5.80 ± 0.22	2.95 ± 0.22	49	1114 ± 25	2647 ± 209	0.22 $\frac{+0.02}{-0.02}$	0.8
NAG6	2H	2.03 ± 0.10	5.95 ± 0.73	2.47 ± 1.43	59	1673 ± 232	1475 ± 877	0.40 $\frac{+0.59}{-0.15}$	1.1
	3H	2.46 ± 0.12	5.95 ± 0.68	1.72 ± 1.64	71	1673 ± 232	1030 ± 989	0.57 $\frac{+13.73}{-0.28}$	1.1
NAG44	2H	1.35 ± 0.07	4.15 ± 0.75	1.83 ± 1.11	56	1708 ± 231	1072 ± 664	0.55 $\frac{+0.9}{-0.21}$	1.2
	3H	2.70 ± 0.14	6.65 ± 1.07	2.01 ± 1.96	70	1708 ± 231	1178 ± 1156	0.50 $\frac{+26.25}{-0.25}$	1.2
NAG48	1H	1.05 ± 0.003	14.01 ± 0.51	12.68 ± 0.51	10	1783 ± 220	7111 ± 925	0.08 $\frac{+0.01}{-0.01}$	1.2
	2H	1.19 ± 0.003	5.84 ± 0.23	4.32 ± 0.23	26	1783 ± 220	2426 ± 325	0.24 $\frac{+0.04}{-0.03}$	1.2

les 80% de la concentration totale mesurée. Les concentrations cosmogéniques qui en résultent sont alors quasiment nulles et leur incertitude très large. En effet, les incertitudes étant calculées en tenant compte de l'erreur sur la correction, une forte proportion de composante non cosmogénique entraîne une large incertitude sur la concentration cosmogénique finale.

En terme d'érosion, des concentrations cosmogéniques très faibles ou quasiment nulles engendrent des taux d'érosion infinis. De plus, de larges incertitudes sur ces concentrations engendrent des barres d'erreur infinies.

b. Concentration et Taux d'érosion limite.

L'estimation des taux d'érosion est contrainte par une concentration en ³He limite en deçà de laquelle la correction appliquée devient trop importante et amène à des concentrations nulles ou négatives. Cette concentration est égale à l'incertitude sur la correction de la composante

non-cosmogénique.

A partir de cette concentration limite et des taux de production intégrés, il est possible de déterminer pour chaque échantillon le taux d'érosion limite correspondant, selon l'équation :

$$\varepsilon_{limite} = \frac{1}{[{}^3He]_{limite}} \times \frac{\Lambda}{\rho} \times \frac{1}{A} \int P(x)dx \quad (5.4)$$

Ainsi, quand la concentration en 3He_c d'un échantillon est inférieure à la concentration limite, le taux d'érosion issu de l'échantillon est considéré comme supérieur au taux d'érosion limite.

Les différents taux d'érosion sont reportés sur les figures 5.5, 5.6 et 5.7 représentant respectivement la carte générale du bassin de la Narayani, et les cartes plus précises de la Burhi Gandaki et de la Mailun khola.

c. Comparaison directe avec les taux d'érosion ${}^{10}Be_c$.

Les taux d'érosion ${}^{10}Be_c$ et 3He_c estimés à partir des mêmes sédiments sont résumés dans le tableau 5.4.

La répartition géographique des zones à grenats et les différences potentielles de comportements entre les grains de grenats et de quartz lors des processus d'érosion, impliquent que la comparaison directe des taux d'érosion estimés par les deux méthodes, ne peut apporter qu'une information globale sur la validité d'une méthode par rapport à l'autre.

Il n'existe aucune anticorrelation entre les taux d'érosion ${}^{10}Be_c$ et 3He_c , et les taux d'érosion 3He_c suivent les tendances des taux d'érosion ${}^{10}Be_c$. En effet, dans le cas des taux d'érosion faibles, il existe un cas où les taux sont bien contraints et très proches (LO64). De la même manière lorsque les taux d'érosion ${}^{10}Be_c$ sont forts, les taux 3He_c le sont aussi (Meltri).

Ainsi, malgré la forte différence de représentativité (la méthode ${}^{10}Be_c$ -Quartz utilisant beaucoup plus de grains que la méthode 3He_c -Grenat), les deux approches peuvent être comparées.

d. Reproductibilité et dispersion des aliquotes.

En fonction de la quantité de grenat disponible pour chaque échantillon, entre 1 et 3 analyses ont été réalisées. Dans le cas des échantillons présentant des concentrations supérieures à la concentration limite, l'étude des concentrations des différents aliquotes montre qu'il ne présentent pas tous la même valeur pour le même échantillon (GA112, GA113, GA222, GA94, Meltri).

Cette dispersion des concentrations des différents aliquotes peut refléter à la fois la reproductibilité des analyses et le caractère polygénique des sables. Cependant la bonne reproductibilité des mesures sur les échantillons in-situ (chapitre 4) suggère que la dispersion des concentrations

Tab. 5.4: Taux d'érosion $^3\text{He}_c$ et $^{10}\text{Be}_c$ estimés à partir des mêmes sédiments.

Echantillons	Altitude moyenne du bassin versant (km)	Taux d'érosion ^{10}Be (mm/an)	Taux d'érosion ^3He (mm/an)	Taux d'érosion ^3He minimum mesurable (mm/an)
LO 64	5.52	0.30 $\frac{0.08}{0.6}$	0.26 $\frac{+0.05}{-0.03}$	3.93
			0.25 $\frac{+0.04}{-0.03}$	3.93
NAG 42	4.61	0.52 $\frac{0.08}{0.07}$	0.32 $\frac{+0.01}{-0.01}$	0.76
			0.22 $\frac{+0.01}{-0}$	0.76
GA255	1.37	0.80 $\frac{\infty}{0.53}$	>0.19	0.19
GA250	1.28	0.53 $\frac{\infty}{0.36}$	0.03 $\frac{+0.01}{-0.01}$	0.19
			0.05 $\frac{+0.02}{-0.01}$	0.19
GA94	4.54	6.87 $\frac{13.45}{2.8}$	1.84 $\frac{+\infty}{-0.93}$	2.20
			0.23 $\frac{+0.03}{-0.02}$	2.20
GA94bis	4.54	6.95 $\frac{\infty}{3.66}$	>2.20	2.20
			>2.20	2.20
GA112	3.26	0.47 $\frac{0.33}{0.15}$	0.69	1.98
			1.15	1.98
Mel Tri	4.35	4.04 $\frac{\infty}{2.34}$		1.95
			>1.95	1.95
				1.95
			>1.95	1.95
			>1.95	1.95
NAG 48	3.02	1.27	$\frac{+0.01}{-0.01}$	1.20
			$\frac{+0.03}{-0.03}$	1.20

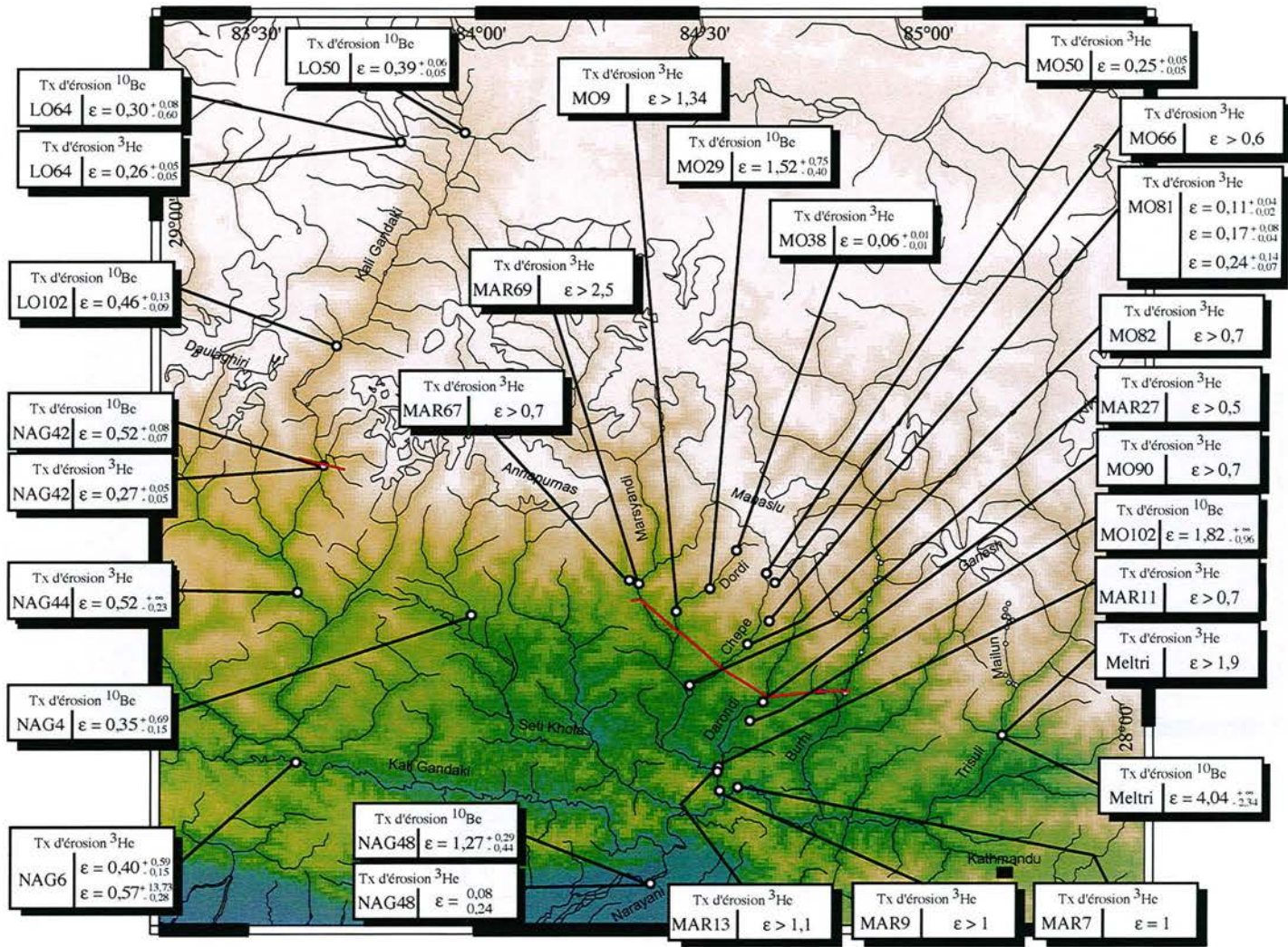


Fig. 5.5: Distribution de l'érosion dans le bassin de la Narayani. La limite non continue représente la limite de la zone à grenats.

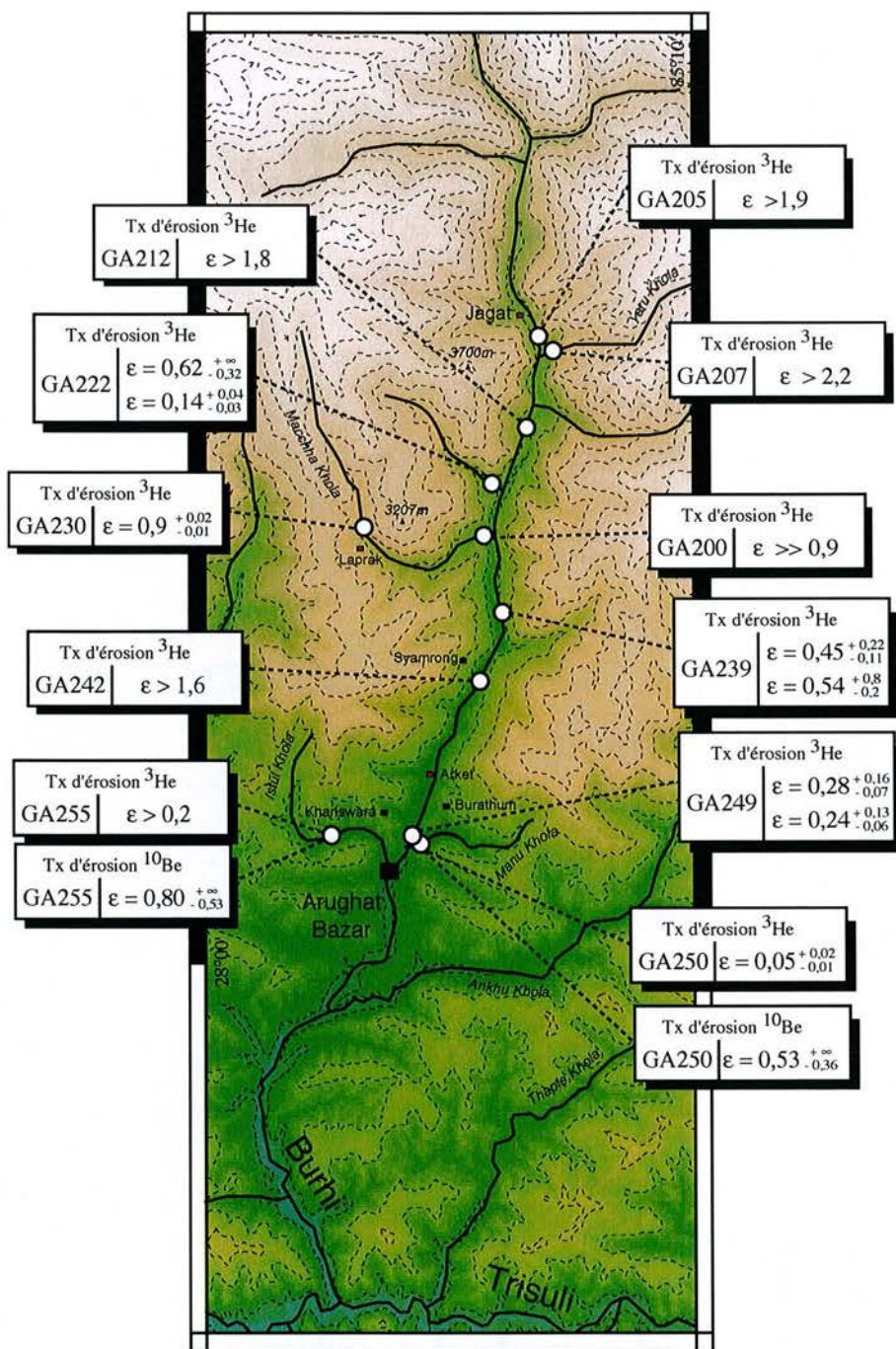


Fig. 5.6: Zoom de la carte de la Burhi Gandaki. Distribution de l'érosion dans la rivière et ses affluents.

mesurées est essentiellement due au caractère polygénique des sables.

En effet, les glissements de terrain amènent à la rivière du matériel superficiel, fin et riche en

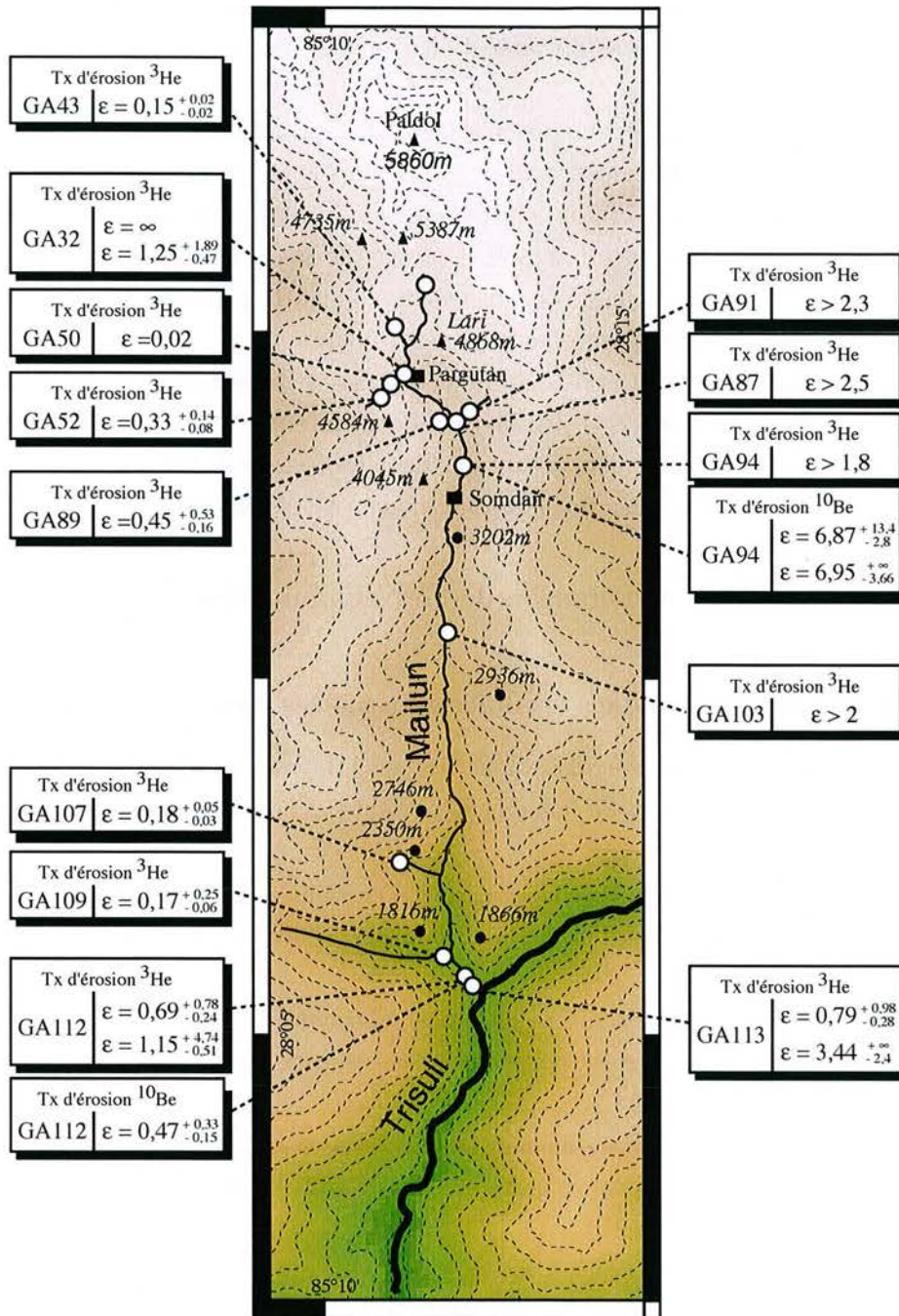


Fig. 5.7: Zoom de la carte de la Mailun Khola. Distribution de l'érosion dans la rivière et ses affluents.

cosmonucléides avec du matériel profond, grossier et pauvre en cosmonucléides. Ainsi lorsque l'on ne prélève que quelques grains dans la rivière (cf section 5.3.1), il est possible qu'ils proviennent

essentiellement de la partie profonde des glissements ou, au contraire, de la partie superficielle. De la même manière ils pourraient provenir d'une zone à forte érosion ou d'une zone à faible érosion.

Il en résulte que des aliquotes d'un même échantillon peuvent donner des taux d'érosion très différents. La moyenne des différents taux représente alors le taux d'érosion moyen du bassin et la dispersion à la moyenne peut être un moyen de tracer le type de processus d'érosion.

Une faible dispersion peut être interprétée comme la prédominance de phénomène érosifs superficiels (érosion du sol) et une forte dispersion comme la prédominance de phénomènes érosifs incluant du matériel profond (glissement de terrain).

Dans cinq échantillons nous avons mesuré des aliquotes présentant des taux d'érosion très variables (GA112, GA113, GA222, GA94, Meltri). Pour l'interprétation des données, nous avons considéré leur valeur moyenne, en supposant que dans les bassins de taille restreinte (inférieure à 200 Km²) la dispersion est due à une mauvaise homogénéisation des sables.

5.4.3 Interprétations, distribution de l'érosion au Népal central, bassin de la Narayani.

a. Distribution de l'érosion dans les différentes vallées échantillonnées.

Dans la **Kali Gandaki**, les taux d'érosions ³He_c et ¹⁰Be_c estimés du Nord au Sud traduisent tout le long de la rivière une érosion faible ne dépassant pas les 0,5 mm/an (Fig. 5.5).

En revanche dans les autres bassins, les taux d'érosions sont beaucoup plus dispersés et varient de 0,02 mm/an (GA50) à plus de 2,5 mm/an (MAR69), (Fig. 5.5). Ainsi d'Ouest en Est :

- Aucun taux d'érosion dans la rivière principale **Marsyandi** n'a pu être calculé précisément mais l'érosion apparaît rapide car les taux sont estimés supérieurs à 1 mm/an (Fig. 5.5) tout le long de la rivière.

Concernant ses trois principaux affluents (Dordi, Chepe et Darondi), dont les bassins versant sont beaucoup plus petits et similaires entre eux (entre 200 et 600 Km²) les taux d'érosion ne sont pas homogènes. En effet :

- 1) Dans les parties hautes, proches des glaciers, les taux d'érosion suggérés par l'hélium cosmogénique sont inférieurs à 0,25 mm/an (MO50 et MO38)(Fig. 5.5).

- 2) Et vers l'aval les taux sont clairement supérieurs à 0,5 mm/an, tributaires compris (Fig. 5.5) avec certaines valeurs déterminées précisément autour de 1,5-1,8 mm/an.

- Dans la **Burhi Gandaki**, les taux sont très dispersés allant de 0,24 (GA249) à plus de 1,9 mm/an. Ses tributaires donnent des taux allant de 0,05±0,02 à plus de 2,2 mm/an (Fig. 5.6). Aucune systématique ne se dégage vraiment de cette répartition, mais globalement la majorité

des sables suggère une érosion forte supérieure à 1,5 mm/an.

- Dans la **Mailun Kholā** dont la taille du bassin est du même ordre de grandeur que celle des affluents de la Marsyandi (100 Km²), les taux d'érosions sont systématiquement dispersés entre une érosion rapide dans la rivière, globalement supérieure à 1 mm/an, et une érosion faible des tributaires, inférieure à 0,5 mm/an (Fig. 5.7).

- Enfin dans la **Trisuli** les taux d'érosion ³He_c sont supérieurs à 1mm/an alors que plus au Sud, dans la **Narayani**(NAG48), après la confluence de toutes les rivières du bassin, les taux d'érosion ¹⁰Be_c sont de l'ordre de 1,3 mm/an et de façon surprenante les taux ³He_c sont inférieurs à 0,30 mm/an.

b. Distribution de l'érosion au Népal central, contraste flanc Nord-flanc Sud.

D'un point de vue global, la répartition de l'érosion estimée par les cosmonucléides $^3\text{He}_c$ et $^{10}\text{Be}_c$ dans le bassin de la Narayani suggère un contraste entre le flanc Nord et le flanc Sud de la chaîne, caractérisés respectivement par une érosion faible et par une érosion plus hétérogène et intense (Fig. 5.5, 5.8)

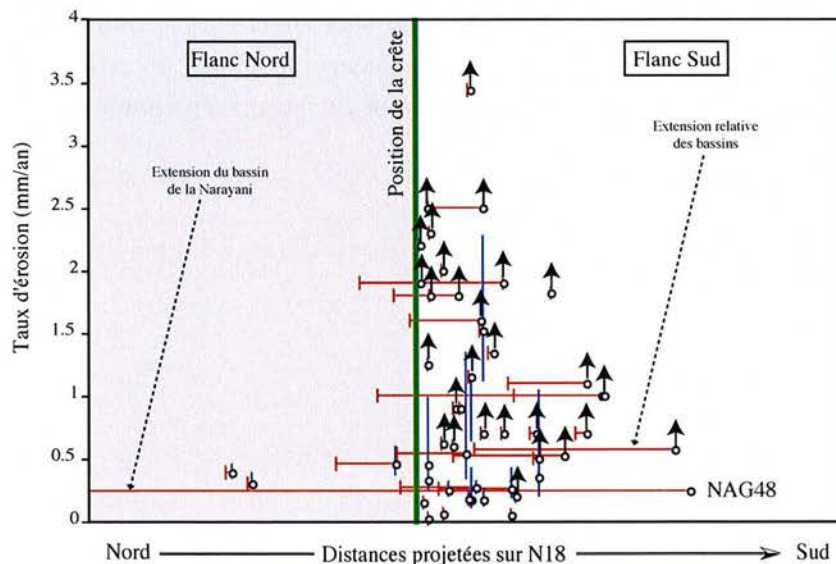


Fig. 5.8: Distribution de l'érosion entre le flanc Nord et le flanc Sud de la chaîne. Les flèches noires indiquent que le taux d'érosion estimé correspond à la valeur limite inférieure.

L'érosion du flanc Nord est contrainte par les trois échantillons prélevés dans la Kali Gandaki. Les taux d'érosion estimés à partir du $^{10}\text{Be}_c$ dans les quartz (LO50, LO102, LO64) sont en bon accord avec le taux estimé à partir de $^3\text{He}_c$ dans les grenats (LO64) (Fig. 5.5) et l'ensemble suggère que le **flanc Nord** de la chaîne est caractérisé par un **taux d'érosion faible inférieur à 0,5 mm/an** (Fig. 5.8).

Dans le flanc Sud, les taux d'érosions sont plus dispersés.

- Dans la Kali Gandaki en flanc Sud, on constate des taux d'érosions ne dépassent pas les 0,5 mm/an.

Cette absence de contraste entre le Nord et le Sud dans cette rivière est liée au fait que dans la partie Ouest du bassin de la Narayani, les quartz et les grenats mesurés ne sont pas représentatifs de l'ensemble des sédiments issus de l'érosion du bassin drainé.

En effet, dans le bassin de la Kali Gandaki, les TSS caractérisés par une forte proportion de carbonates forment une grande partie des sommets de la crête et affleurent jusqu'en flanc sud (Fig. 5.3). De plus la HHC qui affleure dans le flanc Sud est principalement constituée de la formation II, riche en carbonate (Fig. 5.3). Le flanc Sud de la haute chaîne drainé par la Kali Gandaki entre les Annapurnas et le Dhaulagiri se trouve donc principalement constitué de formations riches en carbonates.

C'est cette répartition lithologique qui explique le faible taux d'érosion estimé par la méthode $^{10}\text{Be}_c$ dans les quartz sur le flanc Sud (NAG42) juste derrière la ligne de crête. En effet le quartz n'est pas représentatif de cette zone riche en carbonate et supposée fortement érodée [8]. Il en résulte que les sédiments prélevés dans le flanc Sud juste au Sud de la crête contiennent principalement des grains de quartz provenant du flanc Nord et donnent donc des taux d'érosion faibles de l'ordre de 0,5 mm/an (NAG42).

L'effet de la lithologie affecte aussi les grenats. Dans cette partie de la chaîne, NAG42 se situe à la limite sud de la zone à grenat. Tous les grenats contenus dans les sédiments prélevés au Sud de NAG 42, proviennent donc en majorité du flanc Nord. Les faibles taux d'érosion $^3\text{He}_c$, issus des grenats des sédiments du flanc Sud (NAG42, NAG44, NAG6), suggèrent donc que le grenat n'est pas représentatif de la zone riche en carbonate et supposée fortement érodée [8]. De plus la similitude de l'intensité des taux d'érosion de NAG44 et NAG6 (environ 0,5 mm/an) alors qu'entre ces deux sites, la proportion de sédiment provenant de la HHC (qui constitue en majorité le flanc Sud de la Haute Chaîne) augmente de 20% [7], confirme que le grenat n'est pas représentatif de l'ensemble des sédiments issus de l'érosion du bassin drainé.

Enfin ces faibles taux d'érosion suggèrent indirectement que l'érosion du flanc Nord ne dépasse pas 0,5 mm/an.

- Contrairement à la Kali Gandaki, les autres grandes rivières drainent des bassins versant dans lesquels les TSS n'affleurent plus qu'en flanc Nord, et où la HHC est dominée par la formation I silicatée. Les taux d'érosions estimés à partir des grenats et quartz de ces rivières sont donc considérés comme représentatifs de l'érosion globale des bassins drainés.

Ces grandes rivières toutes échantillonnées en flanc Sud présentent des taux d'érosions $^3\text{He}_c$ supérieurs à 1mm/an, en accord avec les taux $^{10}\text{Be}_c$. L'intensité des taux d'érosion suggère que le **flanc Sud est soumis à une érosion forte, supérieure à 1mm/an** et que la **Haute Chaîne s'érode à une vitesse supérieure à 2,5 mm/an** (MAR69).

Néanmoins il existe des variations dans les taux d'érosions :

- Dans les zones glaciaires ou périglaciaires, ayant été englacées, la faible érosion mesurée, inférieure à 0,25 mm/an (MO38, MO50, GA43), s'explique par l'équilibre topographique créée par l'érosion glaciaire. Néanmoins il se peut que la rivière, dans ces zones, reprenne des formations

glaciaires récentes. Dans ce cas les taux d'érosion estimés sont plus forts. En effet, plus une moraine reprise par la rivière est jeune et plus les quartz et grenats des sédiments donneront des temps d'expositions jeunes et des taux d'érosions équivalents forts (GA32).

- On constate que dans le flanc Sud beaucoup de tributaires présentent des taux d'érosion inférieurs à 0,5 mm/an (NAG4, GA109, GA50, GA230...)(Fig. 5.7) alors que d'autres, d'extension similaire peuvent présenter des taux entre 1 et 2 mm/an (MO102, GA94, GA200...)(Fig. 5.5, 5.6, 5.7). Cette dispersion est certainement liée à un effet "pépité" et une mauvaise homogénéisation des sables dans les petits bassins de tributaires (moins de 200 Km²). En effet, les forts taux sont certainement liés à l'écoulement du tributaire sur du matériel profond et pauvre en cosmonucléides, amené à la rivière par les glissements de terrain. En revanche les faibles taux sont certainement liés à l'érosion du bassin pendant une période de calme entre deux glissements.

Par contre dans les grandes rivières, dont l'extension du bassin est supérieure à 3000 Km², l'homogénéisation des sables explique la mesure de taux d'érosion systématiquement élevés.

Cette variété dans l'érosion des tributaires amène à penser que l'érosion est dominée par les glissements de terrain qui interrompent des périodes calmes pendant lesquelles les sols en surface accumulent des cosmonucléides et pour lesquels les sables résultant donnent des taux d'érosion faibles.

- La forte dispersion des taux d'érosion dans les rivières peut donc s'expliquer par le type d'érosion dominant et par des apports irréguliers de sédiments.

Sources d'incertitudes pouvant affecter les taux d'érosion estimés.

Associés aux incertitudes sur les analyses et les paramètres utilisés pour les calculer (taux de production, facteur de normalisation, longueur d'atténuation...), les taux d'érosion sont aussi sujet à des incertitudes liées aux phénomènes naturels comme la lithologie (présentée précédemment) ou la couverture neigeuse, la granulométrie analysée, la saison d'échantillonnage, les variations paléoclimatiques...

Dans cette étude **la couverture neigeuse** n'a pas été prise en compte dans le calcul des taux d'érosions car même si elle est à considérer dès 3000 mètres d'altitude, elle n'affecte les temps d'exposition que d'environ 10%. La couverture neigeuse a donc été négligée devant les incertitudes liées à la correction et à l'intégration du taux de production sur le bassin versant.

En revanche, nous avons testé l'influence de **la saison d'échantillonnage**. Les échantillons Meltri et Trimousson sont des mélanges de sables prélevés à différentes dates, pendant la saison sèche et pendant la saison des moussons respectivement. La bonne reproductibilité des taux d'érosion ¹⁰Be_c pour ces deux échantillons (Tab. 5.2) montre que la saison d'échantillonnage ne semble pas affecter l'estimation des taux d'érosion. Néanmoins, ceci ne veut pas dire que les moussons n'ont pas ou ne peuvent pas avoir d'influence sur l'intensité de l'érosion.

Dans cette étude, la **granulométrie** des grains de quartz et de grenats extraits des sédiments et analysés, correspond à la fraction 315-500 μ . Pour tester l'influence du choix de cette granulométrie sur les taux d'érosion nous avons estimé des taux d'érosions $^3\text{He}_c$ et $^{10}\text{Be}_c$ à partir de grenats et quartz provenant de la fraction 315-500 μ et 500-1000 μ pour trois échantillons (GA94 et GA94B, GA255 et GA255B, GA91 et GA91B).

L'absence de corrélation claire entre les taux d'érosion estimés dans cette étude et la taille des grains analysés, suggère que les fractions granulométriques testées n'influent pas l'estimation du taux d'érosion moyen. En effet, de part la nature et l'intensité de l'érosion en Himalaya (glissement de terrain), la granulométrie des sables et des débris résultant s'étale sur une gamme beaucoup plus large.

La conservation des minéraux lors de la formation des sols peut affecter les estimations de taux d'érosion. En effet, dans le cas d'une érosion de sol, les horizons supérieurs sont préférentiellement emmenés par ruissellement. Si dans les différents horizons les grenats ne sont pas représentés de la même manière, les taux d'érosion estimés sont faussés. De la même manière, dans le cas des glissements de terrain qui amènent à la surface du matériel profond, si les horizons supérieurs ne possèdent pas ou très peu de grenat, le matériel résultant donnera un taux d'érosion surestimé.

Dans cette étude un prélèvement de sol à permis de mettre en évidence la conservation du grenat dans les différents horizons, suggérant que le grenat rend bien compte des différents types d'érosion.

Enfin, des variations **paléoclimatiques** importantes peuvent affecter l'érosion et invalider l'hypothèse d'utilisation des cosmonucléides selon laquelle l'érosion de la zone étudiée est supposée à l'équilibre. Dans cette étude les temps d'expositions apparents des sables échantillonnés sont pour la plupart inférieurs à 4000 ans. Durant cette période les variations paléoclimatiques n'ont pas provoqué d'intensification des moussons ou de grandes glaciations suggérant que l'hypothèse d'un équilibre de l'érosion de la zone étudiée est valable.

5.4.4 Taux d'érosion de cette étude et contexte général.

Nos résultats montrent clairement, au Népal central, un contraste entre le flanc Nord soumis à une érosion homogène de l'ordre de 0,3-0,5 mm/an et le flanc Sud soumis à une érosion plus dispersée et intense. Dans le flanc Sud les taux d'érosion varient de 0,5 mm/an à plus de 2,5 mm/an.

Le contraste observé est en bon accord avec la distribution des taux d'érosion physique estimés à partir de la géochimie des particules exportés. En effet les taux d'érosion estimés sont de 0,2 mm/an pour le Sud Tibet et 2,8 mm/an pour la Haute Chaîne au Népal central [7]. Ceci

suggère qu'il n'y a pas eu d'amplification récente décelable de l'érosion des sols.

De plus, les taux d'érosion calculés dans cette étude sont aussi en bon accord avec les taux d'érosion estimés à partir des cosmonucléides $^{10}\text{Be}_c$ et $^{10}\text{Al}_c$ à l'Ouest de la Chaîne, dans la région du Garwal [22]. Ces taux d'érosion de $1,2\pm 0,1$ mm/an pour le Sud du plateau tibétain et de $2,7\pm 0,3$ mm/an pour la Haute Chaîne suggèrent une continuité dans l'intensité de l'érosion le long de la chaîne himalayenne, entre le Népal central et le bassin source du Ganges, alors que l'intensité des précipitations connaît une zonation.

La distribution et l'intensité des taux d'érosion estimés dans cette étude est aussi en bon accord avec la distribution de l'incision fluviale au Népal central. En effet, le calcul des taux d'incision à chaque site d'échantillonnage de cette étude suggère, pour le flanc Nord, une incision inférieure à 0,8-0,9 mm/an. Dans le flanc Sud, l'incision estimée atteint 4-5 mm/an dans la Haute Chaîne et 0.5-2 mm/an dans le Moyen Pays [8].

Il apparaît donc que dans la chaîne himalayenne l'incision des rivières est du même ordre de grandeur que l'érosion moyenne des bassins versants (i.e. dénudation moyenne), suggérant un équilibre entre l'incision et l'érosion. Ainsi on peut supposer que dans la chaîne himalayenne au Népal central l'incision gouverne l'érosion.

Néanmoins ceci ne semble s'appliquer qu'aux grandes rivières. En effet pour les bassins de taille supérieure à 3000 Km², pour lesquels on peut considérer que les effets stochastiques des glissements de terrains sont partiellement ou totalement gommés, les taux d'érosion augmentent avec les taux d'incision, alors que pour les autres bassins la dispersion est très importante.

Ce raisonnement est également valable pour les taux de dénudation issus des traces de fission sur apatites et zircons. Alors qu'à l'Ouest de la chaîne, les TSS et le LH présentent des taux de dénudation compris entre 0,6 et 1,3 mm/an, la HHC donne des taux de dénudations compris entre 1,6 et 2,7 mm/an [22]. Au Népal central, les taux de dénudation calculés pour tous sites d'échantillonnage de cette étude montrent une dénudation de 0-0.5 mm/an dans le flanc Nord, de 2-4 mm/an dans la Haute Chaîne et inférieur à 1 mm/an dans le Moyen Pays.

Comme pour les taux d'incision, les taux d'érosions des grands bassins augmentent avec les taux de dénudation et pour les petits bassins la dispersion est très importante. Néanmoins, la gamme de taux de dénudation est très comparable à la gamme des taux d'érosion suggérant que **l'exhumation des roches est accommodée par l'érosion.**

En conclusion, le bon accord entre les taux d'érosion "cosmogéniques", les taux d'érosion issus des particules en suspension, et les taux de dénudations TF le long de la chaîne suggèrent que :

- 1) Actuellement l'exhumation des roches est essentiellement accommodée par l'érosion.
- 2) Les taux d'érosion sont constants sur des échelles de temps allant du millénaire au million

d'années suggérant une variabilité temporelle faible.

3) Les taux d'érosion sont continus sur au moins la moitié Ouest de la chaîne, suggérant une variabilité spatiale des taux d'érosions faible.

5.4.5 Limite d'utilisation de la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenats pour l'estimation de taux d'érosion en Himalaya.

Dans le cas de la chaîne himalayenne qui subit une érosion intense au niveau de la Haute Chaîne, la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat apparaît limitée, tout au moins dans les conditions d'utilisation décrites dans cette étude.

Le principal facteur limitant est la forte proportion de la composante non-cosmogénique dans les grenats contenant peu de $^3\text{He}_c$, c'est à dire issus de zones fortement érodées.

En effet, la précision sur la correction limite les concentrations estimées en $^3\text{He}_c$ et donc les taux d'érosion dérivés. Dans le cas de la Haute Chaîne, alors que l'altitude élevée suggère une production importante de $^3\text{He}_c$ dans les grenats, l'érosion est si forte que le $^3\text{He}_c$ accumulé est en concentration trop faible pour calculer un taux d'érosion précis. De la même manière dans le Moyen Pays, alors que l'érosion plus faible pourrait permettre l'accumulation plus importante de $^3\text{He}_c$, l'absence de précision sur les taux d'érosion suggère que la production est à son tour insuffisante à cause de l'altitude. Il semble donc que le couple Altitude-Erosion soit le facteur limitant dans l'utilisation de la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat pour le type de correction utilisée dans cette étude.

Le prélèvement systématique d'une quantité de sédiment équivalente à 4-5 Kg permettrait (i) d'extraire une quantité de grenat avoisinant les 500 mg et donc (ii) de mesurer précisément le rapport $\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ de chaque aliquote par broyage sous vide. Ainsi une correction individuelle de chaque échantillon permettrait de tirer pleinement partie de l'avantage de $^3\text{He}_c$ (i.e. taux de production élevé) pour estimer des taux d'érosion élevés.

Un autre facteur limitant est la méthode analytique elle-même. En effet l'analyse d'une quantité aussi faible que 10 mg de grenat, soit entre 50 et 150 grains de 315 à 500 μ peut difficilement rendre compte de l'érosion moyenne de petits bassins surtout si elle est dominée par les glissements de terrain. Une solution serait alors d'augmenter la quantité de grenat par aliquotes (de 10 à 500 mg) et de multiplier les analyses d'aliquotes pour le même échantillon. La moyennes des taux d'érosion donnerait le taux d'érosion du bassin versant, et la dispersion à la moyenne permettrait de tracer le type d'érosion.

Enfin le dernier facteur limitant est la représentativité du grenat dans la zone drainée. Il apparaît clairement que, comme pour le quartz, dès que la zone drainée n'est pas totalement silicatée l'érosion est sous-estimée.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives.

L'étude de la distribution de l'érosion au Népal central et de la chronologie d'un glacier à partir de l' ^3He cosmogénique contenu dans les grenats a permis de développer la méthode et de mettre en évidence ses atouts et ses limites d'utilisation.

L' $^3\text{He}_c$ cosmogénique dans les grenats

La production d' $^3\text{He}_c$ dans les grenats de haute altitude, mise en évidence par comparaison à celle du $^{10}\text{Be}_c$ dans les quartz coexistants, est largement supérieure à celle proposée par les calculs standards de taux de production admis depuis une quinzaine d'années.

Ce comportement particulier de l' $^3\text{He}_c$, jamais observé, est attribué à une plus grande dépendance à l'altitude de la production d' $^3\text{He}_c$ par rapport à la production de $^{10}\text{Be}_c$. Cette dépendance n'étant pas prévue par les modèles de normalisation classiques des taux de production ($^{10}\text{Be}_c$, $^{26}\text{Al}_c$, $^3\text{He}_c$, ...) nous proposons un modèle de normalisation du taux de production de l' $^3\text{He}_c$ dans les grenats en fonction de l'altitude et pour la latitude fixe de $28^\circ 30'$ N, selon une longueur d'atténuation massique de 116 g/cm^2 dans l'atmosphère.

La dépendance à l'altitude observée suggère une différence dans le mode de production de l' $^3\text{He}_c$ par rapport à celui du $^{10}\text{Be}_c$. Cette différence peut être expliquée par l'intervention de particules incidentes différentes et/ou d'énergies différentes sur des cibles différentes lors de la réaction de spallation qui caractérise la production des deux cosmonucléides (Ca, Mg, Fe, Al ... qui n'existent pas dans le quartz).

Un travail expérimental et théorique est maintenant nécessaire pour caractériser et pour modéliser la production de l' $^3\text{He}_c$ dans les grenats et les autres minéraux. Bien que des études ayant utilisé l' $^3\text{He}_c$ dans les olivines et les pyroxènes (de basse altitude) ne suggèrent qu'une dépendance minimale de la production à la composition aucune conclusion définitive sur cette hypothétique dépendance n'est possible. Il est donc très important de concentrer maintenant le travail expérimental sur des profils en altitude pour les différents minéraux.

Parallèlement à ce travail expérimental, il est important que les modèles théoriques complexes qui apparaissent depuis quelques années tiennent compte de ces résultats. Un premier pas en ce sens a été engagé sous l'aspect d'une collaboration avec I. Leya de l'ETH (Zurich). Un modèle de calcul du taux de production de ${}^3\text{He}_c$ à partir de la composition des minéraux cibles, de la latitude et de l'altitude a été établi. Ce modèle est en très bon accord avec les données de terrains de cette étude mais nécessite encore d'être affiné notamment pour le ${}^{10}\text{Be}_c$.

Enfin, il serait aussi très intéressant de diriger les recherches vers la production à haute altitude d'autres cosmonucléides stables comme le ${}^{21}\text{Ne}_c$ par exemple. En effet dans l'hypothèse que seul ${}^3\text{He}_c$ est produit en excès en fonction de l'altitude, les rapports des concentrations $\frac{[{}^3\text{He}]}{[{}^{10}\text{Be}]}$ (dans une gamme d'âge de 0-5 Ma) et $\frac{[{}^3\text{He}]}{[{}^{21}\text{Ne}]}$ apparaissent alors comme des paléo-altimètre potentiels.

Applications géologiques

Au Népal central, Dans le Ganesh Himal, la chronologie glaciaire issue de la méthode ${}^3\text{He}_c$ -Grenats et du modèle de taux de production ${}^3\text{He}_c$ proposé, montre que pendant l'Holocène, depuis -9500/-9000 ans le glacier de la Mailun Khola subit un retrait général. Ce retrait a été rapide entre -9500/-9000 et -8000 ans et entre -7500/-7000 et -6000 ans, puis plus lent après -6000 ans. Pendant ce retrait général, le glacier a connu une période de stagnation vers -8000/-7000 ans et une autre période de stagnation ou d'avancée plus récente il y a moins de 1000 ans au Petit Age Glaciaire.

Cette chronologie en décalage avec celles estimées le long de la chaîne par la méthode ${}^{10}\text{Be}_c$ est pourtant en bon accord avec les enregistrements paléo-climatiques existants de part et d'autre de la chaîne. Ce décalage a été attribué à la différence de taille des glaciers comparés. Le glacier de la Mailun étant plus petit le temps de réponse aux variations climatiques locales ou régionales est plus court.

D'une manière générale la méthode ${}^3\text{He}_c$ -Grenat apparaît comme très bien adaptée à ce genre d'étude. La précision de la méthode analytique utilisée ici permet de dater et de distinguer des événements millénaires. Grâce à la production importante d' ${}^3\text{He}_c$ à haute altitude, la correction de la composante non-cosmogénique est très faible et l'incertitude liée est minime. La précision des âges n'est donc plus fonction que des limites de reproductibilité des mesures analytiques. De plus, de part sa dureté le grenat est un minéral particulièrement bien adapté puisqu'il permet l'échantillonnage facile des polis glaciaires.

L'étude de la chronologie des mouvements d'un glacier est donc largement rendue possible avec la méthode ${}^3\text{He}_c$ -Grenat grâce à une production importante du cosmonucléide et aux caractéristiques même du minéral grenat. Néanmoins pour affiner les résultats la stratégie d'échantillonnage doit être plus rigoureuse. C'est la combinaison de la datation des polis glaciaires et des moraines qui contraint la chronologie de mouvements des glaciers. D'un point de vue géomor-

phologique, les objets glaciaires produit par les mouvements d'un glacier sont très bien connus et permettent de remonter aux phénomènes glaciaires qui les ont formé (avancée, retrait...). L'affinement des chronologies glaciaires passent donc par l'affinement des datations de ces objets. Ceci peut être fait en échantillonnant systématiquement des polis glaciaires bien conservés, de manière à réduire l'erreur liée à une érosion potentielle, et en échantillonnant plusieurs morceaux de crêtes de moraines pour réduire la probabilité de dater un bloc morainique ayant subi une érosion depuis son abandon.

Enfin toujours au Népal central, la distribution des taux d'érosion $^3\text{He}_c$ -Grenat, complétés par des taux d'érosion $^{10}\text{Be}_c$ -Quartz, montrent un contraste d'érosion clair entre les flancs de la chaîne.

Le flanc Nord est soumis à une érosion faible de l'ordre de 0,5 mm/an tandis que dans le flanc Sud, la Haute Chaîne est soumise à une érosion supérieur à 2,5 mm/an. Ce contraste suit le contraste de précipitation, d'incision modélisée, de taux de dénudation (traces de fissions), et l'intensité des taux d'érosion mesurés semblent continus dans toute la moitié Ouest de la chaîne. Les taux d'érosion dans cette moitié étant comparables aux taux de dénudation, ils suggèrent que l'exhumation des roches est principalement accommodée par l'érosion. De plus, même si les vitesses d'incision modélisées sont supérieures aux vitesses d'érosion estimées, la forte érosion au niveau de la Haute Chaîne conforte l'hypothèse de la présence d'une rampe mi-crustale à l'aplomb. La surrection au niveau de la Haute Chaîne serait une réponse au départ de matière dû à l'érosion et l'incision.

A l'inverse de l'étude de la chronologie glaciaire, l'estimation des taux d'érosion à partir de la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat dans les sables de rivières a montré ses limites. Les limites sont liées à la fois à la méthode analytique et à la philosophie plus générale d'utilisation des cosmonucléides dans les sables de rivières. Dans le cas d'une érosion aussi rapide et d'une variation topographique aussi importante que celles que connaît le flanc Sud de l'Himalaya, les concentrations en $^3\text{He}_c$ des grenats de sables ne sont pas suffisantes pour une analyse précise. La correction de la composante non-cosmogénique et son incertitude deviennent importantes et limitent l'estimation des taux d'érosion à une valeur inférieure. L'estimation de la composante non-cosmogénique est donc la condition d'utilisation de la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat dans les sables de rivières pour estimer des taux d'érosion rapides.

Bien que pour la plupart des échantillons nous ayons des valeurs d'érosion $^3\text{He}_c$ imprécises (limites inférieures), les taux d'érosion $^{10}\text{Be}_c$ -Quartz présentent une certaine dispersion dans le flanc Sud et pointent avec les taux $^3\text{He}_c$ les limites de l'utilisation des cosmonucléides dans les sables de rivières.

Lorsque le minéral utilisé n'est pas représentatif des lithologies drainées, les taux d'érosion sont sous estimés. Lorsque l'érosion de la zone drainée est dominée par des phénomènes stochastiques comme les glissements de terrain, les taux d'érosions sont dispersés.

Le développement de l'analyse d'autres cosmonucléides comme le $^{36}\text{Cl}_c$ ou le $^{41}\text{Ca}_c$ portés par des phases non silicatées, et leur utilisation combinées avec l' $^3\text{He}_c$ ou le $^{10}\text{Be}_c$ semblent être la meilleure solution pour étudier la distribution de l'érosion des chaînes de montagne.

Les cosmonucléides sont des outils encore en voie de développement, et les nouveaux appareils de mesures vont encore ouvrir des champs de possibilités et multiplier le nombre de cosmonucléides mesurables. Les estimations croisées permettront de confirmer et d'affiner les estimations de temps d'exposition. Néanmoins, l'utilisation des cosmonucléides ne sera valable qu'à condition de comprendre leur mécanisme de production ainsi que le phénomène que l'on veut tracer.

L'utilisation de l' ^3He cosmogénique nécessite encore beaucoup de développement, comme l'utilisation des cosmonucléides dans les sables de rivières.

Annexe A

Composition des grenats mesurée à la sonde électronique

Annexe A. Composition des grenats mesurée à la sonde électronique

Tab. A.1: Composition des grenats mesurée à la sonde électronique.

	Py.	Alm.	Spe.	And.	Uva.	Gros.		Py.	Alm.	Spe.	And.	Uva.	Gros.
GA44	11	82	1	2	0	4	MAI 24	12	81	2	5	0	0
14	81	1	2	0	0	2		12	81	2	5	0	0
GA97	7	79	2	0	0	11		12	82	2	4	0	0
7	79	2	1	0	0	11	MAI 24	12	84	2	3	0	0
7	80	2	5	0	0	6		12	82	1	4	0	0
GA96	13	75	1	7	0	4		12	83	2	3	0	0
GA95	6	83	1	1	0	9	MAI 24	7	81	2	6	0	4
5	78	2	0	0	0	14		5	80	2	7	0	5
GA79	8	78	3	1	0	10		7	80	3	3	0	7
GA59	12	82	1	0	0	5	MAI 25	12	81	2	5	0	0
13	82	1	3	0	0	0		12	82	2	4	0	0
GA59	8	80	2	0	0	10		12	80	2	5	0	0
8	80	2	3	0	0	6	MAI 25	12	79	2	7	0	0
GA29	6	81	3	3	0	7		12	81	3	5	0	0
6	80	3	1	0	0	10		11	82	2	6	0	0
GA58	15	70	3	3	0	10	MAI 25	5	82	4	5	0	5
14	70	3	0	0	0	13		5	82	4	0	0	10
GA56	7	81	1	0	0	11	MAI 26	12	83	2	3	0	0
7	81	1	1	0	0	10		12	82	3	4	0	0
GA54	11	85	1	1	0	2		14	82	1	17	0	0
13	85	0	0	0	0	2	MAI 26	6	81	3	0	0	10
GA53	16	81	1	3	0	0		5	81	4	2	0	8
15	82	1	0	0	0	2		5	81	4	1	0	9
15	82	0	0	0	0	2	MAI 26	5	83	2	3	0	6
GA45	10	81	3	1	0	5		6	84	2	2	0	6
9	82	3	0	0	0	6		6	83	2	0	0	10
GA45	14	80	2	0	0	4	GA205	8	73	13	2	0	3
14	80	2	2	0	0	2		8	73	13	1	0	4
GA98	15	70	4	2	0	9		9	74	12	2	0	4
14	70	5	3	0	0	8	GA205	14	75	9	1	0	1
GA24bis	15	81	1	0	0	2		15	73	9	2	0	0
15	82	1	1	0	0	1		14	76	10	0	0	1
GA25a	6	80	2	2	0	10	GA205	12	74	9	1	0	5
10	82	2	0	0	0	6		13	75	8	1	0	3
GA25b	5	77	5	0	0	13		12	75	8	1	0	4
6	78	4	2	0	0	10	GA207	5	67	25	6	0	0
GA26	12	84	1	0	0	3		4	64	26	6	0	0
12	84	1	3	0	0	0		4	67	26	3	0	0
GA27	13	81	1	0	0	5	GA207	6	72	5	4	0	12
13	80	1	4	0	0	2		5	73	6	6	0	11
GA16	14	84	0	1	0	1		5	71	6	0	0	19
14	84	0	0	0	0	1	GA207	11	68	17	4	0	0
GA20	15	83	1	0	0	1		11	70	15	4	0	0
15	83	1	2	0	0	0		10	70	17	4	0	0
GA22	11	76	0	1	0	11	GA212	14	64	10	5	0	5
12	76	0	1	0	0	10		16	67	9	5	0	3
GA23	5	77	5	1	0	12		14	72	9	2	0	2
6	77	4	1	0	0	12	GA212	10	82	4	4	0	0
GA24	14	82	1	1	0	2		11	81	4	4	0	0
12	84	1	0	0	0	3		11	82	4	3	0	0
GA109	5	67	14	0	0	13	GA212	6	52	27	4	0	11
5	65	15	0	0	0	14		7	52	25	3	0	13
GA87	12	67	3	0	0	18		14	55	17	7	0	7
GA91	19	68	1	9	0	3	GA222	14	74	2	0	0	11
GA113	10	82	1	4	0	2		14	74	2	7	0	3
12	80	2	6	0	0	0		15	74	2	6	0	3
GA103	12	76	1	8	0	3	GA222	11	85	3	7	0	0
13	75	1	9	0	0	2		11	85	3	6	0	0
MKR40A	20	64	3	1	0	12		9	83	3	1	0	3
19	65	4	2	0	0	10	GA222	10	68	5	0	0	17
19	64	4	5	0	0	8		8	63	8	2	0	18
MKR37	2	60	32	3	0	3		8	61	9	3	0	18
3	59	32	4	0	0	2	GA200	8	82	3	3	0	4
2	61	33	1	0	0	3		8	82	2	7	0	0
MKR37	2	61	32	4	0	1		8	81	2	4	0	4
2	60	32	4	0	0	1	GA200	15	82	1	6	0	0
3	60	32	4	0	0	1		13	81	2	4	0	0
GA55	5	77	5	5	0	7		11	81	4	1	0	3
5	79	5	0	0	0	11	GA200	5	53	25	5	0	12
4	80	5	1	0	0	9		4	52	27	6	0	11
GA80	7	76	5	3	0	9		7	56	17	0	0	19
6	76	6	7	0	0	5	GA239	5	75	11	4	0	4
6	77	5	6	0	0	6		6	78	7	6	0	4
GA80	11	76	4	2	0	8		6	77	6	7	0	3
10	77	3	2	0	0	8	GA239	10	79	7	4	0	0
MKR40A	19	64	4	1	0	12		10	77	9	3	0	0
19	64	4	6	0	0	7		11	76	10	3	0	0
19	62	4	5	0	0	10	GA242	12	78	5	1	0	5
MKR36	2	61	31	2	0	4		16	73	2	3	0	7
2	62	31	4	0	0	1		16	72	2	6	0	4
2	61	32	4	0	0	1	GA242	13	70	13	3	0	0
MKR36	2	61	31	4	0	2		13	71	13	2	0	1
2	58	34	6	0	0	0		12	73	13	0	0	3
3	60	33	5	0	0	0		14	70	13	3	0	0
MKR20	12	78	5	5	0	0	GA242	16	64	2	1	0	16
13	78	4	4	0	0	0		17	64	2	0	0	18
14	77	5	5	0	0	0		17	64	2	0	0	18

	Py.	Alm.	Spe.	And.	Uva.	Gros.		Py.	Alm.	Spe.	And.	Uva.	Gros.
MIKR20	12	79	6	4	0	0	GA249	4	91	0	4	0	0
	13	79	5	5	0	0		4	92	0	3	0	1
	12	76	6	6	0	0		3	92	0	1	0	3
MAI 9	9	73	2	5	0	11	GA249	29	66	1	0	0	3
	9	72	2	5	0	12		29	67	1	1	0	2
	8	73	3	2	0	14		22	73	2	0	0	3
MAI 9	8	72	4	5	0	11	GA250	6	72	5	7	0	10
	8	72	3	5	0	12		6	73	6	2	0	13
	8	73	3	3	0	13		5	74	5	1	0	15
GA250	5	67	12	5	0	11	MAR7	8	82	2	4	0	4
	5	69	11	3	0	12		11	80	2	0	0	8
	5	72	9	2	0	12		11	81	2	2	0	4
GA250	9	83	3	5	0	0	MAR9	21	68	7	0	0	4
	10	82	4	4	0	0		22	69	6	0	0	4
	10	84	4	1	0	1		21	70	6	0	0	3
GA230	15	79	4	6	0	0	MAR9	23	67	5	5	0	1
	13	74	7	1	0	5		22	68	4	2	0	5
	14	80	4	0	0	2		22	66	5	4	0	3
GA230	14	77	6	3	0	0	MAR9	10	75	12	3	0	1
	12	73	8	7	0	0		10	75	12	1	0	2
	14	78	6	2	0	0		10	75	12	1	0	2
GA230	7	54	19	1	0	18	GA112	9	73	2	4	0	13
	7	51	23	4	0	14		11	75	1	2	0	10
	7	53	18	0	0	22		12	75	2	6	0	6
GA255	6	77	12	6	0	0	GA112	16	71	1	0	0	13
	6	77	13	7	0	0		15	68	0	0	0	17
	5	78	12	3	0	2		17	67	1	4	0	12
GA255	9	81	3	7	0	0	GA112	11	77	4	3	0	4
	5	70	20	1	0	4		11	78	4	0	0	7
	7	79	9	3	0	1		11	79	2	0	0	7
GA255	8	86	3	3	0	0	GA94	12	76	2	2	0	9
	7	82	5	6	0	0		12	75	2	3	0	8
	6	82	7	2	0	3		12	74	1	1	0	11
MO112	4	87	1	8	0	0	GA94	7	71	2	0	0	20
	4	93	0	2	0	0		8	72	1	0	0	19
	4	94	0	4	0	0		8	73	1	6	0	12
MO112	8	76	3	2	0	11	GA94	14	71	1	3	0	12
	8	77	3	1	0	12		14	70	1	4	0	11
	8	78	2	0	0	12		14	70	0	5	0	10
MO112	7	88	3	3	0	0	MO337	14	70	2	6	0	8
	7	88	3	1	0	2		18	68	1	2	0	11
	7	90	2	0	0	1		17	70	1	3	0	10
MA69	15	74	2	0	0	9	MO337	19	71	3	0	0	7
	16	74	2	4	0	4		19	70	3	4	0	5
	16	74	2	3	0	5		19	68	4	6	0	2
MA69	14	76	2	1	0	6	MO337	17	76	4	1	0	2
	17	74	1	0	0	8		16	76	4	1	0	2
	15	75	2	3	0	6		17	75	4	2	0	1
MA69	13	45	4	3	0	35	MO337	5	44	3	4	0	43
	13	47	5	0	0	35		5	43	3	6	0	43
	13	46	3	0	0	38		5	45	3	0	0	48
MAR11	8	68	6	0	0	18		1	18	0	0	0	81
	8	68	6	0	0	18		0	16	0	0	0	83
	7	69	6	0	0	18	MELTRI	11	78	3	1	0	7
MAR11	21	73	4	0	0	2		10	76	5	4	0	5
	22	72	4	0	0	3		14	79	3	3	0	2
	21	72	4	0	0	3	MELTRI	13	77	4	6	0	0
MAR11	14	79	3	2	0	1		14	79	3	4	0	0
	15	77	4	5	0	0		13	80	4	4	0	0
	15	78	3	0	0	4	MELTRI	11	74	9	4	0	2
MAR11	21	72	2	3	0	2		12	78	7	1	0	2
	21	73	3	4	0	0		14	78	5	4	0	0
	21	72	2	4	0	0	NAG44	14	65	8	0	0	13
MAR13	19	72	6	0	0	3		15	64	7	1	0	12
	21	69	8	1	0	1		14	64	9	0	0	13
	22	69	7	2	0	0	NAG44	19	71	3	0	0	7
MAR13	19	73	4	0	0	4		19	71	3	0	0	7
	21	72	3	0	0	4		20	71	3	0	0	7
	20	72	4	0	0	4		-2	106	-4	0	0	0
MAR13	16	54	3	0	0	27	NAG44	20	74	4	1	0	1
	16	54	3	4	0	23		22	73	3	2	0	0
	15	55	2	0	0	27		16	75	5	3	0	0
MAR27	19	78	1	0	0	1	NAG6	29	66	1	4	0	0
	19	77	2	0	0	1		31	65	1	1	0	1
	20	77	1	0	0	2		31	66	1	0	0	2
MAR27	17	80	1	0	0	2	NAG6	16	71	3	4	0	6
	17	80	1	0	0	2		18	71	3	3	0	6
	17	79	2	3	0	0		16	73	2	0	0	8
MAR27	30	64	1	0	0	4	MO90	18	67	3	2	0	10
	31	64	1	2	0	1		16	65	5	0	0	13
	29	65	1	0	0	4		16	62	9	4	0	10
MAR27	13	79	3	0	0	5	MO90	19	76	3	0	0	2
	14	77	3	1	0	4		21	75	1	1	0	2
	14	78	3	0	0	5		20	75	3	1	0	2
MAR67	26	70	2	0	0	2	MO90	16	63	2	3	0	16
	26	70	2	1	0	1		17	62	3	4	0	14
	26	71	2	0	0	2		16	64	4	5	0	10

Annexe A. Composition des grenats mesurée à la sonde électronique

	Py.	Alm.	Spe.	And.	Uva.	Gros.		Py.	Alm.	Spe.	And.	Uva.	Gros.
MAR67	12	46	3	0	0	38	MO90	13	68	7	0	0	11
	13	47	3	0	0	37		14	70	7	0	0	9
	11	47	5	0	0	37		14	70	7	2	0	7
MAR67	14	78	3	0	0	6	MAR 7	14	66	9	0	0	11
	13	78	3	0	0	6		14	66	9	0	0	11
	12	79	3	0	0	6		14	65	9	1	0	11
MAR67	20	76	3	0	0	2	MAR7	16	60	6	4	0	14
	20	76	2	0	0	2		16	60	6	4	0	15
	19	76	3	0	0	2		15	62	6	1	0	17
MAR7	30	69	1	2	0	0							
	29	70	1	0	0	0							
	28	70	1	0	0	1							

Annexe B

Li, U et Th dans les Grenats

Tab. B.1: Concentration en Li mesurées à la sonde 3F, concentration en U, Th mesurées à l'ICP elan6000.

Echantillons	[Li] Gt ppm	±	[U] Gt ppm	[Th] Gt ppm	Echantillons	[Li] Gt ppm	±	[U] Gt ppm	[Th] Gt ppm
GA20	40.60	20.00			GA50	22.31	7.19		
GA80	23.60	2.92	2.07	8.95	GA52	22.31	7.19		
MAI18	23.60	2.92			GA87	5.74	0.80		
MAI19	23.60	2.92			GA89	5.74	0.80		
GA58	18.78	3.45	6.25	47.13	GA91B	25.69	18.80		
GA59	18.78	3.45			GA94B	5.68	0.70		
MAI17	18.78	3.45			GA43	14.35	1.81		
GA27	31.75	4.09			GA200	17.40	2.19		
GA26	31.75	4.09			GA212	11.16	1.42		
GA25	25.40	11.65	2.69	15.95	GA207	22.93	2.76	2.06	8.88
GA24	31.75	4.09	1.68	8.60	GA239	8.92	1.14		
GA44	27.01	4.02			GA242	13.86	1.65		
GA45	27.01	4.02			GA255	74.29	9.39		
GA29	24.91	10.37			GA205	21.01	2.47		
GA79	24.91	10.37			GA230	18.89	2.21		
GA23	24.91	10.37			GA222	11.16	1.44		
GA16	48.82	14.16			GA250	8.88	1.16		
GA53	34.22	4.50			GA249	6.33	0.79		
GA54	42.95	7.54	14.25	2.44	MA69	10.18	1.19	2.64	12.26
GA55	67.12	7.96	1.28	6.35	MAR67	6.60	1.77		
GA56	29.22	4.61			MAR27	7.80	2.03		
GA95	39.83	1.41	0.0	0.31	MAR13	7.80	2.03		
GA96	22.31	7.19			MAR11	7.80	2.03		
MAI15	22.31	7.19			MAR9	9.65	1.25		
MAI12	22.31	7.19			MAR7	10.53	1.37		
GA98	4.44	0.79	0.92	13.32	MO 9	6.20	0.93		
MAI9	30.29	3.63			MO38	7.89	1.18		
MKR20	20.00	5.00	3.30	19.21	MO50	10.52	1.58		
MKR36	105.28	21.99	4.40	12.26	MO66	11.50	1.73		
MKR37	94.33	6.22	5.41	7.45	MO81	6.82	1.02		
GA40	23.30	2.30	2.25	11.86	MO82	8.11	1.22		
GA66	32.50	3.20	6.02	53.24	MO90	4.59	0.69		
GA67	43.30	4.30	0.81	2.23	LO64	19.05	2.86		
GA61	42.00	4.20	2.78	17.28	NAG42	12.99	1.95		
GA63	17.00	1.70	0.12	1.60	NAG48	6.94	1.04		
MAI26	58.46	12.37			BGP6	12.21	1.83		
GA103	14.47	9.95			BGP14	10.30	1.55		
GA107	40.61	15.53			NHGt	7.79	1.17		
GA109	40.61	15.53			B114	3.32	0.50		
GA112	21.62	17.58			NAG6	12.51	10.00		
GA113	21.62	17.58			NAG44	12.51	10.00		
GA19b	40.60	20.00			Meltri	50.00	7.50		
GA32	23.99	2.93							

Annexe C

Photos de grenats analysés

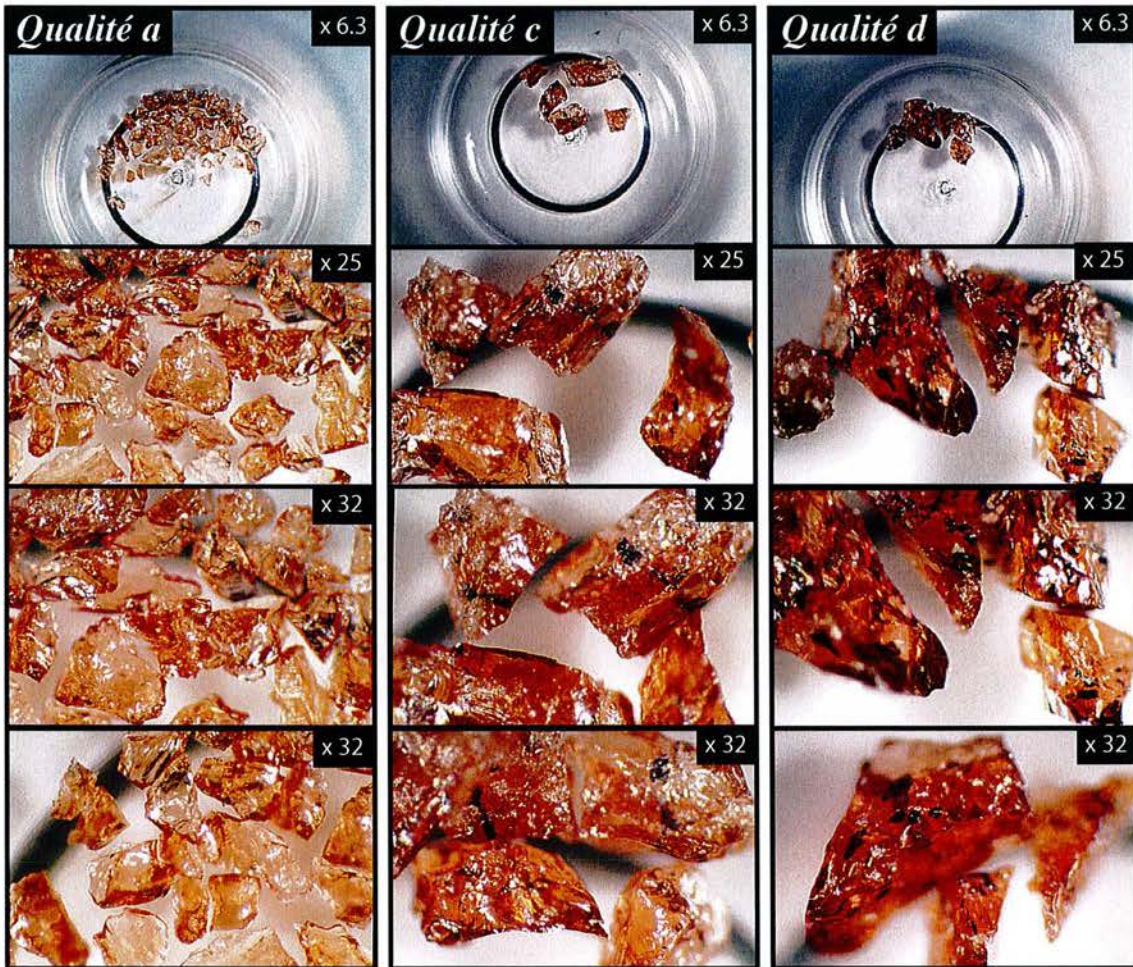


Fig. C.1: Photos de l'échantillon GA98 selon la qualité. a) contient une inclusion par grain, c) contient entre trois et six inclusions par grain, d) contient plus de six inclusions par grains.

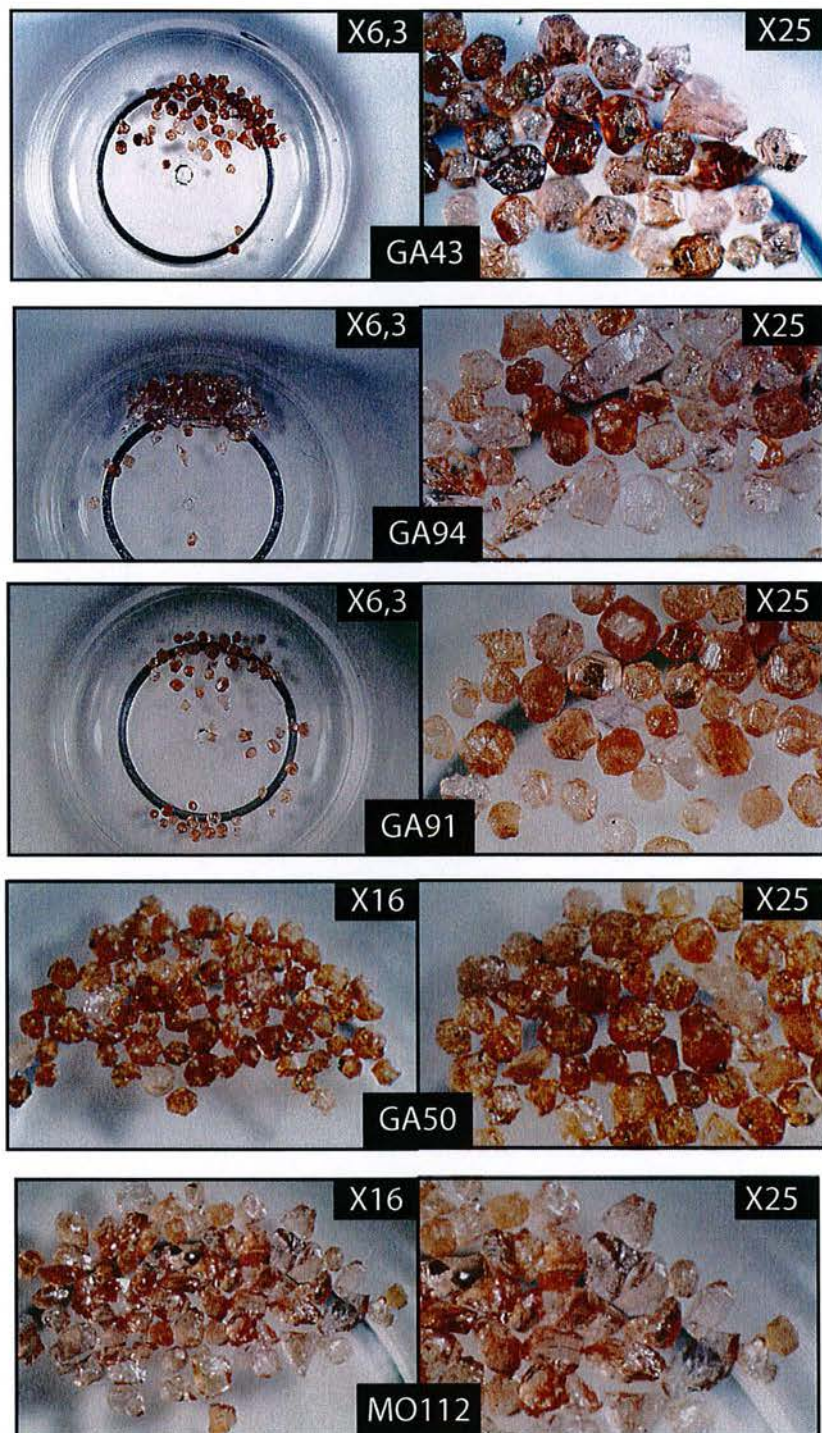


Fig. C.2: Photos de quelques échantillons de sables. Le nombre de grains automorphes est très variable.

Bibliographie

- [1] P. Molnar and P. England. Late cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : Chicken or egg? *Nature*, 346 :29–34, 1990.
- [2] J. P. Avouac and E. Burov. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, 1001 :17,747–17,769, 1996.
- [3] J. G. Masek, B. L. Isacks, M. Barazangi, and E. J. Fielding. Erosion and tectonics at the margins of the continental plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 99 :13,941–13,956, 1994.
- [4] D. W. Burbank. Causes of the recent himalayan uplift deduced from deposited patterns in the ganges basin. *Nature*, 357 :680–683, 1992.
- [5] D. R. Montgomery. Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of Geophysical Research*, 99 :13,913–13,921, 1994.
- [6] A. Galy, C. France-Lanord, and L. A. Derry. The late oligocene-early miocene himalayan belt constraints deduced from isotopic compositions of early miocene turbidites in the bengal fan. *Tectonophysics*, 260 :109–118, 1996.
- [7] A. Galy. *Etude géochimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne*. PhD thesis, INPL, 1999.
- [8] J. Lavé and J. P. Avouac. Fluvial incision and tectonic uplift across the himalayas of central nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106 :25,561–26,591, 2001.
- [9] J. P. Burg and G. M. Chen. Tectonics and structural zonation of southern tibet, china. *Nature*, 311 :219–223, 1984.
- [10] A. Pêcher. The contact between the higher himalayan crystallines and the tibetan sedimentary series : Miocène large scale dextral shearing. *Tectonics*, 10 :587–598, 1991.
- [11] M. R. Pandey, R. P. Tandukar, J. P. Avouac, J. Lavé, and J. P. Massot. Intersismic strain accumulation on the himalayan crustal ramp (nepal). *Geophysical Research Letter*, 22 :751–754, 1995.
- [12] M. Colchen, P. Le Fort, and A. Pêcher. Notice explicative de la carte géologique annapurna-manaslu-ganesh (himalaya du népal) au 1 :200000e. *Ed. Cent. Natl. Rech. Sci*, 1986.

- [13] P. Bordet, M. Colchen, D. Krummenacher, P. Le Fort, R. Mouterde, and M. Remy. *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola*. CNRS, centre national de la recherche scientifique edition, 1971.
- [14] P. Le Fort. The himalayan orogenic segment. In *Tectonic evolution of the Tethyan regions*. Proceeding of the NATO SI Meeting, Istanbul, october 1989, 1989.
- [15] P. Le Fort. Himalaya : The collided range. present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science*, 275 :1–44, 1975.
- [16] A. Pêcher. *Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement : exemple du grand chevauchement central himalayen(M.C.T), transversale des Annapurnas et du Manaslu Népal*. PhD thesis, USM Grenoble, 1978.
- [17] C. France-Lanord. *Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal Central. Etude isotopique H, C, O*. PhD thesis, INPL, 1897.
- [18] J. Lavé and J. P. Avouac. Active folding of fluvial terraces across the siwliks hills (himalaya of central népal). *Journal of Geophysical research*, 105 :5735–5770, 2000.
- [19] J. L. Mugnier, P. Huyghe, E. Chalaron, and G. Mascles. Recent movements along the main boundary thrust of the himalayas : Normal faulting in an over critical thrust wedge ? *Tectonophysics*, 238 :199–515, 1994.
- [20] G. Ramstein, F. Fluteau, and J. Besse. *Himalaya-Tibet, le choc des continents*. CNRS édition, 2002.
- [21] C. France-Lanord and F. Métivier. *Himalaya-Tibet, le choc des continents*. CNRS édition, 2002.
- [22] D. Vance, M. Bickle, S. Ivy-Ochs, and P. W. Kubik. Erosion and exhumation in the himalaya from cosmoenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 206 :273–288, 2002.
- [23] S. L. Reneau, W. E. Dietrich, M. Rubin, D. J. Donahue, and J. T. Jull. Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. *Geology*, 97 :45–63, 1989.
- [24] M. Schaller, F. Von Blanckenburg, N Hovius, and P. W. Kubik. Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nucleides in european river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 188 :441–458, 2001.
- [25] E. T. Brown, R. F. Stallard, M. C. Larsen, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Denudation rates determined from the accumulation of in situ produced ¹⁰be in the luquillo experimental forest, puerto rico. *Earth and Planetary Science Letters*, 129 :193–202, 1995.
- [26] P. Sarda, T. Staudacher, C.J. Allègre, and A. Lecomte. Cosmogenic neon and helium at réunion : measurement of erosion rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 119(119) :405–417, 1993.

-
- [27] J.C. Gosse and F.M. Phillips. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 2001.
- [28] D.F. Smart and M.A. Shea. Galactic cosmic radiation and solar energetic particles. *Handbook of Geophysics and the Space Environment. Air Force Geophysics Laboratory*, pages 6-1-6-29, 1985.
- [29] T. Gaisser. Gamma rays and neutrinos as clues to the origin of high energy cosmic rays. *Science*, 247 :1049-1056, 1990.
- [30] T. K Gaisser and T. Stanev. Cosmic rays review of particle physics. *The European Physical Journal*, 3 :132-137, 1998.
- [31] D. Lal and B. Peters. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. *Hanbuch der Physik*, 46 :551-612, 1967.
- [32] D. H. Templeton. Nuclear reactions induced by high energy particles. *Annual Review of Nuclear Science*, 2 :93-104, 1953.
- [33] D. Lal. In-situ produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16 :355-388, 1988.
- [34] E. T. Brown, D. L. Bourlès, F. Colin, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and S. Desgarceaux. Evidence for muon-induced production of ^{10}Be in near-surface rocks from the Congo. *Geophysical Research Letters*, 22 :703-706, 1995a.
- [35] B. Heisinger, M. Niedermayer, F. J. Hartmann, G. Korschinek, E. Nolte, G. Morteani, S. Neumaier, C. Petitjean, P. Kubik, A. Synal, and S. Ivy-Ochs. In situ production of radionuclides at great depths. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 123 :341-346, 1997.
- [36] B. Heisinger and E. Nolte. Cosmogenic in situ production of radionuclides : Exposure ages and erosion rate. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172 :790-795, 2000.
- [37] S. Niedermann. *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. Reviews in mineralogy and geochemistry. Geochemical Society, Mineralogical Society of America, 2002.
- [38] M. D. Kurz. In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 50 :2855-2862, 1986b.
- [39] D. Lal. Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 :424-439, 1991.
- [40] D. Lal, J. R. Arnold, and M. Honda. Cosmic-ray production rates of Be^7 in oxygen, and p^{32} , p^{33} , p^{35} in argon at mountain altitudes. *Physics reviews*, 118 :1626, 1960.
- [41] Y. Yokoyama, J-L Reyss, and F. Guichard. Production of radionuclides by cosmic rays at mountain altitudes. *Earth and planetary Sciences Letters*, 36 :44-50, 1977.

- [42] T. J. Dunai. Scaling factors for production rates of in situ production cosmogenic nuclides : a critical reevaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 176 :157–169, 2000.
- [43] J. O. Stone. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105 :23753–23759, 2000.
- [44] E. Heidebreder, K. Pinkau, C. Reppin, and V. Schonfelder. Measurment of the distribution in energy and angle of high-energy neutrons in the lower atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 76 :2905–2916, 1971.
- [45] L. L. Siame, R. Braucher, and D. L. Bourlès. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4 :383–396, 2000.
- [46] K. Nishiizumi, E. L. Winterer, C. P. Kohl, J. Klein, R. Middleton, D. Lal, and J. R. Arnold. Cosmic ray production rates of ^{10}be and ^{26}al in quartz from glacially polished rocks. *journal of Geophysical Research*, 94 :17907–17915, 1989.
- [47] J. Dunne, D. Elmore, and P. Musikar. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surface. *Geomorphology*, 27(3-11), 1999.
- [48] J. Masarik and J. Beer. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the earth atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 104 :12099–12111, 1999.
- [49] M. Frank, B. Schwarz, S. Baumann, P. W. Kubik, M. Suter, and A. Mangini. A 200kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ^{10}be in globally stacked deep-sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 149 :121–129, 1997.
- [50] G. Wagner, J. Masarik, J. Beer, S. Baumgartner, D. Imboden, P. W. Kubik, H. A Synal, and M Suter. Reconstitution of the geomagnetic field between 20 and 60kyr bp fromcosmogenic radionuclides in the grip ice core. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172 :597–604, 2000.
- [51] T. E. Cerling and H. Craig. Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 58 :249–255, 1994b.
- [52] T. M. Shanahan and M. Zreda. Chronology of quaternary glaciations in east africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 177 :23–42, 2000.
- [53] J. Masarik, M. Frank, J. M. Schafer, and R. Wieler. Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 65 :2995–3003, 2001.
- [54] T. J. Dunai. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 193 :197–212, 2001b.

-
- [55] M. Ohno and Y. Hamano. Geomagnetic poles over the last 10,000 years. *Geophysical Research Letters*, 19 :1715–1718, 1992.
- [56] M. Ohno and Y. Hamano. Global analysis of the geomagnetic field : Time variation of the dipole moment and the geomagnetic pole in the holocene. *J Geomag Geoelectr*, 45 :1455–1466, 1993.
- [57] R. J. Poreda and T. E. Cerling. Cosmogenic neon in recent lavas from the western united states. *Geophysical Research Letters*, 19 :1863–1866, 1992.
- [58] E. T. Brown, E. J. Brook, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and M. D. Kurz. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}be and ^{26}al in quartz : implication of exposure age dating. *Geophysical research Letters*, 19 :369–372, 1992.
- [59] Eighth International Conference on Geochronology. *Cosmogenic production of ^{10}Be and ^{26}Al on the surface of the earth and underground*, Berkley, California, 1994. (U.S. Geol. Surv. Circular 1107).
- [60] T. E. Cerling, R. H. Webb, R. J. Poreda, A. D. Rigby, and T. S. Melis. Cosmogenic ^3he ages and frequency of late holocene debris flows from prospect canyon, grand canyon, usa. *Geomorphology*, 27(27) :93–11, 1999.
- [61] J. Masarik and R. C. Reedy. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. *Earth and Planetary Science Letters*, 136 :381–395, 1995.
- [62] D. H. Clark, P. R. Bierman, and P. Larsen. Improving in situ cosmogenic chronometers. *Quaternary Research*, 44 :367–377, 1995.
- [63] D. W. Burbank, J. Leland, E. Fielding, R.S. Anderson, N. Brozovic, M.R. Reid, and C. Duncan. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern himalayas. *Nature*, 379 :505–510, 1996.
- [64] D. Lal and J. R. Arnold. Tracing quartz through the environment. *Proceedings of the Indian Academy of Science (Earth Planetary Science Section)*, 94 :1–5, 1985.
- [65] P. R. Bierman. Use of in situ produced cosmogenic isotopes to determine rates of geomorphic processes. *Am. Geophy. Union, Chapman Conf. Tectonics and Topography*, page 34, 1992.
- [66] E. T. Brown, R. F. Stallard, M. C. Larsen, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Denudation rates based on accumulation of in situ produced ^{10}be compared with watershed mass balance results in the luquillo experimental forest, puerto rico. *EOS(Trans., Am. Geophys. Union)*, 74 :295, 1993.
- [67] D. E. Granger and J. W. Kirchner. Estimating catchment wide denudation rates from cosmogenic isotopes in alluvial sediment : Fort sage mountains california. *Eighth Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology, and isotope Geology. U.S. Geol. Survey Circ.*, 1107 :116, 1994.

- [68] P. R. Bierman and E. J. Steig. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. *Earth Surf. Proc. Landforms.*, 1995.
- [69] D. E. Granger, J. W. Kirchner, and R. Finkel. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *The Journal of Geology*, 104 :249–257, 1996.
- [70] E. T. Brown, J. M. Edmond, J. M. Raisbeck, M. D. Kurz F. Yiou, and E. J. Brook. Examination of surface exposure ages of antarctic moraines using in situ produced ^{10}be and ^{26}al . *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 55 :2269–2283, 1991.
- [71] K. Nishiizumi, C. P. Kohl, J. R. Arnold, J. Klein, D. Fink, and R. Middleton. Cosmic ray produced ^{10}be and ^{26}al in antarctic rocks : exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 :440–454, 1991a.
- [72] E. J. Brook, M. D. Kurz, R. P. Jr. Ackert, G. H. Denton, E. T. Brown, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Chronology of taylor glacier advances in arena valley, antarctica, using in situ cosmogenic ^3he and ^{10}be . *Quaternary Research*, 39 :11–23, 1993.
- [73] E. J. Brook, M. D. Kurz, R. P. Jr. Ackert, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Cosmogenic nuclide exposure ages and glacial history of late quaternary ross sea drift in mcmurdo sound, antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 131 :41–56, 1995.
- [74] S. Ivy-ochs, C. Schluchter, P. W. Kubik, B. Dittrich-Hannen, and J. Beer. Minimum ^{10}be exposure ages of early pliocene for the table mountain plateau and the sirius group at mount fleming, dry valleys, antarctica. *Geology*, 23 :1007–1010, 1995.
- [75] J. M. Schafer, S. Ivy-Ochs, R. Wieler, I. Leya, . Baur, G. H. Denton, and C. Schluchter. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth : surface exposure age of the dry valleys, antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 167 :215–226, 1999.
- [76] M. D. Kurz, D. Colodner, T. W. Trull, R. B. Moore, and K. O'Brien. Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic ^3he : results from young hawaiian lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 97 :177–189, 1990.
- [77] J. M. Licciardi, M. D. Kurz, P. U. Clark, and E. J. Brook. Calibration of cosmogenic ^3he production rate of holocene lava flows in oregon, usa, and effects of the earth's magnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, 172 :261–271, 1999.
- [78] A. W. Laughlin, J. Poths, H. A. Healey, S. Reneau, and G. WoldeGabriel. Dating of quaternary basalt using cosmogenic ^3he and ^{14}c methods with implications for excess ^{40}ar . *Geology*, 22 :135–138, 1994.
- [79] K. Nishiizumi, R. C. Finkel, J. Klein, and C. P. Kohl. Cosmogenic production of ^7be and ^{10}be in water targets. *Journal of Geophysical Research*, 101 :22,225–22,232, 1996.
- [80] P. Bierman, P. Larsen, E. Clapp, and D. Clark. Refining estimates of ^{10}be and ^{26}al production rates. *Radiocarbon*, 38(1) :149, 1996.

-
- [81] S. Ivy-Ochs. *The dating of Rock surfaces using in situ produced ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl , with examples from Anarctica and the Swiss Alps*. PhD thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, Zurich, 1996.
- [82] J. Gosse and J. Klein. Production rate of in situ cosmogenic ^{10}be in quartz at high altitude and mid-latitude. *Radiocarbon*, 38(1) :154–155, 1996.
- [83] P. W. Kubik, S. Ivy-Ochs, J. Masarik, M. Frank, and C. Schluchter. ^{10}be and ^{26}al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of kofels, otz valley, austria. *Earth and planetary Science Letters*, 161 :231–241, 1998.
- [84] T. Graf, K. Marti, and R. C. Wiens. The ^{21}ne production rate in a si target at mountain altitudes. *Radiocarbon*, 38 :155–156, 1996.
- [85] E. T. Brown, T. W. Trull, P. Jean-Baptiste, G. Raisbeck, D. Bourlès, F Yiou, and B. Marty. Determination of cosmogenic production rates of ^{10}be , ^3he and ^3h in water. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172 :873–883, 2000.
- [86] T.E. Cerling. Dating geomorphologic surfaces using cosmogenic ^3he . *Quaternary research*, 33 :148–156, 1990.
- [87] T. J. Dunai and J. R. Wijbrans. Long-term cosmogenic ^3he production rates (152 ka–1.35 ma) from $^{40}\text{ar}/^{39}\text{ar}$ dated basalt flows at 29n latitude. *Earth and Planetary Science Letters*, 176 :147–156, 2000.
- [88] R. P. Ackert, B. S. Singer, H. Guillou, M. R. Kaplan, and M. D. Kurz. Long-term cosmogenic ^3he production rates from $^{40}\text{ar}/^{39}\text{ar}$ and k-ar dated patagonian lava flows at 47s. *Earth and Planetary Science Letters*, 6612 :1–18, 2003.
- [89] J. Masarik and R. C. Reedy. Monte carlo simulation of in situ produced cosmogenic nuclides. *Radiocarbon*, 38 :163–164, 1996.
- [90] J. O. H. Stone, J. M. Evans, L. K. Fifield, G. L. Allan, and R. G. Cresswell. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(3) :433–454, 1998.
- [91] J. O. H. Stone. A consistent be-10 production rate in quartz-muons and altitude scaling. *AMS-8 Proceedings Abstract Volume*, 1999.
- [92] S. R. Hart. He diffusion in olivine. *Earth and Planetary Science Letters*, 70 :297–302, 1984.
- [93] T. W. Trull, M. D. Kurz, and J. Jenkinsw. Diffusion of cosmogenic ^3he in olivine and quartz. implication for surface exposure dating. *Earth and planetary Science letters*, 103 :241–256, 1991.
- [94] T. Graf, C. P. Kohl, K. Marti, and K. Nishiizumi. Cosmic-ray produced neon in antarctica rocks. *Geophysical Research Letters*, 18 :203–206, 1991.

- [95] E. J. Brook and M. D. Kurz. Surface-exposure chronology using in situ ^3He in antarctic quartz sandstone boulders. *Quaternary Research*, 39 :1–10, 1993.
- [96] T.W. Trull, E. T. Brown, B. Mary, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Cosmogenic ^{10}Be and ^3He accumulation in pleistocene beach terraces in death valley, california, u.s.a. implication for cosmic-ray exposure dating of young surfaces in hot climates. *Chemical Geology*, 119 :191–207, 1995.
- [97] T. J. Dunai and K. Roselieb. Sorption and diffusion of helium in garnet : implication for volatile tracing and dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 139 :411–421, 1996.
- [98] M. D. Kurz. Cosmogenic helium in terrestrial igneous rock. *Nature*, 320 :435–439, 1986a.
- [99] H. Craig and R. J. Poreda. Cosmogenic ^3He in terrestrial rocks : The summit lavas of maui. *Proceedings of the National Academy of Science U.S.A.*, 83 :1970–1974, 1986.
- [100] J. E. Lupton. Terrestrial inert gases : isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11 :371–414, 1983.
- [101] R. C. Reedy, C. Tuniz, and D. Fink. Report of the workshop on production rates of terrestrial in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Nuclear Instruments and Methods B*, 92 :335–339, 1994b.
- [102] J. N. Andrews. The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chemical Geology*, 49 :339–351, 1985.
- [103] J. N. Andrews and R. L. Kay. Natural production of tritium in permeable rocks. *Nature*, 298 :361–363, 1982.
- [104] R. Zito, D. J. Donahue, S. N. Davis, H. W. Bentley, and P. Fritz. Possible sub-surface production of ^{14}C . *Geophysical Research Letters*, 1 :235–238, 1980.
- [105] Y. Feige, B. G. Oltman, and J. Kastner. Production rates of neutrons in soils due to natural radioactivity. *Journal of geophysical Research*, 73 :3135–3142, 1968.
- [106] P. Sharma and R. Middleton. Radiogenic production of ^{10}Be and ^{26}Al in uranium and thorium ores : implications for studying terrestrial samples containing low levels of ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 :709–716, 1989.
- [107] D. N. Poenaru, M. Ivascu, A. Sandulescu, and W. Greiner. Atomic nuclei decay modes by spontaneous emissions of heavy ions. *Physical Review*, 32 :572–580, 1985.
- [108] L. Brown, G. J. Stensland, J. Klein, and R. Middleton. Atmospheric deposition of ^7Be and ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 :135–142, 1989.
- [109] E. T. Brown, J. M. Edmont, G. M. Raisbeck, D. L. Bourlès, F. Yiou, and C. I. Measures. Beryllium isotope geochemistry in tropical river basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 :1607–1624, 1992b.
- [110] L. Brown, J. Klein, R. Middleton, I. S. Sacks, and F. Tera. ^{10}Be in island-arc volcanoes, and implications for subduction. *Nature*, 299 :718–720, 1982.

-
- [111] J. D. Morris. Applications of ^{10}Be to problems in the earth sciences. *Annual review of Earth and Planetary Science*, 19 :313–350, 1991.
- [112] P. Kong, K. Nishiizumi, R. C. Finkel, and M. W. Caffee. In situ produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in olivine. *Eos, Transaction, American Geophysical Union 1999 Fall Meeting 80 (46)*, page F1166, 1999.
- [113] S. Ivy-Ochs, P. W. Kubik, J. Masarik, R. Wieler, L. Bruno, and C. Schluechter. Preliminary results on the use of pyroxene for ^{10}Be surface exposure dating. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 78 :375–382, 1998.
- [114] J. C. Libarkin, J. Quade, C. G. Chase, J. Poths, and W. McIntosh. Measurement of ancient cosmogenic ^{21}Ne in quartz from the 28 ma fish canyon tuff, colorado. *Chemical Geology*, 186 :199–213, 2002.
- [115] S. Niedermann and K. Hahne T. Althaus. A minimum age for llullaillaco south flow from cosmogenic ^3He : much older than 19th. In *III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts Volume (CD)*, Sociedad Geologica de Chile, Santiago, Chile, pages 56–59, 2001b.
- [116] W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Group, 1992.
- [117] T. W. Trull and M. D. Kurz. Experimental measurements of ^3He and ^4He mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 :1313–1324, 1993.
- [118] T. Staudacher and C. J. Allègre. Ages of the second caldera of piton de la fournaise volcano(réunion) determined by cosmic ray produced ^3He and ^{21}Ne . *Earth and Planetary Science Letters*, 119 :395–404, 1993.
- [119] G. M. Raisbeck et al. The ams facility at gif-sur-yvette : progress, perturbations and projects. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 92 :43–46, 1994.
- [120] G. M. Raisbeck, F. Yiou, D. L. Bourlès, J. Lestringuez, and D. Deboffe. Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a tandemron ams facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 29 :22–26, 1987.
- [121] R. Braucher. *Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des laterites en zone intertropicale*. PhD thesis, Université d'aix-Marseille III, 1998.
- [122] B. Marty, R. Pik, and Y. Gezahegn. Helium isotopic variations in ethiopian plume lavas : nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution. *Earth and Planetary Science Letters*, 144 :223–237, 1996.
- [123] B. Marty. Nitrogen content of the mantle inferred $\text{N}_2\text{-Ar}$ correlation in oceanic basalts. *Nature*, 377 :326–329, 1995.
- [124] B. Marty, M. Lenoble, and N. Vassard. Nitrogen, helium and argon in basalt : A static mass spectrometry study. *Chemical Geology*, 120 :183–195, 1995.

- [125] F. Humbert. *Solubilité de l'azote dans les silicates liquides*. PhD thesis, Université henri poincaré, Nancy I, 1998.
- [126] B. A. Mamyrin, G. S Anufriev, I. L. Kamenskiy, and I. N. Tolstikin. Determination of the composition of atmospheric helium. *Geochem. Int.*, 7 :498–505, 1970.
- [127] W. B. Clarke, W. J. Jenkins, and Z. Top. Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3he . *Int. J. App. Radiat. Isot.*, 27 :515–522, 1976.
- [128] P. Copeland and T. Harrisson. Episodic rapid uplift in the himalaya revealed by $^{40}\text{ar}/^{39}\text{ar}$ analysis of detrital k-feldspar and muscovite, bengal fan. *Geology*, 18 :354–357, 1990.
- [129] P. Copeland, T. Harrisson, and P. L. Fort. Age and cooling history of the manaslu granite ; implications for himalayan tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 :33–50, 1990.
- [130] T. Harrison, O. Lovera, and M. Grove. New insights into the origin of two contrasting himalayan granite belts. *Geology*, 25 :899–902, 1997a.
- [131] T. Harrison, F. Ryerson, P. L. Fort, A. Yin, O. Lovera, and E. Catlos. A late miocene-pliocene origin for the central himalayan inverted metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 146 :E1–E7, 1997b.
- [132] J.M. Licciardi, P.U. Clark, E.J. Brook, K. L. Pierce, M. D. Kurz, D. Elmore, and P. Sharma. Cosmogenic ^3he and ^{10}be chronologies of the late pinedale northern yellowstone ice cap, montana, usa. *Geological Society of America*, 29(12) :1095–1098, 2001.
- [133] M.D. Kurz, D. Colodner, T.W. Trull, R.B. Moore, and O'Brien K. Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic ^3he : results from young hawaiian lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 97 :117–189, 1990.
- [134] L. A. Owen, L. Gualtieri, R. C. Finkel, M. W. Caffee, D. I. Benn, and M. C. Sharma. Cosmogenic radionulide dating of glacial landforms lahul himalaya, northern india : defining the timing of late quaternary glaciation. *Journal of Quaternary Science*, 16(6) :555–563, 2001.
- [135] P. L. Barnard, L. A. Owen, M. C. Sharma, and R. C. Finkel. Natural and human-induced landsliding in the garhwal himalaya of northern india. *Geomorphology*, 40 :21–35, 2001.
- [136] D.E. Granger, C. S. Riebe, J. W. Kirchner, and R.C. Finkel. Modulation of erosion on steep granitic slopes by boulder armoring, as revealed by cosmogenic ^{26}ae and ^{10}be . *Earth and planetary Science Letter*, 186 :269–281, 2001.
- [137] J. Leland, M. R. Reid, D. W. Burbank, R. Finkel, and M. Caffee. Incision and differential bedrock uplift along the indus river near nanga parbat, pakistan himalaya, from ^{10}be and ^{26}al exposure age dating of bedrock straths. *Earth and Planetary Science Letters*, 154 :93–107, 1998.
- [138] T. E. Cerling and H. Craig. Comogenic ^3he production rates from 39°n to 46°n latitude, western usa and france. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 :249–255, 1994a.

-
- [139] K. A. Farley. Helium diffusion from apatite; general behavior as illustrated by durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, 105 :2903–2914, 2000.
- [140] P. W. Reiners and K. A. Farley. Helium diffusion and (u-th)/he thermochronometry of titanite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 :3845–3859, 1999.
- [141] R. A. Wolf, K. A. Farley, and D. M. Kass. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (u-th)/he thermochronometer. *Chemical Geology*, 148 :105–114, 1998.
- [142] R. A. Wolf, K. A. Farley, and L. T. Silver. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 :4231–4240, 1996.
- [143] S.G. Wells, L.D. McFadden, J. Poth, and C.T. Olinger. Cosmogenic ^3He surface-exposure dating of stone pavements : omplications for landscape evolution in deserts. *Geology*, 23(7) :613–616, 1995.
- [144] P. Copeland. *Tectonic uplift and climate change*. 1997.
- [145] D. L. Bourlès. *Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique ^{10}Be et de son isotope stable ^9Be en milieu océanique. Application à la datation des sédiments marins*. PhD thesis, Paris-sud Centre d'Orsay, 1988.
- [146] B. Marty and F. Humbert. Nitrogen and argon isotopes in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 152 :101–112, 1997.
- [147] V. Garnier. *Les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Central et du Sud-est : genèse et caractérisation isotopique*. PhD thesis, INPL, 2003.
- [148] M. P. Searle, R. R. Parrish, K. V. Hodges, A. Hurford, M. W. Ayres, and M. J. Withehouse. Shisha pangma leucogranite, south tibetan himalaya. field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *The journal of Geology*, 105 :295–317, 1997.
- [149] K. Nishiizumi, C. P. Kohl, J. R. Arnoold, J. Klein, and R. Middleton D. Fink. Cosmic ray produced ^{10}be and ^{26}al in antarctic rocks : exposure and erosion history. *Earth and planetary Science letters*, 104(2/4) :440–454, 1991a.
- [150] J. Masarik. Numerical simulation of in-situ production of cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Goldschmidt Conference Abstract 2002 :A491, 2002.
- [151] N. Nishiizumi and J. Klein R. Middleton H. Craig. Cosmogenic ^{10}be , ^{26}al , and ^3he in olivine from maui lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 98 :263–266, 1990.
- [152] R. C. Finkel, L. A. Owen, P. L. Barnard, and M. W. Caffee. ^{10}be dating of mount everest moraines indicates a strong monsoon influence and glacial synchronicity throughout the himalaya. *Geology*, 31 :561–564, 2003.
- [153] W. M. Phillips, V. F. Sloan, J. F. Shroder, P. Sharma, M. L. Clark, and H. M. Rendell. Asynchronous glaciation at nangat parbat, northwestern himalaya mountains, pakistan. *Geology*, 28 :431–434, 2000.

- [154] S. Tsukamoto, K. Asahi, T. Watanabe, and W. J. Rink. Timing of past glaciations in the kanchenjunga himal, nepal by optically stimulated luminescence dating of tills. *Quaternary International*, 2002.
- [155] M. C. Sharma and L. A. Owen. Quaternary glacial history of nw garhwal, central himalayas. *Quaternary Science Reviews*, 15 :335–365, 1996.
- [156] B. W. M. Richards, L. A. Owen, and E. J. Rhodes. Timing of late quaternary glaciations in the himalayas of northern pakistan. *Journal of Quaternary Science*, 15(3) :283–297, 2000a.
- [157] B. W. M. Richards, L. A. Owen, E. J. Rhodes, and J. Q. Spencer. Timing of late quaternary glaciations south of mount everest in the khumbu himal. *Geological society of America Bulletin*, 112 :1621–1632, 2000b.
- [158] A. Nesje and S. O. Dahl. *Glaciers and Environmental Change*. Arnold, 2000.
- [159] D. I. Benn and L. A. Owen. The role of the indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in himalayan glaciation : review and speculative discussion. *Journal of Geological Society*, 155 :353–363, 1998.
- [160] B. Francou. *Hautes montagnes passion d'explorations*. Masson, 1993.
- [161] D. E. Sugden. Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the laurentide ice-sheet at its maximum. *Artic and Alpine research*, 9 :21–47, 1977.
- [162] M. R. Bennett and N. F. Glasser. *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms*. Wiley, 2002.
- [163] J. M. Harbor, B. Hallet, and C. F. Raymond. A numerical model of landform development by glacial erosion. *Nature*, 333 :347–349, 1988.
- [164] J. C. Gosse, E. B. Evenson, J. Klein, B. Lawn, and R. Middleton. Precise cosmogenic ^{10}Be measurements in western north america : support for a global younger dryas cooling event. *Geology*, 23 :877–880, 1995a.
- [165] J. C. Gosse, E. B. Evenson, J. Klein, and R. Middleton B. Lawn. Beryllium-10 dating of the duration and retreat of the last pinedale glacial sequence. *Science*, 268 :1329–1333, 1995b.
- [166] F. M. Phillips, M. G. Zreda, L. V. Benson, M. A. Plummer, D. Elmore, and P. Sharma. Chronology for fluctuations in late pleistocene sierra nevada glaciers and lakes. *Science*, 274 :749–751, 1996.
- [167] D. I. Benn and L. A. Owen. Himalayan glacial sedimentary environments : a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in hight mountains. *Quaternary International*, 97-98 :3–25, 2002.
- [168] J. Putkonen and T. Swanson. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59 :255–261, 2003.

-
- [169] M. Stuiver and B. Becker. High precision decadal calibration of the radiocarbon time scale, ad 1950-6000bc. *Radiocarbon*, 35 :35–65, 1993.
- [170] P. J. Taylor and W. A. Mitchell. The quaternary glacial history of the zaskar range, north-west indian himalaya. *Quaternary International*, 65 :81–99, 2000.
- [171] L. A. Owen, U. Kamp, J. Q. Spencer, and Klaus Haserodt. Timing and style of late quaternary glaciation in the eastern hindu kush, chitral, northern pakistan : a review and revision of the glacial chronology based on new optically stimulated luminescence dating. *Quaternary International*, 97-98 :41–55, 2002.
- [172] F. Gasse, J. Ch. Fontes, E. Van Campo, and K. Wei. Holocene environmental changes in bangong co basin (western tibet). part 4 : Discussion and conclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120 :79–92, 1996.
- [173] Z. Gu, L. Jiagi, Y. Baoyin, L. Tunsheng, L. Rongmo, L. Yu, and Z. Guangzu. The changes in monsoon influence in the qinghai-tibetan plateau during the past 12,000 years, geochemical evidence from the lake selin sediments. *Chinese Science Bulletin*, 38(1) :61–64, 1993.
- [174] R. A. Bryson and A.M. Swain. Holocene variations of monsoonal rainfall in rajasthan. *Quaternary Research*, 16 :135–145, 1981.
- [175] L. G Thompson, T. Tao, M.E. Davis, K.A. Henderson, E. Mosley-Thompson, P.N. Lin, J. Beer, H.A. Synal, J. Cole-Dai, and J.F. Bolzan. Tropical climate instability : the last glacial cycle from a qinghai-tibetan ice core. *Science*, 276 :1821–1825, 1997.
- [176] M. Brouand. *Petrogénèse des migmatites de la dalle du Tibet (Himalaya du Népal)*. PhD thesis, INPL, 1989.
- [177] L. Gaudin. Structural evolution of the tethyan sedimentary sequence in the annapurna area, central nepal himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, in press.
- [178] D. Schelling. The tectonostratigraphy and structure of the eastern nepal himalayas. *Tectonics*, 11 :925–943, 1992.
- [179] D. Schelling and K. Arita. Thrust tectonics, crustal shortening and the structure of far-eastern nepal himalayas. *Tectonics*, 10 :851–862, 1991.
- [180] T. M. Harrison, P. Copeland, W. S. F. Kidd, and A. Yin. Raising tibet. *Sciences*, 255 :1663–1670, 1992.
- [181] A.J. Meigs, D. W. Burbank, and R.A. Beck. Middle-late miocene (>10ma) formation of the main boundary thrust in the western himalaya. *Geology*, 23 :423–426, 1995.
- [182] J. P. Avouac, L. Bollinger, J. Lavé, R. Cattin, and M. Flouzat. Le cycle sismique en himalaya. *C. R. Académie des Sciences*, 333 :513–529, 2001.
- [183] H. Lyon-Caen and P. Molnar. Gravity anomalies, flexure of the indian plate and the structure, support and evolution of the himalaya and ganga basin. *Tectonics*, 4 :513–538, 1985.

- [184] R. Armijo, P. Tapponier, J. L. Mercier, and H. Tonglin. Quaternary extension in southern tibet. *Journal of Geophysical Research*, 91 :13803–13872, 1986.
- [185] K. Larson, R. Burgmann, R. Bilham, and J. Freymuller. Kinematics of the india-eurasia collision zone from gps measurments. *Journal of Geophysical Research*, 104 :1077–1093, 1997.
- [186] R. Bilham, K. Larson, J. Freymuller, and members P. I. Gps measurements of present-day convergence across the nepal himalaya. *Nature*, 386 :61–64, 1997.
- [187] M. Jackson and R. Bilham. Constraints on himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in népal and tibet. *Journal of Geophysical research*, 99 :13897–13912, 1994.
- [188] K. Hewitt. Catastrophic landslides and their effects on the upper indus streams, karakoram himalaya, northern pakistan. *Geomorphology*, 26 :47–80, 1998.
- [189] J. F. Shroder. Slope failure and denudation in the western himalaya. *Geomorphology*, 26 :81–106, 1998.
- [190] P. L. Barnard, L. A Owen, M. C. Sharma, and R. C. Finkel. Natural and human-induced landsliding in the garhwal himalaya of northern india. *Geomorphology*, 40 :21–35, 2001.

Résumé

La mesure de l' ^3He cosmogénique dans les grenats pour étudier l'érosion et la chronologie glaciaire au Népal central, a montré que l' $^3\text{He}_c$ est produit en excès par rapport au $^{10}\text{Be}_c$ à haute altitude. Cet excès de production est attribué à une différence d'énergie et/ou de cibles des particules mises en jeu dans la réaction de spallation qui caractérise la production des deux cosmonucléides. Un modèle de production de l' $^3\text{He}_c$ en fonction de l'altitude est donc proposé pour la latitude fixe de $28^\circ 30'$ N. Ce modèle a permis d'établir la chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Kholā, Ganesh Himal, et d'étudier la distribution de l'érosion dans le bassin de la Narayani, Népal central. (i) Le glacier a subi depuis le début de l'Holocène un retrait entrecoupé d'une période de stagnation ou de légère avancée entre -8000/-7000 ans et d'une nouvelle période d'avancée au Petit Age Glaciaire (<1000 ans). (ii) La distribution de l'érosion au Népal central, estimée par la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat montre clairement un contraste N-S. Le flanc Nord de la chaîne subit une érosion faible de l'ordre de 0,5 mm/an, alors que dans le flanc Sud, la Haute Chaîne subit une érosion de plus de 2,5 mm/an. Ces intensités suggèrent que l'exhumation des roches au Népal central est principalement accommodée par l'érosion.

Mots-clés: ^3He , cosmogénique, cosmonucléide, grenat, Himalaya, érosion, cycle glaciaire, chronologie glaciaire, géomorphologie.

Abstract

In the framework of a more general study of erosion rates and glacial chronology in the Himalayas, measurements of cosmogenic ^3He have shown an excess of $^3\text{He}_c$ production in comparison to $^{10}\text{Be}_c$ production at high elevation. This excess is attributed to a difference in energy and/or target of the incoming particles in the spallation reaction which characterise the production of both cosmonuclides. A new model of altitude-dependent $^3\text{He}_c$ production is then proposed for the fixed latitude of $28^\circ 30'$. This model allows us to establish the glacial chronology of the Mailun Kholā glacier, Ganesh Himal, and to study the pattern of erosion in the basin of Narayani, central Nepal. (i) the glacier has undergone, since the beginning of Holocene, one period of glacial retreat punctuated by stagnation or restricted growth between -8000/-7000 years and by a new period of growth during the Little Ice Age (< 1000 years). (ii) the pattern of erosion in central Nepal, estimated by the method $^3\text{He}_c$ -Garnet, clearly shows a N-S contrast. The North flank of the chain undergoes a slow erosion of about 0,5 mm/yr, whereas in the South flank, the High Chain erodes at more than 2,5 mm/an. These rates suggest that exhumation of central Nepal is mainly accommodated by erosion.

Keywords: $^3\text{He}_c$, cosmogenic, cosmonuclide, garnet, Himalaya, erosion, glacial chronology, geomorphology.

**AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE**

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur Rainer WIELER, Professeur, ISGMR, Zürich, Suisse

Monsieur Nicolas ARNAUD, Chargé de Recherche, LG, ISTEEM-USTL, Montpellier

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur GAYER Eric

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

**« Taux d'érosion et chronologie glaciaire en Himalaya. Développements et applications
de la mesure d'hélium cosmogénique dans les grenats »**

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE :
F - 54 501
VANCEUVRE CEDEX

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « Géosciences »

Fait à Vandoeuvre, le 02 décembre 2003

Le Président de l'I.N.P.L.

L. SCHUFFENECKER



Résumé

La mesure de ^3He cosmogénique dans les grenats pour étudier l'érosion et la chronologie glaciaire au Népal central, a montré que $^3\text{He}_c$ est produit en excès par rapport au $^{10}\text{Be}_c$ à haute altitude. Cet excès de production est attribué à une différence d'énergie et/ou de cibles des particules mises en jeu dans la réaction de spallation qui caractérise la production des deux cosmonucléides. Un modèle de production de $^3\text{He}_c$ en fonction de l'altitude est donc proposé pour la latitude fixe de $28^\circ 30'$ N. Ce modèle a permis d'établir la chronologie glaciaire du glacier de la Mailun Khola, Ganesh Himal, et d'étudier la distribution de l'érosion dans le bassin de la Narayani, Népal central. (i) Le glacier a subi depuis le début de l'Holocène un retrait entrecoupé d'une période de stagnation ou de légère avancée entre -8000/-7000 ans et d'une nouvelle période d'avancée au Petit Age Glaciaire (<1000 ans). (ii) La distribution de l'érosion au Népal central, estimée par la méthode $^3\text{He}_c$ -Grenat montre clairement un contraste N-S. Le flanc Nord de la chaîne subit une érosion faible de l'ordre de 0,5 mm/an, alors que dans le flanc Sud, la Haute Chaîne subit une érosion de plus de 2,5 mm/an. Ces intensités suggèrent que l'exhumation des roches au Népal central est principalement accommodée par l'érosion.

Mots-clés: ^3He , comogénique, cosmonucléide, grenat, Himalaya, érosion, cycle glaciaire, chronologie glaciaire, géomorphologie.

Abstract

In the framework of a more general study of erosion rates and glacial chronology in the Himalayas, measurements of cosmogenic ^3He have shown an excess of $^3\text{He}_c$ production in comparison to $^{10}\text{Be}_c$ production at high elevation. This excess is attributed to a difference in energy and/or target of the incoming particles in the spallation reaction which characterise the production of both cosmonuclides. A new model of altitude-dependent $^3\text{He}_c$ production is then proposed for the fixed latitude of $28^\circ 30'$. This model allows us to establish the glacial chronology of the Mailun Khola glacier, Ganesh Himal, and to study the pattern of erosion in the basin of Narayani, central Nepal. (i) the glacier has undergone, since the beginning of Holocene, one period of glacial retreat punctuated by stagnation or restricted growth between -8000/-7000 years and by a new period of growth during the Little Ice Age (< 1000 years). (ii) the pattern of erosion in central Nepal, estimated by the method $^3\text{He}_c$ -Garnet, clearly shows a N-S contrast. The North flank of the chain undergoes a slow erosion of about 0,5 mm/yr, whereas in the South flank, the High Chain erodes at more than 2,5 mm/an. These rates suggest that exhumation of central Nepal is mainly accomodated by erosion.

Keywords: $^3\text{He}_c$, cosmogenic, cosmonuclide, garnet, Himalaya, erosion, glacial chronology, geomorphology.